

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

PALLUAU

par

D. LAHONDÈRE, P. CHÈVREMONT,
F. BÉCHENNEC, P. BOUTON, G. GODARD,
J.M. STUSSI

avec la collaboration de
J.M. VIAUD, C. ROY, A. COCHERIE et G. REBAY

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

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

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

par

**D. LAHONDÈRE, P. CHÈVREMONT, F. BÉCHENNEC,
P. BOUTON, G. GODARD, J.M. STUSSI**

**avec la collaboration de
J.M. VIAUD, C. ROY, A. COCHERIE, G. REBAY**

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : LAHONDÈRE D., CHÈVREMONT P., GODARD G., BOUTON P., BECHENNEC F., REBAY G., SANTARELLI N., VIAUD J.-M. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Palluau (535). Orléans : BRGM. Notice explicative par LAHONDÈRE D., CHÈVREMONT P., BÉCHENNEC F., BOUTON P., GODARD G., STUSSI J.M., avec la collaboration de VIAUD J.M., ROY C., COCHERIE A., REBAY G (2009), 173 p.

– *pour la notice* : LAHONDÈRE D., CHÈVREMONT P., BÉCHENNEC F., BOUTON P., GODARD G., STUSSI J.M., avec la collaboration de VIAUD J.M., ROY C., COCHERIE A., REBAY G. (2009) – 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., Bechennec F., Rebay G., Santarelli N., Viaud J.-M. (2009).

© BRGM, 2009. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7259-1535-0

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	21
<i>SOCLE DU DOMAINE VARISQUE SUD-ARMORICAIN</i>	21
Unité de Chantonay	21
Unité de haute pression des Essarts	24
Unité de Saint-Martin-des-Noyers	29
Unité de La Roche-sur-Yon	32
Unité de Saint-Gilles – La Vilaine	34
Unité métamorphique HP/BT du Bois-de-Céné – Groix	42
Complexe granitique du bas-bocage vendéen	47
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	77
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	82
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	98
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	114
<i>LA TECTONIQUE CASSANTE</i>	126
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	127
<i>ÉVOLUTION PALÉOZOÏQUE</i>	127
<i>ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE</i>	132
<i>ÉVOLUTION CÉNOZOÏQUE</i>	133
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	135
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	135
<i>RISQUES NATURELS</i>	137
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	137
<i>RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE</i>	139
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	143

<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	144
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	145
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	145
<i>MÉTÉORITE DE ROCHESEUVÈRE</i>	153
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	154
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	154
AUTEURS	166
ANNEXES	169

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine <i>et al.</i> , 2005, modifié) et localisation de la feuille à 1/50 000 Palluau	14
Fig. 2 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du monzogranite porphyroïde du massif de Legé (P. Jézéquel, rapport BRGM 2007)	52
Fig. 3 - Diagramme $Th/Pb=f(U/Pb)$ pour les monazites du monzogranite porphyroïde du massif de Legé (PL7B33) (Cocherie, 2007)	53
Fig. 4 - Diagrammes B-P (a) et Q-P (b) pour les granites de la carte Palluau (d'après La Roche (de) 1964 ; Debon et Le Fort, 1988)	56
Fig. 5 - Diagramme A-B pour les granites de la carte Palluau (d'après La Roche (de) 1964)	57
Fig. 6 - Coupes géologiques de la couverture méso-cénozoïque de la région de Touvois d'après les données cartographiques et les sondages (compilation P. Bouton)	hors texte
Fig. 7 - Coupes géologiques des rias néogènes de la région de Palluau d'après les données cartographiques et les sondages (sondages BRGM, campagnes 2005-2006)	hors texte
Fig. 8 - Diagrammes Ba-B, Th-B, Zr-B, $\Sigma TR-B$, Ba-Sr et Rb-Sr pour les granites de la carte Palluau	106
Fig. 9 - Spectres de terres rares pour des monzogranites à biotite (a) et des granites à 2 micas (b) de la carte Palluau. Normalisation aux chondrites selon Evensen <i>et al.</i> , (1978)	108
Fig. 10 - Diagramme représentatif des compositions des micas blancs analysés dans les unités de Saint-Gilles/La Vilaine et de La Roche-sur-Yon, à partir d'échantillons provenant des cartes Palluau et Le Poiré-sur-Vie	118

Fig. 11 - Projection stéréographique des structures de déformation dans les formations l'Unité de Bois-de-Céné/Groix et dans les séries immédiatement sous-jacentes rattachées à l'Unité de Saint-Gilles/La Vilaine	124
Fig. 12 - Évolution mensuelle cumulée des précipitations pour les années considérées au poste de Palluau	136
Fig. 13 - Suivi des fluctuations piézométriques sur le forage du Centre météo, La Roche-sur-Yon, « Les Ajoncs » (n° 562-5-36)	140

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques d'éléments majeurs pour divers types de granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen de la carte Palluau.	hors texte
Tabl. 2 - Paramètres multicationiques pour divers types de granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen de la carte Palluau.	hors texte
Tabl. 3 - Analyses chimiques d'éléments traces pour divers granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen de la carte Palluau	hors texte
Tabl. 4 - Abréviations des noms des roches plutoniques de référence dans les diagrammes géochimiques Q-P, B-P et A-B	170
Tabl. 5 - Analyse des micas blancs à la microsonde électronique (BRGM, Orléans) pour six échantillons du groupe de Nieul-le-Dolent	hors texte
Tabl. 6 - Analyse des micas blancs à la microsonde électronique (BRGM, Orléans) pour trois échantillons de la formation de La Sauzaie	171
Tabl. 7 - Analyse des micas blancs à la microsonde électronique (BRGM, Orléans) pour deux échantillons de la formation de Saint-Gilles	hors texte
Tabl. 8 - Localisation et coupe des sondages réalisés dans le cadre du lever de la carte en 2005 et 2006 dans les communes de Saint-Christophe-du Ligneron et Saint-Étienne-du-Bois	hors texte
Tabl. 9 - Analyses micropaléontologiques de sables coquillers pliocènes et de sédiments silicifiés du Crétacé supérieur remaniés au sein des dépôts détritiques cénozoïques	hors texte

RÉSUMÉ

La coupure « Palluau » de la carte géologique à 1/50 000 de la France, s'étend à l'Est de Challans et chevauche les départements de la Vendée et de la Loire-Atlantique. Elle appartient, géologiquement, au Domaine varisque sud-armoricain qui s'étend au sud du Cisaillement sud-armoricain (CSA), grand accident transcurrent axé WNW-ESE, qui se suit depuis la Pointe du Raz à l'Ouest jusqu'aux confins du Haut-Bocage vendéen à l'Est. Ce domaine, dans la région concernée, comprend six unités principales, qui du Nord au Sud sont :

- l'Unité de Chantonnay ;
- l'Unité (Complexe) HP des Essarts ;
- l'Unité de Saint-Martin des Noyers ;
- l'Unité du Bois-de-Céné – Groix ;
- l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine ;
- l'Unité de La Roche-sur-Yon.

Ces deux dernières unités sont recoupées par le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et l'ensemble est coiffé par des formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques.

L'Unité de Chantonnay, sur la feuille Palluau, montre principalement un ensemble détritique terrigène attribué au Cambrien. Elle est affectée, localement, par un métamorphisme varisque épizonal et un épisode de tectonique tangentielle modérée. Sur son flanc méridional, cette unité est limitée par les failles du Sillon houiller vendéen.

Le Complexe des Essarts forme une klippe limitée sur son flanc sud par le décro-chevauchement des Essarts et sur son flanc nord par les failles du Sillon houiller vendéen. Il correspond à un « mélange tectonique » comprenant des lentilles d'amphibolites à reliques d'éclogites, des serpentinites, des paragneiss et des orthogneiss très déformés. Les roches basiques semblent dériver d'une ancienne lithosphère océanique et les gneiss d'une croûte continentale ; l'ensemble ayant subi un métamorphisme haute-pression de faciès éclogite, au Silurien, suivi d'un métamorphisme rétrograde accentué.

L'Unité de Saint-Martin-des-Noyers forme une étroite lanière dilacérée entre les failles transcurrentes du décrochement des Essarts et est constituée, principalement, de metabasites à composition de basaltes tholéiitiques de type arc insulaire et accessoirement de gneiss rubanés à amphibole. Son âge demeure inconnu.

Toutes les unités précédentes caractérisent la Vendée intérieure et montrent des structures très redressées, alignées sur le grand cisaillement transcurrent tardi-varisque situé plus au Nord, le Cisaillement sud-armoricain.

Les unités suivantes appartiennent à la Vendée littorale et montrent, au contraire, généralement, des structures sub-horizontales ou peu pentées.

L'Unité de Bois-de-Céné – Groix forme une klippe au toit de l'édifice structural de la Vendée littorale et elle chevauche ainsi l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine. Elle est principalement constituée de micaschistes à chloritoïde et grenat avec des intercalations d'amphibolites et localement de glaucophanites et de serpentinites. Les paragenèses témoignent d'un métamorphisme haute pression/basse température, de faciès schistes bleus, comparable à celui observé dans l'Île de Groix.

L'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine est constituée par les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie et par les micaschistes et gneiss micacés de la formation de Saint-Gilles. Ces séries correspondent, respectivement, à des métavolcanites acides datées de l'Ordovicien inférieur et à des séries métavolcano-sédimentaires, recoupées sur leur flanc nord par le métagranite de l'Angle, d'âge inconnu. Cette unité, qui chevauche la suivante, montre à sa base une intense déformation mylonitique et l'intensité du métamorphisme qui l'affecte croît à l'approche du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen.

L'Unité de La Roche-sur-Yon est considérée comme le parautochtone de l'édifice structural. Elle se limite, sur la feuille Palluau, aux métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent qui sont, en partie, d'âge ordovicien inférieur. Le métamorphisme qui affecte les différents termes de cette unité est peu prononcé (faciès schistes verts de bas-grade) dans le coin sud-ouest de la feuille voisine du Poiré-sur-Vie mais s'accroît fortement vers l'Est (faciès amphibolite) à l'approche du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen.

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen recoupe les deux unités précédentes et comprend, outre un granite anatectique très hétérogène, des monzogranites calco-alkalins magnésio-potassiques et des granites aluminopotassiques leucocrates à subleucocrates, datés du Viséen supérieur-Namurien inférieur.

Le Sillon houiller vendéen forme une longue et étroite lanière, axée NW-SE, initiée au Carbonifère supérieur par des failles tardi-varisques parallèles au CSA, entre les Unités de Chantonay au Nord et des Essarts au Sud. Ce bassin est comblé par des sédiments terrigènes namuriens et stéphanien à couches de charbon.

La couverture sédimentaire post-tectonique varisque, bien présente sur la carte de Palluau, illustre les différentes et principales transgressions marines qui, successivement, au Crétacé moyen-supérieur, au Crétacé supérieur, au Lutétien, au Miocène moyen et au Pliocène ont induit le dépôt de séries sédimentaires à caractère littoral.

ABSTRACT

The “Palluau” sheet of the 1:50,000 geological map of France lies to the east of Challans, straddling the Vendée and Loire-Atlantique departments. Geologically, it is part of the south Armorican Variscan domain that lies south of the Armorican Shear Zone (French acronym CSA), a great WNW-ESE transcurrent fault that can be followed from the Pointe du Raz in the west to the Haut-Bocage in the Vendée in the east. In the map area, the domain comprises six main units, which from north to south are:

- The Chantonnay Unit;
- The high-pressure Essarts Complex;
- The Saint-Martin des Noyers Unit;
- The Bois-de-Céné/Groix Unit;
- The Saint-Gilles – La Vilaine Unit;
- The La Roche-sur-Yon Unit.

The last two units are intersected by the granitic complex of the Vendée Bas-Bocage and the entire succession is capped by Mesozoic and Cainozoic sedimentary formations.

On the Palluau sheet, the Chantonnay Unit mainly consists of terrigenous detrital rocks that were attributed a Cambrian age. Locally, it is affected by epizonal Variscan metamorphism and moderate tangential deformation. The southern limb of this unit is bounded by the faults of the Vendée Coal Basin.

The Essarts Complex is a klippe whose south limb is bounded by the Essarts strike-slip/thrust fault, whereas to the north it is bounded by the faults of the Vendée Coal Basin; it corresponds to a “tectonic mélange” comprising amphibolite lenses with highly deformed relics of eclogite, serpentinite, paragneiss and orthogneiss. The basic rocks probably derived from an ancient oceanic lithosphere and the gneiss from a continental crust; both underwent high-pressure eclogite-facies metamorphism during the Silurian, followed by marked retrograde metamorphism.

The Saint-Martin-des-Noyers Unit forms a narrow lacerated ribbon between the transcurrent Essarts faults and mainly consists of meta-basic

rock of a tholeiitic- basalt composition of the island-arc type and, locally, of ribbon gneiss with amphiboles; its age is unknown.

The three above units characterize the internal Vendée and show steeply dipping structures, aligned along the CSA, the main Late Variscan transcurrent shear zone farther north.

The following units lie in the coastal Vendée area and, in contrast, consist of sub-horizontal or slightly dipping structures.

The Bois-de-Céné – Groix Unit is a klippe at the roof of the coastal Vendée structural unit, thrust over the Saint-Gilles – La Vilaine Unit. It mainly consists of chloritoid- and garnet-bearing micaschist with amphibolite intercalations and, locally, of glaucophanite and serpentinite. The parageneses witness of a high-pressure/low-temperature metamorphism of the blueschist facies, similar to that found on Groix Island.

The Saint-Gilles – La Vilaine Unit consists of porphyroid rock of the La Sauzaie Formation and micaschist and micaceous gneiss of the Saint-Gilles Formation; these formations correspond, respectively, to Early Ordovician meta-volcanic rock, and to meta-volcano-sedimentary rock intersected in the north by the Angle metagranite of unknown age. This unit, which was thrust over the following one, shows intense mylonitic deformation at the base. Moreover, the metamorphism affecting it might indicate the nearness of the Granitic Complex in the Bas-Bocage area of the Vendée.

The Roche-sur-Yon Unit is considered to be the para-autochthonous one of the structural succession. On the Palluau sheet it is restricted to metasedimentary rock of the Nieul-le-Dolent Group that is at least in part of Early Ordovician age. The metamorphism affecting the various parts of this unit is low-grade greenschist facies in the southwest corner of the adjacent Poiré-sur-Vie map area, but strongly increases to the east, to amphibolite facies near the Vendée Bas-Bocage granites.

The Vendée Bas-Bocage Granitic Complex intersects the two preceding units. In addition to very heterogeneous anatectic granite, it consists of magnesium-potassium calc-alkaline monzogranite and aluminium-potassium leucocratic to sub-leucocratic granite dated as Late Viséan to Early Namurian.

The Vendée Coal Basin is a long and narrow northwest-southeast trending ribbon, created in the Late Carboniferous by Late Variscan faulting parallel to the CSA, between the Chantonay Unit in the north and the Essarts Unit in the south. This basin was infilled by Namurian and Stephanian terrigenous sediments with intercalated coal layers.

The post-tectonic sedimentary cover is well represented on the Palluau map. It illustrates the main marine transgressions that, successively, during the middle-Late Cretaceous, the Late Cretaceous, the Lutetian, the Middle Miocene and the Pliocene laid down sedimentary deposits of a littoral type.

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Palluau, proche de l'océan Atlantique, s'étend en arrière du Marais breton qui, sur la feuille voisine de Challans, borde la baie de Bourgneuf. Les principales localités sont, par ordre d'importance, Legé, Les Lucs-sur-Boulogne, Rocheservière, Corcoué-sur-Logne, Saint-Étienne-du-Bois, Touvois, Saint-Christophe-du-Ligneron, Paulx, Falleron, Saint-Étienne-de-Mer-Morte, Froifond, Mormaison et Palluau.

Les axes routiers principaux sont les départementales 937 et 978, axées N-S, qui joignent d'une part les agglomérations de Saint-Philbert-de-Bouaine à Rocheservière et Les Lucs-sur-Boulogne et d'autre part Nantes à La Roche-sur-Yon en passant par Corcoué-sur-Logne, Legé et Palluau.

La feuille de Palluau est également traversée par la départementale 753, axée NE-SW, qui relie Montaigu à Challans en passant par Rocheservière, Legé et Falleron. Par ailleurs cette feuille est desservie par de nombreuses voies secondaires.

Les altitudes, sur cette feuille, sont relativement uniformes et plutôt basses, généralement comprises entre 25 et 65 m. Les points les plus élevés sont situés dans sa partie orientale et sud-orientale où les altitudes dépassent localement la cote 70 (Le Moulin-de-Launay, Le Moulin-Bonneau). Les altitudes les plus basses sont relevées dans le quart nord-ouest de la feuille, autour de l'agglomération de Paulx.

La partie méridionale de la feuille de Palluau est drainée par le Ligneron et par la Petite Boulogne ; dans sa moitié orientale, la Boulogne et la Logne coulent en direction du Nord vers le lac de Grand-Lieu et dans sa moitié occidentale, le Falleron coule vers le Nord-Ouest et alimente ainsi, au Sud de Machecoul, le Marais breton.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région cartographiée appartient au Massif armoricain et plus précisément au Domaine varisque sud-armoricain qui s'étend au sud du CSA (Cisaillement-Sud-Armoricain) et s'envoie vers le Sud-Est sous la couverture mésozoïque du Bassin d'Aquitaine (fig. 1).

Le Domaine varisque sud-armoricain peut être scindé, en Vendée, en une partie « littorale » et une partie « intérieure ». La partie littorale comprend trois ensembles superposés :

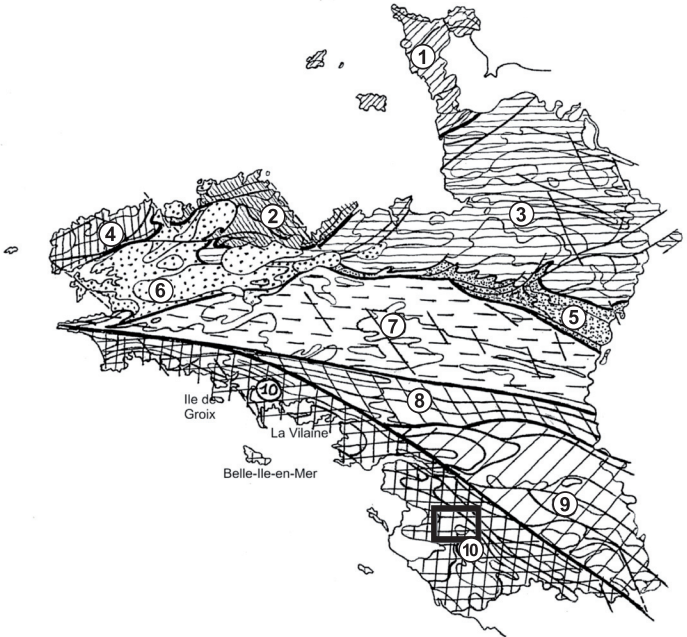


Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 2005, modifié) et localisation de la feuille à 1/50 000 Palluau.

1 - Domaine cadomien-varisque du Cotentin et des îles anglo-normandes ; 2 - Domaine cadomien nord-breton ; 3 - Domaine cadomien normano-breton ; 4 - Domaine varisque du Léon ; 5 - Domaine varisque médio-armoricain oriental ; 6 - Domaine varisque médio-armoricain occidental ; 7 - Domaine varisque de Bretagne centrale ; 8 - Domaine varisque ligéro-sénonais ; 9 - Domaine varisque nantais ; 10 - Domaine varisque sud-armoricain

– à la base, les Unités des Sables-d’Olonne et de La Roche-sur-Yon. La première est composée d’un orthogneiss anatectique et d’une série paradérivée affectée par un métamorphisme de type barrowien dont l’intensité décroît du SW au NE. La seconde est composée d’une série grés-quartzitique surmontée par une série schisto-gréseuse à passées d’ampélites et de phanites. Au sein de cette dernière sont intercalées des séries rhyolitiques datées de l’Ordovicien inférieur. De plus, cette seconde entité est affectée par une déformation modérée (sauf à son toit où elle est forte) et un métamorphisme à fort gradient à la périphérie du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen ;

– au milieu, l’Unité de Saint-Gilles – La Vilaine. Elle est réputée chevaucher l’Unité basale de La Roche-sur-Yon et est composée d’un ensemble détritico-volcano-sédimentaire homogène associé à une série volcanique acide datée de l’Ordovicien inférieur (connue sous le nom de « Porphyroïdes de Vendée »). Cette unité est généralement caractérisée par une déformation intense, avec notamment une foliation mylonitique marquée, proche de l’horizontale et une linéation d’étirement particulièrement remarquable dans les « porphyroïdes ». Enfin, sur sa bordure nord-orientale, cette unité est recoupée par un ensemble d’orthogneiss qui se suit en une étroite bande fortement mylonitisée le long du décro-chevauchement des Essarts, depuis Chauvé au Nord-Ouest jusque l’Angle-Guignard au Sud-Est ;

– au toit, l’Unité du Bois-de-Céné – Groix. Cette dernière est en contact chevauchant sur la précédente et est caractérisée par une paragenèse à chloritoïde-grenat-glaucophane qui témoigne d’un métamorphisme de faciès schistes bleus.

Dans sa partie « intérieure » ce domaine comprend :

– l’Unité de Saint-Martin-des-Noyers. Cette formation métavolcanique basique d’âge inconnu est limitée par les failles transcurrentes du décro-chevauchement des Essarts qui se suit de Sainte-Pazanne au Nord-Ouest à Mervent au Sud-Est ;

– le Complexe des Essarts. Sa limite méridionale est verticalisée le long du décro-chevauchement et sa limite septentrionale correspond au Sillon houiller vendéen. Il se caractérise par des éclozites, des amphibolites dérivant d’éclogites et des serpentinites qui forment des corps plurikilométriques. Ces derniers sont étirés dans un encaissant gneissique (« gneiss feuilletés ») à reliques de métamorphisme éclozitique ;

– l’Unité de Chantonay. Elle forme une vaste synforme, limitée sur son flanc sud par les failles du Sillon Houiller vendéen et sur son flanc nord par le CSA. Elle est constituée, principalement, par une série détritico-volcanique montrant des intercalations de volcanites acides et est coiffée par une puissante série basaltique. Cet ensemble a été daté paléontologiquement Ordovicien à Dévonien ;

– l'Unité de Montaigu (non présente sur la carte de Palluau). Elle est constituée de terrains métamorphiques orthodérivés (leptynites, amphibolites, serpentinites) et forme une bande de terrains en relais de ceux de l'Unité de Chantonay vers le Nord-Ouest. Ses relations avec les unités adjacentes sont incertaines ; elle pourrait former la semelle de l'Unité de Chantonay et elle semble en contact tectonique avec les migmatites de l'Unité du Morbihan contact souligné localement, en effet, par une lame d'ultrabasites.

Les données paléontologiques, tant en Vendée littorale qu'en Vendée intérieure, montrent que dans cette région, l'histoire du Domaine sud-armoricain s'étale du Cambrien au Carbonifère. De plus, les données géochronologiques soulignent, comme dans le reste du domaine, l'importance du magmatisme ordovicien. Cependant, les effets du raccourcissement et des décrochements intracontinentaux au cours de l'orogénèse varisque rendent difficile toute reconstitution géodynamique.

La carte de Palluau couvre principalement les séries métavolcano-sédimentaires (formation de Saint-Gilles) et métavolcaniques (« porphyroïdes » de la formation de La Sauzaie) de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine qui occupe toute la moitié occidentale de la feuille et une partie de son centre oriental. Les formations volcaniques acides ont été datées de l'Ordovicien inférieur (Béchenec *et al.*, 2008).

Sur son flanc nord, l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine est recoupée par l'orthogneiss de l'Angle fortement dilacéré et limité lui-même vers le Nord, tectoniquement, par l'Unité métavolcanique, essentiellement basique, de Saint-Martin-des-Noyers dont l'âge demeure inconnu.

Sur son flanc sud, l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine est en contact tectonique, souvent fortement redressé, avec les micaschistes et les paragneiss du groupe de Nieul-le-Dolent qui appartient à l'Unité de La Roche-sur-Yon.

Enfin, ces deux unités sont recoupées par les granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, d'âge carbonifère. Ces derniers comprennent un granite anatectique très hétérogène comportant de nombreuses enclaves de l'encaissant, un ensemble de granites aluminopotassiques, subleucocrates, à deux micas et un monzogranite subalcalin à biotite (massif de Legé), avec des limites faillées du côté ouest, où il est cataclaté, et du côté nord. Ce dernier est constitué de deux faciès, passant progressivement de l'un à l'autre : un faciès porphyroïde, cantonné dans la partie sud du massif, et un faciès à grain fin-moyen.

Dans l'angle nord-ouest de la feuille, l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine est chevauchée par l'Unité HP/BT du Bois-de-Céné – Groix qui forme un synforme se prolongeant vers l'Ouest, sur la feuille voisine de Challans. Cette unité montre

des amphibolites et des glaucophanites plus ou moins rétro-morphosées et boudinées au sein d'une série de métapelites à chloritoïde, grenat et glaucophane qui témoignent d'un métamorphisme de faciès schistes bleus.

Dans l'angle nord-est de la feuille, au Nord du décro-chevauchement des Essarts axé NW-SE, affleure le Complexe métamorphique de haute pression des Essarts. Dans ce dernier, des lentilles pluri-kilométriques d'éclogites, d'amphibolites dérivant d'éclogites et de serpentinites sont étirées et boudinées dans un encaissant gneissique. Ce complexe est limité vers le Nord par le couloir faillé tardi-hercynien du Sillon houiller vendéen où des séries terrigènes datées du Namurien et du Stéphanien ont été reconnues.

Au-delà, vers le Nord, affleurent localement les schistes et métagrauwackes de l'Unité de Chantonnay.

TRAVAUX ANTÉRIEURS, CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le territoire de la feuille Palluau à 1/50 000, s'inscrit dans le cadre des deux cartes géologiques à 1/80 000 :

– pour la partie nord, Nantes – île du Pilier (117), qui a fait l'objet de deux éditions :

- 1^{ère} édition par L. Bureau et G. Ferrière (1926),
- 2^{ème} édition par M. Ters et F. Verger (1968) ;

– pour une large moitié sud, Palluau – Ile d'Yeu (129), qui a fait l'objet de deux éditions :

- 1^{ère} édition par F. Wallerant (1902),
- 2^{ème} édition par M. Ters, F. Verger et G. Mathieu (1972).

