

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

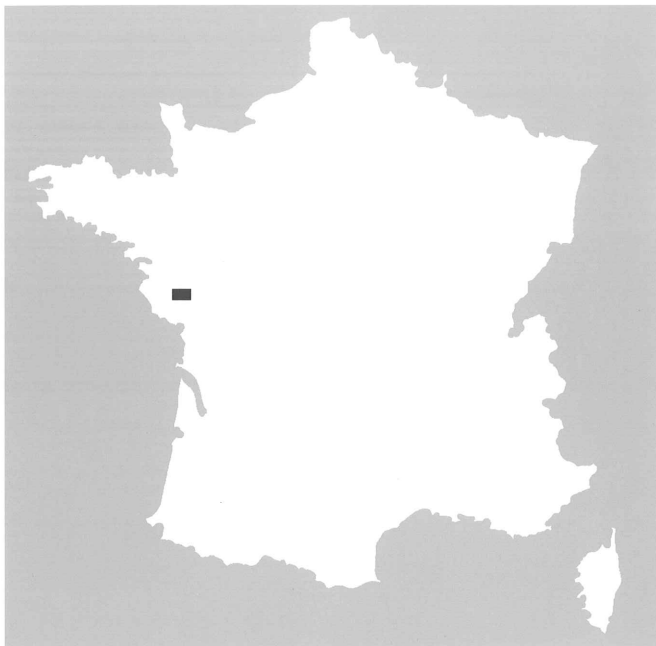
MONTAIGU

par

G. GODARD, P. BOUTON, D. PONCET,

avec la collaboration de
C. GUERROT, C. ROY, D. THIÉBLEMONT,
P. CHÈVREMONT





MONTAIGU

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

Saint-Philbert-de-Grand-Lieu	Clisson	Cholet
Palluau	MONTAIGU	Les Herbiers
Le Poiré-sur-Vie	La Roche-sur-Yon	Chantonnay

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
MONTAIGU À 1/50 000**

par

G. GODARD, P. BOUTON, D. PONCET

**avec la collaboration de
C. GUERROT, C. ROY, D. THIÉBLEMONT, P. CHÈVREMONT**

2010

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

– *pour la carte* : GODARD G., BOUTON P., PONCET D., CARLIER G., CHEVALIER M. (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaigu (536). Orléans : BRGM. Notice explicative par Godard G., Bouton P., Poncet D., *et al.* (2010), 171 p.

– *pour la notice* : GODARD G., BOUTON P., PONCET D., avec la collaboration de Guerrot C., Roy C., Thiéblemont D., Chèvremont P. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaigu (536). Orléans : BRGM, 171 p. Carte géologique par Godard G., Bouton P., Poncet D., Carlier G., Chevalier M. (2007).

© 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.

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	16
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>SOCLE HERCYNIEN</i>	19
DOMAINE DU HAUT-BOCAGE VENDÉEN	19
Unité des Schistes	20
Unité des Gneiss et des Migmatites	23
Roches magmatiques post-métamorphes	27
ACCIDENT DE SECONDIGNY (Cisaillement sud-armoricain)	35
DOMAINE CENTRAL VENDÉEN	36
Unité de Montaigu	37
Unité de Chantonnay	38
Roches magmatiques post-métamorphes	63
FAILLE DU SILLON HOUILLER DE VENDÉE	75
DOMAINE LES ESSARTS-MERVENT	75
Unité du Sillon houiller de Vendée	76
Unité métamorphique de haute pression des Essarts	77
Unité de Chantonnay – Mervent	89
LIGNE TECTONIQUE SAINTE-PAZANNE – MERVENT	90
DOMAINE DU BAS-BOCAGE VENDÉEN	91
Unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers	93
Unité de Saint-Gilles	95
Unité du Bas-Bocage	99
Roches magmatiques post-métamorphes	101
FILONS HYDROTHERMAUX	105
<i>COUVERTURE CÉNOZOÏQUE</i>	107
FORMATIONS TERTIAIRES	107
FORMATIONS QUATERNAIRES	124

HISTOIRE GÉOLOGIQUE – SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	126
ÉVOLUTION DES DIFFÉRENTS DOMAINES JUSQU'AU CARBONIFÈRE	126
Domaine du Haut-Bocage vendéen	127
Domaine central vendéen	128
Domaine les Essarts – Mervent	130
Domaine du Bas-Bocage	131
ÉVOLUTION POST-MÉTAMORPHE (CARBONIFÈRE)	133
Intrusion des granites	133
Sédimentation houillère	133
Déformation post-métamorphe	134
Tectonique tardi-hercynienne	136
ÉVOLUTION AU MÉSOZOÏQUE ET AU CÉNOZOÏQUE	137
Jurassique	137
Crétacé	138
Cénozoïque	138
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	140
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	140
<i>RISQUES NATURELS</i>	143
<i>CAVITÉS SOUTERRAINES</i>	143
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	144
Eaux de surface	144
Eaux souterraines	145
<i>SUBSTANCE UTILES, CARRIÈRES</i>	148
Carrières, gravières et sablières	148
Kaolin	148
Argile	149
Faluns	150
Houille	150
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	150
Or	150
Antimoine	151
Uranium	151
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	152
<i>PRÉHISTOIRE, ARCHÉOLOGIE</i>	152
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	152
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	153
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	153

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Assemblage des feuilles des cartes géologiques à 1/80 000 et à 1/50 000 au voisinage de la feuille Montaigu	18
Fig. 2 - Structures de la déformation dans l'unité des Schistes (b-k)	22
Fig. 3 - Structures de la déformation dans l'Unité des Gneiss et Migmatites ($P\zeta^2$, $MP\zeta^2$)	26
Fig. 4 - Organisation structurale du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre ; principaux couloirs de mylonitisation	28
Fig. 5a - Structures de la déformation dans le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre ; principaux couloirs de mylonitisation	32
Fig. 5b - Structures de la déformation dans le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre ; monzogranite à deux micas (γ^{2-3})	33
Fig. 6 - Microstructure des amphibolites de Boufféré – Pont-Léger (δ)	40
Fig. 7 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les amphibolites (δ) et les leptynites (λ)	hors texte
Fig. 8 - Diagramme $(Tb/Ta)_N$ vs. $(Th/Ta)_N$ pour les amphibolites (δ) et leptynites (λ)	44
Fig. 9 - K_2O résiduel et présence d'oxyde de titane dans les amas chloriteux des métagrauwackes de l'unité de Chantonnay en fonction de l'éloignement aux micaschistes à biotite (ξ^{1-2})	48
Fig. 10 - Lithologie et déformation de l'Ordovicien – Silurien de l'unité de Chantonnay (coupe de la Boutarlière : $46^\circ 48' 58'' N - 1^\circ 12' 48,546'' W$)	hors texte
Fig. 11 - Structures de la déformation D1 et D2 dans l'Unité de Chantonnay	hors texte
Fig. 12 - Diagramme P-Q pour quelques granitoïdes ($P-\gamma$, γ_O , γ_R , γ_m^Q)	67
Fig. 13 - Structures de l'Unité du Sillon houiller de Vendée sur la feuille Montaigu	74
Fig. 14 - Éclogite ferro-titanée et métaplagiogranite (la Chaboterie, Saint-Sulpice-le-Verdon ; $46^\circ 42' 48'' N - 1^\circ 24' 22'' W$)	hors texte
Fig. 15 - Pœciloblaste de grenat d'une éclogite (ψ) ; cartographie des minéraux (d'après Godard, 2001b)	hors texte
Fig. 16 - Structures de déformation syn-éclogitique dans une éclogite	80
Fig. 17 - Structures des éclogites et amphibolites sur la feuille Montaigu	82
Fig. 18 - Structures des gneiss ζ^3 sur la feuille Montaigu	83

Fig. 19 - Évolution P-T poly-orogénique des gneiss ζ^3	86
Fig. 20 - Exemple de couronne réactionnelle de haute pression dans les gneiss ζ^3	87
Fig. 21 - Structures dans le Domaine du Bas-Bocage vendéen	92
Fig. 22 - Microstructure du microgranite de Saligny ($\mu\gamma$)	104
Fig. 23 - Relations entre les formations superficielles dans le secteur de la Dorinière (l'Herbergement)	hors texte
Fig. 24 - Sables (c-p) et quartzites dans l'ancienne gravière de la Galfaudière (Saint-Denis-la-Chevasse ; 46°49'34"N-1°23'07"W)	hors texte
Fig. 25 - Coupe d'un chenal du paléofleuve yprésien (d'après Godard <i>et al.</i> , 1994)	112
Fig. 26 - Tracé du paléofleuve yprésien (d'après Godard <i>et al.</i> , 1994)	114
Fig. 27 - Gisement miocène (m-p) du Cléon Gautret (La Boissière-de-Montaigu)	120
Fig. 28 - Cryoturbation dans les cailloutis yprésiens (e4)	hors texte
Fig. 29 - Évolution du niveau d'eau dans le forage de Chambord (les Brouzils) de 1990 à 2009	146

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques (en poids %) et paramètres multicationiques de roches granitiques	41
Tabl. 2 - Analyses chimiques d'éléments traces (en ppm) pour les granitoïdes P- γ	66
Tabl. 3 - Analyses chimiques (en poids % et ppm) d'amphibolites et leptynites	68
Tabl. 4 - Séismes sur la feuille Montaigu	115
Tabl. 5 - Analyse micropaléontologie et paléoenvironnementale de silex remaniés des feuilles Montaigu et Clisson (Bourdillon, Eradata)	121
Tabl. 6 - Micropaléontologie et paléoenvironnement du Miocène du Cléon Gautret à La Boissière-de-Montaigu (Bourdillon, Eradata)	122
Tabl. 7 - Coupe sommaire des sondages effectués au Cléon Gautret (La Boissière-de-Montaigu)	142

RÉSUMÉ

La feuille Montaigu de la carte géologique de la France au 1/50 000 s'étend au Nord du département de la Vendée, inclut une petite partie de celui de la Loire-Atlantique, et appartient en totalité au Massif armoricain méridional. Elle est principalement constituée de terrains paléozoïques méta-sédimentaires ou ortho-dérivés, métamorphisés et déformés au Paléozoïque supérieur lors de l'orogénèse hercynienne, et partiellement recouverts d'une fine pellicule de sédiments cénozoïques et de formations quaternaires.

Le socle hercynien est fortement structuré selon une direction NW-SE et divisé en quatre grands domaines que séparent trois principales zones de cisaillement tardi-hercyniennes :

– le domaine du Haut-Bocage vendéen affleure au Nord-Est du cisaillement sud-armoricain (accident de Secondigny). Il est principalement constitué du massif leucogranitique de Mortagne-sur-Sèvre intrudant une unité des gneiss et migmatites. Au Sud-Ouest du granite, un étroit couloir de schistes sériciteux, intrudés par des filons granitiques, constitue le prolongement des schistes du Haut-Bocage qui prennent un développement notable sur les feuilles voisines ;

– le domaine central vendéen est délimité par le cisaillement sud-armoricain et le sillon houiller de Vendée. Il est constitué de l'unité de Montaigu (métagranite cambro-ordovicien), sur laquelle repose l'unité de Chantonay, qui couvre plus du tiers de la feuille. Celle-ci se présente comme une grande synforme dont le flanc nord-est est très développé. Sa semelle, qui repose au Nord-Est sur l'unité de Montaigu, est constituée d'une lame de serpentinite, surmontée d'une épaisse formation ortho-dérivée basique (amphibolites) qui comporte dans sa partie supérieure des intercalations méta-sédimentaires et méta-volcaniques acides. Une importante série métamorphique épizonale repose sur cette semelle. Sa base est formée de sédiments terrigènes (grauwackes et pélites), d'âge cambrien présumé, qui furent alimentés par des produits volcaniques et volcanoclastiques acides et basiques. Cette série est surmontée, dans l'angle sud-est de la feuille, par une succession d'horizons à ignimbrite, quartzarénite, phtanite, pélite et calcaire (Ordovicien à Dévonien inférieur), dont le maximum de développement se rencontre sur les feuilles voisines. Ce domaine central vendéen est intrudé par divers granites carbonifères peralumineux, particulièrement le massif granitique de l'Ortay dont la forme en cornue indique une mise en place contemporaine d'un jeu dextre du cisaillement sud-armoricain ;

– le domaine les Essarts – Mervent affleure entre le sillon houiller de Vendée, jalonné par une lame de terrains houillers (Carbonifère supérieur), et la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent. Sur la feuille Montaigu, il consiste en l'unité de métamorphisme de haute pression des Essarts, constituée d'éclogite et d'amphibolite dérivant d'éclogite qui forment des corps plurikilométriques, étirés et plus ou moins boudinés dans un encaissant gneissique, dans lequel on a

mis en évidence la succession de deux cycles orogéniques (antéhercynien et hercynien) et reconnu des reliques de métamorphisme de faciès éclogite ;

– le domaine du Bas-Bocage vendéen, enfin, affleure au Sud-Ouest de la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent. Il est constitué (du Nord-Est vers le Sud-Ouest) : (a) de l'unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers formée de métavolcanites (amphibolites, gneiss à amphibole), appartenant à une série tholéiitique de type arc insulaire, dont l'âge demeure encore inconnu ; (b) d'une ceinture d'orthogneiss (métagranite de l'Angle) intrusive dans (c) la formation des « micaschistes de Saint-Gilles » (métapélites, métagrauwackes et métavolcanites acides apparentées aux « porphyroïdes ») ; (d) de l'unité du Bas-Bocage, formée de micaschistes et de niveaux de phanite. Celle-ci est intrudée par le massif granitique hercynien de Belleville-sur-Vie (angle sud-ouest de la feuille), qui y a développé une auréole de métamorphisme de contact, et qui appartient au complexe granitique du Bas-Bocage (ou de La Roche-sur-Yon). Ce massif et son encaissant sont recoupés par le faisceau de filons microgranitiques de la région de Saligny.

Le socle ancien est par endroits recouvert d'une fine pellicule de terrains sédimentaires du Cénozoïque (sédiments fluviatiles yprésiens, sédiments marins mio-pliocènes, cailloutis) et de formations superficielles quaternaires (formation des plateaux, colluvions et alluvions).

L'évolution géologique de la région peut être résumée ainsi :

- Avant le Carbonifère, chaque domaine a évolué indépendamment, mais tous furent déformés et métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne :
 - le domaine du Haut-Bocage a enregistré une structuration et une anatexie rapportées au Dévonien ;
 - dans le domaine central vendéen, l'unité de Chantonay (semelle orthodérivée ; série terrigène et volcanogène ; horizons volcaniques et sédimentaires supérieurs) se serait formée du Cambrien au Dévonien, dans un contexte d'arc et/ou de bassin arrière-arc, marqué par une subsidence importante. Elle a été métamorphisée dans les faciès amphibolite et schistes-verts, déformée, puis plissée en synforme au Dévonien supérieur et/ou au Carbonifère inférieur ;
 - les éclogites et roches associées de l'unité de haute pression des Essarts (domaine les Essarts – Mervent) dérivent d'une ancienne croûte océanique, subductée jusqu'à ~ 60 km de profondeur au Paléozoïque inférieur. Leur encaissant gneissique, au contraire, est issu d'une croûte continentale préhercynienne dont des fragments ont été entraînés dans la même subduction éo-hercynienne. Les deux types de roches furent déformés et exhumés ensemble lors de la collision continentale liée à l'orogénèse hercynienne ;
 - les diverses unités volcano-sédimentaires du domaine du Bas-Bocage (unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers ; unité de Saint-Gilles, intrudée par le métagranite de l'Angle, et unité du Bas-Bocage) sont au

moins *pro parte* d'âge paléozoïque inférieur. Elles ont été métamorphosées, intensément déformées et accolées par des accidents syn-métamorphes, lors de l'orogénèse hercynienne.

- Le Carbonifère est marqué par une évolution tardi-orogénique, avec l'intrusion des granitoïdes, leucocrates et peralumineux, comme ceux du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (domaine du Haut-Bocage), le dépôt des terrains détritiques continentaux du sillon houiller de Vendée (Namurien à Stéphanien), et des déformations post-métamorphes, concentrées le long de grands accidents cisailants (cisaillement sud-armoricain, sillon houiller de Vendée, et ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent), qui ont juxtaposé tardivement des domaines précédents.
- Après érosion et formation d'une pénéplaine au Permien et au Trias, la mer envahit la région au Jurassique, puis de nouveau au Crétacé supérieur, mais il n'en reste pas de traces avérées sur le territoire de la feuille. En revanche, le Cénozoïque a laissé des sédiments fluviatiles, appartenant à un paléofleuve yprésien (Éocène inférieur), des sédiments marins fossilifères (« faluns ») d'âge mio-pliocène, et des cailloutis. Les formations quaternaires consistent principalement en une fine pellicule de limons, graviers et blocs quartzeux qui recouvrent une grande partie des plateaux.

Les répercussions de la géologie sur les activités humaines, passées et actuelles, sont examinées : occupation du sol (relations entre agriculture et géologie) ; risques naturels (sismicité modérée) ; ressources en eaux de surface et en eaux souterraines ; exploitations de roches (carrières, kaolin, argile...) ; ressources minérales autrefois exploitées (or, antimoine, uranium).

ABSTRACT

The Montaigu sheet of the 1:50,000-scale geological map of France lies in the north of the Vendée department, includes a small portion of the Loire-Atlantique department, and is entirely part of the southern Armorican Massif. The map area is mainly underlain by meta-sedimentary and ortho-derived Paleozoic rocks, which were metamorphosed and deformed during the Late Paleozoic Hercynian orogeny, after which they were partially covered by a thin layer of Cenozoic and Quaternary deposits.

The Hercynian basement was strongly deformed in a NW-SE direction and is divided into four main domains separated by three main Late Hercynian shear zones:

– The Haut-Bocage Vendée domain is exposed to the north-east of the South Armorican shearzone, here called the Secondigny fault. It is mainly underlain by the leucogranite massif of Mortagne-sur-Sèvre that intrudes a gneiss and

migmatite unit. South-west of the granite, a narrow corridor of sericite schist, intruded by granite veins, forms the continuation of the Haut-Bocage schists that are well developed in the neighbouring map areas.

– The Central Vendée domain is bounded by the South Armorican shearzone and the Sillon Houiller Vendéen (SHV - Vendée coal belt). It consists of the Montaigu unit (Cambro-Ordovician metagranite), overlain by the Chantonny unit that underlies more than a third of the map area. The latter occurs as a great synform with a well-developed north-east limb. Its sole, which in the north-east lies over the Montaigu unit, consists of a slab of serpentinite overlain by a thick ortho-derived amphibolite that contains meta-sedimentary and acid meta-volcanic intercalations in its upper part. A thick epizonal metamorphic succession rests on this sole. Its base consists of terrigenous greywacke and pelite of probable Cambrian age, containing elements of acid and basic volcanic and volcanoclastic origin. In the south-east corner of the map area, this succession is overlain by ignimbrite, quartzarenite, phtanite, pelite and limestone horizons of Ordovician to Early Devonian age, whose maximum development is seen on neighbouring sheets. This Central Vendée domain was intruded by several Carboniferous peraluminous granites, in particular the Ortay granite whose horn shape indicates an emplacement during dextral movement along the South Armorican shearzone.

– The Essarts–Mervent domain is exposed between the SHV, marked by a strip of Late Carboniferous coal deposits, and the tectonic Sainte-Pazanne–Mervent line. Here, this domain is formed by the high-pressure metamorphic Essarts unit, made up of bodies of eclogite and amphibolite deriving from eclogite. These bodies are several kilometres long, stretched and somewhat boudinaged in a gneiss hostrock, in which two orogenic cycles (pre-Hercynian and Hercynian) as well as relicts of eclogite-facies metamorphism can be recognized.

– The Bas-Bocage domain, finally, is exposed to the south-west of the tectonic Sainte-Pazanne–Mervent line. From north-east to south-west, it consists in: (a) The metavolcanic Saint-Martin-des-Noyers unit, formed of amphibolite and amphibole gneiss that was part of a tholeiitic island-arc-type series of unknown age; (b) An orthogneiss belt, the Angle metagranite, that intruded; (c) The Saint-Gilles Micaschist formation (metapelite, metagreywacke and acid metavolcanic rock related to the “porphyroids”); and (d) The Bas-Bocage unit formed of micaschist and phtanite levels. The last was intruded by the Hercynian Belleville-sur-Vie granite in the south-west corner of the sheet, developing a contact-metamorphic halo and belonging to the Bas-Bocage (or La Roche-sur-Yon) granite massif. This massif and its hostrock were intersected by the micro-granite vein swarm of the Saligny area.

Locally, the Paleozoic basement is covered by thin Cenozoic sedimentary deposits, such as Ypresian fluviatile sediments, marine Miocene-Pliocene deposits, and gravel sheets, as well as by Quaternary superficial plateau formations, colluvium and alluvium.

The geological evolution of the area can be summarized as follows:

- Before the Carboniferous each domain evolved separately, but all were deformed and metamorphosed during the Hercynian orogeny:

The Haut-Bocage domain recorded Devonian deformation and anatexis.

In the Central Vendée domain, the Chantonay unit with its ortho-derived sole, terrigenous and volcanogenic rocks, and overlying volcanic and sedimentary deposits, was formed during the Cambrian to Devonian in an island-arc or back-arc-basin setting marked by strong subsidence. It was then metamorphosed to amphibolite and greenschist facies, deformed, and folded in a synform during the Late Devonian to Early Carboniferous.

The eclogite and associated rocks of the high-pressure Essarts-Mervent domain derived from an ancient oceanic crust, subducted down to 60-km depth during the Early Paleozoic. Their gneissic hostrock, however, derived from a pre-Hercynian continental crust whose fragments were caught up in the same eo-Hercynian subduction. Both types of rock were deformed and exhumed together during the crustal collision related to Hercynian orogeny.

The various volcano-sedimentary units of the Bas-Bocage domain (metavolcanic Saint-Martin-des-Noyers unit; Saint-Gilles unit, intruded by the Angle metagranite; and the Bas-Bocage unit) are at least in part of Early Paleozoic age. They were metamorphosed, intensely deformed, and placed side by side during syn-metamorphic faulting related to the Hercynian orogeny.

- The Carboniferous was marked by a late-orogenic evolution, with the intrusion of leucocratic and peraluminous granites, such as those of the Mortagne-sur-Sèvre granite massif and the Haut-Bocage domain, the deposition of continental detrital sediments of the SHV of Namurian to Stephanian age, and post-metamorphic deformation that was concentrated along great fault zones, such as the South Armorican shearzone, the Vendée coal basin (SHV) and Sainte-Pazanne–Mervent tectonic line that juxtaposed the domains in a late stage.

- After erosion and the creation of a peneplain during the Permo-Triassic, the sea transgressed over the area during the Jurassic and again during the Late Cretaceous, but no traces of these events are preserved in the map area. During the Cenozoic, however, fluvial sediments of Ypresian (Early Eocene) age, fossiliferous marine sediments (“faluns”) of Miocene-Pliocene age, and gravel sheets were deposited. Quaternary formations consist mainly of a thin coating of silt, gravel and quartz blocks that cover most of the plateaux.

The geological repercussions on past and present human activity fall into land-use (i.e. the relationship between bedrock and agriculture), natural hazards (moderate seismic risk), surface- and groundwater resources, industrial minerals (quarries, and kaolin and clay pits), and metallic mineral resources that were mined in earlier days (gold, antimony and uranium).

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Montaigu de la carte géologique à 1/50 000 de la France appartient en totalité au Massif armoricain. Il est situé au Nord du département de la Vendée, et inclut une petite portion de celui de la Loire-Atlantique (région de Vieillevigne). Sa morphologie est celle d'un plateau faiblement penté du Nord-Est (les Landes-Genusson, 110 m d'altitude) au Sud-Ouest (Saligny, 70 m). La Grande Maine, la Petite Maine, le Vendrenneau et la Boulogne, rivières qui appartiennent au bassin versant de la Loire, incisent légèrement ce plateau.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Montaigu appartient au tronçon sud-armoricain de l'arc ibéro-armoricain, lui-même partie occidentale de l'ancienne chaîne de montagnes hercynienne. Les terrains paléozoïques y sont disposés en quatre grands domaines, allongés parallèlement à la diagonale NW-SE de la feuille (direction sud-armoricaine) et dont l'extension dépasse largement le cadre de celle-ci. Ces domaines sont séparés par trois failles tardi-hercyniennes majeures post-métamorphes (cisaillement sud-armoricain ; sillon houiller de Vendée ; ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent). Dans chacun des quatre domaines ainsi délimités, on peut distinguer diverses unités juxtaposées par des accidents éo-hercyniens syn-métamorphes. Si l'histoire géologique et tectono-métamorphique de chacune des unités est assez bien comprise, les rapports entre elles nous échappent presque totalement. Selon les conceptions mobilistes en vigueur, elles pourraient s'être formées à plusieurs centaines de kilomètres de distance, avant d'avoir été juxtaposées par la tectonique au cours de l'orogénèse hercynienne. Nous devons les considérer comme les éléments d'une giga-brèche tectonique constituée au Paléozoïque supérieur. Aujourd'hui, elles nous apparaissent comme les pièces éparées d'un puzzle incomplet.

Pour présenter les divers domaines et unités de la feuille Montaigu, il est judicieux de les considérer du Nord-Est vers le Sud-Ouest, selon une direction perpendiculaire à leur allongement (NW-SE) :

L'angle nord-est de la feuille appartient au **Domaine du Haut-Bocage**. Celui-ci est essentiellement constitué du *Massif leucogranitique de Mortagne-sur-Sèvre*, intrudant une *Unité des gneiss et migmatites*, bien développée dans la région de Beaurepaire. Plus au Sud-Ouest, un étroit couloir de schistes sériciteux, intrudés par quelques filons granitiques, constitue le prolongement des schistes du Haut-Bocage qui prennent un développement notable sur les feuilles voisines les Herbiers et Bressuire. Cette *Unité des Schistes*,

métasédimentaire et épizonale, est limitée au Sud-Ouest par l'*Accident de Secondigny*, branche principale du *Cisaillement sud-armoricain*, jalonné de mylonites et cataclasites.

Le cisaillement sud-armoricain et le sillon houiller de Vendée délimitent le **Domaine central vendéen**, qui traverse le Massif vendéen selon sa plus grande diagonale. Sur le territoire de la feuille, il est constitué des unités de Montaigu et de Chantonnay, qui sont séparées par un accident éo-hercynien que souligne un alignement de péridotites serpentinisées.

L'*Unité de Montaigu*, assez développée vers le Nord-Est (feuille Clisson), se termine en biseau sur le territoire de la feuille, le long du cisaillement sud-armoricain qui le limite au Nord-Est. Elle est ici formée d'un orthogneiss migmatitique (métagranite cambro-ordovicien), et est intrudée par le *Massif granitique de Riaillé*.

L'*Unité de Chantonnay* (le synclinorium de Chantonnay des auteurs) couvre le tiers de la surface de la feuille, et s'étend bien au-delà de celle-ci, de la région du Lac de Grand-Lieu au Nord-Ouest jusqu'aux environs de Saint-Maixent-l'École au Sud-Est, où elle s'ennoie sous les terrains jurassiques du Seuil du Poitou. Sur la feuille Montaigu, elle se présente comme une grande synforme dont le flanc nord-est est très développé, et dont le flanc sud-ouest est tronqué par le sillon houiller de Vendée dans la région de Chauché.

La semelle de l'unité de Chantonnay affleure sur sa bordure nord-est, et repose sur l'unité de Montaigu. Elle est constituée d'un alignement de péridotites serpentinisées (Saint-Georges-de-Montaigu, puis Montbert et le Pellerin, hors de la feuille), surmonté d'une épaisse formation ortho-dérivée basique (amphibolites de Pont-Léger et Boufféré) qui voit apparaître dans sa partie supérieure des intercalations méta-sédimentaires et méta-volcaniques acides. Cette semelle, métamorphisée dans le faciès amphibolite, présente quelques analogies avec une séquence ophiolitique (lithosphère océanique). Par ailleurs, cette région fut intrudée au Carbonifère par le *Massif granitique de l'Ortay*, dont la forme en cornue indique qu'il fut déformé et tronqué lors du jeu dextre du cisaillement sud-armoricain.

Une importante série de métagrauwackes et métapélites, d'âge cambrien présumé, repose sur la semelle. Elle occupe la diagonale NW-SE de la feuille, et pend d'une trentaine de degrés vers le Sud-Ouest. Elle est surmontée, dans l'angle sud-est de la feuille (Chauché), par une succession d'horizons à méta-ignimbrite, méta-quartzarénite (Ordovicien ?), phtanite, métapélite et calcaire (Dévonien inférieur), dont le maximum de développement se rencontre sur les feuilles voisines La Roche-sur-Yon et Chantonnay, où le cœur de la synforme est occupé par les méta-basaltes de la Meilleraie. Cet ensemble est faiblement métamorphique (faciès des schistes verts).

Le **Domaine les Essarts – Mervent** (complexe des Essarts *pro parte* des auteurs) dessine un couloir de quelque 3 km de large, orienté selon la direction NW-SE et encadré par deux failles tardi-hercyniennes majeures, le Sillon houiller de Vendée au Nord-Est et la **ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent** au Sud-Ouest. Sur le territoire de la feuille, ce domaine est formé d'une étroite lanière de terrains houillers et d'une unité de terrains ortho-dérivés affectés par un métamorphisme de faciès éclogite.

L'**Unité du Sillon houiller de Vendée** traverse le Massif vendéen de part en part, de la région de Grand-Lieu au Nord-Ouest à Saint-Laurs au Sud-Est. Elle forme une lame de terrains houillers (Carbonifère supérieur), fortement inclinée vers le Nord-Est, dont l'épaisseur n'atteint pas 300 mètres sur le territoire de la feuille Montaigu. Cette étroite lanière jalonne la faille tardi-hercynienne du sillon houiller.

L'**Unité de métamorphisme de haute pression des Essarts** est constituée d'éclogite, d'amphibolite dérivant d'éclogite et de serpentinite, qui forment des corps pluri-kilométriques. Ceux-ci sont étirés et plus ou moins boudinés dans un encaissant gneissique, dans lequel on a mis en évidence la succession de deux cycles orogéniques et reconnu des reliques de métamorphisme de faciès éclogite. Cette unité serait la trace d'une zone de subduction éo-hercynienne.

L'**Unité de Chantonnay – Mervent**, enfin, est à peine représentée sur la feuille. Elle est formée d'un métagranite, sans métamorphisme éclogitique, qui s'amorce au Sud de Chauché et se prolonge hors de la feuille, vers le Sud-Est, jusque dans la région de Mervent.

Le **Domaine du Bas-Bocage** (complexe des Essarts *pro parte* et synclinorium du Bas-Bocage des auteurs) occupe l'angle sud-ouest de la feuille. Il est séparé du domaine précédent par la **ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent**, dont le dernier jeu fut tardi-hercynien. On y rencontre (du Nord-Est au Sud-Ouest) l'**Unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers** (amphibolite, gneiss à amphibole, schistes à amphibole et stilpnomélane), l'**Unité de Saint-Gilles**, constituée d'une ceinture d'orthogneiss (métagranite de l'Angle) intrusive dans la formation dite des « micaschistes de Saint-Gilles » (métapélites, métagrauwackes, et métavolcanites acides apparentées aux « porphyroïdes »), et enfin l'**Unité du Bas-Bocage**, formée de micaschistes avec des intercalations de phtanite. Celle-ci est intrudée par le **Massif granitique hercynien de Belleville-sur-Vie** (angle sud-ouest de la feuille), qui y a développé une auréole de métamorphisme de contact, et qui appartient au complexe granitique du Bas-Bocage (ou de La Roche-sur-Yon). Ce massif et son encaissant sont recoupés par le faisceau de filons de microgranite à faciès de rhyolite de la région de Saligny.

Cet arrangement de la feuille en domaines et unités parallèles, orientées NW-SE, de nature et d'évolution très différentes et séparés par d'importants contacts tectoniques, nous a incité à décrire, dans la légende de la carte comme dans la présente notice, les terrains par domaines, en progressant du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

Enfin, ces terrains de socle ancien sont par endroits recouverts d'une fine pellicule de terrains sédimentaires du Cénozoïque (sédiments fluviaux yprésiens, sédiments marins mio-pliocènes et cailloutis) et de formations superficielles quaternaires (formation des plateaux, colluvions et alluvions), qui recouvrent indistinctement les terrains précédents et sont décrits séparément.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

C.-R. Girard de Villars fit une première description, très succincte, de la géologie de la région (*in* Dezalliers d'Argenville, 1751-1755, 1755). L'ancien gouverneur général de la Nouvelle-France (Canada), R.-M. Barrin, alors en villégiature dans sa propriété de la Galissonnière (le Pallet), s'intéressa aux roches des environs de Montaigu (Barrin de la Galissonnière, 1755). Les faluns mio-pliocènes et leur faune fossile marine retinrent aussi l'attention des premiers géologues (Athenas, 1813 ; Cavoleau, 1818 ; Dubuisson, 1830 ; Rivière, 1840 ; Lyell, 1841), en particulier le riche gisement de la Sénardièrre, cité par G. Cuvier (1825), et celui de la Gauvinière.

La première carte géologique de la région est celle de H. Fournel (1836), mais elle ne couvre que la bordure orientale de la feuille Montaigu, qui y est uniformément figurée en « Schistes, gneiss, etc. ». En réalité, c'est A. Rivière (1805-1877) qui, le premier, entreprit l'exploration géologique de la région. Il leva une carte géologique du département de la Vendée dressée sur le fond topographique de Cassini au 1/86 400 (Rivière, 1835a, 1835b ; Cordier, 1836), mais celle-ci ne fut jamais publiée, et les minutes en furent perdues (*cf.* Godard, 1984 ; Arch. dép. de la Vendée, S494). A. Dufrenoy et L. Élie de Beaumont (1841, 1841-1879) eurent cependant connaissance de ce travail qu'ils semblent avoir utilisé pour la première carte géologique de la France. Par ailleurs, Rivière publia quelques descriptions géologiques de la région (*e.g.*, Rivière, 1840, 1844, 1851) et y découvrit la « belle roche qui porte le nom d'éclogite » (*cf.* Godard, 1984, 2001a). À la demande du préfet et du Conseil général de la Vendée, les ingénieurs des mines du sous-arrondissement minéralogique d'Angers entreprirent de nouvelles explorations géologiques dans la région, de 1855 à 1868, en vue d'établir une carte géologique départementale ; l'ingénieur Descottes fit la synthèse de ces travaux en 1878, sous la forme d'une carte géologique du département de la Vendée en 24 feuilles qui ne fut jamais publiée (Arch. dép. de la Vendée, S494). D'autres géologues dédièrent leurs travaux à des sujets plus spécifiques, comme les granites (Meunier, 1885, 1891), les

éclogites (Lacroix, 1891 ; Brière, 1920), les faluns mio-pliocènes (Vasseur, 1881 ; Dollfus, 1907), ou encore les indices d'or (Bellanger, 1913) et d'antimoine.

À la fin du XIX^e siècle, le programme de la carte géologique de la France au 1/80 000 devait relancer l'exploration géologique de la région. Le territoire de la présente feuille était principalement couvert par la coupure La Roche-sur-Yon de la carte au 1/80 000 (fig. 1). Celle-ci fut levée par F. Wallerant en 1892, puis légèrement modifiée pour la seconde édition par G. Mathieu en 1949, mais elle est notoirement imprécise et souvent erronée. La coupure Cholet à 1/80 000, établie par L. Brochet en 1896, puis révisée par G. Mathieu en 1959, est plus précise mais ne concerne que l'extrême nord de la feuille Montaigu. G. Mathieu consacra de nombreux travaux à la géologie du massif vendéen (*e.g.*, Mathieu, 1936, 1937, 1939, 1944, 1957), en particulier au synclinorium de Chantonnay et au sillon houiller, mais ses conceptions sont aujourd'hui en grande partie obsolètes. Après-guerre, de nombreux travaux géologiques, qu'il est impossible de résumer ici, furent entrepris dans la région. Si M. Ters, qui a fait progresser considérablement la connaissance de la géologie régionale, semble n'avoir fait que des observations ponctuelles sur le territoire de la feuille Montaigu, d'autres géologues, en revanche, s'y sont livrés à des recherches détaillées (*cf.* bibliographie), comme l'étude des formations cénozoïques, ou celle du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre et de sa bordure méridionale, entreprise dans le cadre de la recherche d'uranium de 1951 à 1991 (*e.g.*, Renard, 1974 ; Cathelineau, 1982 ; *cf.* Chapot *et al.*, 1996).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés ont été entrepris de 1980 à 2001 par G. Carlier, M. Chevalier, P. Bouton, G. Godard et D. Poncet. La coordination finale des levés a été assurée par G. Godard. Le domaine du Haut-Bocage, situé au Nord-Est du cisaillement sud-armoricain et principalement constitué du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, a été levé de 1994 à 1998 par D. Poncet, dont la thèse d'université avait pour objet les granites du Haut-Bocage vendéen et de la Gâtine parthenaise et de leur encaissant métamorphique (Poncet, 1993). Cette région est par ailleurs assez bien connue par suite des travaux effectués de 1951 à 1991 pour la recherche de minerai d'uranium. Les gneiss migmatitiques de Montaigu, les terrains ortho-dérivés de la bordure nord-est de l'unité de Chantonnay (serpentinite, leptynite et amphibolite), ainsi que les massifs granitiques de Riaillé et de l'Ortay, ont été cartographiés par G. Godard de 1991 à 2000. De 1991 à 1996, P. Bouton a levé la partie métasédimentaire de l'unité de Chantonnay, laquelle représente environ le tiers de la superficie de la feuille. Cette étude faisait suite à une thèse d'université consacrée en partie au synclinorium de Chantonnay (Bouton, 1990). L'étroit sillon houiller de Vendée, inconnu sur le territoire de la feuille avant 1980, les terrains de l'unité

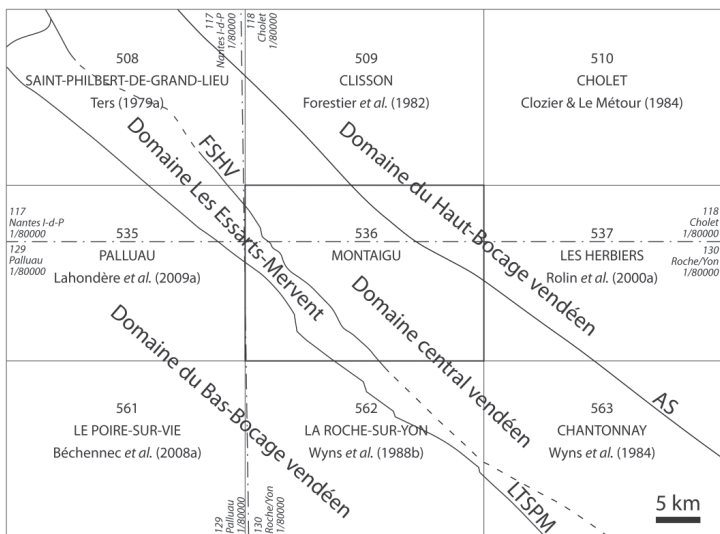


Fig. 1 - Assemblage des feuilles des cartes géologiques à 1/80 000 et à 1/50 000 au voisinage de la feuille Montaignu. LTSPM : Ligne tectonique Sainte-Pazanne-Mervent ; FSHV : Faille du Sillon houiller de Vendée ; AS : Accident de Secondigny (Cisaillement sud-armoricain)

métamorphique de faciès écoligite des Essarts, et les terrains ortho-dérivés de la bordure nord-est du domaine du Bas-Bocage (unité de Saint-Martin-des-Noyers et orthogneiss de l'Angle) ont été levés par G. Godard de 1980 à 1992, en partie dans le cadre d'une thèse sur les écoligites (Godard, 1981). G. Carlier fut en charge des terrains méta-sédimentaires du domaine du Bas-Bocage situés dans l'angle sud-ouest de la feuille (unité de Saint-Gilles, unité du Bas-Bocage) et du granite de Belleville-sur-Vie. Le Nord de la feuille est partiellement couvert par une formation fluviatile yprésienne (Éocène inférieur). Les levés de la feuille Montaigu furent à l'origine de la réinterprétation de cette formation (Godard *et al.*, 1994), autrefois attribuée au Pliocène. Enfin, la cartographie des nombreux témoins faluniens mio-pliocènes de la région de Boufféré – Vieilleville, a été entreprise par M. Chevalier. Cette cartographie a pris en compte les observations des cartographes du socle et celles de J.-M. Viaud qui a repris l'étude faunistique de certains de ces gisements. On a veillé, autant que possible, à la cohérence des contours, des notations et des figurés avec les huit coupures voisines de la carte géologique au 1/50 000, qui ont été levées avant ou parallèlement à la feuille Montaigu (fig. 1 : Ters, 1979a ; Forestier *et al.*, 1982 ; Clozier et Le Métour, 1984 ; Lahondère *et al.*, 2009a ; Rolin *et al.*, 2000a ; Béchenec *et al.*, 2008a ; Wyns *et al.*, 1988b ; Wyns *et al.*, 1984).

Comme dans l'ensemble du Massif vendéen, les conditions d'affleurement des roches sont médiocres. Seules les vallées de la Boulogne, du Bouvreau, du Vendrenneau, de la Petite Maine et de la Grande Maine offrent des affleurements relativement denses. Ailleurs, la cartographie a été effectuée par examen du sol, des altérites et des blocs éluviaux (« pierres volantes »). Ici et là, elle a bénéficié de travaux temporaires, comme le creusement d'abreuvoirs, d'étangs ou de drains pour l'agriculture. Les travaux des autoroutes A83 (Nantes – Niort), A87 (Angers – La Roche-sur-Yon) et de la route Montaigu – La Roche-sur-Yon ont permis de faire de précieuses observations. Les affleurements de la vallée de la Grande Maine ont pu être étudiés avant la mise en eaux du barrage de la Bultière.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE HERCYNIEN

DOMAINE DU HAUT-BOCAGE VENDÉEN

Le domaine du Haut-Bocage vendéen est limité par deux décrochements crustaux majeurs identifiés sur le profil ECORS (Matte et Hirn, 1988) : au Nord-Est, l'accident de Cholet, de direction N100 °E, le met en contact avec le domaine des Mauges, relique de l'orogène cadomien ; au Sud-Ouest, l'accident de Secondigny, de direction N125 °E, localement jalonné par un puissant filon de quartz, le sépare du domaine central vendéen.

Ce domaine comprend (a) une série métamorphique de type Barrow (moyenne pression – moyenne température), (b) des anatexites et (c) un complexe granitoïdique que les caractéristiques géochimiques permettent de scinder en deux lignées magmatiques, l'une calco-alcaline, l'autre aluminopotassique. Ces trois ensembles, qui affleurent largement au Nord et à l'Est de la feuille Montaigu, ont fait l'objet d'études détaillées, notamment dans le cadre du lever des feuilles Clisson (509), Cholet (510), les Herbiers (537) et Chantonay (563).

Sur le territoire couvert par la feuille Montaigu, ces entités sont représentées de manière inégale, avec du Nord-Est vers le Sud-Ouest :

- des granitoïdes ($\rho\gamma_m^2$, γ_g^2 , γ^2 et γ^{2-3}) appartenant au massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, batholite hercynien polyphasé ;
- un ensemble mésozonal ou unité des Gneiss et des Migmatites ($\rho\zeta^2$ et $M\rho\zeta^2$) regroupant des paragneiss peu ou pas mobilisés et des anatexites ;
- un ensemble épizonal ou unité des Schistes (b-k) comprenant, pour l'essentiel, des métagrauwackes et des métapelites intrudées par des filons granitiques (γ^3).

Sauf exception, les contacts entre les trois ensembles sont de nature tectonique.

Unité des Schistes

b-k. Métagrauwackes et métapelites (Protérozoïque supérieur à Cambrien ?). L'unité des Schistes forme une lame étroite (de 500 à 1 000 m) de terrains épizonaux circonscrits par deux décrochements subparallèles de direction moyenne N125 °E, les accidents de Secondigny et des Épesses. Vers le Nord-Ouest (feuille Clisson), ces terrains se poursuivent mais disparaissent rapidement au Sud de Remouillé où ils sont biseautés entre l'unité de Montaigu et le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. En revanche, vers le Sud-Est (feuilles les Herbiers et Chantonay), ils affleurent largement et constituent l'encaissant de nombreux granitoïdes (monzogranite à biotite et hornblende de Pouzauges ; diorite quartzique de Moncoutant ; granite à biotite de Largeasse...).

Mode de gisement. Les métamorphites de l'unité des Schistes montrent souvent une intense bréchification liée au jeu tardi-hercynien des accidents de Secondigny et des Épesses et une forte altération supergène, en particulier au Sud-Ouest de la Boissière-de-Montaigu et dans les environs de la Guyonnière où elles déterminent des dépressions. Les points d'observation les plus favorables correspondent à deux anciennes excavations transformées en plan d'eau, situées au Nord de la Guyonnière, l'une en marge de la D 86

(46°58'18"N-1°14'48"W), l'autre près de la Brétinière (46°58'43"N-1°14'48"W). On peut les observer aussi dans de bonnes conditions au Sud de la Boissière-de-Montaigu, de part et d'autre du ruisseau de la Lignée.

Observations à l'œil nu. Ces métamorphites à grain très fin (< 0,5 mm) se composent de métagrauwares homogènes de teinte variable (verdâtre, grisâtre...) et de métapélites finement litées gris-bleu. Les deux lithofaciès sont étroitement associés et forment un ensemble monotone où aucun niveau-repère n'a été reconnu, hormis un banc de quartzite beige à débit en plaquettes identifié dans les environs du Châtelier (la Boissière-de-Montaigu). Au Sud-Est de Bazoges-en-Paillers, elles sont nettement plus quartzieuses, massives, et rappellent les grès grauwareux de la formation des Épesses observée sur la feuille les Herbiers (Rolin *et al.*, 2000a).

Au microscope, les métagrauwares et les métapélites apparaissent partiellement recristallisées : la déformation reste modérée et le métamorphisme de faible intensité. Les phyllites (séricite et chlorite), de petite taille, composent une matrice au sein de laquelle apparaissent des clastes détritiques (quartz abondant et plagioclase occasionnel) qui conservent, le plus souvent, un habitus sédimentaire (forme irrégulière et contours anguleux). Parfois, le quartz présente une forme oblongue et montre une extinction onduleuse. L'assemblage minéralogique primaire de type quartz + plagioclase + chlorite + séricite est stable dans les conditions P-T du sous-faciès « quartz-albite-muscovite-chlorite » du faciès schistes-verts (Winkler, 1965).

Structures et déformations. Métagrauwares et métapélites présentent en commun une schistosité de flux ubiquiste (S1), soulignée par la cristallisation de chlorite et de séricite. Cette schistosité est subparallèle à la stratification du matériel détritique originel (S0). Elle porte une linéation minérale et d'étirement la plupart du temps difficilement identifiable, notamment dans les faciès pélitiques, qui est matérialisée par l'allongement des clastes de quartz et l'orientation préférentielle des minéraux néoformés (séricite et chlorite). À l'échelle de l'unité des Schistes (fig. 2), la schistosité de flux montre une direction relativement bien réglée autour d'une valeur moyenne N110 °E pour un pendage NNE ou SSW fort (> 65°). Aucune structure plissée n'a été observée.

Géochronologie. L'âge des sédiments azoïques qui ont donné naissance à l'unité des Schistes est inconnu. Sur la sixième édition de la carte géologique de la France (Chantraine *et al.*, 2003), ces micaschistes ont été rapportés au Néoprotérozoïque (« Briovérien »). En effet, ils sont semblables à ceux connus vers le Sud-Est, dans le Haut-Bocage vendéen (feuilles les Herbiers, Bressuire, Chantonay et Moncoutant), qui constituent l'encaissant de certains granitoïdes. Or, les micaschistes du Haut-Bocage vendéen ont longtemps été réputés d'âge briovérien puisque recoupés par le granite de Pouzauges dont la mise en place

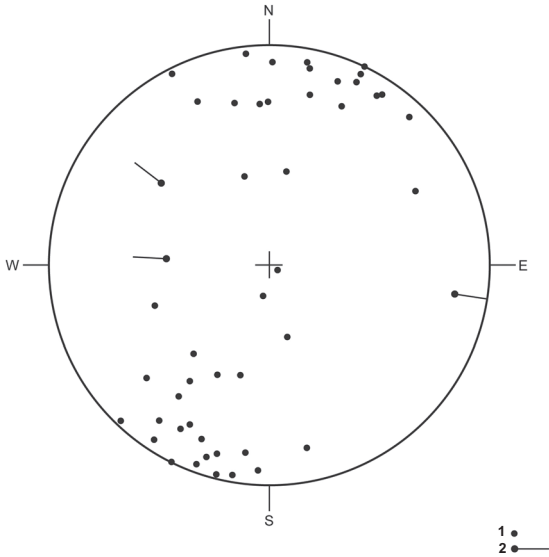


Fig. 2 - Structures de la déformation dans l'unité des Schistes (b-k)
Projection stéréographique (canevas de Schmidt ; hémisphère inférieur) ; 1 : schistosité de flux (pôles) ; 2 : linéation minérale ou d'étirement dans l'Unité des Schistes (b-k) (44 sites)

était datée de l'Ordovicien (isochrone Rb-Sr sur roches totales à 483 ± 22 millions d'années [Ma] : Wyns et Le Métour, 1983 ; U-Pb sur zircon à 455 ± 11 Ma : Bertrand *et al.*, 2001). Cependant, cette attribution a été remise en cause, car il a été établi que la schistogenèse des métamorphites du Haut-Bocage vendéen était pénécotemporaine de l'intrusion de la diorite quartzique de Moncutant au Dévonien supérieur (vers - 375 Ma : Poncet, 1993). De plus, une datation U-Th-Pb sur monazite du granite de Pouzauges, réalisée dans le cadre du lever de la feuille Moncutant (Cocherie *in* Poncet et Bouton, à paraître), donne un âge plus récent à 347 ± 4 Ma (limite Tournaisien-Viséen), interprété comme celui du pluton, de sorte que l'évolution de son encaissant pourrait être hercynienne. Il est donc vraisemblable que les dépôts grauwacko-pélitiques à l'origine de l'unité des Schistes se soient formés au Protérozoïque supérieur et/ou au Cambrien et que le métamorphisme de faciès schistes-verts qui caractérise cette unité se place au Dévonien supérieur.

Unité des Gneiss et des Migmatites

L'unité des Gneiss et des Migmatites constitue le prolongement vers le Nord-Ouest des terrains méta-sédimentaires identifiés sur les feuilles les Herbiers et Cholet qui se composent de paragneiss plagioclasiques à structure rubanée, peu ou pas mobilisés, et d'anatexites (métatexites et diatexites).

P_{ζ}^2 . **Paragneiss à deux micas ± grenat.** Peu représentée sur la feuille Montaigu, cette formation affleure principalement au Sud de la Boissière-de-Montaigu, de part et d'autre du ruisseau de la Lignée. Toutefois, elle réapparaît ponctuellement en lambeaux pincés entre l'unité des Schistes et le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre.

Observations à l'œil nu. La formation comporte deux principaux faciès :
– le premier, sombre, riche ou très riche en micas (muscovite et biotite) auxquels s'ajoutent fréquemment du grenat en cristaux ovoïdes de 2 à 5 mm de diamètre, se caractérise également par la présence de nombreux cristaux de plagioclase de petite taille (de 1 à 3 mm de section), de teinte crème, voire d'amygdales quartzo-feldspathiques centimétriques ;
– le second, plus clair, nettement plus quartzeux, est plus massif, à grain fin ou très fin (~ 1 mm). Il offre une structure rubanée correspondant à l'alternance plus ou moins régulière de lits millimétriques sombres à dominante biotitique et de lits clairs essentiellement quartzo-feldspathiques.

Dans l'un et l'autre cas, la roche se débite en feuillets ou en plaquettes d'épaisseur millimétrique à pluri-millimétrique, selon des joints tapissés de paillettes de muscovite de grande taille (5-7 mm, voire plus), parfois regroupées en paquets flexueux.

Au microscope, les textures diagnostiquées sont granolépido-blastiques ou lépidoblastiques, selon les proportions relatives de quartz et de micas. Les minéraux fréquemment observés sont le quartz en blastes limpides à contours réguliers, le plagioclase, la muscovite en grandes lames, la biotite en lattes trapues de taille réduite, et le grenat, parfois abondant, en individus subautomorphes. S'y adjoignent parfois des feldspaths potassiques (orthose ou microcline perthitique).

Mp ζ^2 . Métatexites à structure rubanée ou stromatitique et diatexites hétérogènes à structure nébulitique. Les anatexites affleurent principalement à Beaurepaire et dans les environs, où elles constituent le prolongement des formations mobilisées qui se développent entre les Épesses et les Herbiers (feuille les Herbiers). Ces anatexites sont en contact tectonique avec les faciès grauwacko-pélitiques de l'unité des Schistes par l'intermédiaire de l'accident des Épesses. Par ailleurs, elles sont recoupées à l'emporte-pièce par le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (cf. γ^{2-3} : faciès à biotite dominante et à grain fin) : la limite cartographique du pluton est très nettement sécante sur la foliation des anatexites, *grosso modo* subméridienne. Dans le détail, les relations géométriques entre les anatexites et ce granitoïde peuvent être observées dans de bonnes conditions sur près de 250 m entre la D23 et le Doret à l'Ouest de Beaurepaire (de 46°54'27"N-1°06'27"W à 46°54'18"N-1°06'31"W), dans une zone complexe où anatexites et filons granitiques sont étroitement imbriqués. Ailleurs, ces anatexites apparaissent sous la forme de panneaux de taille plus ou moins importante au sein du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. C'est le cas, par exemple, à Belon (Bazoges-en-Pailles), à la Ronde (la Guyonnière) et aux Chambrières (Beaurepaire).

À l'œil nu, la forme du matériel gneissique originel ou paléosome, continu ou discontinu, plus ou moins régulier, ainsi que l'abondance relative du matériel granitique néoformé ou néosome (leucosome + mélanosome) permettent de distinguer schématiquement trois types pétrographiques qui ne montrent pas de distribution géographique organisée :

- des métatexites à structure rubanée, dominantes ;
- des métatexites à structure stromatitique, subordonnées : de loin les plus abondants, ces deux faciès montrent un leucosome à texture isométrique équante et à grain très fin à moyen (1-5 mm), de composition bi-minérale (quartz + plagioclase), qui forme des niveaux généralement continus et d'épaisseur relativement constante (5 mm au maximum) ou discontinus et présentant des renflements, soulignés par un liséré biotitique irrégulier ;
- des diatexites hétérogènes à structure nébulitique : plus rare, ce faciès apparaît ponctuellement au sein des termes métatexitiques. Le paléosome ne subsiste qu'à l'état de reliques flexueuses ou non (*schlieren*), isolées dans un néosome prépondérant à grain fin (1-3 mm) ou moyen (3-5 mm).

Ces faciès traduisent l'homogénéisation progressive du matériel initial par fusion croissante (Brown, 1973).

Au microscope, le paléosome de ces anatexites, à texture (grano-) lépidoblastique, se caractérise par une association minéralogique du type quartz + feldspath potassique + feldspath plagioclase + biotite \pm muscovite \pm grenat. Aucune occurrence de sillimanite ou de cordiérite n'a été mise en évidence. Toutefois, les études consacrées aux formations mobilisées du Haut-Bocage vendéen, effectuées dans le cadre du lever de cartes géologiques à 1/50 000 ou à l'occasion de divers travaux (Renard, 1974 ; Dhoste, 1980 ; Guineberteau, 1986 ; Poncet, 1993), ont permis de signaler la présence de sillimanite ou de la paire cordiérite-sillimanite dans les faciès métatexitiques. Il est donc vraisemblable que ces minéraux soient présents sur la feuille Montaigu.

Structures et déformations. Paragneiss à deux micas \pm grenat ($P\zeta^2$), métatexites et diatexites ($MP\zeta^2$) présentent en commun une schistosité de flux (ou une foliation) unique, qui porte une linéation minérale et d'étirement déterminée par l'agencement en files parallèles de la biotite.

Dans les paragneiss à deux micas \pm grenat ($P\zeta^2$), la schistosité de flux est régulière (faciès quartzeux) ou adopte une allure contournée (faciès riches en micas).

Au sein des anatexites ($MP\zeta^2$), la nature de la foliation dépend du degré de la mobilisation anatectique. Dans les métatexites *sensu lato*, elle est facilement identifiable, compte-tenu du contraste lithologique important entre la roche-mère et le matériel granitique néoformé et correspond à la ségrégation paléosome-leucosome. Dans les diatexites hétérogènes, elle est moins marquée et soulignée par les *schlieren* biotitiques.

Dans l'ensemble de l'unité des Gneiss et des Migmatites, la schistosité de flux ou la foliation présente une direction comprise entre N95 °E et N130 °E pour un pendage SSW ou NNE fort ($> 60^\circ$). La linéation minérale et d'étirement montre une direction qui évolue entre N105 °E et N140 °E, pour un plongement vers le Nord-Ouest de 25 à 50° (fig. 3).

De rares plis de taille centimétrique à décimétrique ont été reconnus dans les paragneiss à deux micas \pm grenat et les métatexites à structure rubanée. Dans les termes paragneissiques, ces plis, dont l'axe est subparallèle à la linéation minérale et d'étirement, déforment le rubanement millimétrique de la roche et admettent pour plan axial la schistosité de flux. Dans les métatexites à structure rubanée, ils ont pour plan axial la foliation ; ils sont donc péné-contemporains de la mobilisation anatectique. Localement, dans ces mêmes faciès métatexitiques, l'apparition d'une schistosité de crénulation provoque la déformation des leucosomes quartzo-feldspathiques en plis ptygmatisques.

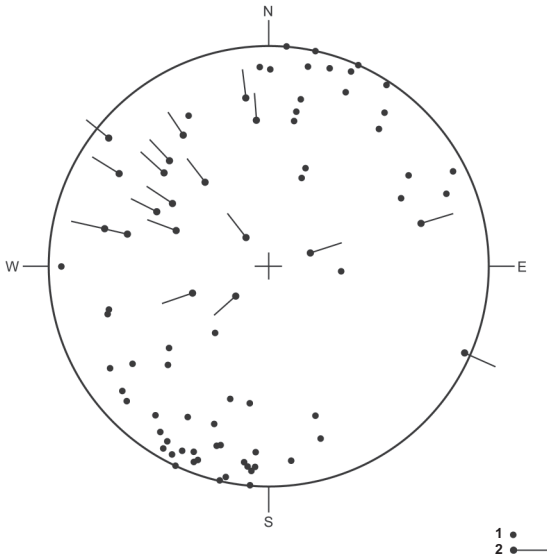


Fig. 3 - Structures de la déformation dans l'Unité des Gneiss et Migmatites ($p\zeta^2$, $Mp\zeta^2$)

Projection stéréographique (canevas de Schmidt ; hémisphère inférieur) ; 1 : schistosité de flux ou foliation (pôles) ; 2 : linéation minérale ou d'étirement, dans l'Unité des gneiss et des Migmatites [paragneiss à deux micas \pm grenat ($p\zeta^2$) (26 sites) et anatexites ($Mp\zeta^2$) (32 sites)]

Enfin, des bandes de cisaillement « C-S », subverticales, de direction N110 °E, à cinématique dextre, ont été reconnues dans les enclaves d'anatexites cartographiées au sein du monzogranite à biotite dominante et à grain fin (f^{2-3}), dans le hameau de Belon (Bazoges-en-Paillers) et au Nord du hameau du Fossé Neuf (la Guyonnière).

Géochronologie. Longtemps considérées comme relevant de l'orogénèse cadomienne (e.g., Wyns et Le Métour, 1983), les anatexites du Haut-Bocage vendéen ont été rapportées à un événement tectono-métamorphique situé à la limite Dévonien-Carbonifère (vers - 355 Ma) sur la base d'arguments structuraux (Poncet, 1993). Cette attribution a été corroborée par une datation U-Th-Pb sur monazite, réalisée sur un échantillon de diatexite prélevé à proximité des Herbiers, qui a permis d'obtenir un âge radiométrique à 368 ± 7 Ma, interprété comme celui de l'anatexite (Cocherie et Albarède, 2001).

Roches magmatiques post-métamorphes

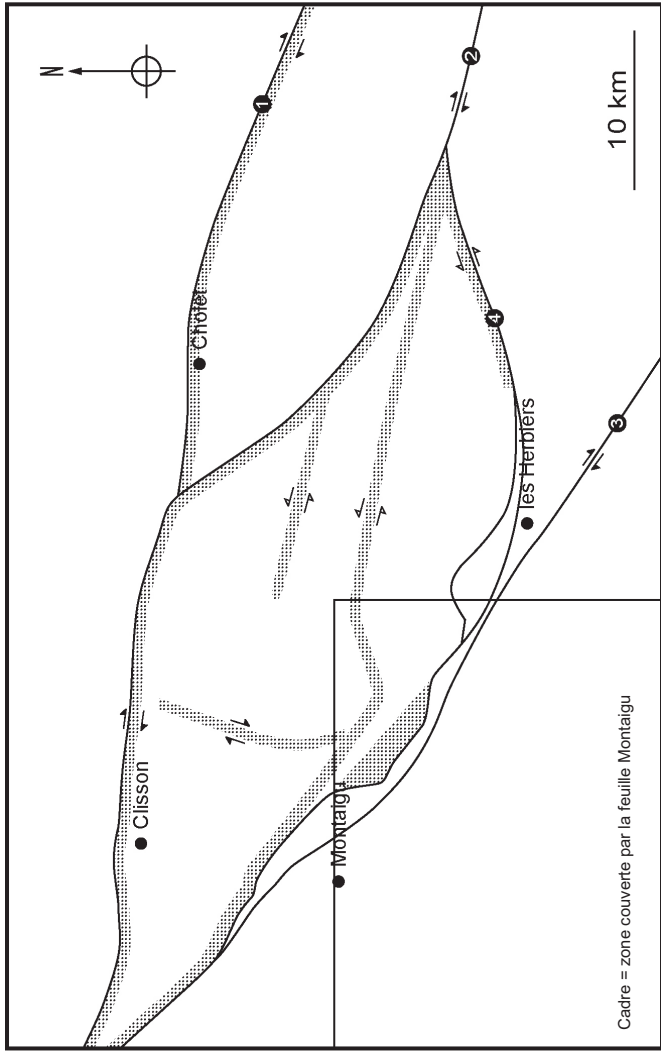
• Massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Carbonifère supérieur)

Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre est un vaste pluton composite dont les contacts avec l'encaissant sont presque systématiquement faillés (fig. 4). À l'image des intrusions de même nature, il se compose de plusieurs variétés pétrographiques. Dans le cadre du lever de la feuille Montaigu, quatre principaux faciès d'extension cartographique variable ont été reconnus.