Les huit cartes géologiques à 1/50 000 entourant celle de Palluau, sont éditées :

507 Machecoul Ters <i>et al.</i> , 1978	508 Saint-Philbert-de-Grand-Lieu Ters, 1978	509 Clisson Forestier <i>et al.</i> , 1982
534 Challans Ters <i>et al.</i> , 1983	535 Palluau	536 Montaigu Godard <i>et al.</i> , 2007
560 Saint-Gilles-Croix-de-Vie Ters <i>et al.</i> , 1985	561 Le Poiré-sur-Vie Béchenec <i>et al.</i> , 2008	562 La Roche-sur-Yon Wyns <i>et al.</i> , 1988

En 1966, la Division Minière de Vendée du Commissariat à l'Énergie Atomique (C.E.A.) a réalisé un prélèvement de 80 échantillons au sein du

Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. En 1971-75, dans le cadre d'une action concertée avec le Centre de Recherches Radiogéologiques (C.R.R.), le C.E.A. a fait compléter cet échantillonnage et réaliser une étude pétrographique et géochimique concernant le massif granitique et son encaissant métamorphique. Les résultats et les conclusions de ces travaux sont donnés d'une part dans la thèse de Z. Abdel Kader (1973) et d'autre part dans une étude de J.-M. Stussi (Sciences de la Terre, Nancy, 1975-76). Pour la réalisation des cartes à 1/50 000 de La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1988) et des Sables d'Olonne - Longeville (Ters et Gabilly, 1986) et de leurs notices explicatives, les auteurs ont repris en partie les données de J.-M. Stussi (1975-76) et les ont complétées.

Les datations radiométriques des différents types et massifs de granites par la méthode Rb-Sr ont donné des âges controversés, dispersés dans un large intervalle de temps : 316 à 433 Ma voire 526 Ma (Talbert et Vialette, 1972 ; Sonet *in* Ters *et al.*, 1972 ; Wyns *et al.*, 1989).

J.-C. Goujou (1992) a réalisé une thèse sur le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et son encaissant métamorphique intitulée : « Analyse structurale d'un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi- à mésozonal de Vendée ».

La région de Palluau a bénéficié aussi des apports de différents travaux thématiques plus récents tant sur les granitoïdes (Stussi, 1976 ; Cuney *et al.*, 2001) que sur la déformation (Iglésias et Brun, 1976 ; Maillet, 1984 ; Cannat et Bouchez, 1986 ; Colchen et Poncet, 1987 ; Vauchez *et al.*, 1987 ; Cagnard *et al.*, 2004) le métamorphisme et la géodynamique (Godard, 1981, 1988, 2001 ; Thiéblemont, 1988 ; Goujou, 1992).

Enfin, en 2001, des synthèses régionales et des corrélations avec le socle hercynien de la partie nord-ouest du Massif central ont fait l'objet de plusieurs publications dans *Géologie de la France* (n° 1-2, 2001), réalisées d'une part par M. Cuney *et al.* (2001a) et d'autre part par P. Rolin et M. Colchen (2001a-b-c). Dans ce même numéro, G. Godard décrit le Complexe haute pression des Essarts.

Enfin, avant le levé de la présente carte géologique, un seul indice de minéralisation était connu sur le territoire de la feuille Palluau 1/50 000 : un indice de chrome et amiante, dans des serpentinites du Bois-de-Céné (indice 0355 8 x 4002 de la BSS).

La carte à 1/50 000 de Palluau a été levée au cours des années 2005, 2006 et 2007.

Le levé des formations de l'Unité de Chantonnay, du Complexe des Essarts et de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers a été réalisé par G. Godard.

Les formations de haute pression de la klippe de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix ont été cartographiées par G. Godard avec la collaboration de G. Rebay.

La reconnaissance de la zone des porphyroïdes et des micaschistes de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine a été assurée par D. Lahondère et F. Béchenec avec la collaboration de N. Santarelli.

Le levé du domaine granitique a été principalement réalisé par P. Chèvremont.

P. Bouton et J.-M. Viaud sont intervenus pour cartographier, notamment, les formations mésozoïques et tertiaires de Saint-Christophe-du-Ligneron, de Touvois et du Rondais.

Les conditions d'affleurement du socle métamorphique de la carte de Palluau sont généralement médiocres du fait d'un relief peu contrasté et de l'extension importante des formations superficielles. Compte tenu du caractère très ponctuel et dispersé des affleurements, toutes les sources susceptibles d'apporter des informations ont été prises en considération, notamment :

- affleurements naturels du substratum rocheux (cas peu fréquents) ;
- anciennes carrières ou petites zones d'extraction ;
- visite systématique des fosses indiquées sur le fond topographique à 1/25 000 et des fosses récentes non encore cartographiées ;
- visite systématique de tous les plans d'eau, anciens ou nouvellement creusés en période d'étiage ;
- éléments et débris rocheux localement présents dans les labours (« volantes ») ;
- matériaux constituant les murs des vieilles fermes et autres bâtiments agricoles ;
- interrogation des populations locales, notamment pour ce qui concerne la localisation des anciennes carrières (souvent remblayées) et l'existence de pointements rocheux dans les champs (souvent détruits) ;
- suivi des principaux chantiers avec examen des tranchées et des formations extraites des fouilles.

Les principaux affleurements naturels sont localisés au niveau de la rupture de pente des principaux vallons et vallées (La Boulogne, La petite Boulogne, La Logne, Le Ligneron). La visite systématique des fosses et des plans d'eau

nouvellement créés a conduit, notamment, à la découverte de nouveaux gisements fossilifères néogènes (La Grolle, La Rivière, Les Flaches, La Haute Parnière) qui viennent s'ajouter à ceux déjà connus (Palluau, Le Pas, Le Rondais).

La cartographie des formations sédimentaires superficielles a bénéficié de deux campagnes de sondage, réalisées en utilisant la sondeuse du BRGM. Le suivi des sondages et l'identification des formations recoupées, ont été assurés par P. Bouton et J.-M. Viaud.

Le levé de la feuille Palluau a en outre bénéficié d'une période exceptionnelle de sécheresse durant l'été et l'automne 2005 et l'hiver 2005-2006, ce qui a permis d'accéder à de nombreuses données inédites, au fond de nombreuses mares, étangs et fossés asséchés. Cette sécheresse a aussi favorisée l'observation des pierres volantes dans les champs, observation qui constitue souvent le seul moyen de cerner les limites lithologiques.

Dans le cadre de la cartographie des cartes le Poiré-sur-Vie et Palluau, pour la clarté de l'exposé il a été adopté une nomenclature hiérarchisée incluant :

- la formation : informelle, elle correspond à une entité lithologique sédimentaire ou méta-sédimentaire ou volcano-sédimentaire. Leur appellation fait référence aux noms utilisés par les auteurs antérieurs, telle la « formation des porphyroïdes de La Sauzaie » (Maillet, 1984) ;
- le groupe : informel, il correspond à l'association de plusieurs formations ou séries sédimentaires (ou méta-sédimentaires) en succession normale tel le « groupe de Nieul-le-Dolent » (Chantraine *et al.*, 2005) ; ce découpage est maintenu même si, par suite du métamorphisme, les caractères sédimentaires sont progressivement oblitérés.
- l'Unité structurale : elle correspond à un ensemble lithologique incluant plusieurs séries, formations ou groupes, délimité par des contacts anormaux ; ainsi l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine incluant la formation des porphyroïdes de La Sauzaie et celle de Saint-Gilles chevauche l'Unité de La Roche-sur-Yon et est elle-même chevauchée par l'Unité du Bois-de-Céné – Groix ;
- le Complexe : dans certains cas où l'agencement des ensembles lithologiques est particulièrement compliqué à déchiffrer, soit pour des raisons magmatiques soit du fait de déformations tectono-métamorphiques, l'unité est appelée « complexe », tel le « Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen » ou le « Complexe des Essarts » ;
- le Domaine structural : il définit de grands ensembles régionaux qui montrent une spécificité lithologique et tectono-métamorphique, chacun comprenant plusieurs groupes, formations, séries, complexes, massifs... réunis ou non en unités ; ainsi le « Domaine varisque sud-armoricain » (Chantraine *et al.*, 2005) s'étend de la Pointe-du-Raz à l'Ouest jusqu'au

Sud de la Vendée et inclut, entre autres, l'ensemble des unités, groupes, formations et complexes qui affleure sur la carte de Palluau.

La synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par D. Lahondère et F. Béchenec.

DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique de Palluau comprend un socle, très généralement métamorphique, composé de plusieurs unités (Unité de Chantonney, Sillon houiller Vendéen, Unité de haute pression (Complexe) des Essarts, Unité de Saint-Martin-des-Noyers, Unité de Saint-Gilles – La Vilaine, Unité de La Roche-sur-Yon, Unité du Bois-de-Céné – Groix) et un ensemble de granitoïdes intrusifs dans une partie de ce socle : le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. La géologie de la feuille Palluau est aussi caractérisée par l'existence de « fossés » à remplissage crétacé à néogène (Touvois, Saint-Christophe-du-Ligneron). Enfin, toutes ces unités et formations sont généralement recouvertes par des placages de formations superficielles souvent regroupées sous la dénomination de « Formation des plateaux » et constituées d'argiles d'altération et de limons beiges, pauvres en cailloutis, parfois lœssiques.

LE SOCLE DU DOMAINE VARISQUE SUD-ARMORICAIN

Unité de Chantonney

Les terrains paléozoïques épimétamorphiques de l'Unité de Chantonney, confinés au Nord-Est du Sillon houiller vendéen, occupent uniquement le coin nord-est de la feuille Palluau, mais ils ont une grande extension sur les feuilles voisines. Sur le territoire de la feuille, ils comprennent les pélites et les grauwackes de la formation du Bourgneuf, dont l'attribution au Cambrien se justifie, régionalement, par sa position stratigraphique inférieure à la formation des quartzites de La Châtaigneraie. Deux faciès (*kB*, *kP*), y ont été distingués, comme sur les feuilles voisines de Montaigu et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu. En effet, au contact du Sillon houiller vendéen, les formations de l'Unité de Chantonney sont fortement déformées et cataclasées, sur environ 200 m de largeur et parmi ces cataclasites, on reconnaît les métapélites de la formation du Bourgneuf, mais aussi des gneiss, des leptynites, ainsi que des birbirites et listwaenites (serpentinites silicifiées et dolomitisées). Ces roches correspondraient aux termes profonds de l'Unité de Chantonney, prises dans des écaïlles tectoniques le long de la faille houillère.

ΛE. Listwaenite, birbirite (serpentinite dolomitisée et silicifiée) de l'Écotais. Près de l'Écotais en Vieilleville, aux abords du Sillon houiller, on observe parmi les roches cataclasées de l'Unité de Chantonay une roche siliceuse grise, riche en dolomite. Décrite pour la première fois par Dufour (1877), elle était visible à l'affleurement dans la carrière du Petit-Bois, aujourd'hui comblée (coordonnées Lambert II : 311.15-2225.00). En raison de sa position voisine du terrain houiller, G. Mathieu (*e.g.*, 1961) en fit un calcaire dolomitique dévonien, par analogie avec le calcaire dévonien de la Villedé d'Ardin (Deux-Sèvres), mais sans aucune preuve paléontologique. Mentionnée comme « calcaire siliceux avec dolomie et chromocro d'âge incertain » sur la 1^{ère} édition de la feuille Nantes-Ile du Pilier au 1/80 000 (Bureau et Ferrière, 1926), la roche devient calcaire dolomitique dévonien, d'origine et d'âge toutefois « incertains », dans la seconde édition (Ters et Verger, 1968). Elle fut même représentée comme « calcaire frasien » dans la quatrième édition de la carte géologique de la France au 1/1 000 000, où son extension géographique était considérablement exagérée. Cependant, l'origine sédimentaire de cette roche ne peut être admise, en raison notamment de la présence de chromite (Godard, 1981, 2001). C. Baret (1884, 1898, 1905) y mentionne du « sidérocrome » et un « enduit serpentineux de couleur verte ». Il s'agit donc d'une listwaenite (serpentinite dolomitisée), ce que confirme la présence dans les champs voisins de birbirite (serpentinite silicifiée), à aspect scoriacé. La présence de serpentinite est bien connue à la base des formations de l'Unité de Chantonay (Bouaye, Passay, Le Landais, Saint-Georges-de-Montaigu) et une écaille tectonique de cette roche a pu être prise dans le jeu de la faille du Sillon houiller, celle-ci favorisant par ailleurs une altération particulière.

Οζ-λ. Orthogneiss, leptynites. Dans le même contexte, au voisinage du Sillon houiller, on observe une écaille de gneiss fortement cataclasés, dont l'extension se prolonge sur la feuille Montaigu. Son origine est vraisemblablement similaire à celle des listwaenites précédentes, puisque des ortholeptynites et orthogneiss métavolcaniques sont associés aux amphibolites présentes à la base de l'Unité de Chantonay, au-dessus d'une lame discontinue de serpentinite.

kB. Formation du Bourgneuf : grauwackes tufacées et pélites (Cambrien supérieur présumé). La formation du Bourgneuf n'est que peu représentée sur la carte. 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 à grain moyen, 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 série. Sur la carte Chantonay, elle a été estimée à 500-1 000 m (Wyns *et al.*, 1988).

Les grauweekes, 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 grossiers à tendance microconglomératique à des faciès à grain moyen ou fin et enfin à des siltites. Parfois aussi, ces grès s'appauvrissent en matrice argileuse et tendent vers les arénites massives et compactes.

Les clastes ont une composition assez uniforme : quartz (50-55 %), feldspaths alcalins (15-20 %) souvent kaolinisés, plagioclases (10-20 %), éléments lithiques (5-15 %), enfin muscovite et chlorite (1-5 %). La matrice, initialement argilo-silteuse, est finement recristallisée en quartz, séricite, chlorite et épidote. L'origine volcanique et volcanoclastique du matériel détritique s'exprime par la fréquence des quartz à cachet pyroclastique ou rhyolitique, l'abondance des feldspaths subautomorphes et la nature des éléments lithiques. Ces derniers se composent majoritairement de volcanites acides. L'épidote est présente aussi sous forme de grains plus développés (200-400 μ m) mimétiques d'anciens clastes.

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 forme d'intercalations conglomératiques lenticulaires de puissance pluridécimétrique. Les clastes sont en général dispersés au sein d'une matrice grauweekeuse. Ils présentent une granulométrie de graviers ou de petits galets (diamètre inférieur à 5 cm). Outre du quartz filonien, des chertites et des épiciastites variées (argilites et pélites micacées, grauweekes arkosiques tufacées), on y observe de nombreux éléments d'origine volcanique ou hypovolcanique : fragments de laves à composition rhyolitique, quartzo-feldspathique et plagioclasique et, dans une moindre proportion, débris de roches basiques à texture doléritique et felsititique.

kP. Formation du Bourgneuf : faciès du Pin, pélites schisteuses en bordure du Sillon houiller vendéen. Le long du Sillon houiller vendéen, sur une largeur d'environ 500 m, la formation du Bourgneuf présente un débit schisteux plus accusé. En lame mince, 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 oz. Cette déformation ne s'accompagne pas d'une modification perceptible de la paragenèse métamorphique qui demeure dans le domaine des schistes verts (séricite-chlorite), même si la taille des minéraux de métamorphisme augmente. Enfin, le cortège détritique et l'organisation sédimentaire des faciès restent identiques (métapélites, métagrauweekes tufacées, microconglomérats). On constate également une grande ressemblance lithologique avec les formations de Roc-

Cervelle et de Marillet, qui occupent une position structurale similaire au Nord-Est du bassin houiller de Vouvant et qui sont également caractérisées par un fort aplatissement (Bouton, 1990).

Unité de haute pression des Essarts

Le Complexe HP des Essarts, forme une structure longiligne, axée NW-SE et large de quelques kilomètres entre le Sillon houiller vendéen au Nord et le décro-chevauchement de Sainte-Pazanne/Mervent au Sud. Il déborde largement du cadre de la feuille Palluau et s'étend de Port-Saint-Père à Chantonay. Des roches mafiques et ultramafiques (éclogite, amphibolite, serpentinite silicifiée) y forment des corps pluri-kilométriques, étirés et plus ou moins boudinés, dans un encaissant gneissique très déformé. L'ensemble a conservé les reliques d'un métamorphisme de faciès éclogite.

Les premiers travaux géologiques dédiés à ces terrains remontent à A. Rivière (1835a, 1835b, 1844a, 1844b, 1851 ; *in* Godard, 1984) qui y découvrit « la belle roche qui porte le nom d'éclogite ». A. Lacroix (1891) puis Y. Brière (1920) entreprirent les premières études pétrographiques des éclogites. Dans le même temps, plusieurs chercheurs se consacrèrent à la cartographie géologique et aux travaux de terrain (Wallerant, 1882 ; Bureau, 1900 ; Le Verrier, 1903 ; Bureau et Ferronnière, 1927 ; Mathieu, 1937, 1944, 1949). Ils identifièrent un axe NW-SE, constitué d'amphibolite, d'éclogite et de gneiss. Ces terrains étant encadrés de roches moins métamorphiques, ils interprétèrent cette structure comme un prolongement méridional du prétendu « Anticlinal de Cornouailles » (Jourdy, 1909 ; Cogné, 1960). Après l'étude de Y. Brière (1920), peu de travaux furent dédiés aux éclogites (Christophe-Michel-Lévy, 1962 ; Velde, 1970 ; Velde et Sabatier, 1972), jusqu'aux années 1970 où 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 que les éclogites de Vendée fussent les reliques d'une ancienne croûte océanique métamorphisée dans une ancienne zone de subduction. M. Javoy et C. Allègre (1967) puis M. Javoy (1971) se fondèrent sur la composition isotopique de l'oxygène pour parvenir à la même conclusion. Les études se multiplièrent sur ces roches et vinrent confirmer ce point de vue (Godard, 1981 ; Peucat *et al.*, 1982 et 1986 ; Peucat, 1983 ; Postaire, 1983 ; Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985 ; Godard, 1988 ; Godard et van Roermund, 1995 ; Godard et Smith, 1999 ; Mauler *et al.*, 2001 ; Godard, 2008). Les études de terrain (Godard, 1981, 2001) montrèrent par ailleurs que seule la région comprise entre le Sillon houiller vendéen et la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent avait enregistré un métamorphisme de haute-pression (faciès éclogite) et qu'il y avait donc lieu de distinguer cette unité des terrains orthodérivés non éclogitisés situés au Sud-Ouest. L'étude récente (Godard, 2001, 2008) des gneiss encaissant les éclogites a permis d'y reconnaître les traces de paragenèses de haute température suivies d'un

métamorphisme de faciès éclogite. Ces deux épisodes, séparés par une première rétro-morphose, appartiennent à deux cycles orogéniques différents, vraisemblablement anté- et éo-hercyniens. Aujourd'hui, l'ensemble du Complexe métamorphique de haute pression des Essarts est interprété comme un mélange tectonique éo-hercynien d'une croûte océanique partiellement subductée (éclogites et roches associées) et d'une vieille croûte continentale à l'histoire complexe (encaissant gneissique).

ζ³. Orthogneiss et paragneiss, d'aspect micaschisteux, à reliques de faciès éclogite. Les gneiss qui forment l'encaissant habituel des éclogites 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 paragenèses gneissiques à biotite, quartz, plagioclase et feldspath potassique. Leur aspect micaschisteux est dû à une déformation intense et une rétro-morphose qui ont eu pour conséquences le développement des phyllites et l'acquisition d'une schistosité très prononcée. De surcroît, le caractère fissile de ces roches est souvent renforcé par une importante altération superficielle qui les rend souvent délitables à la main.

Ces gneiss ont des origines diverses, certains étant d'anciens sédiments (paragneiss, anciennes migmatites à cordiérite) et d'autres des granites déformés et métamorphisés (orthogneiss). Certains ont subi le métamorphisme éclogitique, tandis que d'autres n'en présentent pas de trace. Le manque d'affleurement 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.

Paragneiss coronitiques, à reliques de faciès éclogite : 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. Tel est notamment le cas du gisement de Grezay (N 46° 46.924' ; W 1° 15.604'), sur la feuille La Roche-sur-Yon. Ces roches sont bien visibles aussi en plusieurs points de la feuille Palluau, notamment à La Ruffelière en Saint-Philbert-de-Bouaine (murs de l'ancien manoir : 305.0 - 2225.3 ; affleurement sur la rive gauche de la Boulogne en 304.60 - 2225.96) et près de Rocheservière, entre La Naulière et La Touche (par exemple en 307.9 - 2220.92 ; 306.5 - 2222.4). Il s'agit de 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. Des veinules de leucosome, riches en quartz et plagioclase, comportent aussi du feldspath potassique et un peu de

tourmaline. Dans les stades ultimes de l'évolution métamorphique, la biotite et le grenat sont chloritisés. 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 (326,08 - 2202,49 ; 335,71-2196,13) et finissent par être totalement détruites. Feldspaths et quartz recristallisent, tandis que du mica blanc légèrement phengitique (muscovite 75, céladonite 22, paragonite 3) se développe. Les roches originelles deviennent ainsi méconnaissables et prennent un aspect micaschisteux.

Orthogneiss coronitiques, à reliques de faciès écolite : des métagranites, plus ou moins gneissifiés, à quartz, oligoclase, biotite et feldspath alcalin présentent aussi des couronnes réactionnelles à grenat + phengite (+ rutile) à l'interface entre plagioclase et biotite (Grezy, Saint-Denis-la-Chevasse, abords nord-ouest de la carrière de La Gerbaudière). Ils devaient former des plutons granitiques intrusifs dans les paragneiss à cordiérite précédents. Ils ont ensuite subi la même histoire métamorphique ultérieure que ces derniers, avec notamment le métamorphisme de faciès écolite et une forte déformation ductile.

Orthogneiss, sans relique de faciès écolite : quelques orthogneiss, situés sur la bordure sud-ouest du Complexe des Essarts, ne semblent pas avoir subi le métamorphisme de haute pression. Ils sont visibles près de Corcoué-sur-Logne (e.g. 304.85 - 2223.80) et dans la vallée de La Boulogne près de Rocheservière. La Roche-aux-Lutins (307.42 - 2221.90), sur la rive droite de La Boulogne, en amont de Rocheservière, en est le meilleur affleurement (Godard, 2001). Ces roches sont constituées de quartz, oligoclase, microcline, biotite, muscovite et parfois grenat. Ce grenat, toutefois, ne forme pas de micro-couronnes au contact de la biotite et du plagioclase, contrairement aux orthogneiss coronitiques précédents. De larges cristaux d'orthose (transformés en microcline) et présentant la macle de Carlsbad, sont fréquents. Bien que les relations entre ces gneiss et les roches de faciès écolite ne soient pas visibles, leur foliation et leur linéation sont similaires à celles des roches de haute pression du voisinage, semblant indiquer qu'ils ont subi la même déformation. À la Roche-aux-Lutins, deux dykes mafiques de 20 cm d'épaisseur recoupent le gneiss selon un plan très légèrement oblique à sa foliation. L'association minérale cryptocristalline observée dans les dykes indique un tout début d'écolitisation ($P < 10$ kbar) ; la roche est en effet composée de plagioclase (Ab_{83-97}), grenat (Alm_{52} $Gross_{27}$ Pyr_{20}), clinopyroxène très légèrement sodique (Jd_9), partiellement remplacé par de l'amphibole (hornblende pargasitique ferreuse).

L'orthogneiss de La Roche-aux-Lutins a donné un âge ordovicien de **483 ± 4 Ma** (U-Pb par dissolution sur zircon, C. Guerrot, BRGM, 1999, inédit), qui est plus ancien que l'âge de 440 Ma attribué au métamorphisme des écolites voisines par J.-J. Peucat *et al.* (1982).

Λ. Birbirites (serpentinites silicifiées). Les birbirites sont des roches siliceuses brunâtres d'aspect scoriacé, lardées de veinules blanchâtres de calcédoine et quartz. Résistantes à l'érosion, elles peuvent être abondantes en éluvions dans les champs et arment parfois de petites buttes au relief arrondi. Quoique parfois associées aux éclogites, elles forment le plus souvent des lentilles kilométriques indépendantes, allongées au sein des gneiss, notamment aux environs de Mormaison.

La birbirite a été définie comme étant une roche quartzitique ferrifère à structure colloforme, dans laquelle calcédoine et quartz sont associés à de la limonite. Elle résulte de l'altération météoritique de péridotite ou de serpentinite, sous climat tropical, avec hydratation de la roche et lessivage du Mg.

Sur la feuille Palluau, le protolithe ultramafique peut être encore reconnu sous la forme de rares reliques minérales (serpentine, fuschite : 302.0-2231.5 ; 305.18-2225.85 ; 308.9-2223.4 ; 311.18-2219.25). La structure en « peau de serpent » résultant de la pseudomorphose des grains d'olivine est rarement préservée. D'autres reliques minérales ont été mentionnées sur la feuille voisine de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, en particulier le talc à L'Aujardière, l'anthophyllite et le pyrope au Moulin des Pouzières (Godard, 2001). La présence de pyrope indique que certaines de ces roches dérivent de péridotites à grenat, formées à haute pression. L'altération des péridotites et serpentinites en birbirite a vraisemblablement eu lieu au Paléogène, une époque connue pour une forte altération tropicale dans le Massif armoricain. De fait, les birbirites de l'Unité des Essarts sont voisines en altitude de la paléo-surface éocène sur laquelle reposent les sédiments fluviaux yprésiens.

Ψ. Éclogites plus ou moins amphibolitisées. Les éclogites sont intimement associées à des amphibolites ($\delta\Psi$) au sein de lentilles, souvent pluri-kilométriques, qui sont étirées et boudinées selon un axe NW-SE. D'autres roches, des birbirites (serpentinites silicifiées) et des ortholeptynites métaplagiogranites, sont aussi associées aux éclogites dans ces mêmes lentilles.

Les éclogites sont des roches denses et compactes, principalement constituées d'un clinopyroxène sodique (omphacite) et d'un grenat (almandin-pyrope) dont les cristaux, d'un diamètre moyen de 0,3 cm, présentent les formes géométriques de dodécaèdre rhomboïdal. Les autres minéraux, quartz, rutile, ilménite, disthène, zoïsite, clinozoïsite, phengite, sont peu discernables à l'œil nu, à l'exception toutefois de l'amphibole secondaire qui peut être abondante et apparaît noire.

Les éclogites 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

subirent 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 celui des oligo-éléments et des éléments majeurs (Godard, 1988, 2001), présente les caractéristiques de roches gabbroïques à différenciation tholéiitique.

J.-J. Peucat *et al.* (1982), J.-J. Peucat (1983) et B. Postaire (1983) ont déterminé l'âge des éclogites de La Gerbaudière en Saint-Philbert-de-Bouaine par la méthode U-Pb sur zircons. 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 qui a été interprété comme représentant le métamorphisme éclogitique. L'isochrone Rb-Sr des phengites a donné un âge de refroidissement final carbonifère à 322 ± 30 Ma (Peucat, 1983). Finalement, l'observation, à La Barrelière, de galets d'éclogite dans le conglomérat stéphanien du Sillon houiller vendéen (Godard, 2001) permet d'affirmer qu'une partie des éclogites était exhumée à la fin du Carbonifère supérieur (environ 300 Ma).

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

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), pistachite, et quelques minéraux accessoires (\pm grenat \pm quartz \pm magnétite + sphène). Dans certains échantillons, on peut encore reconnaître quelques reliques de l'éclogite d'origine, comme des symplectites à clinopyroxène + plagioclase ou à amphibole + plagioclase, et des reliques corrodées de grenat ou de rutile.

$\zeta\lambda$ r. Ortholeptynites rubanées. Les ortholeptynites sont des roches leucocrates fortement rubanées, qui sont intercalées dans les éclogites et les amphibolites, avec lesquelles elles alternent parfois, en niveaux décimétriques. Sur la carte Palluau, elles sont assez abondantes aux environs de Corcoué-sur-Logne (302.37 - 2226.30) et près de La Brosse, en Saint-Philbert-de-Bouaine (306.5 - 2226.0). Elles furent décrites sur la feuille voisine de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, sous le nom de « kéraatophyre » (Ters, 1979). Des cristaux millimétriques de grenat et d'amphibole, qui représentent moins de 20 % du volume de la roche, sont noyés dans une matrice à quartz et plagioclase. Le feldspath potassique n'a pas été observé. La structure rubanée de la roche est liée à des variations, à l'échelle du centimètre, de la proportion et de la taille de ces minéraux ; elle est aussi soulignée par de

petites veines centimétriques, riches en quartz et plagioclase, qui évoquent des leucosomes et semblent résulter d'une fusion partielle. Ce fort rubanement (S0) a été transposé parallèlement à la foliation (S1), peu visible à l'œil nu, en raison du manque de phyllites. Ces structures S0 et S1 sont parallèles à celles des éclogites et amphibolites associées.

Au microscope, le quartz et le plagioclase, un oligoclase (typiquement $An_{12}Ab_{88}$), présentent une structure isogranulaire sans orientation préférentielle claire. Le grenat est un almandin-grossulaire (*e.g.* $Alm_{63}Pyr_{10}Gross_{26}Spess_1$), dont les cristaux, xénomorphes, renferment de nombreuses inclusions. L'amphibole, une hornblende ferro-tschermakitique, se présente sous forme de cristaux infra-millimétriques dispersés dans la roche ; elle forme aussi des couronnes irrégulières autour du grenat. Des grains microscopiques d'épidote sont communs. Biotite, rutil, ilménite, sphène et apatite sont des minéraux accessoires.

δθ. **Gabbros amphibolitisés.** Cinq dykes de gabbro, de 100 à 800 m de long, sont visibles dans la vallée de La Boulogne, en aval de Rocheservière (306.18 - 2223.48 ; 306.41- 2223.71 ; 306.89 -2223.85 ; 305.17 - 2225.62 ; 301.66 - 2227.54), en particulier près de La Garde, où la roche est bien exposée (306.18 - 2223.48).

La roche, de couleur vert foncé, se débite en beaux blocs qui ont, parfois, été utilisés comme moellons pour les constructions rurales du voisinage. Elle n'est généralement pas déformée et a conservé une structure ophitique bien visible à l'œil nu, avec des lattes blanches millimétriques de plagioclase disposées dans une matrice verte à amphibole. Au microscope, le plagioclase, saussuritisé, apparaît remplacé par l'association zoïsite + albite et le clinopyroxène initial a été totalement substitué par une hornblende verte, ponctuée de nombreuses micro-inclusions d'ilménite (figures de Schiller).

La roche a clairement été transformée dans les conditions du faciès amphibolites et schistes verts, sans déformation notable. Il est donc vraisemblable qu'elle soit contemporaine du métamorphisme rétrograde des éclogites du voisinage.

Unité de Saint-Martin-des-Noyers

L'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, une lanière étroite, localisée sur la bordure sud du décro-chevauchement des Essarts, 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. Elle montre sa plus grande largeur sur la feuille de la Roche-sur-Yon (3 km), mais, sur la feuille Palluau, sa

largeur moyenne ne dépasse guère 500 m. Sur cette dernière, elle arme un alignement de hauts reliefs orientés NW-SE, souvent cultivés en vignes, notamment entre Rocheservière et Corcoué-sur-Logne.

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 et épidote, de teinte vert foncé à vert brunâtre, sont généralement rubanées et présentent un fort débit planaire. Leur altération météoritique produit un sol argileux, d'une couleur rouge brun caractéristique, qui aide à la reconnaissance de cette formation.

L'étude de ces roches (Godard, 1981 ; Thiéblemont, 1988 ; Thiéblemont *et al.*, 1987, 1988 ; Wyns *et al.*, 1989 ; Godard, 2001) a montré que les paragenèses métamorphiques sont constituées des minéraux suivants : amphibole calcique verte ; albite (environ Ab99) ; quartz ; épidote (pistachite) ; 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. Il est difficile de distinguer ces différentes paragenèses sur le terrain, où elles alternent souvent à l'échelle décamétrique et présentent des transitions graduelles. Cependant, deux principales tendances ont été cartographiées, d'une part des termes mélanocrates et d'autre part des termes mésocrates à leucocrates. Enfin, localement, au sein des faciès basiques, affleurent quelques lentilles de micaschistes.

ξBV. Micaschistes de Belle-Vue. Au sein des amphibolites et des gneiss à amphibole de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, affleurent quelques intercalations de micaschistes, notamment à La Rabale, au Gué-Joubert (feuille La Roche-sur-Yon) et à Belle-Vue, entre Rocheservière et Corcoué-sur-Logne (feuille Palluau). Ce sont des roches à quartz et mica blanc (muscovite légèrement phengitique), contenant un peu de chlorite, des blastes millimétriques d'albite et parfois du grenat et de la magnétite.

La foliation (S moyenne 107 SW 76) est très marquée, conférant aux roches un débit planaire aisé. Une linéation minérale (L moyenne 112 SW 2) peu visible, qui correspond à l'allongement des prismes d'amphibole, 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 N 105°) est oblique par rapport à l'allongement cartographique de la formation (N123°E), ce qui traduit une importante composante cisailante dextre lors de la déformation.

δβ. **Amphibolites (métabasaltes mélanocrates)**. Les amphibolites mélanocrates sont des métabasaltes, parmi lesquels on peut reconnaître deux faciès :

– *amphibolites sombres* : roches vert foncé ou noires, homogènes et massives, microcristallines à grenues, à composition basaltique avec une paragenèse à actinote (60-50 %) + albite (20-25 %) + pistachite (20-15 %) + chlorite (15-5 %) + sphène (0-1 %). Ce sont des roches à grain millimétrique, dans lesquelles on reconnaît parfois des reliques de structure doléritique. Dans ce cas, les minéraux clairs, albite et pistachite, ont plus ou moins conservé la forme des anciens cristaux de plagioclase magmatique. Ce faciès est surtout représenté hors de la feuille Palluau (e.g., carrières des Loges, près de Mervent et du Pont-Charron, au Sud de Chantonay) ;

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

ζr. **Gneiss rubanés à amphibole, mésocrates et leucocrates**. Ces gneiss présentent des termes plus ou moins sombres et notamment des :

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

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

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.

Unité de La Roche-sur-Yon

Groupe de Nieul-le-Dolent

Sur la feuille de Palluau, l'Unité de La Roche-sur-Yon se limite aux faciès métamorphiques du groupe de Nieul-le-Dolent qui, dans le quart sud-est de la feuille, forment l'enveloppe des deux principaux massifs granitiques du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, celui de Beaufou au Sud et celui de Legé au Nord. De plus, des panneaux de méta-sédiments issus ce groupe, sont enclavés dans les granitoïdes du Complexe. Par ailleurs, le groupe de Nieul-le-Dolent se prolonge vers le Sud sur la feuille voisine du Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) où il est localement subdivisé en plusieurs séries épi-métamorphiques.

Sur la carte Palluau, la bordure occidentale du groupe de Nieul-le-Dolent est en contact par faille avec les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie. D'orientation subméridienne, cette faille est en grande partie masquée par les dépôts tertiaires du Rondais. Sur son flanc nord-est, au Nord des Lucs-sur-Boulogne, le groupe de Nieul-le-Dolent est séparé aussi des formations de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine par une faille NW-SE dont le prolongement vers l'Ouest correspond à la limite cartographique septentrionale du massif granitique de Legé.

D'une manière générale, les conditions d'affleurement des séries du groupe de Nieul-le-Dolent sont très médiocres, notamment au niveau des plateaux. Les affleurements les plus significatifs de cette unité ont été observés au Nord des Lucs-sur-Boulogne, le long de La Boulogne et, dans le secteur de Saint-Etienne-du-Bois, en rive droite de La Petite Boulogne. Il s'agit de micaschistes/paragneiss à niveaux lenticulaires de métaphtanites.

ζ-ξ. Paragneiss micacés et micaschistes indifférenciés, localement anatectiques. Au Nord des Lucs-sur-Boulogne, le groupe de Nieul-le-Dolent est constitué par des micaschistes et des paragneiss à muscovite et biotite. D'un point de vue macroscopique, les micaschistes constituent des faciès très schistosés et fissiles, à patine sombre. Ces micaschistes se délitent facilement en plaquettes brillantes essentiellement phylliteuses et renferment de très nombreuses lentilles de quartz synschisteuses, légèrement bleutées, d'épaisseur plurimillimétrique à pluricentimétrique. Les horizons phylliteux contiennent fréquemment des grenats de petite taille, inférieure au millimètre. Au Nord des Lucs-sur-Boulogne, le caractère monotone de cette formation est seulement troublé par

l'intercalation d'horizons de métagrès-quartzites micacés ainsi que par la présence de niveaux métapélitiques à grands pœciloblastes (centimétriques à pluricentimétriques) disposés à plat dans les plans de la foliation principale. Aisément identifiable sur le terrain, ce faciès peut être observé à l'affleurement en rive droite de La Boulogne, au Nord de La Graizaudière, au niveau d'une petite zone d'extraction ayant servi récemment à remblayer le chemin qui longe la rivière. Il a également été reconnu à l'affleurement au Nord et à l'Ouest de la ferme du Vilgay ainsi que dans une petite carrière dissimulée dans un bois, sous la ferme de Roblin.

Les micaschistes et les paragneiss présentent une texture grano-lépidoblastique (S1) définie par la ségrégation entre des lits essentiellement quartzeux et des niveaux à dominante micacée. Certains lits, relativement épais, sont presque exclusivement constitués de mica blanc et d'autres, plus fins, essentiellement biotitiques. La schistosité (S1) est soulignée aussi par des opaques en baguettes allongées et par des prismes trapus de tourmaline (abondants). La paragenèse est complétée par de la staurotide, du plagioclase (andésine-oligoclase), de l'ilménite (\pm rutile) et localement du grenat en pœciloblastes automorphes. Des zircons allongés, prismatiques, disposés à plat dans les lits micacés sont les minéraux accessoires.

Les plages de staurotide ont cristallisé d'une façon statique et la schistosité interne définie par les inclusions de quartz est rectiligne et en parfaite continuité avec la schistosité externe (S1). Il en est de même pour les grenats qui forment aussi des pœciloblastes tardi à post-cinématiques. Les micas blancs analysés à la microsonde sont des muscovites faiblement substituées ($S_i < 6.30$) (cf annexe tabl. 4). Enfin, dans les faciès métapélitiques observés au Nord de La Graizaudière, les grands pœciloblastes rectangulaires pluricentimétriques non orientés et disposés dans le plan de schistosité (S1) correspondent à des prismes d'andalousite

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

χ ph. Métaquartzites phtanitiques. Les métaquartzites phtanitiques forment des niveaux discontinus au sein des paragneiss et micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent, notamment au Nord-Ouest de Saint-Étienne-du-Bois et aux Lucs-sur-Boulogne. Ces roches, gris sombre à noir, sont très dures et résistent fort bien à l'altération donnant de nombreuses pierres volantes dans les champs. Assez massives, elles montrent néanmoins, très généralement, une foliation soulignée par l'alternance de minces lits plus ou moins sombres.

Ces roches ont une granulométrie très fine et une texture grano-lépidoblastique avec une foliation soulignée par l'alternance de lits

quartzeux, de lits quartzo-micacés, de lits micacés, de minces lits à opaques flexueux et de lits quartzeux à pigmentation plus ou moins importante d'opaqes. Leur paragenèse est composée d'une matrice quartzeuse (50 %) parsemée de pigments opaques (50 %) dont les variations de proportion (40 à 80 %) par rapport au quartz détermine un litage ; cependant les opaques constituent aussi quelques minces lits.

Des bandes discontinues de métaquartzites phtanitiques ont aussi été cartographiées soit en enclaves dans les granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, soit au sein des paragneiss enclavés dans ces mêmes granites. Cependant, dans tous ces cas, la position stratigraphique de ces bandes de métaphtanites reste indéterminée.

Unité de Saint-Gilles – La Vilaine

Formation des porphyroïdes de La Sauzaie

ρ₅ρ₅S. Gneiss micacés leucocrates à porphyroclastes de quartz rhyolitiques et de feldspath. Cette formation affleure principalement dans la partie sud de la carte, entre La Liborgère au Sud et la forêt de Grand'Landes au Nord, et dans le quart nord-ouest, au Sud et à l'Est de Saint-Étienne-de-Mer-Morte. Par ailleurs, dans le couloir NW-SE, entre la bordure nord du massif granitique de Legé et l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, les gneiss à porphyroclastes feldspathiques apparaissent uniquement en masses lenticulaires discontinues ; ces dernières, allongées au sein des micaschistes de la formation de Saint-Gilles, affleurent notamment au Sud de Corcoué-sur-Logne, dans les secteurs de La Jarrie et de Saint-Christophe. D'un point de vue cartographique, ces affleurement semblent constituer le prolongement des porphyroïdes de Saint-Étienne-de-Mer-Morte, étirés/laminés parallèlement au décro-chevauchement des Essarts.

Dans la partie méridionale de la carte, les porphyroïdes sont séparés des paragneiss micacés du groupe de Nieul-le-Dolent par une faille subverticale, mais ce contact est en grande partie masqué par les dépôts marins et les cailloutis pliocènes du fossé du Rondais. De même, dans la carrière du Logis-de-la-Cantinière, à l'Ouest de Palluau, les porphyroïdes sont affectés par une foliation mylonitique subméridienne fortement inclinée vers l'Est (70°). Cette foliation mylonitique est ensuite affectée par une déformation cataclastique associée à la mise en place de veines à minéralisations sulfurées. Les gneiss porphyroclastiques constituent des faciès clairs, souvent très schistosés du fait de leur richesse en phyllites et du caractère très pénétratif des déformations qu'ils ont subies. Ils sont caractérisés par la présence de grands porphyroclastes de feldspath dont la longueur maximale n'excède cependant que très rarement 2 à 3 cm. Dans les faciès les plus

déformés, ces phénocristaux sont très étirés et fragmentés et les porphyroïdes se présentent alors sous la forme de schistes leucocrates quartzo-micacés à débit en plaquettes. Des phénocristaux centimétriques de quartz, souvent d'une belle couleur bleue, sont localement associés aux feldspaths. Dans le hameau de La Grénetière, certains vieux murs sont ainsi construits avec des gneiss à grands porphyroclastes de quartz bleutés, extraits d'une fosse aujourd'hui totalement remblayée.

Dans la moitié sud de la carte, les affleurements les plus significatifs ont été reconnus dans le secteur de La Grénetière, à l'Ouest de La Liborgère, ainsi que dans le secteur de La Brosse. Au niveau des plateaux, cette formation n'est identifiable qu'à la faveur de déblais issus du creusement de fosses plus ou moins importantes et profondes (La Brissonnière, Sud de La Bourrière, Le Petit Coin, Ouest de La Guilbaudière, La Grande Villeneuve, Les Réveillères). Au Nord de la forêt de Grand'Landes, les affleurements sont pratiquement inexistantes en dehors de rares fosses et fossés.

À La Brissonnière, les porphyroïdes se présentent sous la forme d'un gneiss très micacé (mica blanc) à lits quartzo-feldspathiques alternant avec des niveaux micacés discontinus mais parfois épais. Des porphyroclastes de quartz et de feldspath potassique sont moulés par la foliation. Le plagioclase est subordonné et se présente sous forme de cristaux altérés, à macles polysynthétiques, engrenés dans les feldspaths potassiques. Des textures graphiques sont fréquentes à la périphérie des grands cristaux d'orthose.

Près des Réveillères, les porphyroïdes présentent de grands porphyroclastes de feldspath potassique et de quartz. Ces porphyroclastes sont moulés par une foliation (S1) soulignée par la forme aplatie des quartz matriciels, par la disposition à plat des lamelles de mica blanc et par l'existence de lits plus ou moins épais et discontinus enrichis en granules opaques. Les zircons, prismatiques, parfois très allongés, sont abondants, notamment dans les lits riches en grains opaques.

À Saint-Étienne-de-Mer-Morte, les porphyroïdes forment une bande large de 3 km environ, orientée E-W qui dans un premier temps s'incurve vers le Nord et devient NE-SW puis est décalée et dilacérée par de grandes failles décrochantes parallèles au décro-chevauchement des Essarts. Cette dilacération s'accroît vers l'Est et au Nord du Massif granitique de Legé où elle entraîne l'effilochement de la bande originelle des porphyroïdes au sein des micaschistes de la formation de Saint-Gilles.

Les affleurements les plus significatifs ont été observés à l'Ouest de Saint-Étienne-de-Mer-Morte et le long du Falleron. En effet, sur les plateaux, les affleurements sont rares et limités à quelques pointements isolés (Le Pé, l'Hilaire-au-Blé).

À Saint-Étienne-de-Mer-Morte, en bordure de la D 72 et en contrebas à flanc du coteau nord du Falleron, il est possible d'observer le passage continu entre les gneiss porphyroïdes de la formation de La Sauzaie et les micaschistes de la formation de Saint-Gilles. Ce contact apparaît progressif mais très rapide : en moins d'un mètre les micaschistes s'enrichissent en lits millimétriques leucocrates quartzo-feldspathiques, ces derniers ont ensuite tendance à s'épaissir jusqu'à conférer à la roche un aspect plus massif et franchement gneissique ; dans ces gneiss apparaissent très rapidement les premiers yeux infra-centimétriques de quartz gris-bleu et de feldspath blanc moulés par la foliation principale (S1).

Les faciès observés dans ce secteur correspondent, généralement, à des gneiss leucocrates assez massifs mais bien foliés, à porphyroclastes de quartz gris-bleu et de feldspath, généralement infra-centimétriques mais parfois centimétriques à pluricentimétriques. Néanmoins, localement, tel au Martinet, la roche prend un aspect nettement plus micaschisteux, du fait d'un enrichissement de la matrice en mica et la majorité des clastes ne dépasse guère 2 à 4 mm. Ces porphyroclastes sont moulés par la foliation principale (S1) et les critères de déformation traduisent un cisaillement dextre.

Ces gneiss ont une texture grano-lépidoporphyroclastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des plages de quartz en lamelles et des paillettes de micas et leur ségrégation en lits à dominante micacée alternant avec des lits à dominante de quartz ou de quartz et feldspath. Le quartz (45 %) est en petites plages à extinction onduleuse, souvent aplaties dans le plan de foliation et parfois en porphyroclastes soit globuleux soit en « échardes » allongées suivant (S1). Le feldspath potassique (10 %) est principalement en porphyroclastes subautomorphes moulés par la (S1) et parfois tronçonnés et étirés et, dans une moindre mesure, en petites plages xénomorphes dispersées dans la matrice quartzreuse. Le plagioclase (25 %) est généralement en petites plages damouritisées dispersées dans la matrice mais rarement en porphyroclastes. Le mica blanc (20 %) est en petites paillettes généralement allongées dans le plans de foliation (S1) et souvent regroupées en lits à dominante micacée. Des amas fragmentés et étirés de granules opaques contribuent également à souligner la foliation (S1). Des zircons prismatiques sont fréquents, isolés dans les lits micacés ou associés aux amas de grains opaques. L'apatite est présente sous la forme de petits cristaux isolés. Les micas blancs d'un échantillon provenant du secteur de La Béthuisière analysés à la microsonde, présentent des taux de substitution phengitique assez constants et relativement élevés, entre 6,8 et 6,9 (cf. annexe tab. 5).

Dans le secteur du Pré Long, au Nord de Froidfond, les matériaux très altérés extraits d'un fossé contiennent des fragments de schistes leucocrates qui correspondent à un faciès de métainimbrite fine. En lame mince, ce faciès est constitué à plus de 70 % par des grains de quartz relativement

anguleux et par de fines lamelles de mica blanc (25 %). Les zircons sont abondants, sous la forme de grands cristaux prismatiques étroitement associés à des amas et liserés discontinus de granules opaques. Aucun phénocristal de feldspath n'a été observé dans ce faciès.

Au Nord du massif granitique de Legé, les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie sont représentés par des schistes porphyroclastiques qui peuvent être observés notamment au niveau d'une petite carrière située après la ferme de La Jarrie, sur la route de La Motte Tinguy, face à un terrain de motocross. Ces schistes sont affectés par une déformation très pénétrative et la foliation principale (S1) qui moule de grands phénocristaux d'orthose, de plagioclase et de quartz, est matérialisée par la forme très aplatie du quartz matriciel et par la disposition de fines lamelles micacées. Les porphyroclastes de plagioclase sont très aplatis, fragmentés et les différents morceaux individualisés au cours de la déformation, disposés à plat dans la foliation, présentent des extinctions ondulantes. Du plagioclase avec macles polysynthétiques a également été observé à la périphérie de certains porphyroclastes d'orthose. L'observation de grands clastes de mica blanc à extinctions ondulantes témoigne ici du caractère polyphasé de la déformation. Les micas précoces analysés dans le secteur de La Jarrie sont toujours des phengites très substituées (Si = 6,8/7) (cf. annexe tab. 5).

Formation de Saint-Gilles

ξ-ζ_{SG}. **Micaschistes et gneiss fins micacés (métapélites et métagrauwackes tufacées)**. Cette formation est la plus présente sur la feuille de Palluau et occupe de vastes espaces dans les secteurs de Saint-Christophe-du-Ligneron, de Froidfond et de Falleron, entre les porphyroïdes de Grand'Landes et ceux de Saint-Étienne-de-Mer-Morte. Large de plusieurs kilomètres dans la partie sud-ouest de la feuille, cet ensemble s'amincit vers le Nord où il sépare l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, au Nord, des micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent et des granitoïdes du Massif de Legé, au Sud. Enfin, à l'Ouest de la feuille, la limite entre les micaschistes de la formation de Saint-Gilles et les porphyroïdes de Saint-Étienne-de-Mer-Morte dessine une grande virgation en forme de « S ». Cette limite qui est orientée E-W sur la bordure occidentale de la feuille et devient NE-SW puis NNE-SSW à l'Est de la D 76, résulte, très probablement, de décrochements senestres, sub-parallèles au décro-chevauchement des Essarts.

D'une manière très générale, les conditions d'affleurement de cette formation sont particulièrement médiocres et l'essentiel des informations collectées provient de l'observation de débris rocheux altérés dans les labours et de déblais issus de creusement de fosses agricoles. Les micaschistes de la formation de Saint-Gilles se présentent sous la forme de faciès très schistosés et fissiles, riches en lentilles de quartz synschisteuses. Ils sont constitués par

une alternance très fine, d'échelle millimétrique, entre des lits clairs essentiellement quartzeux et des niveaux sombres très micacés. D'un affleurement à l'autre, l'importance relative de ces deux types d'horizon peut varier d'une manière très sensible. À l'Ouest du Bignon, une petite zone d'extraction aujourd'hui remblayée, permettait ainsi d'observer un faciès caractérisé par une succession d'horizons clairs quartzo-feldspathiques plurimillimétriques séparés par des « films » sériceux brillants d'épaisseur inframillimétrique. Ce type de faciès, plus leucocrate, est très proche de celui qui souligne la transition entre les micaschistes de Saint-Gilles et les porphyroïdes de La Sauzaie, à Saint-Étienne-de-Mer-Morte.

Dans le secteur de Saint-Christophe-du-Ligneron, les micaschistes sont pauvres en feldspaths mais quelques plages de plagioclase à macles polysynthétiques sont néanmoins présentes. Les micas blancs constituent des paquets flexueux à extinction ondulante. De la biotite est présente, bien que très altérée et souvent entièrement pseudomorphosée en une chlorite riche en fer. Grains opaques, tourmalines et zircons constituent les principaux minéraux accessoires.

Au Nord de Froidfond, les termes qui affleurent entre les hameaux de l'Eraudière et de La Morlière correspondent à des schistes micacés associés à des niveaux leucocrates essentiellement quartzeux mais contenant encore des grains dispersés d'albite. Dans ces niveaux, la biotite, généralement chloritisée, est présente et associée à du mica blanc. Des zircons forment de gros cristaux sub-automorphes. De la tourmaline cristallise d'une manière sporadique et statique dans les lits micacés.