$\rho \gamma_{lm}^2$. **Leucogranite à deux micas, à grain moyen, à texture porphyroïde.** Le principal faciès du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre est un granite à deux micas, à grain moyen (3-5 mm) et à texture porphyroïde orientée. La biotite et la muscovite (de 1 à 3 mm et jusqu'à 5 mm) apparaissent généralement dans les mêmes proportions et les méga-cristaux de feldspath potassique, parfois accolés selon la macle de Carlsbad, ont une longueur de 10 à 15 mm en moyenne et de 30 mm au maximum. À l'échelle de l'affleurement, les méga-cristaux de feldspath potassique montrent une distribution très aléatoire : dans certains cas, ils sont relativement peu nombreux ; dans d'autres, très abondants et regroupés en « essais ». Dans tous les cas, ils soulignent la fabrique magmatique de la roche, subverticale et de direction comprise entre N120 °E et N145 °E. Ce faciès est parfois associé à un granite à tendance aplitique (à grain millimétrique) de même minéralogie. Les points d'observation les plus favorables se répartissent à l'Est des Landes-Genusson, dans la vallée du ruisseau du Gaudineau et dans celle de la Crûme.

Au microscope, les minéraux suivants ont été identifiés :

– quartz en grains à extinction ondulante et nombreux sous-grains ;



- 1 accident de Cholet
- 2 accident de Bressuire
- 3 accident de Secondigny
- 4 accident des Epesses
- couloir de mylonitisation avec cinématique

Fig. 4 - Organisation structurale du massif granitique de Montagne-sur-Sèvre ; principaux couloirs de mylonitisation

- feldspath potassique en grands cristaux subautomorphes d'orthoclase (*e.g.*, Or₉₄Ab₆An₀), maclé Carlsbad, à inclusions de plagioclase albitique (Or₁Ab₉₇An₂), accessoirement de muscovite, de biotite chloritisée et de quartz (rare) ;
- plagioclase altéré (*e.g.*, Or₁Ab₉₇An₂) ;
- muscovite abondante (*e.g.*, Ms₇₇Pg₇Célad₈Fe-Célad₈) en grandes lames (< 2 mm) montrant quelques bandes de pliage ;
- biotite plus ou moins abondante, souvent chloritisée ;
- apatite et zircon en microcristaux (0,2 mm).

$\rho\gamma^2$. **Leucogranite à deux micas, à gros grain, à texture porphyroïde.**

Localement, dans la vallée de la Crème, au Nord de la D72, le faciès à deux micas et à texture porphyroïde précédent ($\rho\gamma^2_m$) passe à un faciès plus grossier par une augmentation notable de la taille du grain, sans modification de la minéralogie : le quartz adopte une forme globuleuse (de 5 à 7 mm, jusqu'à 10 mm !) et, corrélativement, les méga-cristaux de feldspath potassique apparaissent en lattes de 30 à 45 mm de longueur en moyenne (jusqu'à 55 mm).

γ^2 . **Leucogranite à deux micas, à grain moyen, à texture isométrique.**

Ce faciès, de teinte claire, affleure principalement à l'Ouest des Landes-Genusson où il occupe une aire ovoïde allongée E-W. Toutefois, il a été reconnu en quelques points dans la masse du faciès à deux micas et à texture porphyroïde ($\rho\gamma^2_m$), notamment au Sud des Landes-Genusson, entre la Valtonnière et la Gaborière, où il a subi une déformation à l'état solide (mylonitisation). Par rapport aux types pétrographiques précédents, ce faciès à grain moyen (1-5 mm) se distingue par une texture isométrique, le plus souvent équante. La biotite et la muscovite, de tailles similaires (1-2 mm), sont présentes dans des proportions équivalentes et les méga-cristaux de feldspath potassique sont absents.

Au microscope, les minéraux suivants ont été identifiés :

- quartz à forte déformation (extinction ondulante, nombreux sous-grains, fragmentation) ;
- feldspath potassique (*e.g.*, Or₉₁Ab₉An₀), peu abondant ;
- plagioclase altéré (Or₁Ab₉₃₋₉₇An₆₋₂) en cristaux subautomorphes présentant simultanément les macles de l'albite et de Carlsbad ;
- muscovite abondante (*e.g.*, Ms₇₉₋₈₄Pg₆Célad₇₋₅Fe-Célad₈₋₆) ;
- biotite plutôt rare, chloritisée ;
- apatite en microcristaux (0,4 mm) contenant des micro-inclusions de monazite et de zircon.

γ^{2-3} . **Monzogranite à deux micas ou à biotite dominante, à grain fin ou à grain moyen, à texture isométrique et à enclaves d'anatexites** ($MP\zeta^2$). Situé à la bordure méridionale du pluton, ce faciès est intrusif dans les anatexites de l'unité des Gneiss et des Migmatites ($MP\zeta^2$) ou en contact tectonique avec l'unité des Schistes par l'intermédiaire de l'accident des Épesses. Il apparaît également en plusieurs points au sein du granite à deux micas et à texture porphyroïde ($p\gamma^2m$) sous la forme de « bouffées » diffuses d'extension réduite mais néanmoins figurées sur la carte. Hors de la feuille Montaigu, ce faciès a une extension plus importante au sein du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre : il a notamment été cartographié dans la région de Torfou et de Tiffauges (feuille Clisson), au Nord-Ouest du Longeron (feuille Cholet), au Nord-Ouest et au Sud de Chambretaud, ainsi qu'entre Treize-Vents et Saint-Hilaire-de-Mortagne (feuille les Herbiers).

De teinte généralement claire (beige à gris), ce faciès est particulièrement hétérogène du point de vue pétrographique. Il regroupe des roches à grain fin ou très fin (1-3 mm) et biotite dominante, ou à grain moyen (3-5 mm) et deux micas. La biotite se présente en lames dont la taille (2-3 mm en moyenne) est plus importante que celle de la muscovite (~ 1 mm). Le plus souvent, la texture est isométrique, équante ou orientée ; parfois, elle est franchement hétérométrique. Localement, des cristaux de plagioclase, de section quadrangulaire, et de feldspath potassique, blanchâtres ou rosâtres, en lattes de 10 à 20 mm de long, peuvent apparaître. De la sillimanite y a été identifiée (Renard, 1974 ; Bambier *et al.*, 1983 ; Guineberteau, 1986 ; Le Métour *et al.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 2000b), mais nous ne l'avons pas observée lors du lever de la feuille Montaigu. Ce faciès se caractérise également par la présence fréquente d'amas surmicacés correspondant à des résidus de fusion (*i.e.*, restites) et d'enclaves planaires, décimétriques à métriques, d'anatexites ($MP\zeta^2$) qui affleurent également en panneaux pluri-hectométriques figurés sur la carte. La fréquence de ces fragments d'anatexites suggère la proximité d'une unité anatectique sous-jacente au travers de laquelle le matériel granitique aurait peu migré.

L'observation *au microscope* des échantillons où une déformation à l'état solide peut être diagnostiquée montre que le quartz est étiré et forme parfois des rubans polycristallins. Les cristaux de feldspath potassique ($Or_{91}Ab_9An_0$), maclés Carlsbad, présentent en périphérie des bourgeons de myrmékite (albite à inclusions vermiculaires de quartz), tandis que la muscovite ($Ms_{82-90}Pg_{6-3}Célad_{6-3}Fe-Célad_{6-3}$), abondante, souligne la foliation. S'y ajoutent le plagioclase ($Or_{2-1}Ab_{79-86}An_{19-13}$), en petits cristaux zonés, et la biotite ($East_{30}Phl_6Ann_{64}$).

Géochimie. Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre a fait l'objet d'études géochimiques (*e.g.*, Renard, 1974 ; La Roche *et al.*, 1980) en raison de la présence de minéralisations uranifères qui ont donné lieu à une importante exploitation (*cf.* Gîtes et indices minéraux). Il est constitué de roches acides

($\text{SiO}_2 > 65 \%$), moyennement alcalines ($6,0 \% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 9,5 \%$) et à caractère peralumineux marqué, qui peuvent être rattachées à l'ensemble des intrusions leucogranitiques de type Limousin, qui comprend par ailleurs les massifs de Moulins – les Aubiers – Gourgé, Parthenay, Ménigoute et Pougne – Hérisson dans le Haut-Bocage vendéen (Cuney *et al.*, 2001).

Structures et déformations. Sur le terrain, les observations à l'œil nu révèlent localement l'empreinte d'une déformation à l'état solide (cf. tardimagmatique) qui se matérialise par l'apparition et l'association puis l'évolution de structures de type « C-S » (Berthe *et al.*, 1979) puis « C' » (Platt et Vissers, 1980). À l'échelle cartographique, ces structures s'organisent selon des zones de cisaillement ductile subverticales (fig. 4) qui avaient été identifiées par les prospecteurs de la Division Minière de Vendée du CEA, puis sommairement cartographiées par Guineberteau (1986).

La principale zone de cisaillement, large d'environ 1 km en moyenne, montre une direction qui s'infléchit progressivement de N70 °E à l'Est (vallée de la Crême) à N125 °E vers l'Ouest (vallée du ruisseau d'Asson). Cette zone de cisaillement intra-granitique affecte principalement le faciès à deux micas et à texture porphyroïde ($\rho \hat{m}$). Elle constitue le prolongement vers l'Ouest du couloir de mylonitisation Mauléon – la Verrie, de direction N100 °E en moyenne (feuille les Herbiers). La déformation, très hétérogène, se traduit par l'existence de gradients de déformation qui évoquent la séquence de mylonitisation progressive protomylonite-mylonite-ultramylonite (Sibson, 1977). Les critères de non-coaxialité, nombreux à toutes les échelles (obliquité « C-S », forme des micas...), sont univoques : ils expriment une déformation par cisaillement simple senestre. Cette déformation est également identifiable dans le faciès à biotite dominante et à grain fin (ρ^{2-3}). Elle est visible dans les environs de la Boissière-de-Montaigu, principalement vers le Sud et le Sud-Est. En raison de la petite taille des minéraux et de la texture du granitoïde, elle donne naissance à des mylonites, voire des ultramylonites, où les critères macroscopiques significatifs du régime de la déformation (senestre) sont rares.

Dans les environs du château d'Asson (la Boissière-de-Montaigu), une zone de cisaillement ductile, subverticale, de direction moyenne N170 °E, se développe dans le faciès à deux micas et à texture porphyroïde ($\rho \hat{m}$). Elle se poursuit vers le Nord, jusque dans la région de Boussay (feuille Clisson ; fig. 4), où elle montre une direction moyenne N35 °E. Modérée, la déformation donne naissance à des protomylonites caractérisées par des bandes de cisaillement « C-S », à cinématique dextre, relativement espacées. Ponctuellement, des structures « C-S » identiques apparaissent ailleurs au sein de ce même faciès - comme à l'Est des Landes-Genusson, au niveau de l'oratoire situé dans la vallée du ruisseau du Gaudineau (46°58'05"N-1°06'23"W) - ou dans le faciès à biotite dominante et à grain fin (ρ^{2-3}).

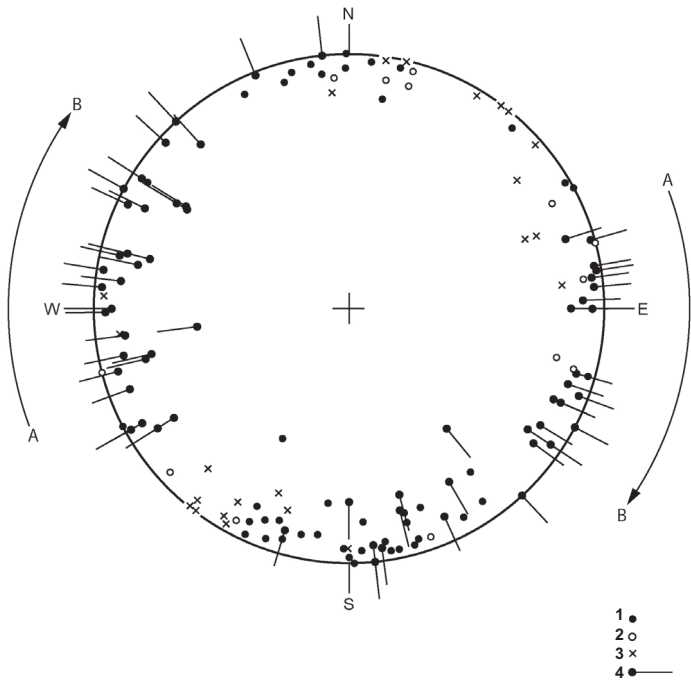
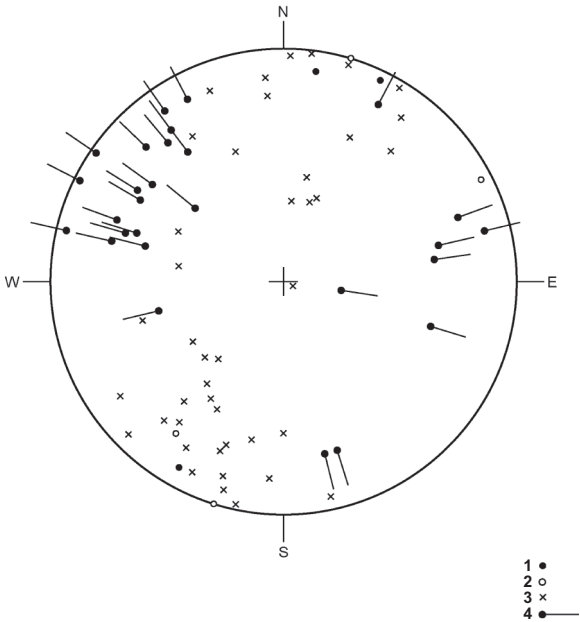


Fig. 5a - Structures de la déformation dans le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre ; principaux couloirs de mylonitisation

Projection stéréographique (canevas de Schmidt ; hémisphère inférieur) des structures de déformation à l'état solide (= mylonitisation) dans le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre cf. faciès à deux micas et à texture porphyroïde ou non (py^{2m} , $pg\gamma^{2g}$ et γ^2) (74 sites) ; 1 : foliation mylonitique "S" (pôles) ; 2 : plans de cisaillement "C" à jeu senestre (pôles) ; 3 : plans de cisaillement "C" à jeu dextre (pôles) ; 4 : linéation d'étirement ou stries de glissement. Caractérisation de la virgation cartographique de la zone de cisaillement ductile intragranitique (de A vers B)



- 1 ●
- 2 ○
- 3 ×
- 4 ●—

Fig. 5b - Structures de la déformation dans le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre ; monzogranite à deux micas (faciès γ^{2-3})

Projection stéréographique (canevas de Schmidt-hémisphère inférieure) des structures de déformation à l'état solide (= mylonitisation) dans le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvres cf. faciès à biotite dominante et à grain fin (γ^{2-3}) (49 sites) ; 1 : foliation mylonitique "S" (pôles) ; 2 : plans de cisaillement "C" à jeu senestre (pôles) ; 3 : plans de cisaillement "C" à jeu dextre (pôles) et ; 4 : linéation d'étirement ou stries de glissement

Au sein de ces deux zones de cisaillement ductile, les plans « S » (*i.e.*, foliation mylonitique) et les plans « C » (*i.e.*, cisaillement), subverticaux (pendage $> 65^\circ$), portent systématiquement une linéation d'étirement ou des stries de glissement dont le plongement est faible à modéré (de 0 à 25°) (fig. 5a et b). Le mouvement a donc une forte composante décrochante, senestre dans la première, dextre dans la seconde.

Qu'il s'agisse du faciès à deux micas et à texture porphyroïde ($\rho\hat{m}^2$) ou du faciès à biotite dominante et à grain fin-moyen (γ^{2-3}), les observations au microscope montrent systématiquement l'association d'une déformation continue et d'une déformation discontinue (recristallisation du quartz en rubans polycristallins de néograins à contours réguliers ; pliage ou torsion des micas ; fracturation des cristaux de plagioclase et de feldspath potassique avec rotation des fragments...). De plus, la biotite est très souvent en voie de chloritisation. La mylonitisation s'est donc déroulée dans des conditions thermiques situées à la limite de stabilité de la biotite ($T < 430^\circ\text{C}$).

Comme l'avait déjà souligné Guineberteau (1986), la déformation tardimagmatique du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre est polyphasée. Le lever de la feuille Montaigu montre, en effet, que la zone de cisaillement ductile senestre (*cf.* couloir Mauléon – la Verrie – la Boissière-de-Montaigu) est postérieure à la zone de cisaillement ductile dextre subméridienne (*cf.* couloir Boussay – la Bruffière). Ce qui est explicite à l'échelle cartographique l'est également à l'échelle de l'affleurement : un relevé des structures de la déformation de type « C-S » réalisé au Sud des Landes-Genusson, entre la Naulière et la Lévinrière (versant nord de la vallée du ruisseau de l'Étang du Drillais) montre qu'une zone de cisaillement ductile dextre, d'extension limitée, est progressivement réorientée parallèlement à la zone de cisaillement ductile senestre. Ces observations rejoignent celles réalisées par J. Le Métour *et al.* (1989) puis par P. Rolin *et al.* (2000b), lors du lever des feuilles Cholet et Les Herbiers.

Géochronologie. Une isochrone Rb-Sr sur roches totales, réalisée à partir de 10 échantillons prélevés dans le faciès à biotite dominante et à grain fin-moyen (γ^{2-3}), a permis d'obtenir un âge radiométrique à 313 ± 15 Ma ($[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0 = 0,7124 \pm 0,0017$), considéré comme celui de la mise en place du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Guineberteau, 1986). Cet âge est identique à ceux obtenus pour les intrusions leucogranitiques qui jalonnent le cisaillement sud-armoricain (branche sud) et constituent la « ceinture centrale » définie par J. Bernard-Griffiths *et al.* (1985).

• Filons de granite à biotite

γ^3 . **Granite à biotite, à gros grain.** Précédemment signalés par des prospecteurs de la Division Minière de Vendée du CEA à la fin des années 1970,

des filons granitiques ont été cartographiés au sein de l'unité des Schistes. D'une dizaine de mètres de puissance au maximum, ils montrent une direction N110°E en moyenne et sont concordants avec la schistosité de flux de leur encaissant. Ces filons, qui montrent souvent une intense bréchification à mettre en relation avec la proximité des accidents de Secondigny et des Épesses, se concentrent près de Bazoges-en-Pailers. Les meilleurs affleurements sont situés au Nord-Ouest de l'Angebaudière (Bazoges-en-Pailers), au lieu-dit le Pâtis Robin, où des fossés de drainage ont permis d'appréhender les relations géométriques de ces filons avec les faciès grauwacko-pélimitiques (b-k) de l'unité des Schistes.

Observations à l'œil nu. Le type moyen, extrêmement tenace et de teinte relativement sombre, est un granite à biotite à grain moyen à grossier (3-7 mm) et à texture isométrique équante ou orientée. Le quartz se présente en individus globuleux à éclat gras et le feldspath potassique, de couleur rose, apparaît parfois sous la forme de prismes quadrangulaires de 10 à 15 mm de long qui confèrent localement à la roche une texture à tendance porphyroïde. La biotite, généralement abondante, chloritisée, s'exteriorise en paillettes de petite taille (1-2 mm) regroupées en amas qui soulignent la fabrique magmatique.

Au microscope, l'altération supergène de la roche est manifeste. La biotite, relativement abondante, est chloritisée, tandis que les cristaux de plagioclase ($Or_1Ab_{88-98}An_{11-1}$), criblés d'inclusions de feldspath potassique et, surtout, de petites paillettes de muscovite, sont altérés. Par ailleurs, les grains de quartz montrent systématiquement une extinction ondulante qui atteste d'une importante déformation à l'état solide. Les méga-cristaux d'orthoclase ($Or_{95-97}Ab_{5-3}An_0$), fréquemment maclés Carlsbad et transformés en microcline, présentent des lamelles d'exsolution perthitiques de 0,1 à 0,2 mm d'épaisseur. La muscovite ($Ms_{74-82}Pg_1Célad_{5-4}Fe-Célad_{19-12}$) est presque absente. Parmi les minéraux accessoires, seuls la monazite et le zircon ont été observés.

Par ses caractéristiques pétrographiques, et sa position entre l'accident des Épesses et celui de Secondigny, ce granite évoque un faciès du monzogranite à biotite et hornblende de Pouzauges qui affleure largement vers le Sud-Est (feuilles les Herbiers et Chantonny).

ACCIDENT DE SECONDIGNY (Cisaillement sud-armoricain)

L'accident de Secondigny (Bouton, 1990) fait partie des principaux décrochements crustaux du domaine sud-armoricain. Il constitue le prolongement direct du cisaillement sud-armoricain (branche sud). Sur la feuille Montaigu, il est clairement identifiable sur le terrain, car il constitue la limite entre le domaine du Haut-Bocage (unité des Schistes) et le domaine central vendéen, dont les lithologies et les structures sont contrastées. Par ailleurs, il est souligné par des roches cataclasées et un puissant filon de quartz. Il montre une

direction N130 °E en moyenne et, localement, est décalé par des accidents tardi-hercyniens N45 °E, par exemple à proximité de Bazoges-en-Pailleurs ou au Fossé Neuf, au Sud-Est de la Guyonnière.

Une autre ramification du cisaillement sud-armoricain (accident des Épesses), de moindre importance, limite au Nord-Est l'unité des Schistes et se prolonge sur la feuille voisine des Herbiers (fig. 4).

Déformation. L'accident de Secondigny s'accompagne d'une discrète déformation ductile. Une très légère gneissification est en effet observable dans le granite de l'Ortay jusqu'à 300 m de l'accident. L'unité des Schistes est aussi localement mylonitisée à son contact, par exemple entre la Friborgère et le Boulerot. Cependant, cette faille provoque surtout une déformation fragile qui se matérialise par une importante cataclase (bréchification), en particulier dans les faciès grenus et résistants, comme les grauwackes de l'unité des Schistes et les filons de granite à biotite (γ^{β}) - au Nord-Est -, ainsi que les granites de Riaillé (γ_R) et de l'Ortay (γ_O), les gneiss migmatitiques de Montaigu ($\zeta\gamma_M$) et les filons, tronqués, de granitoïdes et pegmatite ($P-\gamma$) - au Sud-Ouest. Enfin, la trajectoire de l'accident est généralement soulignée par un filon de quartz blanc tardif, d'origine hydrothermale, présentant souvent des micro-géodes. Ce filon est particulièrement puissant près de Meslay et entre Blonneau et le Logis-de-la-Raillère (la Boissière-de-Montaigu).

La forme en « cornue » du massif granitique de l'Ortay (γ_O), l'allure sigmoïde des trajectoires de la schistosité de flux dans l'unité des Schistes et, dans une moindre mesure, celle des filons de granite à biotite (γ^{β}) indiquent un fonctionnement en décrochement dextre de l'accident de Secondigny. L'accident des Épesses, subparallèle, est aussi à rejet dextre.

Éléments de datation. Le jeu principal dextre de l'accident de Secondigny est contemporain à postérieur à la mise en place du granite de l'Ortay, daté à 350 ± 11 Ma (limite Tournaisien-Viséen : cf. *infra*). Celui-ci a en effet été entraîné vers le Sud-Ouest lors sa mise en place (forme cartographique en « cornue »), puis déformé ductilement sur une zone d'environ 300 m de largeur (orthogneissification), avant d'être broyé après sa mise en place (cataclase).

DOMAINE CENTRAL VENDÉEN

Le domaine central vendéen, limité par deux failles tardi-hercyniennes (cisaillement sud-armoricain et sillon houiller de Vendée), comporte l'unité de Montaigu, restreinte aux abords de cette ville sur le territoire de la feuille, et l'unité de Chantonay, qui, au contraire, occupe plus du tiers de la feuille. Les deux unités sont séparées par un contact tectonique précoce, syn-métamorphe, souligné par une lame de serpentinites, d'origine mantellique. Au Nord de cet

alignement, l'unité de Montaigu, est constituée de l'orthogneiss migmatisé de Montaigu ($\zeta\gamma M$).

Unité de Montaigu

$\zeta\gamma M$. Métagranite de Montaigu : orthogneiss migmatisé (Ordovicien ?). Ce gneiss affleure aux environs de Montaigu, en particulier aux pieds des remparts sud-ouest de la ville, et se prolonge au Nord, sur la feuille Clisson, dans la vallée de la Maine. Par-delà une épaisse couverture cénozoïque, il semble se connecter aux gneiss migmatitiques de la basse vallée de la Loire (la Montagne, le Pellerin, Couëron). Vers le Sud-Est, aux environs de la Guyonnière, cette formation est brusquement interrompue par l'accident de Secondigny (cisaillement sud-armoricain).

Sur le terrain, le faciès moyen apparaît quartzo-feldspathique, gris à beige selon l'état d'altération, méso- à leucocrate, à grain assez fin (1-3 mm), avec de petites lamelles millimétriques de biotite visibles à la loupe. La roche présente un débit planaire (foliation) prononcé. La direction de cette foliation s'incurve progressivement de N140 °E (à Montaigu) à N90 °E (Sud de La Guyonnière), avec un pendage de 40 à 50° vers le Sud-Ouest ; une discrète linéation d'étirement des minéraux est parfois perceptible, avec un pendage vers le Sud-Est. Ces structures de déformation précoce sont perturbées et partiellement effacées par une légère migmatisation, qui se manifeste aussi par la présence de veinules centimétriques de matériel quartzo-feldspathique grenu (*i.e.*, leucosome) s'injectant de préférence selon le plan de foliation.

Pétrologie. Le microcline ($Or_{95-85}Ab_{5-15}An_0$) est généralement le feldspath dominant. Il forme des cristaux de 1 à 3 mm, aux contours souvent découpés, en raison de leur corrosion par des bourgeons de myrmékite (albite à inclusions vermiculaires de quartz). Les autres minéraux sont le quartz, le plagioclase ($Or_{1-4}Ab_{92-80}An_{7-17}$), en grains millimétriques, et la biotite ($East_{24-20}Sidér_{0-10}Ann_{79-70}$; $X_{Fe} = 0,79-0,81$) en lamelles inframillimétriques partiellement chloritisées (ripidolite ; $X_{Fe} \approx 0,80$). La muscovite, au contraire, est absente ou peu abondante (*e.g.*, $Ms_{80}Pg_3Célad_6Fe-Célad_{11}$). Le zircon (commun en microcristaux généralement < 100 μm), des oxydes de fer (assez abondant ; < 200 μm), l'apatite (rare ; < 150 μm), la monazite (rare ; < 100 μm) et l'ilménite (rare ; < 30 μm) sont les principaux minéraux accessoires.

Les cristaux de zircon d'un échantillon prélevé à des fins de géochronologie sont brun sombre, avec des cœurs souvent opaques, de taille inférieure à 0,5 mm. Leur indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre un développement préférentiel des faces {101} sur les pyramides (indice A moyen = 568) et la coexistence fréquente des faces {110} et {100} sur les prismes (indice T dispersé entre 700 et 300 ; T moyen = 571), ce qui est caractéristique

de granites subalcalins ou alcalins, d'origine mantellique ou hybride (crustale et mantellique).

Géochronologie. Cinq cristaux de zircon, prélevés dans un échantillon du soubassement des remparts de Montaigu, ont été analysés par spectrométrie de masse à des fins de géochronologie (*cf.* annexe pour la méthode). Une majorité des paliers obtenus correspondent à des âges précis voisins de 490 Ma (349 rapports isotopiques). D'autres paliers donnent des âges légèrement plus récents qui peuvent correspondre à une perte de plomb et n'ont pas été retenus. L'âge moyen (488 ± 12 Ma : limite Cambrien-Ordovicien) est interprété comme celui de la cristallisation du zircon dans le protolithe granitique ; la déformation puis l'anatexie seraient postérieures. L'orthogneiss de Montaigu appartiendrait donc à l'ensemble des méta-granites cambro-ordoviens fréquents dans le Massif armoricain et le Massif central français.

Unité de Chantonay

Les terrains paléozoïques de l'unité de Chantonay occupent plus du tiers de la surface de la feuille Montaigu. Ils débutent au Nord-Est par une semelle métamorphique principalement ortho-dérivée à serpentinite (Λ), amphibolite (δ), leptynite ($\hat{\lambda}$) et micaschistes (ξ^{1-2}), qui semble en grande partie d'origine volcanique. Suit une puissante série détritique attribuée au Cambrien (KM, KG, KB). Celle-ci est surmontée au Sud-Ouest des assises ordoviennes à dévoniennes ($\mu\rho$, O2, O-d), conservées au cœur de deux synclinaux alignés : la terminaison occidentale du vaste synclinal de Saint-Prouant, développé sur les feuilles La Roche-sur-Yon et Chantonay, et l'étroit synclinal de Chauché. L'unité est limitée, au Nord par l'unité de Montaigu, au Nord-Est par l'accident de Secondigny, et au Sud-Ouest par le sillon houiller de Vendée.

• Semelle métamorphique principalement ortho-dérivée

Λ . **Serpentinites, birbirites.** Au Nord-Est de Saint-Georges-de-Montaigu, des serpentinites forment un corps rectiligne d'environ 4 km de long et 100 m de large. Elles appartiennent à un alignement discontinu, qui se prolonge sur 50 km au Nord-Ouest de la feuille, jusqu'au Pellerin (Montbert ; les Grandes-Landes ; le Landay ; la Ville-au-Vay). Cet alignement jalonne l'interface entre les gneiss de l'unité de Montaigu et les amphibolites et métasédiments de l'unité de Chantonay, dont il constitue la semelle. Les serpentinites étant d'origine mantellique, cet alignement vient souligner un important contact tectonique éo-hercynien.

Sur le terrain, la roche apparaît vert sombre, massive et marbrée, et se débite en nombreux blocs dont il est facile de suivre la trace dans les champs. À quelques mètres du contact nord avec le gneiss $\zeta\gamma M$, la serpentinite évolue

parfois en phlogopitite. Enfin, certains faciès sont partiellement silicifiés et évoluent en birbirite, une roche siliceuse brunâtre d'aspect scoriacé, lardée de veinules blanchâtres de calcédoine et quartz (Duparc *et al.*, 1927).

Pétrologie. La serpentinite apparaît constituée à plus de 90 % de serpentine ($X_{Mg} \approx 0,93$), généralement en fibres enchevêtrées, à laquelle s'adjoignent une chlorite incolore (clinocllore-penninite ; $X_{Mg} \approx 0,95$) et la magnétite. Quelques bastites (pyroxènes serpentinisés) millimétriques et des reliques de chromite ($< 50 \mu m$) ont été observées. Parmi les minéraux accessoires, une rareté minéralogique, la giekielite ($Ti_{1,00}Mg_{0,55}Fe_{0,37}Mn_{0,07}O_3$), a été observée au microscope électronique à balayage dans un échantillon provenant de la Faubretière ($46^{\circ}57'12''N-1^{\circ}17'00''W$). La serpentine est parfois organisée en ocelles millimétriques, visibles à l'œil nu, qui sont les pseudomorphes des anciens grains d'olivine (structure « en peau de serpent »). Enfin, des veinules de calcédoine à oxy-hydroxydes de fer sont communes, traduisant le passage à la birbirite. Cette roche résulte de l'altération supergène de la serpentinite, avec lessivage du Mg (*e.g.*, Augustithis, 1965, 1967 ; Plyusnina *et al.*, 1983). Un échantillon de phlogopitite prélevé au contact avec le gneiss $\zeta\gamma M$ est constitué presque exclusivement de mica ($East_{7-26}Phl_{75-54}Ann_{24-15}$; $X_{Mg} = 0,77-0,85$).

δ . Amphibolites (métavolcanites basiques) de Pont-Léger et Boufféré. La semelle nord-est de l'unité de Chantonay est constituée principalement d'amphibolites, massives et homogènes à la base (vers le Nord-Est), et présentant des intercalations de leptynites (γ) et de micaschistes (ξ^{1-2}) au sommet, c'est-à-dire vers le Sud-Ouest. Elles sont bien exposées dans la vallée de la Grande Maine, en particulier dans les carrières de Belle-Vue (Boufféré) et de la Fouchardière (près du Pont-Léger). Sur les plateaux, elles tendent à se décomposer en altérites de couleur brun-rouge.

Sur le terrain, la roche apparaît assez massive, de couleur vert foncé à noire, constituée surtout de cristaux d'amphibole (vert foncé), dominante, et de plagioclase (transparent à blanc), de taille millimétrique. Un rubanement (S0) à l'échelle décimétrique se traduit par des variations dans la taille du grain et surtout par la présence de niveaux d'amphibolites mésocrates, plus riches en plagioclase et quartz, qui évoluent localement vers des leptynites leucocrates à amphibole. Ce rubanement est subparallèle à une foliation minérale assez marquée (S1), liée à la déformation. Ces deux plans se conjuguent pour donner à la roche un débit planaire, généralement orienté selon une direction NW-SE avec un pendage de 30 à 50° vers le Sud-Ouest, mais dont l'orientation peut être localement perturbée, en particulier au voisinage du massif granitique de l'Ortay. Une linéation minérale (L1), correspondant à l'allongement préférentiel des prismes d'amphibole, est plus discrète et présente un pendage moyen d'une trentaine de degrés vers le SSE.

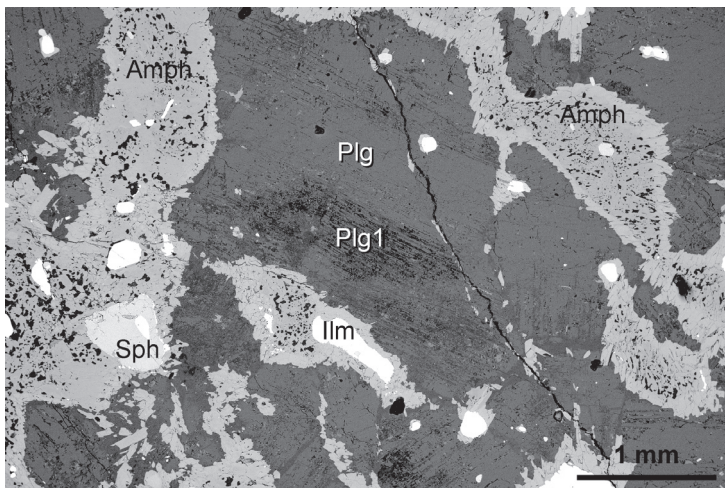


Fig. 6 - Microstructure des amphibolites de Boufféré – Pont-Léger (δ). Amphibolite de la carrière de Belle-Vue (Boufféré) ; microscope électronique à balayage, image en électrons rétrodiffusés. Plagioclase (**Plg** : gris foncé), avec des reliques d'un plagioclase précoce, altéré et saussuritisé (**Plg I**) ; amphibole (**Amph** : gris moyen), avec cœur à micro-inclusions de quartz (gris très foncé) ; ilménite (**Ilm** : blanc) entouré de sphène (**Sph** : gris clair)

Lithologie	pegm.	leuco-granite	gr Ortay	gr Ortay	gr Ortay	gr Riailié	gr Riailié	gr Saligny	micro-granite
notation	P-γ	P-γ	γo	γo	γo	γR	γR	γBm	μγ
échantillon	MC6a	MC8c	ORT1	ORT2	ORT3	RIA1	RIA2	SAL1	SAL2
latitude	46°56'49"N	46°57'04"N	46°54'19"N	46°54'19"N	46°54'59"N	46°58'34"N	46°58'27"N	46°49'00"N	46°49'00"N
longitude	1°16'54"W	1°17'07"W	1°11'29"W	1°09'52"W	1°10'53"W	1°18'06"W	1°16'55"W	1°26'03"W	1°26'03"W
SiO ₂	75,25	75,50	72,20	73,70	72,40	75,90	74,30	74,00	76,70
TiO ₂	nd	nd	0,24	0,16	0,25	0,05	0,08	0,12	0,06
Al ₂ O ₃	14,61	14,44	14,70	14,70	15,10	14,30	14,80	15,20	13,30
Fe ₂ O _{3T}	0,75	0,67	2,07	1,20	1,74	0,57	1,13	0,83	0,79
MnO	0,09	0,03	0,07	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03	0,03
MgO	nd	nd	0,70	0,40	0,60	0,20	0,30	0,30	0,20
CaO	0,56	0,48	1,00	0,60	0,90	0,50	0,40	0,60	<0,1
Na ₂ O	5,80	5,23	3,10	3,50	3,20	3,80	3,40	3,50	2,70
K ₂ O	2,38	3,43	5,04	4,49	4,49	3,59	4,14	4,59	5,16
P ₂ O ₅	nd	nd	0,20	0,15	0,17	0,30	0,33	0,32	<0,05
PF	0,53	0,52	0,80	1,10	1,40	1,10	1,40	1,00	1,10
Total	99,97	100,30	100,12	100,03	100,29	100,35	100,34	100,49	100,04
Q	173,7	172,0	182,0	193,9	192,8	216,8	210,3	193,4	228,0
P	-146,5	-104,3	-10,6	-28,1	-23,8	-55,1	-28,7	-26,0	20,9
A	28,7	24,3	45,3	58,4	65,2	63,6	78,1	66,0	60,3
A/CNK	1,11	1,09	1,19	1,25	1,28	1,29	1,37	1,28	1,30
B	9,4	8,4	46,4	27,0	39,9	12,8	22,6	19,4	15,6
F	372,0	374,6	326,7	334,1	322,4	325,5	322,1	342,2	311,3
Q %	31,29	31,00	32,79	34,93	34,73	39,05	37,88	34,85	41,09
F %	67,02	67,49	58,86	60,20	58,09	58,65	58,04	61,66	56,10
B %	1,69	1,51	8,36	4,86	7,18	2,30	4,08	3,49	2,82

Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) ; P = K - (Na + Ca) ; A = Al - (K + Na + 2Ca) ; CNK = Ca + Na + K ; B = Fe + Mg + Ti ; F = 555 - (Q + B)

Tabl. 1 - Analyses chimiques d'éléments majeurs (en %) et paramètres multicationiques pour 9 échantillons de granite de la feuille Montaigu

L'étude pétrologique et le calcul du mode de quelques échantillons du faciès mélanocrate le plus répandu (cf. Annexe, pour la méthode) révèlent les caractéristiques suivantes (fig. 6) :

- l'amphibole calcique verte est dominante (~ 55 vol. %) et forme des cristaux de taille millimétrique aplatis dans le plan de foliation ; il s'agit généralement d'une magnésio-hornblende ($X_{Mg} = 0,45-0,63$) ;
- le plagioclase (~ 30-35 %), de composition andésitique à oligoclasique ($Or_{0-1}Ab_{58-79}An_{42-20}$), est interstitiel entre les cristaux d'amphibole ;
- des microcristaux de clinozoïsite (0,35-0,45 mol. % de pistacite) sont associés en quantité variable (< 8 %) au plagioclase ;
- le quartz (~ 3-8 %) n'est présent qu'en nombreuses petites inclusions (< 0,05 mm) au sein des cristaux d'amphibole, où il semble résulter d'un processus d'exsolution ;
- l'ilménite persiste en reliques au cœur de microcristaux de sphène (< 4 %) ;
- la chlorite, peu abondante (< 5 %), est généralement une pycnochorite ($X_{Mg} = 0,5-0,6$) ;
- les minéraux accessoires sont l'apatite (< 1 %), la monazite et le zircon en cristaux de quelques micromètres.

Dans les niveaux mésocrates rubanés associés, la composition des minéraux est sensiblement identique, mais leur abondance diffère. Le quartz et, à un moindre degré, la clinozoïsite y deviennent plus abondants au détriment du plagioclase et surtout de l'amphibole. Cette évolution conduit localement à des leptynites à amphibole (*e.g.*, éch. MB5 : 60,5 vol. % quartz ; 19,3 % plagioclase ; 13,0 % clinozoïsite ; 6,8 % magnésio-hornblende ; 0,2 % sphène ; 0,1 % apatite et monazite), qui témoignent d'une transition vers les leptynites (λ).

En raison de leur composition, ces amphibolites sont clairement orthodérivées mais aucune relique magmatique minéralogique (pyroxène) ou microstructurale (structure doléritique) n'y a été conservée. On note toutefois au cœur de quelques cristaux de plagioclase des zones altérées à micro-inclusions d'épidote, aux contours bien définis, qui semblent résulter de la saussuritisation d'un plagioclase hérité, peut-être magmatique (fig. 6). De même, de l'amphibole criblée de micro-inclusions d'ilménite, observée dans un échantillon, évoque des « figures de Schiller » caractéristiques de pyroxène amphibolitisé. La roche magmatique a été métamorphisée et déformée dans le faciès amphibolite (sous-faciès à épidote), puis a enregistré une évolution rétrograde se manifestant par l'apparition de chlorite, la croissance de sphène autour des microcristaux d'ilménite et la saussuritisation accrue du plagioclase.

Géochimie. Neuf échantillons d'amphibolite ont été analysés (tabl. 1 ; cf. annexe pour la méthode), afin de déterminer l'affinité magmatique de leur

protolithe et d'apporter des contraintes sur le site géotectonique de leur mise en place. Les amphibolites ont des compositions de basalte ou d'andésite basaltique ($\text{SiO}_2 = 49,3\text{-}56,6$ poids % ; $\text{MgO} = 4,7\text{-}7,6$ %). Elles sont assez riches en titane ($\text{TiO}_2 = 1,05\text{-}2,80$ %), ainsi qu'en éléments fortement incompatibles (e.g., $\text{Th} = 0,2\text{-}5,7$ ppm ; $\text{La} = 5,7\text{-}18,5$ ppm). Leurs spectres de terres rares (fig. 7a et b, hors texte) permettent de distinguer deux groupes : (a) un groupe peu fractionné (cinq échantillons ; fig. 7a, hors texte), dont les spectres montrent une faible inflexion vers le haut, avec un maximum au niveau des terres rares intermédiaires (Sm-Gd) et un léger appauvrissement en terres rares légères et terres rares lourdes ; (b) un groupe (quatre échantillons ; fig. 7b, hors texte) faiblement enrichi en terres rares légères, non fractionné en terres rares lourdes et à anomalie négative ou positive en Eu. Les spectres des deux groupes excluent une affinité alcaline et deux roches riches en titane (échantillons 20 et MC62b) se définissent sans ambiguïté comme tholéïtiques.

Le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (Thiéblemont *et al.*, 1994) (fig. 8) montre une certaine hétérogénéité des signatures géochimiques qui découle d'une forte variabilité du rapport Th/Ta. Néanmoins, la plupart des analyses se localisent dans un secteur dit appauvri du diagramme (soit $[\text{Tb}/\text{Ta}]_N \leq 1,0$), caractéristique des basaltes océaniques. De la gauche vers la droite du diagramme, les échantillons évoluent du domaine des *Middle Ocean Ridge Basalts* (MORB) (basalte titanifère MC62b), vers un champ dit intermédiaire ($[\text{Th}/\text{Ta}]_N = 1,0\text{-}2,7$) caractéristique des basaltes des bassins arrière-arc (basaltes et andésites basaltiques moyennement titanifères 21, MB7c, MB55, MB58), puis un champ dit orogénique ($[\text{Th}/\text{Ta}]_N > 2,7$), délimité par les tholéïtes d'arc insulaire (basaltes et andésite basaltique plus ou moins titanifères 19, 20 et 17). Finalement, un échantillon (18) se localise nettement à l'écart des précédents, dans un champ « enrichi » ($[\text{Tb}/\text{Ta}]_N \sim 0,3$) commun aux tholéïtes continentales. Cette roche mise à part, la variabilité des signatures observée est comparable à celle de séries basaltiques récentes liées à des domaines arc-arrière-arc, issues d'un manteau appauvri, mais où la superposition de processus de subduction et extension induit une forte hétérogénéité des sources mantelliques.

λ. Leptynites (métavolcanites acides). Ces roches forment des horizons NW-SE, de puissance métrique à kilométrique, concentrés entre les amphibolites (δ) et les micaschistes à biotite (ξ^{1-2}), et alternant avec ces deux formations. Visibles à l'affleurement en plusieurs points des vallées de la Petite Maine (près de Saint-Georges-de-Montaigu) et de la Grande Maine (en amont du massif granitique de l'Ortay), elles arment surtout le plateau situé au Nord-Est de la Petite Maine et du Doulay, où elles semblent avoir joué un rôle orographique notable du fait de leur relative résistance à l'érosion.

Sur le terrain, la roche, assez massive, a l'aspect d'un gneiss leucocrate à mésocrate, de couleur beige ou grise, à grain millimétrique et présente un fort

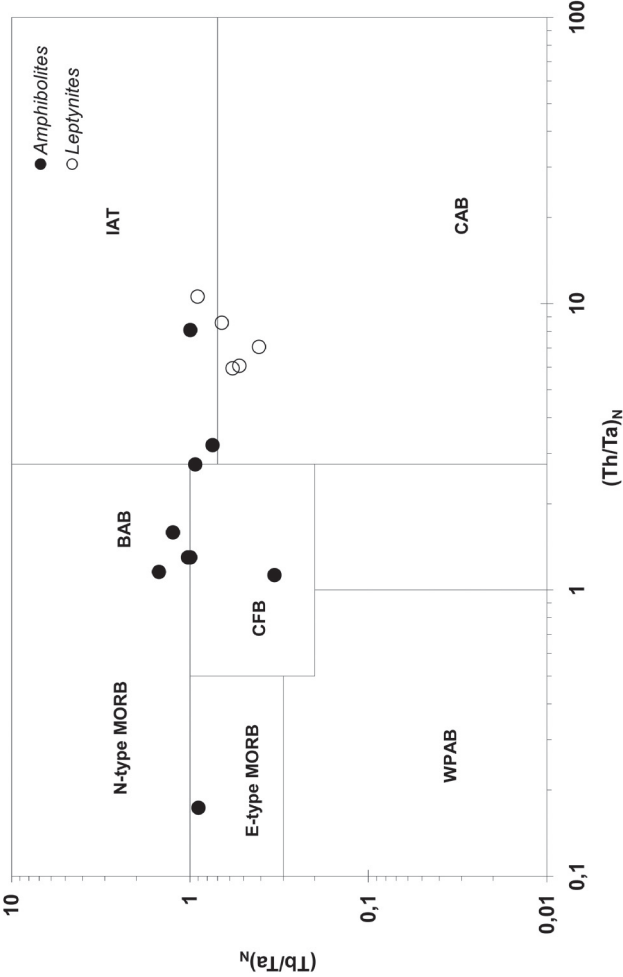


Fig. 8 - Diagramme $(Tb/Ta)_N$ vs. $(Th/Ta)_N$ pour les amphibolites(δ) et leptynites(λ). Diagramme de Thiéblemont *et al.*, (1994) ; **N-MORB** : champ des basaltes de ride médio-océanique de type appauvri (N-type MORB) ; **E-MORB** : basaltes de ride médio-océanique de type enrichi (E-type MORB) ; **WPAB** : basaltes alcalins intraplaques ; **CFB** : tholéïtes continentales ; **BAB** : tholéïtes de bassin arrière-arc ; **IAT** : tholéïtes d'arc ; **CAB** : basaltes calco-alcalins de marge active

débit planaire. Sur un fond quartzo-feldspathique finement cristallisé se distinguent à la loupe de petits feuilletés de mica (biotite, muscovite). De petits yeux de feldspath, de taille inférieure au centimètre, sont parfois visibles. Le plan d'aplatissement minéral (S1), lié à la déformation, est bien marqué et subparallèle à un rubanement compositionnel (S0), qui fait alterner des lits quartzo-feldspathiques et un peu plus micacés à l'échelle décimétrique. Des termes de transition existent aussi avec les amphibolites δ (leptynite à amphibole ; cf. *supra*) et les micaschistes ξ^{1-2} , avec lesquels la roche alterne. Rubanement (S0) et schistosité (S1) donnent à la roche un clair débit planaire, avec un fort pendage vers le Sud-Ouest (à l'Ouest du granite de l'Ortay) ou un faible pendage vers le Nord-Est (à l'Est du granite). Localement, on observe des « bouffées » quartzo-feldspathiques à grain grossier, ayant l'aspect de leucosome, qui semblent résulter d'un début d'anatexie.

L'étude pétrologique et le calcul du mode de quelques échantillons (cf. annexe, pour la méthode) montrent qu'il existe une transition graduelle entre un pôle calcosodique, riche en plagioclase andésitique avec peu de feldspath potassique, proche des leptynites à amphibole précédentes (cf. *supra* δ), et un pôle potassique, riche en feldspath potassique avec un peu de plagioclase albitique. Les principales caractéristiques minéralogiques sont les suivantes :

- le quartz est le minéral dominant (généralement $\sim 40-45$ vol. %) ;
- les feldspaths ($\sim 49-53$ %) sont un plagioclase de composition andésitique à albitique ($Or_{0-1}Ab_{70-99}An_{30-0}$), et le feldspath potassique ($\sim Or_{94}Ab_6An_0$) ; la proportion entre ces deux minéraux varie de manière importante, entre les deux pôles calcosodique et potassique ;
- la biotite, en petits feuilletés inframillimétriques, est peu abondante (< 7 %), de composition variable ($X_{Fe} = 0,50-0,85$) et en grande partie chloritisée ;
- la muscovite (< 9 %) est souvent associée à la biotite chloritisée, avec laquelle elle forme des micro-amas micacés ; elle est assez substituée en phengite ($Ms_{80-73}Pg_{3-2}C\acute{e}lad_{6-10}Fe-C\acute{e}lad_{10-18}$) ;
- les microcristaux d'épidote (0,55-0,85 mol. % de pistacite), de sphène à relique d'ilménite, et parfois de grenat (e.g., $Alm_{70}Spess_8Gross_{10}Pyr_{12}$) sont peu abondants et ne semblent exister que dans les termes les plus calcosodiques ;
- les minéraux accessoires (< 1 %) sont l'apatite, la monazite, le zircon et le xénotime en cristaux de quelques micromètres ; la pyrite, presque totalement remplacée par des oxy-hydroxydes de fer, a été observée dans quelques échantillons.

Déformées et équilibrées dans les conditions P-T du faciès amphibolite, ces roches ont été marquées par une évolution rétrograde statique vers la surface qui s'est traduite par la chloritisation presque complète de la biotite, un remplacement de l'ilménite par le sphène, une tendance à l'albitisation du plagioclase et l'oxydation de la pyrite.

Géochimie. Cinq échantillons de leptynite ont été analysés (tabl. 1 ; cf. annexe pour la méthode). Ce sont des roches très acides ($\text{SiO}_2 = 75,0\text{-}79,3$ poids %) et plutôt pauvres en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,5\text{-}13,3$ %). Leurs teneurs en alcalins (Na, K) les placent dans la gamme commune des roches acides subalcalines ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 6,9\text{-}8,5$ %), avec des rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ variant de $\sim 0,8$ à $2,4$, sauf pour une leptynite anormalement riche en K_2O (MB7a ; $\text{K}_2\text{O} = 7,35$ %). Tous les échantillons sont très pauvres en calcium ($\text{CaO} = 0,10\text{-}0,32$ %) et Sr (< 80 ppm), ce qui témoigne d'un intense fractionnement de plagioclase. Au contraire, les teneurs élevées en Ba ($\sim 700\text{-}1\ 850$ ppm) indiquent l'absence d'un fractionnement notable de feldspath potassique.

Les spectres de Terres Rares (fig. 7c, hors texte) montrent un faible enrichissement en Terres Rares légères, des anomalies négatives marquées en Eu (fractionnement de plagioclase) et un fractionnement nul ou très faible des Terres Rares lourdes. Les teneurs en ces éléments sont élevées (e.g., Yb = $4,3\text{-}6,8$ ppm) et permettent d'apparenter les leptynites de la feuille Montaigu aux roches acides de type « Low-Al-High-Yb », telles que définies par J.G Arth (1979) et F. Barker (1979). Finalement, les cinq roches se localisent dans le domaine « orogénique » du diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{N}}$ vs $(\text{Tb}/\text{Ta})_{\text{N}}$ (fig. 8), mais ce dernier est moins discriminant pour les roches acides que pour les roches basiques (Thiéblemont *et al.*, 1994).

ξ^{1-2} . **Micaschistes à biotite \pm grenat, avec intercalations de métavolcanites acides et basiques.** Ces micaschistes affleurent selon une bande NW-SE large de 1 à 2 km, depuis Boufféré jusqu'à Mesnard-la-Barotière, ainsi qu'au sein des métavolcanites précédentes (leptynites λ et amphibolites δ) avec lesquelles ils alternent. La formation est affectée par une importante altération développée sur une dizaine de mètres d'épaisseur à partir du sommet des plateaux, de sorte que les affleurements de qualité sont rares hormis le long des vallées de la Petite Maine et du Doulay.

Sur la bordure nord-orientale du couloir micaschisteux, le passage des micaschistes aux amphibolites de Pont-Léger – Boufféré (δ) est relativement graduel : d'une part les deux formations sont étroitement imbriquées, d'autre part toutes deux renferment des métavolcanites acides (leptynites λ). Toutefois, les intercalations métavolcaniques basiques et acides se raréfient rapidement quand on s'éloigne du complexe amphibolitique.

Au Sud-Ouest, le contact avec les formations épimétamorphiques cambriennes est faillé et jalonné de filons de quartz. Cependant, cette faille ne s'accompagne pas nécessairement d'un saut métamorphique important, de sorte que la distinction entre les micaschistes les moins recristallisés et la série de la Ménardière n'est pas toujours aisée. Parfois même, les coupes montrent l'alternance des deux faciès (la Déderie et la Martelière, au Nord de Chavagnes-en-Paillers).

Sur le terrain, le faciès commun est un micaschiste gris, à 2 micas, de grain fin à moyen, injecté de filonets de quartz d'exsudation. Des alternances granulométriques d'échelle décimétrique à métrique résulte du caractère sédimentaire initial de la roche (alternance grauwacko-pélimitiques). Ce rubanement est subparallèle à une schistosité très pénétrative, de direction NW-SE, avec un pendage habituel de 50 à 80° vers le Sud-Ouest. Ces faciès présentent souvent des taches ou pustules sombres, ovoïdes, de taille millimétrique à plurimillimétrique.

Au microscope, le degré de recristallisation est très variable. La texture dominante est granolépidoblastique, avec un début de différenciation entre lits essentiellement quartzeux et de lits phylliteux. Ces micaschistes dérivent de grauwackes riches en produits volcaniques d'origine différenciée comme l'indiquent les analyses à la microsonde électronique qui révèlent que les feldspaths plagioclases ont des compositions variées ($Or_0Ab_{77-74}An_{23-26}$; $Or_{1-0}Ab_{82-78}An_{17-22}$; $Or_1Ab_{67}An_{32}$). Le feldspath potassique ($Or_{98}Ab_2An_0$), plus rare et altéré, semble également d'origine détritique. Les minéraux accessoires sont l'ilménite, en cristaux d'une centaine de micromètres à auréole de biotite, l'apatite et le rutile.

Les minéraux du métamorphisme montrent deux paragenèses :

– une paragenèse primaire à quartz \pm plagioclase + biotite brune (I) \pm muscovite (I) + grenat, traduisant des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites. La biotite, passablement chloritisée, est une annite ($Ann_{59-63}Phl_{28-23}East_{9-18}$; $X_{Fe} \approx 0,51$). Le grenat, dont la présence n'est pas systématique, est surtout riche en fer et en manganèse ($Alm_{66}Spess_{19}Pyr_9Gross_6$) ; il est fortement chloritisé. La muscovite est assez peu abondante ($Ms_{72-79}Pg_{9-7}Célad_{11-7}Fe-Célad_{6-9}$) ;

– une paragenèse secondaire de basse température, marquée par le développement de la chlorite (diabantite ; $X_{Fe} \approx 0,46$) en amas pœciloblastiques. La présence de microinclusions noirâtres à ilménite et TiO_2 dans les feuillettes de chlorite indique que ces amas résultent pour partie de la rétro-morphose de la biotite I, ce qui est confirmé par la présence de K_2O résiduel dans la chlorite (fig. 9). Les grenats I sont également affectés par cette chloritisation.

La biotite brune et les amas chloriteux qui la remplacent sont à l'origine des pustules sombres visibles à l'œil nu. On retrouve également ces taches dans les métagrauwackes sud-occidentaux (KM, KB et dans une moindre mesure KG), mais sans indice systématique de biotite primaire (fig. 9 ; cf. description de la déformation D1).

Origine de la semelle de l'unité de Chantonay. Les serpentinites (Λ) sont d'origine mantellique, et leur présence souligne un important contact tectonique

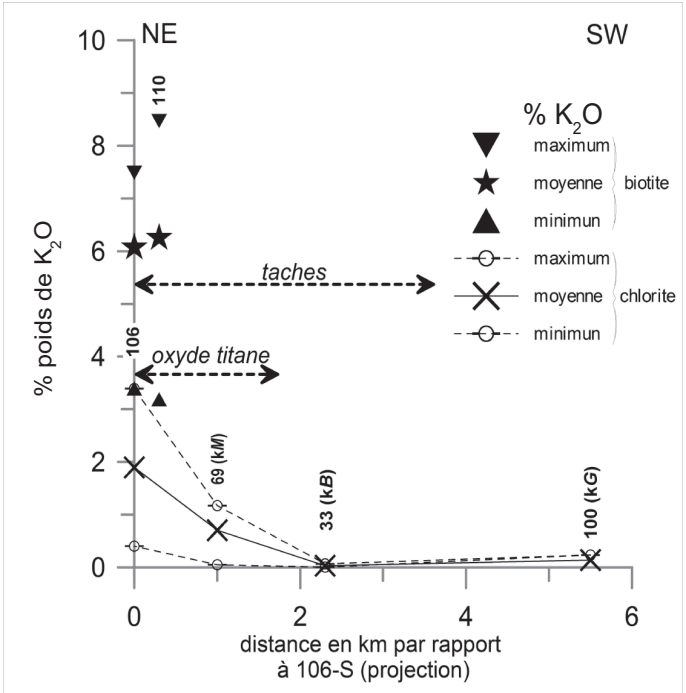


Fig. 9 - K_2O résiduel et présence d'oxyde de titane dans les amas chloriteux des métagrauwackes de l'unité de Chantonnay en fonction de l'éloignement aux micaschistes à biotite (ξ^{1-2}). Terme de référence géographique n° 106 (micaschiste à biotite et grenat ; 46°52'05"N-1°07'16"W). Métagrauwackes à taches des formations de la Ménardière (n° 69 : 46°54'19"N-1°15'57"W) et du Bourgneuf (n° 33 : 46°54'20"N-1°18'58"W), sans taches de la formation des Gerbaudières (n° 100 : 46°48'59"N-1°07'18"W). Teneur en K_2O de la biotite dans les micaschistes (n° 106 et n° 110 : 46°51'19"N-1°05'22"W)

éo-hercynien. Du fait de leur composition, les amphibolites (δ) dérivent clairement d'une roche magmatique, gabbroïque ou basaltique. Cependant, aucune relique avérée d'un hypothétique gabbro originel n'y a été observée. Ceci incite à penser qu'elles dérivent plutôt de roches volcaniques ou hypovolcaniques, une hypothèse confortée par la présence d'intercalations pélitiques (micaschistes ξ^{1-2}) et magmatiques acides (leptynites λ). Comme les amphibolites, avec lesquelles elles alternent et sont fréquemment associées, les leptynites dérivent aussi d'une roche magmatique.

L'association des roches basiques (δ) et des leptynites (λ) définit un ensemble magmatique « bimodal », souvent considéré comme caractéristique des environnements distensifs (rifts intracontinentaux, par exemple). Dans ce contexte, les roches acides de type « Low-Al-High-Yb » sont souvent interprétées comme les produits de la fusion partielle, à basse pression, des roches basiques accrétées vers la base d'un segment de croûte soumis à l'extension (Arth, 1979 ; Barker, 1979). Une telle interprétation est cohérente avec l'environnement de type arc-arrière-arc suggéré par la géochimie des roches basiques.

La semelle ortho-dérivée de l'unité de Chantonay, avec des serpentinites à la base, une grande masse de métabasites intermédiaires, suivie d'intercalations métavolcaniques, acides et basiques, puis de métasédiments, présente quelques analogies avec une séquence ophiolitique. Elle pourrait représenter des éléments d'une croûte océanique ; la géochimie des roches suggère que celle-ci appartiendrait à un bassin d'arrière-arc.

• **Métagrauwackes et métapélites tufacées épimétamorphiques (Cambrien présumé)**

R. Wyns (1980) a proposé de subdiviser le Cambrien du flanc nord-est du synclinorium de Chantonay en trois assises, avec, de bas en haut, les formations de Montournais, des Gerbaudières et du Bourgneuf, succession adoptée sur la feuille Chantonay (Wyns *et al.*, 1984, 1988a). Cette succession stratigraphique s'avère fragile pour plusieurs raisons : (a) elle se fonde sur des distinctions lithologiques peu marquées ; (b) elle ignore l'importance des failles longitudinales qui entraînent la répétition ou au contraire la disparition des assises. Nous avons toutefois conservé partiellement les dénominations de R. Wyns, mais préféré une appellation locale pour les termes plus anciens. La même prudence a été adoptée par les auteurs de la feuille voisine les Herbiers (Rolin *et al.*, 2000a).

kM. Faciès de la Ménardièrre : métagrauwackes et métapélites. La série de la Ménardièrre (du hameau de la commune de Chavagnes-en-Paillers situé en bordure de la Petite Maine) affleure selon une bande d'environ 1 km de large depuis Ménard-la-Barotière au Sud-Est et le Hallay au Nord-Ouest, où elle

disparaît sous les recouvrements cénozoïques. Elle occupe une position structurale intermédiaire entre les micaschistes à biotite et grenat du Nord-Est (ξ^{1-2}) et les terrains épimétamorphiques cambriens *s.l.* au Sud-Ouest. De plus, elle possède des caractères métamorphiques de transition entre ces deux ensembles.

Sur le terrain, la formation montre l'alternance à l'échelle métrique à plurimétrique de niveaux métagrauwackeux et de faciès fins à caractère métapélitique. Les métagrauwackes sont de couleur beige par oxydation ou bleu vert à l'état sain. Comme les micaschistes du Nord-Est (ξ^{1-2}), ils sont mouchetés de taches ovoïdes sombres de 1 à 2 mm. Les faciès métapélitiques fins sont beiges à gris sombre. Ils présentent un rubanement millimétrique de lits phylliteux sombres et finement gréseux plus clairs. Les pustules sombres y sont beaucoup plus rares.

La plupart des faciès sont relativement peu recristallisés et leur organisation sédimentaire initiale est bien conservée. Certains, cependant, présentent une texture granolépidoblastique qui traduit une recristallisation plus poussée ; ils peuvent alors être qualifiés de micaschistes. Le mica blanc devient alors plus abondant et plus développé, ce qui apparaît nettement lorsque la roche est altérée. Ces faciès micaschisteux sont imbriqués dans les précédents sans que l'on discerne un accroissement de leur fréquence vers le Nord-Est.

Au microscope, les métagrauwackes apparaissent très hétérométriques. Les clastes sont principalement formés de quartz (0,2 à 1 mm), mono- ou polycristallin, à sous-joints de dislocation et extinction ondulante, de plagioclase, de rare feldspath potassique altéré ($\text{Or}_{93-97}\text{Ab}_{6-3}\text{An}_{1-0}$) et d'éléments lithiques. Les plagioclases présentent une composition hétérogène, très albitique ($\text{Or}_0\text{Ab}_{98}\text{An}_2$) à plus calcique (*e.g.*, $\text{Or}_0\text{Ab}_{77}\text{An}_{13}$; $\text{Or}_0\text{Ab}_{71}\text{An}_{29}$), l'albite pouvant être néoformée lors du métamorphisme. La matrice, initialement terrigène, est recristallisée en un fond granoblastique microcristallin (50 à 100 μm) à quartz, feldspath plagioclase et chlorite. Les principaux minéraux accessoires sont la pistacite, l'apatite, la monazite et le zircon. Les taches sombres plurimillimétriques sont constituées de chlorites enchevêtrées (pynochlorite, avec $X_{\text{Fe}} \approx 0,49$), dont certaines conservent dans leur clivage des amas titanifères et des oxydes de fer. On en déduit qu'il s'agit d'anciennes biotites, ce qui est vérifié par l'analyse à la microsonde qui permet d'y reconnaître un faible résidu de potassium ($\text{K}_2\text{O} < 1,2$ poids % ; fig. 9).

Si l'on fait abstraction de leur paragenèse métamorphique plus évoluée, on constate que les faciès exposés dans cette série sont très comparables à ceux du Cambrien *s.l.*, avec notamment une sédimentation terrigène soumise à des apports constants de matériel volcanogène. Nous supposons qu'elle représente la base plus métamorphique d'un même ensemble sédimentaire.

kG. Formation des Gerbaudières : grauwackes tufacées et pélites brunes (500 m ou plus). Cette formation affleure dans deux secteurs distincts. Celui de Saint-Fulgent, dans la partie orientale de la feuille, s'insère cartographiquement entre la série de la Ménardièrre et la formation du Bourgneuf. Son prolongement sur la feuille Les Herbiers est désigné comme la formation de la Pillaudièrre par P. Rolin *et al.* (2000a). La seconde aire d'affleurement, située dans la partie centrale de la feuille Montaigu, est encadrée par la formation du Bourgneuf. Elle s'étend depuis le Hallay, au Nord-Ouest, jusqu'à la Rabatellièrre, au Sud-Est, et atteint sa plus grande largeur aux Brouzils. Des affleurements d'extensions plus restreintes s'observent de part et d'autre de l'Herbergement, et à l'Aumonerie dans la vallée du Bouvreau. Les répétitions cartographiques qui affectent la formation des Gerbaudières impliquent le jeu de failles longitudinales NW-SE et transversales NNE-SSW.

La formation se compose d'alternances grauwacko-pélitiques à caractère volcanogène. Les intercalations conglomératiques sont communes (tranchée de la déviation nord-est des Brouzils). La « brèche de Saint-Fulgent », décrite par G. Mathieu (1937) et déjà figurée sur la carte au 1/80 000, en constitue un exemple.

Les critères de distinction avec la formation du Bourgneuf sont une teinte dominante plus sombre, bleue à brunâtre, une granulométrie globalement plus fine et la fréquence des laminites sombres. Ces dernières montrent l'alternance millimétrique de pélites ou argilites pyriteuses, bleu sombre à noires, et de grauwackes moyennes plus claires, blanchâtres à grisâtres, parfois cavernueuses et rouille. Souvent, ces lits gréseux sont lenticulaires et dispersés par boudinage au sein des argilites. Pour le reste, les faciès et leur organisation à l'échelle de l'affleurement sont les mêmes que dans la formation du Bourgneuf ; le caractère volcanogène est également omniprésent. La composition minéralogique, également comparable à celle de la formation du Bourgneuf, est décrite avec cette dernière.

kB. Formation du Bourgneuf : grauwackes tufacées et pélites (Cambrien supérieur présumé) (500 m ou plus). La formation du Bourgneuf constitue la formation sédimentaire la plus largement représentée sur la carte. Elle offre de nombreux affleurements de qualité à la faveur des vallées encaissées de l'Ognon, du Bouvreau et de la Petite Maine. Ses caractéristiques lithologiques sont homogènes à l'échelle de l'unité de Chantonay. Elles consistent en alternances décimétriques à plurimétriques irrégulières de microconglomérats et conglomérats à graviers, de grauwackes arkosiques lithiques moyennes, de grauwackes fines et de pélites ou argilites. L'importance de la tectonique (failles et plissements) rend délicate l'évaluation de la puissance de cette assise. Sur la feuille Chantonay, elle est estimée à 500-1 000 m (Wyns *et al.*, 1988a).

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 ou fines, enfin à des siltites. Parfois également, ces grès s'appauvrissent en matrice argileuse et tendent vers les arénites massives et compactes.

Les clastes de la formation du Bourgneuf et des autres assises présumées cambriennes (kG, kP) ont une composition assez uniforme : quartz (50-55 %), feldspath potassique (5-15 %) souvent kaolinisé, feldspath plagioclase (10-20 %, albitique : $Or_0Ab_{96-99}An_{4-1}$), éléments lithiques (5-15 %), muscovite hétérogène (dont phengite) et chlorite (1-5 %). La matrice initialement argilo-silteuse est finement recristallisée en quartz, séricite, chlorite et épidote. L'origine volcanique et volcanoclastique du matériel détritique s'exprime par la fréquence des cristaux de quartz à cachet pyroclastique ou rhyolitique, l'abondance de cristaux de feldspath subautomorphes et la nature des éléments lithiques. Ces derniers se composent majoritairement de volcanites acides. On observe également de gros grains polyminéraux composés d'épidote (très substituée en Fe^{3+} : 90 % du pôle pistacite et 10 % du pôle clinzoïsite), apatite (fluorapatite) et sphène. L'épidote est également présente sous forme de grains développés (200-400 μm) dont il est difficile de déterminer s'il s'agit de clastes ou d'une substitution métamorphique d'anciens clastes. À l'Est de Saint-Fulgent (46°50'35"N-00°08'00"W), on a reconnu un gros claste pegmatitique constitué d'albite presque pure (Ab_{98-99}) avec microinclusions de quartz, ressemblant à une myrmékite quoique le quartz ne soit pas très vermiculaire. Ce claste atteste que des roches métamorphiques peuvent être remaniées au sein du Cambrien supposé. Ce socle métamorphique n'est pas identifié. Régionalement, des socles anciens sont connus de part et d'autre de l'unité de Chantonay, notamment au Nord-Est (Mauges ; unité de Montaigu).

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

La sédimentation est alimentée sporadiquement par des décharges plus grossières sous la forme d'intercalations conglomératiques lenticulaires de puissance pluridécimétrique. Les clastes y sont en général dispersés au sein d'une matrice grauwackeuse. Ils présentent une granulométrie de graviers ou de petits galets (diamètre inférieur à 5 cm). Outre du quartz filonien, des chertites et des épicastites variées (argilites et pélites micacées ; grauwackes arkosiques tufacées), on y observe de nombreux éléments d'origine volcanique ou hypovolcanique : fragments de laves à composition rhyolitique, quartzofeldspathique et plagioclasique, et, dans une moindre proportion, débris de roches basiques à texture doléritique et felsitiques. Ces conglomérats apparaissent à intervalles irréguliers dans la série. Leur abondance est toutefois

moindre sur la feuille Montaigu que dans la partie sud-orientale du synclinorium de Chantonay (feuilles Chantonay et Coulonges-sur-l'Autize).

kP. Faciès du Pin. Le long du sillon houiller, sur une largeur d'environ 500 m, le Cambrien présumé présente un débit schisteux plus accusé. Au microscope, on constate que ce clivage a deux origines : une recristallisation plus poussée et surtout une importante dissolution dans les plans de schistosité, ce qui témoigne d'une forte composante d'aplatissement selon l'axe Z. Cette déformation ne s'accompagne pas d'une modification perceptible de la paragenèse métamorphique qui demeure dans le faciès des schistes-verts, à séricite et chlorite, même si la taille des minéraux de métamorphisme augmente.

Le cortège détritique et l'organisation sédimentaire restent identiques à la formation du Bourgneuf (métapélites, métagrauwackes tufacées, microconglomérats). On constate également une grande ressemblance lithologique avec la formation de Marillet qui occupe une position structurale similaire au Nord-Est du bassin houiller de Vouvant et qui est également caractérisée par un fort aplatissement (Bouton, 1990).

dβ. Métadolérite. Comme ailleurs dans le synclinorium de Chantonay, le Cambrien supposé renferme des petits massifs hypovolcaniques basiques concordant avec la stratification. Sur la feuille Montaigu, leur puissance ne dépasse généralement pas 50 m et leur extension latérale se limite à quelques centaines de mètres. La roche massive, souvent très altérée, présente des teintes vertes à rouille. Au microscope, la texture est doléritique ou subtrachytique, grenue ou microgrenue. Les plages les plus saines montrent des cristaux de plagioclase damouritisé, de la hornblende altérée et des opaques. Les minéraux d'altération les plus fréquents sont la chlorite, l'actinote, l'épidote et la calcite.

ρ. Métarhyolite. Entre la vallée du Bouvreau et l'Herbergement, affleure un massif rhyolitique leucocrate dont la roche offre des aspects variés. Le faciès commun est porphyrique, massif, mais très fracturé et silicifié. Au microscope, les phénocristaux automorphes (0,2 à 2 mm) se composent de quartz à golfes de corrosion, de feldspath potassique (microcline) et de plagioclase. Le fond microcristallin isogranulaire (50-10 μm) est constitué de quartz, feldspath et séricite. Dans certains cas, la roche est quasiment aphyrique et seul l'examen au microscope permet de déceler des reliques de texture trachytique fine. Elle est parcourue de filonets quartzo-feldspathiques. On rencontre également un faciès fin, blanchâtre, aphyrique, présentant un débit en crayon caractéristique, qui paraît résulter d'une intensification locale de la déformation affectant les rhyolites (couloir de cisaillement).

Le massif est concordant avec la stratification des dépôts dans lesquels ils s'insèrent. Le contact avec l'encaissant n'a pas été observé, mais on

suppose qu'il s'agit plutôt d'un filon (sill), comme c'est généralement le cas des corps rhyolitiques intercalés dans le Cambrien.

Données géochimiques. L'étude géochimique des filons doléritiques et rhyolitiques inclus dans le Cambrien supposé a été effectuée sur la feuille Chantonay par D. Thiéblemont (1988). L'analyse des dolérites (8 échantillons) donne des compositions basaltiques ($\text{SiO}_2 < 53$ poids %) 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 les éléments en traces présentent des affinités avec les séries tholéitiques intracontinentales.

Éléments de datation du Cambrien présumé. L'attribution au Cambrien *s.l.* des terrains méta-sédimentaires situés stratigraphiquement sous le quartzite de la Châtaigneraie est admise depuis les travaux de M. Ters (1979b), R. Wyns (1980) et P. Bouton (1990). Cependant, les arguments indubitables de datation font défaut dans cette puissante série terrigène et volcanogène.

L'attribution au Cambrien supérieur de la formation du Bourgneuf repose sur deux arguments :

- sur la feuille Chantonay, la formation de Sigournais (que nous considérons comme équivalente de celle du Bourgneuf) a livré des brachiopodes de la famille des *Orthidae* dont l'âge est compris dans l'intervalle Cambrien supérieur-Ordovicien moyen (Wyns *et al.*, 1988a) ;
- les datations géochronologiques des ignimbrites de la Châtaigneraie (*ip*), qui surmontent la formation du Bourgneuf, indiquent qu'elles se sont mises en place entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc (*cf. infra*).

Suivant la même logique, les terrains structurellement sous-jacents à la formation du Bourgneuf (série de la Ménardièrre ; formation des Gerbaudières) sont attribués au Cambrien, mais pourraient être plus anciens.

Il faut cependant admettre que ces éléments n'autorisent pas une attribution stratigraphique précise, d'abord parce que la formation du Bourgneuf demeure à ce jour azoïque et que la position stratigraphique des niveaux fossilifères de la formation de Sigournais par rapport aux terrains ordovico-dévonien datés n'est pas claire (*cf. Wyns et al.*, 1988a).

Milieu de sédimentation du Cambrien présumé. La sédimentation cambrienne est caractérisée par des alternances irrégulières, décimétriques à métriques, de faciès arénacés et silto-argileux. Quoique les figures sédimentaires soient rarement préservées, il est parfois possible de reconnaître des dépôts de *grain flow* et des séquences turbiditiques. En outre, l'aspect lenticulaire des dépôts, l'immaturité du matériel remanié et la puissance de la sédimentation traduiraient une sédimentation de cône sous-marin (Bouton, 1990). L'abondance des produits volcaniques et hypovolcaniques remaniés indique que cette

sédimentation est contemporaine d'une intense activité volcanique et volcanoclastique dont le système filonien à caractère tholéiitique pourrait être l'expression tardive.

• Formations des synclinaux de Saint-Prouant et Chauché (Cambrien supérieur à Dévonien)

#D. **Ignimbrites de la Châtaigneraie : tuffites, brèches volcanoclastiques et grès lie-de-vin (Cambrien supérieur à Trémadocien présumé) (0 à 20 m).** Cette formation discontinue constitue l'équivalent latéral de l'important massif ignimbritique qui se développe dans la partie centrale de l'unité de Chantonay, depuis Sainte-Cécile au Nord-Ouest jusqu'à Chapelle-Bâton au Sud-Est, soit sur environ 70 km. Sur la feuille Montaigu, elle n'est plus guère représentée que par quelques dizaines de mètres de faciès volcano-sédimentaire situés sous le quartzite de la Châtaigneraie. Sa puissance diminue vers l'Ouest et l'on peut considérer qu'elle disparaît à partir de Chauché.

La formation regroupe trois types de faciès parfois interstratifiés :

- des brèches blanchâtres ou lie-de-vin remaniant essentiellement des éléments volcaniques et/ou volcanoclastiques (l'Oie, la Bédaudière, la Boutarlière) ;
- des grès lie-de-vin, de faciès arénitique plus mature, alternant souvent avec les brèches précédentes ; ils couronnent la formation et annoncent le quartzite de la Châtaigneraie ;
- des tuffites fines (rocher de la Vierge à Chauché).

Les conglomérats tufacés sont surtout représentés dans la partie orientale de la feuille. Ils ont un aspect proche des faciès riches en épicastites de la pierre des Plochères, formation volcano-sédimentaire qui occupe la même position stratigraphique sur le flanc nord-est du synclinal de Saint-Prouant (feuille Moncoutant ; Mathieu, 1937 ; Berre, 1967 ; Bouton, 1990).

Les grès lie-de-vin sont des arénites argileuses ou des quartzwackes disposés en bancs décimétriques. Les clastes sont le quartz (80 %) en grains monocristallins mal classés (0,2 à 1,5 mm) à habitus rhyolitique fréquent, des graviers de quartz et de volcanites felsitiques blanchâtres. La matrice argilo-pélimitique est recristallisée en quartz + séricite ± chlorite ; elle représente 60 % de la roche.

Dans un talus situé au Nord-Est du bourg de Sainte-Florence-de-l'Oie (46°48'00"N-1°08'38"W), nous avons pu observer, succédant aux schistes de la formation du Bourgneuf :

- 1 à 2 m d'ignimbrites ou de tuffites à débit schisteux ;

- 4 à 5 m de grès tufacés lie-de-vin sombre à intercalation d'argilites noires ;
- 3 m de conglomérat tufacé blanchâtre à grisâtre : les éléments remaniés, dont la taille peut atteindre 15 cm, sont des galets arrondis de quartz filonien, des quartzarénites, des pélites graphiteuses et des éléments volcaniques aplatis et étirés (laves aphyriques ou pyroclastites fines, volcanites à quartz automorphe) ; la matrice blanchâtre est riche en quartz monocristallin ;
- 4 m de grès grossier lie-de-vin, plus pauvre en matrice et massif à son sommet (quartzarénite).

Tuffites. Au Rocher de la Vierge (Chauché), la formation volcano-sédimentaire n'est représentée, sous le quartzite de la Châtaigneraie O2, que par quelques mètres d'un faciès fin, gris sombre d'aspect rubané. Les clastes, peu abondants (10 %), sont principalement des cristaux de quartz à habitus volcano-clastiques (forme subautomorphe ou au contraire aciculaire) et des débris de tufs ou de verres volcaniques conservant parfois des sphérolithes reliques. La matrice quarzo-séricitique fine est riche en opaque. Entre la tuffite et le quartzite blanc, s'intercalent environ 2 m d'arénite sombre à galets de quartz et de rhyolites.

Répartition des différents faciès. La relation spatiale entre les faciès ignimbrtiques et épicastiques a été étudiée dans la partie sud-orientale de l'unité de Chantonay (Bouton, 1990). La masse principale des pyroclastites, puissante de plusieurs centaines de mètres et très homogène, qui est actuellement conservée dans la partie médiane de l'unité de Chantonay, se serait mise en place dans une longue dépression N110 °E correspondant probablement à une fracturation en extension active lors de l'épisode pyroclastique. Sur le flanc nord-est de l'unité de Chantonay, les ignimbrites font place à un ensemble plus mince, voire lenticulaire, et diversifié de rhyolites, cinérites, coulées de boues et faciès de remaniement plus ou moins distaux. Les faciès de la feuille Montaigu appartiennent à cette dernière famille. On note que le faciès le plus riche en éléments volcaniques (brèches de l'Oie) est aussi le plus proche de la terminaison du massif ignimbrtique.

Données géochimiques. L'analyse des éléments majeurs des ignimbrites de la Châtaigneraie montre qu'il s'agit de leuco-rhyolites 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 cependant d'en préciser l'affinité géochimique.

Éléments de datation. L'attribution classique des ignimbrites de la Châtaigneraie au Cambrien supérieur-Trémadoc (Mathieu, 1937 ; WYNS, 1980 ;

Bouton, 1990) a été vérifiée par deux datations géochronologiques par méthode U-Pb sur zircons (Cocherie, *in* Bouton et Branger, 2007). Un premier échantillon, prélevé sur la feuille Coulonges (Fenioux) au sein du massif ignimbritique, a donné un âge à 470 ± 11 Ma. Sur la feuille Moncutant, la datation a porté sur gros claste rhyolitique (10 kg) de la pierre des Plochères (carrière du Moulin des Plochères, Saint-Pierre-du-Chemin) ; elle a donné un âge à 485 ± 14 Ma. Aux incertitudes près, la mise en place des deux roches peut être considérée comme contemporaine. Elle se situe entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc.

L'attribution lithostratigraphique des grès lie-de-vin peut être discutée. On a choisi de les grouper avec les faciès volcanoclastiques de la Châtaigneraie dont ils constitueraient un passage latéral. La coupe de Sainte-Florence-de-l'Oie (*cf. supra*) montre en effet l'alternance des deux faciès - on suppose qu'il ne s'agit pas d'une répétition tectonique. Plus généralement, ces grès s'insèrent entre les volcanites et les quartzites blancs de la Châtaigneraie (Rocher de la Vierge à Chauché), voire entre la formation du Bourgneuf et le quartzite de la Châtaigneraie. Dans ces derniers cas, la distinction lithologique avec les quartzarénites sus-jacentes (O2) n'est fondée que sur la couleur et la maturité du sédiment, si bien qu'on est tenté de les considérer comme un faciès basal du quartzite de La Châtaigneraie.

O2. Quartzite de la Châtaigneraie : quartzarénite blanche (Arénig supposé) (30 à 80 m). Le quartzite de la Châtaigneraie est une formation de grès blanc reposant sur les ignimbrites de la Châtaigneraie ou la formation du Bourgneuf (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980). Sa lithologie remarquable et homogène en fait le principal niveau repère du Paléozoïque de l'unité de Chantonay.

Le faciès commun est une quartzarénite blanche, moyenne à grossière, renfermant localement des dragées de quartz (2-4 cm). Les clastes quartzeux sont toujours bien classés et la maturité du matériel sédimentaire est importante. Quelques passées arkosiques grises, faiblement argileuses (moins de 5 % de phyllites), et d'épisodiques galets rhyolitiques témoignent du remaniement des ignimbrites de la Châtaigneraie. 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 sont généralement planes et parallèles, mais parfois aussi obliques et biseautées.

Les travaux de l'autoroute A83 et les anciennes carrières de la Boutarlière ont permis de lever une coupe à peu près complète de la formation (fig. 10, hors texte). Elle confirme le caractère grossier de la base (grès à galets), ainsi que la présence de faciès plus fins dans sa partie médiane. En revanche, les grès fins, verdâtres, souvent observés au toit du quartzite n'ont pas été reconnus sur cette coupe (lacune d'observation ou faille ?). Dans la vallée de la Petite Maine, ces

faciès sommitaux sont des quartzwackes fines ($\text{\O} 50\text{-}200 \mu\text{m}$), légèrement feldspathiques, de couleur gris-vert clair, qui renferment de petits galets blanchâtres ($\text{\O} 2\text{-}15 \text{mm}$), finement cristallisés en quartz et séricite, dispersés dans le fond gréseux.

L'épaisseur de la formation est estimée à 80 m sur la feuille La Roche-sur-Yon (coupe de Sainte-Cécile : Wyns *et al.*, 1989a). Elle semble plus réduite à la Boutarlière (50 m), d'avantage encore à Chauché, au Rocher de la Vierge, où sa puissance ne paraît pas dépasser 20 m.

Sur le flanc nord-est du synclinal de Chauché, l'assise gréseuse est affectée par une tectonique d'écaillage vigoureuse, favorisée par la différence de compétence entre ces grès et les volcanites et schistes encaissants. Cet écaillage entraîne des répétitions et des lacunes tectoniques qui, ajoutées aux médiocres conditions d'observation, ne permettent pas d'établir une coupe compréhensive de la formation. Il se manifeste en outre par des couloirs de déformation verticaux délimitant des masses gréseuses peu déformées dont le caractère sédimentaire est préservé (litage, forme des grains). Dans ces zones de cisaillement, la déformation se traduit au microscope par le développement de néograins, qui peuvent représenter jusqu'à 30 % de la roche.

Milieu de dépôt. Le quartzite de la Châtaigneraie présente un faciès très homogène dans l'ensemble du synclinorium de Chantonny. 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 généralement par des arénites silteuses verdâtres (Wyns *et al.*, 1988a ; Bouton, 1990), dont l'observation est ici rendue difficile par la tectonique. Son extension géographique (90 km) et sa grande homogénéité lithologique montrent que la transgression s'effectue sur un substratum arasé. D'autre part, ses caractères sédimentologiques paraissent s'inscrire dans un contexte de sédimentation marine peu profonde de type plateforme sableuse. Des pistes de vers de la forme *Curvilinus* sp. indiquent également un domaine marin restreint.

Éléments de datation. En raison de sa position stratigraphique et de son faciès, le quartzite est classiquement rapporté au Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990), assimilation probablement abusive en raison de l'appartenance des deux formations à des domaines paléogéographiques différents. De surcroît, aucune donnée paléontologique n'est encore venue étayer l'âge Arénig. Les seuls fossiles connus sont dépourvus de valeur stratigraphique : pistes de vers déterminées comme *Curvilinus* sp. (Guillocheau, comm. pers.), récoltées dans la carrière de Cheffois sur la feuille Chantonny.

o-d. Groupe de Réaumur : pélites sombres, phtanites et grès (Ordovicien moyen à Silurien et Dévonien) (800 m). Le groupe de

Réaumur désigne l'ensemble des terrains (pélites, shales, phtanites et basaltes) succédant au quartzite de la Châtaigneraie (Wyns, 1980). Il affleure ici au sein des synclinaux de Saint-Prouant et de Chauché, où il se caractérise par une série détritique à dominante pélitique, grise à noire, renfermant des passées microquartzitiques sombres et des lentilles calcaires. Sur la feuille La Rochesur-Yon, cette série est couronnée par les métavolcanites basiques des Lombardières, équivalentes du complexe basaltique de la Meilleraie. Cette assise volcanique, qui est la plus récente du synclinal de Saint-Prouant, n'est pas représentée sur la feuille Montaigu.

On retrouve sur la feuille Montaigu la succession définie par R. Wyns *et al.* (1988a, 1989b) dans le synclinal de Saint-Prouant. On y distingue d'une part un ensemble ordovico-silurien peu épais (100 m), situé entre le quartzite de la Châtaigneraie et la formation des phtanites, et d'autre part un ensemble dévonien, puissant de 600 à 700 m, couronné par les basaltes de la Meilleraie. À la Boutarlière, la tranchée de l'autoroute A83 a fourni une coupe de la base de la formation (fig. 10, hors texte).

Schistes situés sous les phtanites (80 à 100 m). Le groupe de Réaumur débute par des quartzwackes tufacées moyennes à fines, grises à noires, riches en muscovite détritique (niveau 10 de la coupe de la Boutarlière : fig. 10, hors texte). Les clastes sont constitués de quartz (90 %) à granulométrie d'arénite moyenne (0,2 à 0,7 mm) et à cachet rhyolitique, de muscovite (5 %), de feldspaths plagioclases et feldspaths séricitisés, enfin de petits éléments lithiques (siltites). Ces éléments (30 à 40 % de la roche) sont dispersés dans une matrice sombre, initialement pélitique, finement recristallisée en quartz, séricite et chlorite. Ce faciès constitue un bon niveau repère de la base du groupe de Réaumur. Il renferme parfois des nodules centimétriques plus clairs qui s'avèrent de composition identique au reste de la roche. Les grès tufacés sombres alternent avec des pélites grises, fissiles. Localement, ils renferment des lentilles de quartzarénites noires à grain moyen (Chauché, vallée de la Petite Maine).

Phtanites (10 à 20 m). Cette assise pluri-décamétrique associe des phtanites, roches dures, noires, parfois décolorées par l'altération, des pélites et des argilites grises (niveau 11 de la coupe de la Boutarlière : fig. 10, hors texte). L'examen au microscope des phtanites révèle des microquartzites graphiteux et pyriteux en lits millimétriques à centimétriques séparés par de minces interlits argileux ou argilo-quartzeux. Des taches circulaires claires de 0,1 à 0,3 mm de diamètre, comblées de quartz, signalent parfois la présence de microfossiles fantomatiques (radiolaires ?).

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

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

Schistes compris entre les phtanites et le complexe basique (600 à 700 m).

Ces pélites lustrées grises, plus ou moins gréseuses, montrent des alternances millimétriques de lits argileux ou argilo-gréseux sombres et de lits clairs grésosilteux ou gréseux fins, souvent boudinés et microplissés. Ces faciès sont toujours riches en petites paillettes de muscovite détritique et chlorite (50 à 200 μm). Ils admettent des récurrences épisodiques de microquartzite graphiteux en lits plurimillimétriques à centimétriques. La base de cet ensemble était visible dans la coupe de la Boutarlière (niveau 12 : fig. 10, hors texte).

Lentilles de calcaires sombres à entroques (Dévonien) (10 à 20 m).

Découverts à la faveur du lever de la feuille La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1988b, 1989a, 1989b), les calcaires s'insèrent vers la base des schistes précédents, à environ 40 ou 50 m au-dessus des phtanites. Il est rare de les observer à l'affleurement. Peu épais et intensément karstifiés, ils alimentent des sources sur lesquelles ont été aménagés des étangs - on rencontre alors le calcaire dans les déblais de ces trous d'eau ou en pierres volantes dans leur prolongement. Le seul affleurement connu sur la feuille Montaigu est situé en bordure de la forêt de Graslas, au fond d'un fossé de drainage (6°50'38"N-1°18'33"W). Il montre un calcaire sombre, noir à gris-bleu, probablement dolomitique, très lapiazé, à veines et géodes de calcite claire.

Éléments de datation. La lentille de la Grande Métairie a livré des conodontes dévoniens en mauvais état de conservation. M. Weyant a pu identifier *Icriodus* sp., genre caractéristique du Dévonien (Wyns *et al.*, 1989b). Sur la feuille Chantonay, les schistes encaissants ont fourni des tentaculites appartenant au genre *Striatostyliolina*, connu du Praguien au Frasnien et répandu au Givétien (Wyns *et al.*, 1989b).

• Déformation et métamorphisme au sein de l'unité de Chantonay

Les terrains de l'unité de Chantonay sont affectés de deux déformations, l'une synmétamorphe (D1), l'autre post-métamorphe (D2).

Le degré de métamorphisme et l'intensité de la déformation D1 diminuent globalement du Nord-Est au Sud-Ouest, de sorte que, malgré quelques ressauts métamorphiques dus à des failles, le métamorphisme passe du faciès des amphibolites dans les amphibolites de Pont-Léger – Boufféré et les micaschistes ξ^{1-2} à celui de l'épizone supérieure au cœur des synclinaux de Saint-Prouant et Chauché. En outre, la série présente un pendage dominant vers le Sud-Ouest,

sauf en bordure de l'accident houiller. Ces différents éléments militent en faveur d'une série métasédimentaire unique à polarité normale. Les terrains les plus anciens seraient également ceux ayant subi le degré de métamorphisme le plus élevé. L'ensemble serait allochtone sur l'unité de Montaigu, dont le contact est souligné par une lame de serpentinites.

La déformation D2, postmétamorphe, est responsable du plissement NW-SE dont les synclinaux de Chauché et Saint-Prouant sont l'expression cartographique. On lui attribue également la verticalisation de la foliation S0-1 à l'approche du cisaillement sud-armoricain.

La présence, en bordure du sillon houiller, de schistes plus recristallisés présentant un pendage dominant vers le Nord-Est (schistes « kP »), puis de gneiss, de leptynites et parfois de serpentinites (Malabrit, feuille voisine de Palluau), correspondrait à une réapparition des termes plus profonds de l'unité, en relation avec une importante composante verticale du jeu hercynien de la faille houillère.

Déformation symmétamorphe D1. La typologie de la schistosité S0-1 évolue du Nord-Est vers le Sud-Ouest, puisqu'elle passe d'une foliation à une schistosité de flux, laquelle devient relativement discrète dans les sédiments ordovico-dévonien du cœur des synclinaux de Saint-Prouant et de Chauché. Les plis P1 associés à cette phase ne s'observent que dans les faciès les plus déformés. Il s'agit généralement de plis intrafoliaux très aplatis affectant les filonets quartzeux. Ils sont en revanche absents des terrains épimétamorphiques. D'une manière générale, la foliation/schistosité S1 est coplanaire du rubanement compositionnel des roches ortho-dérivées (amphibolites δ et leptynites λ) et de la stratification des roches métasédimentaires (S0). Le second élément caractéristique de la déformation D1 est une linéation minérale et/ou d'étirement (L1) d'orientation moyenne N90 °E-15 °E. Dans les amphibolites (δ), elle se traduit par l'allongement préférentiel des prismes d'amphibole. Elle s'observe macroscopiquement dans les faciès gréseux et conglomératiques, où la forme des galets détermine une déformation de type aplatissement ($K < 1$). La cinématique de la déformation D1 n'est pas établie faute de marqueur (absence de critère de cisaillement).

La géométrie des structures D1 évolue du Nord-Est vers le Sud-Ouest (fig. 11a, hors texte) :

– dans les amphibolites (δ), la foliation S1 est généralement orientée selon un azimut NW-SE avec un pendage de 30 à 50° vers le Sud-Ouest qui s'accroît dans les leptynites (λ) ; la linéation minérale L1, assez discrète, pend en moyenne d'une trentaine de degrés vers le SSE. Cependant, l'orientation de ces structures est localement perturbée au voisinage du massif granitique de l'Ortay, avec même des pendages de S1 vers le Nord-Est à l'Est du granite ;

- dans les micaschistes à deux micas et grenat (ξ^{1-2}), la foliation a un azimut moyen N135 °E pour un pendage subvertical à 60 °SW. La linéation minérale et d'étirement est également NW-SE, avec un plongement assez faible (fig. 11a, hors texte). Le pendage de la schistosité diminue dans les méta-grauwackes de la Ménardière, avec une valeur moyenne de 54 °SW ;
- dans les terrains épimétamorphiques, le pendage des plans S0-1 est encore plus faible (en moyenne N135 °E-30 °SW), tandis que la linéation d'étirement est orientée E-W avec un plongement dominant vers l'Ouest (< 40°) ;
- entre le sillon houiller et le flanc sud-ouest du synclinal de Chauché, les schistes du Pin présentent en revanche un pendage dominant vers le Nord-Est (fig. 13).

On suppose qu'à l'origine le plan S0-1 devait être proche de l'horizontale et que sa réorientation est due à la déformation post-schisteuse D2. La répartition des pôles de S0-1 détermine en effet un plissement non cylindrique d'axe approximatif N120°E-10NW (fig. 11a et b, hors texte). La linéation d'étirement, également réorientée par la phase D2, devait avoir initialement un azimut E-W à NNE-SSW.

Le degré du métamorphisme associé à la déformation D1 varie conjointement à l'intensité de la déformation. Au Nord-Est, les amphibolites (δ) et les leptynites (λ) ont été métamorphosées et déformées dans le faciès des amphibolites. La foliation des micaschistes (ξ^{1-2}) est en équilibre avec la paragenèse I à muscovite, biotite et grenat (faciès des amphibolites). Dans la série de la Ménardière, le grenat devient exceptionnel, puis la biotite disparaît à son tour dans les épimétamorphites du Sud-Ouest au profit de la chlorite. Au sein des synclinaux de Chauché et Saint-Prouant, la paragenèse épizonale associe séricite, chlorite \pm épidote.

Dans la partie nord-orientale de l'unité de Chantonay, les terrains cambriens s'enrichissent sporadiquement en pustules plurimillimétriques sombres constituées de chlorite. Ces pustules sont très communes dans les micaschistes (ξ^{1-2}) et dans les méta-grauwackes de la série de la Ménardière (KM), mais apparaissent de manière plus sporadique, sur une largeur de 4 km environ, dans les formations des Gerbaudières (KG) et du Bourgneuf (KB). Ces taches chloriteuses sont allongées ou aplaties dans la foliation mais non pisciformes. Leur analyse à la microsonde électronique montre que leur nature diffère selon l'éloignement du couloir micaschisteux nord-oriental (fig. 9). Dans les micaschistes (ξ^{1-2}) et dans les terrains métasédimentaires contigus (KM), elles contiennent dans leurs clivages du TiO₂, ce qui suggère qu'il s'agit d'anciens cristaux de biotite. Ceci est confirmé par la présence dans la chlorite de potassium résiduel issu de la biotite qu'elle remplace. Lorsqu'on s'éloigne des micaschistes vers le Sud-Ouest, les pustules chloriteuses subsistent mais sans traces d'une origine biotitique : l'oxyde de titane et le résidu de potassium sont

absents (fig. 9). Cette chlorite (n° 33 : ripidolite, avec $X_{Fe} \approx 0,51$) a par ailleurs une composition similaire à celle des termes sans tache (n° 100 : diabantite à ripidolite, avec $X_{Fe} \approx 0,48$). Qu'elles proviennent ou non de biotite, l'habitus des taches chloriteuses est identique et traduit un développement symmétamorphe. On peut en déduire qu'elles témoignent du même épisode de métamorphisme régional qui a produit à la base de la série une paragenèse à biotite + grenat et à son sommet une paragenèse à chlorite. L'isograde +chlorite -biotite devait donc traverser l'unité de Chantonay au pic du métamorphisme et aurait reculé vers le Nord-Est lors de l'exhumation, provoquant une chloritisation plus ou moins complète de la biotite.

Déformation postmétamorphe D2. L'épisode D2 induit un plissement d'axe NW-SE responsable de plis d'échelle centimétrique à plurikilométrique (synclinaux de Saint-Prouant et de Chauché). Ceux-ci développent une schistosité de fracture ou de crénulation, subverticale ou légèrement déversée vers le Nord-Est (fig. 10, hors texte). L'intersection avec S0-1 induit une linéation d'intersection et de microplissement Li2, subhorizontale ou plongeant légèrement vers le Nord-Ouest (fig. 11b, hors texte).

On rapporte également à la déformation D2 l'écaillage qui affecte le flanc nord-est du synclinal de Chauché, écaillage qui entraîne en particulier la répétition du quartzite de la Châtaigneraie. Ce phénomène a déjà été décrit ailleurs dans l'unité de Chantonay, notamment dans les régions de Saint-Pierre-du-Chemin (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990) et surtout du Beugnon, où il atteint son paroxysme (Bouton, 1990). Parallèles au plissement P2 et aux trajectoires de S2, les failles résultent du plissement hétérogène avec déformation de flancs d'une série lithologique à fort contraste de ductilité, ce 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 injectés de filons de quartz et jalonnés de roches argilisées esquilleuses, ocre ou verdâtres, parfois rougeâtres, à toucher onctueux. Ces couloirs séricitisés ont favorisé le développement en profondeur de l'altération supergène, ce qui explique le gisement des anciennes argilières du Nord-Ouest de Chauché.

Roches magmatiques post-métamorphes

• Pegmatites et granitoïdes en filons

P-γ. Pegmatites et granitoïdes. De nombreux filons de pegmatites et granitoïdes leucocrates intrudent les orthogneiss migmatitiques de Montaigu (SM) et la semelle orthodérivée de l'unité de Chantonay, en particulier les amphibolites (δ), entre les massifs granitiques de Riaillé (R) et de l'Ortay (O). Ces filons sont cartographiquement circonscrits du côté sud-ouest du

cisaillement sud-armoricain et tronqués par celui-ci, de sorte qu'ils appartiennent clairement au domaine central vendéen. Leur puissance varie de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Puisque seuls les filons de puissance au moins décamétrique ont pu être représentés sur la carte, leur densité et leur extension sont plus importantes que ne le laisse supposer celle-ci ; en réalité, il n'est pas rare d'en rencontrer jusqu'en limite de la route D137 Nantes-Bordeaux. Par ailleurs, ces filons s'anastomosent, se disjointent et enclavent leur encaissant selon un réseau très complexe qu'il n'a été possible de figurer sur la carte que d'une manière simplifiée et imparfaite.

Le filon principal semble s'être injecté préférentiellement au contact entre les unités de Montaigu et de Chantonay, prenant en enclave une partie des serpentinites qui jalonnent cette limite, et exploitant vraisemblablement une zone de décollement ou de déformation préexistante. Ailleurs, les filons s'organisent selon plusieurs orientations, l'une parallèle à la foliation des roches encaissantes (direction N120 °E à N140 °E ; pendage de 20 à 45° vers le Sud-Ouest) et les autres correspondant à d'anciennes fractures sécantes sur cette foliation (direction N60 °E à N90 °E ; pendage généralement fort, vers le Sud, plus rarement vers le Nord). Enfin, il est important de noter que ces filons recoupent indistinctement toutes les formations géologiques du domaine central vendéen, à l'exception notable des massifs granitiques de Riaillé (YR) et de l'Ortay (YO), alors que l'encaissant immédiat de ceux-ci comporte quelques veines, trop mineures pour être représentées sur la carte. Ceci implique que l'injection de ces granitoïdes et pegmatites est antérieure aux massifs granitiques, ou au mieux contemporaine de ceux-ci.

Mode de gisement. La roche, très résistante à l'érosion, se débite en blocs décimétriques à métriques, qui forment des alignements qu'on peut suivre à travers champs - quoique les agriculteurs aient fragmenté ou déplacé en bordure de champ les plus volumineux d'entre eux. On peut aussi observer la roche à l'affleurement en de nombreux points, en particulier sur les coteaux nord de la Grande Maine entre la Faubrière et la Limouzinière (Saint-Georges-de-Montaigu), et dans le lit du ruisseau de la Lignée entre le Logis de la Raillère et le Pont-Léger. Il est commun, enfin, d'en observer des filons d'épaisseur métrique à décimétrique dans les carrières de Belle-Vue (Boufféré) et de la Fouchardière, près du Pont-Léger.

À l'œil nu, la roche apparaît de couleur beige à saumon, avec un grain très variable en taille, parfois fin (1-3 mm : granitoïde), souvent très grossier (jusqu'à 5 cm : pegmatite). Il est alors aisé d'y distinguer le quartz gris, le feldspath plagioclase, jaunis par l'altération, et les grands cristaux clivés de feldspath potassique de couleur saumon ; la muscovite est parfois visible en petites lamelles miroitantes. La roche est habituellement équante, mais des bandes parallèles aux épontes et différentes par la taille des cristaux sont parfois visibles à l'intérieur d'une même veine. Par ailleurs, un début de déformation, avec une

foliation naissante subparallèle aux épontes, a été observé localement dans le filon principal près de la Limouzinière (Saint-Georges-de-Montaigu).

L'étude pétrologique montre que la roche est très leucocrate et qu'elle est constituée des minéraux suivants :

- quartz, en cristaux à extinction ondulante et nombreux sous-joints, qui forment des agrégats semblant résulter de la fragmentation de grains originellement plus grands ;
- plagioclase albitique ($Or_1Ab_{92-98}An_{7-1}$), dominant, en grands cristaux réguliers présentant généralement la double macle (albite et Carlsbad) ;
- feldspath potassique ($Or_{96-92}Ab_{4-8}An_0$), souvent très altéré, à exsolutions perthitiques assez grossières, et inclusions de quartz ; la structure graphique de quartz inclus dans le feldspath potassique a été observée dans les faciès pegmatitiques, mais demeure exceptionnellement visible à l'œil nu ; quelques bourgeons de myrmékite (albite + quartz vermiculaire) se sont développés aux dépens de ce feldspath ;
- muscovite, fortement substituée en Fe-céladonite ($Ms_{72-79}Pg_{4-3}Célad_{1-6}Fe-Célad_{22-12}$; $X_{Fe} = 0,94-0,68$), en lamelles flexueuses, corrodées et déchiquetées sur les bords ;
- chlorite (diabantite ; $X_{Fe} \approx 0,94$), sous la forme de rares cristaux qui résultent de la transformation secondaire de biotite ;
- minéraux accessoires, négligeables en volume : apatite, zircon, pyrite oxydée et pyrochlore, en petits cristaux d'environ 50, 10-40, 40-100 et 5-20 μm de taille respectivement.

Lorsque le filon principal est déformé (environ de la Limouzinière ; cf. *supra*), le quartz, mais aussi les feldspaths, présentent une extinction ondulante et de nombreux sous-joints ; la muscovite montre alors des bandes de pliage.

Le mode (en volume %) a été calculé pour un granite leucocrate et une pegmatite (cf. annexe, pour la méthode) :

- leucogranite de la Faubretière ($46^{\circ}57'04''N-1^{\circ}17'07''W$; éch. MC8c) :
28,9 % quartz ; 47,1 % plagioclase albitique ($Or_{0,7}Ab_{94,7}An_{4,6}$) ; 20,8 % feldspath potassique ($Or_{95,1}Ab_{4,9}An_{0,0}$) ; 0,8 % muscovite ($Ms_{76}Pg_3Célad_1Fe-Célad_{19}$) ; 2,4 % chlorite ; 0,0 % apatite ;
- pegmatite de la Gâtelière ($46^{\circ}56'49''N-1^{\circ}16'54''W$; éch. MC6a) :
29,8 % quartz ; 51,7 % plagioclase albitique ($Or_{0,5}Ab_{95,2}An_{4,3}$) ; 12,7 % feldspath potassique ($Or_{93,4}Ab_{6,6}An_{0,0}$) ; 3,5 % muscovite ($Ms_{82}Pg_7Célad_4Fe-Célad_7$) ; 2,3 % chlorite ; 0,0 % apatite.

Lithologie	pegm.	leuco-granite
notation	P- γ	P- γ
échantillon	MC6a	MC8c
Li	15	nd
Rb	208	243
Ba	10	16
Sr	20	15
Th	5,4	7,6
U	6,0	5,6
Ta	29,6	7,5
Nb	27,9	13,0
Hf	2,3	1,4
Zr	21	22
Y	18,9	27,8
V	17	13
Co	nd	nd
Cr	82	59
Ni	28	24
La	2,3	5,2
Ce	4,2	9,5
Pr	0,4	1,1
Nd	1,8	4,2
Sm	0,5	1,2
Eu	0,1	0,2
Gd	0,7	1,7
Tb	0,2	0,4
Dy	1,7	3,0
Ho	0,4	0,7
Er	1,2	2,7
Tm	0,2	0,4
Yb	1,8	3,4
Lu	0,3	0,5

Tabl. 2 - Analyses chimiques d'éléments traces (en ppm) pour 2 échantillons de granite de la feuille Montagu

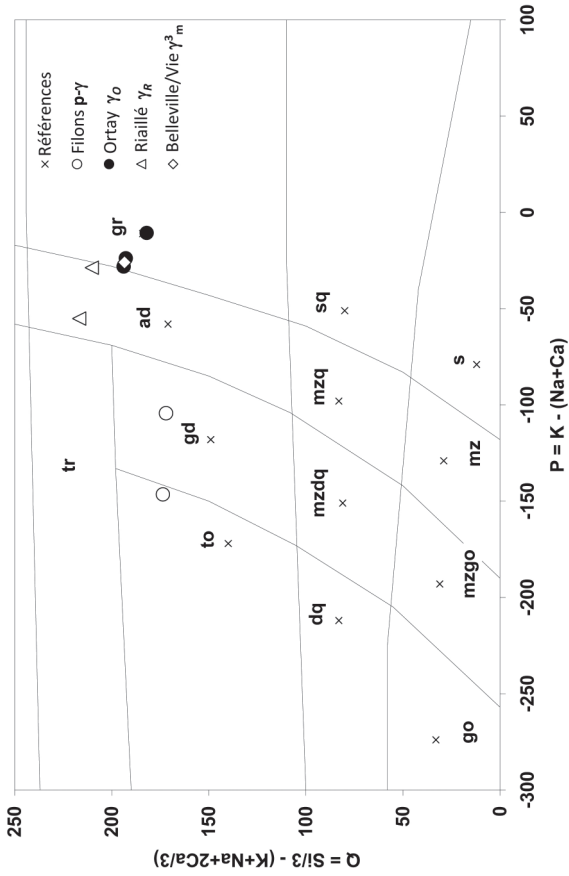


Fig. 12 - Diagramme P-Q pour quelques granitoïdes (p-γ, γ_O, γ_R, γ³_m). Ce diagramme, adapté de La Roche (1962), utilise deux paramètres : l'un $P = 1000 \times (\text{K}_2\text{O}/47) - (\text{Na}_2\text{O}/31) - (\text{CaO}/56)$, où les teneurs en oxydes sont exprimés en poids %, représente les proportions relatives de feldspath potassique (P croissant) et de plagioclase (P décroissant) ; l'autre $Q = 1000 \times (\text{SiO}_2/180) - (\text{K}_2\text{O}/47) - (\text{Na}_2\text{O}/31) - (2/3 \times (\text{CaO}/56))$, qui représente la silice non liée aux feldspaths, est corrélée à la quantité de quartz dans la roche. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique (croix) sont tirées de Debon et Le Fort (1983, 1988) : **go**, gabbro ; **mzgo**, monzogabbro ; **mz**, monzonite ; **s**, syénite ; **dq**, diorite quartzifère ; **mzdaq**, monzodiorite quartzifère ; **mzq**, monzonite quartzifère ; **sq**, syénite quartzifère ; **to**, tonalite ; **gd**, granodiorite ; **ad**, adamellite ; **gr**, granite

formation de la carte	amph.	amph.	amph.	amph.	amph.	amph.	amph.	amph.	amph.	lept.	lept.	lept.	lept.	lept.
Série d'analyse	δ	δ	δ	δ	δ	δ	δ	δ	δ	λ	λ	λ	λ	λ
Echantillon	1	1	1	1	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2
SiO2	52,29	49,33	50,19	49,79	49,79	53,31	52,83	51,00	56,56	75,02	77,10	78,01	78,01	79,28
TiO2	1,26	1,05	2,80	1,63	1,77	1,45	1,43	2,33	1,19	0,32	0,17	0,21	0,17	0,15
Al2O3	15,36	15,29	14,39	15,10	15,37	15,78	14,69	14,97	14,96	13,33	11,47	12,86	11,99	11,65
Fe2O3T	10,69	12,05	13,86	12,49	11,17	9,43	10,49	13,78	9,43	2,36	1,93	0,95	1,50	1,48
MnO	0,17	0,16	0,21	0,20	0,19	0,14	0,18	0,22	0,15	nd	0,03	nd	nd	nd
MgO	6,81	7,57	5,52	6,26	6,29	5,14	6,17	5,27	4,74	0,32	0,41	nd	nd	0,21
CaO	9,51	8,86	8,72	10,00	10,63	9,27	8,51	9,06	6,97	0,88	0,27	0,32	0,24	0,10
Na2O	2,81	2,97	2,65	3,30	2,51	3,05	4,86	3,11	3,30	3,42	1,19	4,88	3,37	3,66
K2O	0,76	1,52	1,00	0,55	0,37	0,38	0,37	0,28	1,41	3,88	7,35	2,05	4,25	3,39
P2O5	0,16	0,17	0,29	0,15	0,14	0,15	0,17	0,22	0,15	0,01	nd	nd	nd	nd
PF	1,00	0,95	1,09	0,87	1,86	2,21	0,73	0,50	1,19	1,20	0,90	1,11	0,94	0,77
Total	100,82	99,92	100,72	100,34	100,09	100,31	100,43	100,74	100,05	100,74	100,82	100,39	100,47	100,69
ppm														
Li	15	34	22	nd	nd	nd	nd	19	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	24	94	38	6	7	10	4	12	75	103	149	41	72	56
Ba	168	227	140	87	63	48	49	40	301	1035	1856	703	1323	1254
Sr	90	75	70	126	210	229	156	157	146	59	62	78	63	57
Th	2,6	5,6	3,8	1,2	0,8	1,1	0,9	0,2	3,7	17,8	15,1	16,8	16,3	17,1
U	0,7	1,5	1,5	1,0	1,3	0,6	0,4	0,2	0,9	3,1	4,7	4,6	3,6	3,6
Ta	1,0	0,3	0,6	0,4	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,9	1,1	1,2	1,0	0,7
Nb	5,0	3,4	6,1	3,2	3,5	3,6	4,2	6,2	6,1	11,0	12,8	14,6	12,3	10,5
HF	3,7	2,6	5,4	3,6	3,5	3,6	3,1	4,1	4,9	11,4	8,3	9	6,4	6,2
Zr	111	70	173	110	108	112	99	146	156	306	197	229	159	152
Y	37,0	30,0	55,8	33,5	43,0	35,9	34,5	46,5	31,3	43,2	54,8	64,4	42,4	52,5
V	171	166	317	224	298	236	229	324	140	17	20	19	19	23
Co	36	38	43	27	21	31	33	34	28	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	259	333	163	154	202	150	163	91	182	55	67	46	50	64
Ni	86	89	85	46	29	50	32	19	77	29	22	10	14	23
La	7,5	12,0	18,5	6,6	7,2	5,7	6,3	6,5	16,1	44,8	57,5	39,7	26,5	47,3
Ce	18,3	27,5	45,3	18,0	20,8	14,5	17,3	19,0	37,3	99,1	89,5	84,3	63,0	98,5
Pr	2,7	3,4	5,8	2,8	3,4	2,2	2,4	3,2	4,8	11,8	13,5	10,0	7,6	11
Nd	13,3	15,5	27,0	14,6	19,3	12,3	13,0	16,7	22,0	46,2	53,7	42,1	29,0	48,4
Sm	4,3	4,5	7,3	5,4	5,6	3,9	4,0	5,7	5,8	9,9	10,8	9,4	5,9	11,1
Eu	1,4	1,8	1,9	2,0	2,1	1,5	1,5	1,9	1,6	1,5	1,2	0,9	0,6	1,0
Gd	5,0	4,7	8,2	5,6	7,4	5,8	5,0	7,4	6,0	10,4	11,0	11,0	7,0	10,0
Tb	0,9	0,8	1,5	1,1	1,2	1,0	0,8	1,2	1,0	1,6	1,7	1,7	1,1	1,7
Dy	5,9	5,4	10,2	7,1	7,6	6,0	5,5	7,4	6,2	9,6	9,7	11,5	7,1	9,4
Ho	1,3	1,2	2,1	1,5	1,6	1,3	1,2	1,5	1,3	1,8	2,0	2,4	1,5	1,8
Er	3,5	3,2	6,0	4,3	4,6	3,9	3,5	4,8	3,8	5,7	5,9	7,1	4,7	5,1
Tm	0,6	0,5	0,9	0,7	0,7	0,5	0,5	0,6	0,6	0,9	0,9	1,0	0,7	0,7
Yb	3,5	3,1	6,1	4,1	4,1	3,2	3,0	4,3	3,7	5,3	5,6	6,8	4,3	4,6
Lu	0,6	0,5	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,9	0,8	1,0	0,6	0,6

Tabl. 3 - Analyses chimiques (en poids % et ppm) d'amphibolites et leptynites

Ces résultats montrent que leucogranite et pegmatite, entre lesquels une gradation existe, ont des compositions minéralogique et chimique similaires, et diffèrent essentiellement par la taille des cristaux. En raison de la taille du grain, cependant, le mode de la roche peut varier considérablement d'un échantillon à l'autre, en particulier par l'abondance du feldspath potassique dont les cristaux peuvent atteindre plusieurs centimètres dans les pegmatites.

Géochimie. L'analyse chimique des deux échantillons précédents (*cf. supra* ; tabl. 2 ; fig. 12) montre un caractère très acide ($\text{SiO}_2 = 75,2-75,5$ poids % ; $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})/3 = 172-74$), très leucocrate ($B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} < 10$; $B \% = 1,5-1,7$ %) et méta-alumineux ($A/\text{CNK} = 1,09-1,11$; $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) = 24-29$). En outre, les deux roches sont très peu calciques ($\text{CaO} = 0,48-0,56$ %) et nettement plus sodiques que potassiques ($\text{Na}_2\text{O} = 5,23-5,80$ % contre $\text{K}_2\text{O} = 3,43-2,38$ %), ce qui est compatible avec les compositions modales données ci-dessus. Quant aux éléments traces, on note de basses teneurs en éléments « incompatibles » ($\text{Th} < 8$ ppm ; $\text{Zr} < 25$ ppm ; $\text{La} < 5,5$ ppm : tabl. 3), à l'exception de U (5,6-6,0 ppm), Ta (7,5-29,6 ppm) et Rb (208-243 ppm). Les très faibles teneurs en Ba (< 20 ppm) et Sr (≤ 20 ppm), les faibles teneurs en Zr et Hf, et celles en Th et Terres Rares légères témoignent d'une différenciation du magma après fractionnement des feldspaths, du zircon et de la monazite, respectivement. De fait, le zircon et la monazite sont en quantités négligeables dans la roche.

Géochronologie. La roche n'ayant pas été datée, on ne peut lui appliquer que des éléments de datation indirects. Sa mise en place est postérieure aux orthogneiss migmatitiques de Montaigu ($\zeta\gamma\text{M}$) qu'elle intrude, et dont le protolithe granitique est daté à 488 ± 12 Ma (*cf. supra*). Elle est par ailleurs antérieure au dernier jeu du cisaillement sud-armoricain (accident de Secondigny) et au granite de l'Ortay (γO), daté à 350 ± 11 Ma (*cf. infra*), qu'elle n'injecte pas. Il est très vraisemblable que ces filons soient carbonifères, comme la grande majorité des granitoïdes sud-armoricains.

• Massifs granitiques de Riailé et de l'Ortay (Carbonifère)

γR . **Leucogranite à muscovite.** À l'Est de Montaigu, affleure un massif leucogranitique qui s'étend vers le Nord-Ouest dans la région de Saint-Hilaire-de-Loulay (feuille Clisson), et, bien au-delà, jusqu'à l'Ouest de Nantes (granite du Bignon). Sur sa bordure sud-ouest, ce granite est intrusif dans l'orthogneiss migmatitique de Montaigu ($\zeta\gamma\text{M}$), tandis qu'il est tronqué par le cisaillement sud-armoricain (accident de Secondigny) sur son côté nord-est.

Erratum. Dans la légende de la carte, ce massif a été nommé par erreur « Massif granitique de Remouillé ». Si le massif s'étend bien vers le Nord sur le territoire de la commune de Remouillé (feuille Clisson), l'agglomération est située en réalité hors du massif. Nous avons choisi de l'appeler « massif de

Riaillé », du nom des anciennes carrières situées à quelque 400 m au Nord-Est de la gare de Montaigu ($46^{\circ}59'12''\text{N}-1^{\circ}18'50''\text{W}$; $46^{\circ}59'18''\text{N}-1^{\circ}18'49''\text{W}$), où ce granite fut décrit pour la première fois par S. Meunier (1885, 1891).

Mode de gisement. Ce granite était visible autrefois dans la carrière de Riaillé, légèrement au-delà de la limite nord de la feuille. Il affleure dans la vallée du ruisseau d'Asson, à l'Est de Montaigu.

À l'œil nu, la roche apparaît leucocrate, à grain moyen (2-5 mm), sans mégacristaux d'orthoclase. De couleur grise en profondeur, elle est souvent teintée de jaune sur les plateaux sous l'effet de l'argilisation supergène des feldspaths. Le quartz apparaît en grains fumés, parmi les cristaux de feldspath teintés de jaune, et des paillettes de muscovite bien visibles. Quoique la roche soit très généralement homogène, S. Meunier (1885, 1891) a décrit des enclaves micacées à Riaillé. Équante, la roche acquiert toutefois une foliation naissante au sein d'un petit couloir de déformation orienté NW-SE et situé au Sud de Duchaffault. La cataclase, enfin, est importante au voisinage immédiat de l'accident de Secondigny.

L'étude pétrologique montre que la roche est un leucogranite peralumineux, constitué des minéraux suivants :

- quartz, en cristaux à nombreux sous-joints ;
- plagioclase albitique ($\text{Or}_{0-1}\text{Ab}_{96-98}\text{An}_{3-1}$) dominant, sans zonation importante ;
- feldspath potassique de type microcline ($\text{Or}_{96-93}\text{Ab}_{4-7}\text{An}_0$), à exsolutions perthitiques et quelques micro-inclusions de barytine ($< 2 \mu\text{m}$) résultant de l'exsolution de Ba ;
- muscovite ($\text{Ms}_{86-82}\text{Pg}_7\text{Célad}_{3-4}\text{Fe-Célad}_{5-7}$) abondante, en lamelles interstitielles, mais aussi en nombreuses inclusions dans les autres minéraux, en particulier le plagioclase ;
- chlorite (brunsvigite ; $X_{\text{Fe}} \approx 0,95$) à micro-inclusions de rutile, en rare cristaux qui résultent de la transformation secondaire de biotite ;
- minéraux accessoires : la fluorapatite (microcristaux $< 0,5 \text{ mm}$), assez abondante, la monazite ($< 50 \mu\text{m}$) et le zircon ($< 50 \mu\text{m}$).

Dans le petit couloir de déformation situé au Sud de Duchaffault (*cf. supra*), les cristaux de quartz s'égrènent pour former une structure en mosaïque et les lamelles de muscovite sont pliées. La roche devient légèrement foliée.

Le mode de la roche (en volume %) a été calculé en deux points de la vallée du ruisseau d'Asson (*cf. annexe*, pour la méthode) :

- zone commerciale de Montaigu ($46^{\circ}58'34''\text{N}-1^{\circ}18'06''\text{W}$; éch. RIA1) :

37,7 % quartz ; 32,7 % plagioclase ($Or_{0,7}Ab_{96,7}An_{2,5}$) ; 15,3 % microcline ($Or_{93,6}Ab_{6,4}An_{0,0}$) ; 11,8 % muscovite ($Ms_{86}Pg_7C\acute{e}lad_3Fe-C\acute{e}lad_5$) ; 1,4 % chlorite ; 1,1 % apatite.

– Sud de Duchaffault ($46^{\circ}58'27''N-1^{\circ}16'55''W$; éch. RIA2) :

36,2 % quartz ; 29,1 % plagioclase ($Or_{0,5}Ab_{97,8}An_{1,7}$) ; 17,6 % microcline ($Or_{95,5}Ab_{4,5}An_{0,0}$) ; 13,1% muscovite ($Ms_{82}Pg_7C\acute{e}lad_4Fe-C\acute{e}lad_7$) ; 3,0 % chlorite ; 1,0 % apatite.