À l'Ouest de Saint-Étienne-de-Mer-Morte, les affleurements sont plus conséquents et la formation est essentiellement constituée de gneiss fins micacés, gris argenté, avec un litage millimétrique souligné par l'alternance de lits leucocrates quartzo-feldspathiques et de lits sombres micacés. Cette foliation principale (S1) est déformée par de très nombreux plis en chevrons, axés au 330, auxquels est associée une schistosité de crénelation (S2). Le quartz (40 %), le principal composant de la roche, est en petites plages souvent allongées dans le plan de foliation et regroupées en lits à dominante quartzo-feldspathique. Le plagioclase (34 %) est en petites plages plus ou moins damouritisées associées à celles de quartz et en rares petits porphyroclastes (2 à 3 mm). Le mica blanc (15 %) est en nombreuses petites paillettes allongées dans le plan de (S1) et regroupées en lits phylliteux avec celles de chlorite (10 %) (pennine) qui, pour une part, semble résulter de la rétomorphose de biotite. Accessoirement, la paragenèse comprend aussi de l'apatite, du zircon et des opaques.

En limite nord-ouest de la feuille, au Flachou, le faciès exposé est un micaschiste très finement feuilleté qui comprend une matrice essentiellement micacée renfermant de minces lits discontinus ou des lentilles quartzeux. La

schistosité principale (S1) ainsi soulignée est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2). La texture lépido-granoblastique de la roche est matérialisée principalement par du mica blanc (60 %) en petites paillettes orientées parallèlement à la (S1). Parfois, cette (S1) apparaît de type plan axial par rapport à des charnières reliques de plis synfoliaux. La matrice phylliteuse comprend aussi des paillettes de chlorite (8 %) et des opaques (2 %). La paragenèse de la roche est complétée d'une part par du quartz (25 %) en petites plages regroupées en lentilles allongées dans le plan de (S1) et d'autre part par du feldspath (5 %) en petites plages altérées. Ce même type de faciès est observé aussi près de Val-de-Morière.

Au Centre-Nord de la feuille, au Nord-Ouest de La Bénate, le faciès dominant est franchement gneissique ; bien exposé, notamment dans une ancienne carrière à La Roche, il apparaît comme une roche gris/beige/argenté, finement litée, avec parfois des exsudats de quartz laiteux intrafoliaux. De fait, sa paragenèse comprend essentiellement du quartz (45 %) et du feldspath (35 %) et dans une moindre mesure du mica blanc (15 %) et de la biotite chloritisée (5 %). De plus, le feldspath constitue parfois des lits à dominante feldspathique et donne ainsi à la roche un net cachet de métagrauwacke.

Enfin, localement, le gneiss micacé présente une paragenèse caractérisée par de nombreux porphyroclastes de grenat (5 %) moulés par la (S1). C'est le cas au Sud-Ouest de La Grande Parais (Nord de La Bénate) et au Sud de Rocheservière, dans les secteurs de La Sauzaie, de La Buzardière et du Puy Pelé.

Orthogneiss de l'Angle

ζYA. **Orthogneiss leucocrate (métagranite)**. Les orthogneiss de la bordure septentrionale de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine sont d'anciens granites qui ont subi la déformation et le métamorphisme régional hercynien. 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. Sur le territoire de la feuille, ils sont bien exposés dans la carrière des Airables (Saint-Sulpice-le-Verdon), toujours en exploitation, et au Sud de Rocheservière, sur les rives de La Boulogne.

Il s'agit de métagranite à grain moyen-fin à grossier et fort débit planaire, dont la couleur dominante varie du gris au beige et au rose saumon. Les faciès œillés sont assez fréquents et la foliation, soulignée par des paillettes de mica blanc d'origine métamorphique, est très prononcée. Elle est généralement fortement redressée avec un fort pendage vers le Sud-Ouest, sauf à l'Ouest des Airables, où elle est parfois sub-horizontale. Sur les plans de foliation, on observe localement, une linéation minérale d'étirement qui est en général faiblement inclinée de part et d'autre de l'horizontale. L'existence d'une forte

composante cisailante dextre lors de cette déformation est étayée par l'allure cartographique de la bordure sud-ouest du métagranite dont les anciennes apophyses sont étirées vers le Nord-Ouest.

Une étude pétrologique montre la minéralogie suivante :

– quartz : 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 ;

– microcline : c'est parfois le feldspath dominant, et c'est le minéral qui donne à la roche sa couleur saumon. Les anciens phénocristaux de feldspath potassique ont été étirés, voire tronçonnés, lors de la déformation, formant des yeux de taille centimétrique à pluri-centimétrique. Ils sont maclés Carlsbad et possèdent des perthites assez spectaculaires dont l'épaisseur peut atteindre le demi-millimètre. Les compositions et proportions relatives des deux phases, perthite ($Ab_{98} Or_1 An_1$; 15-20 %) et microcline ($Or_{95} Ab_5$; 75-80 %), permettent d'estimer que la composition du feldspath potassique avant l'exsolution des perthites devait être proche de Or 80-75 Ab 20-25. Sous l'effet de la déformation, le feldspath potassique de la matrice et l'écorce des phénocristaux ont subi une granulation et ont recristallisé sous forme de cristaux millimétriques de microcline ($Or_{94} Ab_6$) non perthitique ;

– plagioclase : 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 (« damourite ») et, plus rarement, de clinozoïsite. Ceci traduit l'évolution métamorphique habituelle des plagioclases magmatiques vers le pôle albite avec exsolution des pôles potassique et calcique sous forme de mica et d'épidote. L'appréciation de la quantité de damourite incluse dans les plages de plagioclase (environ 10 %) 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 : elle est généralement peu abondante et presque toujours chloritisée ;

– mica blanc en cristaux synfoliaux d'origine métamorphique ; il s'agit de phengite (musc. 56, célad. 38, east. 5, parag. 1 ; $Fe/Fe + Mg = 0,54$) ;

– grenat en petits cristaux assez fréquents de grossulaire-almandin (par exemple, $Gross_{56}, Alm_{42}, Spess_1, Pyr_1$) ayant une origine métamorphique ;

– minéraux accessoires : clinozoïsite, zircon, leucoxène, etc.

La coexistence d'albite et de microcline a permis d'utiliser le solvus des feldspaths alcalins pour faire quelques appréciations géothermométriques (Godard, 2001). 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 permet d'envisager que la pression devait être assez élevée lors du métamorphisme, proche de 10 kbar (?) (pour T = 400 à 500 °C).

La majorité de ces orthogneiss a 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 que l'abondance du quartz et du microcline, la rareté de la biotite et la composition alcaline du plagioclase originel.

Les orthogneiss gris à grain moyen-fin, visibles au Sud de Rocheservière, montrent aussi une foliation bien marquée, souvent mylonitique, soulignée par l'orientation de nombreuses paillettes de muscovite et dans une moindre mesure, de biotite. Cependant, dans ce faciès, le feldspath dominant est du plagioclase.

Il n'existe pas de datation du métagranite de l'Angle mais il est traditionnellement considéré comme d'âge ordovicien inférieur. Néanmoins, il faut souligner que, cartographiquement, ce métagranite recoupe tant l'Unité allochthone de Saint-Gilles – La Vilaine, sur la carte de Palluau, que l'Unité autochthone de La Roche-sur-Yon, sur la carte La Roche-sur-Yon. Ceci implique soit de reconsidérer l'âge ordovicien supposé de l'intrusion car elle est postérieure à la mise en place des unités allochtones soit d'envisager l'existence non pas d'un mais de plusieurs « orthogneiss » de natures et d'âges variés et non différenciés cartographiquement.

(k). Enclaves de métacornéennes. Divers arguments permettent d'affirmer que le métagranite de l'Angle était intrusif dans les micaschistes de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine. 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. De plus, cette intrusion est attestée aussi par l'existence de traces 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, entre autres, de la gneissification du métagranite.

Les métacornéennes, abondantes sur les feuilles Montaigu et La Roche-sur-Yon, existent sur la feuille Palluau uniquement aux abords de La Tréculière et de La Trinquetière, en limite orientale de la feuille. Ce sont des roches à grain fin, de couleur grise ou beige clair suivant leur état d'oxydation, qui sont parfois mouchetées de taches sombres de quelques millimètres. Elles furent originellement équantes, mais la déformation y a souvent fait apparaître une foliation, toutefois peu pénétrative. Au microscope, on observe un fond microcristallin sub-équiant, 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 vraisemblablement des produits de déstabilisation ou d'altération d'un silicate ferromagnésien de haute température tel que la cordiérite.

Lorsque la température était moins intense, le contact du granite a produit une auréole de schistes tachetés, bien développée sur les feuilles La Roche-sur-Yon et Montaigu, mais peu visible sur la feuille Palluau. 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.

Unité métamorphe HP-BT du Bois-de-Céné – Groix

L'Unité métamorphe du Bois-de-Céné – Groix apparaît au cœur d'une synforme orientée E-W occupant l'angle nord-oriental de la carte et se prolongeant sur la feuille voisine Challans. Elle est principalement constituée de micaschistes à chloritoïde et grenat, de metabasites (glaucophanites, amphibolites, prasinites) et de serpentinites, qui ont subi un métamorphisme de haute pression en faciès schistes bleus. Les glaucophanites de cette unité furent découvertes par P.-M. Anthonioz et A. Brillanceau (1969). Elles furent ensuite étudiées et cartographiées par M. Ters, à l'occasion des levés de la feuille Challans (Ters et Viaud, 1983). Leur étude pétrologique a ensuite été entreprise par M. Guiraud *et al.* (1987) puis C. Triboulet (1991). Il est largement admis que l'Unité du Bois-de-Céné soit un équivalent méridional de l'île de Groix et, vraisemblablement, de l'île Dumet, où affleurent des roches similaires.

ξch. **Micaschistes à chloritoïde et grenat.** Les micaschistes représentent la roche la plus commune de l'Unité du Bois-de-Céné. De couleur gris argenté et d'aspect lustré, ils sont souvent teintés de beige sous l'effet de l'altération météoritique. Ils présentent une schistosité très nette, communément déformée par des microplis de crénulation. Ils sont par ailleurs finement lités, avec des niveaux de moins d'un centimètre d'épaisseur, alternativement riches en quartz et en mica. Ces structures confèrent à la roche un débit planaire facile, auquel se surimpose, dans quelques faciès, une schistosité de crénulation. À l'œil nu, on reconnaît, outre

le mica et le quartz, des oxydes, concentrés dans les niveaux micacés et de petits blastes millimétriques de grenat rouge sombre, dont la dimension peut atteindre occasionnellement le centimètre. Les niveaux les plus riches en grenat contiennent aussi des cristaux de chloritoïde noir, dont la taille peut atteindre le centimètre. La glaucophane a été occasionnellement observée dans les micaschistes de la feuille Challans (Ters et Viaud, 1983 ; Guiraud *et al.*, 1987).

Au microscope, la roche apparaît généralement constituée de lits de 1 à 3 mm d'épaisseur, alternativement riches en quartz (avec plagioclase accessoire) et en mica blanc (avec un peu de chlorite). Le quartz est granoblastique, mais présente des sous-grains dans quelques échantillons ; il est accompagné de plagioclase albitique peu abondant. Les feuillettes de mica blanc (phengite et rare paragonite) sont orientés parallèlement à la foliation, mais certains individus sont parfois obliques ou perpendiculaires à celle-ci. Les cristaux de grenat (almandin) possèdent les formes plus ou moins régulières du dodécaèdre rhomboïdal. De taille millimétrique, parfois centimétrique, ils sont généralement sans inclusion. On a cependant observé, dans les cristaux les plus volumineux, une écorce avec des inclusions de quartz et parfois d'ilménite, disposées selon une structure hélicitique, attestant d'une rotation du grenat (et donc d'une déformation) lors de sa croissance. Les « ombres de pression » de ces porphyroblastes sont constituées de quartz et de mica blanc. Les porphyroblastes de chloritoïde sont concentrés dans certains niveaux et aplatis selon la foliation. La chlorite (pynochlorite-ripidolite) est souvent associée à du stilpnomélane brunâtre. En partie syn-schisteuse, et donc précoce, elle remplace aussi partiellement le grenat et accessoirement le chloritoïde, croissant sur la bordure des cristaux ou le long de fractures tardives. Comme minéraux accessoires, on observe des oxydes, l'albite, le sphène et le zircon.

De plus, deux faciès particuliers, ont été cartographiés au sein des micaschistes (ξ_{ch}) :

1 - Faciès quartzeux formant des horizons résistants. Des horizons de quelques dizaines de mètres de puissance sont constitués d'un micaschiste à grain grossier et très riche en quartz. Ces niveaux se suivent aisément dans les champs où ils sont soulignés par des alignements d'affleurements discontinus et des traînées de blocs volants très abondants. On observe de tels horizons près de La Martinière et à l'Ouest des Cinq Routes. Ils sont plus abondants sur la feuille voisine de Challans où ils forment des lignes de reliefs (par exemple, entre La Garguinière et Mauregard en Bois-de-Céné, ou de La Galtière au Chiron Boileau) qui se prolongent sous forme d'îlots dans le marais (Quinquenavent).

Ce faciès n'est pas fondamentalement différent des micaschistes ordinaires, avec lesquels on observe une transition graduelle. La roche est riche en quartz,

alors que le mica blanc et le grenat y sont moins abondants et que le chloritoïde semble absent. Le grain est grossier et les feuilletés quartzeux peuvent atteindre un centimètre d'épaisseur. En conséquence, la schistosité y est plus irrégulière et assez fruste. Le protolithe de ces horizons devait être grauwackeux, voire gréseux, au contraire des micaschistes ordinaires qui dérivent de pélites.

2 - Blocs épars de quartzite à manganèse. Des blocs d'une roche quartzeuse beige ont été observés localement, en particulier dans les vignes situées au Sud-Ouest de La Gétière. Ces blocs décimétriques, qui présentent une forme fuselée et aplatie, sont en réalité de petits « boudins » dégagés de leur gangue micaschisteuse par l'érosion. Ils sont négligeables par leur volume, mais ont une importance théorique certaine, puisqu'on peut les assimiler aux petites lentilles de quartzite à manganèse de l'île de Groix, et qu'ils dérivent vraisemblablement d'encroûtements manganésifères océaniques.

La roche est essentiellement constituée de quartz et de grenat riche en spessartine. On y observe aussi des oxydes de fer et/ou de manganèse, de l'apatite et du mica blanc. La piémontite n'y a pas été observée.

Enfin, il existe aussi au sein des micaschistes des niveaux de quartzites et micaschistes graphiteux, déjà signalés sur la feuille voisine Challans (Ters et Viaud, 1983). Sur la carte Palluau, la faible puissance (métrique) de ces niveaux ne permet guère de les cartographier, mais ils donnent, néanmoins, en surface, de nombreux blocs éluviaux. Ils ont été observés, notamment, à 150 m au Nord-Est des Cinq Routes (46° 56' 37" N - 01° 47' 19" O) et à 500 m au Sud-Ouest de La Gétière (46° 56' 36" N - 01° 46' 21" O). M. Ters en signale aussi à l'Est de La Thibaudière (aux environs de 46° 56' N - 01° 46' 46" O). Ils se distinguent des micaschistes, avec lesquels existent des termes de transition, par une grande richesse en quartz, un grain assez fin et une richesse en graphite qui donne à la roche une couleur noire et un aspect de phanite.

δβc. Métabasites : prasinites, amphibolites et glaucophanites. Les roches métamorphiques basiques gisent en lentilles et niveaux au sein des micaschistes (ξch). Ces corps mafiques, dont la longueur s'étend de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres, y forment généralement des essaims. Ils sont constitués de roches sombres, assez denses, qui résistent mieux à l'érosion que leur encaissant micaschisteux et donnent de ce fait, d'assez nombreux blocs volants dans les champs. Ces roches montrent souvent, à l'échelle du centimètre, une alternance de bandes sombres, riches en amphibole et de bandes vert pistache riches en épidote. Ce rubanement a été transposé parallèlement à une foliation bien visible. Une linéation d'étirement, se traduisant par l'allongement des prismes d'amphibole, est plus discrète. Ces structures peuvent former un angle notable avec celles des micaschistes encaissants, surtout dans le cas des petites lentilles, traduisant l'effet du boudinage qui les a affectées.

Tous les intermédiaires existent entre trois types de roches, glaucophanite, amphibolite et prasinite, conséquence d'une évolution lors du métamorphisme rétrograde. Ces trois faciès n'ont pas été distingués cartographiquement, en raison de leur trop grande imbrication sur le terrain, mais les affleurements de glaucophanites véritables sont signalés sur la carte, par un symbole. De plus, de nombreuses lentilles de petite taille n'ont pas été représentées, de sorte que l'abondance de ces corps basiques est plus importante que ne le laisse suggérer la carte.

Au microscope, on observe les caractères suivants pour chacune de ces roches :

Glaucophanite : la roche, foliée et rubanée, est constituée de glaucophane – dont les cristaux sont parfois auréolés d'amphibole bleu-vert barroisitique –, grenat, épidote, chlorite, albite, quartz, rutile, ilménite et sphène. La lawsonite ou sa pseudomorphe n'ont pas été observées. L'épidote est une pistachite, qui possède parfois un léger pléochroïsme jaune, traduisant la présence de chrome. Le grenat, un almandin assez riche en spessartine et grossulaire, a englobé des inclusions d'épidote, glaucophane, quartz et ilménite, qui par leur orientation dessinent une foliation relique. Cette foliation interne aux porphyroblastes ne coïncide pas avec la foliation externe, attestant d'une rotation des cristaux de grenat lors de la déformation. La chlorite (ripidolite-pycnochlorite) est en partie syn-schisteuse, mais se développe souvent tardivement, aux dépens du grenat et de l'amphibole (Guiraud *et al.*, 1987 ; Triboulet, 1991).

Amphibolite : cette roche a des caractéristiques identiques et une minéralogie voisine de la précédente, dont elle dérive. Cependant, l'amphibole, de teinte bleu-vert, est barroisitique, avec parfois de la glaucophane relique au cœur des cristaux. Au contact de l'amphibole, les porphyroblastes de grenat sont généralement auréolés de chlorite, stilpnomélane, albite et épidote.

Prasinite : le terme ultime de l'évolution rétrograde est une prasinite, constituée d'amphibole barroisitique ou de trémolite, d'albite en blastes arrondis, de chlorite, stilpnomélane et d'épidote. On y observe parfois des reliques de grenat, dont les cristaux ont été presque totalement remplacés par la chlorite.

Il existe enfin, en quantité très accessoire, des gneiss leucocrates orthodérivés, qui semblent s'apparenter aux « bancs leptynitiques » de M. Ters (Ters et Viaud, 1983). M. Ters a observé leur transition avec les prasinites. Pour notre part, nous n'en avons observé qu'un mauvais affleurement, très altéré, à 500 m à l'W.NW de La Brosse (46° 56' 17" N - 01° 46' 12" O). Par leur minéralogie (quartz, albite, grenat, épidote, chlorite) et l'absence de feldspath potassique, ces roches pourraient dériver d'un protolithe ayant cristallisé à partir d'un magma plagiogranitique.

Ac. Serpentinites et roches associées (trémolites, chloritites à magnétite). Quelques lentilles hectométriques de serpentinite sont intercalées dans les micaschistes du Bois-de-Céné. Plusieurs sont situées sur la feuille voisine de Challans (entre La Bardonnière et Les Ormeaux, 46° 56' 52" N - 01° 51' 07" O et 46° 56' 53" N - 01° 50' 56" O ; 500 m à l'E.NE du Bois Bordeau, 46° 57' 19" N - 01° 50' 26" O) et une se trouve sur la feuille Palluau, à 800 m au Nord de La Brosse, où elle fut exploitée dans deux carrières aujourd'hui abandonnées et pleines d'eau (46° 56' 30" N - 01° 45' 30" O ; 01° 45' 37" N - 46° 56' 29" O). M. Ters décrit un autre petit gisement, « à 600 m à l'Est de la Catroussière » (Ters et Viaud, 1968), que nous n'avons pas retrouvé.

La roche, de teinte vert clair à vert foncé, apparaît souvent foliée et généralement lardée de veines d'épaisseur millimétrique à décimétrique, constituées de minéraux fibreux. Au microscope, la trame de la roche est formée de serpentine fibreuse (antigorite) et, accessoirement, de magnétite. Quelques amas de trémolite ont remplacé d'anciens cristaux de clinopyroxène. La roche renferme, en outre, la chlorite, le talc, la magnétite, la pyrite, et M. Ters y signale la chromite. Les veines sont constituées d'amiante (antigorite et trémolite fibreuses), dont les fibres sont disposées perpendiculairement aux épontes.

Des roches riches en trémolite et/ou en chlorite sont souvent associées aux serpentinites. Elles semblent s'être formées sous l'effet d'un métasomatisme d'amplitude métrique, au contact des serpentinites et des micaschistes. Les chloritites de la carrière de La Brosse sont appréciées des collectionneurs de minéraux, pour leurs octaèdres de magnétite qui peuvent atteindre le centimètre. Des lentilles de chloritites de dimension métrique, isolées au sein des micaschistes (*e.g.*, La Martinière), pourraient représenter d'anciens corps ultrabasiques dilacérés et partiellement assimilés par les micaschistes.

M. Ters a décrit, sous le nom de « cipolin de Bois-de-Céné » et de « calcaire dolomitique de l'Epronnière » (Ters et Viaud, 1983), une roche litée constituée essentiellement de dolomite, « un peu ferrifère ». Elle formait une lentille d'une centaine de mètres de longueur et d'environ 10 m d'épaisseur maximale, à quelque 500 m au Nord-Ouest de l'Épronnière (aux environs de 46° 56' 02" N - 01° 46' 17" O). En raison des mauvaises conditions d'affleurement, ce gisement n'a pas été retrouvé ; il serait situé à la limite méridionale des micaschistes à chloritoïde et grenat de l'Unité du Bois-de-Céné. Quoiqu'on ne puisse exclure que cette roche soit réellement un cipolin, il est vraisemblable qu'il s'agisse en réalité d'une listwaenite, c'est-à-dire d'une serpentinite dolomitisée, similaire à celle de l'Ecotais (*cf.* Unité de Chantonay). Une serpentinite de l'Unité du Bois-de-Céné, prise dans la zone tectonisée limitant cette unité à sa base, pourrait en effet avoir subi ce type particulier d'altération.

Complexe granitique du bas-bocage vendéen (Viséen supérieur-Namurien inférieur)

Dans le quart sud-est de la carte Palluauaffleure la partie la plus septentrionale du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, intrusif, principalement dans l'Unité de La Roche-sur-Yon (groupe de Nieul-le-Dolent) et accessoirement dans celle de Saint-Gilles – La Vilaine.

Comme dans le cas de la carte Le Poiré-sur-Vie, les données pétrographiques et géochimiques permettent de rattacher les granites de la carte Palluau à deux principaux types d'association magmatique :

- une association calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline, mésocrate ;
- une association aluminopotassique, subleucocrate à leucocrate.

Monzogranites calco-alkalins magnésio-potassiques

Ces monzogranites mésocrates constituent quatre entités distinctes :

- le petit stock du Logis-de-la-Cantinière, situé au milieu de la partie la plus méridionale de la carte Palluau, au Nord du massif de monzogranite porphyroïde à biotite, circonscrit, d'Aizenay, qui se trouve entièrement sur la carte Le Poiré-sur-Vie ; ce stock est intrusif dans des gneiss de la formation des porphyroïdes de La Sauzaie (Unité de Saint-Gilles – La Vilaine) et est cataclaté et hydrothermalisé en même temps que les gneiss qui l'entourent ;
- le massif de Legé, situé au milieu de la moitié orientale de la feuille Palluau ; de forme subtriangulaire, il est 1) sur son flanc méridional, intrusif dans les roches métamorphiques du groupe de Nieul-le-Dolent, 2) sur sa bordure ouest, cataclaté le long de la faille subméridienne qui le sépare soit des gneiss de la formation des porphyroïdes de La Sauzaie soit des micaschistes de la formation de Saint-Gilles, 3) sur sa bordure septentrionale, en contact faillé avec ces mêmes micaschistes. Le massif de Legé est constitué de deux faciès de monzogranite à biotite, l'un porphyroïde, l'autre à grain fin-moyen ;
- le petit corps de La Noue, situé au Nord du massif de Legé ; constitué d'un monzogranite à biotite à grain moyen, il emboîte des enclaves de micaschistes de la formation de Saint-Gilles dans laquelle il est intrusif ;
- de petits corps de monzogranite à biotite, à grain fin-moyen, faisant partie du massif de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie.

ρ³H. Monzogranite porphyroïde à biotite, hydrothermalisé, du Logis-de-la-Cantinière. Ce faciès constitue un stock, bien visible dans la grande carrière du Logis-de-la-Cantinière, à l'Ouest de Palluau, en limite sud de la carte. Cette carrière en gradins, permet d'observer en 3D le stock de monzogranite porphyroïde, de teinte gris-vert, et ses relations intrusives

avec les gneiss porphyroïdes de la formation de La Sauzaie (Unité de Saint-Gilles – La Vilaine). Une cataclase importante, accompagnée d'une altération hydrothermale, oblitère fortement le caractère porphyroïde originel de ce granite ; cependant, il subsiste, des reliques de grands cristaux d'orthose, de 1 à 3 cm de long et de teinte rose. Le plagioclase a une teinte blanc laiteux à vert pâle suite à son altération en illite. Les abondantes fractures sont soit vides, soit remplies de pyrite et/ou d'autres sulfures. Dans la partie supérieure de la carrière, le monzogranite et son encaissant sont recoupés par un spectaculaire stockwork de minces filons lenticulaires, constitués de quartz minéralisé en pyrite et/ou autres sulfures, décrits plus loin dans le chapitre « gîtes et indices minéraux ».

L'étude d'une lame mince confirme le fait que le plagioclase est fortement séricitisé. En revanche, la biotite, de teinte brun-rouge et à inclusions de zircon, monazite et apatite, n'est que peu altérée en chlorite plus minéraux de fer et/ou titane plus parfois mica blanc secondaire. Des sulfures se trouvent en petits cristaux dispersés ou en remplissage de fissures.