La roche conserve les traces d'un notable métamorphisme statique hydrothermal, dans les conditions du faciès schistes-verts. Celui-ci se traduit par la chloritisation totale du peu de biotite initiale, l'apparition de séricite dans les plagioclases et la transformation de l'orthoclase en microcline. Les propriétés thermodynamiques des feldspaths (Holland et Powell, 1998, 2003) appliquées aux compositions des deux feldspaths présents indiquent que ceux-ci se sont rééquilibrés à des températures aussi basses que 320-270 °C.

Géochimie. L'analyse chimique des deux échantillons de la vallée d'Asson (*cf. supra* ; tabl. 2 ; fig. 12) confirme le caractère très acide ($SiO_2 = 74,0-74,3$ poids % ; $Q = Si/3-(K + Na + 2Ca/3) = 210-217$), très leucocrate ($B = Fe + Mg + Mn + Ti = 13-23$ soit $B \% = 2,3-4,1$ %) et peralumineux ($A/CNK = 1,29-1,37$; $A = Al-(K + Na + 2Ca) = 64-78$) conformément à l'abondance de la muscovite.

Géochronologie. Le granite de Riaillé n'ayant pas été daté, on ne peut lui appliquer que des éléments de datation indirects. Sa mise en place est postérieure aux orthogneiss migmatitiques de Montaigu ($\zeta\gamma M$) qu'il intrude, et dont le protolithe granitique est daté à 488 ± 12 Ma (*cf. supra*). Il est par ailleurs antérieur au dernier jeu du cisaillement sud-armoricain (accident de Secondigny) qui affecte aussi le granite de l'Ortay daté à 350 ± 11 Ma (*cf. infra*). En réalité, il est très vraisemblable que le granite de Riaillé soit carbonifère, comme la grande majorité des granites sud-armoricains.

ŸO. Leucogranite à deux micas. Ce leucogranite constitue le petit massif de l'Ortay, qui, à l'Ouest de Bazoges-en-Paillers, intrude la semelle orthodérivée de l'unité de Chantonny. Ce massif est tronqué au Nord-Est par le cisaillement sud-armoricain (accident de Secondigny) dont le jeu dextre a entraîné le granite vers le Sud-Est, lui donnant une singulière forme cartographique en « cornue », dont le « bec » s'étire sur quelque 5 km de longueur jusqu'à la Guignaudière.

Mode de gisement. Le granite affleure dans la vallée de la Grande Maine, entre la Salette (Saint-Fulgent) et la Petite Grassière (Chavagnes-en-Paillers), dans une petite cluse de 25 à 35 m de profondeur, qui doit sa formation à la relative résistance du granite à l'érosion. En progressant préférentiellement le long des fractures, cette érosion a aussi favorisé le débit du granite en blocs

arrondis de taille plurimétrique, générant des rochers aux formes insolites (les « fesses d'Hercule » près de la Grassière) et un pittoresque chaos, autrefois visible dans le lit de la Grande Maine mais désormais noyé par la retenue d'eau de la Bultière. La roche est par ailleurs exposée dans l'ancienne carrière du Rouet de Chavagnes-en-Paillers, où elle fut exploitée au XX^e siècle pour la marbrerie funéraire. Ailleurs, sur les plateaux partiellement recouverts par la formation fluviale présésienne (E4), le granite est fortement arénisé.

À l'œil nu, la roche apparaît de couleur grise en profondeur, en raison de la présence de biotite, mais elle est très généralement teintée de beige en surface, en particulier sur les plateaux, sous l'effet de l'argilisation supergène des feldspaths. Le grain est moyen à grossier (3-8 mm). Un faciès porphyroïde, très accessoire, a été localement observé, avec de grands cristaux d'orthoclase (jusqu'à 5 cm de longueur) présentant la macle de Carlsbad. La roche est homogène, et ne présente ordinairement ni enclave ni notable variation de grain à l'échelle de l'affleurement. Elle n'est pas toujours parfaitement équante, car on y observe assez communément une très légère orientation magmatique planaire à pendage vers le Nord, qui a été notée sur la carte. Des plans de diaclase subverticaux, généralement orientés N-S à NE-SW, sont communs. À environ 300 m de l'accident de Secondigny, une foliation apparaît dans le granite, qui est plus ou moins gneissifié. La roche, enfin, est cataclasée (c'est-à-dire broyée) au voisinage immédiat de l'accident, en particulier dans le « bec de cornue ».

L'étude pétrologique montre que la roche est un granite peralumineux, renfermant les minéraux suivants :

- quartz, en gros cristaux à extinction légèrement ondulante ;
- plagioclase oligoclasique à albitique ($Or_{0-1}Ab_{84-95}An_{15-4}$) dominant, communément zoné, avec un cœur oligoclasique altéré (séricitisé et saussuritisé) aux formes automorphes, plus riche en anorthite (~ An15) que la bordure ;
- feldspath potassique de type microcline ($Or_{96-93}Ab_{4-7}An_0$), présentant de grandes lamelles d'exsolution perthitiques (Ab_{99-97}) et des inclusions de quartz et de biotite ;
- muscovite ($Ms_{82}Pg_{10-12}Célad_{4-3}Fe-Célad_{4-3}$) abondante, en grandes lamelles parfois associées à la biotite ;
- biotite ($Ann_{68-64}East_{24-30}Phl_{9-6}$; $X_{Fe} = 0,64-0,67$), partiellement chloritisée ;
- minéraux accessoires : fluorapatite (en microcristaux < 0,3 mm), monazite (< 50 μm), parfois altérée en un phosphate de Ca et Th (brockite ?), ilménite (< 150 μm), zircon et xénotime (très rare ; < 100 μm).

Les zircons d'un échantillon de la carrière du Rouet, prélevé à des fins de géochronologie, sont aciculaires, souvent très fins et de couleur rosée, de taille inférieure à 0,57 mm. Ils présentent souvent des zonations concentriques serrées et des canalicules centraux. Leur indexation selon la méthode de J.-P. Pupin

(1980) montre un développement préférentiel des faces {211} sur les pyramides (indice A moyen = 234) et des faces {110} sur les prismes (indice T moyen = 331), ce qui semble indiquer leur formation dans un contexte d'anatexie crustale sialique.

Le mode de la roche (en volume %) a été calculé en trois points du massif (*cf.* annexe, pour la méthode) :

– ancienne carrière du Rouet (46°54'19"N-1°11'29"W ; éch. ORT1) :

33,6 % quartz ; 26,5 % plagioclase (Or_{0,8}Ab_{92,3}An_{6,9}) ; 17,9 % microcline (Or_{92,8}Ab_{7,0}An_{0,2}) ; 8,2 % muscovite (Ms₈₂Pg₁₁Célad₃Fe-Célad₄) ; 12,6 % biotite (Ann₆₇East₂₇Phl₆ ; X_{Fe} = 0,67) ; 1,2 % apatite ;

– moulin de la Templierie (46°54'19"N-1°09'52"W ; éch. ORT2) :

33,7 % quartz ; 33,2 % plagioclase (Or_{1,0}Ab_{86,3}An_{12,7}) ; 20,3 % microcline (Or_{93,5}Ab_{6,4}An_{0,1}) ; 6,0 % muscovite (Ms₈₂Pg₁₂Célad₃Fe-Célad₃) ; 6,8 % biotite (Ann₆₄East₂₉Phl₇ ; X_{Fe} = 0,64) ; 0,0 % apatite ;

– Preuilly (46°54'59"N-1°10'53"W ; éch. ORT3) :

34,1 % quartz ; 29,6 % plagioclase (Or_{0,4}Ab_{89,2}An_{10,4}) ; 15,8 % microcline (Or_{94,3}Ab_{5,6}An_{0,1}) ; 9,9 % muscovite (Ms₈₂Pg₁₀Célad₄Fe-Célad₄) ; 10,0 % biotite (Ann₆₅East₂₇Phl₈ ; X_{Fe} = 0,64) ; 0,6 % apatite.

La roche a subi un métamorphisme statique hydrothermal, se traduisant par une chloritisation partielle de la biotite, une séricitisation du cœur des plagioclases et la transformation du feldspath alcalin en microcline. Ces transformations post-magmatiques semblent toutefois de moindre intensité que dans le granite de Riaillé. En revanche, l'argilisation supergène des feldspaths est très intense sur les plateaux.

Géochimie. L'analyse chimique des trois échantillons précédents (*cf. supra* ; ORT1-3 : tabl. 2 ; fig. 12) confirme le caractère très acide (SiO₂ = 72,2-73,7 poids % ; Q = Si/3-(K + Na + 2Ca/3) = 182-194), assez leucocrate (27 < B = Fe + Mg + Ti < 46 soit B % = 4,86-8,36 %) et peralumineux (A/CNK = 1,19-1,28 ; A = Al-(K + Na + 2Ca) = 45-65) de la roche, ces caractères étant toutefois moins prononcés que pour le leucogranite voisin de Riaillé.

Géochronologie. Cinq cristaux de zircon, séparés dans un échantillon de la carrière du Rouet, ont été analysés par spectrométrie de masse à des fins de géochronologie (*cf.* annexe pour la méthode). Parmi les trois zircons ayant donné des résultats significatifs, l'un procure des âges s'échelonnant, selon les paliers, de 396 ± 23 à 1943 ± 90 millions d'années [Ma], ce qui traduit un important héritage du Protérozoïque inférieur. Les deux autres donnent des paliers assez resserrés, correspondant à des âges de 349 ± 12 Ma à 354 ± 9 Ma, avec un âge moyen de 350 ± 11 Ma (limite Tournaisien-Viséen), obtenu avec 114 rapports isotopiques. En raison de leur typologie et de la présence

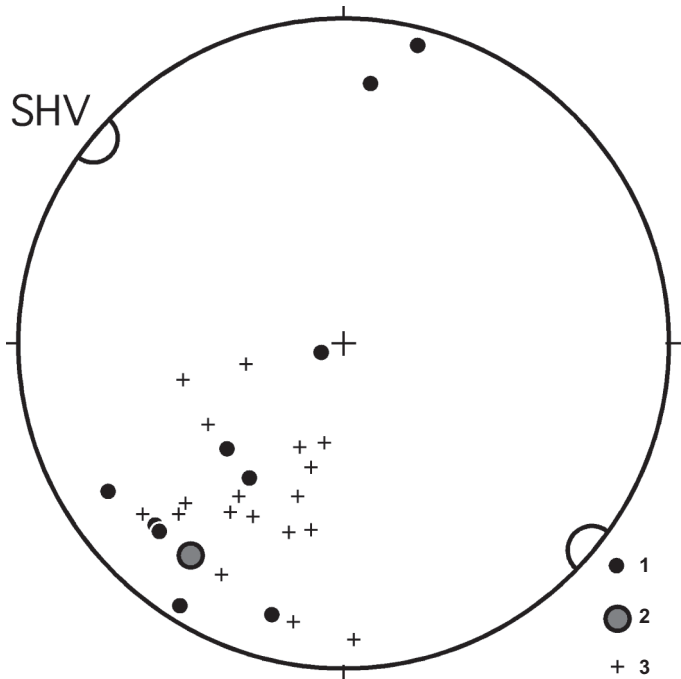


Fig. 13 - Structures de l'Unité du Sillon houiller de Vendée sur la feuille Montaigu. SHV : direction moyenne du Sillon houiller ; 1 : pôles des plans de stratification des sédiments houillers (**h4-5**) ; 2 : pôle moyen de la stratification dans les sédiments houillers (**h4-5**) ; 3 : pôles des plans de schistosité dans l'unité de Chantonay, au voisinage du Sillon houiller (**kP**, faciès du Pin). Projection à aires égales dans l'hémisphère inférieur après correction de la déclinaison magnétique

d'héritages anciens, ces zircons doivent vraisemblablement avoir été formés lors de l'anatexie ayant produit le magma granitique, plutôt que lors de la cristallisation du granite.

FAILLE DU SILLON HOUILLER DE VENDÉE

Cette faille hercynienne majeure, qui traverse le Massif vendéen de part en part selon la diagonale NW-SE, a juxtaposé le domaine central vendéen et le domaine les Essarts – Mervent. Au Nord-Ouest, elle est masquée par les alluvions de l'Acheneau et de la Loire, tandis qu'au Sud-Est, au-delà d'Ardin (Deux-Sèvres), elle s'ennoie sous le Jurassique du seuil du Poitou. Sur la feuille Montaigu, elle met en contact des formations à origine et histoire tectono-métamorphique très contrastées, l'unité de Chantonay (domaine central vendéen), au Nord-Est, et l'unité à métamorphisme de faciès écoligite des Essarts et le Carbonifère (domaine les Essarts – Mervent), au Sud-Ouest.

Déformation. Sur une zone d'environ 200 m de large, les roches de l'unité de Chantonay et les sédiments houillers sont fortement cataclasés (c'est-à-dire broyés). À la limite ouest de la feuille (la Giraudière) et sur la feuille voisine de Pallau (Malabrit, l'Ecotais), une petite écaille tectonique, formée de serpentinite et listwaenite (l'Ecotais) et de leptynite, fortement cataclasées, jalonne la faille (Godard, 2001b ; Godard et Bonnet, 2007). Ces roches correspondraient à une réapparition des termes profonds de l'unité de Chantonay, en relation avec le jeu hercynien de la faille. Sub-verticale à l'échelle du Massif vendéen, la faille houillère est inclinée vers le Nord-Est sur le territoire de la feuille Montaigu, comme l'atteste la réorientation des structures planaires de part et d'autre de son tracé (stratification du houiller [h4-5] et schistosité S0-1 dans le faciès du Pin [kP] de l'unité de Chantonay : fig. 13).

Éléments de datation. La faille du sillon houiller est clairement tardihercynienne, puisqu'elle affecte les sédiments houillers du Carbonifère supérieur (h4-5), dont la macroflore fossile indiquerait un âge westphalien et/ou stéphanien (*cf. infra*).

DOMAINE LES ESSARTS – MERVENT

Le domaine les Essarts – Mervent est encadré par deux failles tardihercyniennes majeures, la faille du sillon houiller de Vendée au Nord-Est et la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent au Sud-Ouest. Entre ces deux failles, au Sud-Ouest d'une étroite lanière de terrains houillers (unité du sillon houiller de Vendée), on observe des terrains à reliques écoligotiques (unité métamorphique de haute pression des Essarts), une ceinture d'orthoigneiss (unité de Chantonay – Mervent), puis, vers le Sud-Est, les métasédiments épizonaux

de l'unité de Roc-Cervelle. Cette trilogie à roches éclogitiques, ceinture orthogneissique et métasédiments épizonaux est caractéristique du Bas-Limousin, de sorte qu'on a suggéré que le domaine les Essarts – Mervent soit un copeau tectonique translaté depuis le Bas-Limousin lors des mouvements tectoniques tardi-hercyniens (Godard, 2001b). Sur le territoire de la feuille Montaigu, nous y distinguons 3 unités aux évolutions géologiques distinctes (unité du sillon houiller de Vendée, unité métamorphique de haute pression des Essarts, unité de Chantonay – Mervent). Cependant, l'unité des Essarts couvre l'essentiel de ce domaine.

Unité du Sillon houiller de Vendée

Le sillon houiller traverse le Massif vendéen de part en part. Il s'étend du lac de Grand-Lieu, au Nord-Ouest, à Saint-Laurs, au Sud-Est. Les sédiments houillers, laminés le long de la faille du sillon houiller, y forment une étroite lanière dont la largeur habituelle est inférieure à quelques centaines de mètres.

h4-5. Terrain houiller : conglomérats quartzeux, grès arkosiques brunâtres, pélites charbonneuses, veines de houille (Carbonifère supérieur : Westphalien à Stéphaniens). Des sédiments détritiques grossiers, poudingues, grès psammitiques et arkosiques brunâtres, constituent l'essentiel des dépôts, qui comprennent aussi des intercalations de pélites charbonneuses et quelques veines de houille (la Giraudière). Le conglomérat est principalement formé de dragées de quartz, mais on y observe aussi des galets d'orthogneiss, et plus rarement de schistes et de sédiments carbonifères remaniés. Sur la feuille voisine de Palluau, des galets d'amphibolite et d'éclogite ont aussi été observés (Godard, 1981, 2001b ; Godard et Bonnet, 2007). Sur le territoire de la feuille, le Carbonifère remanie donc principalement des roches du domaine les Essarts – Mervent.

Structures. La stratification du terrain carbonifère a pu être observée ponctuellement. Sur le territoire de la feuille, elle est en moyenne subparallèle à l'orientation du sillon houiller et fortement inclinée vers le Nord-Est (N132 °E, pendage 75NE : fig. 13). Tandis qu'au Nord-Est, les terrains houillers sont affectés par une forte cataclase due à la faille houillère (*cf. supra*), le contact sud-ouest entre le Carbonifère et l'unité des Essarts semble être une simple discordance sédimentaire, plus ou moins affectée par la tectonique du sillon houiller (la Barrelière, feuille Palluau : Godard et Bonnet, 2007).

Flore fossile et éléments de datation. Des empreintes de macroflore fossile continentale ont été recueillies sur les feuilles voisines, dans les déblais des puits de mine de la Marzelle à Sainte-Cécile (Mathieu, 1936, 1937), du Temple à Chantonay (Picquenard, 1918, 1920, 1923 ; Mathieu, 1936, 1937) et de l'Effeterie à Saint-Mars-de-Coutais (Bureau, 1900 ; Picquenard, 1918 ; Péneau,

1921). Cette flore semble indiquer un âge stéphanien, peut-être westphalien supérieur, que l'on peut raisonnablement extrapoler à la feuille Montaigu, où seules quelques empreintes d'équisétales indéterminables ont été observées (la Chaussée à l'Herbergement).

Unité métamorphique de haute pression des Essarts

L'unité des Essarts, située entre le sillon houiller et la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent, est constituée de roches métamorphiques (orthogneiss, paragneiss, amphibolite, écloélite, serpentinite), pour la plupart ortho-dérivées, qui sont d'origine très profonde, puisqu'elles ont conservé les reliques d'un métamorphisme de faciès écloélite. Cette structure longiligne, dirigée selon un axe NW-SE et large de quelques kilomètres, déborde largement du cadre de la feuille Montaigu puisqu'elle s'étend de Port-Saint-Père à Chantonay. Les roches mafiques (écloélite, amphibolite) y forment des corps pluri-kilométriques, étirés et plus ou moins boudinés dans un encaissant gneissique très déformé.

Historique. Les premiers travaux géologiques dédiés à ces terrains remontent à A. Rivière (1835a, 1835b, 1844 ; cf. Godard, 1984, 2001a) qui y découvrit et reconnut « la belle roche qui porte le nom d'écloélite », 13 années après sa définition par R.-J. Haüy. A. Lacroix (1891) puis Y. Brière (1920) entreprirent les premières études pétrographiques des écloélites. Dans le même temps, plusieurs chercheurs se consacrèrent à la cartographie géologique et aux travaux de terrain (e.g., Wallerant, 1892 ; Bureau, 1900 ; Le Verrier, 1903 ; Bureau et Ferronnière, 1927 ; Mathieu, 1937, 1944, 1949, 1957). Ils identifièrent un axe NW-SE, constitué d'amphibolite, d'écloélite et de gneiss. Ces terrains étant encadrés de roches moins métamorphiques, ils interprétèrent cette structure comme un prolongement méridional du prétendu « Anticlinal de Cornouailles » (e.g., Jourdy, 1909 ; Cogné, 1960). Après l'étude de Y. Brière (1920), peu d'études furent dédiées aux écloélites de Vendée jusqu'aux années 1970 (Lévy, 1962 ; Velde et Sabatier, 1972), lorsque l'émergence de la tectonique des plaques les fit considérer sous un jour nouveau. Sur la base de la chimie des Terres Rares, R. Montigny et C. Allègre (1974) proposèrent qu'elles fussent les reliques d'une ancienne croûte océanique métamorphisée dans une ancienne zone de subduction. M. Javoy (1971) s'était fondé sur la composition isotopique de l'oxygène pour parvenir à une conclusion similaire. Les études se multiplièrent sur ces roches et vinrent confirmer ce point de vue (e.g., Godard, 1981 ; Peucat *et al.*, 1982 ; Peucat, 1983 ; Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985 ; Godard, 1988 ; Godard et Van Roermund, 1995 ; Godard et Smith, 1999 ; Mauler *et al.*, 2001). Les études de terrain (e.g., Godard, 1981, 2001b) montrèrent par ailleurs que seule la région comprise entre le sillon houiller de Vendée et la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent avaient enregistré un métamorphisme de haute-pression (faciès écloélite), et qu'il y avait donc lieu de distinguer cette unité des terrains ortho-dérivés non écloélités situés au Sud-Ouest.

L'étude des gneiss encaissant les écloğites (Godard, 2001b, 2009) a permis d'y reconnaître les traces de paragenèses de haute température (migmatites à cordiérite, granites) suivies d'un métamorphisme de faciès écloğite. Ces deux épisodes appartiennent à deux cycles orogéniques différents, vraisemblablement anté- et éo-hercyniens. Aujourd'hui, l'ensemble de l'unité métamorphique de haute pression des Essarts est interprétée comme un mélange tectonique éo-hercynien d'une croûte océanique partiellement subductée (écloğites et roches associées) et d'une vieille croûte continentale à l'histoire complexe (encaissant gneissique).

Ψ. Écloğites, plus ou moins amphibolitisées. Les écloğites de la feuille Montaigu sont dans le prolongement méridional des célèbres gisements d'écloğites des feuilles Saint-Philbert-de-Grand-Lieu et Palluau. Comme dans ceux-ci, elles sont intimement associées à des amphibolites ($\delta\Psi$) au sein de lentilles souvent pluri-kilométriques qui sont étirées et boudinées selon la direction NW-SE. D'autres roches, notamment des birbirites (serpentinites silicifiées) et des métaplagiogranites, existent accessoirement dans ces mêmes lentilles, mais ne sont pas représentées sur la feuille Montaigu.

Les écloğites sont des roches compactes et denses, avec une densité 3,3 lorsqu'elles ne sont pas rétro-morphosées. Elles sont principalement constituées d'un clinopyroxène sodique (omphacite), d'une belle couleur vert d'herbe, et d'un grenat (almandin-pyrope) dont les cristaux, d'un diamètre moyen de 0,3 cm, présentent les formes géométriques du dodécaèdre rhomboïdal. Les autres minéraux, quartz, rutile, ilménite, et parfois disthène, zoïsite, clinozoïsite et phengite, sont peu discernables à l'œil nu, à l'exception toutefois de l'amphibole secondaire qui peut être abondante et apparaît noire.

Protolithes. Les écloğites de Vendée et les amphibolites qui en dérivent ont fait l'objet de nombreuses études. Il est désormais admis qu'elles dérivent des roches gabbroïques et basaltiques d'une ancienne croûte océanique, qui subissent des transformations complexes, sous l'effet d'un métamorphisme extrême. Cette origine est attestée par la composition chimique de ces roches qui, tant du point de vue des terres rares (Montigny et Allègre, 1974 ; Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985) que de celui des oligo-éléments et des éléments majeurs (Godard, 1988, 2001b), présente les caractéristiques de roches gabbroïques à différenciation tholéiitique.

Plusieurs termes de cette lignée tholéiitique ont été distingués :

– certaines écloğites magnésiennes vert clair à disthène et gros cristaux de grenat centimétriques roses (paragenèse à omphacite + pyrope + disthène + magnésiohornblende + zoïsite + rutile + phengite) ont la composition de cumulats à plagioclase [\sim An60] + diopside + olivine (leucogabbros troctolitiques) et représentent les termes cumulatifs de la lignée tholéiitique. Ces roches sont riches en Cr et Ni (jusqu'à 1 180 ppm et 200 ppm, respectivement : Godard,

1988), et sont pauvres en terres rares avec une anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1,76$: Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985), ce qui confirme l'origine cumulative. Cette variété est bien représentée sur la feuille Montaigu, puisqu'elle constitue une grande partie du gisement de Saint-Denis-la-Chevasse (voisinage du cimetière en $46^{\circ}49'31''N-1^{\circ}21'41''W$; ancienne carrière en $46^{\circ}49'39''N-1^{\circ}21'53''W$), où l'on observe une roche similaire à celle du célèbre gisement de la Compointrie (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) ;

– les termes moyens de la lignée tholéiitique ont donné la grande masse des éclogites ordinaires à omphacite + pyrope-almandin + quartz (+ rutile + phengite). Du point de vue des éléments majeurs, des oligo-éléments comme des Terres Rares, elles ont toutes les caractéristiques de roches océaniques de type "Middle Ocean Ridge Basalt" (MORB) ;

– les termes évolués de la différenciation sont représentés par quelques éclogites ferro-titanées de couleur vert foncé (paragenèse : omphacite + almandin + quartz \pm clinozoïsite, avec rutile microcristallin relativement abondant). Ces roches sont riches en Ti et V, présentent un fort rapport $Fe/(Fe + Mg)$, et sont enrichies en Terres Rares, particulièrement en terres rares légères (Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985 ; Godard, 1988, 2001b). Elles sont visibles sous forme de blocs volants en quelques points de la feuille (e.g., $46^{\circ}49'31''N-1^{\circ}21'46''W$; $46^{\circ}53'25''N-1^{\circ}25'37''W$), et dans les murs du bâtiment nord-ouest du château-musée de la Chaboterie (Saint-Sulpice-le-Verdon ; $46^{\circ}52'48''N-1^{\circ}24'22''W$; fig. 14, hors texte) ;

– quelques orthogneiss leucocrates, à quartz, albite, et amphibole, ont une composition de plagiogranite et constituent le terme ultime de la différenciation magmatique. Bien représentés sur les feuilles Palluau et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, ils n'ont pu être représentés sur la feuille Montaigu, où ils n'ont été observés qu'en rubans pluri-centimétriques, alternant avec les éclogites ferro-titanées précédentes (fig. 14, hors texte ; Godard, 2001b ; Godard et Bonnet, 2007).

Histoire métamorphique. La paragenèse métamorphique qui a succédé à la roche gabbroïque magmatique mais qui a précédé la paragenèse éclogitique a pu être reconstituée grâce aux inclusions minérales et aux structures pré-éclogitiques fossilisées dans les cristaux de grenat (fig. 15, hors texte ; Godard, 1988, 2001b). Il s'agit généralement de métagabbro amphibolitisé et saussuritisé, résultat probable d'un métamorphisme océanique hydraté. L'effet d'un tel métamorphisme océanique est par ailleurs attesté par la forte dispersion du rapport isotopique de l'oxygène (Javoy, 1971 ; Agrinier *in* Godard, 2001b). La roche évolua ensuite en éclogite sous l'effet de réactions métamorphiques progrades (disparition de l'amphibole et du plagioclase, croissance du grenat, transformation de l'amphibole en omphacite) qui traduisent une évolution vers des conditions de pression très élevée ($P > 14$ kbar) et de température moyenne ($650 < T < 750$ °C), correspondant à des profondeurs d'enfouissement de plus de 50 kilomètres (Godard, 1981 ; Godard et Van Roermund, 1995).

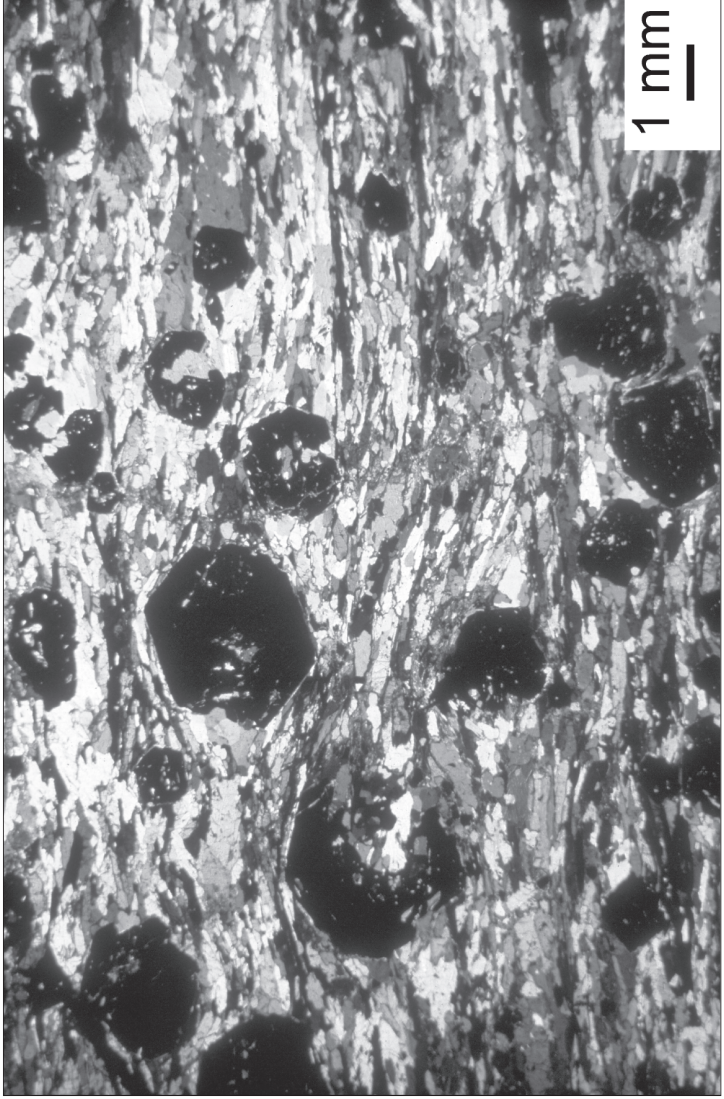


Fig. 16 - Structures de déformation syn-éclogitique dans une éclogite. Noir : grenat ; gris : matrice à omphacite et quartz ; lumière polarisée et analysée. L'omphacite déformée (gris) moule les cristaux de grenat (noir) qui ont préservé leurs formes subautomorphes ; Pied Pain (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu)

À ce point de leur histoire, les éclogites de Vendée enregistrèrent une importante phase de déformation plastique qui imprima de fortes foliation et linéation à la matrice pyroxénique de la roche, sans affecter les cristaux de grenat qui se comportèrent passivement (fig. 16 ; Godard et Van Roermund, 1995 ; Mauler *et al.*, 2001). Après cette déformation, les éclogites subirent de nombreuses transformations statiques, plus ou moins complètes, qui déstabilisèrent certains minéraux éclogitiques et firent réapparaître l'amphibole et le plagioclase, traduisant une évolution métamorphique rétrograde. Ainsi, l'omphacite a été partiellement remplacée par une symplectite crypto- ou micro-cristalline de clinopyroxène et oligoclase. L'amphibole et le plagioclase, souvent associés en symplectite, envahirent la roche, se développant préférentiellement à la périphérie des cristaux de grenat, où ils constituent une couronne sombre bien visible à l'œil nu (« kélyphyte »). Le rutile et l'ilménite sont aussi auréolés de sphène. Cette rétro-morphose correspond à une baisse de température et une importante chute de pression, accompagnées d'une réhydratation de la roche, traduisant une évolution vers la surface.

Structures. À l'échelle de l'unité des Essarts, le plan de foliation (S1) des éclogites, subvertical, est orienté NW-SE, et la linéation minérale d'étirement L1 pend faiblement vers le Nord-Ouest (Godard, 2001b). La forte orientation préférentielle du réseau cristallin de l'omphacite révèle une fabrique qui varie de linéaire à fortement planaire, avec une plus grande fréquence de la fabrique planaire (Godard et Van Roermund, 1995 ; Mauler *et al.*, 2001). Cette déformation fut suffisamment intense pour que le rubanement compositionnel antérieur (S0), souligné par des variations du mode de la roche et de la taille des cristaux de grenat, se soit trouvé systématiquement transposé parallèlement à la foliation. Celle-ci est généralement parallèle à l'allongement des lentilles d'éclogites et à la foliation dans l'encaissant gneissique, mais des disharmonies notables peuvent être observées (carrière de la Gerbaudière, feuille de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu : Mauler *et al.*, 2001 ; Godard, 2001b), sans doute liées au boudinage des lentilles éclogitiques.

Géochronologie. J.-J. Peucat *et al.* (1982), J.-J. Peucat (1983) et B. Postaire (1983) ont déterminé l'âge des zircons de l'éclogite de Saint-Philbert-de-Bouaine (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) par la méthode U-Pb. Les points analytiques s'échelonnent sur une droite discordia dont l'interception inférieure avec la courbe concordia correspond à un âge de 436 ± 15 Ma (début du Silurien) qui a été interprété comme représentant le métamorphisme éclogitique, ce qui est en réalité incertain. L'isochrone Rb-Sr des phengites suggère un âge de refroidissement de 322 ± 30 Ma (Carbonifère ; Peucat, 1983). Finalement, l'observation de galets d'éclogite dans le conglomérat du sillon houiller de Vendée (Godard, 2001b ; Godard et Bonnet, 2007) permet d'affirmer qu'une partie des éclogites étaient exhumées au Carbonifère supérieur (environ 300 Ma).

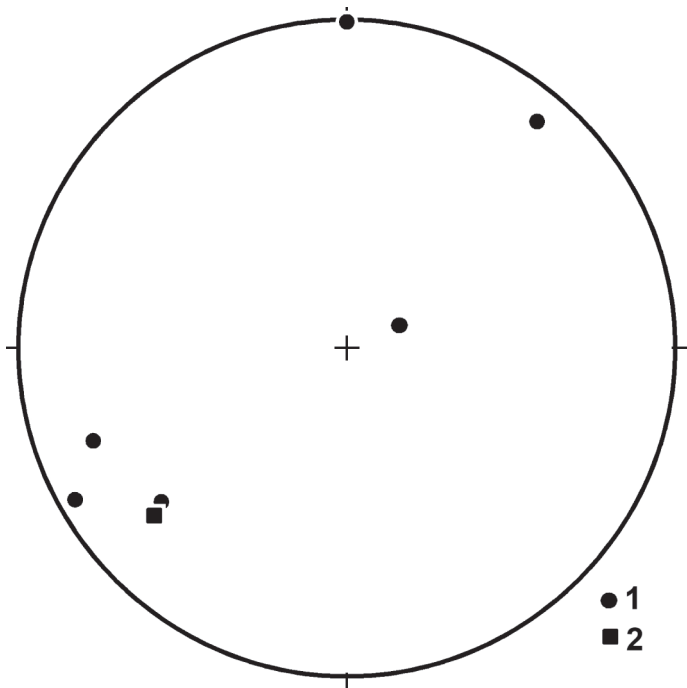


Fig. 17 - Structures des éclogites et amphibolites sur la feuille Montaigu.
1 : pôles des plans de foliation dans des éclogites partiellement amphibolitisées ;
2 : pôle moyen. Projection à aires égales dans l'hémisphère inférieur après correction de la déclinaison magnétique

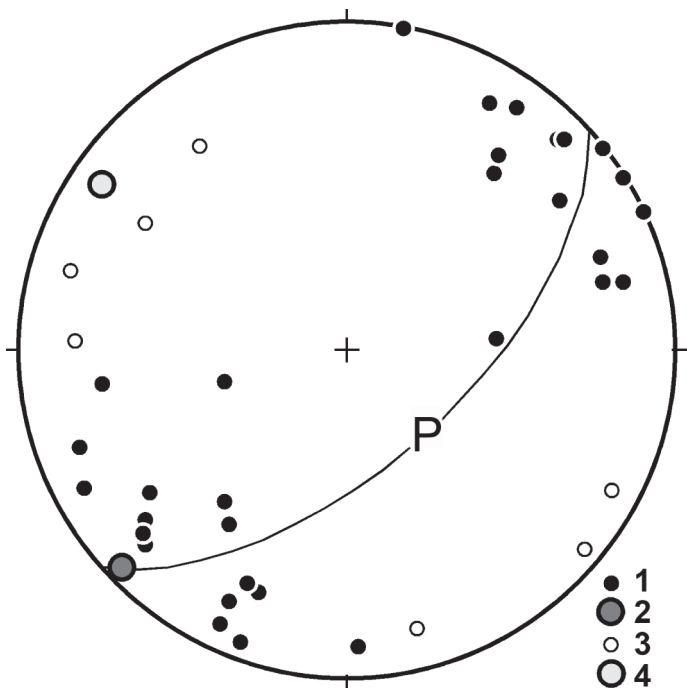


Fig. 18 - Structures des gneiss ζ^3 sur la feuille Montaignu. 1 : pôles des plans de schistosité ; 2 : pôle moyen ; 3 : linéations minérales d'étirement ; 4 : linéation minérale d'étirement moyenne ; P : plan de dispersion moyen des pôles des plans de schistosité. Projection à aires égales dans l'hémisphère inférieur après correction de la déclinaison magnétique

Origine. Les écloğites de Vendée seraient des reliques d'une ancienne croûte océanique (métagabbros amphibolitisés) qui auraient été subductées jusqu'à plus de 50 kilomètres de profondeur (écloğitisation), mélangées tectoniquement à une croûte continentale (phase de déformation plastique) lors de l'orogénèse hercynienne, rééquilibrées dans les conditions du métamorphisme régional hercynien (amphibolitisation), puis exhumées lors du Carbonifère supérieur.

$\delta\Psi$. Amphibolites dérivant d'écloğites. Tous les intermédiaires existent entre écloğites (Ψ) et amphibolites ($\delta\Psi$), celles-ci dérivant des premières par croissance de l'amphibole lors de la phase rétrograde de l'histoire métamorphique. Sur la feuille Montaigu, ces amphibolites sont nettement plus abondantes que les écloğites dont elles dérivent.

Pétrologie. Les amphibolites sont des roches vert foncé, à grain millimétrique et forte orientation planaire. Elles sont constituées d'amphibole calcique verte (généralement hornblende verte), de plagioclase (albite-oligoclase), pistacite, et quelques minéraux accessoires (\pm grenat \pm quartz \pm magnétite + sphène). Dans certains échantillons, on peut encore reconnaître quelques reliques de l'écloğite d'origine, comme des symplectites à clinopyroxène + plagioclase ou à amphibole + plagioclase, et des reliques corrodées de grenat ou de rutile.

La grande lentille d'amphibolite qui s'étend sur une longueur de 18 km entre Chancelé, à l'Ouest de Saint-André-Treize-Voies, et le Plessis-Cougnon de Chauché, est en grande partie constituée d'amphibolites à grain très fin, infra-millimétrique. Des globules riches en amphibole, d'un diamètre généralement inférieur au demi-millimètre et seulement visibles au microscope, sont les pseudomorphoses de microcristaux de grenat. Les écloğites à grain très fin, qui sont encore préservées au sein de ces amphibolites, pourraient dériver de basaltes plutôt que de gabbros.

Structures. Les amphibolites ont une fabrique essentiellement planaire. Leur foliation (fig. 17) est subparallèle à la direction des lentilles écloğito-amphiboliques, aux foliations dans l'encaissant gneissique (fig. 18), aussi bien qu'à la foliation des écloğites avoisinantes. Plus qu'une véritable constance dans l'orientation des contraintes lors de l'évolution rétrograde des écloğites et des roches associées, ceci laisse entrevoir un guidage de la déformation selon des plans parallèles aux bordures des lentilles basiques, en raison du contraste rhéologique entre celles-ci et leur encaissant gneissique.

ζ^3 . Orthogneiss et paragneiss, d'aspect micaschisteux, à reliques de métamorphisme de faciès écloğite. Les gneiss qui forment l'encaissant habituel des écloğites et des amphibolites pourraient être dénommés « micaschistes », tant ils sont riches en mica blanc et ont un débit schisteux. Toutefois, leur étude montre qu'ils possèdent souvent des traces de paragenèse gneissique à biotite, quartz, plagioclase et feldspath potassique. Leur aspect

micaschisteux est dû à une rétomorphose et une déformation intenses qui eurent pour conséquences le développement des phyllites et l'acquisition d'une schistosité très prononcée (fig. 18). De surcroît, l'importante de l'altération supergène accentue le caractère fissile de ces roches.

Ces gneiss ont des origines diverses, certains étant d'anciens sédiments pélitiques (paragneiss, anciennes migmatites à cordiérite) et d'autres des granites déformés et métamorphisés (orthogneiss). Le manque d'affleurements et la convergence de faciès due à la déformation et au métamorphisme n'ont pas permis de distinguer ces différents types de gneiss lors des levés cartographiques, malgré une tentative avortée (*cf.* carte in Godard, 1981).

L'histoire métamorphique complexe de ces roches est révélée dans certains gisements exceptionnels, où la déformation fut suffisamment faible pour que les structures et les paragenèses anciennes soient préservées (Godard, 2001b, 2009). Tel est notamment le cas des gisements de Grezay (feuille La Roche-sur-Yon : 46°46'56"N-1°15'38"W), Saint-Denis-la-Chevasse (feuille Montaigu : 46°49'58"N-1°21'59"W) et la Ruffelière en Saint-Philbert-de-Bouaine (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu : 46°57'42"N-1°32'27"W [murs] ; 46°58'05"N-1°32'49"W [rochers de la rive sud-ouest de la Boulogne]).

On y observe deux faciès principaux :

- des métagranites, plus ou moins gneissifiés, à quartz, oligoclase, biotite et feldspath alcalins (Grezay, Saint-Denis-la-Chevasse) ;
- des métapélites migmatitiques, dont la paragenèse initiale était constituée de quartz, plagioclase, biotite, grenat, cordiérite, ± sillimanite, ± muscovite. La cordiérite formait des cristaux poeciloblastiques, parfois centimétriques (Grezay, la Ruffelière), ultérieurement remplacés par des pseudomorphoses qui apparaissent comme des taches sombres, donnant à la roche une structure en « peau de léopard » caractéristique. Les veinules de leucosome, riches en quartz et plagioclase, comportent aussi du feldspath potassique et un peu de tourmaline.

Les conditions de la migmatisation et de la formation de la paragenèse de haute température et basse pression ont été estimées à $T = 670\text{ °C}$ et $P = 3,5\text{ kbar}$, par la méthode des pseudosections P-T, pour une roche de Grezay (fig. 19 ; Godard, 2009).

Un premier métamorphisme rétrograde ($T < 350\text{ °C}$) a ensuite affecté ces roches. Il est attesté notamment par l'exsolution de lamelles perthitiques dans les feldspaths potassiques, dont on a pu montrer qu'elle était antérieure aux micro-couronnes métamorphiques de haute pression (Godard, 2001b, 2009 ; fig. 20).

Lors d'un second cycle métamorphique, de nombreuses réactions métamorphiques ont affecté les métapélites et les métagranites. Elles se sont traduites par la pseudomorphose de la cordiérite en produits cryptocristallins et

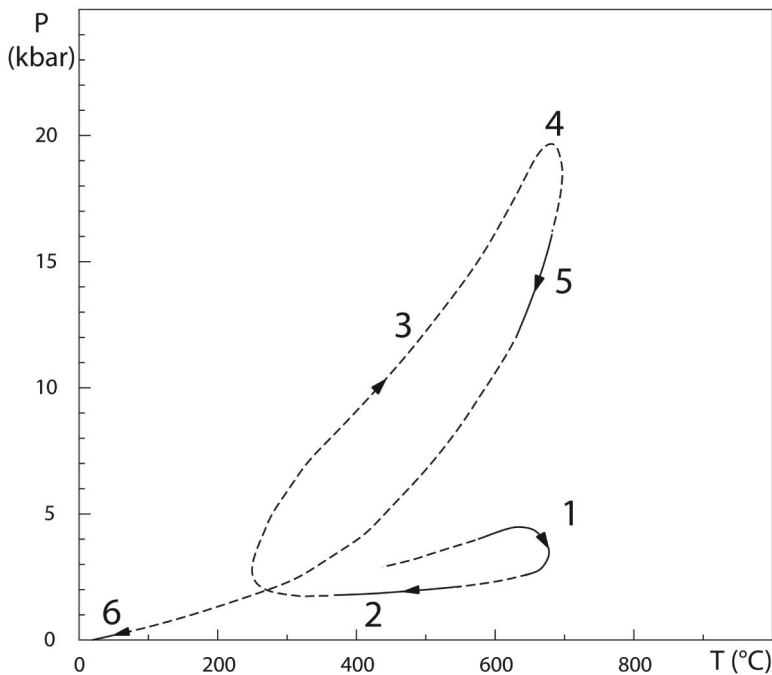


Fig. 19 - Évolution P-T poly-orogénique des gneiss ζ^3 . D'après Godard (2009). Traits continus : évolution P-T déterminée avec précision ; traits interrompus : évolution moins contrainte ; 1 : épisode de migmatisation ; 2 : première rétro-morphose (exsolution perthitique et pinitisation de la cordiérite) ; 3 : croissance des couronnes réactionnelles de haute pression ; 4 : pic de haute pression ; 5 : équilibre des pseudomorphoses de cordiérite et seconde rétro-morphose ; 6 : exhumation au Carbonifère supérieur (gneiss en galets dans les sédiments stéphaniens h4-5) ; 1+2 : premier cycle orogénique pré-hercynien ; 3+4+5+6 : second cycle orogénique hercynien

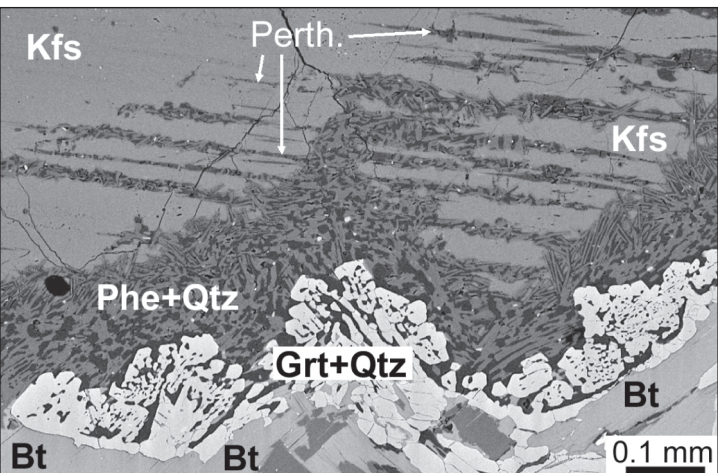


Fig. 20 - Exemple de couronne réactionnelle de haute pression dans les gneiss ζ^3
D'après Godard (2009) ; gisement de Grezay ; microscope électronique à balayage, image en électrons rétrodiffusés. Les minéraux de haute pression [grenat (**Grt** : gris clair), quartz (**Qtz** : gris foncé) et phengite (**Phe** : gris moyen)] se sont développés en couronnes à l'interface de deux minéraux de la paragenèse de haute température [feldspath potassique (**Kfs**) et biotite (**Bt**)]. On remarque que la phengite a envahi préférentiellement les lamelles d'exsolution perthitiques (**Perth.**) du feldspath potassique, ce qui signifie que le métamorphisme de haute pression (couronnes) est postérieur à un premier métamorphisme rétrograde (exsolution dans le feldspath)

la croissance de micro-couronnes réactionnelles à certaines interfaces, comme biotite-plagioclase, ilménite-plagioclase et biotite-microcline. Les principales réactions furent les suivantes :

- cordiérite → grenat + quartz + disthène + biotite ± phengite ;
- sillimanite → disthène ;
- biotite + plagioclase → grenat + phengite + quartz + rutile ;
- ilménite + plagioclase → rutile + grenat + quartz ;
- biotite + feldspath potassique → grenat + phengite + quartz (fig. 20) ;
- ilménite + feldspath potassique → grenat + quartz + rutile + phengite.

Ces réactions ont produit des minéraux typiques des métapélites de faciès éclogite (grenat, disthène, phengite, rutile). Leurs conditions de formation ($P > 16,5$ kbar et $T = 680$ °C : Godard, 2009 ; fig. 19) sont similaires à celles des éclogites voisines.

Hors des quelques gisements mentionnés, la déformation tardive et un second métamorphisme rétrograde ont généralement détruit les microstructures réactionnelles. Les pseudomorphoses de cordiérite sont étirées en ellipses centimétriques sombres et finissent par être totalement détruites. Feldspaths et quartz recristallisent, tandis que du mica blanc légèrement phengitique (*e.g.*, $Ms_{75}Pg_3[Célad + Fe-Célad]_{22}$) se développe. Dans les stades ultimes de l'évolution métamorphique, la biotite et le grenat sont partiellement chloritisés. Les roches originelles deviennent ainsi méconnaissables et prennent un aspect micaschisteux. L'essentiel des structures de déformation (schistosité et linéations minérales : fig. 18) observées dans les gneiss sont à rapporter à ce stade.

L'évolution métamorphique des gneiss encaissant les éclogites se caractérise donc par deux cycles métamorphiques distincts (fig. 19), qui correspondent logiquement à deux cycles orogéniques différents :

- le premier cycle de haute température et basse pression (migmatites à cordiérite, granites), suivi d'une première évolution rétrograde, serait caractéristique d'une évolution intracontinentale et pourrait être pré-hercynien (vraisemblablement cambro-ordovicien : Bosse et Godard, inédit) ;
- le second cycle, de haute pression (faciès éclogite), est commun aux gneiss et aux éclogites. Ce cycle semble devoir être rapporté à la tectonique éo-hercynienne de convergence de plaques (d'âge vraisemblablement dévonien : Bosse et Godard, inédit), qui aurait entraîné la subduction partielle et l'exhumation de fragments d'une croûte océanique (éclogites) et d'une vieille croûte continentale (gneiss encaissants).

Structures. Les gneiss ont un aspect feuilleté, avec une fabrique principalement planaire qui est syn- à tardi-métamorphe par rapport à

l'épisode de haute pression. La schistosité (S1) est subverticale (fig. 18) et montre une légère dispersion selon un axe de zone penté vers le Nord-Ouest (*i.e.*, pôle du plan P de la figure 18). Cet axe est proche de la linéation minérale d'étirement (L1) des gneiss et des éclogites. Il correspond vraisemblablement à l'allongement des lentilles éclogito-amphiboliques boudinées au sein des gneiss. Les structures S1 et L1 sont subparallèles à celles observées dans les éclogites et amphibolites voisines.

χ. Métaquartzites ferro-manganésifères. Entre Boulogne (feuille La Roche-sur-Yon) et le Moulin des Jarries, au Nord de Saint-Denis-la-Chevasse (feuille Montaigu), existe un niveau discontinu, isolé au sein des gneiss et constitué d'un quartzite rubané sombre qui, en raison de sa dureté et de son inaltérabilité, donne de nombreux blocs dans les champs.

Au microscope, la roche apparaît formée, pour plus de 90 %, de quartz microcristallin granoblastique, mais aussi de mouchetures inframillimétriques d'oxyde et d'hydroxyde de fer, essentiellement d'hématite (oligiste), qui dessinent un très fin rubanement. Au Moulin des Jarries (46°50'29"N-1°22'01"W), la roche renferme aussi de nombreux petits cristaux de grenat riches en spessartine ($\text{Spess}_{63}\text{Alm}_{21}\text{And}_{12}\text{Pyr}_4$).

Origine. On serait tenté de voir dans ces quartzites d'anciennes croûtes siliceuses ferro-manganésifères, communes dans les sédiments océaniques. Cependant, quoique son encaissant direct ne soit pas affleurant, ce niveau semble associé aux para- et ortho-gneiss (ζ^3) d'origine continentale, plutôt qu'aux éclogites océaniques.

Unité de Chantonay – Mervent

ζγc. Métagranite de Chantonay – Mervent : orthogneiss mésocrate (Ordovicien). Au Sud-Est de Chauché, sur la bordure nord-est du domaine les Essarts – Mervent, existe un orthogneiss (métagranite) à peine représenté sur la feuille Montaigu, mais qui se prolonge bien au-delà, vers le Sud-Est, sur les feuilles La Roche-sur-Yon, Chantonay et Fontenay-le-Comte, jusque dans la région de Mervent. Cette ceinture d'orthogneiss (unité de Chantonay – Mervent) sépare l'unité à éclogites des Essarts (vers le Nord-Ouest) de l'unité métasédimentaire épizonale de Roc-Cervelle (vers le Sud-Est : Godard, 2001b) qui n'est pas représentée sur la feuille. Les limites de cette paléo-intrusion sont assez nettes, bien qu'elles aient été tectoniquement accordées sur la foliation régionale.

La roche, d'une teinte beige à saumon, présente un grain grossier, avec des cristaux dont la taille atteint parfois le centimètre. La foliation, très nette, est très inclinée et orienté NW-SE ; la linéation minérale, moins marquée, est proche de

l'horizontale. Constituée de quartz déformé, de plagioclase recristallisé en micro-mosaïque, de muscovite et de biotite chloritisée peu abondante, cette roche est aussi riche en feldspath potassique, qui lui confère sa couleur saumon. Elle a une composition de leucogranite sodi-potassique (Godard *in* Wyns *et al.*, 1989a). Aucune trace de métamorphisme de faciès éclogite n'y a été observée.

Géochronologie. Ce métagranite a été daté en trois points, situés hors de la feuille Montaigu. P. Vidal (1980) a obtenu un âge de 446 ± 22 Ma, pour l'orthogneiss de la carrière de la Braud, située près de Mervent (méthode Rb-Sr sur roche totale, âge recalculé avec une valeur $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42.10^{-11}/\text{an}$). Une datation par U-Pb sur zircon a été effectuée au lieu-dit Braignard, dans le cadre du lever de la feuille Fontenay-le-Comte (Diot *et al.*, en préparation) ; elle donne un âge un peu plus ancien, 486^{+15}_{-11} Ma. Enfin, le même orthogneiss, échantillonné dans la vallée de la Mosée, au Sud de Chantonay, et daté par la même méthode par C. Guerrot (comm. pers.), a donné un âge de 495^{+37}_{-14} Ma. Ces âges indiquent une mise en place du granite à l'Ordovicien inférieur. Quant à l'âge de la déformation et du métamorphisme, on peut seulement affirmer qu'il est postérieur au protolithe granitique et antérieur aux sédiments stéphano-westphaliens du sillon houiller, dont on a pu observer qu'ils étaient discordants sur cet orthogneiss (tranchée de la D137 près de Chantonay).

LIGNE TECTONIQUE SAINTE-PAZANNE – MERVENT

Le domaine les Essarts – Mervent, représenté sur le territoire de la feuille par l'unité métamorphique de haute pression des Essarts, est séparé de l'unité de Saint-Martin-des-Noyers (domaine du Bas-Bocage) par la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent. Les amphibolites de l'unité de Saint-Martin-des-Noyers ($\delta\beta$) et l'orthogneiss de l'Angle ($\zeta\gamma$), situées au Sud-Ouest, sont longuement étirées parallèlement à cette faille. Pour cette raison, celle-ci semble avoir joué initialement comme un contact synmétamorphe éo-hercynien, simultanément à la déformation ductile de ces formations. Cependant, son dernier jeu serait postmétamorphe, comme le suggère la présence de mylonites et cataclasites, formées dans des conditions plus superficielles. Il a été suggéré que ce contact pouvait représenter le chevauchement synmétamorphe de l'unité à éclogites des Essarts (Godard, 1988 ; Godard *in* Wyns *et al.*, 1989a). Cependant, cette hypothèse s'est trouvée démentie (Godard, 2001b), pour trois raisons principales : (a) vers le Sud-Est, au-delà de Chantonay, il met en contact l'unité de Saint-Martin-des-Noyers avec d'autres formations que l'unité de haute pression des Essarts (orthogneiss de Chantonay – Mervent ; unité épizonale de Roc-Cervelle) ; (b) le dernier jeu de cette faille, jalonnée par des mylonites et cataclasites, semble être essentiellement postmétamorphe ; (c) son pendage est généralement incliné vers le Sud-Ouest.

Déformation. Le contact est marqué sur le terrain par la présence de cataclasites, mylonites et ultramylonites, dont la puissance varie de 50 à 100 mètres, et qui sont visibles à l’affleurement en quelques points (Godard, 2001b), notamment près de Boulogne (46°47’59’’N-1°19’32’’W), à la Petite Vallée (feuille La Roche-sur-Yon : 46°43’02’’N-1°7’57’’W ; Godard et Bonnet, 2007) et dans la petite carrière de l’Orbrie (feuille Fontenay-le-Comte : 46°34’11’’N-0°55’58’’W ; Godard, 2001b). La déformation affecte les amphibolites de l’unité de Saint-Martin-des-Noyers et, surtout, les gneiss de l’unité des Essarts. Ceux-ci prennent une teinte verdâtre lorsqu’ils sont atteints par la cataclase et leurs minéraux apparaissent fracturés et broyés au microscope polarisant ; le quartz et même les feldspaths présentent des extinctions ondulantes très marquées. Avec la déformation croissante, ces cataclasites passent progressivement à des mylonites vert noirâtre, à grain microscopique et structure fluidale, dans lesquelles quelques clastes de quartz ou de feldspath sont encore visibles à l’œil nu. Les ultramylonites, enfin, ont un aspect de schiste épizonal ; la déformation y fut telle que la taille des cristaux est infra-microscopique.

Éléments de datation. Le dernier jeu postmétamorphe, à l’origine des mylonites et cataclasites, pourrait être carbonifère supérieur, et donc tardi-hercynien, car il semble postérieur au faisceau de filons de microgranite ($\mu\gamma$: cf. *infra*) qui recoupe toutes les formations du domaine du Bas-Bocage vendéen, notamment les granites. Ces filons viennent, en effet, s’interrompre à quelques mètres de la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent qu’ils ne semblent pas recouper (au Sud-Ouest d’Éssiré : 46°50’02’’N-1°22’08’’W), et n’ont jamais été observés au-delà, dans le domaine les Essarts – Mervent.

DOMAINE DU BAS-BOCAGE VENDÉEN

Sur le territoire de la feuille, le domaine du Bas-Bocage comprend, du Nord-Est au Sud-Ouest :

- l’unité de Saint-Martin-des-Noyers, principalement constituée d’amphibolites ($\delta\beta$) ;
- l’unité de Saint-Gilles, qui comporte une ceinture de métagranite ($\zeta\gamma_A$, orthogneiss de l’Angle), ayant des rapports d’intrusion anté-métamorphe avec la formation des micaschistes de Saint-Gilles (ξ^1) ;
- l’unité du Bas-Bocage, enfin, formée de micaschistes (ξ^2) et phanites (Ph), intrudés par le granite postmétamorphe de Belleville-sur-Vie (γ_m^B), qui occupe l’angle sud-ouest de la feuille.

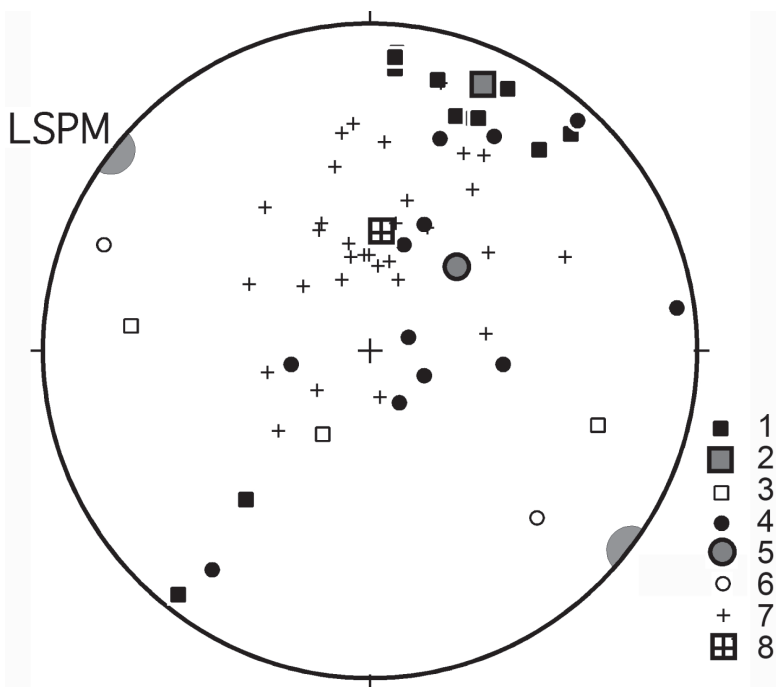


Fig. 21 - Structures dans le Domaine du Bas-Bocage vendéen. LSPM : direction moyenne de la ligne Sainte-Pazanne – Mervent ; 1, 2, 3 : structures dans l'unité de Saint-Martin-des-Noyers $\delta\beta$ (1 : pôles des plans de foliation ; 2 : pôle moyen ; 3 : linéations minérales d'étirement) ; 4, 5, 6 : structures dans l'orthogneiss de l'Angle $\zeta\gamma A$ (4 : pôles des plans de foliation ; 5 : pôle moyen ; 6 : linéations minérales d'étirement) ; 7, 8 : structures dans les micaschistes de Saint-Gilles ξ^1 (7 : pôles des plans de foliation ; 8 : pôle moyen). Projection à aires égales dans l'hémisphère inférieur après correction de la déclinaison magnétique

Unité métavolcanique de Saint-Martin-des-Noyers

L'unité de Saint-Martin-des-Noyers est géographiquement très allongée. Localisée sur la bordure sud-ouest de la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent, elle s'étend sur plus de 100 km de long, de Port-Saint-Père près du lac de Grand-Lieu, à la carrière du Moulin-Albert, au Sud de Mervent. Avec environ 3 km de largeur, elle atteint sa plus grande puissance sur la feuille voisine de La Roche-sur-Yon, tandis que sa largeur moyenne n'est que d'un kilomètre environ sur la feuille Montaigu.

Il s'agit d'une formation en grande partie constituée d'amphibolites. Une évolution vers des termes intermédiaires (amphibolites mésocrates rubanées) et acides (gneiss rubanés à amphibole et grenat) est visible, sans qu'il soit possible de séparer cartographiquement ces différents faciès, trop imbriqués sur le terrain.

δβ. Métavolcanites, principalement basiques à intermédiaires : amphibolites (métabasaltes), amphibolites mésocrates rubanées (méta-andésites), gneiss rubanés à amphibole (métadacites), schistes à amphibole et stilpnomélane. L'unité de Saint-Martin-des-Noyers montre une gradation de composition et de faciès entre un terme basique (amphibolites sombres) et un terme acide (gneiss rubanés à amphibole). Ces roches à amphibole, albite et épidote, de teinte vert foncé à vert brunâtre, sont généralement rubanées, et présentent un fort débit planaire. Sur la feuille Montaigu, elles ne sont exposées que dans deux anciennes carrières, au Sud de Saint-Denis-la-Chevasse. Leur altération météoritique produit un sol argileux, d'une couleur rouge-brun caractéristique qui aide à la reconnaissance de cette formation.

Structures visibles. La roche est rubanée à l'échelle décimétrique ou métrique, avec des variations dans la proportion des minéraux constitutifs et une alternance des faciès décrits ci-après. La foliation (S moyenne : N107 °E, pendage 76SW ; fig. 21) est très marquée, conférant aux roches un débit planaire facile. La linéation minérale d'étirement, qui correspond à l'allongement des prismes d'amphibole, est au contraire peu visible (L moyenne 112 SW 2), et semble parallèle aux axes de plis isoclinaux syn-schisteux. Comme dans la plupart des terrains métamorphiques, le plan de rubanement a été transposé parallèlement au plan de foliation. On note que la direction de ces plans (environ N105 °E) est oblique par rapport à la direction cartographique de la formation (N123 °E ; fig. 21), ce qui traduit une composante cisailante dextre lors de la déformation.

L'étude pétrologique de ces roches (Godard, 1981 ; Thiéblemont, 1988 ; Thiéblemont *et al.*, 1987, 1988 ; Wyns *et al.*, 1989a ; Godard, 2001b) a montré que les paragenèses métamorphiques sont constituées des minéraux suivants : amphibole calcique verte ; albite (environ Ab₉₀) ; quartz ; épidote (pistacite) ;

chlorite (ripidolite) ; grenat (almandin-grossulaire) ; sphène ; stilpnomélane. Ces minéraux s'associant dans des proportions variables, on observe une gradation des paragenèses métamorphiques depuis les amphibolites sombres jusqu'aux gneiss à grenat et amphibole :

– *amphibolites sombres* : roches vert foncé ou noires, homogènes et massives, à grain moyen millimétrique ; paragenèse à actinote (60-50 vol. %) + albite (20-25 %) + pistacite (20-15 %) + chlorite (15-5 %) + sphène (0-1 %) ; composition basaltique. On y reconnaît parfois des reliques de structure doléritique. Dans ce cas, les minéraux clairs, albite et pistacite, ont plus ou moins conservé la forme des anciens cristaux de plagioclase magmatique. Ce faciès est surtout représenté sur les feuilles voisines (carrières des Loges, près de Mervent, et du Pont-Charron, au Sud de Chantonnay) ;

– *amphibolites à grenat* : roches proches des précédentes et associées à celles-ci ; paragenèse à hornblende (50-40 %) + albite (25-35 %) + pistacite (20-5 %) + chlorite (10-5 %) + grenat (almandin-grossulaire 0-5 %) + quartz (0-5 %) + sphène (0-2 %) ; composition de ferro-basaltes. Dans ces roches, proches des précédentes, le grenat apparaît en petits cristaux millimétriques automorphes ;

– *amphibolites mésocrates à grenat et quartz* : roches mésocrates rubanées à albite (30-50 %) + ferro-hornblende (40-20 %) + quartz (5-15 %) + pistacite (10-5 %) + grenat (0-5 %) + chlorite (5-0 %) + sphène (0-2 %) + ilménite (0-1 %) ; composition intermédiaire, andésitique. L'amphibole et la chlorite sont allongées dans une matrice quartzo-albitique microcristalline avec quelques cristaux millimétriques de grenat. Ce faciès semble dominer sur la feuille Montaigu ;

– *gneiss à grenat et amphibole* : ces roches claires et très rubanées forment généralement des alternances métriques, voire décimétriques, avec les précédentes ; paragenèse à albite (50-60 %) + quartz (30-40 %) + grenat (5-15 %) + amphibole (10-0 %) + pistacite (5-0 %) + ilménite (0-2 %) ; composition de dacite ou de rhyolite sodique. Les cristaux de grenat et d'ilménite sont disséminés dans une matrice quartzo-albitique, microcristalline et granoblastique, avec amphibole et/ou pistacite. Dans quelques cas, on observe d'anciens phénocristaux millimétriques d'albite, qui sont allongés selon (010) et maclés albite et Carlsbad ; leur écorce automorphe a généralement été détruite par la déformation. Ces cristaux sont vraisemblablement des plagioclases magmatiques qui ont pu être conservés grâce à leur composition albitique, celle-ci étant stable dans les conditions du métamorphisme. Ce faciès, exploité dans la carrière de Saint-Hilaire-de-Vouhis sur la feuille La Roche-sur-Yon, est assez abondant sur la feuille Montaigu, au Sud de la Grande-Chevasse ;

– *schistes à amphibole et stilpnomélane* : enfin, les diverses amphibolites passent insensiblement à des schistes à amphibole et stilpnomélane, vert brunâtre, dans lesquels les effets du métamorphisme rétrograde ont été relativement intenses, se traduisant par le développement tardif de minéraux

phylliteux, chlorite et, surtout, stilpnomélane. Ce dernier donne à la roche une teinte brunâtre caractéristique.

L'étude des diverses paragenèses d'amphibolite et gneiss à amphibole, typiques du faciès amphibolite à épidote, a permis à D. Thiéblemont *et al.* (1988) de préciser les conditions de pression et température au pic du métamorphisme, estimées à ~ 7 kbar et 470-550 °C. Les schistes à amphibole et stilpnomélane représentent un faciès de métamorphisme rétrograde.

Géochimie et origine. D'après leurs caractères géochimiques et pétrologiques, les roches de l'unité de Saint-Martin-des-Noyers dériveraient de roches volcaniques ou hypovolcaniques ayant appartenu à un paléo-arc insulaire (Thiéblemont *et al.*, 1987), puis affectées par un métamorphisme dans le faciès des amphibolites (Thiéblemont *et al.*, 1988 ; Godard, 2001b).

Éléments de datation. Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement de préciser l'âge des protolithes. Les structures de déformation syn-métamorphes étant parallèles à celles des formations voisines, le métamorphisme est certainement à rapporter à l'orogénèse hercynienne.

Unité de Saint-Gilles

L'unité de Saint-Gilles est principalement constituée de métapélites et métagrauwackes (formation des « micaschistes de Saint-Gilles »), qui furent intrudés par le métagranite de l'Angle. L'ensemble fut déformé conjointement lors du métamorphisme régional hercynien. Aujourd'hui, le métagranite forme une ceinture d'orthogneiss assez continue sur la bordure nord-est de l'unité.

Le contact entre cet orthogneiss et les amphibolites de l'unité de Saint-Martin-des-Noyers est rectiligne et l'on n'y observe ni filon d'orthogneiss intrudant les amphibolites, ni enclave de celles-ci au sein de celui-là. De surcroît, aucun métamorphisme de contact n'a été mis en évidence dans les amphibolites. Ce contact est donc certainement tectonique, mais on n'y observe aucune roche mylonitique, de sorte que l'accolement tectonique des deux formations a dû être précoce, contemporain ou antérieur au métamorphisme régional et à la déformation qui en auraient oblitéré la trace.

ΣYA. **Métagranite de l'Angle : orthogneiss.** Les orthogneiss de la bordure nord-ouest de l'unité de Saint-Gilles sont d'anciens granites qui ont subi la déformation et le métamorphisme régional hercyniens. Ils s'étendent bien au-delà des limites de la feuille, puisqu'ils forment une masse plus ou moins continue, longuement étirée entre le Pays de Retz et la région de Mervent. Si le contact nord-est de l'orthogneiss avec l'unité de Saint-Martin-des-Noyers est rectiligne, le contact sud-ouest est au contraire irrégulier, avec des enclaves de

« micaschistes de Saint-Gilles » (ξ^1) dans l'orthogneiss et des apophyses de l'orthogneiss dans les micaschistes. Une telle apophyse est visible sur le territoire de la feuille, étirée sur 3 km entre le bois de l'Essart et la Rogerie.

À l'œil nu, le faciès moyen est un gneiss à grain grossier et fort débit planaire, dont la couleur varie du gris au rose saumon, mais qui est souvent teinté de jaune sous l'effet de l'argilisation supergène des feldspaths. Les faciès œillés, assez fréquents, dérivent de granites porphyroïdes dont les phénocristaux de feldspath potassique ont été étirés, formant des yeux centimétriques à pluri-centimétriques qui sont moulés par la foliation et pourvus d'ombres de pression. La foliation, très prononcée et soulignée par des paillettes de muscovite et de biotite plus ou moins chloritisée, est assez fortement redressée (fig. 21). Sur les plans de foliation, on observe une linéation minérale d'étirement qui est en général faiblement inclinée de part ou d'autre de l'horizontale (déformation D1 de Meidom, 1991). L'existence d'une forte composante cisailante dextre lors de cette déformation est étayée par l'allure cartographique de la bordure sud-ouest du paléo-granite dont les anciennes apophyses sont étirées vers le Nord-Ouest.

L'étude pétrologique de 8 échantillons, prélevés du barrage de Mervent au Sud à la carrière de l'Ennerie (Chauvé) au Nord, a montré la minéralogie suivante :

– quartz (35-42 vol. %) : les cristaux de quartz du granite originel apparaissent étirés en longues bandelettes, avec nombreux sous-joints et orientation préférentielle de l'axe [c] dans la direction perpendiculaire à l'allongement. Lorsque la déformation fut suffisamment intense, ces bandes de quartz recristallisèrent partiellement (structure en mortier) et parfois totalement (structure en mosaïque), formant des agrégats de petits cristaux à texture granoblastique ;

– feldspath potassique de type microcline (17-26 vol. %) : dans les faciès œillés, les anciens grands cristaux d'orthoclase, souvent de couleur saumon, ont été étirés, voire tronçonnés, lors de la déformation, et forment des yeux de taille centimétrique à pluri-centimétrique. Ils sont maclés Carlsbad et possèdent des lamelles perthitiques assez spectaculaires dont l'épaisseur peut atteindre le demi-millimètre. Les compositions et proportions relatives des deux phases, lamelles perthitiques ($\text{Ab}_{98}\text{Or}_1\text{An}_1$; 15-20 %) et microcline ($\text{Or}_{95}\text{Ab}_5$; 75-80 %), permettent d'estimer la composition du feldspath potassique avant l'exsolution ; celle-ci devait être proche de $\text{Or}_{80-75}\text{Ab}_{20-25}$. Sous l'effet de la déformation, le feldspath potassique de la matrice et l'écorce des grands cristaux subirent une granulation et recristallisèrent sous forme de cristaux millimétriques de microcline ($\text{Or}_{94}\text{Ab}_6$) ;

– plagioclase (27-34 vol. %) : il s'agit d'albite presque pure (Ab_{98}). Lorsque la roche est relativement peu déformée, les anciennes plages de plagioclase magmatique sont en partie conservées et apparaissent criblées de petits cristaux de mica blanc et, plus rarement, de clinzoïsite. Ceci traduit l'évolution

métamorphique habituelle des plagioclases magmatiques vers le pôle albite avec exsolution des pôles potassique et calcique sous forme de mica blanc et épidote. L'appréciation de la quantité de ces inclusions permet d'estimer la composition du plagioclase originel : dans le faciès dominant (métagranite leucocrate et alcalin), celle-ci devait être voisine de $Ab_{90-85}Or_{10-15}An_{1-2}$ (anorthoclase). Le plus souvent, la déformation a été suffisamment intense pour qu'il y ait eu recristallisation de ce plagioclase en longues traînées constituées d'une mosaïque d'albite microcristalline avec micro-muscovite interstitielle ;

- biotite (3-11 vol. %) : elle est presque toujours chloritisée ;
- mica blanc (< 5 vol. %) : en cristaux synfoliaux d'origine métamorphique ; il s'agit de phengite (*e.g.*, $Ms_{57}Célad_{19}Fe-Célad_{23}Pgl$; $Fe/Fe + Mg = 0,54$) ;
- grenat (< 1 %) : en petits cristaux assez fréquents de grossulaire-almandin (*e.g.*, $Gross_{56}Alm_{42}Spess_1Pyr_1$) ayant une origine métamorphique ;
- minéraux accessoires : clinozoïsite, leucoxène, apatite, zircon.

La coexistence d'albite et de microcline a permis d'utiliser le solvus des feldspaths alcalins pour faire quelques appréciations géothermométriques (Godard, 2001b). Ainsi, la composition estimée des feldspaths originels (*cf. supra*) impliquerait que l'équilibre de la paragenèse magmatique se soit figé à une température de 550 ou 600 °C, tandis que la composition des feldspaths recristallisés lors de la déformation suggère que celle-ci s'est opérée à une température de l'ordre de 400 °C. Par ailleurs, la présence de muscovite phengitique suggère que la pression devait être assez élevée lors du métamorphisme, proche de 10 kbar (pour $T = 400$ à 500 °C).

Origine : la majorité de ces orthogneiss ont une composition de leucogranites sodi-potassiques, se manifestant par de fortes teneurs relatives en Si, K, Na et de faibles teneurs en Ca, Fe, Mg. Ces caractères géochimiques peuvent être corrélés à certains caractères minéralogiques tels qu'abondance du quartz et du microcline, rareté de la biotite et composition alcaline du plagioclase originel.

Éléments de datation : il n'existe pas de datation du métagranite de l'Angle. Néanmoins, on peut affirmer que celui-ci est postérieur aux métavolcanites et métasédiments de l'unité de Saint-Gilles (Paléozoïque inférieur) qu'il intrude, et antérieur à la déformation et au métamorphisme hercyniens qui l'affectent. Les métagranites similaires de la région sont généralement ordoviciens.

Auréole de métamorphisme de contact du métagranite : métacornéennes, schistes tachetés. De nombreux arguments permettent d'affirmer que le métagranite de l'Angle était intrusif dans les micaschistes de Saint-Gilles (Paléozoïque inférieur). On note, en effet, l'existence d'apophyses orthogneissiques étirées dans les micaschistes, ainsi que la présence d'enclaves schisteuses allongées au sein de l'orthogneiss. Cette intrusion est attestée, avant tout, par l'existence de traces nettes de métamorphisme de contact dans

l'encaissant immédiat de l'orthogneiss où l'on observe des métacornéennes et des schistes à blastes qui furent repris par le métamorphisme régional responsable de la gneissification du méta granite.

Les **métacornéennes** existent surtout en enclaves dans le paléo-granite où la température fut suffisamment importante pour engendrer ce type de métamorphisme. Elles dérivent des métapélites de Saint-Gilles (ξ^1), puisqu'il y a parfois continuité cartographique entre les cornéennes et ces micaschistes. Ce sont des roches à grain fin, de couleur grise ou beige clair suivant leur état d'oxydation, qui sont souvent mouchetées de taches sombres ayant quelques millimètres de longueur. Elles furent originellement équantes, mais la déformation y a souvent imprimé une foliation, toutefois peu pénétrative, qui est soulignée par du mica blanc secondaire. Au microscope, on observe un fond microcristallin subéquant, à texture de recuit caractéristique, qui est composé de quartz, de biotite et de plagioclase (albite-oligoclase). Les taches sont la manifestation macroscopique de la présence d'un feutrage cryptocristallin brunâtre qui occupe les interstices de microcristaux de quartz. Il s'agit des produits de déstabilisation ou d'altération d'un silicate ferromagnésien de haute température telle que la cordiérite. Enfin, du mica blanc ($Ms_{74}Pg_{13}Célad_8East_5$) se développe tardivement, formant des plages millimétriques poeciloblastiques qui englobent les autres minéraux, principalement le quartz.

Lorsque la température était moins intense, le contact du paléo-granite a produit une auréole de **schistes tachetés**. À proximité de l'orthogneiss, les micaschistes se chargent de pustules brunâtres qui sont d'anciens blastes de biotite, chloritisés et aplatis dans la schistosité. Parfois, il existe aussi des pseudomorphoses à chlorite et quartz qui, d'après leur habitus, semblent dériver de grenat (forme globuleuse) ou de staurotide (forme prismatique). Ces minéraux sont apparus lors du métamorphisme de contact, puis ils furent chloritisés après relâchement de la température, devenant instables lors du métamorphisme responsable de la gneissification du paléo-granite.

ξ^1 . Micaschistes de Saint-Gilles : Métapélites satinées et métagrauwackes tufacées (Paléozoïque inférieur). Cette formation, d'extension assez restreinte sur la feuille Montaigu, prend un grand développement vers l'Ouest, sur la feuille Palluau et, au-delà, en Vendée littorale (région de Saint-Gilles-Croix-de-Vie). Elle est peu résistante à l'érosion et sujette à une importante altération. Sur la feuille Montaigu, elle est en grande partie masquée par la formation superficielle des plateaux et n'offre que de médiocres affleurements, restreints à la vallée de la Boulogne en aval d'Essiré (Saint-Denis-la-Chevasse).

Le faciès principal est constitué de micaschistes gris satiné, très fissiles, assez riches en lentilles de quartz synschisteuses d'épaisseur centimétrique. On y observe une alternance très fine, à l'échelle millimétrique, de microlits quartzeux

et finement micacés. Parfois, la roche est assez riche en feldspaths et quartz, et passe à des métagrauwackes. La schistosité (S1) est orientée NW-SE, parallèlement aux contacts de la formation, avec un pendage vers le Sud-Ouest (fig. 21).

Au microscope, la texture lépidoblastique de la roche se manifeste par une forte orientation des micro-feuillets de mica blanc parallèlement à S1. La roche comporte en outre de la chlorite, du quartz, du plagioclase et quelques minéraux opaques.

Faciès métavolcanique acide à petits yeux de feldspath : on a représenté par une surcharge particulière un faciès comportant de petits yeux de feldspaths et de quartz, qui passe parfois à un véritable gneiss. Ce faciès forme un alignement qui se connecte régionalement aux « gneiss à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath » de la feuille Palluau et, au-delà, aux « porphyroïdes » (métavolcanites acides) de la Sauzaie, dont il représente une évolution latérale.

Dans un fond finement grenu à texture granolépido-blastique, constitué principalement de microcristaux de quartz, feldspaths, mica blanc et chlorite, de petits yeux de 1 à 5 mm de taille sont étirés parallèlement à la schistosité. Au microscope, ces porphyroclastes apparaissent formés de microcline (*e.g.*, Or₉₄₋₉₆Ab₆₋₄An₀), et, en moindre quantité, de plagioclase (*e.g.*, Or₁Ab₉₇₋₉₉An₂₋₀) et de quartz ; ils sont fortement déformés, voire tronçonnés et fragmentés. La densité des clastes est très variable. En quelques endroits, notamment au Sud-Ouest de Saint-Denis-la-Chevasse, ils deviennent plus abondants que la matrice, et la roche prend alors un aspect d'orthogneiss.

Unité du Bas-Bocage

L'unité du Bas-Bocage prend une plus grande extension sur les feuilles voisines Palluau et La Roche-sur-Yon, et dans le Sud-Ouest de la Vendée, où elle fut décrite par M. Ters (feuilles Saint-Gilles-Croix-de-Vie et Les Sables d'Olonne), puis par J.-C. Goujou (1992). Elle est principalement constituée de micaschistes (métapélites et, moins fréquemment métagrauwackes), à muscovite et biotite ou chlorite (ξ^2). De ce fait, sur le terrain, cette unité présente une convergence de faciès avec l'unité voisine de Saint-Gilles dont les micaschistes (ξ^1) sont assez similaires. Elle s'en distingue néanmoins par l'absence de faciès riche en feldspaths et de quartz d'origine volcanique (*cf. supra*), et par la présence de niveaux de phanite (Ph). Au Sud-Ouest, l'unité du Bas-Bocage fut intrudée par le granite de Belleville-sur-Vie (γ^B), qui y a développé une auréole de métamorphisme de contact.

ξ^2 . **Micaschistes.** Ces roches présentent une texture granolépidoblastique (S1), avec une ségrégation entre des lits essentiellement quartzeux et des niveaux à dominante micacée. Certains lits, relativement épais, sont presque exclusivement constitués de muscovite (*e.g.*, $Ms_{83-74}Pg_{3-16}C\acute{e}lad_{6-4}Fe-C\acute{e}lad_{9-6}$) et d'autres, plus fins, essentiellement de biotite ($East_{20-32}Ph_{19-6}Ann_{71-62}$; $X_{Fe} = 0,68-0,60$), de biotite chloritisée ou de chlorite ($X_{Fe} = 0,70-0,63$). La schistosité (S1) est également soulignée par des opaques allongés. À cette association minéralogique s'ajoutent localement le staurotide ($X_{Fe} = 0,85-0,81$) ou le grenat (almandin-spessartine; *e.g.*, $Alm_{74}Spess_{18}Gross_3Pyr_5$), en poeciloblastes automorphes, et le plagioclase (oligoclase à albite : $Or_{0-2}Ab_{79-97}An_{21-1}$). L'ilménite, l'apatite et le zircon, concentrés dans les lits micacés, sont les minéraux accessoires. La tourmaline peut être abondante à proximité du granite de Belleville-sur-Vie.

La schistosité principale (S1) est très redressée à verticale et moule le massif granitique de Belleville-sur-Vie. Cette schistosité est localement affectée par des plis P2 associée à une schistosité (S2) de type crénulation.

Auréole de métamorphisme de contact du granite de Belleville-sur-Vie : sur une zone d'environ 2 km autour du massif granitique de Belleville-sur-Vie (m^2), les micaschistes ξ^2 ont subi un métamorphisme de contact lié au granite (*e.g.*, Stussi, 1976 ; Wyns *et al.*, 1988b, 1989a ; Goujou, 1992). Trois isogrades concentriques délimitant 4 zones (Z_{Chl} , Z_{Bi} , $Z_{st \pm and}$, Z_{cd}) ont été représentés sur la carte, traduisant un degré de métamorphisme croissant : Z_{Chl}/Z_{Bi} (transition chlorite-biotite) ; $Z_{st \pm and}$ (isograde d'apparition du staurotide, coïncidant plus ou moins avec l'apparition occasionnelle de l'andalousite) ; Z_{cd} (isograde d'apparition de la cordiérite). Il existe aussi une zone à feldspath potassique ($Or_{92-98}Ab_{8-2}An_0$), voisine de la zone à cordiérite, mais trop irrégulière pour être représentée sur la carte. Enfin, la tourmaline, en prismes plurimillimétriques, est parfois abondante près du contact avec le granite.

Les porphyroblastes de staurotide et d'andalousite, en prismes subautomorphes de quelques millimètres de long, et ceux de cordiérite ont cristallisé de façon statique. Ils ont fossilisé une schistosité antérieure définie par des inclusions de quartz alignées, qui sont en général en continuité avec la schistosité externe (S1), traduisant une croissance tardi- à post-cinématique. L'andalousite est très généralement remplacée par un agrégat cryptocristallin à muscovite légèrement phengitique (*e.g.*, $Ms_{75}Pg_1C\acute{e}lad_{12}Fe-C\acute{e}lad_{12}$). La cordiérite est pseudomorphosée par de la « pinite », et la biotite est en grande partie chloritisée. Ces transformations statiques tardives traduisent une baisse de température, sans doute explicable par un retour du gradient géothermique à la normalité après le refroidissement du granite.

Ph. Phtanites. Des métaquartzites phtanitiques forment des niveaux de plusieurs décimètres à plusieurs mètres de puissance, plus ou moins continus au

sein des micaschistes du Bas-Bocage (ξ^2). Ces roches massives, grises à noires, sont très dures et résistent bien à l'altération, donnant de nombreux blocs volants dans les champs.

Ces roches ont une granulométrie très fine et une texture granoblastique. Au microscope, les microcristaux de quartz y apparaissent plus ou moins chargés de micro-inclusions opaques de carbone, en réalité très peu abondant (< 1 %), ou d'oxy-hydroxydes de fer, résultant peut-être de l'oxydation de pyrite. La roche comporte aussi quelques microcristaux de phyllites et argiles supergènes, de grenat manganésifère en poeciloblastes tardi- à post-cinématiques (e.g., $\text{Alm}_{21}\text{Spess}_{46}\text{Gross}_{30}\text{Pyr}_3$) et de monazite (< 10 μm). On y observe généralement une micro-stratification soulignée par l'alternance de lits purement quartzeux, plus ou moins pigmentés de noir par les inclusions opaques, et de lits plus riches en phyllites.

Roches magmatiques post-métamorphes

• Massif granitique de Belleville-sur-Vie

γ^{B} . **Granite à deux micas, à grain moyen.** Ce granite est visible dans l'angle sud-ouest de la feuille, aux environs de Saligny. Il se rattache au massif de Belleville-sur-Vie – Le Poiré-sur-Vie, appartenant lui-même au complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, formé de plusieurs massifs plus ou moins agrégés (Legé ; Belleville-sur-Vie – Le Poiré-sur-Vie ; La Roche-sur-Yon – Venansault ; Bournezeau). Ce complexe plutonique comporte plusieurs faciès de granites, et, comme le montre le schéma structural, s'étend largement sur les feuilles voisines (La Roche-sur-Yon, Le Poiré-sur-Vie, Palluau), ne faisant qu'effleurer celle de Montaigu. Il a été étudié et décrit en détail par J.-M. Stussi (1976) et P. Chèvremont (*in* Béchenec *et al.*, 2008b ; Lahondère *et al.*, 2009b). Le massif de Belleville-sur-Vie est intrusif dans les métapélites (ξ^2) de l'unité du Bas-Bocage, dans lesquelles il a développé une auréole de métamorphisme de contact (*cf. supra*).

Mode d'affleurement. Le granite est subaffleurant sur les coteaux sud-ouest de la vallée de la Boulogne, et il est bien exposé dans la carrière du Moulin des vignes, à 1 km au Sud-Est de la Daunière (46°49'00"N-1°26'03"W). Sur le plateau des environs de Saligny, il est passablement décomposé en arène granitique.

À l'œil nu, la roche apparaît grise, homogène et équante, à grain moyen. On y distingue la biotite, peu abondante, et la muscovite.

L'étude pétrologique de la roche du Moulin des vignes révèle la présence des minéraux suivants :

- quartz xénomorphe, pouvant corroder les autres minéraux primaires ;
- plagioclase albitique ($Or_1Ab_{97}An_2$), xénomorphe à subautomorphe ; J.-M. Stussi (1976) a observé dans le granite de Belleville-sur-Vie une zonation du plagioclase avec une composition An_{22-8} au cœur et An_{10-6} en bordure ;
- feldspath potassique (orthoclase ; $Or_{93}Ab_7An_0$), perthitique, en plages xénomorphes de taille variable, à inclusions de plagioclase et de quartz ;
- biotite ($Ann_{83}Phl_0East_{17}$; $X_{Fe} = 0,79$), peu abondante, de couleur brun-rouge, parfois chloritisée ;
- muscovite ($Ms_{79-85}Pg_{6-5}Célad_{6-4}Fe-Célad_{9-6}$; $X_{Fe} = 0,59-0,60$) xénomorphe, interstitielle aux cristaux de quartz et de feldspaths ;
- minéraux accessoires : fluorapatite (en microcristaux $< 0,5$ mm), assez abondante ; monazite ($< 20 \mu m$), souvent associée à l'apatite ; zircon ($< 0,1$ mm). J.-M. Stussi (1976) a observé dans le granite de Belleville-sur-Vie de la sillimanite sporadique, fibreuse, associée à de la biotite et/ou de la muscovite, dans des zones de microcisaillement.

Le calcul du mode (en volume %) de la roche du Moulin des vignes a donné les résultats suivants (*cf.* annexe, pour la méthode) : 33,6 % quartz ; 29,3 % plagioclase ($Or_{0,7}Ab_{96,9}An_{2,5}$) ; 17,9 % feldspath potassique ($Or_{92,6}Ab_{7,3}An_{0,1}$) ; 14,1 % muscovite ($Ms_{82,3}Pg_{5,2}Célad_{5,0}Fe-Célad_{7,5}$) ; 4,0 % biotite ($Ann_{83}Phl_0East_{17}$) ; 1,1 % apatite (éch. SAL1).

Géochimie. L'analyse d'un échantillon (SAL1 : tabl. 2 ; fig. 12) montre une composition chimique conforme à la composition modale. En effet, la roche est très acide ($SiO_2 = 74$ poids % ; $Q = 193$), leucocrate ($B = Fe + Mg + Ti = 19,4$ soit $B \% = 3,5$ %) et peralumineuse ($A/CNK = 1,28$; $A = 66$) ; elle est en outre très peu calcique ($CaO = 0,60$ %), conformément à la nature albitique du plagioclase, et plus potassique que sodique ($K_2O = 4,59$ % ; $Na_2O = 3,50$ %). Une composition analogue a été obtenue pour un échantillon (PL8C01), prélevé dans le même massif mais sur la feuille Palluau (Chèvremont *in* Lahondère *et al.*, 2009b), et dont le caractère alumino-potassique leucocrate est corroboré par les basses teneurs en certains éléments traces : $Ba = 275$ ppm, $Sr = 75$ ppm, $Th = 8$ ppm, $Zr = 75$ ppm ; Σ terres rares = 77 ppm.

Géochronologie. Des datations radiométriques par la méthode U-Th-Pb sur monazite (Chèvremont *in* Lahondère *et al.*, 2009b) ont montré que les différents faciès du complexe granitique du Bas-Bocage vendéen ont des âges homogènes, variant entre 328 ± 5 et 335 ± 5 Ma, et indiquant une mise en place subsynchrone au Viséen-Namurien (Carbonifère moyen).

• Microgranite en filons

μY . **Microgranite en filons, de Saligny, à faciès de rhyolite.** Cette roche subvolcanique, très acide, apparaît dans l'angle sud-ouest de la feuille Montaigu,

sous forme de filons qui sont disposés en un faisceau globalement orienté N65 °E, recoupant à la fois le massif de granite à deux micas précédent (\mathcal{V}_m^3) et les micaschistes des unités du Bas Bocage (ξ^2) et de Saint-Gilles (ξ^3). Ce faisceau se prolonge dans l'angle sud-est de la feuille Palluau et, plus au Sud, sur la feuille Le Poiré-sur-Vie qu'il traverse selon une direction NE-SW.

Mode d'affleurement. Les filons, de puissance moyenne décamétrique, ont épousé des directions variables, subperpendiculaires (N50-80 °E) ou subparallèles (N120-140 °E) aux structures des roches encaissantes (*cf.* direction et pendage des épontes sur la carte). L'un d'eux est bien exposé dans la carrière du Moulin des vignes (46°49'00"N-1°26'03"W), où il recoupe le granite \mathcal{V}_m^3 ; un autre filon est aussi visible dans la carrière de la Gombretière (commune d'Aizenay, feuille Le Poiré-sur-Vie). La roche a été exploitée aux XIX^e et XX^e siècles dans plusieurs petites carrières, aujourd'hui abandonnées, sur la feuille Montaigu (46°49'09"N-1°25'58"W ; 46°49'37"N-1°23'24"W ; 46°50'03"N-1°23'13"W ; 46°50'04"N-1°22'29"W) comme sur les feuilles voisines Palluau et Le Poiré-sur-Vie. Cette exploitation fut suffisamment importante pour que la roche retienne l'attention des premiers géologues et soit représentée sur la première carte géologique de la France par A. Dufrénoy et L. Élie de Beaumont (1841), au Nord de Saligny, sous l'appellation « porphyres rouges quartzifères », avec une extension considérablement exagérée.

À l'œil nu, la roche apparaît assez homogène, rosâtre à beige clair selon le degré d'altération, et à structure porphyrique. Elle est formée d'une mésostase aphanitique (*i.e.*, sans grain visible), dans laquelle sont disséminés des phénocristaux, dont la taille ne dépasse généralement pas 5 mm. Parmi les phénocristaux, on discerne :

- des cristaux de quartz, gris vitreux, légèrement fumé, montrant souvent les formes subautomorphes du prisme hexagonal, aux arêtes arrondies ;
- de petites tablettes de feldspaths : du plagioclase blanchâtre à vert pâle par suite de son altération et du feldspath potassique rosâtre, moins abondant que le plagioclase ;
- parfois, de petites lamelles de mica blanc.

L'étude pétrologique de deux échantillons (46°49'00"N-1°26'03"W ; 46°49'15"N-1°25'49"W) montre d'assez nombreux phénocristaux dans une mésostase microcristalline. Les phénocristaux sont formés des minéraux suivants (fig. 22) :

- quartz en cristaux subautomorphes, présentant souvent des golfes de corrosion ;
- plagioclase (Ab₁₀₀) en lattes automorphes très altérées et criblées de micropaillettes de phyllites incolores alumineuses (muscovite, illite, kaolinite ?) ;

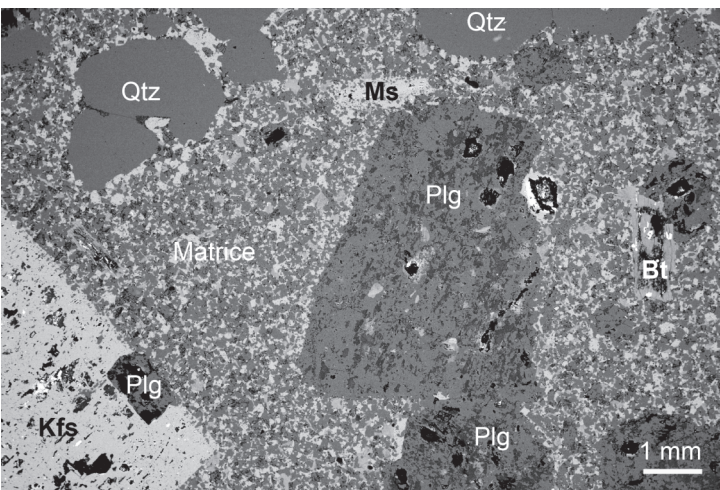


Fig. 22 - Microstructure du microgranite de Saligny ($\mu\gamma$). Microgranite de la carrière du Moulin des vignes (Saligny) ; microscope électronique à balayage, image en électrons rétrodiffusés. **Qtz** : quartz subautomorphe à golfes de corrosion ; **Plg** : plagioclase très altéré (illite : gris foncé) à microinclusions de muscovite et feldspath potassique (gris clair) ; **Kfs** : feldspath potassique à microinclusions de plagioclase (gris), argile (noir) et barytine (blanc) ; **Ms** : lamelle corrodée de muscovite ; **Bt** : lamelle chloritisée et altérée de biotite ; **Matrice** : mésostase microgrenue à quartz, plagioclase, feldspath potassique et muscovite

- feldspath potassique ($\text{Or}_{97}\text{Ab}_3$) plus ou moins argilisé ; la barytine y est présente en infimes microcristaux ($< 10 \mu\text{m}$) et résulte de l'exsolution de Ba ;
- muscovite ($\text{Ms}_{77}\text{Pg}_{10}\text{Célad}_3\text{Fe-Célad}_{10}$) en petites lamelles ($< 0,5 \text{ mm}$) ;
- biotite en petites paillettes ($< 0,5 \text{ mm}$), presque complètement altérée en muscovite, chlorite, illite et oxyde de Ti.

La mésostase, microgrenue à très finement grenue, est constituée de quartz, plagioclase, feldspath potassique et muscovite ($\sim 34, 33, 23$ et $10 \text{ vol. } \%$, respectivement). On y a aussi observé, comme minéraux accessoires, l'apatite, la monazite, le xénotime et de rares microcristaux de zircon ($< 20 \mu\text{m}$).

Géochimie. L'analyse chimique d'un échantillon provenant de la carrière du Moulin des vignes (SAL2 : tabl. 2) montre une composition très acide ($\text{SiO}_2 = 76,7 \text{ poids } \%$), très pauvre en CaO ($< 0,1 \%$) et MgO ($0,2 \%$), pauvre en Fe_2O_3 ($0,79 \%$) et nettement plus potassique ($\text{K}_2\text{O} = 5,16 \%$) que sodique ($\text{Na}_2\text{O} = 2,7 \%$) ; le caractère très alumineux ($A/\text{CNK} = 1,30$; $A = 60$) est dû, en partie du moins, à l'abondance des phyllosilicates secondaires. Cette composition est similaire à celle d'un filon de microgranite analogue, provenant de la carrière de la Gombretière (commune d'Aizenay, feuille Le Poiré-sur-Vie, Béchenec *et al.*, 2008b), qui est en outre pauvre en Ba (98 ppm), Sr (29 ppm), Zr (54 ppm) et terres rares ($\Sigma\text{TR} = 83 \text{ ppm}$), mais relativement riche en Th (16,4 ppm) par rapport aux leucogranites, avec des teneurs en U (4,1 ppm), Sn (18,4 ppm) et W (4,4 ppm) très modérées.

Éléments de datation. Cette roche filonienne est tardive, clairement postmétamorphe, et postérieure aux granites du complexe granitique du Bas-Bocage vendéen qu'elle recoupe (voir notamment la carrière du Moulin des vignes). Sa mise en place est donc postérieure à l'âge de ceux-ci ($\sim 330 \text{ Ma}$; Viséen-Namurien : *cf. supra*).

FILONS HYDROTHERMAUX

Q. Quartz. Les filons de quartz, généralement blanc laiteux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont très communs sur tout le territoire de la feuille, et donnent d'innombrables blocs dans le sol, en raison de leur inaltérabilité. N'ont été reportés sur la carte que les filons d'épaisseur décimétrique ayant une extension cartographique notable. Ils sont surtout fréquents dans l'unité de Chantonay, au sein d'un couloir de 7 à 8 km de large que limite au Nord-Est l'accident de Secondigny. Outre le puissant filon qui jalonne cette faille majeure, des filons de même orientation NW-SE se rencontrent en grand nombre depuis le Hallay au Nord-Ouest jusqu'à Vendrennes et Mesnard-la-Barotière au Sud-Est. Certains matérialisent les accidents qui délimitent la série de la Ménardièrre (KM), tandis que d'autres sont injectés dans les schistes et micaschistes sans s'accompagner de décalages

tectoniques appréciables. Il semble que ces filons soient subverticaux, de même que la faille de Secondigny dont ils représentent des structures périphériques. Sur le terrain, ces filons de quartz blanc forment des pointements isolés, émergeant parfois des formations superficielles. On les suit de proche en proche grâce aux gros blocs extraits par les travaux agricoles ou par les fragments plus petits contenus en abondance dans les formations superficielles (altérites et formation des plateaux). On rencontre fréquemment dans leur prolongement des altérites sériciteuses rougeâtres d'origine probablement hydrothermale.

Le filon qui jalonne l'accident de Secondigny est un quartz blanc souvent un peu teinté de beige, avec des micro-géodes. Il peut faire jusqu'à une dizaine de mètres de largeur. Entre Blonneau et la Roussière (la Boissière-de-Montaigu) et près de Meslay, il a été exploité pour la production de matériaux d'empierrement. Aussi, son tracé est-il jalonné de petites excavations, aujourd'hui transformées en plans d'eau d'agrément.

Les écailles tectoniques bordières du synclinal de Chauché s'accompagnent également de filons de quartz blanc injectés au sein des quartzites de la Châtaigneraie. Les filons isolés incorporent d'ailleurs souvent des blocs quartzitiques anguleux.

Outre le système NW-SE dominant, on rencontre également quelques filons d'orientation NNW-SSE (Est de Saint-Fulgent) et N10 °E.

Qsb. Quartz minéralisé en stibine (les Brouzils). Il est apparu intéressant de distinguer par un figuré particulier l'important filon de quartz de la Duranderie (les Brouzils), qui fut exploité au XX^e siècle pour l'antimoine (*cf.* antimoine *in* Gîtes et indices minéraux). Orienté selon une direction NE-SW, avec un plongement moyen de 80° vers le Sud-Est, il fut reconnu sur 800 m de longueur. La minéralisation est essentiellement constituée de stibine (Sb₂S₃) en lattes de grande taille ; la pyrite et le mispickel sont rares (Lefur *et al.*, 1988 ; Bailly *et al.*, 2000).

Les filons quartzeux à stibine, assez communs en Vendée, semblent être postérieurs au jeu de la faille du sillon houiller de Vendée - on les trouve de part et d'autre -, mais antérieurs au dernier jeu de l'accident de Secondigny - ils sont abondants au Sud-Ouest de l'accident (Mesnard-la-Barotière, Saint-Paul-en-Pareds, le Boupère, Rochetjoux, Pouzauges), mais n'existent pas au Nord-Est de celui-ci.

COUVERTURE CÉNOZOÏQUE

FORMATIONS TERTIAIRES

Les dépôts cénozoïques de la feuille Montaigu consistent principalement en sédiments fluviatiles d'âge yprésien (Éocène inférieur ; e4) et sédiments marins mio-pliocènes (m-p). Ils reposent sur une paléosurface continentale polyphasée. Cette surface a dû se modeler d'abord avant le Crétacé supérieur, dont des témoins subsistent de part et d'autre de la feuille, de manière certaine à l'Ouest (argiles et calcaires de Touvois) et à l'état résiduel au Nord-Est (Sénonien résiduel de la butte de la Minière à Monnières, sur la feuille Clisson : Bouton, inédit). Après le retrait de la mer à la fin du Crétacé, cette paléosurface paraît avoir été exhumée mais modérément remodelée au Paléogène. En effet, il y a peu ou prou coïncidence, à l'échelle de la carte et à quelques mètres près, entre le niveau d'équilibre au cours de ces deux épisodes continentaux. En témoigne l'altitude des grès ladères éocènes qui jalonnent la surface portant les rares éléments résiduels crétacés. Il s'ensuit une grande difficulté à dater les altérites et les formations détritiques azoïques qui matérialisent cette surface. Cette surface composite a ensuite été modérément entaillée (10 à 15 m) antérieurement au Mio-Pliocène dont les dépôts marins subsistent dans des paléorias. Parallèlement, les dépôts sablo-graveleux antérieurs ont subi plusieurs reprises, d'abord au sein des gisements fossilifères mio-pliocènes, puis postérieurement à ceux-ci, dans les formations quaternaires (fig. 23, hors texte).

Remarques. Les formations sablo-graveleuses de Vendée et Loire-Atlantique ont fait l'objet de conceptions si contradictoires que leur révision s'est avérée indispensable. Ce travail a été principalement effectué par M. Chevalier (1987), M. Chevalier et V. Borne (1989) et G. Godard *et al.* (1994). On trouvera dans G. Godard *et al.* (1994) un exposé de l'historique des interprétations ainsi que les arguments qui fondent les conceptions actuelles. Par ailleurs, entre l'impression de la carte Montaigu et l'achèvement de la présente notice, une importante campagne de sondages et d'analyses biostratigraphiques a été menée sur le Tertiaire de la feuille Palluau et, dans une moindre mesure, sur celle de Montaigu. Les résultats de cette reconnaissance sont pris en compte dans la notice.

Altérites : altérites argileuses, arènes. L'altération des roches s'est produite chaque fois que celles-ci sont restées émergées pendant une période suffisamment longue au cours d'un épisode climatique chaud et humide. Au cours de ces périodes, l'altération a progressé du haut vers le bas à partir de la surface du sol, qui correspond généralement à une surface d'érosion continentale relativement plane. La compétition entre la propagation vers le bas du front d'altération et celle de la surface d'érosion a déterminé l'épaisseur de la couche altérée. Celle-ci est plus importante sous la surface des plateaux, où elle peut atteindre 5 à 10 mètres d'épaisseur (par exemple le Hallay, au Sud de Boufféré).

Il faut ajouter que la puissance de l'altération du socle est également en relation avec la tectonique antérieure. Elle s'épaissit ainsi localement au droit des failles d'écaillage affectant le quartzite de la Châtaigneraie (argilières de Chauché) ou des failles du Nord-Est de l'unité de Chantonnay.

Les altérites du socle sont généralement masquées par des formations superficielles (formation des plateaux) ou sédimentaires (Yprésien fluviatile). Par ailleurs, nous avons choisi de ne les représenter que si l'argilisation fut suffisamment intense pour produire une roche meuble sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ces raisons expliquent la faible extension apparente de ces altérites sur la carte, qui ne doit pas laisser sous-estimer leur importance.

Lorsque les roches du socle sont intensément argilisées, la roche-mère est difficilement identifiable avant plusieurs mètres de profondeur. Seuls subsistent des blocs de quartz filonien ou de quartzite ayant résisté à l'altération, dans une matrice argileuse contenant des proportions variables de quartz et de mica blanc. Lorsque la roche-mère était schisteuse ou foliée, cette structure est généralement bien reconnaissable (isaltérite), bien que la roche soit meuble, sauf dans la partie sommitale des profils où elle est détruite (allotérite).

Les métagrauwackes et les métapélites ont donné des argiles brunes ou ocre, décolorées en blanchâtre vers le haut des profils lorsque ceux-ci ne sont pas trop tronqués. Elles contiennent des éléments difficilement altérables restés en place, tels que quartz filonien et bancs de quartzite. Les altérites de micaschistes sont souvent finement sériciteuses et silteuses. Les altérites de gneiss feuilletés, de couleur ocre, sont argilo-micacées. L'altération des amphibolites a produit des altérites argileuses d'une couleur brun rougeâtre assez caractéristique qui facilite d'ailleurs le repérage de ces roches sur le terrain. Les orthogneiss et les granites ont donné des altérites riches en gros grains de quartz, assimilables à des arènes. Enfin, les élogites, les quartzites et les phanites, dépourvues de feldspath, s'altèrent difficilement.

Âge des altérites et silicifications. Pour les raisons invoquées en préambule, il est difficile de donner un âge précis aux altérites, qui peuvent être polyphasées dans bien des cas. Il n'est possible de se prononcer que lorsque les altérites sont en relation claire avec une surface d'érosion bien datée. Les altérites argileuses de la Bouguinière, au Sud-Est de Chauché, sont situées dans le prolongement du bassin jurassique de Chantonnay, qui se termine à peu de distance sur la feuille voisine de La Roche-sur-Yon ; elles pourraient s'être formées sous la surface infra-liasique. Les altérites situées sous la formation fluviatile yprésienne (E4) sont au contraire paléogènes, une époque connue en France pour son climat tropical humide, mais peuvent être également rapportées *pro parte* au Crétacé inférieur.

c-p. Formations graveleuses résiduelles d'âge incertain : cailloutis à galets de quartz.

Nord-Ouest de la feuille : entre les Brouzils au Sud-Est et la Gaudière au Nord-Ouest, dans le Nord-Ouest de la feuille, on rencontre les lambeaux éparés d'une formation très résiduelle de cailloutis à graviers de quartz blanc. À la Giraidière, au Nord-Est des Brouzils, la formation repose directement sur le socle à l'altitude 70 m. Elle montre de gros galets de quartz émoussés (taille jusqu'à 10 cm), dont l'état de surface témoigne d'une intense corrosion postérieure à leur dépôt (dissolution de la silice). Autour du Hallay et à la Bannerie, il s'agit de graviers qui sont conservés au-dessus du socle entre 49 et 55 m NGF. On les retrouve enfin de part et d'autre du ruisseau du Blaison, à une altitude comprise entre 40 et 51 m, apparemment toujours sur le Paléozoïque. Si l'on considère l'altitude des dépôts résiduels reposant sur le socle en sommet de butte, c'est-à-dire les moins susceptibles de remaniement, on constate qu'ils sont portés par une surface inclinée du Sud-Est vers le Nord-Ouest avec une pente moyenne de 2 à 3 m/km. Au Sud-Est, cette surface se raccorde à celle qui, sur la feuille La Roche-sur-Yon, porte la formation des cailloutis des Essarts (altitude de 100 m aux Essarts).

Les cailloutis attribués à cet ensemble sont essentiellement quartzeux. Il s'agit de graviers et galets roulés parfois aplatis. Ils sont parfois inclus dans une matrice argilo-sableuse gris clair. Ils se distinguent des dépôts rapportés à l'Yprésien par l'absence de silex noirs. Leur couleur est généralement blanche, mais ils peuvent être localement rubéfiés.

Éléments de datation. L'âge de cette formation résiduelle azoïque est inconnu. Le secteur de la Dorinière illustre bien les difficultés qu'il y a à dater ce dépôt (fig. 23, hors texte). On y retrouve en effet des cailloutis (a) sous forme de clastes dans les grès calcaires néogènes (m-p), (b) au-dessus du dépôt néogène sous forme de graviers azoïques, (c) enfin à l'état résiduel à la cote 49 (la Bannerie). Il apparaît donc qu'une partie de ces cailloutis est antérieure au Néogène fossilifère, car remaniée par lui, tandis que les autres lui sont postérieurs. Ceux de la cote 49 peuvent aussi bien représenter un témoin résiduel du stock graveleux initial que constituer l'équivalent des graviers supérieurs de la Dorinière. Près de la Sénardière (Boufféré ; 46°58'26"N-1°20'43"W), des cailloutis à galets de quartz, d'environ 1,5 m d'épaisseur, ont été observés à la base de la formation yprésienne (e4), dont ils se distinguent par l'absence de galets de silex noir ; il pourrait s'agir d'un faciès particulier des sédiments yprésiens e4 (hypothèse privilégiée sur la carte) ou de cailloutis c-p, qui seraient alors pré-yprésiens. Il est donc possible que les cailloutis résiduels à galets de quartz soient d'âges divers, et il n'est pas exclu que certains aient été remaniés.

À l'échelle régionale, la situation est aussi assez incertaine. Sur la feuille Palluau, les sondages ont montré que le Néogène marin (Pliocène inférieur) qui

occupe le fond de paléorias est surmonté d'une dizaine de mètres de sables azoïques à passées graveleuses (Lahondère *et al.*, 2009b). Ces sables reposent sur un paléosol impliquant que leur dépôt est postérieur à un retrait de la mer. Une situation identique est retrouvée au Cléon Gautret (feuille Montaigu ; *cf.* m-p ; fig. 27). Sur la feuille Clisson, on trouve également au-dessus des dépôts néogènes fossilifères une importante formation graveleuse azoïque (5 à 6 m ; coupe de la déviation de Clisson : Bouton, inédit) qui pourrait représenter l'équivalent des graviers supérieurs de la Dorinière. Sur la feuille La Roche-sur-Yon, l'âge des sables et graviers des Essarts reste incertain : Crétacé supérieur possible (Godard *et al.*, 1994), éocène ou Pliocène (Wyns *et al.*, 1989a). Ils jalonnent une surface topographique ancienne qui semble se raccorder, sur la feuille Montaigu, à la surface qui porte la formation yprésienne (E4) et qui est incisée par les paléorias où s'est déposée une partie des sédiments marins miopliocènes (*cf.* m-p).

Ouest de Saint-Denis-la-Chevasse ; Landes Rouges : à l'Ouest de Saint-Denis-la-Chevasse, un intéressant gisement de sable couronné d'une puissante dalle de quartzite a été préservé dans la vallée du ruisseau de la Boullière, semble-t-il à la faveur d'un petit fossé d'effondrement. La formation est visible dans deux anciennes sablières, au Sablé (46°49'43"N-1°23'13"W) et, surtout, à 300 m au Nord de la Galfaudière (46°49'34"N-1°23'07"W). Ce second affleurement permet d'observer la coupe suivante (de haut en bas ; fig. 24, hors texte) :

- ~ 0,4 m : sol et colluvions ;
- ~ 0,5 m : dalle de quartzite (« grès ladère ») ;
- 0,5-0,6 m : sable fin avec quelques nodules argileux, devenant grossier à la base ;
- 0,2 m : sable grossier ;
- ~ 0,15 m : sable fin à nombreuses lamines d'argile blanche et stratification oblique ;
- > 0,5 m : sable grossier.

La formation est azoïque et rubéfiée. Sa stratification est globalement pentée de 10° vers le Sud-Ouest.

Au Nord de l'Herbergement, des quartzites sont aussi associées à du sable résiduel (*cf.* « grès ladères » ci-après). Le sédiment meuble a pu être observé en place, à la faveur d'une mare, sur le versant nord-est de la butte des Landes Rouges (fig. 23, hors texte). Il s'agit d'un sable fin, plus ou moins argileux, gris jaune, qui s'intercale entre le socle altéré et la formation des plateaux (B : argile bariolée à galets de quartz éolisés et blocs gréseux).

Éléments de datation. Par l'abondance relative du sable et la présence de quartzite, la formation du Sablé, de la Galfaudière et des Landes Rouges se distingue des cailloutis à galets de quartz du Nord-Ouest de la feuille. Elle pourrait avoir une origine et un âge différents, et nous ne l'avons classée sous la rubrique « C-p » que pour éviter la multiplication des appellations. Elle évoque les gisements de la Péranche et de la région de Touvois (feuille Palluau), eux aussi formés de sables azoïques rubéfiés à stratification oblique et couronnés de dalles de « grès ladères ». Ces derniers gisements étant rapportés au Crétacé supérieur (cf. Lahondère *et al.*, 2009b), cette attribution semble pouvoir être extrapolée aux gisements de Saint-Denis-la-Chevasse et des Landes Rouges, mais aucune preuve paléontologique ne vient étayer cette hypothèse.

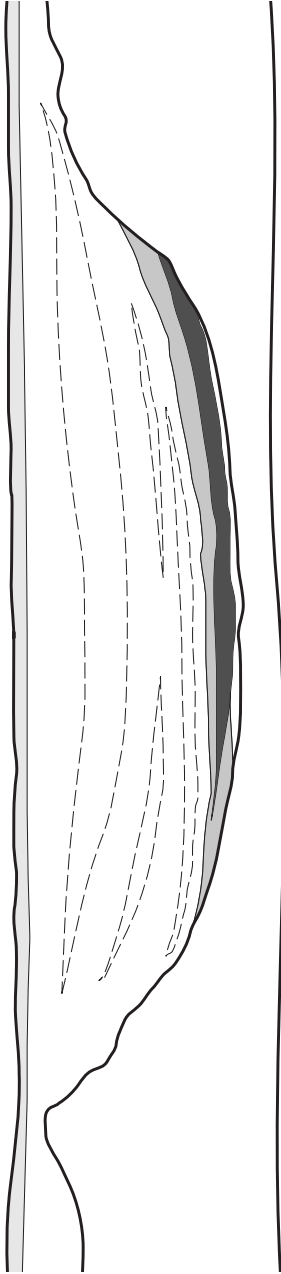
e4. Sédiments fluviatiles : cailloutis à galets de quartz et de silex, sables, argiles (Yprésien). Les sédiments rapportés à l'Yprésien dessinent une traînée NW-SE entre Mesnard-la-Barotière et Vieillevigne. Dans la partie orientale de la carte, ils forment des placages, souvent résiduels, partiellement masqués sous la formation des plateaux (B). La formation s'épaissit progressivement vers le Nord-Ouest pour atteindre son développement maximal à l'Est de Vieillevigne, où elle est puissante d'une quinzaine de mètres. Elle se prolonge au Nord-Ouest sur les feuilles Clisson et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu. Ces dépôts sont portés par une surface inclinée vers le Nord-Ouest, dont l'altitude est d'environ 95 m à l'amont et 30-35 m à Vieillevigne. Trois types de faciès sont représentés : des cailloutis, des sables et des argiles.

Les cailloutis et sables à galets possèdent des caractères typiques qui permettent, à eux seuls, de différencier la formation des autres formations graveleuses de la région : (a) abondance de « dragées » de quartz et de galets de silex à patine noire ; (b) présence de quelques fossiles remaniés du Crétacé supérieur, principalement des spongiaires silicifiés (Puy-Greffier en Saint-Fulgent, Saint-Georges-de-Montaigu) ; (c) absence presque totale d'autres éléments lithiques remaniés. On peut ajouter que les cailloutis renferment occasionnellement des fragments roulés de bois silicifié (Vieillevigne). Les dragées de quartz, dont la taille est habituellement comprise entre 1 et 3 cm, ont un degré d'arrondi bien supérieur à celui des galets de silex, dont le diamètre est un peu plus gros (4-5 cm).

Les sables accompagnent fréquemment les cailloutis avec lesquels des termes de passage (sables à galets) existent. Sur la feuille Montaigu, ils sont cependant peu représentés et souvent localisés à la base de la formation. Ils sont plus fréquents sur les feuilles Clisson et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (les Frêches, la Robertière, la Planche), où J.-C. Flageollet (1977) décrit des sables quartzeux, dépourvus de feldspaths, avec prédominance de quartz émoussés luisants (> 80 %) et une faible proportion de quartz hyalins (< 5 %).

Nord-Ouest

Sud-Est



Sol

Cailloutis à galets de quartz blanc et de silex noir

Cailloutis à matrice sableuse abondante

Sable fin beige

Argile noire sapropélienne, à microflore fossile yprésienne

Blocs décimétriques de quartz dans une matrice argilo-sableuse noire

Altérites argileuses blanchâtres ou ocrés (socle altéré)

1 mètre



Fig. 25 - Coupe d'un chenal du paléofleuve yprésien (d'après Godard *et al.*, 1994). Cette coupe a été levée lors des travaux de l'autoroute A83, sur le talus Est, au voisinage de la Petite Sénardière 46°58'20"N - 1°21'57"W. Direction de la coupe : N145°E ; direction du chenal, observé de part et d'autre de la tranchée : N135°W

Enfin, la coupe de la Petite Sénardièrre, entre Montaigu et Vieillevigne, a mis à jour un niveau d'argiles noires sapropéliennes à la base d'un chenal graveleux (fig. 25). Ces argiles noires, qui deviennent fréquentes vers le Nord-Ouest (région du Lac de Grand-Lieu), ont livré une microflore qui a permis de dater la formation (Godard *et al.*, 1994). Des argiles blanches azoïques sont aussi connues en aval de Montaigu, de Vieillevigne à Saint-Hilaire-de-Loulay (Godard *et al.*, 1994). Brochet (1896) en signale un niveau interstratifié dans les sables et cailloutis de l'ancienne gravière du Barbin (Vieillevigne).

Éléments de datation. La traînée de cailloutis éocène a été en grande partie découverte à la faveur du lever de la feuille Montaigu. Elle ne figurait pas sur les éditions du 1/80 000 La Roche-sur-Yon et, sur la feuille Cholet au 1/80 000, était assimilée à des alluvions graveleuses quaternaires. Elle appartient en fait à une formation dont les caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques sont maintenant bien connues (Chevalier, 1987 ; Chevalier et Borne, 1989 ; Godard *et al.*, 1994). Sa datation se fonde essentiellement sur les argiles noires dont le contenu palynologique a livré dans une cinquantaine de sites une microflore donnant un âge cuisien et/ou ilerdien (Yprésien ; Éocène inférieur). D'autres arguments complètent cette attribution stratigraphique : (a) la formation est postérieure au Jurassique et au Crétacé supérieur qu'elle remanie ; (b) on la retrouve sous les sédiments marins du Lutétien supérieur (sondages du lac de Grand-Lieu et du Maupas).

Sur la feuille Montaigu, à la Petite Sénardièrre (Vieillevigne), deux gisements d'argiles sapropéliennes, observés lors des travaux de l'autoroute A83 (fig. 25), ont fourni une microflore abondante avec prédominance de pollens triporés, auxquels s'ajoutent *Diporites* et *Bombax* (détermination Farjanel, *in* Godard *et al.*, 1994). Les formes marines sont absentes (Dinophycées). L'âge proposé est l'Yprésien (Éocène).

Les cailloutis remanient des silex noirs. À l'Est de Machecoul (feuille Palluau), ces silex ont été datés du Jurassique inférieur ou moyen (Valensi, *in* Ters, 1961). M. Ters (1961) attribue aussi, de manière allusive, le même âge aux silex remaniés de Preuilley (feuille Montaigu). Des silex similaires, récoltés sur les feuilles Montaigu, Palluau et Clisson, ont fait l'objet d'une étude pétrographique et micropaléontologique par C. Bourdillon (Eradata). Ces silex sont d'anciennes biomicrites et biomicrosparites totalement silicifiées qui contiennent notamment de nombreux foraminifères benthiques du Crétacé supérieur (tabl. 4). La microfaune jurassique signalée par Valensi *in* M. Ters (1961) dans les silex noirs n'a pas été retrouvée.