L'analyse chimique d'un échantillon (PAL6D02), (tabl.1-2-3 en annexe) montre que ce faciès hydrothermalisé a une composition proche de celle du monzogranite porphyroïde d'Aizenay, à l'exception des différences suivantes : la perte au feu est nettement plus élevée (1,50 % contre 0,55 à 0,77 %) tandis que la teneur en CaO a chuté (0,65 % contre 1,94 à 2,45 %) et que la teneur en Na₂O a augmenté (4,09 % contre 3,04 à 3,14 %). Ces variations concernant les éléments majeurs reflètent l'altération hydrothermale et se traduisent, pour les paramètres multicationiques, par une forte augmentation de l'aluminosité : $A = 37,6$ et $A/CNK = 1,14$ dans le faciès altéré, alors que $A = 13,03-17,10$ et $A/CNK = 1,04-1,06$ dans le monzogranite d'Aizenay. En ce qui concerne les éléments en traces, le faciès hydrothermalisé montre une anomalie positive en W (11,9 contre 0,6-1,4 ppm) et une teneur plus faible en Sr (629 contre 856-1283 ppm), par suite de l'altération du plagioclase ; cependant, ses teneurs en Ba (1436 ppm), Th (34,9 ppm), Zr (267 ppm) et ΣTR (426 ppm) sont élevées, situées dans la même fourchette que pour le monzogranite d'Aizenay, ce qui montre que le monzogranite du Logis-de-la-Cantinière appartient à la même association subalcaline que le monzogranite d'Aizenay.

Comme, en outre, le stock du Logis-de-la-Cantinière se situe immédiatement au Nord du massif d'Aizenay, il est fort probable que ce stock corresponde à une apophyse de ce dernier, daté à 335 ± 5 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite (*in* Béchenec *et al.*, 2008).

ρ^3 L. Monzogranite porphyroïde à biotite, du massif de Legé (335 ± 12 Ma). Ce faciès porphyroïde constitue la partie méridionale du massif de Legé. Vers le Nord, il passe progressivement à un monzogranite à grain moyen

et cela de façon relativement rapide, de sorte que la limite entre les deux faciès est difficile à suivre précisément. La bordure occidentale du massif de Legé est marquée par une zone cataclastique affectant les deux faciès.

Il se distingue facilement, macroscopiquement, des autres types de granites par trois caractères :

- sa texture franchement porphyroïde, se traduisant par la présence de grandes tablettes de feldspath potassique, de teinte gris nacré à rose, dont la longueur varie généralement entre 1 et 5 cm, mais peut atteindre 7 voire 9 cm par endroits ;
- sa teinte gris sombre par suite de sa relative richesse en biotite ;
- la présence locale d'enclaves ovoïdes à grain fin, de 2 à 15 cm de longueur, sombres par suite de leur richesse en biotite.

Aucune enclave de roche métamorphique de l'encaissant n'y a été observée, contrairement au massif d'Aizenay.

Les affleurements de ce granite sont sporadiques et généralement de faible extension. Le meilleur lieu d'observation correspond à la petite carrière, située à 750 m au SSW de La Retière, en limite méridionale du département de Loire-Atlantique et en rive droite de la Logne (7B33 ; x = 304,84 ; y = 2215,73). Cette carrière montre un faciès franchement porphyroïde, avec des cristaux automorphes d'orthose de 1 à 5 cm de long, localement bien orientés, marquant ainsi une fabrique planaire de direction N60 avec un pendage de 70° NNW. Ces cristaux sont soit dispersés, soit concentrés en de petits amas aux contours flous et de volume < 1 m³ : de tels "cumulats" d'orthose apparaissent d'une part sur un rocher en place, à l'extrémité nord-est de la carrière, et d'autre part, plus au Sud, sur un bloc déplacé renfermant, en outre, une petite enclave sombre, de forme ovoïde avec des dimensions de 10 cm x 5,5 cm x 3,5 cm. Cependant, généralement, les enclaves sombres sont rares et de petite taille, leur longueur étant de 2 à 10 cm.

D'autres affleurements sont situés le long de la Logne : soit en rive droite, en aval de la carrière à 750 m au SSW de La Retière, soit dans le lit de la rivière et sur ses deux rives, en amont de cette carrière, entre La Gourmaidière (85) et La Gestière (44). Dans la partie sud-ouest du massif de Legé, le granite porphyroïde affleure aussi près du hameau de La Glossetière et, un peu plus à l'Est, en limite nord du département de Vendée, au Nord du hameau de La Vieille Roche, une carrière abandonnée montre une isaltérite ayant conservé la texture porphyroïde. Cette carrière a en fait servi à l'exploitation d'un filon de leucogranite, de direction N110 et d'une dizaine de mètres de puissance, qui, à cet endroit (7A01 ; x = 301,42 ; y = 2214,35), recoupe le monzogranite.

Les arènes granitiques renferment localement d'abondants débris de cristaux automorphes d'orthose, dégagés de leur matrice, et parfois des cristaux entiers, présentant fréquemment la macle de Carlsbad, comme par exemple à 400 m au Sud du Retail, dans des champs situés autour du point coté $z = 57$; dans ces champs s'observent aussi de petites enclaves sombres, de forme ovoïde, dégagées du granite encaissant.

Un faciès de transition entre le monzogranite porphyroïde et le monzogranite à grain moyen s'observe au Sud de Legé, au Château du Roc et un peu plus à l'Est. Dans ce faciès les cristaux automorphes d'orthose sont abondants, mais ont une longueur qui généralement est proche de 1 cm et n'atteint que sporadiquement 4 ou 5 cm.

Enfin, un monzogranite porphyroïde cataclaté est visible dans la carrière abandonnée du Grand Pé, située à 4 km au Sud de Legé, en bordure orientale de la D 978 et coupée en deux parties par un mur, séparant deux propriétés (7A02 ; $x = 300$; $y = 2215$). Dans cette carrière une dense fracturation rend difficile l'observation du caractère porphyroïde. Un faciès porphyroïde cataclaté affleure également un peu plus au Nord, dans le hameau de La Chênelière.

L'étude d'une lame mince de monzogranite porphyroïde non cataclaté montre que les grandes tablettes d'orthose sont enchâssées dans une matrice à texture hypidiomorphe, de grain moyen à subgrossier (≤ 1 cm), renfermant des assemblages micropegmatitiques d'orthose et de quartz. Les tablettes de feldspath potassique, subautomorphes à automorphes, englobent de petits cristaux de plagioclase, quartz, biotite.

La matrice est constituée des minéraux cardinaux suivants :

- plagioclase acide, en cristaux subautomorphes à automorphes, isolés ou en petits amas, zonés ou non, avec une composition An₃₃₋₂₀ (Stussi, 1975-76), plus ou moins séricitisés et parfois criblés de microcristaux de quartz ou myrmékites en bordure au contact de feldspath potassique ;
- quartz à extinction onduleuse et sous-grains locaux, en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ;
- feldspath potassique de type orthose en petits cristaux xénomorphes, à fréquentes inclusions de quartz de même orientation optique (texture micropegmatitique) ;
- biotite présentant un pléochroïsme intense allant d'un brun très pâle au marron foncé, en lamelles isolées ou en petits amas.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la monazite, le sphène, des oxydes de fer et/ou titane (magnétite, ilménite), la pyrite, rarement la molybdénite. Pour l'échantillon PL7B33, P. Jezequel (rapport interne BRGM,

2007) a réalisé une séparation et un tri de minéraux lourds qui donnent, entre autres, de la monazite jaune, souvent limpide et du zircon, incolore, limpide et très allongé. La population de cristaux de zircon a un indice moyen IA.IT de 364, ce qui la situe dans le domaine de l'anatexie crustale sialique dans le diagramme typologique IT vs IA (fig. 2).

L'étude pétrographique d'un échantillon de monzogranite porphyroïde cataclasé de la carrière du Grand Pé, montre une intense déformation ductile du quartz et un réseau de fissures à remplissage de chlorite vert pâle, parfois accompagnée de quartz ou de d'hydroxydes de fer, recoupant, notamment, les grands cristaux automorphes d'orthose. Les lamelles de biotite sont tordues à kinkées, mais étonnamment fraîches - de teinte brun-rouge - en dehors d'une faible chloritisation ou muscovitisation locale. En revanche, le plagioclase est fortement séricitisé et piqué de fines paillettes de mica blanc secondaire (phengite ?).

L'analyse chimique d'un échantillon non cataclasé (PL7B33) (tabl. 1-2-3 en annexe) montre une composition peu acide ($\text{SiO}_2 = 65,46\%$) et un indice de coloration relativement élevé : $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 112$, correspondant à environ 20 % de minéraux colorés, ce qui en fait le faciès granitique le moins différencié non seulement du massif de Legé, mais encore de l'ensemble des monzogranites analysés sur les cartes Palluau et Le Poiré-sur-Vie. Son caractère potassique est élevé ($\text{K}_2\text{O} = 5,4\%$), associé à une teneur en Na_2O de seulement 2,74 %, non liée à un effet d'altération car la perte au feu est très faible : $\text{PF} = 0,25\%$. Une composition un peu moins siliceuse et aussi ferromagnésienne est donnée par 2 analyses anciennes d'un faciès porphyroïde (CAV602) et d'un faciès à grain fin-moyen (VENS158) associé à PL7B33 avec $\text{SiO}_2 = 64,5-65,2\%$ pour $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 111-106$, les 3 points représentatifs étant très proches dans les diagrammes B-P et A-B (fig. 4a et 5).

En ce qui concerne les éléments traces, PL7B33 est remarquable par ses teneurs particulièrement élevées en Ba (2665 ppm), Sr (1234 ppm), Zr (447 ppm), Th (54 ppm) et somme des terres rares ($\Sigma\text{TR} = 660$ ppm), ce qui est spécifique d'une association magmatique calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline¹ et apparente donc le monzogranite porphyroïde à biotite de Legé à celui d'Aizenay. En revanche la teneur en U n'est que 5 ppm.

Une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur la monazite de l'échantillon PL7B33 donne un âge de 335 ± 12 Ma (fig. 3).

¹ L'adjectif subalkalin, fréquemment employé par les granitologues français, est ambigu car dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Kuno, 1968) la plupart des granitoïdes « subalkalins » se situent dans le champ « alcalin ». Cependant, pour des commodités d'écriture et de lecture, nous employons ici le terme de subalkalin en tant que synonyme de calco-alkalin magnésio-potassique.

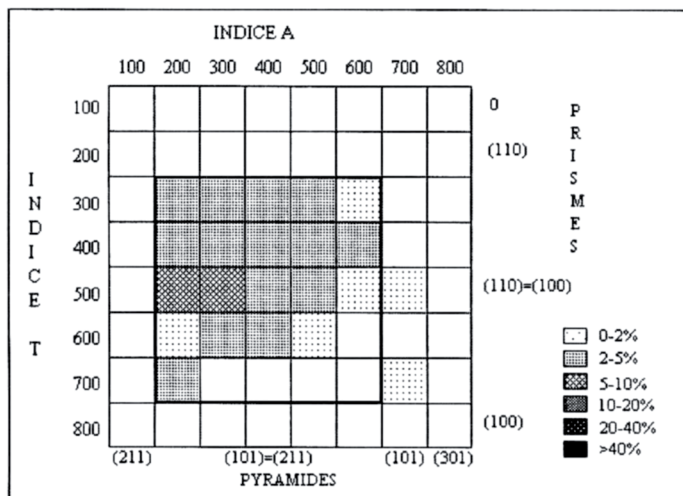


Fig. 2 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du monzogranite porphyroïde du massif de Legé (P. Jézéquel, rapport BRGM 2007)

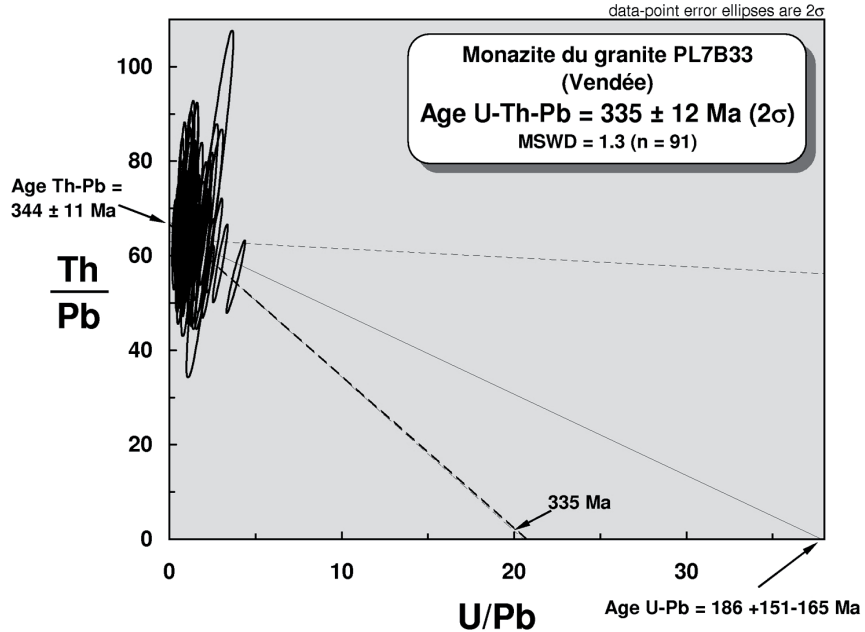


Fig. 3 - Diagramme Th/Pb = f (U/Pb) pour les monazites du monzogranite porphyroïde du massif de Legé (PL7B33) (Cocheri, 2007)

Enclaves magmatiques. L'étude pétrographique d'enclaves sombres montre qu'elles ont une texture hypidiomorphe ou plus rarement xénomorphe, à grain fin (≤ 1 mm), parfois légèrement porphyrique par suite de la présence de xénocristaux de quartz et/ou de feldspath(s). La texture est soit équante, soit à fabrique planaire fruste. Abstraction faite des éventuels xénocristaux, dus à une contamination par le magma monzogranitique, la composition modale est celle d'une tonalite ou d'une granodiorite, riche en biotite, constituée des minéraux suivants :

- plagioclase, généralement subautomorphe à automorphe, parfois xénomorphe, plus ou moins séricitisé selon les échantillons ;
- feldspath potassique, xénomorphe, nettement moins abondant que le plagioclase, voire absent dans certains échantillons de tonalite ;
- quartz xénomorphe, à extinction onduleuse ;
- biotite brun-rouge, brun-orangé ou brun-vert, très fraîche dans les échantillons étudiés en lames minces et d'abondance proche de 20 % en général ;
- minéraux accessoires tels que zircon, monazite, apatite en fines aiguilles criblant toute la roche, oxydes de fer et/ou titane.

Le cas échéant, les xénocristaux sont constitués d'un ou plusieurs des minéraux suivants : quartz, plagioclase, feldspath potassique.

Ÿ. Monzogranite à grain fin-moyen, à biotite, du massif de Legé.
Ce monzogranite à grain fin-moyen, néanmoins renferme, par endroits, des cristaux automorphes d'orthose de 1 à 2 cm de long. Il constitue d'une part la partie septentrionale du massif de Legé et d'autre part, à 2,5 km au Nord de l'extrémité nord-ouest de ce massif, en rive droite du ruisseau de Loisillière, le stock de La Noue, intrusif dans les micaschistes de la formation de Saint-Gilles. Comme le faciès porphyroïde, il est cataclaté sur la bordure occidentale du massif ; ceci est bien visible dans les carrières abandonnées situées immédiatement à l'Ouest du bourg de Legé, en rive droite de la Logne. Les enclaves sombres à grain fin-moyen sont très rares et de très petite taille, leur longueur ne dépassant pas 10 cm, et aucune enclave de l'encaissant métasédimentaire n'a été observée.

La meilleure zone d'affleurements se trouve à environ 3 km au NNW du centre du bourg de Legé, dans le hameau de la Logne. La carrière abandonnée située en bordure sud de ce hameau montre un monzogranite mésocrate dont la taille de grain est quelque peu hétérogène : dans un fond de grain ≤ 3 mm se détachent quelques cristaux de feldspath potassique dont la longueur varie entre 5 et 25 mm. À l'extrémité nord de la carrière, ce faciès mésocrate renferme un passage subleucocrate à deux micas, avec à peu près autant de muscovite que de biotite. Le monzogranite mésocrate est recoupé par deux filons de leucogranite, parallèles, de direction N30, bien visibles sur les parements ouest et est de la carrière et figurés sur la

carte. Cependant, dans la majeure partie de la carrière, le monzogranite est fracturé et plus ou moins arénisé.

D'autres carrières abandonnées sont indiquées sur la carte : La carrière située à l'Est de La Logne est presque entièrement remblayée par des déblais, mais des carrières peu ou pas remblayées se trouvent au Nord-Est de La Guesinière, au Sud-Ouest du Cormier, au Nord de La Bernardière et à la cote $z = 53$ au Nord de La Giffraie. À l'Est de Legé de petites carrières abandonnées s'observent aussi à l'Est de Beauséjour, à La Chauvière et au Sud de La Planche où le monzogranite est recoupé par un filon de leucogranite de direction N20.

En dehors des zones d'altérites figurées sur la carte, des chaos de boules de monzogranite à grain fin-moyen s'observent sporadiquement à de nombreux endroits, notamment dans la partie nord-occidentale du massif de Legé.

L'étude en lames minces du faciès mésocrate montre une texture hypidiomorphe, de grain fin (≤ 1 mm) à moyen (1 à 4 mm), parfois légèrement myrmékitique, et une composition modale de monzogranite avec 7 à 15 % de biotite ; cette dernière est soit brun-vert, soit, plus fréquemment, brune avec un pléochroïsme intense, subincolore à marron foncé, et est parfois associée à un peu de muscovite primaire. Les minéraux accessoires sont : apatite, zircon, monazite, oxydes de fer et/ou titane. La composition minéralogique est qualitativement analogue à celle du monzogranite porphyroïde à biotite, en dehors du fait que le feldspath potassique n'apparaît généralement que sous un seul habitus : en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes pouvant englober de petits cristaux de plagioclase, quartz, biotite, ce qui dénote une texture à tendance monzonitique.

Un faciès rare, subleucocrate à deux micas, présente une texture identique et une composition minéralogique analogue à l'exception du fait que de la muscovite primaire est omniprésente et parfois aussi abondante que la biotite.

L'étude microscopique du faciès cataclastique de la bordure occidentale du massif de Legé montre une très forte déformation ductile du quartz dont les cristaux sont étirés et fortement recristallisés. Cette cataclase protomylonitique oblitère une texture monzonitique grenue : l'orthose se présente en plages xénomorphes de taille variable dont les plus grandes englobent de petites lattes de plagioclase et parfois des lamelles de biotite. La biotite a un pléochroïsme intense, subincolore à marron foncé, et se présente en lamelles aux contours déchiquetés et parfois kinkées, orientées parallèlement aux lanières de quartz ; son altération en chlorite et/ou mica blanc secondaire n'est que locale et partielle. Des amas de fines paillettes de mica blanc secondaire apparaissent, en outre, le long de lanières de quartz.

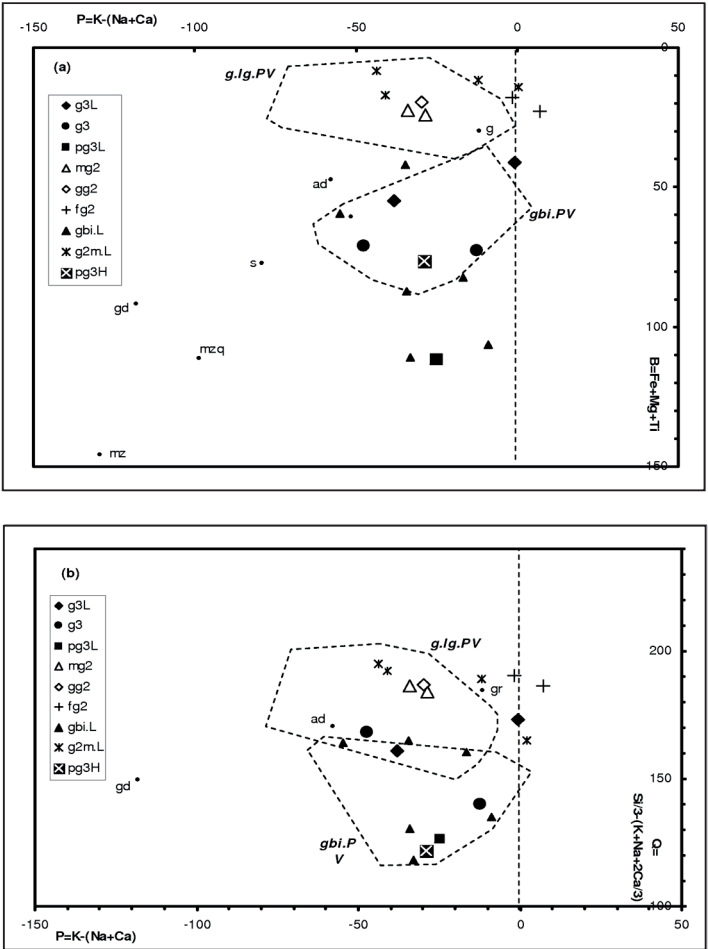


Fig. 4 - Diagrammes B-P (a) et Q-P (b) pour les granites de la carte Pallau. (d'après La Roche (de) 1964 ; Debon et Le Fort, 1988)

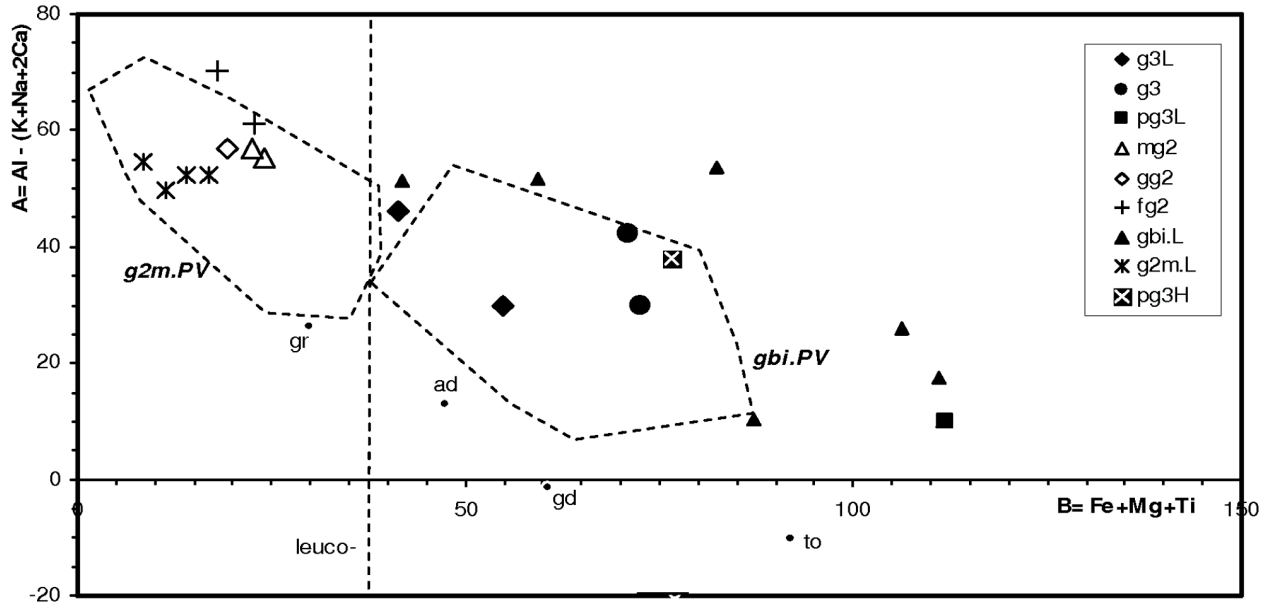


Fig. 5 - Diagramme A-B pour les granites de la carte Pallauu. (d'après La Roche (de) 1964)

L'étude en lame mince d'une enclave sombre montre une texture granoblastique à grain fin-moyen (≤ 2 mm) et une composition de tonalite riche en biotite brun-rouge (environ 20 %) mais renfermant, néanmoins, un peu de muscovite. Cette enclave a la particularité de présenter une bordure, de 3 mm de largeur, riche en quartz plus biotite. Les minéraux accessoires sont : apatite en innombrables petits prismes et aiguilles, criblant toute la roche, zircon et monazite en inclusions dans de la biotite.

Ce granite a fait l'objet de six analyses chimiques d'éléments majeurs (tabl. 1-2 en annexe) : 4 analyses anciennes et 2 nouvelles. Parmi ces analyses, deux (CAV604 et PL7A25) concernent le faciès cataclaté et une (PL3C28) un faciès clair, renfermant 2 à 3 % de muscovite primaire. Pour les trois autres analyses, $\text{SiO}_2 = 66,5 - 69,8$ %, $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 87- 59$ soit 16 à 10 % de minéraux colorés et $\text{K}_2\text{O} = 5,1-4,2$ % ; le faciès à grain fin-moyen du massif de Legé est donc un peu plus différencié et un peu moins potassique que le faciès porphyroïde. Le faciès cataclaté est un peu plus siliceux avec $\text{SiO}_2 = 70,3-70,5$ %, moins ferro-magnésien avec $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 42-55$ (soit 7,5 à 10 % de minéraux colorés) et moyennement potassique avec $\text{K}_2\text{O} = 4,7$ % environ ; la perte au feu est relativement basse, proche de 1 %, ce qui est compatible avec la très faible altération observée en lame mince. Enfin, l'échantillon PL3C28, subleucocrate et à muscovite primaire, est légèrement plus siliceux avec $\text{SiO}_2 = 71,4$ %, moins ferro-magnésien avec $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 41$ soit 7,5 % de minéraux colorés, plus potassique avec $\text{K}_2\text{O} = 5,36$ % et moins calco-sodique (plagioclasique) avec $\text{CaO} = 0,87$ % et $\text{Na}_2\text{O} = 3,06$ %.

L'échantillon PL7A25 s'apparente aux monzogranites subalcalins à biotite de la feuille Le Poiré-sur-Vie par sa position dans les diagrammes B-P, Q-P et A-B (fig. 4a-b et 5), ainsi que par ses teneurs relativement élevées en éléments traces tels que Ba (1213 ppm), Sr (668 ppm) et terres rares avec $\Sigma\text{TR} = 285$ ppm, $\text{La}_N = 285$ et $(\text{La}/\text{Yb})_N = 51,1$ (tabl. 3 en annexe). Le faciès à muscovite primaire PL3C28 a une composition en éléments majeurs comparable à celle des termes les plus différenciés et potassiques des monzogranites de type γ^3 de la carte Le Poiré-sur-Vie (éch. 6B23, 8B18, 4A85) et se situe corrélativement dans une position intermédiaire entre le champ des monzogranites subalcalins et celui des granites alumino-potassiques dans les diagrammes B-P, Q-P et A-B. Il s'en distingue cependant par un moindre enrichissement en Ba (756 ppm), Sr (377 ppm) et ΣTR (207 ppm) avec $\text{La}_N = 128$ et $(\text{La}/\text{Yb})_N = 46$ exprimant un fractionnement moins important entre terres rares légères et terres rares lourdes. Cette signature est plus caractéristique de magmas alumino-potassique que subalcalins, comme le montrent également la présence de muscovite primaire et un indice d'aluminosité relativement élevé ($A = 46$) pour une perte au feu de 1,03 %.

Granites hétérogènes de la terminaison septentrionale du massif du Poiré-sur-Vie

Les massifs granitiques hétérogènes du Poiré-sur-Vie et de La Roche-sur-Yon/Venansault sont des entités complexes correspondant à l'association spatiale de différents types de granites avec d'abondantes enclaves - de taille très variable - de leur encaissant : les métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent. La caractéristique essentielle de ces deux massifs est cette hétérogénéité et non la présence, très sporadique, de sillimanite. La variété granitique comprend notamment :

- un granite aluminopotassique (γh), subleucocrate à leucocrate, prédominant, à grain variable, fréquemment hétérogène - fin à moyen voire sub-grossier - à l'échelle de l'affleurement, généralement à deux micas et parfois à sillimanite ;
- un monzogranite subalcalin (γ^3), mésocrate, à grain fin-moyen, à biotite et rare muscovite, distingué cartographiquement là où c'est possible ;
- de fréquents filons et bouffées de leucogranite, aplitique et/ou pegmatitique, à deux micas ou à muscovite plus parfois tourmaline, d'extension généralement trop faible pour être représentés à l'échelle du 1/50 000, de sorte que seuls quelques filons sont figurés sur la présente carte.

Seule la partie septentrionale du massif du Poiré-sur-Vie est présente sur le territoire de la carte Palluau où la variété de roches métamorphiques enclavées comprend :

- des micaschistes et des paragneiss micacés, localement migmatitiques ;
- des métaquartzites phtanitiques, associés à des micaschistes ou isolés.

γ^3 . Monzogranite à grain fin-moyen, à biotite, spatialement associé au γh . Ce faciès est analogue, pétrographiquement et géochimiquement, au monzogranite à grain fin-moyen du massif de Legé (γ^2) mais il s'en distingue par son mode de gisement : en petits corps spatialement associés au granite hétérogène du massif du Poiré-sur-Vie qui se situe dans la partie la plus méridionale de la carte, à l'Est de Palluau et au Sud de Beaufou. Le principal des corps cartographiés affleure entre La Grande Roulière et La Métairie où il forme des boules, dispersées et fréquemment déplacées par l'homme. Un autre petit corps est situé plus à l'Est, en rive gauche du ruisseau du Pont Biseret où il a été exploité dans une petite carrière (8C04 ; x = 307,83 ; y = 2207,76), située à l'Ouest de la D4 ; dans cette carrière affleure un monzogranite à biotite renfermant de petites enclaves sombres, riches en biotite, et un panneau de micaschiste à deux micas.

Suite au récurage de ruisseaux pour le drainage il a été possible d'observer et de délimiter trois autres petits corps : au Sud de l'Auspierre ; au Nord de La Courollière, où le monzogranite renferme localement des mini-enclaves, de 3 à 4 mm de longueur, constituées uniquement de

sillimanite ; à l'WSW du Coudreau. Dans cette dernière localité, le monzogranite présente une nette fabrique planaire, subverticale de direction N95 ; de plus, il est recoupé par un mince filon - de puissance ≤ 23 cm - de granite subleucocrate à deux micas, de direction N145 et est limité vers le Nord par une bande de paragneiss - micaschistes, trop étroite pour être figurée sur la carte. Dans tout le secteur couvert par le granite hétérogène il existe très probablement d'autres corps de monzogranite de ce type sous les formations superficielles.

L'étude en lames minces montre une texture hypidiomorphe, à tendance monzonitique et légèrement myrmékitique, de grain fin à moyen (≤ 4 mm). La composition modale est celle d'un monzogranite avec 10 à 15 % de biotite. Le stock quartzo-feldspathique comprend :

- du plagioclase en cristaux subautomorphes à automorphes, présentant un zonage de composition oscillatoire, avec un cœur fréquemment séricitisé et une bordure limpide renfermant parfois des bourgeons myrmékittiques au contact d'orthose ;
- du feldspath potassique de type orthose, en plages de taille variable, les plus grandes englobant de petites lattes de plagioclase ;
- du quartz, soit en plages xénomorphes, intersticielles aux feldspaths, à extinction onduleuse et parfois à sous-grains, soit en petits cristaux arrondis corrodant des feldspaths.

La biotite est soit très pléochroïque, soit subincolore à marron foncé, et accompagnée d'environ 1 % de muscovite primaire, soit brun-orangé avec de fréquentes inclusions de zircon et/ou de monazite, et accompagnée de 2 à 3 % muscovite primaire, voire de sillimanite, en mini-enclaves monominérales dans un cas exceptionnel.

Dans la petite carrière abandonnée située à l'Ouest de la D4 (8C04), une petite enclave sombre, à grain fin, montre une composition de tonalite, proche d'une granodiorite, avec environ 20 % de biotite brune très pléochroïque et rare muscovite. Le micaschiste du panneau enclavé a une texture grano-lépidoblastique avec un probable recuit thermique et la présence de paillettes blastiques de deux micas néoformés : d'une part, de la biotite brune, très pléochroïque, analogue à celle du monzogranite encaissant et, d'autre part, de la muscovite, en paillettes de taille variable, les plus grandes englobant pœcilitiquement des microcristaux de quartz et incluant des fibres aciculaires de sillimanite.

Deux échantillons (PL8C04b et 8C27) ont fait l'objet d'analyses chimiques (tabl. 1-2-3 en annexe). Ils sont très proches l'un de l'autre par leur index de différenciation avec $B = Fe + Mg + Ti$ voisin de 72 soit environ 13 % de minéraux colorés et leur index d'aluminosité avec $A = Al - (K + Na + 2Ca) =$

30-12 et $A/CNK = 1,10-1,16$, mais se distinguent par des teneurs contrastées en SiO_2 (66,85 contre 69,78 %), K_2O (5,43 contre 4,33 %) et Na_2O (2,83 contre 3,18 %). PL8C27, le plus siliceux et le plus calco-sodique avec $(Ca + Na)/K = 1,51$ a une composition voisine de celle de l'adamellite de référence, tandis que PL8C04b a une composition plus monzonitique (fig. 4a-b et 5). En ce qui concerne les éléments en traces, PL8C04b se distingue de PL8C27 par des teneurs nettement plus élevées en Ba (3037 contre 1077 ppm), Sr (1260 contre 714 ppm), Zr (505 contre 187 ppm), Th (64,5 contre 19,5 ppm) et ΣTR (669 contre 211 ppm). Bien que PL8C27 se situe dans le champ de composition des monzogranites subalcalins de la carte Le Poiré-sur-Vie, sa signature en éléments traces s'écarte de celle spécifique à ce type de magma et s'apparente davantage à celle des granites alumino-potassiques. Cela montre qu'à l'hétérogénéité d'ensemble du massif granitique du Poiré-sur-Vie s'ajoute une hétérogénéité particulière concernant les monzogranites à biotite qui font partie de ce massif.

Sur le territoire de la carte voisine Le Poiré-sur-Vie, une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite, réalisée sur un échantillon de monzogranite à biotite de la carrière des Clouzeaux, a donné un âge de 329 ± 6 Ma (*in* Béchenec *et al.*, 2008).

γh . Granite hétérogène, à biotite, fréquente muscovite et parfois sillimanite, à filons et bouffées d'aplite et/ou de pegmatite. La notation γh et la teinte correspondante s'appliquent sur la carte, aux polygones dans lesquels la trop grande hétérogénéité lithologique et/ou l'importance du développement des arènes ne permettent aucune délimitation de faciès granitique particulier et/ou d'enclaves métamorphiques. Globalement cette entité comprend donc toutes les variétés de granites précédemment citées et leurs éventuelles enclaves métamorphiques. Cependant, le faciès granitique prédominant est un granite à deux micas, qui se distingue des granites de type $f\gamma^2$, $m\gamma^2$ et $g\gamma^2$, décrits dans les paragraphes suivants, par quatre caractères :

- une taille de grain fréquemment hétérogène à l'échelle de l'affleurement ;
- une plus grande abondance des injections d'aplite et/ou de pegmatite ;
- la présence sporadique de sillimanite, rarement visible macroscopiquement ;
- l'association locale avec un monzogranite à grain fin-moyen, à biotite, de type γ^3 .

Ce granite hétérogène s'observe dans un secteur compris entre Palluau, Saint-Étienne-du-Bois et Beau fou. L'hétérogénéité est, par exemple, bien visible sur les affleurements situés au Sud de Saint-Étienne-du-Bois, dans les hameaux de La Rothelière et des Embardières. Au Nord de La Renardière, une carrière abandonnée, allongée dans la direction N15, montre un granite à grain moyen à deux micas injecté de pegmatites et renfermant, à l'extrémité sud de la carrière (7D55 ; x = 302,22 ; y = 2211,30), des passages de monzogranite à

biotite, orienté, à grain fin-moyen, de minces filons - de puissance ≤ 2 cm - de leucogranite à gros grain, recoupant les deux types de granite précédent.

Cependant, à l'échelle de l'affleurement, le granite de type γh est parfois relativement homogène, constitué d'un faciès à grain moyen à subgrossier, à deux micas, analogue au type $m\gamma^2$ en dehors de l'habitus de la muscovite, qui est xénomorphe. C'est notamment le cas dans une carrière abandonnée située (7C09 ; x = 299,05 ; y = 2209,14) à 1,5 km au NNE de Palluau, au Sud de La Naulière. Dans cette dernière affleure un granite subleucocrate à grain moyen, à deux micas, homogène en dehors de quelques enclaves surmicacées de longueur ≤ 30 cm, de petites poches et de filonnets (puissance ≤ 2 cm) de pegmatite à tourmaline et muscovite, ainsi que des fractures - de direction N15 avec un pendage de 75°E - à remplissage de quartz à tourmaline et mispickel. C'est aussi le cas dans les carrières abandonnées situées au sommet de la butte des Émerillères (7D01 ; x = 301,7 ; y = 2211,4), sur la commune de Saint-Étienne-du-Bois ; en effet, un granite à deux micas y constitue un faciès de transition avec le granite de type $m\gamma^2$: il a un grain fin à moyen et emboîte de petites enclaves surmicacées ainsi que des bouffées et des veines de pegmatite ; en outre, il contient localement de petits amas de tourmaline, de taille centimétrique.

Une étude pétrographique détaillée du faciès qu'il qualifie de « granite à biotite et sillimanite » (terme qui est repris dans la carte à 1/50 000 de La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1988) a été réalisée par J.M. Stussi (1975-76). Cependant, comme il le souligne lui-même, la caractéristique essentielle de ce granite est son hétérogénéité et non la présence, très sporadique, de sillimanite. Les données pétrographiques antérieures et celles qui ont été acquises dans le cadre du présent projet montrent que le faciès prédominant est un granite, présentant une fabrique planaire plus ou moins marquée selon les endroits et constitué des minéraux cardinaux suivants :

- quartz, xénomorphe, mono- à polycristallin, pouvant corroder tous les autres minéraux primaires ;
- plagioclase acide, xénomorphe à subautomorphe, zoné avec une composition An22-12 ou An18-8 au cœur et An10-6 en bordure (Stussi, 1975-76), plus ou moins séricitisé notamment au cœur ;
- feldspath potassique de type orthose, fréquemment perthitique, en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes pouvant englober de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ;
- biotite généralement peu abondante (3-5 %), brun-rouge ou brune lorsqu'elle n'est pas chloritisée, en lamelles aux contours fréquemment déchiquetés, dispersées ou en amas pouvant former de minces lits discontinus ;
- muscovite xénomorphe, dentelliforme ou aciculaire, interstitielle au quartz et aux feldspaths ou en remplissage de fissures intra-feldspathiques ;

dans le cas d'un échantillon de la carrière des Émerillères (7D01) la muscovite est en partie automorphe, avec des sections losangiques ;

– la sillimanite n'est présente que sporadiquement, sous une forme fibreuse ou aciculaire et en association avec de la biotite et/ou de la muscovite, dans des zones de microcisaillement ;

– les autres minéraux accessoires inventoriés sont : zircon et/ou monazite en inclusions dans de la biotite pour l'essentiel ; apatite, grenat, oxydes de fer et/ou titane, rare uraninite.

Le seul échantillon analysé (PL7D01), (tabl. 1-2-3 en annexe) est un leucogranite à grain moyen à deux micas. Sa composition chimique est très proche, notamment pour les éléments majeurs, de celle de l'échantillon PL8C01 de type $m\gamma^2$ et c'est pourquoi nous l'avons traité en $m\gamma^2$ dans les diagrammes géochimiques. Il est très siliceux ($\text{SiO}_2 = 73,97\%$), calcosodique ($\text{Na}_2\text{O} = 3,64\%$; $\text{CaO} = 0,76\%$) pour $\text{K}_2\text{O} = 4,58\%$; ($(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K} = 1,34$), peralumineux ($A = 57$; $A/\text{CNK} = 1,23$) et leucocrate ($B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 23$) ce qui correspond à 4 % de minéraux colorés. Par ailleurs, il a de basses teneurs en Ba (263 ppm), Sr (128 ppm), Th (3,3 ppm), Zr (46 ppm) et ΣTR (50 ppm) avec $\text{La}_N = 43,1$ et $(\text{La}/\text{Yb})_N = 17$, ce qui en fait un des leucogranites les plus fractionnés en terres rares légères. Les teneurs en ces éléments sont situées dans les mêmes fourchettes que pour les 2 échantillons de leucogranite de type γh analysés dans le cadre de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenne *et al.*, 2008), pour lesquels : Ba = 181-498 ppm, Sr = 80-136 ppm, Th = 2-5,5 ppm, Zr = 35-67, ΣTR = 30-66 ppm, teneurs qui sont parmi les plus faibles des leucogranites aluminopotassiques. En revanche, PL7D01 présente une anomalie positive en étain : Sn = 17 ppm.

ζ-ξ. Enclaves de paragneiss-micaschistes. Ces roches métamorphiques riches en micas sont très sensibles aux phénomènes d'altération superficielle de sorte que seuls quelques panneaux ont pu être délimités grâce à de rares affleurements naturels, à de rares petites carrières abandonnées, à des traînées de « pierres volantes » dans des champs et/ou à des fossés de drainage fraîchement récurés comme au Sud-Est du hameau de l'Auspierre.

En effet, à environ 500 m au Sud-Est de ce hameau, le récurage du lit du ruisseau permettait d'observer, sur une longueur de 250 m, une coupe subcontinue montrant des micaschistes, avec une foliation de direction N50 et un pendage de 65°SE, localement microplissés et/ou injectés de minces sills de granite subleucocrate à grain moyen, à deux micas. L'étude pétrographique d'un échantillon montre de petits porphyroblastes de 2 à 3 mm de longueur, constitués de biotite brun-rouge à inclusions de quartz, dans un fond à texture grano-lépidoblastique microplissée. Ce fond a une composition de micaschiste : quartz en cristaux engrenés et plus ou moins étirés ; biotite brun-rouge en paillettes blastiques dispersées dans le quartz ; rare muscovite blindant

des reliques de sillimanite de type fibrolite ; tourmaline vert-kaki en petits prismes automorphes dispersés.

Plus au Nord affleure un grand panneau de paragneiss-micaschistes à intercalations lenticulaires de métaquartzites phtanitiques d'orientation N-S. De même, à environ 1 km au Nord de la ferme du Bois-Barbot, dans un champ (PL7D47 ; x = 302,95 ; y = 2210,32), s'observent de petits blocs d'une roche métamorphique gris-clair, renfermant de minces lentilles, de puissance ≤ 2 cm, concordantes avec la foliation et constituées de leucogranite. L'étude microscopique montre que cette roche métamorphique a une texture granoblastique foliée et une composition de micaschiste riche en quartz, proche d'un métaquartzite, à biotite brun-rouge et muscovite associée. Le leucogranite a une texture xénomorphe grenue avec une taille de grain ≤ 5 mm, est lui aussi riche en quartz et renferme de la muscovite et de la cordiérite pinitisée ; il s'agit probablement d'un mobilisat ayant plus ou moins migré.

À l'extrémité occidentale du massif de granite hétérogène, dans la partie nord du bourg de Palluau, à l'Ouest de La Prévoté (7C06 ; x = 298,32 ; y = 2208,48) une tranchée a permis d'observer (en 2007) une allotérite granitique renfermant de petits panneaux de micaschiste satiné contenant des porphyroblastes de biotite de 2 à 6 mm de long, bien visibles macroscopiquement. Une étude en lame mince montre que la foliation tectono-métamorphique moule d'une part les porphyroblastes de biotite brun-rouge, piquetés de fines paillettes de mica blanc et d'autre part, de petits amas de lamelles trapues de muscovite, associés ou non aux porphyroblastes de biotite. Le fond de la roche est formé des minéraux suivants : quartz, en petits cristaux dispersés ou en rubans lenticulaires ; muscovite et rare biotite en fines paillettes ; minéraux accessoires tels que sillimanite, associée à de la muscovite, et tourmaline vert-kaki en petits prismes automorphes disséminés.

Près de la ferme de La Naulière, sur la commune de Palluau, une petite fosse a recoupé des micaschistes microplissés, très riches en mica blanc par suite d'une muscovitisation intense (7C35 ; x = 299,20 ; y = 2209,60).

Entre Saint-Étienne-du-Bois et Beaufou, affleure un grand panneau de roches métamorphiques, d'orientation globalement subméridienne, constitué essentiellement de paragneiss-micaschistes mais avec des intercalations de métaquartzites phtanitiques. De plus, ce panneau présente la particularité d'être enclavé dans deux types de granites : le granite hétérogène au Sud, le granite de type $m\gamma^2$ au Nord.

Enfin, un peu plus au Nord, à environ 300 m au NNE de la ferme de La Vergne (7D23 ; x = 303,55 ; y = 2211,72) s'observent des « pierres volantes » d'une roche métamorphique grise qui a une texture grano-lépidoblastique et

une composition de micaschiste tendant vers un métaquartzite, à biotite brun-rouge et à muscovite subordonnée.

χ ph. **Enclaves de métaquartzites phtanitiques.** Comme dans le cas des roches métamorphiques périgranitiques, les panneaux cartographiés ont pu être délimités à l'aide de quelques affleurements et, surtout, grâce à des traînées de « pierres noires » et/ou à des bandes de « terre noire » dans les champs.

Les échantillons présentent fréquemment un rubanement très fin, dû à une alternance de lits très minces - d'épaisseur généralement ≤ 1 mm - soit gris sombre, soit gris clair à très clair. Le cas échéant, ce sont les lits les plus clairs qui permettent les meilleures observations de microplis et/ou de microboudinages. Les lits les plus sombres laissent souvent sur les doigts une trace grasse et noire, due à la présence de graphitoïdes.

Dans la partie nord du panneau enclavé dans les deux granites, entre Saint-Étienne-du-Bois et Beaufou, une lentille de métaquartzite phtanitique a jadis été exploitée dans une petite carrière actuellement envahie par la végétation ; située au Sud de la ferme de La Boufraise, en rive nord du ruisseau de La Grève (7D29 ; $x = 303,69$; $y = 2210,98$), cette carrière montre un filon de granite à deux micas, plus ou moins arénisé, recoupant une roche métamorphique gris sombre, très finement rubanée avec de minces lits clairs, quartziques ou quartzo-feldspathiques, de puissance ≤ 1 mm.

L'étude en lame mince montre une texture granoblastique rubanée, avec un probable recuit thermique. La roche est constituée essentiellement de quartz, en cristaux engrenés de taille variable selon les lits : le grain est fin à moyen dans les rubans clairs, très fin à fin dans les lits sombres, riches en minéraux opaques cryptocristallins de type graphitoïdes. Les minéraux accessoires sont de la biotite brune, plus ou moins décolorée, probablement néoformée et de la muscovite, peu fréquente, présente surtout dans les lits clairs.

Granites alumino-potassiques, subleucocrates à leucocrates

$g\gamma^2$. **Granite à grain grossier, à tendance porphyroïde locale, à deux micas.** Sur le terrain ce granite se distingue par les traits suivants :
– un caractère subleucocrate, dû à une teneur modale en biotite nettement plus faible que dans les monzogranites subalcalins à biotite ;
– l'omniprésence et une relative abondance de muscovite, en lamelles millimétriques à plurimillimétriques, souvent losangiques et bien visibles macroscopiquement.

En association étroite avec le granite à grain moyen à deux micas ($m\gamma^2$), il constitue trois petits massifs :

Le petit corps situé au Sud de Beaufou est intercalé entre la bordure nord du massif de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie et une étroite bande de micaschistes, de direction N100, qui le sépare du granite à grain moyen de type $m\gamma^2$. Il affleure sur les berges d'un petit étang, à 400 m à l'WSW de la ferme du Coudreau et au fond des ruisseaux récurés situés immédiatement au Nord.

Le massif situé immédiatement au Nord du bourg de Beaufou a été exploité en deux carrières aujourd'hui abandonnées :

- l'une, située dans un champ à l'Est de la ferme de Monplaisir (8C77 ; x = 306,5 ; y = 2210,7), montre un granite fissuré à débit en dalles subhorizontales, recouvert par 0,5 à 1 m d'allotérite ;
- l'autre, située au Nord-Est de La Bulletière, (8C66 ; x = 305,80 ; y = 2210,67) est remblayée, mais des affleurements s'observent dans le hameau de La Bulletière et un peu plus à l'Est.

Dans la cour de la ferme de La Bitaudière, une dalle rocheuse permet d'observer un granite subleucocrate à grain moyen, avec d'abondantes injections de pegmatite à muscovite.

Le massif le plus septentrional affleure dans le hameau de La Bromière (8A03 ; x = 305,57 ; y = 2212,90) et un peu plus à l'Ouest. Les affleurements se situent dans l'horizon fissuré et le granite présente un débit en dalles subhorizontales. Une texture porphyroïde peu marquée se traduit par la présence de tablettes d'orthose de 1 à 2 cm de long dans une matrice à grain moyen à grossier. De rares et minces filons d'aplite ou de pegmatite, de 5 à 12 cm de puissance, recoupent le granite subleucocrate.

L'étude pétrographique montre que ce granite a une texture hypidiomorphe, monzonitique, à tendance porphyroïde locale et légèrement myrmékitique en général. La composition modale est celle d'un granite subleucocrate à deux micas, qui se distingue des monzogranites à biotite par les caractères suivants :

- le quartz est plus abondant ;
- le plagioclase est moins abondant et plus acide, avec une composition d'oligoclase-albite : An15-10 au cœur, An7-4 en bordure (Stussi, 1975-76) ;
- le feldspath potassique est plus abondant et de type orthose perthitique ;
- la biotite est nettement moins abondante, a une teinte brun-rouge et se présente en lamelles plus automorphes, isolées ou en petits amas ; les inclusions de zircon et/ou monazite y sont nettement plus fréquentes et abondantes ;
- la muscovite est nettement plus abondante et se présente en lamelles subautomorphes à automorphes ;
- parmi les minéraux accessoires, la tourmaline est parfois présente, en cristaux xénomorphes à subautomorphes, zonés avec un cœur bleuté et un cortex vert-kaki, mais le sphène est absent.

L'analyse chimique d'un échantillon de La Bromière (PL8A03), (tabl. 1-2-3 en annexe) montre une composition de leucogranite ($B\% = 3,5\%$), très siliceux ($SiO_2 = 74,24\%$) et peralumineux ($A = 56,3$; $A/CNK = 1,24$) qui s'oppose très nettement aux compositions des monzogranites porphyroïdes à biotite de Legé et d'Aizenay. Dans les diagrammes B-P, Q-P et A-B (fig. 4a-b et 5) ce leucogranite se situe dans le champ des granites alumino-potassiques, à proximité immédiate des échantillons de type $m\gamma^2$. Conformément à son caractère alumino-potassique, ce leucogranite a de basses teneurs en Ba (279 ppm), Sr (83 ppm), Th (5 ppm), Zr (65 ppm) et ΣTR (56 ppm). En revanche il présente une légère anomalie positive en Sn (19 ppm).

$m\gamma^2$. **Granite à grain moyen, à deux micas.** Ce granite se distingue du précédent ($g\gamma^2$) par une taille de grain globalement moins élevée, généralement de 1 et 5 mm. Il est globalement subleucocrate mais peut présenter localement des passages leucocrates, pauvres en biotite (1 à 3 %) et riches en muscovite. Les lamelles de muscovite sont bien visibles et sont fréquemment de forme losangique. Cependant, le passage entre les deux faciès à deux micas est très progressif de sorte que la limite cartographique est quelque peu subjective. Ce faciès à grain moyen se poursuit vers le Sud sur la carte du Poiré-sur-Vie, vers l'Est sur celle de Montaigu et vers le Sud-Est sur celle de La Roche-sur-Yon.

Ce granite a fait l'objet d'exploitations pour moellons dans de nombreuses carrières, toutes abandonnées en 2007. Dans la partie sud-est du bourg des Lucs-sur-Boulogne, une carrière abandonnée (8C01 ; $x = 308,17$; $y = 2211,98$) montre un faciès homogène et typique, avec des lamelles ≤ 4 mm constituées de deux micas différents, faciles à distinguer : d'une part de la muscovite, soit isolée et losangique, soit en petits amas et d'autre part, de la biotite. Quelques minces filons d'aplite ou de pegmatite recoupent ce granite à grain moyen. Un peu plus au Nord, en bordure sud-est de l'étang des Lucs-sur-Boulogne, la bordure septentrionale du massif de granite à deux micas est marquée, sur quelques mètres, au contact de micaschistes à intercalations de métaquartzites phtanitiques, par un faciès hétérogène.

Un faciès particulier s'observe aussi dans une petite carrière abandonnée située à 250 m au Nord-Est du hameau du Fief Bourdeau (7B11 ; $x = 304,63$; $y = 2212,55$) : il montre des taches verdâtres de 1 à 4 mm de longueur, qui correspondent à de la cordiérite pinitisée. En dehors des carrières abandonnées, le granite de type ($m\gamma^2$) apparaît en de nombreux endroits, notamment le long des principales rivières, sous forme d'affleurements naturels, d'étendue variable.