On rencontre également, remaniés dans les cailloutis, des fossiles crétacés silicifiés, surtout des spongiaires (spongiaires branchus et cupulospongiaires, en particulier *Jerea* sp.). Près de Montbert (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu), B. Ganichaud (1922) a récolté quelques fossiles « toujours un peu roulés »,

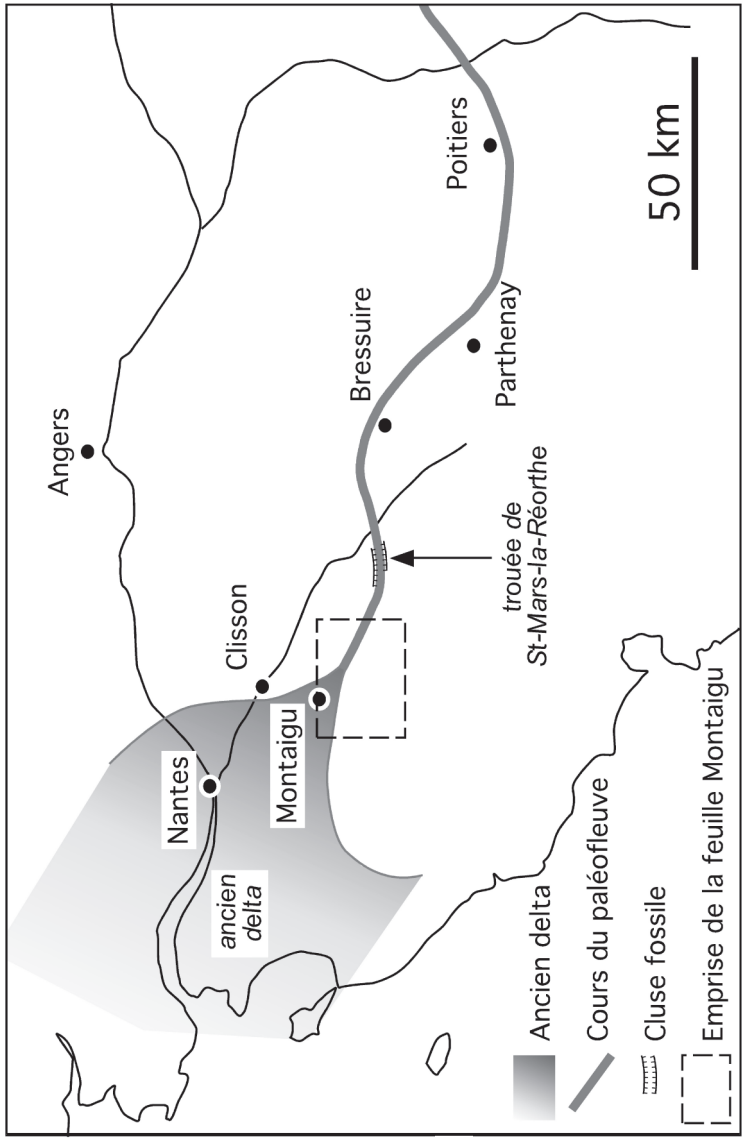


Fig. 26 - Tracé du paléofleuve yprésien (d'après Godard et al., 1994)

Épicentre	Date	int. MSK
Saint-Sulpice-le-Verdon (1°24'W – 46°52'N)	22 juillet 2007	4
Belleville-sur-Vie (1°26'W – 46°47'N)	23 août 1957	4
Saligny (?)	3 février 1889	4
Montaigu (1°19'W – 46°59'N)	14 mars 1877	4,5
Chavagnes-en-Pailliers (1°17'W – 46°53'N)	30 décembre 1867	4

Tabl. 4 - Séismes sur la feuille Montaigu

parmi lesquels « de nombreux cupulospongiaires silicifiés, une baguette très bien conservée de *Cidaris* [...], des *Ostrea* [...], quelques *Pecten* et *Janira* silicifiés et, surtout, une ammonite [semblant être] *Fagesia superstes* Kosmat » du Cénomaniens supérieur. Plus récemment, une autre ammonite a été découverte au Nord de Paulx (feuille Palluau). Il s'agit d'un petit spécimen silicifié et usé, donc difficilement identifiable, qui pourrait être *Staufenia sehndensis* Hoffman de l'Aalénien moyen (dét. Bécaud ; selon Amédéo, qui a également examiné le spécimen, il ne peut s'agir d'une espèce du Crétacé supérieur).

Paléogéographie. Les cailloutis yprésiens dessinent un drain d'environ 3,5 km de large qui traverse la feuille selon une direction NW-SE. Ce drain représente le tronçon d'un paléofleuve dont le delta s'étendait au Nord-Ouest de Montaigu, entre Savenay et Noirmoutier (Godard *et al.*, 1994 ; fig. 26). Des traces de ce fleuve pourraient exister jusqu'en Brenne, mais c'est surtout entre Poitiers et Bressuire que les sédiments fluviatiles dessinent une traînée claire, large de 5 km en moyenne, dont les caractéristiques sédimentologiques sont similaires à celles décrites sur la feuille Montaigu (Godard *et al.*, 1994 ; Camuzard, 2006). Dans les Collines vendéennes, l'érosion a fait disparaître les sédiments fluviatiles, mais le couloir de Saint-Mars-la-Réorthe pourrait représenter un vestige dégradé de la paléo-vallée. La feuille Montaigu serait située en limite des environnements fluviatile et deltaïque. En effet, en aval de Montaigu, le fleuve s'élargit en « delta » et la sédimentation évolue : les argiles kaoliniques et les sables, dont le façonnement devient marin, sont plus fréquents ; des sapropels à microflore planctonique marine à dinoflagellés apparaissent (Chevalier et Borne, 1989 ; Godard *et al.*, 1994).

« Grès ladères » : silcrètes résiduelles (Éocène probable). Des quartzites blancs à beiges, très durs, se retrouvent à l'état résiduel dans la partie ouest de la feuille. Comme ils appartiennent à une formation résiduelle très discontinue, ils n'ont été représentés sur la carte par un figuré continu mais par des symboles ponctuels (carrés). De telles dalles de quartzite de 0,2-0,6 m d'épaisseur sont visibles en place à la partie supérieure des sables de la Galfaudière en Saint-

Denis-la-Chevasse (c-p ; cf. *supra* ; fig. 24, hors texte). Au Nord de l'Herbergement, ils jalonnent la surface située vers l'altitude 50 m ; aux Landes Rouges (fig. 23, hors texte), le matériel grésifié est un sable très fin, parfois grossièrement stratifié, et les galets quartzeux sont rares ; des traces racinaires sont parfois visibles. Enfin, entre Montaigu et Vieillevigne, on les rencontre au-dessus du dépôt yprésien (e4 ; la Bertrandièrre, Bel-Air).

La dimension de ces quartzites varie du bloc de quelques cm³ à la dalle de plusieurs m³. La plupart des dalles ont été extraites et déplacées lors de travaux agricoles (drainage ; remembrement). Leurs faces horizontales sont souvent mamelonnées ; elles acquièrent un aspect lustré caractéristique lorsque les dalles exhumées ont été longuement soumises aux agents météoriques (Chevalier, 1987). Les blocs remaniés et conservés au sein de la formation des plateaux présentent une patine rougeâtre et des cupules de dissolution.

Âge et processus de silicification. Aux Landes Rouges et à la Galfaudière, le matériel sableux ou sablo-graveleux silicifié est azoïque et d'âge incertain ; il pourrait être crétacé supérieur, comme à la Péranche (feuille Palluau ; cf. c-p *supra*). En revanche, les dalles de Vieillevigne reposent sur les cailloutis yprésiens (e4), âge probable de la formation grésifiée. Au demeurant, des galets de silex noirs caractéristiques de la formation yprésienne ont été observés dans de telles dalles à l'Ouest de Vieillevigne, sur la feuille Palluau.

Les grès ladères appartiennent à un ensemble de silcrètes connues régionalement en Vendée et Loire-Atlantique (Bourdeau, 1938, 1939, 1942 ; Ters, 1961 ; Chevalier, 1987 ; Godard *et al.*, 1994), en Poitou (Camuzard, 2006), en Anjou et en Touraine (*e.g.*, Crié, 1878). Ces silicifications sont classiquement attribuées à l'éocène, époque qui connaît plusieurs périodes favorables à leur formation, mais le matériel meuble original peut être antérieur, crétacé supérieur et/ou yprésien. À l'église de Montbert (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu), les grès ont livré des empreintes de feuilles de *Nerium*, *Podocarpus* et de fruits de *Stellaria* et *Callistris* (Le Goarant de Tromelin, 1875), genres également abondants dans la flore des grès à Sabals de l'Anjou (Crié, 1878). Ces derniers sont traditionnellement classés dans le Bartonien (Éocène supérieur) depuis les travaux de L. Crié (1878), mais la tendance est désormais de les attribuer au Cuisien (Éocène inférieur) (Vaudois-Miéja et Mornand, 1986).

Le développement des silcrètes est dû à des circulations d'eau dans des sols soumis aux conditions d'altération intense d'un climat tropical à saison sèche marquée. M. Chevalier (1987) y a reconnu des illuviations d'opale et d'oxyde de titane et, plus rarement, des structures colonnaires, qui attestent l'origine pédologique de ces faciès (cf. Thiry, 1981).

m-p. Sables et calcaires coquilliers (faluns), marnes, sables roux (Mio-Pliocène). De nombreux petits gisements de sédiments marins

fossilifères sont dispersés dans le quart nord-ouest de la feuille, dont certains sont connus depuis fort longtemps (Athenas, 1813 ; Cavoleau, 1818 ; Dubuisson, 1830 ; Rivière, 1840 ; Lyell, 1841 ; Vasseur, 1881 ; Brochet, 1896 ; Bureau, 1900 ; Dollfus, 1907). Leur altitude est comprise entre 30 et 50 m. Vers le Nord-Ouest, sur la feuille Clisson, ils se poursuivent par les témoins épars de Sainte-Lumine et Saint-Hilaire-de-Clisson (Viaud, 1979 ; Viaud *in* Forestier *et al.*, 1982), et se raccordent vers l'Ouest aux gisements des feuilles Saint-Philbert-de-Grand-Lieu et Palluau.

Le Cléon Gautret (la Boissière-de-Montaigu) appartient à un second groupe de gisements, d'altitude supérieure (70 m), qui jalonnent la bordure méridionale du massif granitique de Mortagne, et dont les plus étendus sont situés juste au-delà de la limite nord de la feuille, à Treize-Septiers et au Bois-Chalons, sur la feuille Clisson (Viaud *in* Forestier *et al.*, 1982). Ce dernier gisement pourrait se prolonger sur la feuille Montaigu, masqué par les colluvions colmatant la dépression située au NNE de Meslay.

Les faciès sont variés : sables coquilliers riches en bryozoaires ; calcaires coquilliers jaunes plus ou moins gréseux et graveleux ; marnes blanches, grises ou verdâtres ; sables roux. Les graviers et galets, peu usés, sont principalement formés de quartz blanc qui a souvent subi une forte corrosion avant le remaniement, et, plus rarement, de débris schisteux du substratum ou de silex provenant de la formation yprésienne (la Chevérière).

Gisements. Les gisements de sédiments fossilifères marins néogènes (m-p) sont souvent peu étendus et masqués par des colluvions ou des alluvions quaternaires, de sorte que leur inventaire est certainement incomplet. Les anciens auteurs ont décrit certains de ces gisements, aujourd'hui inaccessibles, mais ils n'ont pas donné d'indication précise sur leur stratigraphie. De nouveaux sites ont été découverts lors du lever de la feuille, généralement à la faveur du creusement d'étangs. Il a alors été possible d'inventorier les faciès collectés dans les déblais, voire d'en dresser la succession approximative en se fondant sur les indications des propriétaires.

Les gisements connus à ce jour sont les suivants :

– la Morinière (Vieilleville) : ce gisement est voisin de celui du Chaudry (feuille Clisson), connu des anciens. Comme dans ce dernier, les sédiments néogènes reposent sur la formation yprésienne (E4) et non directement sur le socle. On y observe, sur le bord d'anciennes mares, des calcaires marneux, mal indurés, et des marnes fossilifères ;

– la Chevérière (Boufféré) : connu aussi sous le nom de Sénardière, ce gisement a été étudié par les anciens (Athenas, 1813 ; Cavoleau, 1818, p. 9 ; Rivière, 1840 ; Vasseur, 1881 ; Dollfus, 1907), et a même été cité par G. Cuvier (1825) pour ses ossements de lamantins. Il occupe une dépression entourée de plateaux

recouverts par la formation yprésienne (e4) et la formation des plateaux (B). Les déblais d'un étang ont permis d'observer une faune fossile très riche et une grande variété de faciès (marnes blanches, sables, sables coquilliers, cailloutis remaniés). J.-A. Cavoleau (1818, p. 9) y signale aussi du calcaire. Les sédiments les plus élevés en altitude sont des sables roux azoïques, situés sur les bords de la dépression, et qui représentent vraisemblablement les dépôts les plus récents ;

– haute vallée du Blaison (Vieilleville, Boufféré et Saint-André-Treize-Voies) : les anciens auteurs ont décrit ou mentionné un ensemble de gisements fossilifères situés à l'Ouest de Boufféré, dans la vallée du Blaison et de ses affluents (le Gautron, la Gauvinière, la Vilnière, le Giron d'Or), en particulier le gisement des « marais de la Gauvinière » (Athenas, 1813 ; Dubuisson, 1830), dont G. Vasseur (1881) donne la liste des espèces fossiles. Ces gisements historiques sont aujourd'hui inaccessibles, mais quelques affleurements temporaires ont permis d'y observer des marnes grises et des sables fossilifères, généralement recouverts par 1 ou 2 m d'alluvions et colluvions quaternaires ;

– le Marchais (L'Herbergement) : la coupe de l'étang du Marchais est à peu près la suivante, avec (de haut en bas) : 1 à 2 m d'argiles bariolées, sableuses, à graviers et galets rubéfiés et éolisés (B) ; 1 à 2 m (?) d'argiles grises feuilletées à débris végétaux ; 3 à 4 m de marnes blanches, plus ou moins sableuses et micacées, à bryozoaires et lamellibranches (m-p) ; schistes cambriens (kG), qui affleurent également autour de l'étang à une altitude supérieure au dépôt néogène ;

– la Dorinière (l'Herbergement) : la stratigraphie de ce gisement est plus incertaine. Le Mio-Pliocène y est adossé à un filon de quartz enveloppé d'une gangue d'argile blanche d'altération. Le niveau fossilifère est un sable hétérométrique à fraction fine dominante, blanc, riche en débris de bryozoaires. Il renferme des passées indurées, partiellement silicifiées, comprenant des calcaires coquilliers, des calcaires à gastéropodes et graviers de quartz blanc, enfin des grès grossiers à ciment calcaire. On y rencontre également de petites concrétions gréseuses grisâtres en forme de poupée. L'ensemble est recouvert par 2 à 3 m de cailloutis de quartz blanc azoïques à matrice argilo-sableuse (fig. 23, hors texte) ;

– la Troquerie (Saint-Georges-de-Montaigu) : ce gisement livre des calcaires marneux tendres, coquilliers, ainsi que des calcaires durs, fossilifères, enserrant quelques graviers de quartz. Les faciès indurés sont associés, là aussi, à des sables siliceux et bioclastiques localement riches en lithoclastes de quartz blanc, peu usés, ayant subi avant leur remaniement une intense corrosion. La formation néogène ne représente qu'une épaisseur de 3 à 4 m au-dessus du substratum micaschisteux altéré ;

– le Cléon Gautret (la Boissière-de-Montaigu) : ce gisement a été découvert à la faveur du lever de la feuille. Il s'agit d'un étang (46°56'42"N-1°12'52"W) dont le creusement a livré notamment des faluns fossilifères à fragments de côtes de lamantin ainsi qu'une grande quantité de troncs d'arbres. Le site a été étudié par

quelques sondages qui ont permis d'en dresser la coupe (fig. 27 et tabl. 5) et d'effectuer des prélèvements de microfaune, étudiée par C. Bourdillon (Eradata). Les sondages et l'observation des berges mettent en évidence une faille qui délimite un compartiment nord-est, à faluns fossilifères affleurants, et un compartiment effondré dans lequel ces faluns, peu épais, sont surmontés de sables azoïques. La disposition des différents ensembles et la présence de colluvions à paléosols suggèrent que la faille a eu un jeu syn-sédimentaire. Le compartiment nord-est montre la coupe suivante, avec (de bas en haut) :

- reposant sur le socle schisteux, de 0,9 à 1,8 m d'argile verte à fragments schisteux et quartzeux. Cette formation, à aspect de dépôt de colluvion, se divise en direction de l'étang en enserrant un niveau marneux lenticulaire (1,9 m de puissance), équivalent du falun qui affleure dans l'étang. Le niveau argilo-caillouteux se termine par un paléosol de teinte brun verdâtre. La fraction argileuse se compose majoritairement d'un interstratifié smectite-illite (80 %), auquel s'ajoutent la kaolinite et l'illite (ou mica) ;
- 5,9 à 7,6 m de sable argileux fin, crème, puis de sable graveleux orangé. Les sables fins affleurent dans les berges de l'étang, au-dessus des marnes finement sableuses et les calcaires faluniens dans lesquels est creusé le plan d'eau ;
- la partie supérieure du gisement, probablement d'âge récent (Quaternaire ?), montre sur 10 à 30 cm une accumulation de débris végétaux (feuilles et abondance de troncs d'arbre) intercalée entre un paléosol limoneux à la base et une argile à gros blocs au sommet.

Faunes fossiles et éléments de datation. Quoique l'ensemble des gisements néogènes aient été groupés sous la même appellation (m-p), leur faune fossile et leur position géographique semblent les rapporter à deux épisodes marins distincts :

Le Cléon Gautret (la Boissière-de-Montaigu) appartient à un ensemble de gisements qui jalonnent la bordure méridionale du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, atteignent 70 m d'altitude, et se poursuivent sur la feuille voisine Clisson. Les faluns miocènes du Cléon Gautret sont des calcaires peu indurés à passées de marnes grises. Les métazoaires sont, par ordre d'abondance, des bryozoaires encroûtants et érigés, des débris d'échinidés, des bivalves (ostréidés, pectinidés), quelques rares cirripèdes (balanes) et gastéropodes. Les vertébrés marins sont représentés par des côtes de lamantins et des dents de sélaciens (Lamnidae du genre *Isurus* ; détermination Daniel Pouit). La microfaune est constituée de foraminifères benthiques, en général conservés sous forme de moule interne sans ornementation. Les assemblages indiquent un âge miocène moyen à supérieur (Serravallien terminal ou Tortonien inférieur : Bourdillon ; tabl. 6). Les gisements correspondants de la feuille Clisson ont été rapportés au Miocène moyen (« Helvétien » : Viaud, 1979 ; Viaud *in* Forestier *et al.*, 1982).

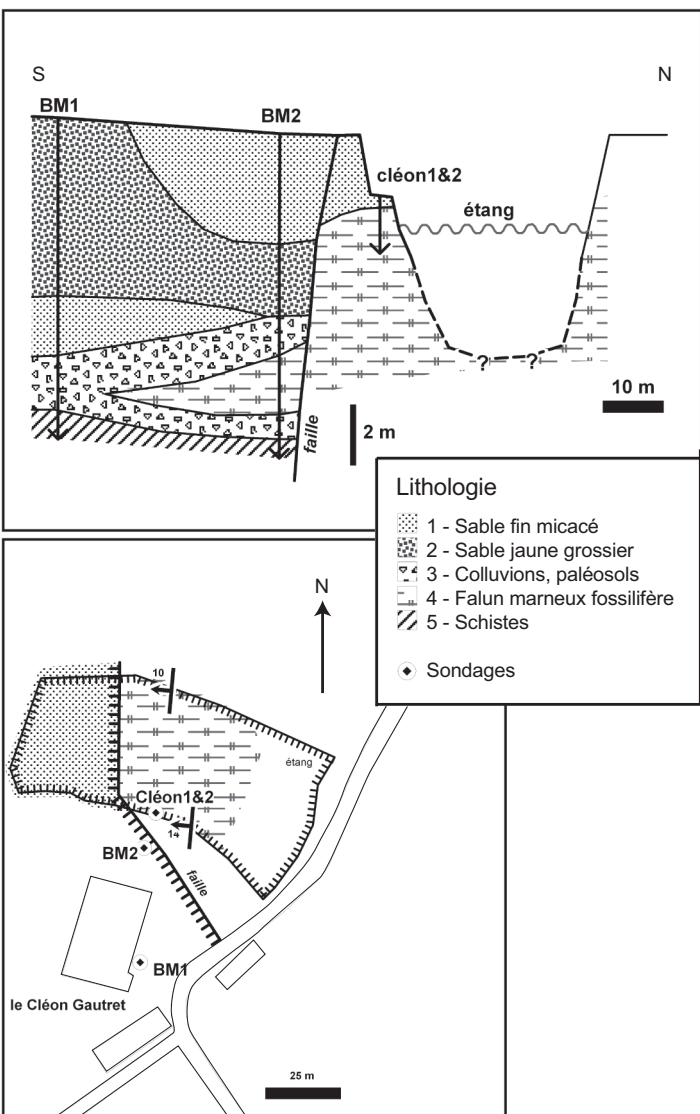


Fig. 27 - Gisement miocène (m-p) du Cléon Gautret (la Boissière-de-Montaigu)
 Plan du site et coupe d'après les sondages

M127 (PB6)	Boufféré (Belle-Vue)	321,21 km 2 225,26 km 51 m	Silex noir usé au sein des cailloutis yprésiens en place (taux de déviation)	<p>Ancienne biocalcarénite silicifiée.</p> <p>Rares foraminifères benthiques exclusivement conservés en « fantômes » : <i>Pseudocyclammina</i> cf. <i>massiliensis</i> MIANYC., <i>Rotalia saxorum</i> d'ORBIGNY., <i>Scandonea samnitica</i> DE CASTRO ?, <i>Textulariidae</i> indéterminables, petites formes agglutinées indéterminables, dont un probable lituolide, <i>Nodosariidae</i>.</p> <p>Métabozoaires : fréquents débris de bryozoaire, spicules de spongiaire communs, quelques petits coraux.</p> <p>Ancienne biomicrite à foraminifères planctonique silicifiée (ancienne craie silicifiée = silex de la craie).</p> <p>Foraminifères planctoniques fréquents : <i>Muricocheberella debriensis</i> (CARSEY), <i>Whiteinella</i> cf. <i>paradubia</i> (SIGAL), <i>Whiteinella</i> sp., <i>Heterohelix reussi</i> (CUSHMAN), <i>Heterohelix globulosa</i> (EHRENBERG), <i>Marginitruncana renzi</i> (GANDOLFI). Très rares foraminifères benthiques : <i>Spirillectammina</i> sp., <i>Tritaxia tincarinata</i> (REUSS).</p> <p>Textulariidae, <i>Arenobullimina</i> cf. <i>preslii</i> (REUSS), <i>Marsssonella oxycoana</i> (REUSS), <i>Gavelinella</i> sp. ou bien <i>Lingulogavelinella</i> sp. Fréquents kystes calciques de dinophycées (formes microscopiques planctoniques). Radolaires : quelques rares nassellaires et spumellaires. Métabozoaires : nombreux spicules d'éponge silicifiés, très rares débris d'échinidie.</p>	<p>Crétacé supérieur - Santonien - Campanien à Maastrichtien (?) (microfaciès et biofaciès bien connus dans le Crétacé supérieur local)</p> <p>Milieu de dépôt, paléoenvironnement : infralittoral</p>
PB7	Boufféré (La Lourie) Coll. J.M. Viaud	319,90 km 2 225,40 km 35 m	Galet de silex caverneux noir à patine blanche contenu dans le Redonien, à quelques centaines de mètres de l'Yprésien (remaniement de cailloutis yprésien)	<p>Ancienne biomicrosparite silicifiée (=biocalcarénite).</p> <p>Foraminifères benthiques abondants, rares tests identifiables à cause d'une forte silicification ayant effacé presque toutes les structures internes : <i>Goupillaudina</i> cf. <i>debourlei</i> MARIE, <i>Abardia mosae</i> (HOFKER), <i>Rotalia saxorum</i> d'ORBIGNY., <i>Nummolitella cretacea</i> (SCHLUMBERGER), <i>Sulcoperculina</i> cf. <i>cubensis</i> (PALMER), Textulariidae, « <i>Eponides</i> » <i>dabiezi</i> HOFKER, petits miliolides, <i>Gavelinella</i> sp. ou bien <i>Gavelinopsis</i> sp.</p> <p>Métabozoaires : grands débris de bryozoaire fréquents, fragments d'échinidie, quelques débris de mollusque <i>Pycnodonte vesicularis</i>.</p>	<p>Turonien inférieur</p> <p>Milieu de dépôt, paléoenvironnement : circaïttral distal à épibathyal, domaine classique de dépôt des calcaires crayeux riches en formes planctoniques</p>
PB8	Saint-Hilaire de Loulay (la Templeine)	322,15 km 2 229,06 km 58 m	Galet de silex noir, usé, issu de cailloutis yprésiens plus ou moins résiduels	<p>Ancienne biomicrosparite silicifiée et altérée (calcarénite silicifiée altérée).</p> <p>Foraminifères planctoniques : probable <i>Archaeoglobigerina</i> sp. Foraminifère benthiques très fréquents, mais rares tests identifiables : <i>Meandropsina</i> cf. <i>vidali</i> SCHLUMBERGER, <i>Discorbis</i> (<i>Mississippina</i> ?) <i>brinkhorsti</i> (REUSS), <i>Rotalia saxorum</i> d'ORBIGNY., <i>Rotalia trochidiformis</i> LAMARCK <i>sensu</i> HOFKER 1959 mais qui pourraient être en fait des <i>Rotalia reicheli</i> forme A HOTTINGER (la silicification oblitère les détails de la structure interne), <i>Gavelinopsis voltziana</i> (d'ORBIGNY) <i>Pseudorotalia shauhi</i> HOTTINGER, <i>Sulcoperculina</i> sp., <i>Perilocolina zitteli</i> MUNIER-CHALMAS & SCHLUMBERGER, <i>Paralabamina toulumini</i> (BROTZEN).</p> <p>Métabozoaires : spicules de spongiaires, débris de bryozoaire, quelques débris d'échinidie, fragments de mollusque pycnodonte.</p>	<p>Crétacé supérieur : Campanien (Campanien inférieur probable)</p> <p>Milieu de dépôt, paléoenvironnement : plate-forme interne, étage infralittoral proximal</p>
PB9	Monnières (moulin de la Minière)	319,89 km 2 242,23 km 56 m	Silex incorporé dans une formation détritque silicifiée résiduelle, probablement éocène	<p>Ancienne biomicrosparite silicifiée et altérée (calcarénite silicifiée altérée).</p> <p>Foraminifères planctoniques : probable <i>Archaeoglobigerina</i> sp. Foraminifère benthiques très fréquents, mais rares tests identifiables : <i>Meandropsina</i> cf. <i>vidali</i> SCHLUMBERGER, <i>Discorbis</i> (<i>Mississippina</i> ?) <i>brinkhorsti</i> (REUSS), <i>Rotalia saxorum</i> d'ORBIGNY., <i>Rotalia trochidiformis</i> LAMARCK <i>sensu</i> HOFKER 1959 mais qui pourraient être en fait des <i>Rotalia reicheli</i> forme A HOTTINGER (la silicification oblitère les détails de la structure interne), <i>Gavelinopsis voltziana</i> (d'ORBIGNY) <i>Pseudorotalia shauhi</i> HOTTINGER, <i>Sulcoperculina</i> sp., <i>Perilocolina zitteli</i> MUNIER-CHALMAS & SCHLUMBERGER, <i>Paralabamina toulumini</i> (BROTZEN).</p> <p>Métabozoaires : spicules de spongiaires, débris de bryozoaire, quelques débris d'échinidie, fragments de mollusque pycnodonte.</p>	<p>Santonien supérieur à Campanien basal</p> <p>Milieu de dépôt, paléoenvironnement : plate-forme moyenne - étage infralittoral</p>

Tabl. 5 - Analyse micropaléontologie et paléoenvironnementale de silex remaniés des feuilles Montaigu et Clisson (Chantal Bourdillon, Eradata). Coordonnées Lambert II étendu, altitude en m

Sondage	Microfaune	Biostratigraphie	Milieu de dépôt, paléoenvironnement
<p>BM2 7,4 - 8,5 m</p>	<p>Foraminifères benthiques assez fréquents, conservés presque exclusivement sous forme de moule interne, avec de très rares espèces déterminables en toute fiabilité : <i>Gaudryina</i> sp., <i>Textularia sagittula</i> DEFRANCE, <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Ammonia punctatogranosa</i> (SEGUENZA), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (morphotype épineux), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (morphotype non épineux), <i>Neorotalia</i> sp., <i>Neorotalia</i> cf. <i>lithothamnica</i> (UHLIG), <i>Bolivina</i> gr. <i>fastigia</i> CUSHMAN, <i>Pseudoeponides pseudotepidus miocenicus</i> MARGEREL, <i>Biasterigerina planorbis</i> (d'ORBIGNY), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Cibicidoides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)</p>	<p>Miocène moyen terminal, soit Serravalien terminal à Miocène supérieur basal, soit Tortonien inférieur.</p>	<p>Dépôt margino-littoral sous faible tranche d'eau, du médiolittoral ou sommet de l'infralittoral proximal, remaniant de la faune infralittorale.</p>
<p>Cléon 1 1,5 m</p>	<p>Foraminifères benthiques assez rares et mal préservés, très recristallisés, en général sous forme de moules internes spécifiquement, voire génériquement indéterminables : <i>Monspeliensina pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN) avec des spécimens plus proches de <i>M. pseudotepidus miocenicus</i> MARGEREL et d'autres de <i>M. pseudotepidus pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN), <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Ammonia punctatogranosa</i> (SEGUENZA), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (morphotype épineux), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (forme non épineuse), <i>Cibicidoides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN), <i>Biasterigerina planorbis</i> (d'ORBIGNY), <i>Textularia sagittula</i> DEFRANCE, <i>Elphidium</i> sp., <i>Eponides</i> sp., <i>Neorotalia</i> sp.</p>	<p>Miocène moyen élevé à supérieur, soit dans l'intervalle Serravalien terminal à Tortonien inférieur ou basal.</p>	<p>Dépôt très interne, médiolittoral ou autre milieu margino-littoral dans lequel plusieurs mélanges sont décelables : - détritique côtier (milieu infralittoral) à fort hydrodynamisme ; - matière organique en amas provenant d'un autre milieu de dépôt de type lagunolacustre (milieu margino-littoral, paraliq ou fluvio-lacustre).</p>
<p>Cléon 1 1,25 m & Cléon 2 0,4 m</p>	<p>Foraminifères benthiques fréquents mais très recristallisés, en général conservés sous forme de moule interne sans ornementation. Rares tests identifiables : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Ammonia punctatogranosa</i> (SEGUENZA), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD), <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Biasterigerina planorbis</i> (d'ORBIGNY), <i>Bolivina</i> cf. <i>fastigia</i> CUSHMAN, <i>Discorbis</i> ? sp., <i>Fissurina</i> spp., <i>Gaudryina</i> sp., <i>Globulina gibba</i> d'ORBIGNY, <i>Globulina</i> sp., <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Neorotalia</i> cf. <i>lithothamnica</i> (UHLIG), <i>Pseudoeponides pseudotepidus</i> cf. <i>miocenicus</i> MARGEREL, <i>Pseudoeponides pseudotepidus pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN), <i>Pseudopolymorphina variata</i> (PARKER, JONES & BRADY), <i>Pseudopolymorphina incerta</i> (EGGER), <i>Pseudopolymorphina</i> cf. <i>soldanii</i> (d'ORBIGNY), <i>Quinqueloculina</i> sp. (très rares fragments de tests usés), <i>Reussella</i> ? sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Sigmomorphina</i> ? sp., <i>Sinoloculina</i> sp.</p>	<p>Serravalien terminal à Tortonien inférieur ou basal (près du passage Miocène moyen à supérieur).</p>	<p>Marin, infralittoral proximal agité dans lequel a été roulé un matériel plus distal.</p>

Tabl. 6 - Micropaléontologie et paléoenvironnement du Miocène du Cléon Gautret à la Boissière-de-Montaigu (Chantal Bourdillon, Eradata)

Les gisements situés dans le quart nord-ouest de la feuille sont inférieurs en altitude (< 50 m), et classiquement rapportés au « Redonien ». Ils livrent une faune abondante de bryozoaires, lamellibranches dont de grands pectinidés, balanes, échinodermes, polypiers et brachiopodes (térébratules). Ils renferment aussi de nombreux restes de vertébrés, notamment à la Chevérière, où furent recueillis des dents de requins, d'innombrables fragments de côtes de lamantins, attribués à *Metaxytherium* par J. Cottreau (1928), et quelques vertèbres de mammifères marins, en particulier une vertèbre isolée de baleine (Viaud, comm. pers.). G. Dollfus (1907) a établi une liste de 154 espèces fossiles provenant des gisements « redoniens » de la région de Montaigu. Parmi ces espèces, 63 % se rencontrent dans les faluns « helvétiques » de Touraine (*i.e.*, la « mer des faluns ») et 57 % dans les mers actuelles. Cette proportion, similaire à celle de la localité type du Redonien (Apigné : Dollfus, 1900), permit à G. Dollfus de suggérer un âge intermédiaire entre le Miocène moyen et l'Holocène pour les dépôts « redoniens ». Les nombreuses études postérieures sur la faune fossile des faluns « redoniens » de l'Ouest de la France ont permis d'attribuer ces gisements, dont ceux de la région de Montaigu et Vieillevigne, au Pliocène et/ou au Miocène supérieur (Dumas, 1908 ; Roger et Buge, 1946 ; Roger et Freneix, 1946 ; Brébion, 1958, 1961, 1964, 1989 ; Buge, 1957, 1958 ; Buge *et al.*, 1958 ; Ters *et al.*, 1970 ; Viaud, 1979 ; Lauriat-Rage, 1981, 1982 ; Gaemers, 1986 ; Lauriat-Rage *et al.*, 1989a, 1989b). L'étude de la microfaune des gisements voisins de la feuille Palluau a permis de préciser cet âge, et de rapporter ces gisements au Zancéen (*i.e.*, Pliocène inférieur ; Bourdillon *in* Lahondère *et al.*, 2009b).

Paléogéographie. Le gisement du Cléon Gautret, comme ceux situés à une altitude voisine (~ 70 m) sur la feuille Clisson, pourrait appartenir à la « mer des faluns » qui, au Miocène, s'est étendue jusqu'en Anjou et en Touraine. Au Cléon Gautret, le milieu de dépôt est de type littoral à margino-littoral, soumis à des apports de milieu confiné (passées d'argiles grises). La biophase est composée de thanatocénoses déplacées, dont le milieu d'origine n'est pas celui du dépôt final.

Les gisements « redoniens » sont confinés à l'Ouest d'une ligne Le Poiré-sur-Vie – Montaigu – Clisson, et ne semblent pas avoir dépassé la cote +50 m en Vendée. Ils prennent un développement notable vers l'Ouest, sur les feuilles Palluau et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, de sorte que l'ensemble des dépôts dessine un golfe largement ouvert sur l'Atlantique. M. Ters (1961), M. Ters *et al.* (1970) et D. Lahondère *et al.* (2009b) ont suggéré que la mer « redonienne » a préférentiellement laissé des sédiments dans des paléo-vallées submergées ou rias. Cette conception apparaît clairement à l'Ouest de Boufféré, où les dépôts néogènes tapissent le fond des vallées du Blaison et de ses affluents, incisées dans les plateaux environnants. Les auteurs s'accordent à penser que les eaux de la « mer redonienne », tempérées à tempérées chaudes, étaient plus froides que celles de la « mer des faluns » (*e.g.*, Buge, 1957 ; Brébion, 1968 ; Margerel, 1968 ; Ters *et al.*, 1970 ; Lauriat-Rage *et al.*, 1989b).

FORMATIONS QUATERNAIRES

B. Formation des plateaux : argiles, limons éoliens, graviers et blocs quartzeux (0,4-2 m). La formation des plateaux - le « limon des plateaux » des anciennes cartes géologiques - recouvre une grande partie du territoire de la feuille. Elle occupe les portions préservées de surfaces d'érosion anciennes, y formant une fine pellicule dont l'épaisseur atteint rarement le mètre, ce qui est néanmoins suffisant pour masquer le substratum. Elle n'a été représentée sur la carte qu'aux endroits où son épaisseur est supérieure à 40 cm. Elle recouvre souvent des altérites plus ou moins épaisses (*cf. supra*) et parfois directement le socle peu altéré.

Cette formation est d'une couleur générale beige clair qui tranche avec la teinte ocre ou brune des altérites du socle sous-jacent. Elle est constituée d'un mélange, en proportions très variables, d'argile, de limon, de sable, de cailloux et de blocs de quartz. L'argile provient du remaniement d'altérites argileuses du socle. La fraction limoneuse, très siliceuse, est discernable quand le sol est sec, car elle est alors facilement déplacée en poussière, soulevée par le pas, les engins agricoles ou les vents violents ; pour cette raison, elle a été parfois assimilée à du loess, ce qui paraît raisonnable. La fraction sableuse est, au contraire, plus visible lorsque le sol a été lavé par la pluie. Elle comprend des grains de quartz non usés et d'infimes paillettes de mica blanc qui miroitent au soleil. Ces éléments proviennent de l'altération des roches sous-jacentes et sont particulièrement abondants là où la formation recouvre des arènes de granite ou de gneiss. Les cailloux et les blocs de quartz proviennent, pour l'essentiel, des petits filons de quartz blanc laiteux qui lardent les roches sous-jacentes. Ils semblent s'être concentrés dans la formation des plateaux par éluvionnement, le ruissellement ayant soustrait préférentiellement les éléments plus fins. Ces blocs et cailloux sont fréquemment rubéfiés, soit superficiellement, soit à cœur, et présentent des signes d'éolisation (patine, facettes et cupules de corrosion). À tous ces éléments qui résultent du démantèlement du substratum, se mêlent, ici et là, des éléments très résiduels (sables, galets roulés, blocs de grès ladères) provenant des formations sédimentaires qui reposaient sur la surface d'érosion (*cf. ci-après, surcharges 2 et 3*).

Quoique la formation ait été continûment brassée au Quaternaire par différents agents (géliturbation, bioturbation, agriculture), les blocs et cailloux quartzeux sont préférentiellement concentrés à sa base. Ils y sont parfois cimentés par des oxy-hydroxydes de fer et de manganèse, qui ont précipité à partir des eaux stagnant dans le sol en hiver (hydromorphie). Il en est résulté des dalles d'épaisseur décimétrique, constituées d'une roche brune très dure, à l'aspect conglomératique, connue dans la région sous le nom de « renards ».

Sur les schistes présumés cambriens (KB, KG, KM), la coupe type de la formation des plateaux est, de haut en bas (somme d'observations faites lors des travaux de l'autoroute A83) :

- 0,2 à 0,4 m de limon sableux gris, pulvérulent à l'état sec, reposant parfois directement sur le socle ; rares cailloux de quartz blanc ou rubéfié ;
- 0,2 à 0,4 m de limon argileux ocre, à rares cailloux et petits nodules limoniteux plurimillimétriques (débris schisteux ferruginisés) ;
- 0,1 à 0,3 m ou plus, de limon argileux ocre à rouge, à nombreux éléments (\emptyset 0,5 à 50 mm) quartzeux et quartzitiques à morphologie variée : cailloux roulés rubéfiés parfois pourvus de facettes d'éolisation ; fragments de quartz blanc anguleux ;
- 0 à 1 m d'isaltérite de schiste, argilo-limoneuse, ocre, à fragments schisteux friables plus fréquents vers la base ; horizon présentant localement des figures de géliturbation affectant les plaquettes schisteuses ; enfin, schistes en place, faiblement argilisés.

Quelques surcharges ont été figurées sur la carte, pour désigner certains faciès particuliers de la formation des plateaux :

1 - *abondance de blocs de quartz d'origine filonienne*. Ce faciès, particulièrement commun sur les terrains méta-grauwackeux et métapélitiques de l'unité de Chantonay, indique l'abondance de filons de quartz dans ceux-ci ;

2 - *présence de galets yprésiens (E4)*. En certains points du Nord de la feuille, la formation des plateaux renferme quelques galets roulés de quartz et de silex qui proviennent de la formation fluviatile yprésienne (E4). Généralement, les galets de silex y présentent une écorce d'altération blanchâtre qui les rend méconnaissables. Bien qu'il ne s'agisse pas de formation sédimentaire en place, ces éléments résiduels indiquent l'extension de l'ancienne couverture sablo-graveleuse yprésienne.

B - *Résiduel sur formation identifiée (exemple : sur granite à deux micas Υ^2)*. Υ^2 Dans certaines zones, la formation des plateaux (**B**), quoique résiduelle et laissant paraître le socle (épaisseur < 40 cm), recouvre des isaltérites (altérites argileuses ou arènes) d'une épaisseur notable sur d'assez vastes étendues. Il a paru judicieux de représenter ces zones par un figuré à rubans verticaux, permettant de noter à la fois la nature du socle et l'extension de la surface d'érosion ancienne.

C. Colluvions : limons argileux à blocs (qq m). Alimentées principalement par les altérites et la formation des plateaux, les colluvions sont constituées d'argile, limon, graviers, fragments lithiques et blocs de quartz. Leur mise en place, d'origine gravitaire, s'est faite par ruissellement et solifluxion. Elles n'ont été reportées sur la carte que lorsque leur épaisseur, supérieure à 40 cm, masque le substratum. C'est notamment le cas dans l'angle sud-est de la feuille, sur le versant le plus abrupt de la cuesta émoussée qu'induit l'arête de quartzite de la Châtaigneraie. La mise en place de ces colluvions est probablement en partie attribuable à la phase tardiglaciaire du Quaternaire.

CF. Colluvions et alluvions de fonds de vallons : blocs, graviers, sables et limons argileux (qq m). Les têtes de vallons, situées en bordure des plateaux, constituent des dépressions mal drainées, parfois marécageuses, à sols hydromorphes, souvent occupées par des prairies permanentes humides (les « noues »), où la faible déclivité et la végétation contribuent à retenir les particules entraînées par l'érosion. Les colluvions qui colmatent ces dépressions sont constituées d'altérites argileuses remaniées, de limons empruntés aux plateaux, d'éléments lithiques altérés et de blocs de quartz filonien. Les éléments les plus grossiers y sont parfois agglomérés par des oxy-hydroxydes de fer et de manganèse, qui précipitent dans la zone d'engorgement temporaire en eau, y formant des dalles très dures (les « renards »). Vers l'aval, les têtes de vallon évoluent insensiblement en vallons à cours d'eau permanent ou non, dont le fond est occupé par le même remplissage, mal classé, d'épaisseur métrique à plurimétrique.

Fz. Alluvions récentes des rivières à fond plat : limons et sables (qq m). Dans les vallées où un cours d'eau permanent dessine de petits méandres, le fond est plat et occupé par des sables et limons d'inondation, auxquels peuvent s'adjoindre des vases plus ou moins tourbeuses. Ces alluvions récentes (Holocène) peuvent reposer sur un lit discontinu d'alluvions grossières plus anciennes.

Aucun dépôt d'alluvions anciennes disposé en terrasse n'a été observé, à l'exception d'un témoin très résiduel de sables roux, perché à environ 20 m au-dessus du lit actuel de la Petite Maine, près de la Bleure (46°54'32"N-1°15'25"W). Sa très faible extension (< 1 ha) n'a pas permis de le représenter sur la carte. M. Ters (1954) évoque, de manière allusive et bien peu circonstanciée, des restes de *Rhinoceros tichorhinus* dans une « nappe [...] de la Maine, à Montaigu ».

X. Dépôts anthropiques : remblais. Quelques dépôts liés aux activités humaines ont été reportés sur la carte. Il s'agit de remblais situés en bordure de carrières ou d'autoroute. La motte féodale de la Motte, au Nord-Est de l'Herbergement, a été figurée sous cette rubrique.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE – SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION DES DIFFÉRENTS DOMAINES JUSQU'AU CARBONIFÈRE

Avant le Carbonifère, les différents domaines actuellement juxtaposés de la feuille Montaigu ont connu des histoires très différentes. Les jalons chronologiques dont on dispose pour tel domaine (âge stratigraphique ou

radiométrique) n'ont pas forcément de valeurs pour son voisin qui pouvait alors se situer à plusieurs centaines de kilomètres de distance et à un niveau structural bien différent - par exemple, les calcaires dévoniens épimétamorphiques de l'unité de Chantonay sont actuellement à quelques centaines de mètres des formations métamorphiques de haute-pression du domaine les Essarts - Mervent. Pour ces différentes raisons, il paraît judicieux de traiter de manière autonome l'évolution des différents domaines, avant leur juxtaposition par la tectonique tardi-hercynienne au Carbonifère.

Domaine du Haut-Bocage vendéen

Selon toute vraisemblance, l'évolution tectono-métamorphique de l'unité des Schistes et celle de l'unité des Gneiss et des Migmatites se rapportent au Dévonien supérieur (entre - 375 et - 355 Ma).

L'**Unité des Schistes (b-k)** se compose de lithofaciès marqués par le caractère (très) modéré de la déformation et du degré de métamorphisme (zone à chlorite). Des faciès similaires, partiellement recristallisés, affleurent au Sud-Est du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (feuille les Herbiers) et, plus largement, à l'Ouest et au Nord de la diorite quartzique de Moncutant où, à l'œil nu, leur origine sédimentaire peut être facilement identifiée : stratification, sédimentation séquentielle, figures de base de banc et granoclassement (Poncet, 1993). Ce vaste ensemble de terrains métamorphiques, intrudés par divers granitoïdes hercyniens, dériverait d'une série à dominante détritique et à caractère mixte (*cf.* grauwacko-pélique) qui se serait déposée au Protérozoïque supérieur et/ou au Cambrien sur un substratum inconnu.

Métagrauwackes et métapélites de l'unité des Schistes montrent une schistosité de flux, unique, contemporaine d'une paragenèse à quartz + feldspath plagioclase + chlorite + séricite. À l'échelle du Haut-Bocage vendéen, cette schistosité de flux, subparallèle à la stratification, est ubiquiste et soulignée par la cristallisation de biotite, de grenat, voire de staurotide (Poncet, 1993). La succession des isogrades + chlorite, + biotite, + grenat et + staurotide évoque une évolution barroviennne. Dans ce schéma, la pile sédimentaire aurait subi les effets d'un métamorphisme régional, à température et pression moyennes et de degré variable, au cours d'un épisode de déformation à l'origine de la structuration synschisteuse. Cet épisode de déformation se situerait au Dévonien supérieur (vers - 375 Ma) : en effet, la mise en place de la diorite quartzique de Moncutant, équivalente de la diorite quartzique du Tallud (feuille Parthenay) datée à $373 \pm 6_{-11}$ Ma (Cuney *et al.*, 1993), est pénécotemporaine de la schistogenèse de son encaissant métamorphique qui regroupe des faciès de la zone à biotite et de la zone à grenat (Poncet, 1993).

Compte-tenu de l'attitude de la schistosité de flux dans le Haut-Bocage vendéen, avec un pendage faible à moyen vers le Sud, vraisemblablement lié à une tectonique tangentielle, il est probable que, sur le territoire de la feuille Montaigu, son pendage subvertical soit secondaire, lié au jeu des accidents de Secondigny et des Épesses.

L'Unité des Gneiss et des Migmatites se compose de paragneiss plagioclasiques à structure rubanée ($P\zeta^2$) et d'anatexites (métatexites et diatexites ; $MP\zeta^2$) qui ont été identifiées en de nombreux points du Haut-Bocage vendéen, sous forme d'enclaves déca- à hecto-métriques ou de panneaux plurikilométriques, soit au sein d'unités magmatiques, comme le complexe granitique de Moulins – les Aubiers – Gourgé (feuille Cholet), soit le long de décrochements crustaux régionaux tels l'accident de Cholet (feuille Thouars) et celui de Bressuire – Vasles (feuille Parthenay). Bien que le protolithe des anatexites ne soit pas connu, elles sont issues de la fusion partielle de matériel sédimentaire qui peut correspondre aux paragneiss identifiés lors des levés de la feuille Montaigu et de la feuille Cholet, où des faciès de même nature constituent le paléosome de diatexites à sillimanite et cordiérite (Le Métour *et al.*, 1989). Toutefois, la série métamorphique du Haut-Bocage vendéen, qui a franchi localement l'isograde + sillimanite et montre un début de fusion partielle, peut avoir alimenté la formation de ces anatexites (Poncet, 1993).

Paragneiss plagioclasiques et anatexites ont en commun une schistosité de flux (ou une foliation) contemporaine de la mobilisation anatectique, qui présente systématiquement un pendage fort ($> 60^\circ$). Sur les feuilles Montaigu, Cholet et les Herbiers et, plus largement, dans le Haut-Bocage vendéen (Poncet, 1993), les anatexites constituent un ensemble à structuration subverticale. Les conditions P-T de l'anatexie ont été estimées par J. Le Métour *et al.* (1989) et sont conformes à celles obtenues en Bretagne méridionale et dans le Nord-Ouest du Massif central : une pression maximum de 4 kbar pour une température d'environ 700 °C.

Dans le Haut-Bocage vendéen, la mobilisation anatectique a été rapportée à un événement intradévonien par analogie avec les segments hercyniens voisins (Bretagne méridionale et Limousin) (Poncet, 1993) où elle est calée entre - 375 et - 355 Ma, c'est-à-dire au Dévonien supérieur. L'âge radiométrique à 368 ± 7 Ma obtenu sur une diatexite prélevée dans les environs des Herbiers (Cocherie et Albarède, 2001) confirme l'hypothèse d'un événement anatectique au Dévonien supérieur.

Domaine central vendéen

Unité de Chantonnay. La semelle orthodérivée de l'unité de Chantonnay (serpentinites [A], metabasites amphibolitisées [δ], intercalations

métasédimentaires [ξ^{1-2}] et métavolcaniques, basiques [δ] et acides [λ] présente quelques analogies avec une séquence ophiolitique, et pourrait représenter des éléments d'une croûte océanique. La géochimie des roches suggère que celle-ci appartiendrait à un bassin d'arrière-arc.

Au Cambrien (?), ce bassin, quelque soit son contexte géodynamique, est marqué par une subsidence importante quoique difficilement quantifiable (> 1 km ?). Il enregistre une sédimentation terrigène à caractère turbiditique, alimentée en continu par des produits volcaniques et volcanoclastiques acides et basiques (kM, kG, kB, kP).

Le Cambrien présumé est couronné par un important épisode volcanique, les ignimbrites de la Châtaigneraie (#p), d'âge Trémadoc (~480 Ma), dont le caractère pyroclastique implique une émergence. Il suit ou accompagne la mise en place du système filonien doléritique ($\sigma\beta$) et rhyolitique (ρ) de la formation du Bourgneuf (kB). Ces manifestations hypovolcaniques s'apparentent aux séries tholéitiques intracontinentales (Thiéblemont, 1988). Elles témoigneraient d'un phénomène distensif anorogénique, phénomène également enregistré dans le Choletais (Thiéblemont *et al.*, 2001). L'émission (et/ou la conservation ?) des pyroclastites de la Châtaigneraie semble liée à une fracturation N110 °E en extension, parallèle à l'orientation actuelle de l'unité de Chantonay (Bouton, 1990 ; Bouton et Branger, 2007).

À l'Arénig présumé, le quartzite de la Châtaigneraie (O2) instaure une sédimentation de plateforme siliclastique stable et peu profonde. Il est transgressif sur la formation du Bourgneuf et les ignimbrites qu'il remanie à sa base. Ses caractéristiques lithologiques sont constantes à l'échelle de l'unité de Chantonay et témoignent d'une grande maturation du matériel sédimentaire.

Le quartzite de la Châtaigneraie passe en continuité au groupe de Réaumur (O-d) qui débute par des siltites gréseuses sombres auxquelles succèdent des phtanites à graptolites d'âge caradoc-silurien inférieur (Ph ; Wyns, 1980). Cette sédimentation peu épaisse (100 m) traduit un approfondissement et s'accompagne d'une reprise du volcanisme (nombreux quartz rhyolitiques). Au-dessus des phtanites, les faciès conservent des caractéristiques similaires (pélites sombres à intercalations de calcaires et de grès), mais le taux de sédimentation s'accélère (10 à 15 m/Ma), ce qui implique une augmentation de la subsidence. Les faunes récoltées indiquent un âge dévonien moyen à supérieur (Wyns *et al.*, 1989b). La série se termine avec les épanchements basaltiques sous-marins de la Meilleraie (feuilles La Roche-sur-Yon et Chantonay), rapportés à un magmatisme d'arrière-arc (Thiéblemont, 1988).

Origine. L'unité de Chantonay semble devoir être rapportée à un bassin d'arrière-arc, qui aurait connu une subsidence par à-coups au Paléozoïque, avec d'importants apports volcanogènes, hypothétiquement liés à l'arc voisin. Elle

attesterait du fonctionnement d'une zone de subduction éo-hercynienne jusqu'au Dévonien moyen.

Déformations et métamorphisme. Dans l'unité de Chantonnay, la déformation synmétamorphe D1 est caractérisée par une foliation initiale subhorizontale et par une linéation d'étirement dont l'azimut devait être à l'origine NNE-SSW à E-W. Aucun critère cisailant ne permet de déterminer la cinématique de cette déformation. L'intensité de la déformation D1 et le métamorphisme associé décroissent quand on s'élève dans la pile sédimentaire : les terrains du sommet de l'empilement sont à la fois les plus récents et les moins métamorphiques. Dans la semelle orthodérivée et à la base de la série sédimentaire, la paragenèse métamorphique caractérise le faciès des amphibolites, tandis qu'elle est épizonale au cœur des synclinaux de Saint-Prouant et de Chauché. L'âge de la déformation D1 et du métamorphisme n'est pas calé précisément. Ils interviennent après le Dévonien moyen à supérieur du groupe de Réaumur, qu'ils affectent, et avant la déformation D2, plus ou moins contemporaine du granite de l'Ortay daté à 350 ± 11 Ma (limite Tournaisien-Viséen, Carbonifère : *cf. supra*).

Domaine les Essarts – Mervent

Unité de haute pression des Essarts. Les éclogites de Vendée (Ψ) et les roches associées (amphibolites [$\delta\Psi$], serpentinites silicifiées) ont les caractères géochimiques de roches de la lithosphère océanique (différentiation tholéitique des protolithes, caractère de N-MORB des oligo-éléments et des Terres Rares), et semblent être les reliques d'un « océan perdu » (*e.g.*, Montigny et Allègre, 1974 ; Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985 ; Godard, 1981, 1988, 2001b). Les roches anté-éclogitiques appartenaient à une série tholéitique, et comprenaient des péridotites (devenues serpentinites), d'anciens cumulus noritiques riches en plagioclase et olivine (éclogites magnésiennes à disthène), d'abondants gabbros et/ou basaltes à composition de MORB (éclogites ordinaires), des gabbros ferro-titanés (éclogites ferro-titanées) et quelques plagiogranites (Godard, 1988, 2001b). Le protolithe gabbroïque fut amphibolitisé et saussuritisé avant le métamorphisme éclogitique (fig. 15, hors texte ; Godard, 1988, 2001b), ce qu'on peut attribuer au métamorphisme hydrothermal océanique, de même que la très forte dispersion de la composition isotopique de l'oxygène (Javoy, 1971 ; Agrinier *in* Godard, 2001b). La formation des paragenèses éclogitiques, avec un pic de métamorphisme à $T \approx 700$ °C et $P > 15$ kbar, indique une subduction à plus de 50 km de profondeur (Godard, 1988). Celle-ci a été jusqu'à présent attribuée à l'Ordovicien-Silurien sur la base d'une datation U-Pb du zircon des éclogites (436 ± 15 Ma : Peucat *et al.*, 1982), mais de nouveaux travaux montrent que la subduction pourrait être en réalité plus récente (Dévonien : Bosse et Godard, inédit). Un épisode de déformation ductile intense eut lieu dans les conditions du faciès éclogite (Godard, 1988 ; Godard et Van Roermund, 1995 ; Mauler *et al.*, 2001) ; il pourrait être lié à l'incorporation de ces roches à

la chaîne de montagnes hercynienne lors d'une collision continentale. Il fut suivi de l'exhumation des écloğites vers la surface, se manifestant par un métamorphisme rétrograde plus ou moins statique, qui les fit transformer en amphibolite.

Les écloğites et roches associées sont étirées et boudinées au sein de gneiss dérivant de granites et de sédiments pélitiques. Certains de ces gneiss montrent les traces de deux épisodes métamorphiques de haut degré (fig. 19 ; Godard, 2001b, 2009). Le premier épisode (E1), caractérisé par des conditions de basse pression et haute température ($T = 670\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3,2\text{ kbar}$), correspond à l'intrusion de granites et la migmatisation de métapélites à cordiérite. Cet épisode E1 fut suivi par un premier métamorphisme rétrograde (R1), de basse pression et basse température ($T < 350\text{ }^{\circ}\text{C}$), traduisant un retour transitoire vers la surface (cf. description de ζ^3 ; Godard, 2009). Un second épisode de haut degré de métamorphisme (E2), de faciès écloğite, c'est-à-dire de haute pression ($T \approx 700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P > 16\text{ kbar}$), a fait apparaître de nombreuses couronnes réactionnelles et pseudomorphes, générant des minéraux de haute pression (grenat, phengite, disthène, rutil et probablement jadéite) aux dépens des paragenèses du stade E1. Quelques transformations tardives (remplacements de la jadéite et de la phengite par de l'albite et de la biotite, respectivement) sont liées à la dernière évolution rétrograde vers la surface (R2). À ce stade, une déformation importante détruit très généralement les structures précédentes, et donna à la roche un aspect micaschisteux. L'évolution complexe E1-R1-E2-R2 a été modélisée par la méthode des pseudosections P-T (fig. 19 ; Godard, 2009). Celles-ci révèlent deux cycles métamorphiques, correspondant à deux orogénèses successives. En conséquence, les gneiss de l'unité des Essarts appartiennent vraisemblablement à une croûte continentale pré-hercynienne (stade E1 vraisemblablement d'âge cambro-ordovicien ; Bosse et Godard, inédit) dont des fragments furent entraînés dans la même subduction éo-hercynienne que celle enregistrée par les écloğites voisines (stade E2 vraisemblablement d'âge dévonien ; Bosse et Godard, inédit).

L'ensemble de l'unité métamorphique de haute pression des Essarts semble donc devoir être interprétée comme un mélange tectonique hercynien d'une croûte océanique partiellement subductée (écloğites et roches associées) et d'une ancienne croûte continentale à l'histoire complexe (orthogneiss et paragneiss) (Godard, 2009).

Domaine du Bas-Bocage

Le domaine du Bas-Bocage vendéen, qui s'étend jusqu'à la côte atlantique, est constitué de plusieurs unités (cf. *infra*), d'âge au moins partiellement ordovicien, formées de métasédiments, métavolcanites et métagranites. Ces unités ont été structurées et métamorphosées, à des pressions relativement

importantes (7-10 kbar, pour $\delta\beta$ et $\zeta\gamma A$: cf. *supra*), avant d'être intrudées au Viséen – Namurien par les plutons du complexe granitique du Bas-Bocage (e.g., Goujou, 1992).

Unité de Saint-Martin-des-Noyers. D'après leurs caractères géochimiques et pétrographiques, les roches de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers ($\delta\beta$) dériveraient par métamorphisme de roches volcaniques ou hypovolcaniques ayant appartenu à un paléo-arc insulaire (Thiéblemont *et al.*, 1987, 1988). Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement de préciser l'âge des protolithes. Le métamorphisme est vraisemblablement hercynien, puisque les structures syn-métamorphes sont en accordance avec celles des formations voisines.

Unité de Saint-Gilles. Les orthogneiss de la bordure nord-ouest de l'Unité de Saint-Gilles ($\zeta\gamma A$) sont d'anciens granites qui ont subi la déformation et le métamorphisme régional hercyniens. Ils s'étendent bien au-delà des limites de la feuille, puisqu'ils forment une masse plus ou moins continue, longuement étirée entre le Pays de Retz et la région de Mervent. Ils n'ont pas été datés, mais les métagranites de ce type sont généralement d'âge ordovicien, dans le Massif armoricain méridional et le Limousin. Il est certain, à tout le moins, que ce granite est antérieur aux principales déformations liées à l'orogénèse hercynienne, mais postérieur aux sédiments de l'Unité de Saint-Gilles qu'il recoupe, ce qui est attesté par les apophyses orthogneissiques étirées dans les « micaschistes » de Saint-Gilles (ξ^1), les enclaves schisteuses allongées au sein de l'orthogneiss et l'auréole de métamorphisme de contact dans les « micaschistes de Saint-Gilles ».

La formation des « micaschistes de Saint-Gilles » (ξ^1) est une série à dominante sédimentaire pélitique et grauwackeuse, mais possédant un cachet volcanique avec des horizons à petits clastes quartzeux et feldspathiques. Ce faciès représente une évolution latérale des « porphyroïdes » (métavolcanites acides) de la formation de la Sauzaie, bien développée en Vendée littorale et dans la région de Mareuil-sur-Lay (Maillet, 1984 ; Chalet *et al.*, 1983 ; Chalet, 1985 ; Colchen et Rolin, 2001). Cette filiation, qui s'explique vraisemblablement par un éloignement des centres d'émission, suggère que l'âge des porphyroïdes de la Sauzaie, datés sur la feuille voisine du Poiré-sur-Vie à 477 ± 7 Ma et 481 ± 14 Ma (Ordovicien : Béchenec *et al.*, 2008b), puisse être extrapolé à l'ensemble de la formation de Saint-Gilles.

Unité du Bas-Bocage. Cette unité est généralement considérée comme le substratum para-autochtone de l'édifice structural de la Vendée littorale, sur lequel l'unité de Saint-Gilles aurait été charriée (e.g., Maillet, 1984 ; Goujou, 1992). Elle comprend un ensemble de métapélites, à intercalations de phtanite et de grès. En Vendée littorale, elle a été datée de l'Ordovicien et du Silurien, grâce à une microfaune marine planctonique (Deflandre et Ters, 1966, 1970 ; Ters et Deflandre, 1966).

ÉVOLUTION POSTMÉTAMORPHE (CARBONIFÈRE)

Intrusion des granites

Entre - 350 et - 310 Ma (Carbonifère), la région est marquée par l'intrusion de divers massifs et filons granitiques. Du point de vue géotectonique, ces granites appartiennent au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement » de J.-L. Lagarde *et al.* (1992), c'est-à-dire que leur magma résulte de la fusion partielle de la base de la croûte continentale, conséquence de l'épaississement de celle-ci lors de la collision hercynienne. Ces granites appartiennent en majorité à l'association alumino-potassique de type Limousin, qui présente des rapports isotopiques initiaux ($0,705 < \text{Sri} < 0,715$) compatibles avec une origine crustale par fusion partielle faible de paragneiss ou d'orthoigneiss peralumineux (Cuney *et al.*, 2001). Cependant, les granites alumino-potassiques, subleucocrates à leucocrates, du complexe granitique du Bas Bocage sont étroitement associés, en dehors des limites de la feuille Montaigu, à des granites mésocrates à affinité calco-alcaline magnésio-potassique de mise en place subsynchrone mais d'origine différente (Stussi, 1976 ; Chèvremont et Stussi *in* Béchenec *et al.*, 2008 et *in* Lahondère *et al.*, 2009b).