L'étude microscopique montre que le faciès type a une texture hypidiomorphe grenue, avec une taille de grain ≤ 4 mm, et une composition minéralogique analogue - qualitativement et quantitativement - à celle du granite plus grossier ($g\gamma^2$). Enfin, le faciès particulier de la carrière du Fief

Bourdeau renferme non seulement de la cordiérite, complètement pinitisée, mais encore du grenat accessoire, en petits cristaux xénomorphes à inclusions de microcristaux de quartz.

Une analyse chimique (PL8C01), (tabl. 1-2-3 en annexe) montre une composition de leucogranite ($B\% = 4,4\%$), très siliceux ($SiO_2 = 72,93\%$) et peralumineux ($A = 54,9$; $A/CNK = 1,23$), très proche de celle du leucogranite à deux micas des Émerillères (PL7D01) et s'opposant très nettement aux compositions des monzogranites à grain moyen à biotite dépourvus de muscovite. Dans les diagrammes B-P, Q-P et A-B (fig. 4a-b et 5), ces deux leucogranites sont très proches et situés dans le champ des granites aluminopotassiques. Conformément à son caractère aluminopotassique, PL8C01 a de basses teneurs en Ba (275 ppm), Sr (75 ppm), Th (8 ppm), Zr (75 ppm) et ΣTR (77 ppm). En revanche, il présente une légère anomalie positive en Sn (20 ppm) associée à des teneurs en Be (12 ppm) et Cs (32 ppm) supérieures à celles des teneurs des leucogranites communs. PL7D01 est légèrement appauvri en Ba, Th, Zr et ΣTR par rapport à PL8C01.

Une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite, réalisée sur un échantillon de ce type de granite prélevé dans la carrière de Bellevue sur la carte géologique voisine du Poiré-sur-Vie, a donné un âge à 328 ± 5 Ma (*in* Béchennec *et al.*, 2008), âge quasiment identique à celui du monzogranite à biotite, subalcalin, de la carrière des Clouzeaux.

Enfin, rappelons qu'un panneau de paragneiss-micaschistes-métaquartzites phtanitiques (cf § *Yh*) est en partie emballé dans le granite de type ($m\gamma^2$) au Nord-Ouest de Beaufou.

\hat{f}^2 . Leucogranite à grain fin, à deux micas. Ce granite se distingue du précédent ($m\gamma^2$) d'une part du fait de son grain plus fin (≤ 1 mm en moyenne, avec un maximum de 3 mm) et d'autre part du fait d'un indice de coloration généralement plus faible, le rapprochant d'un leucogranite. Il forme un petit massif, entouré de granite à grain moyen, situé au Nord de Beaufou et à l'Ouest des Lucs-sur-Bourgogne. Il a été exploité dans sa partie sud-ouest, près du hameau de La Marlaie et notamment au Sud de ce dernier, où une petite carrière isolée montre un faciès très homogène (8C70 ; $x = 305,25$; $y = 2211,00$). De même, au Nord-Est de La Marlaie, (8C71 ; $x = 305,69$; $y = 2211,41$) se trouvent plusieurs petites carrières abandonnées, implantées dans un granite à grain fin, homogène en dehors de rares et minces filons de leucogranite à tourmaline. Plus vers le Nord-Est, ce même granite s'observe sous forme d'abondants petits blocs dispersés dans les champs et ce jusqu'au hameau de La Petite Guérinière où il constitue des affleurements.

L'étude en lames minces montre une texture hypidiomorphe, monzonitique, légèrement myrmékitique. La composition modale est proche de celle d'un leucogranite à deux micas, avec des proportions relatives de biotite et de muscovite variant d'un échantillon à l'autre. En effet, la composition minéralogique est la suivante :

- quartz, xénomorphe, à extinction onduleuse et fréquents sous-grains ;
- plagioclase acide, subautomorphe à automorphe, plus ou moins zoné avec un cœur plus ou moins séricitisé et une bordure albitique limpide renfermant de rares bourgeons myrmékittiques au contact d'orthose ; localement, quelques cristaux sont envahis par du feldspath potassique secondaire ;
- orthose xénomorphe, en plages de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et parfois de mica(s) ;
- biotite (5 à 7 %), brun-rouge à brun-orangé, en lamelles dispersées à inclusions de zircon et/ou de monazite ; fréquemment chloritisée ou muscovitisée, en partie ou totalement ;
- muscovite primaire, souvent plus abondante que la biotite, se présentant en lamelles (sub)automorphes, parfois dentelliformes en bordure au contact de feldspaths ;
- minéraux accessoires : zircon, monazite, apatite...

Deux échantillons de leucogranite à grain fin ont été analysés (tabl. 1-2-3 en annexe), l'un (PL8C70) provenant de la carrière abandonnée de La Marlaie et l'autre d'une enclave emballée dans le filon de microgranite porphyrique de La Remaudière (cf. plus loin $\mu\gamma$). Ces 2 échantillons ont des compositions proches de celles des granites de type $m\gamma^2$ ou $g\gamma^2$ par leur caractère très siliceux ($\text{SiO}_2 = 73,3-73,7\%$), leucocrate ($B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 3,2-4,1\%$) et peralumineux ($A = 56-67$; $A/\text{CNK} = 1,24-1,30$), mais s'en distinguent par une plus grande richesse en feldspath potassique se traduisant par un paramètre $(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K}$ nettement plus faible (0,94-1,01 contre 1,29-1,34) et un paramètre $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ nettement plus élevé (-1,5 à +7,3 contre -33,5 à -28,4) de sorte que dans les diagrammes B-P et Q-P (fig. 4a-b) les 2 échantillons de type $h\gamma^2$ se distinguent nettement des granites de type $m\gamma^2$ et $g\gamma^2$ et se situent même à droite du champ des granites alumino-potassiques de la carte Le Poiré-sur-Vie. En ce qui concerne les éléments traces, les 2 échantillons de type $h\gamma^2$ se distinguent de ceux de type $m\gamma^2$ et $g\gamma^2$ par de plus fortes teneurs en Ba (424-520 contre 263-279 ppm), Sr (147-149 contre 75-128 ppm) et ΣTR (90-173 contre 50-77 ppm) et une plus faible teneur en Sn (9-13 contre 17-20 ppm). L'échantillon PL8D31A est en outre, relativement riche en Th (22 ppm) et Zr (123 ppm). Ces différences pétrochimiques suggèrent que le leucogranite de type $h\gamma^2$ constitue une venue magmatique particulière, différente de celle que constituent les types $m\gamma^2$ et $g\gamma^2$. Par ailleurs, il est à noter que ce leucogranite de type $h\gamma^2$ a, en ce qui concerne les éléments majeurs, une composition qui est proche de celle de l'échantillon de microgranite porphyrique de type $\mu\gamma$, analysé dans le cadre de

la carte Le Poiré-sur-Vie (PV3D02), mais pour les éléments traces elle est nettement différente.

4γ. Leucogranites divers, non différenciés, à muscovite, fréquente biotite et parfois tourmaline. Sur la carte sont figurés de petits stocks et des filons de leucogranites divers, non différenciés à cause de variations minéralogiques internes et/ou de la difficulté de faire des distinctions minéralogiques sans contrôle en lame mince.

Ces corps de leucogranites sont particulièrement abondants sur la commune de Saint-Étienne-du-Bois où ils apparaissent en deux types de gisements :

– stocks de taille variable et d'orientation générale SW-NE, intrusifs dans les divers granites de l'extrémité nord-ouest du massif de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie (*Yh*) et/ou dans le granite de type (*mγ*²) situé immédiatement au Nord ;

– sills et filons abondants au sein d'une bande de micaschistes d'environ 500 m de large, située en bordure nord-ouest de l'ensemble granitique composite contenant les stocks ; cette bande est figurée sur la carte à l'aide d'une surcharge et en tant que « zone à sills et filons de leucogranite à muscovite et parfois grenat ou tourmaline » au sein des paragneiss et micaschistes (ζ - ξ) du Groupe de Nieul-le-Dolent.

Des filons de leucogranites, isolés ou en faisceaux, de direction variable, recoupant le massif de monzogranites à biotite de Legé ont aussi été figurés sur la carte. Par ailleurs, il existe de nombreux filons de leucogranites qui n'ont pas été reportés du fait de leur puissance réduite et/ou de la difficulté de définir leur extension latérale. Enfin, dans l'angle sud-est de la carte, le filon de microgranite porphyrique de La Remaudière enclave un panneau de leucogranite, trop exigu pour être figuré sur une carte à 1/50 000.

Stocks. Le stock situé au Nord du hameau de Le Rivault correspond à une colline qui culmine à la cote $z = 55$. Le long du sentier qui part du hameau et monte vers le Nord-Ouest, d'abondants affleurements montrent un leucogranite de type aplito-pegmatite à muscovite, caractérisé par des variations rapides de la taille du grain ; ce leucogranite contient quelques petites enclaves grises surmicacées et est recoupé, localement, par des veinules de quartz à muscovite. Plus au Nord-Est, une carrière abandonnée (7C31 ; $x = 301,42$; $y = 2211,58$) est implantée dans un leucogranite fissuré et hétérogène, de grain moyen à subgrossier, avec des passages d'aplito-pegmatite et des placages de muscovite le long de certaines diaclases. L'étude pétrographique d'un échantillon à grain moyen montre une texture hypidiomorphe, à tendance monzonitique, en grande partie oblitérée par une fissuration importante, affectant en particulier les cristaux de quartz. Le plagioclase est fortement séricité et plus ou moins opacifié, l'orthose est

argilisée. La biotite, de teinte brun-orangé, est peu abondante (2 à 3 % de la composition modale) et la muscovite, plus abondante, lui est associée ou non.

Le stock situé au Nord-Est de la ferme du Marché Gautreau forme aussi une colline culminant à la cote $z = 62$. La petite carrière située à l'Est de la ferme est presque entièrement comblée mais sur la piste qui y mène, affleure un leucogranite de grain fin à moyen, à deux micas, avec des bouffées de pegmatite à tourmaline. Plus au Nord-Est, de part et d'autre de cette même piste, s'observent des blocs de leucogranite à grain moyen, à deux micas et à tourmaline sporadique en petits amas de taille ≤ 1 cm ; dans les champs avoisinants ce leucogranite se retrouve sous forme d'une arène à abondants petits blocs. L'étude microscopique montre une texture hypidiomorphe, à grain moyen ≤ 3 mm et une composition de leucogranite à deux micas : muscovite et 3 à 5 % de biotite à inclusions de zircon et/ou de monazite, fréquemment chloritisée et de teinte brun-rouge quand elle est fraîche ; la roche contient en outre, de la chlorite fibroradiée peu abondante. La phase quartzo-feldspathique comprend les minéraux suivants : plagioclase automorphe, séricitisé et parfois piqueté de micropaillettes de mica blanc ; orthose xénomorphe ; quartz xénomorphe, à extinction onduluse, avec de fréquents sous-grains.

À l'extrémité nord-est de ce stock, en rive gauche du ruisseau de La Grève (7D44 ; $x = 303,15$; $y = 2211,05$), se trouve un rocher de leucogranite de grain fin à moyen, avec des passages de pegmatite à muscovite et parfois tourmaline, emballant de plus une enclave de micaschiste rubané. L'étude pétrographique d'un échantillon de cette enclave montre des rubans lenticulaires à texture xénomorphe grenue dans un fond à texture grano-lépidoblastique, renfermant de l'apatite en prismes postfoliaux, relativement abondants et se singularisant par des auréoles de radioactivité au contact de lamelles de biotite. Les rubans sont formés de quartz, d'orthose et de micas. Le fond de la roche est un micaschiste constitué de quartz en cristaux dispersés et de deux micas : biotite brun-orangé et muscovite, étroitement associées, en paillettes aplaties dans la foliation.

Filons. Des filons de leucogranites recoupent chacun deux faciès de monzogranites à biotite du massif de Legé. Le faciès porphyroïde ($\rho\gamma\bar{L}$), dans la partie méridionale du massif montre ainsi :

– un faisceau de filons de leucogranites de direction générale N110, jalonné de plusieurs carrières abandonnées et allant de La Chambaudière à l'Ouest jusqu'à La Vieille Roche à l'Est. La carrière de La Chambaudière (7A17 ; $x = 300,22$; $y = 2214,67$) est implantée dans un leucogranite à deux micas, orienté et cataclaté, avec des enclaves de micaschiste à deux micas. L'étude pétrographique révèle une texture hypidiomorphe à grain moyen, légèrement myrmékitique, oblitérée par une cataclase se traduisant par une forte recristallisation et un étirement des cristaux de quartz, ainsi que par des kinks sur les micas : muscovite et biotite brun-orangé à abondantes

inclusions de zircon et/ou monazite et à rares inclusions d'apatite. La cataclase de ce leucogranite est très probablement contemporaine de celle qui affecte le monzogranite porphyroïde encaissant dans cette même zone située en bordure occidentale du massif de Legé ;

– au Nord du hameau de La Vieille Roche (7A01 ; x = 301,43 ; y = 2214,28), le filon de leucogranite à deux micas (muscovite > biotite brune fréquemment chloritisée), de direction N110 et d'une dizaine de mètres de puissance, est actuellement visible uniquement à l'extrémité orientale de la carrière qui a servi à son exploitation ; vers l'Ouest le filon a été exploité sur toute sa largeur, entre ses deux épontes, formées d'une isaltérite de granite porphyroïde à biotite (cf. supra, p³Ŷ) ;

– un peu plus à l'Est, le hameau du Pâtis (7B45 ; x = 301,81 ; y = 2214,21) est construit sur un filon de leucogranite à texture protomylonitique marquée par des rubans lenticulaires de quartz et par des « traînées » de mica blanc le long de plans de cisaillement. Dans ce faciès la biotite est fortement ou complètement chloritisée et/ou muscovitisée.

Le monzogranite à grain fin-moyen (Ŷ³) dans la partie septentrionale du massif est lui aussi, recoupé par des filons de leucogranite de direction variable avec, cependant, une nette prédominance d'une famille de direction N10-30. La plupart des filons de leucogranites cartographiés ont été observés uniquement dans des carrières ou autour de mares et il est probable qu'il en existe de nombreux autres, non affleurants, notamment dans la moitié orientale du massif de Legé, recouverte, en grande partie, par un manteau de formations superficielles. Les carrières abandonnées se trouvent dans la partie occidentale du massif, sur la commune de Legé, aux endroits suivants, du Sud au Nord :

Point	x	Y	Situation	Direction
7A28	301,62	2215,96	500 m au Sud de La Planche, au SE de Legé	N20
3C25	301,60	2219,12	200 m au NNE de La Bernardière	N10
3C09	299,65	2219,60	au Sud de La Logne (2 filons parallèles)	N20
3C36	300,12	2219,70	400 m à l'Est de La Logne	N60
3C14	301,03	2219,82	au SSW du Cormier	N30

Dans le cas de la carrière du Cormier, il y a un filon de direction N30 au centre et un stockwork de minces filons à l'extrémité sud-ouest.

Le leucogranite des filons de la carrière située au Sud du hameau de La Logne se singularise par deux caractères : 1) il est extrêmement leucocrate, avec un indice de coloration quasi-nul, les minéraux colorés n'étant que de très rares oxydes de fer et/ou titane ; 2) il est constitué uniquement de quartz, d'orthose et de plagioclase acide, en dehors de très rares oxydes et de rare

muscovite. En outre, ce leucogranite présente une fabrique planaire relativement nette et une déformation ductile du quartz, comme cela est aussi le cas pour les leucogranites à deux micas (muscovite > biotite) des carrières de La Bernardière, où la biotite est fraîche, de teinte brun-rouge, et de La Planche, où la biotite est fortement à complètement altérée en mica blanc plus minéraux de fer et/ou titane et plus rare chlorite.

Les filons de leucogranites du massif de Legé ont fait l'objet de 4 anciennes analyses d'éléments majeurs (tabl. 1-2 en annexe). Ces analyses montrent des compositions très siliceuses avec $\text{SiO}_2 = 72,3-75,0 \%$, peralumineuses avec $A = 49-54$ et $A/\text{CNK} = 1,21-1,23$, et très leucocrates avec $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 8,5-15,4$ soit un indice de coloration de 1,5 à 2,8 %, ce qui en fait les plus leucocrates de tous les granites analysés dans le cadre de la feuille Palluau, comme le montrent les diagrammes P-B et A-B (cf. fig. 4-5). Le rapport $(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K}$ permet de subdiviser ces leucogranites en 2 familles : l'une calco-sodique ou plagioclasique avec $(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K} = 1,44-1,48$ et la plus siliceuse avec $\text{SiO}_2 = 74,6-75,0 \%$; l'autre K-feldspathique avec $(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K} = 0,99-1,11$ et la moins siliceuse avec $\text{SiO}_2 = 72,3-73,9 \%$. Ces 2 familles se distinguent clairement dans les diagrammes B-P et Q-P (fig. 4a-b) : la famille plagioclasique se situe dans le champ des granites et leucogranites alumino-potassiques de la carte Le Poiré-sur-Vie, tandis que la famille potassique se trouve à droite de ce champ, à proximité des leucogranites de type \hat{A}^2 de la carte Palluau.

Panneau de leucogranite de la carrière de La Remaudière. Dans l'angle sud-est de la carte, la carrière abandonnée de La Remaudière est implantée dans un filon de microgranite porphyrique de direction N65 et de 20 à 30 m de puissance. À l'extrémité occidentale (8D31 ; $x = 309,24$; $y = 2207,80$) de cette carrière, le microgranite enclave un panneau de leucogranite dont les relations avec le granite environnant, de type ($m\gamma^2$) ne sont pas visibles. Ce panneau de 8 à 10 m de large, trop petit pour être figuré sur la carte, est constitué d'un leucogranite à texture équante, hypidiomorphe à grain fin, et contenant deux micas : 7 à 10 % de muscovite en petites lamelles dispersées, réparties de façon hétérogène ; 3 à 5 % de biotite brun-rouge, rarement chloritisée, à inclusions de zircon et/ou de monazite. Il contient en outre, de la cordiérite rare et totalement pinitisée et l'orthose est parfois corrodée par du quartz ou rarement entourée de plagioclase (texture Rapakivi).

Filons de roches subvolcaniques

v. **Lamprophyre riche en biotite (« minette »).** Une fosse située au Nord de La Guilbaudière (Sud de Saint-Étienne-de-Mer-Morte) montre un sill de lamprophyre d'environ 1 m de puissance, intrusif dans la formation des porphyroïdes de La Sauzaie. Il s'agit d'une roche très finement grenue, sombre du fait de sa richesse en paillettes de mica noir.

L'étude d'une lame mince montre une texture très finement grenue avec une nette fabrique magmatique planaire, soulignée par l'orientation statistique des paillettes de mica noir. La roche est constituée essentiellement de deux minéraux potassiques, d'une part du feldspath potassique (orthose probable), très abondant, en partie sous forme de baguettes rayonnantes et d'autre part, un mica noir (phlogopite ?) de teinte brun orangé en lame mince, probablement riche en titane, se présentant en fines paillettes de longueur inférieure ou égale à 0,5 mm et, accessoirement, en lamelles plus trapues, de 1 à 2,5 mm de longueur. La teneur modale en biotite est de l'ordre de 20 à 25 %. Le reste de la paragenèse minérale comprend les minéraux suivants : un peu de plagioclase ; un peu de quartz sous deux habitus différents : 1) en microcristaux, 2) en cristaux, arrondis ou anguleux, de taille comprise entre 1,2 et 2,4 mm, présentant une couronne réactionnelle de 80 μ m de large ; des oxydes métalliques relativement abondants (environ 7 % en volume) ; des hydroxydes de fer.

La composition modale de ce lamprophyre de type « minette » est celle d'une microsénite ultrapotassique, riche à la fois en feldspath potassique et en mica noir.

$\mu\gamma$. Microgranite porphyrique à deux micas, à faciès de rhyolite (Stéphanién ?). Cette roche subvolcanique, très claire et très acide, apparaît dans l'angle sud-est de la feuille Palluau, sous forme d'un faisceau de 4 filons lenticulaires de direction N65-75, qui recourent le granite à grain moyen, à deux micas, de type ($m\gamma^2$).

Ce microgranite a été exploité dans trois carrières abandonnées ; la principale se trouve à l'Ouest du hameau de La Remaudière, à l'extrémité nord-est de la commune du Poiré-sur-Vie (x = 309,24 à 309,40 ; y = 2207,80 à 2207,88) et le filon de direction N65 a une puissance de 20 à 30 m. À l'extrémité ouest de la carrière le filon présente - au contact du panneau de leucogranite qu'il enclave (cf. supra, γ) - une « bordure figée » dont la fluidalité est bien soulignée par de très fins rubans rouges, riches en hématite. Dans cette bordure, les phénocristaux de feldspaths altérés et de quartz sont de petite taille (≤ 3 mm) et peu abondants (environ 5 % en volume), disséminés dans une mésostase aphanitique. Au cœur du filon, son caractère porphyrique est souligné par 20 à 35 % de phénocristaux de longueur variant entre 1 mm et 1 cm, dispersés dans une mésostase rosâtre. L'observation macroscopique des phénocristaux permet d'y distinguer :

- des cristaux plus ou moins arrondis de quartz, vitreux et légèrement fumé ;
- de petites tablettes de deux types de feldspaths : du plagioclase, vert pâle par suite de son altération en illite et du feldspath potassique rose pâle, moins abondant que le plagioclase ;
- de petites lamelles de mica blanc.

Les deux autres carrières, également inondées, situées un peu plus à l'ENE, à l'extrémité sud-est de la commune de Beaufou, de part et d'autre de la D 937, ont exploité un même filon, de direction N70. Celle qui se trouve à 250 m à l'Est de la route (8D37 ; x = 310,66 ; y = 2208,26) montre un faciès porphyrique analogue à celui de la carrière de La Remaudière, sauf que la mésostase y est moins altérée et de teinte beige clair.

L'étude microscopique d'un échantillon de la carrière de La Remaudière montre une mésostase microgrenue à très finement grenue, constituée d'un assemblage de quartz, feldspath potassique, plagioclase séricitisé, abondant mica blanc en partie fibroradié, biotite très altérée. Les phénocristaux sont formés des minéraux suivants : quartz en cristaux automorphes ou arrondis, isolés ou en petits amas, présentant ou non des golfes de corrosion ; plagioclase en lattes automorphes criblées de micropaillettes de phyllites incolores (illite probable) ; feldspath potassique ; biotite fortement à complètement altérée en mica blanc plus minéraux de fer et/ou titane.

L'analyse chimique d'un échantillon de microgranite analogue, provenant du filon de la carrière de La Gombretière (commune d'Aizenay, carte Le Poiré-sur-Vie, Béchenec *et al.*, 2008), montre une composition très acide ($\text{SiO}_2 = 74,90\%$), très pauvre en CaO (0,13 %) et MgO (0,18 %), mais relativement riche en Fe_2O_3 (1,14 %) et nettement plus potassique que sodique ($\text{K}_2\text{O} = 5,20\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,06\%$). Son indice d'aluminosité est de 1,23. Il est en outre pauvre en Ba (98 ppm), Sr (29 ppm), Zr (54 ppm) et ΣTR (83 ppm), mais relativement riche en Th (16,4 ppm) par rapport aux échantillons de leucogranites. Ses teneurs en U (4,1 ppm), Sn (18,4 ppm) et W (4,4 ppm) sont très modérées.

Filons de roche hydrothermale

Q. Quartz. Au sein des massifs granitiques, les « pierres volantes » de quartz sont peu fréquentes et il est généralement impossible de déterminer l'orientation et la géométrie des filons dont ils proviennent. Cependant, dans la partie méridionale de la moitié orientale de la carte, deux filons de quartz ont été cartographiés ; de direction proche de N170, ils sont encaissés dans la partie septentrionale du massif granitique du Poiré-sur-Vie :

– le principal filon est celui du hameau de La Vivantière, à l'Est de Beaufou ; très fracturé, il affleure sous des maisons dans la partie nord du hameau et, vers le Sud, il se suit dans le fossé de la D 4 puis sous forme d'abondantes « pierres volantes » dans des champs ; il est constitué de quartz de teinte blanche ou violacée ;

– l'autre filon se trouve à l'Ouest de la ferme de l'Épinasse, à 1,5 km à l'ENE du centre de Palluau ; il est matérialisé par des blocs de quartz blanc de volume atteignant 1 m^3 , disposés le long d'une haie et probablement pas ou peu déplacés par l'homme.

Sillon houiller vendéen

Le Sillon houiller, axé NW-SE, traverse de part en part le Sud de la Loire-atlantique et le Nord de la Vendée. Il se suit, en effet, du lac de Grand-Lieu au Nord-Ouest, à Saint-Laurs au Sud-Est, où il s'ennoie sous le Jurassique du Bassin aquitain. Il forme ainsi une étroite lanière ou une suite de lentilles, dont la largeur habituelle est inférieure à quelques centaines de mètres. Les dépôts carbonifères sont, de plus, laminés le long d'une faille tardi-hercynienne majeure qui juxtapose le Complexe HP des Essarts, successivement du Nord au Sud, à l'Unité de Montaigu et l'Unité de Chantonnay. Cet accident est lui-même haché par une succession de décrochements dextres, axés N170°, dont le faisceau principal est situé sur la feuille Montaigu (Godard *et al.*, 2007).

h4-5. Conglomérats quartzeux, grès arkosiques brunâtres, pélites charbonneuses, veines de houille (Stéphanien probable). 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 (Malabrit). 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. Près de La Barrelière, des galets d'amphibolite et d'éclogite ont aussi été observés (coordonnées Lambert II : 310.45 - 2225.33 ; Godard, 1981, 2001). Le Carbonifère remanie donc principalement des roches du Complexe HP des Essarts.

Des empreintes de macroflore fossile continentale ont été recueillies sur les feuilles voisines, dans les déblais des puits de La Marzelle en Sainte-Cécile (Mathieu, 1936, 1937), du Temple à Chantonnay (Picquenard, 1918, 1920, 1923 ; Mathieu, 1936, 1937) et de l'Effeterie en Saint-Mars-de-Coutais (Bureau, 1900 ; Picquenard, 1918 ; Péneau, 1921). Cette flore indique un âge stéphanien, peut-être westphalien supérieur, que l'on peut raisonnablement extrapoler à la carte Palluau.