Les granites de la feuille Montaigu ne semblent pas tous exactement contemporains, quoique la dispersion apparente de leurs âges (360 à 295 Ma, en considérant les incertitudes) puisse être attribuée en partie aux imprécisions des méthodes radiométriques. Les premières intrusions pourraient être celles du domaine central vendéen : filons de granitoïdes et pegmatites (P- γ) ; massifs granitiques de Riaillé (γR) et de l'Ortay (γO). Seul ce dernier a été daté (350 ± 11 Ma : *cf. supra*), mais cet âge, relativement précoce, pourrait être celui de l'anatexie plutôt que de la mise en place du pluton. Les granites intrusifs dans les unités métamorphiques du domaine du Bas-Bocage semblent un peu plus récents, avec des âges homogènes entre 335 ± 5 et 328 ± 5 Ma (Chèvremont *in* Béchenec *et al.*, 2008 et *in* Lahondère *et al.*, 2009b ; *cf. supra*), indiquant une mise place au Viséen – Namurien (Carbonifère moyen) ; ces granites sont eux-mêmes recoupés par des filons de microgranite subvolcanique, à faciès de rhyolite ($\mu\gamma$). Enfin, entre 325 et 295 Ma (Carbonifère supérieur), une intense activité magmatique caractérise le domaine du Haut-Bocage vendéen. C'est, en effet, à cette période que se rapporte la mise en place de nombreuses intrusions (leuco)granitiques, dont le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, situé pour partie sur la feuille Montaigu, qui a fourni un âge radiométrique à 313 ± 15 Ma (Guineberteau, 1986).

Sédimentation houillère

La sédimentation carbonifère continentale du sillon houiller vendéen témoigne du démantèlement de la chaîne hercynienne en cours de surrection. Si

l'étroite lanière de terrains houillers de la feuille Montaigu fournit peu d'indications géodynamiques, le bassin de Vouvant, à l'extrémité sud-orientale du même sillon houiller vendéen, témoigne d'une subsidence importante avec deux cycles sédimentaires, l'un namurien, l'autre stéphanien, séparés par une discordance angulaire (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990).

Dans la partie nord-ouest du sillon houiller, la sédimentation paraît surtout alimentée par l'érosion des unités situées actuellement sur la bordure sud-ouest du sillon (gneiss, éclogites). Dans le bassin de Vouvant, les éléments remaniés proviennent dans un premier temps, au cours du cycle namurien, des terrains bordant actuellement le bassin. Au cours du cycle stéphanien, l'aire d'alimentation s'étend à l'unité de Chantonay et au domaine les Essarts – Mervent.

L'instabilité tectonique perdure au cours du Carbonifère supérieur comme l'indiquent l'importance de la subsidence dans le bassin de Vouvant (2 000 m d'épaisseurs cumulées), le caractère gravitaire des dépôts de début de cycle qui suppose des bordures encaissées et réactivées par la tectonique, enfin la discordance angulaire entre les deux cycles, namurien et stéphanien. P. Bouton (1990) lie la genèse du réceptacle houiller au fonctionnement dextre de l'accident du sillon houiller de Vendée, la direction de compression étant NNW-SSE (*cf. infra*).

Déformation post-métamorphe

Au Carbonifère, les dernières déformations hercyniennes affectent des terrains déjà structurés et métamorphisés lors du climax de l'orogénèse. Ces terrains sont désormais à un niveau supérieur de la croûte, où la déformation est surtout fragile (plis ouverts, mylonitisation, cataclase).

Domaine du Haut-Bocage. Sauf exception, le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre est en contact tectonique avec son encaissant. Intrusif dans les formations mobilisées du Dévonien supérieur, entre les Épesses (feuille les Herbiers) et Beaurepaire, il est limité par des décrochements crustaux régionaux : au Nord et à l'Est, accidents de Cholet (N100 °E) et de Mortagne-sur-Sèvre (N140 °E), au sud, accident des Épesses (N80 °E), à l'Ouest, accident de Secondigny (N125 °E) (fig. 4). Par ailleurs, l'analyse structurale (Guineberteau, 1986 ; Guineberteau *et al.*, 1987) de ce pluton montre qu'il fut structuré à l'état visqueux selon une foliation magmatique subverticale, bien visible dans le faciès à deux micas et à texture porphyroïde ($\rho\sqrt{m}$), dont la direction moyenne est conforme à son axe d'allongement. Son étude gravimétrique (Vignerresse et Guineberteau, 1988) indique qu'il est profondément enraciné (au-delà de 4 km et jusqu'à 10 km de profondeur). Enfin, il a subi une déformation à l'état solide (mylonitisation) à relative haute

température, à la limite inférieure du domaine de stabilité de la biotite, qui s'est traduite par le développement de zones de cisaillement ductile subverticales, à cinématique dextre ou senestre. Plus précisément, les observations réalisées dans le cadre du lever de la feuille Montaigu (fig. 5) rejoignent celles effectuées sur les feuilles Cholet et les Herbiers (Le Métour *et al.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 2000b) et indiquent, sans ambiguïté, que la cinématique senestre est postérieure à la cinématique dextre : ainsi, à l'échelle cartographique, le couloir de mylonitisation intragranitique senestre, de direction N100 °E à N125 °E, qui se développe sur près de 35 km, d'Est en Ouest, de Mauléon à La Boissière-de-Montaigu, recoupe le couloir de mylonitisation intragranitique dextre subméridien (fig. 4). De telles observations ont également été faites sur des plutons de même nature dans le Haut-Bocage vendéen, en l'occurrence les granites à deux micas de Parthenay et du complexe granitoïdique de Moulins – les Aubiers – Gourgé (Poncet, 1993).

Ces données permettent d'envisager, pour le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, une histoire polyphasée (Le Métour *et al.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 2000b), significative de l'évolution tectono-métamorphique du Haut-Bocage vendéen au Carbonifère supérieur (Poncet, 1993 ; Rolin et Colchen, 2001), avec l'évolution suivante :

- à la limite Namurien-Westphalien (vers -315 Ma), mise en place et structuration à l'état visqueux d'un magma (leuco)granitique (foliation magmatique subverticale) guidé par des accidents crustaux de direction N100 °E (accident de Cholet) à N125 °E (?), dextres, disposés en relais, en relation avec une direction de raccourcissement régional $Z = \pm$ NNW-SSE ;
- en continuité cinématique, déformation à l'état solide du matériel granitique (bandes de cisaillement « C-S » dextres subverticales) sur la bordure orientale et au cœur du pluton ;
- puis, rotation horaire de la direction de raccourcissement régional et instauration d'un nouveau régime compressif avec $Z = \pm$ NE-SW qui se marque par la formation de couloirs de mylonitisation subverticaux N100 °E en moyenne, à jeu senestre dans et sur les bordures septentrionale et méridionale du pluton ;
- enfin, au Stéphanien (vers -295 Ma), la direction de raccourcissement régional ($Z =$ NNW-SSE à NW-SE) induit le rejeu fragile des accidents en décrochements dextres. C'est à cet événement qu'il convient de rapporter la bréchification intense des métagrauwackes et des métapelites de l'unité des Schistes mais aussi, à l'échelle cartographique, l'allure sigmoïde de la schistosité de flux de ces mêmes faciès à mettre en relation avec la cinématique dextre de l'accident de Secondigny et de l'accident des Épesses.

Domaine central vendéen. Dans l'unité de Chantonay, la déformation D2 correspond à l'acquisition de structures post-métamorphes de direction NW-SE et au plissement en synforme. Dans les roches épimétamorphiques, elle se

traduit par un plissement à axe subhorizontal à toutes les échelles et par l'écaillage des assises à propriétés mécaniques contrastées (flancs du synclinal de Chauché). On lui attribue également la verticalisation progressive de la foliation S0-1 à l'approche du cisaillement sud-armoricain (accident de Secondigny ; fig. 11a).

L'acquisition de ces structures est attribuée au fonctionnement dextre de l'accident de Secondigny et du domaine les Essarts – Mervent. Ce jeu induirait dans l'espace intermédiaire un plissement en échelon d'échelle centimétrique à kilométrique, l'apparition de microstructures cisailantes dextres et l'augmentation de la déformation D2 à l'approche des deux accidents (Bouton, 1990).

Tectonique tardi-hercynienne

Les déformations précédentes, affectant les granites, les sédiments houillers et les autres formations du socle hercynien sont de style fragile plutôt que ductile. Elles se sont concentrées dans des zones cisailantes NW-SE, qui ont juxtaposé tardivement des formations géologiques très différentes, justifiant la division en domaines que nous avons adoptée. Ces lignes tectoniques tardi-hercyniennes sont les suivantes (du Nord-Est vers le Sud-Ouest) :

Le cisaillement sud-armoricain. Sur la feuille Montaigu, il est divisé en deux branches, l'accident de Secondigny (branche sud, principale), et l'accident des Epesses (branche nord, de moindre importance). Le massif granitique de l'Ortay nous renseigne sur la cinématique et l'âge de la branche sud. Sa forme en cornue implique que la mise en place du granite est contemporaine d'un jeu dextre de l'accident de Secondigny, contre lequel il vient se biseauter. La datation à 350 ± 11 Ma de ce granite (*cf. supra*) permet d'attribuer au début du Viséen le jeu dextre de cette branche du cisaillement sud-armoricain. Cependant, celle-ci affecte aussi le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (313 ± 15 Ma), plus au Nord-Ouest (feuille Clisson), de sorte qu'elle pourrait avoir fonctionné de nouveau plus tardivement. L'accident de Secondigny limite aussi vers l'Est l'extension des filons antimonifères de Vendée, alors que ceux-ci se retrouvent de part et d'autre du sillon houiller (*cf. Qsb*), ce qui suggère que le dernier jeu de l'accident de Secondigny soit postérieur au dernier jeu de la faille du sillon houiller.

Le sillon houiller de Vendée. La structuration du sillon houiller vendéen se traduit par une dilacération intense des dépôts houillers dans une étroite zone cisailante. Sur la feuille Montaigu, l'essentiel de la tectonique s'effectue sur la bordure nord-est du sillon houiller, avec en particulier une puissante cataclase, tandis que le contact stratigraphique discordant sud-ouest semble plus ou moins préservé (Godard, 2001b ; Godard et Bonnet, 2007). Cette structuration

correspond à un jeu dextre de la faille houillère, jeu induit par une direction de raccourcissement NNW-SSE (Bouton, 1990), et s'accompagnant d'un basculement des strates houillères vers le Nord-Est, voire d'une verticalisation de celles-ci. Dans la région de Vouvant, cette structuration aurait débuté au Namurien. Si l'on tente une corrélation avec le polyphasage établi pour le domaine du Haut-Bocage vendéen (*cf. supra*), on peut envisager que l'interruption de la sédimentation houillère au Westphalien soit en relation avec la modification de la direction de raccourcissement qui devient NE-SW, tandis qu'une nouvelle rotation vers l'Ouest ($Z \approx \text{NW-SE}$) expliquerait sa reprise au Stéphanien. Le dernier jeu serait postérieur aux derniers sédiments stéphanien. Il convient de demeurer prudent sur la chronologie absolue de ces événements, car elle repose sur la macroflore fossile continentale des terrains houillers, qui est difficilement corrélable avec l'échelle des temps géologiques et fut parfois interprétée diversement par les anciens auteurs (les gisements stéphanien de Mathieu étaient généralement westphalien supérieurs pour Picquenard).

La ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent. Ce contact, jalonné de mylonites et cataclases, ne peut plus être interprété comme le chevauchement de base de l'unité à éclogites des Essarts, notamment parce qu'il se prolonge bien au-delà de celle-ci vers le Sud-Est (*cf. supra*). Il pourrait avoir joué au Carbonifère supérieur, car il interrompt vers le Nord-Est le faisceau de filons de microgranite tardi-hercynien de la région de Saligny (*cf. μΥ*). Dans la région de Saint-Père-en-Retz, il semble recoupé par la faille du sillon houiller, mais cette relation est obscurcie par les formations superficielles (Godard, 2001b).

Le dernier épisode cassant hercynien semble résulter d'une direction de raccourcissement plutôt située autour de N20 °E. On lui rapporte les nombreux décrochements dextres N-S à N160 °E qui décalent, en particulier, le sillon houiller (*e.g.*, faille de Saint-Denis-la-Chevasse), leurs rares conjugués senestres (faille N50 °E de la Bodinière, au Nord-Ouest de la Copechagnière), ainsi que les failles à jeu vertical dominant comme celles qui tronquent le synclinal de Saint-Prouant (N30 °E). Enfin, les fréquents kink-bands N-S à N30 °E pourraient être l'expression mésotectonique de cette ultime phase de serrage.

ÉVOLUTION AU MÉSOZOÏQUE ET AU CÉNOZOÏQUE

Jurassique

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Permien et le Trias, c'est-à-dire durant environ 40 Ma.

Quoique le Jurassique ne soit pas représenté dans l'emprise de la carte, il a certainement recouvert l'ensemble de la région. Il affleure à quelques kilomètres au Sud-Est, dans le demi-graben de Chantonay, où est conservée une série

carbonatée qui va de l'Infralias jusqu'au Callovien. L'évolution de la région au Jurassique est celle du versant aquitain du Massif vendéen, histoire marquée par la double influence des oscillations du niveau marin d'origine tectono-eustatique et des facteurs tectoniques locaux (Gabilly *et al.*, 1985).

Le Jurassique débute par des argiles rouges et vertes qui fossilisent la paléosurface posthercynienne et son manteau altéritique. L'avancée de la mer s'effectue de manière progressive au cours de l'Hettangien. Un second cycle sédimentaire survient au Pliensbachien dont les dépôts transgressifs ravinent ceux du Lias inférieur. La sédimentation marine se poursuit dans un contexte de plateforme carbonatée soumis aux oscillations du niveau marin. Les principales phases d'approfondissement se situent au Toarcien et au Callovien. Même si aucun sédiment postérieur au Callovien n'est conservé, on peut supposer que l'émersion de la région n'intervient qu'à la fin du Jurassique, comme sur le versant aquitain.

Crétacé

Le Crétacé inférieur correspond à une période d'émersion et d'altération qui a eu pour conséquence la disparition de la quasi-totalité de la couverture jurassique dans la région. Ainsi, le Crétacé supérieur marin de Challans, Commequiers et Touvois repose-t-il directement sur le socle hercynien altéré.

La mer revient progressivement au début du Crétacé supérieur. Les sédiments cénomaniens sont connus de part et d'autre du Seuil du Poitou, en Vendée occidentale (bassin de Challans – Commequiers), en Loire-Atlantique (bassin de Touvois) et en Anjou (*e.g.*, Louail, 1984). La mer cénomaniennne a donc recouvert la région de Montaigu, même s'il n'en subsiste que des témoins résiduels et incertains (*cf.* c-p). Cette sédimentation a dû se poursuivre jusqu'à la fin du Crétacé, comme l'illustrent les dépôts Cénomaniens moyen à Sénomien du bassin de Challans – Commequiers (Viaud, 1978). Sur la feuille voisine Clisson, des sédiments marins résiduels du Crétacé supérieur jalonnent la paléosurface éocène (Bouton, inédit).

Cénozoïque

Après une nouvelle période d'émersion et d'altération au Paléogène, liée à un exhaussement situé à limite Crétacé-Tertiaire (Wyns, 1991), la mer revient à l'Yprésien par la façade atlantique. À cette époque, la région de Montaigu se trouve aux confins d'un domaine marin confiné bordé de lagunes et de mangroves. La traînée de sédiments fluviatiles e4 qui traverse la feuille Montaigu est le tronçon d'un paléofleuve dont les sources seraient situées en amont de Poitiers, et le delta en aval de Montaigu, dans l'angle

Savenay – Montaigu – Noirmoutier (Godard *et al.*, 1994 ; fig. 26). La disparition du fleuve, au Cuisien terminal ou au Lutétien inférieur, est attribuée à la tectonique éocène, responsable du bombement des Collines vendéennes et du jeu vertical de certaines failles de direction sud-armoricaine, en particulier la faille de Pouzauges (rejeu « posthume » de l'accident de Secondigny).

On ignore si la transgression lutétienne a atteint la feuille Montaigu. Elle instaure une sédimentation carbonatée de plateforme dont le témoin le plus proche est conservé à une quinzaine de kilomètres au Nord-Ouest de la feuille, dans le graben du Maupas (Chevalier *et al.*, 1989).

Au cours du Paléogène, l'arrière-pays émergé continuait d'être soumis aux processus d'altération lessivante et de silicification sous un climat chaud et humide. Le développement des silcrètes à l'origine des grès ladères a pu se reproduire à différentes époques de l'Éocène, notamment au Cuisien et/ou au Bartonien.

La mer revient au Néogène par l'Ouest, après une nouvelle période d'émersion sans enregistrement sédimentaire. Elle se produit en deux temps, d'abord au Miocène moyen terminal (gisement du Cléon Gautret), puis au Pliocène inférieur (Zancléen ; gisements de la région de Boufféré), comme sur la feuille Palluau. Cette seconde incursion marine s'effectue à la faveur de paléorias nettement incisées dans le socle (*cf. m-p* ; Ters, 1961 ; Lahondère *et al.*, 2009b).

La tectonique cénozoïque s'exprime sur la feuille Montaigu par quelques failles affectant les dépôts yprésiens (e4), en particulier l'accident de Vieilleville parallèle à la vallée de l'Ognon (*e.g.*, Bousquet et Sellier, 1972) et celui de la Templierie dont le rejet vertical est d'une quinzaine de mètres. Les dépôts néogènes (m-p) sont également parfois faillés, comme au Nord-Ouest de Boufféré. Cette tectonique cassante correspond au rejeu en faille normale de diverses structures hercyniennes NW-SE à NNW-SSE. L'ampleur finale des mouvements verticaux est généralement inférieure à une vingtaine de mètres. Ces failles hercyniennes ont fonctionné à plusieurs reprises au cours du Tertiaire, comme l'indiquent les indices synsédimentaires enregistrés dans les dépôts éocènes et pliocènes conservés dans l'étroit graben du Maupas (Chevalier *et al.*, 1989).

Le Quaternaire est marqué par un surcreusement des vallées consécutif à la baisse du niveau marin au cours des grandes glaciations. Celui-ci atteint son minimum vers - 20 000 ans, lors de la glaciation du Würm, avec un retrait de la mer à environ 130 m au-dessous de son niveau actuel. Il en est résulté une érosion importante des formations les plus meubles, comme les sables et graviers yprésiens (e4) et les dépôts marins du Néogène (m-p). Il n'existe pas de dépôts importants liés à ces épisodes glaciaires, hormis la fine pellicule

limoneuse à caractère loessique qui constitue en partie la formation des plateaux (B). Dans cette formation, d'autres signes plus discrets témoignent des conditions périglaciaires, comme la rubéfaction et l'éolisation des galets siliceux. L'alternance des périodes de gel et de dégel est à l'origine de déformations spécifiques dont on observe quelques exemples localement, comme la solifluxion, des cryoturbations convolutées (fig. 28, hors texte) et des fentes en coin.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

L'ensemble du territoire de la feuille Montaigu est couvert de bocage, paysage dont l'étendue, au Sud de la Loire, coïncide précisément avec celle du Massif armoricain.

Aux XVI^e et XVII^e siècles, la région a adopté le système des enclosures, la culture des plantes fourragères et l'emploi des fumures, pour se vouer principalement à l'élevage des bovins. Les prairies se sont bordées de haies et de chênes têtards, à la tête taillée en boule, et le paysage acquit progressivement sa physionomie bocagère. La colonisation des terres a progressé depuis les vallées, où de petites exploitations de subsistance, les « borderies », étaient regroupées en hameaux qui jalonnent encore aujourd'hui les vallées de la Grande Maine, de la Petite Maine, du Vendrenneau et de la Boulogne. Néanmoins, l'habitat a toujours été assez dispersé, ce que permettait l'abondance des points d'eau (*cf.* Godard et Martin, 2003).

Les plateaux, tapissés de formations siliceuses meubles (formation des plateaux ; sables et cailloutis fluviatiles yprésiens ; arène granitique), sont des étendues moins fertiles, qui sont longtemps demeurées couvertes de landes à végétation silicicole (genêts, ajoncs, bruyères). Ces landes ont été progressivement mises en culture au XIX^e siècle. En 1844, elles représentaient encore 7 % du territoire de la feuille (la Fontenelle de Vaudoré, 1844), et occupaient l'essentiel de la région comprise entre Montaigu et Vieilleville. Aujourd'hui, il n'en subsiste plus que des éléments de toponymie (« gâts », « pâtis », « landes »). Divisées par des haies plus régulières et espacées que celles des vallées, ces étendues ont été aménagées en champs et prairies, formant des « métairies » plus vastes que les « borderies ». Elles n'ont pas toutes donné d'excellentes terres à cultiver, en raison de leur engorgement par l'eau en hiver, dû à l'imperméabilité des altérites argileuses sous-jacentes et au mauvais drainage, conséquence d'une faible déclivité. En bordure des plateaux, les têtes de vallon, mal drainées et tapissées de colluvions, étaient aussi occupées par des prairies permanentes humides (les « noues »). On a pallié ces écueils par la mise en place de réseaux de drainage souterrains, à la fin du XX^e siècle.

Certaines parties des plateaux, encore moins propices à l'agriculture en raison de l'abondance de blocs de quartz éluvial ou de cailloutis, furent affectées à la culture de la vigne selon le principe local du complant, une sorte de location perpétuelle et héréditaire du terrain contre le cinquième de la vendange. Curieusement considérée comme un droit féodal, la redevance du complant fut abolie en Vendée à la Révolution et les exploitants devinrent propriétaires de fait (la Fontenelle de Vaudoré, 1844). Ces étendues caillouteuses, qui sont de moins en moins cultivées en vigne, portent encore le nom local de « fiefs ».

Si le paysage de bocage apparaît boisé, les forêts y sont paradoxalement peu étendues. Les forêts domaniales de Graslas (570 ha) et de l'Herbergement (près des Quatre-Chemins de l'Oie ; 370 ha), la forêt du Parc-Soubise et le bois du Défend constituent les principaux massifs forestiers de la feuille, et sont aussi préférentiellement situés sur les plateaux. Les futaies de résineux y dominent désormais sur les futaies de feuillus (chênaies-hêtraies). Ailleurs, le bocage est parsemé de bois et bosquets, de quelques hectares chacun, où domine largement le taillis.

L'organisation en haies vives du bocage a été remise en cause après-guerre, quand on cessa de les utiliser pour le bois de chauffage et qu'il est apparu qu'il suffisait de les détruire pour faciliter les manœuvres des engins agricoles et augmenter la surface des parcelles cultivées. Leur destruction fut le principal effet des premiers remembrements, qui ont aussi créé des fossés destinés à faciliter le drainage et les « routes de remembrement », chemins d'exploitation viabilisés qui se sont substitués aux anciens « chemins creux ». Cependant, la suppression des haies (près de 90 %, dans les premiers temps) a créé d'autres nuisances. Il fallut attendre quelques années pour parvenir à une phase plus équilibrée des plans de remembrement, où l'on s'efforça de préserver 70 mètres linéaires de haies par hectare, alors que le chiffre moyen était de 150 mètres avant 1950. Après des décennies d'arrachage, le paysage de bocage n'est plus vraiment une réalité dans bien des secteurs de la feuille Montaigu.

Aujourd'hui, l'activité agricole s'organise autour d'une polyculture associée à un élevage bovin intensif. Les cultures de choux et de betteraves, autrefois si caractéristiques du bocage, ont été remplacées par le maïs-fourrage. Avec le blé, le tournesol et le colza, cette culture occupe préférentiellement les sols limoneux (sur micaschistes) ou sableux (sur arène granitique) des plateaux, tandis que les vallées sont plutôt occupées par des prairies, permanentes ou cultivées, dédiées à l'ensilage, la fenaison et le pacage des bovins. L'aviculture, enfin, a pris une importance assez considérable depuis les années 1970 et la région s'est parsemée de bâtiments d'élevage hors-sol.

Cependant, la polyculture-élevage n'est plus l'activité dominante, et les agriculteurs sont désormais très minoritaires. À l'activité agricole est venue se

Numéro sondage	Type	Auteurs et date	X_lambert_II	X_Lambert_II	Z_estimé	Profondeur m	Coupe sommaire avec interprétation stratigraphique
BM1	tarière à moteur	BRGM suivi P. Bouton (avril 2006)	329,748	2 222,180	73	10,5	de 0,2 à 5,8 : sable grossier, micacé et feldspathique, orangé
							5,8 à 7,7 : sable fin, argileux, crème
BM2	tarière à moteur	BRGM suivi P. Bouton (avril 2006)	329,751	2 222,219	73	12	7,7 à 9,5 : argile à blocs schisteux
							9,5 à 10,5 m : schistes compacts grisâtres
Cléon1 & 2	tarière à main	J.-M. Viaud & D. Poncet (nov. 2005)	329,755	2 222,229	71	1,55	de 0,2 à 5,9 : sable fin puis grossier, blanc
							5,9 à 7,2 : argile à blocs schisteux
Cléon1 & 2	tarière à main	J.-M. Viaud & D. Poncet (nov. 2005)	329,755	2 222,229	71	1,55	7,2 à 9,1 : marne blanche, sableuse, peu fossilifère
							9,1 à 10 : argile verte à débris schisteux
Cléon1 & 2	tarière à main	J.-M. Viaud & D. Poncet (nov. 2005)	329,755	2 222,229	71	1,55	10 à 12 m : schistes altérés puis sains
							de 0 à 0,6 : éboulis
Cléon1 & 2	tarière à main	J.-M. Viaud & D. Poncet (nov. 2005)	329,755	2 222,229	71	1,55	0,6 à 1,0 : marne sableuse crème
							1,0 à 1,2 : argile verte et brune à éléments de schiste (paléosol?)
Cléon1 & 2	tarière à main	J.-M. Viaud & D. Poncet (nov. 2005)	329,755	2 222,229	71	1,55	1,2 à 1,35 : marne sableuse crème à fragments calcaires
							1,35 à 1,55 m : argile brune à matière organique, puis refus sur calcaire falunien

Tabl. 7 - Coupe sommaire des sondages effectués au Cléon Gautret (La Boissière-de-Montaigu)

substituer une activité industrielle qui s'impose dans le paysage. De nombreux ateliers se concentrent en périphérie des bourgs, dans des zones d'activités économiques (Vieilleville, Boufféré, Saint-Denis-les-Lucs, Saint-Georges-de-Montaigu, Saint-Fulgent, Sainte-Florence-de-l'Oie, etc.). Les industries mécaniques et agroalimentaires y ont pris le relais des activités traditionnelles du cuir et du textile, en régression. Le bocage s'est peuplé de néo-ruraux dont les emplois ne sont plus agricoles mais rattachés au village voisin. Cette population d'ouvriers et d'employés se concentre à la périphérie des bourgs, dans des lotissements aux multiples maisons individuelles, ou repeuple les hameaux de « bordiers » des siècles précédents.

RISQUES NATURELS

La base nationale de la macrosismicité française SisFrance, gérée par le BRGM et accessible sur Internet (www.sisfrance.net), renferme les données sur la sismicité de la région. Par ailleurs, plusieurs auteurs ont recensé les séismes historiques du Massif armoricain méridional d'après la bibliographie et les archives (*e.g.*, Gautier, 1980). Si la sismicité ne semble jamais avoir représenté un véritable danger pour la vie des personnes, la région n'est cependant pas inerte. Cinq épicentres historiques d'une intensité MSK-64 supérieure ou égale à 4 (c'est-à-dire clairement ressentis) sont répertoriés pour le territoire de la feuille Montaigu (tabl. 7). D'autres séismes d'intensité épiscopale MSK de 4 à 5,5 ont été enregistrés à l'ESE et au Nord-Ouest de La Roche-sur-Yon, et ont certainement été perçus dans la région. Le plus important séisme jamais senti en Vendée fut sans doute le fort tremblement de terre de Bouin du 25 janvier 1799, d'intensité MSK 7,5, suivi de 6 répliques jusqu'au 21 mars 1799. Outre Bouin, il affecta Noirmoutier et endommagea les maisons de la ville de Machecoul, déjà ruinée par la guerre civile.

Les risques d'inondation sont, en principe, limités au lit majeur des rivières, noté Fz sur la carte.

CAVITÉS SOUTERRAINES

Quelques cavités souterraines, liées à des activités minières anciennes ou récentes, sont décrites dans la section Gîtes et indices minéraux (*cf. infra*). D'autres cavités seraient d'anciens souterrains-refuges du Moyen-Âge, dont l'inventaire, sans doute incomplet, a été dressé par M. Baudouin (1922) et J. Perocheau (1971). Ce dernier auteur décrit particulièrement les souterrains des localités suivantes : le château de Montaigu, la Marquerie à Saint-Georges-de-Montaigu (62 m de long), Bazoges-en-Paillers dont celui de la vieille place, Vendrennes, la Cornuère de Chavagnes-en-Paillers, la Rabatelière, Chauché et Saligny. Enfin, la base de données des cavités souterraines abandonnées (hors

mines) du territoire national, gérée par le BRGM et accessible sur Internet (www.cavites.fr), signale trois ouvrages civils souterrains abandonnés sur le territoire de la feuille, à Chauché (la Boutarlière, Languiller) et à Saligny (rue de la Croix aux Pages).

RESSOURCES EN EAU

Eaux de surface

La base de données Infoterre, gérée par le BRGM et accessible sur Internet (infoterre.brgm.fr), donne des informations sur l'hydrographie et la qualité des eaux de surface. Nous donnons ici quelques informations supplémentaires sur les retenues d'eau.

Lac de la Bultière. Entre la Salette (Saint-Fulgent) et la Petite Grassière (Chavagnes-en-Paillers), la Grande Maine traverse le massif granitique de l'Ortay, où elle a creusé une petite cluse de 25 à 35 m de profondeur, en raison de la relative résistance du granite à l'érosion. Le barrage de la Bultière, réalisé de 1992 à 1995 par le Syndicat départemental Vendée-Eau, a noyé partiellement cette cluse pour constituer une retenue d'eau de 5 200 000 m³. Le barrage, l'usine de traitement de la Bultière et les châteaux d'eau du Bordage et du Plessis-des-Landes, gérés par le Syndicat intercommunal d'Alimentation en Eau potable des Vals de Sèvre, permettent l'alimentation en eau des communes environnantes. La mise en eaux de la vallée a créé un plan d'eau de 72 ha d'une longueur de 4,6 km, divisé en deux secteurs par la retenue intermédiaire de Preuilly. Le Syndicat mixte du Bassin des Maines vendéennes, qui gère le site sur délégation des 4 communes riveraines, a aménagé un sentier pédestre de 12 km et un circuit équestre de 8 km sur les rives du lac.

Nous avons pris le parti de représenter sur la carte les formations géologiques telles qu'elles apparaissent avant la mise en eaux de la vallée, et de figurer le contour du lac de retenue par un trait distinctif.

Étangs. Les têtes de vallon, et plus rarement les rivières, ont souvent été barrées par une digue, surtout après la sécheresse de 1976, pour constituer d'innombrables réservoirs d'eau destinés principalement à l'arrosage des terres agricoles. Certains de ces étangs peuvent atteindre une vingtaine d'hectares (lac des Vallées à Vieilleville ; la Chausselière de la Guyonnière ; les Boucheries des Landes-Genusson ; la Tricherie de Mesnard-la-Barotière ; le Parc-Soubise de Mouchamps), et leurs rives ont parfois été aménagées pour la baignade et la pêche. L'étang des Boucheries constitue aussi une réserve ornithologique, avec un musée et des observatoires.

Eaux souterraines

La feuille Montaigu est caractérisée par des formations géologiques de socle ancien, peu propices aux conditions d'existence de nappes et de circulation d'eaux souterraines. En effet, les roches dures rencontrées n'ont qu'une porosité limitée (porosité de fissure essentiellement) et une perméabilité d'ensemble réduite. La probabilité d'en tirer des débits d'eau notables est donc limitée, et liée au degré de fissuration. Néanmoins, sans être abondantes comme dans certains bassins sédimentaires, les ressources en eaux souterraines ne sont pas négligeables, comme en témoignent les nombreuses recherches engagées et les exploitations qui en ont découlé. Statistiquement, un forage sur deux peut fournir un débit de 3 à 5 m³/heure.

En termes de bilan hydrique, pour une pluviométrie annuelle moyenne de 800 mm, on estime la part de l'infiltration entre 110 et 150 mm, soit 1 100 à 1 500 m³ d'eau à l'hectare. Sur l'ensemble de la feuille Montaigu (550 km²), cette quantité infiltrée contribue à la recharge des nappes (60 à 80 millions de m³), et permet d'alimenter sources et cours d'eau après un séjour plus ou moins long dans le sous-sol. La part raisonnable de cette ressource à exploiter n'est pas facile à déterminer ; elle ne peut en aucun cas dépasser les 5 %, soit 3 à 4 millions de m³ par an pour l'ensemble du territoire de la feuille.

La disponibilité de la ressource en eau souterraine est essentiellement liée à la fracturation profonde des formations lithologiques et au drainage des zones altérées superficielles emmagasinant les précipitations efficaces. Les débits exploitables sont donc très variables : de quelques dizaines de litres à l'heure à plusieurs dizaines de m³ à l'heure. La probabilité d'obtenir un bon débit par sondage est améliorée par la réalisation d'études hydrogéologiques couplées à des techniques de photogéologie et de géophysique. Dans certains cas, l'utilisation de la méthode de fracturation hydraulique dans un forage recoupant des formations fissurées a permis d'augmenter le débit en mettant l'ouvrage en relation avec le réseau de fissures non colmatées, situé à proximité. Les forages des stades communaux de Bazoges-en-Paillers et de Beaurepaire, situés au voisinage des accidents de Secondigny et des Epesses, ont ainsi obtenu des débits exploitables. Les nombreuses recherches d'eau souterraine engagées, soit par des personnes privées, soit par des collectivités communales, ont montré la difficulté de trouver les meilleures implantation et profondeur du sondage, mais confirment néanmoins l'opportunité d'obtenir des débits qui satisfassent des besoins limités.

Dans la partie nord-ouest de la feuille, la formation fluviatile yprésienne (E4) constitue un petit réservoir aquifère, à forte porosité d'interstice. Quelques sources ou points marécageux (les « mâcres ») viennent souligner la limite cartographique de la formation. Toutefois, cette ressource n'est véritablement intéressante que dans la région de la Planche, sur la feuille voisine de Clisson, où cette couverture sédimentaire est plus épaisse.

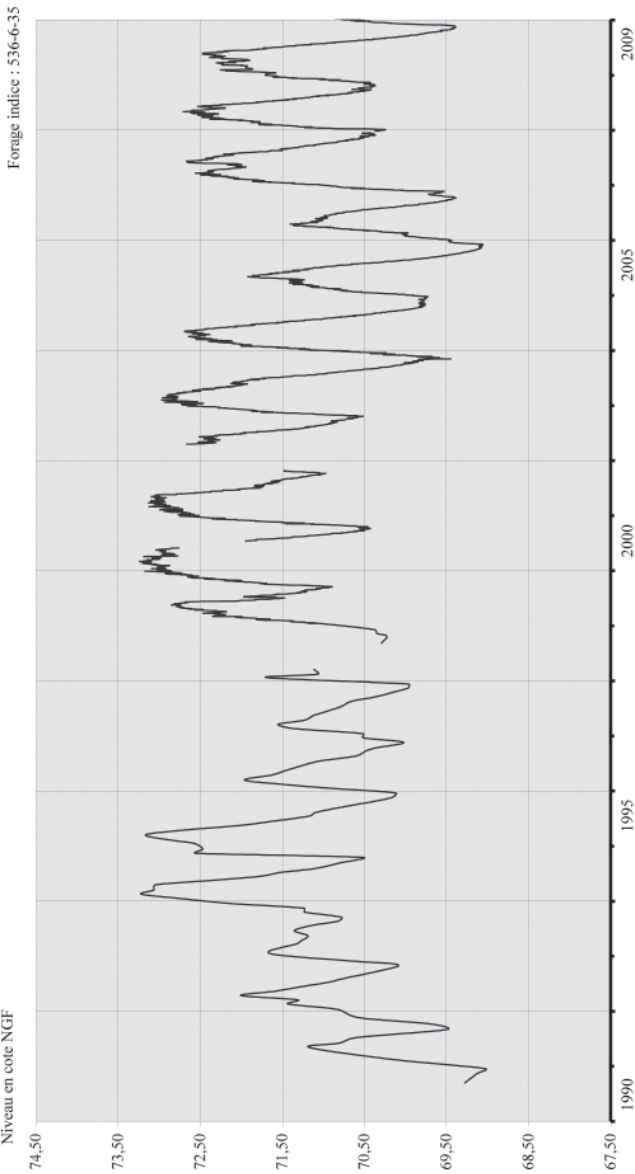


Fig. 29 - Évolution du niveau d'eau dans le forage de Chambord (les Brouzils) de 1990 à 2009. Réseau piézométrique départemental, indice 536-6-35

Les ressources en eaux souterraines sont essentiellement utilisées pour les besoins domestiques. Une étude a permis d'estimer qu'en zone rurale de bocage, environ 30 % des eaux à « usages domestiques » ont une origine souterraine (puits et forages particuliers). Par ailleurs, quelques entreprises agroalimentaires exploitent l'eau par forage (Montaigu, Chavagnes-en-Paillers). De même, il est fréquent que des forages soient utilisés en complément de retenues collinaires pour l'irrigation. Sur la feuille Montaigu, il n'existe aucun captage d'eau destiné au réseau public d'alimentation en eau potable ; seule une petite source captée pour une adduction collective privée est officiellement déclarée à la Direction Départementale des Affaires Sanitaires et Sociales pour desservir le hameau de la Tavennerie, dans la commune de Chavagnes-en-Paillers.

Dans le cadre du réseau piézométrique départemental, il est opéré depuis 1990 un suivi du niveau d'eau dans un forage localisé sur la commune des Brouzils (fig. 29). Situé dans les formations grauwackeuses de l'unité de Chantonay, il enregistre une amplitude annuelle de nappe d'environ 2,50 m. Les rabattements naturels sont saisonniers, avec une période de recharge de novembre à mars, suivie d'une période de vidange d'avril à octobre. Depuis le début des observations piézométriques, les étiages les plus sévères ont été enregistrés en 1990 et 2005 ; quant aux périodes de hautes eaux, les niveaux les plus hauts ont été enregistrés au cours des hivers 1994 et 2000.

Sur le plan qualitatif, les eaux souterraines de socle ont la caractéristique principale d'être riches en fer et manganèse avec des teneurs dépassant souvent les normes de potabilité (respectivement 0,2 mg/l et 0,05 mg/l). L'utilisation de ces eaux pose aux exploitants des problèmes de colmatage des forages et/ou de dépôts incrustants dans les réseaux de distribution, et il est impératif d'apporter un soin particulier à l'équipement du forage et de veiller à entretenir régulièrement celui-ci sans le surexploiter. Un suivi qualitatif annuel de l'eau souterraine du forage communal de Saint-Fulgent (réseau départemental) indique depuis 1992 une relative stabilité de la qualité de la nappe, sauf pour les teneurs en fer (lié au régime d'exploitation) et en nitrates (lessivage des sols). Dans les formations de socle, il convient de noter un fréquent processus de dénitrification : en présence de sulfures (le plus souvent de pyrite) et en milieu anaérobie, des bactéries utilisent l'oxygène des nitrates pour oxyder ces sulfures ; il en résulte une diminution notable des nitrates, et l'apparition de fer et de sulfates. En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à 500 $\mu\text{s/cm}$), douces, légèrement acides et agressives.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Carrières, gravières et sablières

La feuille Montaigu est riche en formations géologiques diverses, qui, de tout temps, ont donné lieu à des exploitations de matériaux.

Au XIX^e siècle et dans la première moitié du XX^e, de nombreuses petites carrières ont fourni des moellons pour les constructions rurales du voisinage. Les filons de microgranite ($\mu\gamma$) de la région de Saligny et de Saint-Denis-la-Chevasse, les filons de quartz (Q), et le quartzite de la Châtaigneraie (O2) étaient appréciés pour l'empierrement des chemins et exploités en de nombreuses petites carrières, dont la plupart sont aujourd'hui comblées. On ouvrit aussi des gravières dans les cailloutis yprésiens (e4) de la région de Vieillevigne (le Barbin, Bel Air). Une exploitation artisanale de sables (c-p) eut lieu au Sablé et à la Galfaudière (Saint-Denis-la-Chevasse).

Au XX^e siècle, on n'ouvrit pas moins de 22 carrières dans le périmètre de la feuille pour la production de granulats et l'empierrement des routes. Les principaux sites étaient Belle-Vue à Boufféré (amphibolite), la Fouchardière en Chavagnes-en-Pailliers (amphibolite), les Airables au Sud-Est de Saint-Sulpice-le-Verdon (orthogneiss), la Clavelière en Saint-Fulgent (cinérites) et le Moulin des vignes à Saligny (granite et microgranite). En 2009, seules les carrières de Belle-Vue et des Airables sont encore en exploitation.

Le granite de l'Ortay (γO) a été apprécié comme pierre de taille, vraisemblablement en raison de l'homogénéité de son grain et de son débit régulier selon des plans de diaclase parallèles. Il fut exploité au XX^e siècle, à la Templerie pour la pierre de taille (ancienne carrière en 46°54'19"N-1°09'52"W) et, jusque dans les années 1970, au Rouet (ancienne carrière en 46°54'19"N-1°11'29"W), pour la marbrerie funéraire.

Kaolin

Le 1^{er} juillet 1784, le marquis de Torcy soumit au ministre Calonne un projet de fabrique de porcelaine à Saint-Denis-la-Chevasse, dont il était le seigneur. Il prévoyait d'exploiter une « terre » des environs, que le géologue J.-E. Guettard avait jugée être « une espèce de kaolin propre à faire de la porcelaine mêlée avec une matière vitrifiable » (Arch. nat., F¹² 1494 ; Fillon, 1864, p. 164-165). Le projet fut présenté au Conseil du roi, et reçut un avis favorable de Blossac, l'intendant du Poitou. Il n'est pas sûr que le projet ait abouti ; il est certain, en tout cas, qu'il fut définitivement abandonné lors de la Révolution et des guerres de Vendée.

La tradition rapporte que l'excavation d'où était extrait le kaolin était située au Nord de Saint-Esprit (aux environs de 46°48'45"N-1°23'15"W) dans le « Champ de la mine » dont le nom dériverait de cette exploitation. Ce lieu est situé sur le plateau s'étendant entre les ruisseaux de la Bouillée et de la Ménardière, et qui comporte sur plusieurs mètres d'épaisseur des altérites très évoluées, en partie masquées par la formation des plateaux (B). Entre les Landes (feuille Montaigu) et la Grande Croisée (feuille La Roche-sur-Yon), on y observe, par endroits, des argiles blanches kaoliniques, qui formeraient des « veines » de puissance (pluri-)métrique au sein d'altérites argileuses ocre ou grises. Elles pourraient résulter d'une altération de filons de microgranite ($\mu\gamma$), abondants dans ce secteur, mais cette origine, quoique probable, n'est pas démontrée. J.-A. Cavoleau (1818, p. 140) rapporte aussi la présence de kaolin aux Landes Blanches, dans la commune voisine de Belleville-sur-Vie (feuille La Roche-sur-Yon).

B. Fillon (1864, p. 163-164) rapporte une autre tentative d'exploitation de kaolin et de fabrique de porcelaine, vers 1772, à la Verrie de Vendrennes, par les sieurs Sarode et Lozeret. Le kaolin provenait vraisemblablement des altérites argileuses existant au voisinage de cette localité et qui ont été exploitées jusqu'à une date récente pour la briqueterie (argilières de Blanche Noue). Par ailleurs, on sait que cette région s'est adonnée à l'industrie du verre jusqu'aux guerres de Vendée, sans que l'on connaisse l'origine des matériaux utilisés. Cette activité est attestée dès 1292 au Parc-Soubise de Mouchamps (angle sud-est de la feuille), puis à la Verrie (ou Verrerie) de Vendrennes, où les Sarode, une famille originaire du Montferrat en Italie, ont exercé le métier de verrier pendant plus de deux siècles (Fillon, 1864).

Des argiles blanches kaoliniques sont connues aussi aux environs de Saint-Hilaire-de-Loulay (feuille Clisson), où un important gisement d'intérêt économique potentiel a fait l'objet de recherches (n° archivage au SGN : 6-4001). Ce gisement, à la fois constitué d'altérites *in situ* et d'argiles sédimentaires de la formation yprésienne (e4), semble-t-il, se poursuit sur la feuille Montaigu, en direction de Vieilleville, par quelques gisements de moindre importance (e.g., ancienne gravière du Barbin : Brochet, 1896).

Argile

De nombreuses tuileries et briqueteries artisanales exploitaient autrefois les altérites argileuses, notamment issues de schistes ou de gneiss (cf. inventaire *in* PrévotEAU, 1882). Les sites principaux se trouvaient à la Copechagnière (la Graslière), Chauché (la Parnière, la Vrignaie, l'Anguiller) et Vendrennes, en bordure de la forêt du Parc-Soubise (Blanche Noue). Seules les tuileries de Chauché restent en activité. Exploitant à l'origine les altérites développées entre

les écaillés du quartzite de la Châtaigneraie, elles utilisent actuellement des altérites de gneiss provenant de la Bouguinière, au Sud de Chauché.

Faluns

Certains gisements de marnes et de faluns mio-pliocènes (m-p) de la région de Montaigu ont été autrefois exploités pour l'amendement des terres acides du voisinage, comme semblent l'attester les toponymes « mortier » et « chaudry ». J.-A. Cavoleau (1818, p. 9) rapporte qu'« on a trouvé dans les environs [de la Sénardière, à l'Ouest de Montaigu] divers dépôts de marnes dont on a [...] fait quelques essais avantageux à l'agriculture ».

Houille

Le sillon houiller de Vendée traverse le territoire de la feuille et les terrains carbonifères qui le jalonnent renferment quelques maigres indices de houille (e.g., la Giraudière). Au XIX^e siècle, des exploitations de houille furent tentées, sans beaucoup de succès, sur les feuilles voisines de Palluau (la Merlatière et Malabrit de Vieillevigne), La Roche-sur-Yon (le Fraigne et la Marzelle de Sainte-Cécile) et Chantonay (collectif, 2003).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Or

Des indices d'or sont connus à l'Ouest de Saint-Denis-la-Chevasse. Ils ont donné lieu à des exploitations, certainement très modestes, qui sont trop anciennes pour être consignées dans les archives, mais suffisamment récentes pour avoir laissé des toponymes significatifs (deux « aurières ») ; elles pourraient dater du premier millénaire après J.-C. On leur a attribué, sans preuve véritable, quelques souterrains (Vauthier, 1992 ; B. Mulot, inédit), comme ceux de la Giraudière (à droite de la route menant à Saint-Denis-les-Lucs ; éboulé), de l'Orgère, de l'Aurière, de la Daunière (au Nord-Est du hameau, à l'Ouest de la Boulogne ; accessible sur une dizaine de mètres) et de la Longère (à l'ESE de la localité, au Nord du méandre de la Boulogne ; galerie accessible sur une douzaine de mètres par l'entrée ouest). L'or est contenu dans des filons de quartz de faible importance et peu intéressants d'apparence, mais qui, après broyage, livrent une petite quantité de mispickel aurifère (de 8 à 10 grammes d'or à la tonne de mispickel : Bellanger, 1913), parfois associé à la stibine (Vauthier, 1992).

D'autres indices de mispickel existent entre Bazoges-en-Pailliers et les Herbiers (quartz à mispickel : la Challouère, Sérit, Rochereau, la Haute-

Martinière). En 1908, des travaux de recherche pour or auraient été effectués, sans résultats significatifs, à Chavagnes-en-Paillers et à Saint-Fulgent (Mulet, inédit). Quelques indices d'antimoine (*cf. infra*), enfin, sont aussi très légèrement aurifères.

Antimoine

Le Bocage vendéen est connu comme une importante province antimonifère (*e.g.*, Fournel, 1836 ; Marcoux *et al.*, 1984). Si les principales exploitations (le Boupère, Rochetretoux, les Essarts) étaient situées sur les feuilles voisines, des gisements notables de stibine (sulfure d'antimoine) existent sur le territoire de la feuille Montaigu.

Une exploitation fut tentée en 1882 et 1883 à la Bonnelière de Chavagnes-en-Paillers, mais les ouvriers, qu'on avait omis de payer, finirent par désertier le chantier (Arch. dép. de la Vendée, S594 ; Arch. nat., F¹⁴ 18465 [2529] ; Godard et Blanchard, 1999). Aujourd'hui encore, on peut y observer l'entrée d'une galerie, quelques déblais et une passerelle enjambant le Vendrenneau (46°53'08"N-1°14'17"W). Une demande de concession pour la région de Sainte-Florence-de-l'Oie fut rejetée en 1883 (Arch. nat., F¹⁴ 18465 [2533]).

À partir de 1976, la prospection stratégique, réalisée par le BRGM dans le cadre de l'inventaire minier du territoire national, a permis la découverte de nouveaux indices sur le territoire de la feuille, à la Télachère (Chavagnes-en-Paillers : 46°53'31"N-1°16'23"W ; 46°53'51"N-1°16'11"W), près de Mesnard-la-Barotière et dans une zone s'étendant des Brouzils à Vendrennes (Le Fur *et al.*, 1988 ; la position des indices et leur numéro d'archivage au Service géologique national sont mentionnés sur la carte). Aux Brouzils, on découvrit l'important gisement de la Duranderie, qui fut reconnu par sondage de 1982 à 1987 (Le Fur *et al.*, 1988 ; Leduc, 1992 ; Leduc et Gardou, 1992 ; Bailly *et al.*, 2000). Un faisceau filonien à stibine et quartz, orienté selon une direction NE-SW avec un plongement moyen de 80° vers le Sud-Est, fut reconnu sur 800 mètres de longueur. À la suite de ces recherches, une mine a été ouverte en 1988 en lisière de la forêt de Graslas (46°52'14"N-1°18'05"W), mais l'exploitation fut arrêtée en janvier 1992, à la suite d'une chute des cours de l'antimoine, alors que seules 895 tonnes d'antimoine métal sur les 9 250 tonnes potentielles (jusqu'à 100 m de profondeur) avaient été extraites.

Uranium

Entre 1951 et 1991, l'exploitation d'uranium autour du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre a produit 13 700 tonnes d'uranium marchand, soit 20 % de la production française, ce qui représente une valeur énergétique de près de deux

années de consommation française d'électricité (Chapot *et al.*, 1996). Cependant, aucune exploitation n'eut lieu sur le territoire de la feuille Montaigu, quoique l'important gisement de la Godardière de Beaurepaire, activement exploité de 1979 à 1986, n'en soit distant que de quelques centaines de mètres. Seuls des travaux de recherche y furent entrepris entre 1982 et 1988 par la COGEMA, sur le territoire des communes de Treize-Septiers, la Boissière-de-Montaigu, les Landes-Genusson et Beaurepaire. La minéralisation, surtout liée aux mylonites de la limite du granite de Mortagne-sur-Sèvre, consiste principalement en filonets de pechblende (*e.g.*, Renard, 1974 ; Cathelineau, 1982 ; Chapot *et al.*, 1996), à laquelle s'adjoignent des minéraux secondaires d'uranium (Chervet et Branche, 1955). Ces recherches furent abandonnées en 1988, par suite d'une opposition croissante des écologistes et, surtout, d'un effondrement des cours mondiaux de l'uranium.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE, ARCHÉOLOGIE

Le territoire de la feuille Montaigu recèle quelques indices archéologiques, néolithiques à moyenâgeux, plus particulièrement concentrés dans la vallée de la Maine (vestiges gallo-romains de Saint-Georges-de-Montaigu et de Chavagnes-en-Paillers). Des descriptions détaillées en sont données dans la Préhistoire en Poitou de R. Joussaume et J.-P. Pautreau (1990), La Vendée préhistorique de B. Poissonier (1997), l'inventaire archéologique de la Gaule de M. Provost *et al.* (1996 ; la Vendée) et le Patrimoine des communes de la Vendée (collectif, 2001).

L'Atlas cantonal de la Vendée (PrévotEAU, 1882) donne la position des mégalithes, dont une grande partie a désormais disparu. Parmi ceux-ci, le dolmen de la place de la mairie à Vieillevigne, construit en dalles de « grès ladère », a été déplacé près de la digue du lac des Vallées, au Sud de l'agglomération. À la Templierie (Bazoges-en-Paillers), le dolmen a servi à construire le tablier de l'ancien pont de la D6, et le beau menhir de granite est tombé à terre.

Parmi les mottes féodales, seule celle de la Motte (l'Herbergement) semble avoir été préservée. À Benaston (Chavagnes-en-Paillers), un curieux fossé circulaire, similaire à celui de la Bénate (feuille Palluau), aurait servi d'enceinte défensive.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les archives de l'Académie des Sciences (Paris) conservent quelques mémoires et documents manuscrits relatifs aux travaux anciens, en particulier

ceux d'Auguste Rivière. Les documents et collections de Mireille Ters sont déposés à la Conservation des Musées de la Vendée, à La Roche-sur-Yon, mais elles ne livrent que peu d'information sur la feuille Montaigu. Le muséum d'histoire naturelle de Nantes et le musée de Montaigu conservent dans leurs collections quelques échantillons de fossiles des faluns mio-pliocènes de la région de Montaigu. Le Service hydrogéologique du département de la Vendée (La Roche-sur-Yon) détient des archives sur les puits, sondages et travaux entrepris pour la recherche d'eau, et sur les études géologiques préalables à la construction du barrage de la Bultière. Les documents sur les travaux de recherche d'uranium en périphérie du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre sont conservés par la société COGEMA du groupe AREVA (*cf.* Chapot *et al.*, 1996). Le BRGM détient quelques rapports inédits sur la prospection minière, en particulier pour l'antimoine (*e.g.*, BRGM A 1083 ; BRGM-DRMM 64 A 9). La série F¹⁴ des Archives nationales (Paris) et les séries S des Archives départementales de la Vendée (La Roche-sur-Yon) et des Archives régionales des Pays de la Loire (Nantes) comportent quelques dossiers relatifs aux travaux publics et aux recherches minières, en particulier celles d'antimoine.

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional des Pays de la Loire (1, rue des Saumonières, BP 32942, 44323 Nantes Cedex 3), au BRGM (Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), ou sur Internet (<http://infoterre.brgm.fr/>).

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le guide géologique régional « Poitou, Vendée, Charentes » (Masson et Cie) ne traite pas des formations géologiques de la feuille Montaigu et des feuilles voisines. Le site internet du département de la Vendée présente un ensemble de fiches consacrées aux sites géologiques remarquables de la région (www.vendee.fr/dossiers/85/le-patrimoine-geologique-vendeen-32-sites-a-decouvrir.htm). Godard et Bonnet (2007), enfin, proposent un guide d'excursion géologique dans l'unité métamorphique de haute pression à éclogites des Essarts.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GRÉVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 53, p. 197-214.
- ARTH J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In* F. Barker: "Trondhjemites, dacites and related rocks". Amsterdam: Elsevier édit., p. 123-132.

- ATHENAS P.-L. (1813) - Mémoire sur la nature du sol de la Bretagne et sur les différents gîtes de pierres calcaires propres à servir à l'amendement des terres dans le département de la Loire-Inférieure. *Ann. Soc. acad. Nantes et de la Loire-Inférieure*, 1813, p. 60-81.
- AUGUSTITHIS S.S. (1965) - Mineralogical and geochemical studies of the platiniferous dunite-birbirite-pyroxenite. *Chemie der Erde*, vol. 24, p. 159-196.
- AUGUSTITHIS S.S. (1967) - On the phenomenology and geochemistry of differential leaching and element agglutination processes. *Chemical Geology*, vol. 2, p. 311-329.
- BAILLY L., BOUCHOT V., BENY C., MILESI J.-P. (2000) - Fluid inclusion study of stibnite using infrared microscopy; an example from the Brouzils antimony deposit (Vendée, American Massif, France). *Econ. Geol. Bull., Soc. Econ. Geol.*, vol. 95, p. 221-226.
- BAMBIER A., FLAGEOLLET J.-C., FORESTIER F.-H., VIAUD J.-M. (1983) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Clisson (509). Orléans : BRGM, 79 p. + 1 dépliant. Carte géologique par Forestier F.-H., Lasnier B., Burg J.-P., Flageollet J.-C., Poncet L., Viaud J.-M. (1982).
- BARKER F. (1979) - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In F. Barker: "Trondhjemites, dacites and related rocks". Amsterdam: Elsevier édit., p. 1-11.
- BARRIN DE LA GALISSONNIÈRE R.-M. (1755 [publié en 1759]) - [observation sur une espèce de granit, qui se trouve près de Montaigu et qui est susceptible d'un beau poli]. *Histoire de l'Académie royale des Sciences [de Paris], avec les mémoires de mathématique & de physique, pour la même année, tirés des registres de cette académie*, Partie Histoire, 1755, p. 39.
- BAUDOIN M. (1922) - Carte générale des souterrains-refuges de Vendée. *Comptes-rendus du Congrès de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 46^e session (Montpellier, 1922), p. 547-550.
- BÉCHENNEC F., CHÈVREMONT P., SCHUSTER M., LACQUEMENT F. (2008a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Poiré-sur-Vie (561). Orléans : BRGM. Notice explicative par Béchenne F., Chèvremont P., Stussi J.M., Thiéblemont D., avec la collaboration de Cocherie A., Roy C. (2008), 180 p.
- BÉCHENNEC F., CHÈVREMONT P., STUSSI J.-M., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., ROY C. (2008b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Poiré-sur-Vie (561). Orléans : BRGM, 180 p. Carte géologique par Béchenne F., Chèvremont P., Schuster M., Lacquement F. (2008).
- BELLANGER E. (1913) - Note sur quelques gîtes de quartz aurifère de la Vendée et de l'Anjou. *Ann. Min., Fr.* (s. 11), vol. VI, p. 20-24.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CORNICHE J. (1985) - Origin of eclogites from south Brittany, France: A Sm-Nd isotopic and REE study. *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, vol. 52, p. 185-201.

- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 74, p. 235-250.
- BERRE A.-D. (1967) - Quelques idées nouvelles à propos de la pierre réfractaire des Plochères. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie préhistorique* [Poitiers], vol. VIII, p. 134-159 + 2 pl. et 2 dépliants.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of structural Geology*, vol. 1, p. 31-42.
- BERTRAND J.-M., LETERRIER J., CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., DELAPERRIÈRE E., VIRLOGEUX D. (2001) - Géochronologie U/Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Civray-Charroux (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, 2001, p. 167-189.
- BOURDEAU J.-M. (1938) - Recherches sur l'Éocène continental du massif vendéen. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (s. 5), vol. VIII, p. 87-93 [résumé in *C.R. Som., Soc. géol. France*, 1940, 16-17].
- BOURDEAU J.-M. (1939) - Quelques gisements de grès éocènes sur le Massif Vendéen. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, 1939, p. 83-85.
- BOURDEAU J.-M. (1942) - Sur trois gisements d'Éocène continental du sud de la Basse-Loire. *C.R. Som., Soc. géol. Fr.*, 1942, p. 67-69.
- BOUSQUET B., SELLIER D. (1972) - Présentation de la Carte géomorphologique d'un secteur de la vallée de l'Ognon. *Cahiers Nantais d'Aménagement*, vol. 5, p. 99-112 + 1 carte h. t.
- BOUTON P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - Partie orientale du Synclinorium de Chantonnay, Massif armoricain. Doctorat d'université, Université de Poitiers, 378 p.
- BOUTON P., BRANGER P. (2007) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l'Autize (587). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par Bouton P., Branger P. (2007).
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Doctorat d'état, Université Paris 11, 384 p.
- BRÉBION P. (1958) - La limite Miocène-Pliocène dans la région de la Loire (d'après la faune des gastéropodes). *Comptes-rendus du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des Départements*, Section des Sciences, 83^e session, Aix-Marseille, p. 29-37.
- BRÉBION P. (1961) - Étude du Miocène supérieur (Redonien) de l'Ouest de la France, ses rapports avec le Miocène Nordique. *Meyniana* [Kiel], vol. 10, p. 104-112.

- BRÉBION P. (1964) - Les Gastéropodes du Redonien et leur signification. Doctorat d'état, Université de Sorbonne, 775 p.
- BRÉBION P. (1968) - Particularités climatiques observées dans les gisements les plus méridionaux du Redonien : Oléron et Palluau. *C.R. Som. Soc. géologique de France*, 1968, p. 146-147.
- BRÉBION P. (1989) - Les gastéropodes du Redonien de Vendée et du Pays nantais. *Géologie de la France*, 1989, p. 223-226.
- BRIÈRE Y. (1920) - Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique. Leur origine. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, vol. XLIII, p. 72-222 + pl. i-iv ; Thèse ès-Sciences naturelles, Sorbonne, 1920, Giard et Brière édit., 143 p. + 4 pl.
- BROCHET L. (1896) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 118 Cholet, 1^{ère} édition.
- BROWN M. (1973) - The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Ass. London*, vol. 84, p. 371-382.
- BUGE E. (1957) - Les bryozoaires du Néogène de l'Ouest de la France et leur signification stratigraphique et paléobiologique. *Bull. Mus. nation. Hist. nat.*, série C, vol. VI, 435 p. + 12 pl.
- BUGE E. (1958) - Stratigraphie des dépôts miocènes et pliocènes de l'Ouest de la France. *Comptes-rendus du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des Départements, Section des Sciences*, 83^e session, Aix-Marseille, p. 105-110.
- BUGE E., FRENEIX S., TERS M. (1958) - L'Helvétien de la région littorale vendéenne. Situation et paléontologie des gisements. Étude sédimentologique et paléogéographique. *Comptes-rendus du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des Départements, Section des Sciences*, 83^e session, Aix-Marseille, p 77-88.
- BUREAU L. (1900) - Notice sur la géologie de la Loire-Inférieure. In : « La ville de Nantes et la Loire-Inférieure ». Nantes : E. Grimaud édit., vol. III, p. 99-522.
- BUREAU L., FERRONNIÈRE G. (1927) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. Feuille de Nantes. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (s. 4), vol. VII, p. 27-35.
- CAMUZARD J.-P. (2006) - Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux : essai méthodologique d'interprétation des enregistrements pédosédimentaires : ENGREF édit., 619 p.
- CATHELINÉAU M. (1982) - Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique. Relations et interactions entre les minéralisations et divers contexte géologiques et structuraux. *Sciences de la Terre, Mémoires* [Nancy], vol. 42, 375 p.
- CAVOLEAU J.-A. (1818) - Description du département de la Vendée et considérations générales sur la guerre civile de 1793, 1794 et 1795. Nantes : Mangin édit., 385 p.

- CHALET M. (1985) - Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Étude lithostratigraphique et structurale des « porphyroïdes » et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Doctorat de 3^e cycle, Université de Poitiers, Sciences, 214 p.
- CHALET M., COLCHEN M., PARIS F., WYNS R. (1983) - Caractères lithologiques, pétrographiques et structuraux de la formation volcano-sédimentaire (« porphyroïdes ») de Mareuil-sur-Lay, Bas-Bocage vendéen. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), vol. 15, p. 181-195.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. *et al.* (2003) - Carte géologique de la France à 1/1 000 000 ; 6^e édition révisée. Orléans : BRGM.
- CHAPOT G., COUPRIE R., DUMAS J., LEBLANC P., KEROUANTON J.-L. (1996) - L'Uranium vendéen ; 40 ans de recherches et d'exploitations minières dans le Massif armoricain. Nantes : ADIG édit., 224 p.
- CHEVET J., BRANCHE G. (1955) - Contribution à l'étude des minéraux secondaires d'uranium français. *Sciences de la Terre* [Nancy], vol. 3, p. 1-189 + pl. i-ix [en couleurs].
- CHEVALIER M. (1987) - Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques dans le domaine de Grand-Lieu. Thèse d'université, Université de Nantes, Sciences, 173 p.
- CHEVALIER M., BARREAU A., CHÂTEAUNEUF J.-J., COURBOULEIX S., ESTÉOULE-CHOUX J., FARJANEL G., GENOT P., HOLLIER-LAROUSSE A., MARGEREL J.-P., MERLE D., OLLIVIER-PIERRE M.-F., LAURIAT-RAGE A., TRAUTH N. (1989) - Le couloir « le Maupas – les Étangs » : aspects structurels, sédimentologiques et paléontologiques (la Limouzinière, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, 1989, p. 79-102.
- CHEVALIER M., BORNE V. (1989) - Remise en question de l'attribution « Sables rouges pliocènes » aux formations détritiques du domaine du lac de Grand-Lieu (Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, 1989, p. 277-284.
- CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY M. (1962) - Idées actuelles sur l'origine et la formation des éclogites. À propos des éclogites de Loire-Atlantique et de Vendée. *Comptes-rendus du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des Départements, Section des Sciences*, 87^e session, Poitiers, p. 551-556.
- CLOZIER L., LE MÉTOUR J. (1984) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510). Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Métour J., avec la collaboration de Blouin J.-P., Chantraine J., Clozier L., Étienne H. (1989), 55 p.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U–Th–Pb age calculation for electron probe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 65, p. 450-452.

- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) - Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation. Comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica. *Chemical Geology*, vol. 101, p. 131-141.
- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mémoires pour servir à l'Explication de la carte géologique détaillée de la France*, 1960, 382 p. + xxv pl. + 1 carte h.t. au 1/320 000.
- COLCHEN M., ROLIN P. (2001) - La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, 2001, p. 53-84.
- COLLECTIF (2001) - Le patrimoine des communes de la Vendée. Paris : Flohic édit., 2 vol., 1199 p.
- COLLECTIF (2003) - Dossier : le charbon en Vendée. *Recherches vendéennes*, vol. 10, p. 5-174 + 3 cahiers couleurs h.t.
- CORDIER P. (1836) - Rapport sur la carte géognostique du département de la Vendée, dressée par M. Rivière. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. II, p. 136-138.
- COTTREAU J. (1928) - Le *Metaxytherium Cuvieri* du golfe de la Loire. *Ann. Paléontol., Fr.*, vol. XVII, p. 1-20 + 2 pl.
- CRITÉ L. (1878) - Recherches sur la végétation de l'ouest de la France à l'époque tertiaire. Flore des grès éocènes du Mans et d'Angers. Rennes : E. Baraise édit., iv-74 p.
- CUNEY M., BROUAND M., DAUTEL D., STUSSI J.-M., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.-P. (1993) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne Tonalitique Limousine » en Vendée. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série 2, vol. 316, p. 1383-1390.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M. (2001) - Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'Ouest du Massif central français. *Géologie de la France*, 2001, p. 137-142.
- CUVIER G. (1825) - Recherches sur les ossemens fossiles, où l'on rétablit les caractères de plusieurs animaux dont les révolutions du globe ont détruit les espèces. Paris : A. Belin édit., 5 parties en 7 volumes in-4 °.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, vol. 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Minéral.*, vol. 111, p. 493-510.

- DEFLANDRE G., TERS M. (1966) - Sur la présence d'acritarches ordoviciens dans les schistes subardoisiers de la région de La Mothe-Achard (Vendée). Extension du Silurien (grès armoricain et schistes d'Angers) en Vendée littorale. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série D, vol. 262, p. 237-240.
- DEFLANDRE G., TERS M. (1970) - Présence de microplankton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phthanites de Brétignolles (Vendée). *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série D, vol. 270, p. 2162-2166.
- DEZALLIERS D'ARGENVILLE (1751-1755) - Enumerationis fossilium quæ in omnibus Galliae provinciis reperiuntur tentamina. Paris, 137 p.
- DEZALLIERS D'ARGENVILLE (1755) - L'histoire naturelle éclairée dans une de ses parties principales, l'oryctologie, qui traite des terres, des pierres, des métaux, des minéraux et autres fossiles. Paris : de Bure l'aîné édit., 562 p. + 26 pl.
- 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 Moncutant et de Neuvy-Bouin. Doctorat d'état, Université de Poitiers, Sciences, 493 p.
- DOLLFUS G. (1900) - Le Miocène dans la région de l'Ouest (Pontilévien, Savignéen, Redonien). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. XI, p. 8-9.
- DOLLFUS G. (1907) - Faune malacologique du Miocène supérieur (Redonien) de Montaigu (Vendée). *Comptes-rendus du Congrès de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 36^e session, Reims, 1907, p. 340-353.
- DUBUISSON F.R.A. (1830) - Catalogue de la collection minéralogique, géognostique et minéralurgique du département de la Loire-Inférieure, appartenant à la mairie de Nantes. Nantes : Mellinet édit., 319 p.
- DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1841) - Carte géologique de la France exécutée sous la direction de M. Brochant de Villiers [...]. Paris : Impr. Nationale [en 6 feuilles au 1/507 600].
- DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1841-1879) - Explication de la carte géologique de la France [...] publiée par ordre de M. le Ministre des travaux publics. Paris : Impr. Nationale édit., 4 tomes en 5 volumes in-4^o.
- DUMAS A. (1908) - Excursion du 2 septembre [de la Soc. géol. de France] au Pigeon-Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (s. 4), vol. VIII, p. 607-609.
- DUPARC L., MOLLY E., BORLOZ A. (1927) - Sur la birbirite, une roche nouvelle. *C.R. des Séances de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, vol. 44, p. 137-139.
- FILLON B. (1864) - L'art de la terre chez les Poitevins. Niort : Clouzot édit., xiii-216 p.

- FLAGEOLLET J.-C. (1977) - Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. *Sciences de la Terre* [Nancy], vol. 35, 461 p. [Doctorat d'état, Université de Paris, Lettres, 1976].
- FORESTIER F.-H., LASNIER B., BURG J.-P., FLAGEOLLET J.-C., PONCET L., VIAUD J.-M. (1982) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Clisson (509). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Bambier, J.-C. Flageollet, F.-H. Forestier, J.-M. Viaud (1983), 38 p.
- FOURNEL H. (1836) - Étude des gîtes houillers et métallifères du bocage vendéen. Paris : Imprimerie royale édit., 206 p. + tableaux + atlas in-gr. f°.
- GABILLY J., CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1985) - Le détroit du Poitou au Jurassique ; mythe ou réalité paléogéographique ? *Comité des Travaux historiques et scientifiques ; Bull. Sect. Sci.*, vol. 9, p. 141-159.
- GAEMERS P. (1986) - A revision of the Gadidae otoliths (Pisces) from the Redonian of the Ligerian Gulf (NW France) and the stratigraphic position of the Redonian. *Tertiary research* [Leiden], vol. 8, p. 105-126.
- GANICHAUD B. (1922) - Note à propos de la découverte d'une ammonite à Montbert (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. III, p. 121-122.
- GAUTIER M. (1980) - Néotectonique et sismicité dans le Sud-Est du Massif armoricain et dans ses marges orientales : tectonique et sismicité. *Norvès*, vol. 27, p. 405-415.
- GODARD G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée. Doctorat de 3^e cycle, Université de Nantes, Sciences, 153 p. + carte h.t.
- GODARD G. (1984) - Auguste Rivière [1805, 1877] : pionnier de la géologie vendéenne. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr., (n.s.)*, vol. 6, p. 57-62.
- GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the southern Armorican massif, France. In D.C. Smith: "Eclogites and eclogite-facies rocks". Amsterdam: Elsevier édit., p. 451-519.
- GODARD G. (2001a) - Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. *Journal of Geodynamics*, vol. 32, p. 165-203.
- GODARD G. (2001b) - The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt? *Géologie de la France*, 2001, p. 19-51 + 2 cartes géologiques h.t.
- GODARD G. (2009) - Two orogenic cycles recorded in eclogite-facies gneiss from the southern Armorican Massif (France). *European Journal of Mineralogy*, vol. 21, p. 1173-1190 (+ "Supplementary data" in //eurjmin.geoscienceworld.org/).

- GODARD G., BLANCHARD G. (1999) - Juillet 1906 : découverte fortuite du filon antimonifère de Rochetrejoux ; l'exploitation de l'antimoine en Vendée. *Recherches vendéennes*, vol. 6, p. 65-68.
- GODARD G., BONNET J.-Y. (2007) - Les éclogites et gneiss coronitiques de l'unité des Essarts (Vendée). Guide d'excursion géologique. *Le Naturaliste vendéen*, vol. 7, p. 3-25 + 3 pl. couleurs.
- 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*, 1994, p. 35-56.
- GODARD G., MARTIN A. (2003) - Milieu naturel et paysages. In collectif : « Vendée ; Encyclopédie Bonneton ». Paris : Bonneton édit., p. 221-267.
- GODARD G., SMITH D.C. (1999) - Preiskewite and Na-(Mg,Fe)-margarite in eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 136, p. 20-32.
- GODARD G., VAN ROERMUND H.L.M. (1995) - On clinopyroxene strain-induced microfabrics from eclogites. *Journal of structural Geology*, vol. 17, p. 1425-1443.
- GOUJOU J.-C. (1992) - Analyse pétrostructurale dans un pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozonal de Vendée. *Documents du BRGM*, vol. 216, 347 p.
- GUINEBERTEAU B. (1986) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée) : structure, gravimétrie, mise en place : distribution de U-Th-K. *Géologie et Géochimie de l'Uranium*, vol. 11, 218 p.
- GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.-L., VIGNERESSE J.-L. (1987) - The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone; structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 99, p. 763-770.
- HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1998) - An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, vol. 16, p. 309-343.
- HOLLAND T.J.B., POWELL R. (2003) - Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 145, p. 492-501.
- JAVOY M. (1971) - Composition isotopique de l'oxygène dans les roches éclogitiques. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. 273, p. 2414-2417.
- JOURDY E. (1909) - Le sillon de Bretagne. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (s. 2), vol. IX, p. 1-71.
- JOUSSAUME R., PAUTREAU J.-P. (1990) - La préhistoire du Poitou. Rennes : Ouest-France édit., 599 p.

- LACROIX A. (1891) - Étude pétrographique des écoligites de la Loire-inférieure. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, vol. I, p. 81-114 + 2 pl. ; 1995, vol. 17 (3), p. 76-108 + 2 pl. (réédition).
- LA FONTENELLE DE VAUDORÉ A.D. de (1844) - Statistique ou description générale du département de la Vendée par J-A Cavoleau, annotée et considérablement augmentée. Fontenay-le-Comte : Robuchon édit., xvi-944 p.
- LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) - Granites de collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8 s.), vol. 163, p. 567-610.
- LAHONDÈRE D., CHÈVREMONT P., GODARD G., BOUTON P., BÉCHENNEC F., REBAY G., SANTARELLI N., VIAUD J.-M. (2009a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Palluau (535). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lahondère D., Chèvremont P., Béchenne F., Bouton P., Godard G., Stussi J.M., Viaud J.-M., Roy C., Cocherie A., Rebay G (2009), 173 p.
- LAHONDÈRE D., CHÈVREMONT P., BÉCHENNEC F., BOUTON P., GODARD G., STUSSI J.M., VIAUD J.-M., ROY C., COCHERIE A., REBAY G (2009b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Palluau (535). Orléans : BRGM, 173 p. Carte géologique par Lahondère D., Chèvremont P., Godard G., Bouton P., Béchenne F., Rebay G., Santarelli N., Viaud J.-M. (2009).
- LA ROCHE H. DE (1962) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sciences de la Terre* [Nancy], vol. 9, p. 293-337.
- LA ROCHE H. DE, 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. *Sciences de la Terre* [Nancy], vol. 24, n° 1, p. 5-21.
- LAURIAT-RAGE A. (1981) - Les bivalves du Redonien (Pliocène atlantique de France). Signification stratigraphique et paléobiogéographique. *Bull. Mus. nation. Hist. nat.*, série C, vol. XLV, 173 p.
- LAURIAT-RAGE A. (1982) - Les Astartidae (Bivalvia) du Redonien (Pliocène atlantique de France). Systématique, biostratigraphie, biogéographie. *Mém. Mus. nation. Hist. nat.*, série C, vol. XLVIII, 118 p.
- LAURIAT-RAGE A., BRÉBION P., BUGE E., CHAIX C., CHEVALIER M., MARGEREL J.-P., PAJAUD D., POUIT D., ROMAN J., VIAUD J.-M. (1989a) - Le gisement redonien (pliocène) de la Marnière (la Limouzinière, Loire-Atlantique). Biostratigraphie, paléobiologie, affinités paléobiogéographiques. *Géologie de la France*, 1989, p. 117-152.

- Lauriat-Rage A., Vergnaud-Grazzini C., Chevalier M., Viaud J.-M. (1989b) - Le Pliocène (Redonien) de Basse-Loire et Vendée. Biostratigraphie et paléomilieu de nouveaux gisements d'après l'étude des bivalves et de la composition isotopique de leur coquille. *Géologie de la France*, 1989, p. 215-222.
- Leduc C. (1992) - Prospection biogéochimique de l'antimoine : résultats d'un test préliminaire sur le gisement des Brouzils (Vendée, France). *Chronique de la Recherche minière*, vol. 508, p. 29-40.
- Leduc C., Gardou C. (1992) - Prospection biogéochimique de l'antimoine : résultats d'un test sur le gisement des Brouzils (Vendée). *Bull. Soc. bot. Fr. Actualités botaniques*, vol. 139, p. 123-131.
- Le Fur Y., Allon A., Biron R., Lequertier M., Roussel M. (1988) - La découverte du gisement d'antimoine des Brouzils en Vendée (Massif armoricain, France). Historique des travaux, description du gisement et projet d'exploitation. *Chronique de la Recherche minière*, vol. 492, p. 5-18.
- Le Goarant de Tromelin G. (1875) - Addition relative aux terrains tertiaires et quaternaires [flore fossile des grès de Montbert]. *Comptes-rendus du Congrès de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, Nantes, 1875, p. 59-60.
- Le Métour J., Blouin J.-P., Chantraine J., Clozier L., Étienne H. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510). Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par Clozier L. et Le Métour J. (1984).
- Le Verrier (1903) - Feuille de Nantes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. XIII, p. 36-40.
- Louail J. (1984) - La transgression crétacée au Sud du Massif armoricain. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Étude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 29, 333 p.
- Lyell C. (1841) - On the faluns of the Loire, and a comparison of their fossils with those of the newer tertiary strata in the Cotentin, and on the relative age of the faluns and the crag of Suffolk. *Proceedings of the geological Society of London*, vol. III, p. 437-444.
- Maillet D. (1984) - Relations des porphyroïdes et schistes de Saint-Gilles avec les formations siluriennes de Brétignolles-sur-Mer (Vendée maritime). Une tectonique tangentielle par cisaillement ductile pendant l'orogénèse acadienne. Doctorat de 3^e cycle, Université Aix-Marseille III, Sciences, 170 p. + 6 pl. h.t.
- Marcoux E., Serment R., Allon A. (1984) - Les gites d'antimoine de Vendée (Massif armoricain, France). Historique des recherches et synthèse métallogénique. *Chronique de la Recherche minière*, vol. 476, p. 3-29.

- MARGEREL J.-P. (1968) - Les Foraminifères du Redonien. Systématique - Répartition stratigraphique - Paléoécologie. Doctorat d'état, Université de Nantes, Sciences, 2 vol., 207 p.
- MATHIEU G. (1936) - Aperçu général sur les terrains primaires de la région vendéenne. *Revue générale du Centre-Ouest de la France*, 1936, p. 501-557 + 1937, p. 743.
- MATHIEU G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. 1^{er} fasc., Stratigraphie et tectonique. 2^e fasc., Paléontologie, pétrographie, conclusions générale et planches. Lille : Saulai édit., 2 vol., 321 + 92 p. + 20 pl. + 3 cartes.
- MATHIEU G. (1939) - Quelques problèmes géologiques de la Vendée résolus pour l'exécution de la nouvelle feuille de Nantes au 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. XL, p. 49-76.
- MATHIEU G. (1944) - Structure du Bocage vendéen à travers la feuille de La Roche-sur-Yon au 1/80000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. XLV, p. 84-106 + 1 pl. [coupes].
- MATHIEU G. (1949) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 130 La Roche-sur-Yon, 2^e édition.
- MATHIEU G. (1957) - Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. LV, 46 p. + 1 dépliant h.t.
- MATHIEU G. (1959) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 118 Cholet, 2^e édition.
- MATTE P., HIRN A. (1988) - Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France. *Tectonics*, vol. 7, p. 141-155.
- MAULER A., GODARD G., KUNZE K. (2001) - Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes. *Tectonophysics*, vol. 342, p. 81-112.
- MEIDOM P. (1991) - Analyse structurale du complexe cristallophyllien des Essarts-Mervent et de son environnement, Vendée, Massif armoricain. Doctorat d'université, Université de Poitiers, 203 p.
- MEUNIER S. (1885) - Sur un granite amygdaloïde de la Vendée. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. 101, p. 969-971 [+ *Bull. Soc. minér. Fr.*, vol. VIII, p. 383-385].
- MEUNIER S. (1891) - Granit noduleux [de Riaillé]. *Le Naturaliste*, (s. 2), 13^e année (n^o 108, 1^{er} septembre 1891), p. 208-209 + 1 fig.
- MONTIGNY R., ALLÈGRE C. (1974) - À la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série D, vol. 279, p. 543-545.

- PÉNEAU J. (1921) - Note préliminaire sur le Carbonifère du lac de Grandlieu. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. II, p. 246-257.
- PEROCHEAU J. (1971) - Souterrains, refuges, cavités et grottes du département de la Vendée. *Mémoire de l'École pratique des Hautes-Études, Section VI, Sciences économiques et sociales*, 1971, 207 p. + plans.
- PEUCAT J.-J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 28, 158 p. + 7 pl.
- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South-Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 60, p. 70-78.
- PICQUENARD C. (1918) - Sur quelques points de la géologie de la région méridionale du Massif armoricain. *Bull. Soc. sci. méd. Ouest*, vol. XXVII, p. 33-42.
- PICQUENARD C. (1920) - Sur la flore fossile du bassin houiller de Chantonnay (Vendée). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. I, p. 291-292.
- PICQUENARD C. (1923) - Sur la flore fossile carboniférienne du bassin vendéen. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. IV, p. 273-279.
- PLATT J.-P., VISSERS R.L.M. (1980) - Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of structural Geology*, vol. 2, p. 397-410.
- PLYUSNINA I.I., VASILYEVA R.Y., MOROZOVA N.I. (1983) - Phase transformation of silica in weathered crusts of ultrabasic rocks of Central Kazakhstan. *Moscow Univ. Geol. Bull.*, vol. 38, p. 87-91.
- POISSONIER B. (1997) - La Vendée préhistorique : geste Éditions édit., 368 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. Doctorat d'université, Université de Poitiers, 398 p.
- POSTAIRE B. (1983) - Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), vol. 15, p. 29-72 + 1 pl. [Doctorat de 3^e cycle, Rennes, Sciences, 1981].
- PRÉVOTEAU R. [dir.] (1882) - Atlas cantonal de la Vendée [1/50 000]. [Paris] : Erhard édit.
- PROVOST M., HIERNARD J., PASCAL J., BERNARD E., SIMON-HIERNARD D. (1996) - Carte archéologique de la Gaule. La Vendée, 85. Paris : Fondation Maison des Sciences de l'Homme édit., 246 p.

- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 73, p. 207-220.
- RENARD J.-P. (1974) - 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. *Sciences de la Terre, Mémoires* [Nancy], vol. 30, 216 p.
- RIVIÈRE A. (1835a) - Note sur la carte géognostique de la Vendée. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. I, p. 237.
- RIVIÈRE A. (1835b) - [Présentation de la carte géologique de la Vendée]. *Congrès scientifique de France*, Douai 1835, p. 101-105.
- RIVIÈRE A. (1840) - Mémoire sur les terrains paléothériiques de la Vendée (Terrains tertiaires des anciens auteurs) [extraits]. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (s. 1), vol. XI, p. 295-297 [+ *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. X, p. 763-765].
- RIVIÈRE A. (1844) - Mémoire minéralogique et géologique sur les roches dioritiques de la France occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (s. 2), vol. I, p. 528-569 ; Paris, Bourgogne et Martinet, 46 p.
- RIVIÈRE A. (1851) - Mémoire sur le terrain gneissique ou primitif de la Vendée. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (s. 2), vol. IV, p. 49-175.
- ROGER J., BUGE E. (1946) - Les bryozoaires du Redonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (s. 5), vol. XVI, p. 217-229.
- ROGER J., FRENEIX S. (1946) - Remarques sur les faunes de foraminifères du Redonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (s. 5), vol. XVI, p. 103-113.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R. (2000a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Thiéblemont D., Cocherie A., Guerrot C., Courtois N., Bernard É. *et al.* (2000), 117 p.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E. *et al.* (2000b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R. (2000).
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001) - Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, 2001, p. 87-116.
- SIBSON R.H. (1977) - Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* [London], vol. 133, p. 191-213.
- STUSSI J.-M. (1976) - Le massif granitique de La Roche-sur-Yon (Vendée) ; Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. *Sciences de la Terre* [Nancy], vol. 20, n° 3, p. 219-263.

- TERS M. (1954) - Terrasses fluviales et érosion quaternaire dans la région du marais poitevin. *Annales de l'Université de Poitiers. Revue générale du Centre-Ouest de la France* [Actes du 73^e congrès de l'Association française pour l'Avancement des Sciences], (s. 2), vol. 5, p. 356.
- TERS M. (1961) - La Vendée littorale. Étude de géomorphologie. Paris : Institut de géographie édit., 578 p. + 12 dépliants.
- TERS M. (1979a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (508). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ters M., avec la collaboration de Bambier A., Chantraine J., Châteauneuf J.-J., Godard G., Greber C., Limasset O. (1982), 79 p. + 1 dépliant.
- TERS M. (1979b) - Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen. Stratigraphie et structure. *Bull. BRGM*, section I [Géologie de la France], 1979, p. 293-301.
- TERS M., BAMBIER A., CHANTRAINE J., CHÂTEAUNEUF J.-J., GODARD G., GREBER C., LIMASSET O. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (508). Orléans : BRGM, 79 p. + 1 dépliant. Carte géologique par Ters M. (1979).
- TERS M., BRÉBION P., BUGE E., CHEVALIER J.-P., LAURIAT A., MARGEREL J.-P. (1970) - Le Redonien de la région de Palluau (Vendée). *Bull. BRGM*, section I [Géologie de la France], 1970 (2), p. 1-26.
- TERS M., DEFLANDRE G. (1966) - Sur l'âge cambro-silurien des terrains anciens de la Vendée littorale (ex-Briovérien). *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série D, vol. 262, p. 339-342.
- THIÉBLEMONT D. (1988) - Le Magmatisme paléozoïque en Vendée ; apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. *Documents du BRGM*, vol. 157, 365 p. [Thèse d'université, Université Paris VI, 1987].
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R., TREUIL M. (1987) - Étude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers (complexe crystallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogénèse varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (s. 7), vol. 2, p. 371-378.
- THIÉBLEMONT D., TRIBOULET C., GODARD G. (1988) - Mineralogy, petrology and P-T-t paths of Ca-Na amphibole assemblages, Saint-Martin-des-Noyers formation, Vendée, France. *Journal of metamorphic Geology*, vol. 6, p. 697-715.
- THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.L. (1994) - La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta* [Paris], vol. 7 (3), p. 139-157.

- THIEBLEMONT D., GUERROT C., LE MÉTOUR J., JÉZÉQUEL (2001) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, 2001 (1), p. 7-17.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications : les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. Sciences géologiques. Mémoire n° 64, 173 p. [20] p. 1 dépl. [doctorat d'état, Institut de géologie, Université Louis Pasteur, Strasbourg].
- VASSEUR G. (1881) - Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Stratigraphie. 1^{ère} partie. Bretagne. Paris : Masson, 432 p. + 5 cartes ; *Ann. Sci. géol.*, p. 1-432 + 5 cartes.
- VAUDOIS-MIÉJA N., MORNAND J. (1986) - Sur la paléoflore d'un nouveau gisement éocène à Jarzé (Maine-et-Loire). *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série 2, vol. 303, p. 637-642.
- VAUTHIER N. (1992) - Mines métalliques en Vendée et Gâtine. L'or, l'argent, le fer, l'antimoine. Indices de travaux de recherche et d'exploitation. Diplôme d'Études Approfondies, Université de Nantes, Histoire des Sciences et des Techniques, 75 p.
- VELDE B., SABATIER H. (1972) - Eclogite from Northern Vendée, France. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, vol. 95, p. 397-400.
- VIAUD J.-M. (1978) - Contribution à l'étude du Crétacé vendéen dans le bassin de Challans-Commequiers. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, vol. 76, p. 61-71.
- VIAUD J.-M. (1979) - Contribution à l'étude des dépôts tertiaires dans la région de Saint-Hilaire-de-Clisson (44). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, (n.s.), vol. 1, p. 146-162.
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 21, 162 p. [Doctorat d'état, Rennes, 1976].
- VIGNERESSE J.-L., GUINEBERTEAU B. (1988) - Étude gravimétrique du granite de Mortagne-sur-Sèvre (Massif armoricain) : comparaison avec les données structurales. *Géologie de la France*, 1988, p. 89-93.
- WALLERANT F. (1892) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 130 La Roche-sur-Yon, 1^{ère} édition.
- WINKLER H.G.F. (1965) - La genèse des roches métamorphiques. Gap : Ophrys édit., 188 p.
- WYNS R. (1980) - Contribution à l'étude du Haut Bocage vendéen. Le précambrien et la paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée). Doctorat de 3^e cycle, Université Paris VI, Sciences, 134 p. + 2 cartes h.t.

- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 1991, p. 11-42.
- WYNS R., GODARD G., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989a) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Roche-sur-Yon (562). Orléans : BRGM, 80 p. Carte géologique par Wyns R., Le Goff E., Lablanche G., Godard G., Ters M., Clément J.-P. (1988).
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1984) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). Orléans : BRGM. Notice explicative par Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A., avec la collaboration de Bresson G. et Biron R. (1988), 76 p.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., BIRON R. (1988a) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). Orléans : BRGM, 76 p. Carte géologique par Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A. (1984).
- 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. *Comptes-rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, série 2, vol. 308, p. 855-860.
- WYNS R., LE GOFF E., LABLANCHE G., GODARD G., TERS M., CLÉMENT J.-P. (1988b) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Roche-sur-Yon (562). Orléans : BRGM. Notice explicative par Wyns R., Godard G., Lablanche G., Biron R., Bresson G. (1989), 80 p.
- WYNS R., LE METOUR J. (1983) - Le Précambrien du Massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. *Documents du BRGM*, vol. 68, 60 p. + dépliant.

ANNEXE : TECHNIQUES D'ÉTUDE ET D'ANALYSE

Les datations du gneiss migmatitique de Montaigu ($\zeta\gamma M$) et du granite de l'Ortay (γO) ont été réalisées au BRGM par C. Guerrot, sur des cristaux de zircon séparés, et analysés par spectrométrie de masse selon la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon de Kober (pour la méthode : cf. Cocherie *et al.*, 1992).

Les analyses de roches totales ont été effectuées par fluorescence X (éléments majeurs) et ICP-ICP-MS (éléments traces), dans les laboratoires du BRGM.

L'étude pétrologique détaillée des roches, en particulier l'identification des minéraux accessoires, a été réalisée au microscope électronique à balayage de

l'Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris). Les analyses ponctuelles des minéraux ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA™ SX50 du centre d'analyse CAMPARIS (Paris), dans les conditions suivantes : $\sim 1 \mu\text{m}$ de diamètre de faisceau ; 15 kV ; 10 nA. Les résultats sont présentés sous la forme de pourcentages molaires des pôles purs (ex. : $\text{Or}_{xx}\text{Ab}_{yy}\text{An}_{zz}$ pour les feldspaths).

Le mode d'une roche (abondance de ses minéraux en volume %) a pu être calculé lorsque la composition chimique de celle-ci et celle des minéraux qui la constituent étaient disponibles. On a d'abord estimé les proportions molaires des minéraux dans la roche, en résolvant un système de C équations linéaires à φ inconnues, où C est le nombre de constituants indépendants et φ le nombre de minéraux considérés. Le système étant généralement surdéterminé ($C > \varphi$), une solution approchée a été obtenue par la méthode des moindres carrés. Les proportions molaires ont été ensuite traduites en pourcentages volumiques en pondérant par les volumes molaires des minéraux (*in* Holland et Powell, 1998).

AUTEURS DE LA CARTE

Les explorations et les tracés géologiques ont été effectués par :

– Gaston GODARD (Université Denis-Diderot, Institut de Physique du Globe de Paris [IPGP], Paris) : gneiss migmatitiques de Montaigu, terrains ortho-dérivés de la bordure nord-est de l'unité de Chantonay, massifs granitiques de Riaillé et de l'Ortay, domaine les Essarts – Mervent, terrains ortho-dérivés de la bordure nord-est du domaine du Bas-Bocage vendéen, formations superficielles et couverture cénozoïque associées.

– Pascal BOUTON (Calligée SA, Nantes) : partie métasédimentaire de l'unité de Chantonay, formations superficielles et couverture cénozoïque associées (environ un tiers de la feuille, selon sa diagonale NW-SE).

– Didier PONCET (Réserve naturelle du Toarcien, Centre d'Interprétation Géologique du Thouarsais [CIGT], Thouars) : domaine du Haut-Bocage vendéen, dont massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, formations superficielles et couverture cénozoïque associées (secteur nord-est de la feuille).

– Gabriel CARLIER (Institut de Recherche pour le Développement, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris) : partie métasédimentaire du domaine du Bas-Bocage vendéen, granite de Belleville-sur-Vie, formations superficielles et couverture cénozoïque associées (secteur sud-ouest de la feuille).

– Michel CHEVALIER (ATOS Environnement, Saint-Aignan-de-Grand-Lieu) : faluns mio-pliocènes du secteur Boufféré – Vieillevigne.

AUTEURS DE LA NOTICE

La rédaction de la notice a été effectuée par :

- Gaston GODARD (Université Denis-Diderot, IPGP, Paris) : Résumé ; Introduction ; Description des terrains : unité de Montaigu, unité de Chantonnay *pro parte* (semelle orthodérivée), domaine des Essarts – Mervent, domaine du Bas-Bocage, formations superficielles associées, terrains cénozoïques *pro parte* ; Histoire géologique – Synthèse géodynamique régionale *pro parte* ; Géologie de l'environnement ; Documentation complémentaire.
- Pascal BOUTON (Calligée SA, Nantes) : Description des terrains : unité de Chantonnay, formations superficielles associées, terrains cénozoïques *pro parte* ; Histoire géologique – Synthèse géodynamique régionale *pro parte*.
- Didier PONCET (Réserve naturelle du Toarcien, CIGT, Thouars) : Description des terrains : domaine du Haut-Bocage, formations superficielles associées ; Histoire géologique – Synthèse géodynamique régionale *pro parte*.

Avec la collaboration de :

- Catherine GUERROT (Bureau de Recherches Géologiques et Minières [BRGM], Orléans) : géochronologie du granite de l'Ortay et de l'orthogneiss de Montaigu.
- Claude ROY (hydrogéologue départemental de Vendée, La Roche-sur-Yon) : ressources en eaux souterraines.
- Denis THIÉBLEMONT (BRGM, Orléans) : géochimie des roches orthodérivées.
- Philippe CHÈVREMONT (BRGM, Orléans) : révision du texte relatif aux granites.

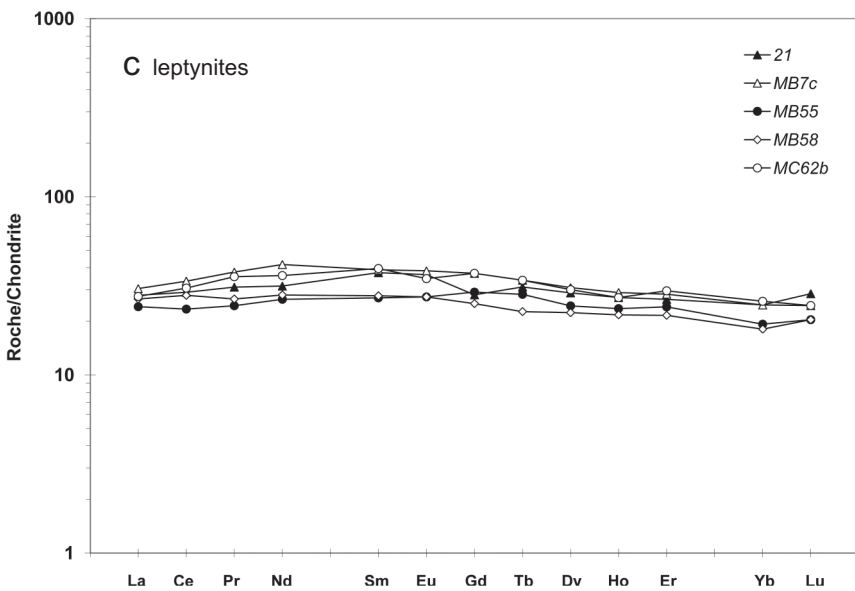
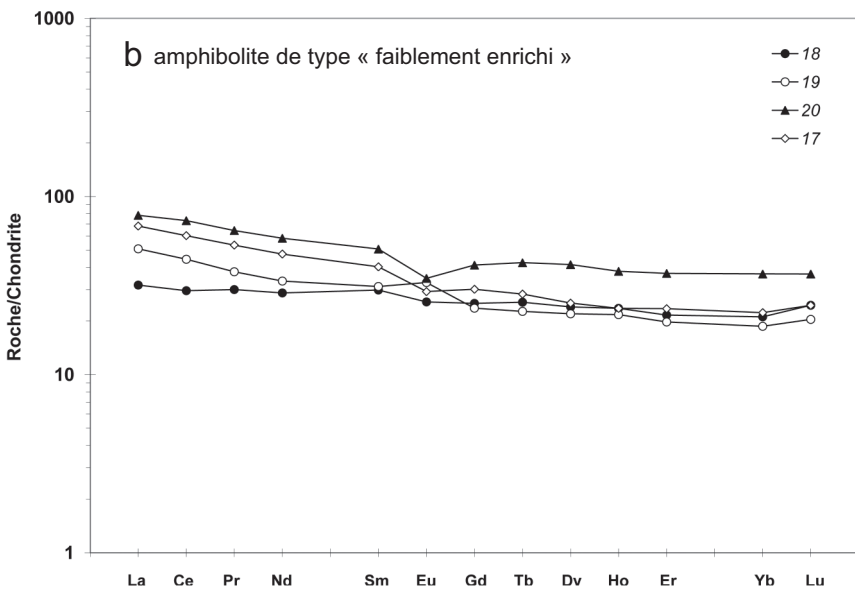
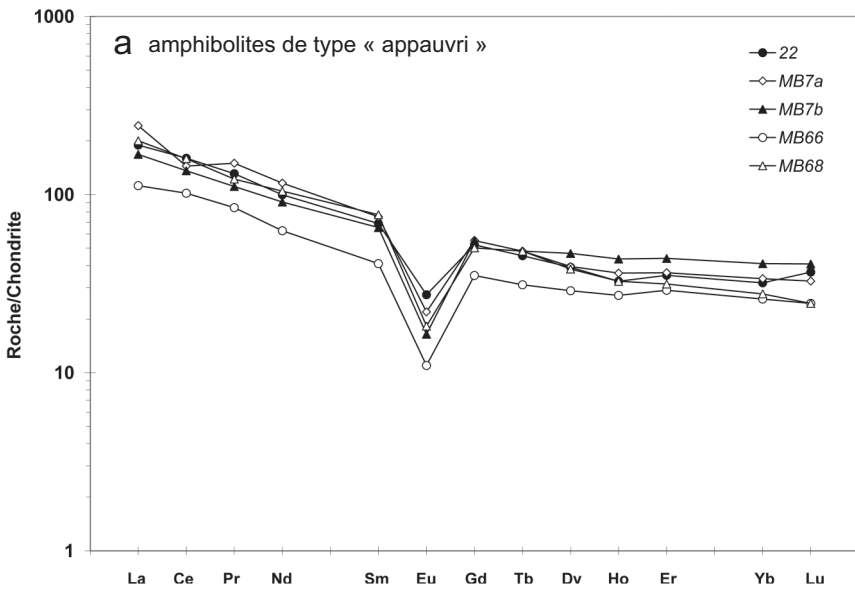


Fig. 7 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les amphibolites (δ) et les leptynites (λ)
 Les valeurs de normalisation aux chondrites sont d'Anders et Grévesse (1989)

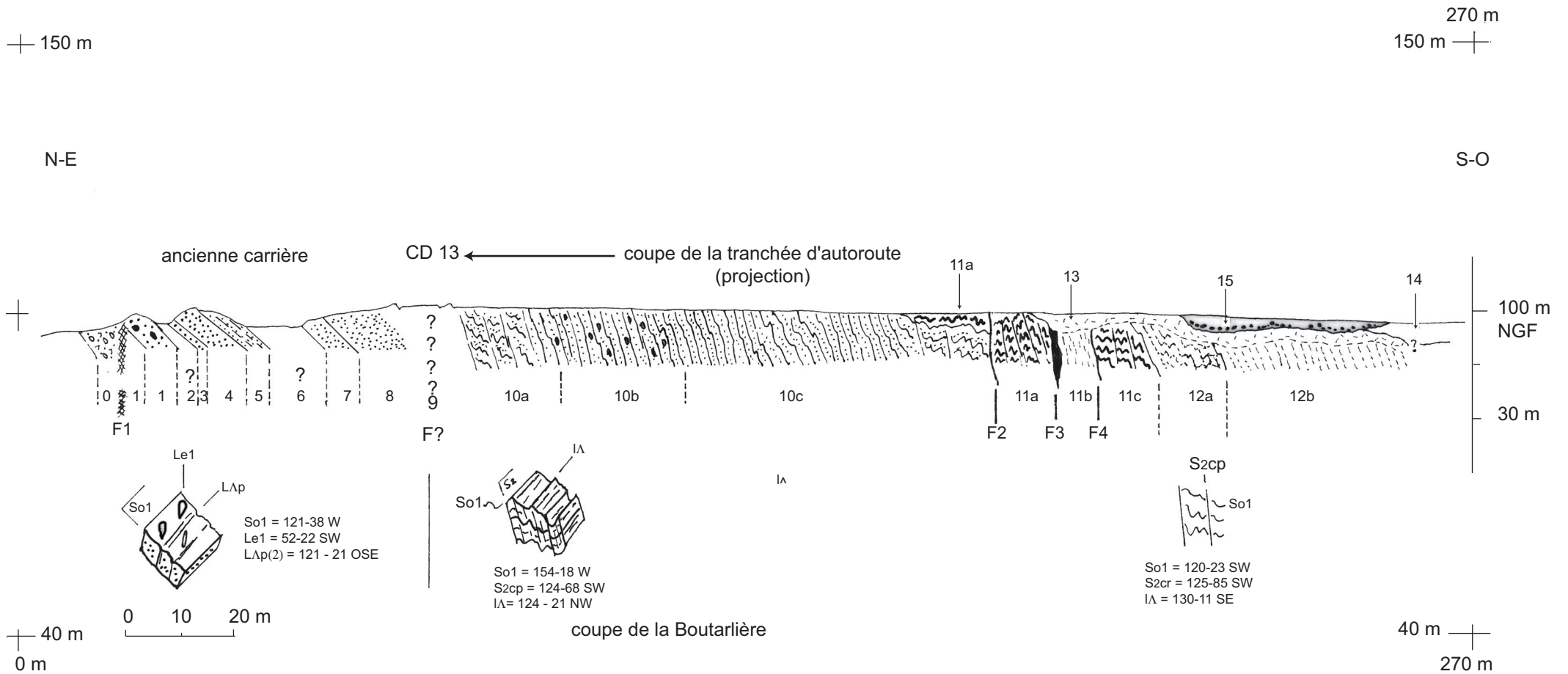


Fig. 10 - Lithologie et déformation de l'Ordovicien – Silurien de l'unité de Chantonnay (coupe de la Boutarlière : 46° 48' 58"N-1° 12' 48,546"W). Log de la coupe.

Formations superficielles : **15** (0 à 2 m) : limon argileux jaunâtre, à quartz anguleux. Lit basal caillouteux de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur à quartz et phtanites anguleux et rougis (taille 2 à 15 cm) ; **14** (> 2 m) : sable argileux, rouge bariolé, à grains émoussés et petits galets quartzeux roulés ; **13** (1 à 3 m) : allotérite argileuse, ocre beige, à fragments de schistes friables et quartz arrondis, passant à la base à l'isaltérite argilo-limoneuse de schiste.

Groupe de Réaumur (o-d) : **12b** (> 50 m) : pélites pyriteuses, violettes à passées noires, plus claires vers le Sud-Ouest ; **12a** (10 m) : argilites et pélites fines, parfois laminées, gris clair à noires, à lits microquartzitiques d'épaisseur millimétrique ; **11c** (10 m) : phtanites grises à noires à débit en fines plaquettes, localement pyriteuses ; **F4** : faille N120°E, jalonnée de quartz graphiteux ; **11b** (7 m) : pélites argilisées ; **F3** : faille N120-80SW, injectée de quartz blanc ; **11a** (10 m) : phtanites massives, grises, bréchifiées et injectées de filons de quartz ; **F2** : faille ; **10c** (40-50 m ?) : quartzwacke grise micacée, massive ; quartz à habitus rhyolitique (1 mm), mica blanc et rares éléments lithiques aplatis (siltite, 5 mm) dispersés dans une matrice argilo-silteuse grisâtre (60 à 70 % de la roche) ; **10b** (20 m ?) : quartzwacke noire à gris vert sombre, micacée, à nodules blanchâtres centimétriques ; **10a** (20 m ?) : quartzwacke grise, riche en micas détritiques ; **F?** : faille hypothétique.

Quartzite de La Châtaigneraie (o2) : **9** : lacune d'observation ; **8** (7 m) : quartzarénite blanche, grossière à tendance hétérométrique, en bancs de puissance irrégulière ; **7** (4 m) : bancs décimétriques d'épaisseur irrégulière de quartzarénite blanche, moyenne, alternant avec des grès silteux vert clair ; **6** (7 m) : lacune d'observation ; **5** (2 à 3 m) : alternances de quartzarénite grossière en bancs décimétriques, de grès fins laminés et de siltites claires, verdâtres, localement pyriteuses. Les bancs sont réguliers, à lamines et surfaces d'interbancs horizontales et dépourvues de figures sédimentaires. Les siltites admettent de minces intercalations gréseuses lenticulaires ainsi que des nodules ovoïdes clairs aplatis dans la stratification. Le granoclassement des niveaux gréseux confirme la position normale de la série ; **4** (3 à 4 m) : bancs décimétriques à pluridécimétriques de quartzarénite relativement grossière et hétérométrique (clastes de 0,5 à 3 mm), à joints argileux ; **3** (1,2 m) : banc massif de quartzarénite blanche, grossière, à matrice quartzo-phyliteuse plus abondante (30 %), probablement d'origine tectonique (néograins dus à la déformation) ; **2** (2 m environ) : lacune d'observation ; **1** (4 m) : alternances décimétriques de quartzarénite grise, moyenne à grossière et de quartzarénite à galets de quartz et matrice phyllito-quartzueuse peu abondante (10 %).

Ignimbrites de la Châtaigneraie ? : **F1** : zone faillée ; **0** : quartzarénites grises à lie-de-vin, grossières, à intercalations à matrice argileuse plus abondante et galets de quartz, d'ignimbrites et de rhyolites. (cf. grès lie-de-vin supérieur de la formation des ignimbrites de la Châtaigneraie ou base du Quartzite)

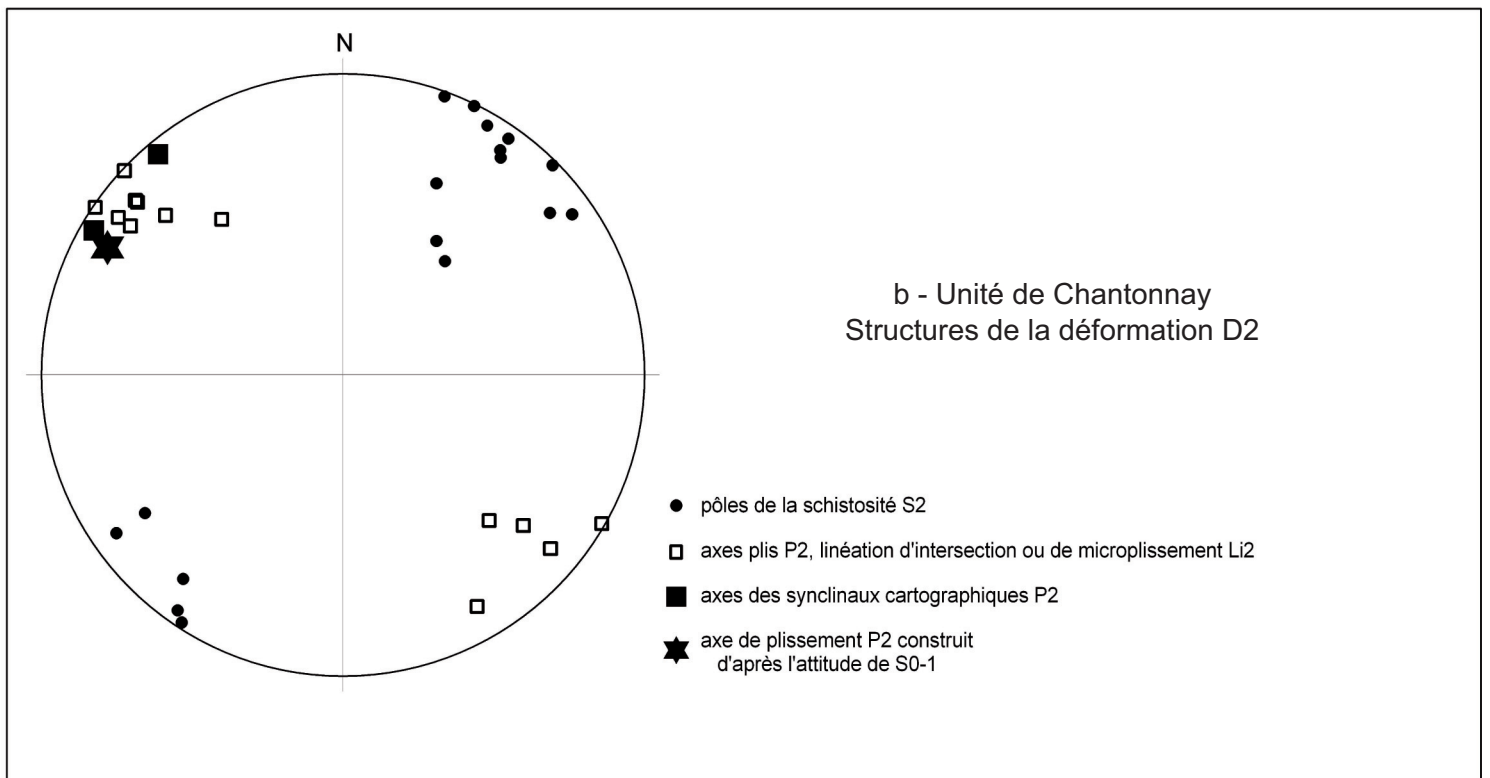
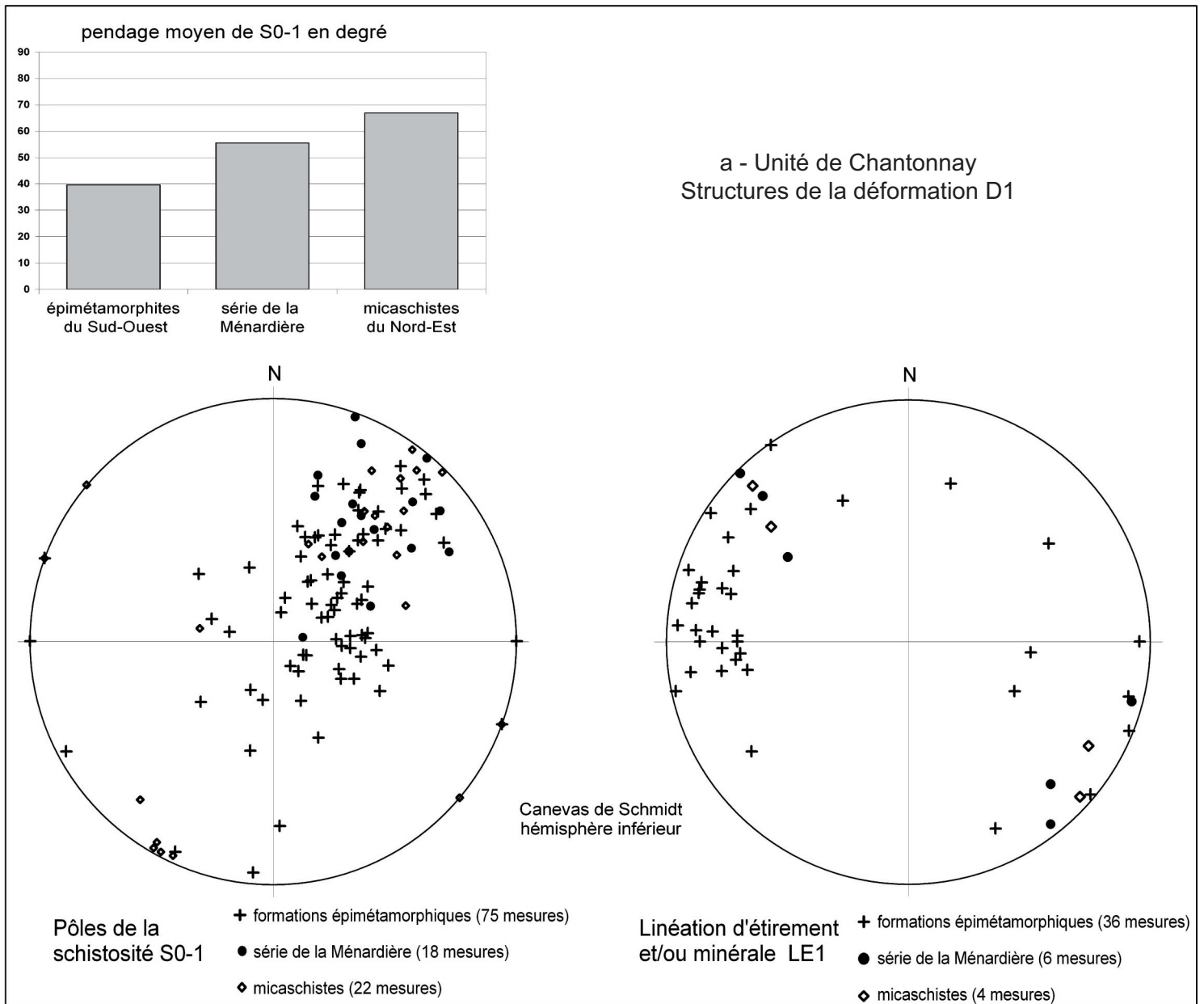


Fig. 11 - Structures de la déformation D1 et D2 dans l'Unité de Chantonnay : a - Structures de la déformation D1 ; b - Structures de la déformation D2



Fig. 14 - Éclogite ferro-titanée et métaglaciogranite (la Chaboterie, Saint-Sulpice-le-Verdon ; 46° 42'48"N-1°24'22"W). L'éclogite ferro-titanée (omphacite vert foncé et grenat millimétrique rouge) alterne en rubans centimétriques avec une roche à quartz, plagioclase et grenat, qui a la composition d'un plagiogranite

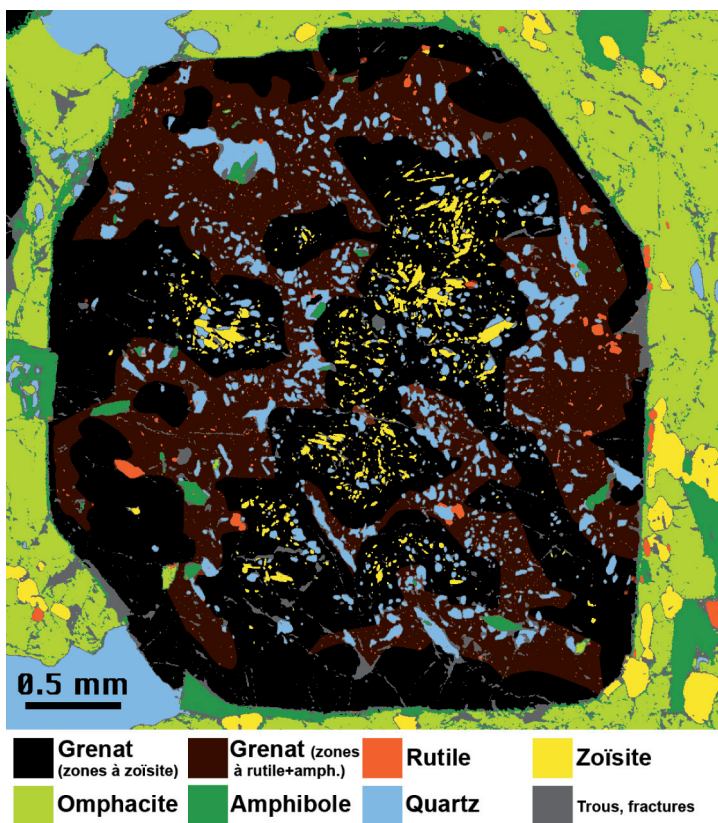


Fig. 15 - Pœciloblaste de grenat d'une éclogite (Ψ) ; cartographie des minéraux (d'après Godard, 2001b). Les microinclusions fossilisées dans le cristal de grenat lors de sa croissance sont distribuées en deux types de zones : des zones à inclusions de zoïsite sans rutile ; des zones à inclusions de rutile et amphibole sans zoïsite. Les zones à zoïsite et celles à rutile + amphibole sont interprétées comme ayant substitué d'anciens cristaux de plagioclase saussuritisé et de pyroxène amphibolitisé, respectivement. Ces derniers appartenaient à la roche gabbroïque pré-éclogitique et la forme des zones a préservé la structure microdoléritique originelle. Une couronne d'amphibole secondaire est apparue à l'interface grenat-omphacite lors du métamorphisme rétrograde

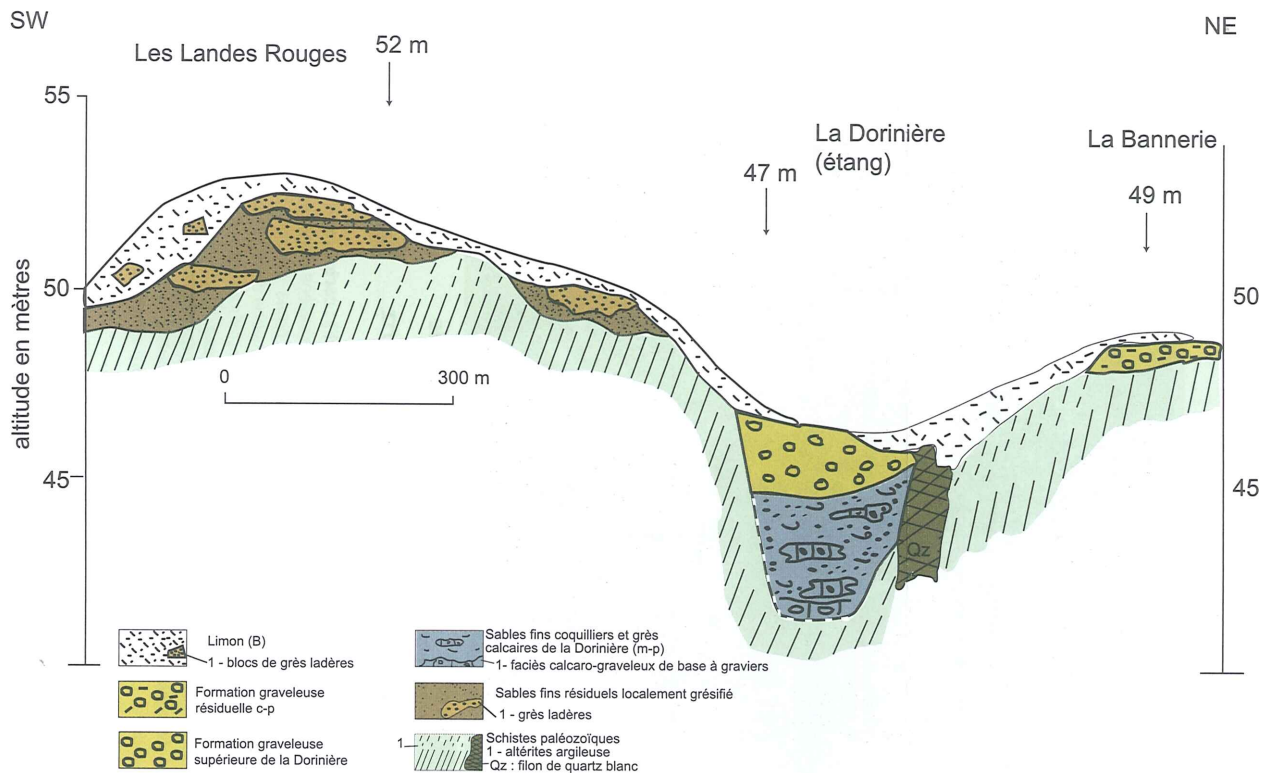


Fig. 23 - Relations entre les formations superficielles dans le secteur de la Dorinière (l'Herbergement)



Fig. 24 - Sables (c-p) et quartzites dans l'ancienne gravière de la Galfaudière (Saint-Denis-la-Chevasse ; 46°49'34"N-1°23'07"W)

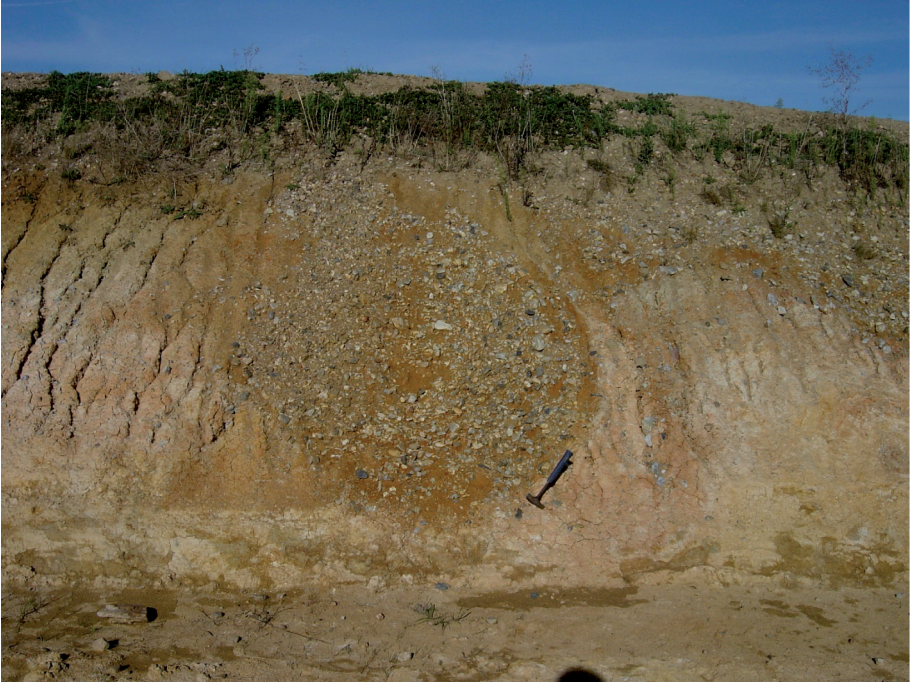


Fig. 28 - Cryoturbation dans les cailloutis yprésiens (e4). Tranchée de la déviation de la D753 à Boufféré (46°58'03,8"N-1°19'43,5"W). Cailloutis e4 à galets de quartz (blanc) et de silex (noir) dans une matrice sableuse rousse, surmontant les altérites argileuses du socle. Une cryoturbation convolutive affecte les cailloutis. Cliché P. Bouton, 2006