La stratification des terrains carbonifères est généralement sub-parallèle à l'orientation du Sillon houiller et fortement inclinée vers le Nord-Est. Le contact entre le Carbonifère et le Complexe des Essarts a été observé à La Renaudière où il semble être une simple discordance sédimentaire, plus ou moins affectée par la tectonique du Sillon houiller. Le contact nord-est entre le Carbonifère et l'Unité de Chantonnay est au contraire jalonné de roches fortement cataclasées, visibles notamment sur la rive droite de l'Issoire à La Barrelière et à l'Ecotais. Cette zone cataclasée, d'environ 200 m de large, affecte surtout les sédiments houillers et les roches de l'Unité de Chantonnay (listwaenite).

FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

Le Crétacé supérieur est conservé dans deux secteurs de la moitié occidentale de la carte Palluau : d'une part la vallée du Ligneron et d'autre part le bassin de Touvois. Dans ces deux localités, les assises crétacées, qui n'atteignent pas quinze mètres de puissance, sont constituées d'argiles noires, de sables, de marnes et de calcaires. Le contenu paléontologie donne des âges Cénomaniens à Turoniens. Au Nord de Touvois, plusieurs buttes-témoins sableuses, rapportées au Crétacé supérieur en ce qui concerne l'âge du sédiment (Santonien-Campanien probable), sont coiffées de silcrètes éocènes (« grès ladères »).

C1-2. Cénomaniens-Turoniens, argiles sableuses à végétaux, sables noirs, marnes, Calcaire de Touvois. (0 à 10 m). Seuls les sondages permettent de se faire une idée assez précise de cette formation qui est presque entièrement masquée par les dépôts cénozoïques. Elle repose directement sur le socle hercynien altéré et son épaisseur ne dépasse pas dix mètres sous les sables attribués au Sénonien (sondage de La Thuée, à l'Ouest de Touvois). On y distingue deux ensembles lithologiques : à la base une série argilo-sableuse noire, riche en débris végétaux, au toit un ensemble carbonaté, marno-sableux, au sein duquel sont intercalés de minces niveaux calcaires.

La série de base a été identifiée dans la plupart des sondages mais son épaisseur est toutefois très variable, puisque comprise entre quelques centimètres et 6 m, et elle semble absente de certains sondages (SCL14, La Joséphine, au Sud de Touvois). Elle repose sur les isaltérites du socle, qui sont argileuses sur 1 à 3 m de puissance avant de devenir compactes. Ces altérites développées aux dépens de micaschistes sont blanches à grises et d'aspect satiné ; elles sont constituées d'une proportion variable de kaolinite, illite (ou micas) et interstratifié smectite/illite (ou smectite/chlorite). La série de base débute parfois par un niveau graveleux pluridécimétrique contenant de gros cailloux quartzeux non usés ; cependant, l'essentiel de la formation est constitué d'argiles noires, plus ou moins sableuses, micacées, admettant des passées d'argiles compactes ou de sable graveleux. Les débris végétaux sont fréquents et atteignent parfois de grandes dimensions tels les troncs extraits lors des travaux d'assainissement du bourg de Touvois. Les éléments grossiers sont constitués de graviers ou galets de quartz et de micaschistes. Les quartz présentent des figures de dissolution et de corrosion indiquant qu'ils ont subi une altération supergène avant leur reprise dans la sédimentation crétacée. La phase détritique sableuse comprend des grains de quartz, majoritairement anguleux ou subanguleux, parfois ronds et matifiés, ou encore émoussés luisants, des paillettes de muscovite, parfois des feldspaths et enfin des débris de schistes et micaschistes. Les grains de glauconie sont fréquents, parfois sous forme de moules internes de probables foraminifères indéterminables. La pyrite, abondante, forme des concrétions, de petits cubes ou épigénise les débris ligniteux.

La série carbonatée sommitale, puissante de 1 à 5 m, comprend des marnes sableuses grises à beiges, riches en glauconie, dans lesquelles s'intercalent des bancs indurés de calcaires gréseux blancs à gris. Dans la forêt de Touvois (fig. 6, hors texte), ces derniers ont été exploités pour la chaux. Caillaud (1858, *in* Bureau, 1900), indique que sur une épaisseur d'environ 1,5 m existaient trois bancs calcaires alternant avec des sables ferrugineux. Une épaisseur analogue est donnée par Bertrand-Geslin (1836, *in* Rivière, 1842) et par plusieurs sondages mécaniques réalisés dans le cadre de prospection hydrogéologique par le Conseil général de Loire-Atlantique (1996, 1997). En 1977, J.-M. Viaud a pu observer, au fond d'un plan d'eau situé à 500 m au Sud-Est du château des Tannières, le banc supérieur de calcaire bioclastique et gréseux, roux, reposant sur des marnes sableuses crème. Situé sous 3 m de cailloutis et faluns pliocènes, il a été perforé par des pholades au cours du Cénozoïque. Les sondages à la tarière réalisés dans la vallée du Ligneron et dans la région de Touvois n'ont pas rencontré de bancs indurés aussi bien individualisés. Le faciès commun de la série carbonatée est une marne crème à grise ou bleue, à fraction sableuse fine, renfermant tantôt des passées sableuses et micaçées, souvent glauconieuses, tantôt des marnes bleues à débris végétaux. Le contenu détritique diffère peu de celui des argiles sableuses sous-jacentes, si ce n'est par une plus grande proportion de grains de quartz arénitiques, émoussés luisants, par rapport aux grains anguleux ou subanguleux. Les fragments lithiques restent abondants. Ces marnes contiennent des ostréidés, des débris d'échinidés et d'astérie, des bryozoaires, des brachiopodes, des serpulidés, des mollusques, des fragments de spongiaires. Les foraminifères sont peu abondants. Certains niveaux sont riches en débris végétaux et en pyrite.

Biostratigraphie

Les argiles sableuses noires inférieures sont dépourvues de microfossiles identifiables. Elles occupent la même position stratigraphique que des « Sables et Argiles de Challans » (Louail, 1976), qui elles sont très riches en pollen et en spores. L'étude palynologique de ces dernières indique qu'elles se sont déposées dans des marais littoraux en bordure de la mer cénomanienne (Durand et Ters, 1958 ; Azéma *et al.*, 1972), durant une période incluant le Cénomaniens moyen et le début du Cénomaniens supérieur (Louail, 1976 ; Louail et Viaud, 1979).

La formation carbonatée supérieure n'est pas datée précisément. La transition avec les argiles sableuses inférieures paraît à la fois rapide et progressive, tout du moins en sondage. En ce qui concerne la macrofaune, M. Ters (1959) signale *Exogyra columba* et *Picnodonta vesicularis* à La Mérandoire (Sud-Ouest de Saint-Christophe-du-Ligneron) et à La Terçerie (extrémité orientale du témoin crétacé de Touvois). La notice de la feuille 1/80 000 Palluau (2^e édit.) cite également *Exogyra columba* (Lmk) *major* sous le bourg de Touvois.

À Saint-Christophe-du-Ligneron, en pied de faille à La Maison Blanche, J.-M. Viaud a récolté dans des marnes et argiles beiges, les huîtres *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK) formes *typica* et *minima*.

Les carrières de fours à chaux de la forêt de Touvois ont livré une macrofaune abondante, notamment riche en ammonites, déposée dans les collections du Muséum d'histoire naturelle de Nantes et de la faculté catholique d'Angers. De Grossouvre (1912), qui a étudié ces échantillons, les rapporte à la zone à *Actinocamax plenus*, biozone placée dans le Cénomanién supérieur (elle était rapportée au Turonien à l'époque de de Grossouvre). Une partie du Calcaire de Touvois est équivalente à la partie supérieure des « Marnes et calcaires des Chauilières » de la région de Challans - Commequiers (Louail et Viaud, 1979). De ce fait, on peut envisager que l'ensemble de la série carbonatée de vallée du Ligneron et de Touvois représente le même niveau que les « Marnes et calcaires des Chauilières ». Sur la carte Palluau, les sondages à la tarière ont permis la récolte de quelques rares foraminifères, souvent mal conservés sous forme de moules internes glauconieux. C. Bourdillon (Eradata) y a déterminé :

– pour les formes planctoniques : *Guembeltria* sp., *Pseudoguembelina* sp., *Guembeltria cenomana* (KELLER), *Globigerinelloides* sp. ;

– pour les formes benthiques (plus rares et souvent jugées non en place) : *Gavelinella* sp., *Flabellamina* sp., *Daxia cenomana* CUVILLIER & SZAKALL et Textulariidae.

Cet assemblage permet aussi de conclure à un âge cénomanién et confirme l'attribution précédente (Notons que les genres *Guembeltria* et *Gavelinella* ont été signalés dans les « Marnes et calcaires des Chauilières » par Viaud *et al.*, 1983).

Seule la partie sommitale des calcaires gréseux et des marnes sableuses de la forêt de Touvois paraissent d'âge Turonien avec la présence d'ammonites *Coilopoceras* cf. *requieni* (d'ORBIGNY) (dét. J. Sornay), et d'une faune usée de Bryozoaires (*Homoeosolen glamblei* GREGORY, *Peripora ligeriensis* d'ORB., « *Biflustra* » sp., *Onychocella zelima* (d'ORB.), *O.* cf. *sussexiensis* BRYDONE, « *Membranipora* », *Biflustra* cf. *subcylindrica* d'ORB., *Clausa heteropora* d'ORB. *Laterotubigera micropora* d'ORB., *Callopora* cf. *monilifera* (d'ORB.) (dét. Eh. Voigt) et d'ostracodes *Mauritsina* cf. *cuillieri* (Damotte), *M.* cf. sp. A (Damotte, 1962), *Neocythere* cf. *verbosa* (Damotte), *Asciocythere* cf. *polita* Damotte, *Dordoniella* cf. *turonensis* Damotte, *Bairdia* sp. et *Cytherella* sp. (dét. R. Damotte), alors que les foraminifères sont rares (Miliolidés, Lenticulines et Polymorphinidés), (Viaud, inédit).

c3-4. Sénonien, sables fins blancs, sables à petits graviers : altérites (éocènes ?) de sédiments marins gréso-carbonatés (0 à 8 m). Ces

sables constituent plusieurs buttes-témoins, souvent couronnées par des dalles de « grès ladères », au Nord et au Nord-Est de Touvois (La Péranche, Le Bousson). La plus remarquable est celle de La Péranche (commune de Legé).

Au Sud-Ouest de Touvois, la formation repose sur le Cénomaniens ; en effet, les sondages y ont recoupé ces sables entre les marnes cénomaniennes et un niveau superficiel constitué d'argiles résiduelles à « Pierres cornues » (La Thuée ; coupe A-A', fig. 6, hors texte). À La Péranche, les sables surmontent directement le socle hercynien (coupe C-C', fig. 6, hors texte).

En sondage, la formation se caractérise par des sables fins admettant des passées hétérométriques plus grossières, parfois graveleuses. Les lithoclastes sont uniquement quartzeux. La glauconie est présente mais peu abondante. Le contenu paléontologique se résume à de rares bivalves silicifiées, surtout des rhynchonelles, dont les coquilles fines ne montrent pas de signe notable de transport ; il indique, néanmoins, que la formation sableuse est marine.

À La Péranche, elle débute par des sables grossiers, hétérométriques, dépourvus de fines. Le sable est plus fin et mieux classé au sommet (80 % de grains entre 0,1 et 0,8 mm) et admet des passées argileuses décimétriques. La grésification qui affecte ces sables a parfois permis la conservation de figures sédimentaires difficilement observables dans les sondages à la tarière ou sur les rares affleurements. Des rides de courant et des stratifications en auges soulignées par des lits graveleux sont visibles sur les grès de La Péranche et de Touvois (dalles extraites lors de l'aménagement du lotissement de La Grosse Pierre).

La butte du Bousson est presque uniquement constituée de sables. Les silicifications y sont peu développées.

À l'Ouest de Touvois (La Tuée), les sables sont surmontés d'une mince couche (0,5 à 2 m) d'argile sableuse ocre orangé, à structure polyédrique, contenant des fragments de grès décalcifiés, des spongiaires, des silex branchus et des concrétions type « Pierres cornues ». Cette allotérite s'apparente aux « argiles résiduelles à silex ».

Attribution stratigraphique

L'attribution des sables de La Péranche au Santonien-Campanien se fonde sur plusieurs arguments :

– à Touvois, ils reposent sur les marnes du Cénomaniens (sondages de La Thuée et de La Grosse Pierre) et sont surmontés d'une pellicule d'argile résiduelle à silex et « Pierres cornues ». Ces dernières sont des concrétions siliceuses de forme branchue qui sont caractéristiques du sommet du Sénonien vendéen dans la région de Challans-Commequiers (Louail et Viaud, 1979) .

– il s’agit d’une formation sédimentaire marine, comme en attestent les restes silicifiés de rhynchonelles qu’elle renferme (ces coquilles fragmentées ne sont pas identifiables précisément) .

– enfin, ces sables fins ont le faciès des « Sables à spongiaires » de la région de Commequiers (Louail et Viaud, 1979), attribués à un intervalle de temps compris entre le début du Santonien et le Campanien terminal-Maestrichtien (Dordonien) (Louail *et al.*, 1983). Cette formation se termine par un horizon de concentration à « Pierres cornues », type de concrétions qui se retrouvent en abondance au Nord de la commune de Touvois, à l’état résiduel, soit sur les sables sénoniens (La Thuée), soit entre le socle et les premiers dépôts tertiaires.

Rcs. Crétacé supérieur probable, sables fins résiduels sur socle altéré. (0 à 2 m). Cette formation, peu épaisse, est constituée d’une mince pellicule lenticulaire de sables fins à moyens, qui couvre le socle altéré au Nord de Touvois. Sur le versant nord de la butte de Saint-Joseph, il s’agit d’un sable rouille, très fin, à rares graviers de quartz, reposant sur les altérites du socle et présentant des indurations sous forme de rognons à ciment siliceux ou ferrugineux. Ces sables sont parfois recouverts ou mélangés à des argiles à spongiaires silicifiés et « Pierres cornues », et associés spatialement à des dalles de grès ladères et de grès ferrugineux (Saint-Joseph). Il est probable que ces sables fins représentent des résidus de l’ancienne couverture sédimentaire sénonienne dont ils ont le faciès.

Remaniement du Crétacé supérieur dans les formations cénozoïques

Les formations détritiques cénozoïques renferment de nombreux clastes siliceux plus ou moins usés qui sont issus des assises sédimentaires du Crétacé supérieur : « Pierres cornues », spongiaires, silex. Un lot de silex de couleurs (noir, beige, miel) et d’aspects variés (microcristallin, grenu ou grumeleux) prélevés sur les feuilles Palluau, Montaigu et Clisson a fait l’objet d’une étude en lame mince (cf. annexe tabl. 9). Les faciès silicifiés sont d’anciens dépôts carbonatés plus ou moins profonds de type biomicrosparite, quartzarénite bioclastique à spongiaire (sable à spongiaire). Leur contenu paléontologique indique toujours le Crétacé supérieur (dét. C. Bourdillon). Parfois sur le même site, coexistent des faciès d’âges différents (au Violet en Saint-Étienne-de-Mer-Morte, une micrite silicifiée contient une microfaune de l’intervalle Cénomaniens à Santonien basal, tandis qu’une quartzarénite bioclastique à spongiaire est datée du Santonien-Campanien). Au total, les âges représentés appartiennent au Cénomaniens, au Turonien, au Santonien et au Campanien. Ils confirment la grande extension des assises du Santonien et du Campanien qui recouvraient l’ensemble de la région avant leur altération et leur démantèlement au début du Paléogène.

FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

Formations tertiaires et plio-quadernaires

e4. Yprésien, formation fluvio-deltaïque : cailloutis à galets de quartz, silex et fossiles remaniés d'âge Crétacé supérieur, sables (0 à 10 m).

Les sédiments rapportés à l'Yprésien sont situés dans l'angle nord-ouest et au centre-nord de la feuille (Paulx et Corcoué-sur-Logne) et sur sa bordure nord-orientale (Malabrit). Dans le secteur de Paulx, la transition entre ces séries et celles du Néogène de Touvois (pGS) apparaît peu tranchée et la limite proposée pourra donc être jugée arbitraire. Les dépôts yprésiens de Paulx, Corcoué-sur-Logne et de Malabrit marquent la bordure sud-occidentale d'une traînée graveleuse identifiée notamment sur les cartes voisines Montaigu, Clisson et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu. Ils sont portés par une surface inclinée vers le Nord-Ouest, dont l'altitude est d'environ 30 m à l'Ardillais et 10 m à Falleron. Trois types de faciès sont représentés : des cailloutis, des sables et plus rarement des argiles.

Les cailloutis et sables à galets possèdent des caractères typiques qui permettent de les différencier des autres formations graveleuses de la région : (i) abondance de « dragées » de quartz et de galets de silex à patine noire, (ii) présence de fossiles remaniés du Crétacé supérieur, principalement des spongiaires silicifiés du Sénonien, (iii) absence presque totale d'autres éléments lithiques remaniés. 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 ; de plus, ces derniers ont un diamètre un peu plus supérieur (4-5 cm). À La Cité, au Sud-Est de Paulx, une gravière expose la base de la formation. Elle est constituée de sables orangés à lits de galets dessinant des stratifications obliques incurvées. Ces cordons sont essentiellement formés de galets roulés de quartz de taille pluricentimétrique à décimétrique. Les silex noirs, assez peu abondants, sont des spongiaires usés à patine grise à noire. Sur le côté sud de l'excavation, on observe des lits lenticulaires de concrétions branchues, type « Pierres cornues », de taille parfois importante (25 cm), peu ou pas usées. Comme dans les gravières du Val de Morièrre, elles ne semblent pas avoir subi de transport important. On y a également observé un bloc peu usé de « grès ladère ».

En rive droite du Tenu, à La Jacquetterie, les débris de « Pierres cornues » sont nettement plus usés. La fraction sableuse a un grain moyen et est relativement bien classée. Les silex noirs sont d'anciennes biomicrocrites et biomicrosparites totalement silicifiées qui contiennent notamment de nombreux foraminifères benthiques d'âge crétacé supérieur (datation C. Bourdillon cf. annexe tabl. 9). Des silex noirs du même secteur renfermeraient, selon Valensi, une microfaune d'âge jurassique, peut-être bathonienne (*in* Ters, 1961, p. 67). La présence du Jurassique remanié s'accorde avec la découverte inédite, dans les sablières du

Nord de Paulx (sablères Guingamp, La Baubatière), d'une petite ammonite silicifiée et usée qui pourrait être *Staufenia sehdensis* (Hoffman, 1913) de l'Aalénien moyen (dét. Marc Bécaud ; selon F. Amédro qui a aussi examiné le spécimen, il s'agit d'une espèce du Crétacé supérieur). À Montbert (carte Saint-Philbert-de-Grandlieu), c'est une ammonite du Crétacé supérieur qui a été découverte dans les sables yprésiens au côté de fossiles silicifiés du même âge (Ganicheau, 1922).

Éléments de datation

La traînée de cailloutis éocène a été en grande partie découverte à la faveur du levé de la carte voisine Montaigu. Elle ne figure pas sur les éditions du 1/80 000 Nantes qui attribuent l'ensemble des dépôts graveleux au Pliocène. Elle appartient 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 associées aux cailloutis, dont le contenu palynologique a livré dans une cinquantaine de sites une microflore donnant un âge cuisien *et/ou* ilerdien (Yprésien) (Azéma *et al.*, 1978). D'autres arguments complètent cette attribution stratigraphique : (i) la formation est postérieure au Jurassique et au Crétacé supérieur qu'elle remanie, (ii) on la retrouve sous les sédiments marins du Lutétien supérieur (sondages du Lac de Grand-Lieu et du Maupas). Il n'existe pas de datation des cailloutis sur la feuille Palluau, cependant, à un kilomètre environ de la limite nord de la feuille, des argiles sableuses grises ont livré une microflore yprésienne très diversifiée (délai de l'étang d'irrigation de Mauregard, Paulx, dét. Farjanel, in Godard *et al.*, 1984).

Éocène probable : silcrètes et ferricrètes

Silicifications affectant le socle. À l'Ouest de La Bénate, le long de la D263, une petite butte culminant à 51 m, montre, en association avec des quartz éluviaux et des métatuffites claires, des blocs silicifiés beiges, à grain très fin, qui proviennent de la silicification d'isaltérite argileuses du socle sous-jacent.

« **Grès ladères** » (1) en dalles (2) en blocs épars. Ces grès quartzarénitiques blancs à beiges, très durs, sont dispersés à l'intérieur d'un large couloir qui traverse la carte de Palluau du Sud-Ouest au Nord-Est. Dans le secteur de Touvois, ils sont appelés traditionnellement « chiffes ». Ils sont cartographiquement associés au Crétacé : soit ils le surmontent directement (vallée du Ligneron, Touvois, La Péranche, La Chevie), soit ils se trouvent à la périphérie des buttes à reliques sénoniennes (Saint-Joseph, Nord de La Péranche, La Tercerie, Les Dronnières). Seuls les grès ladères de la rive droite de La Logne (Saint-Marie) et surtout ceux de l'angle nord-est de la feuille (L'Entaumière) sont dissociés des affleurements de Crétacé supérieur.

La seule localité où les grès peuvent être observés en place est la butte de La Péranche. En effet, ailleurs, ils se présentent en éléments isolés dont la dimension varie du bloc d'un dcm³ à la dalle de plusieurs m³. La plupart ont été extraits, déplacés et regroupés lors des aménagements agricoles (drainage, remembrement parcellaire), voire paysagers. Ces grès-quartzites acquièrent un aspect lustré caractéristique lorsque les dalles exhumées ont été longuement soumises aux agents météoriques (Chevalier, 1987). Les blocs restés en surface durant les périodes froides du Quaternaire présentent une surface rubéfiée et parfois éolisée. Les relations complexes et variées de ces grès avec les terrains plus anciens (socle hercynien, dépôts du Crétacé supérieur) et plus récents (cailloutis néogènes, formations quaternaires) témoignent de l'intervention de phénomènes relativement récents (néogènes à quaternaires) de sapage, d'érosion et de glissement gravitaire (fig. 6, hors texte). Ceci tient à la dureté, à la rigidité et à la faible altérabilité de ce matériel.

À La Péranche, la grésification *in situ* des sables altérés et décalcifiés du Santonien-Campanien peut être observée dans une ancienne carrière située à 300 m environ à l'Ouest de la ferme (près du point coté 61 m de la carte 1/25 000). Le sable blanc, de grain moyen, est induré par un ciment siliceux clair. La silicification aboutit à la formation de dalles de puissance métrique et d'extension plurimétrique aux contours irréguliers ménageant à leur périphérie, et parfois en leur sein, des reliques sableuses. De grandes dalles encore enchâssées dans les sables sont également visibles près de l'ancienne ferme et sur le versant méridional de la butte où elles servent d'assise aux bâtiments agricoles. Ces dernières, qui se trouvent à 5 m en dessous de l'altitude des précédentes, ne se prolongent pas latéralement vers le cœur de la butte où les sondages ne traversent que du sable. Comme le notait déjà J.-M. Bourdeau (1940), ces grès constituent une sorte de carapace à la butte sableuse de La Péranche. Le site expose en outre, une grande quantité de blocs et dalles gréseuses, soit dégagées par l'érosion, soit déplacées par les travaux agricoles ou l'exploitation des anciennes carrières, qui reflètent la variété des faciès observés à l'échelle de la carte Palluau. On y observe ainsi :

- des figures sédimentaires conservées (granoclassement, stratifications obliques, sédimentations lenticulaires) et des variations granulométriques identiques à celles des sables sénoniens rencontrés en sondage. Ces mêmes faciès montrent de rares sections de bivalves (moules externes) ;
- des empreintes de systèmes radiculaires rhizomateux et de tiges ou racines de végétaux. La présence de ces empreintes végétales fit d'ailleurs assimiler ces faciès aux « grès éocènes à Sabalites » de l'Anjou (1/80 000 Nantes, 1^{ère} éd., 1926 ; Bourdeau, 1940). Dans ces faciès, le litage sédimentaire originel est généralement effacé ;
- des blocs aux formes contournées, à surface mamelonnée, des concrétions en forme de poupées ;

- des dalles irrégulières à perforations centimétriques, d'autres percées de larges trous décimétriques perpendiculaires à la surface de la dalle ;
- des plaquettes irrégulières, d'épaisseur centimétrique, prises dans des argiles polyédriques rouges.

Ces éléments témoignent d'une silicification en masse, probablement d'origine pédogénétique (silcrète), sous un couvert végétal dont le système racinaire est parfois préservé sous forme d'empreintes. La disposition de cette silicification, qui donne davantage une carapace bombée qu'un plateau sommital, suggère qu'elle est intervenue alors que la butte sableuse était déjà dégagée ou était en cours d'élaboration. En effet, les sondages ne révèlent aucune induration au cœur de la butte.

Les autres dalles et blocs gréseux de la carte Palluau ont des faciès similaires à ceux de La Péranche. Les grès fins ou moyens sont les plus fréquents. Les faciès à graviers ou petits galets de quartz sont plus rares. Des empreintes de racines sont conservées dans les blocs des chaos de L'épiardière (Touvois). Il n'a pas été fait d'étude micrographique de ces grès. Selon M. Chevalier (1987), la grésification est due à un nourrissage des grains de quartz par un ciment d'opale à pigment de leucoxènes. Ce ciment se dispose parfois en auréoles soulignées par une pigmentation dense d'oxydes de fer, polyphasage pouvant être lié au battement de la nappe phréatique à l'époque de la silicification. Les espaces interstitiels sont comblés par des oxydes de titane (leucoxènes) mêlés à un puzzle de microquartz, dessinant des figures d'illuviation. Ces dernières donnent parfois des faciès mouchetés de jaune (L'épiardière au Sud-Est de Touvois).

En dépit de leur volume parfois considérable, les gros blocs et dalles de « grès ladères » sont rarement en place : certains ont été déplacés verticalement par érosion de leur encaissant meuble, certains ont été déplacés latéralement, parfois sur plusieurs centaines de mètres, par des phénomènes de solifluxion d'âge probablement récent.

Dans le lotissement de La Grosse Pierre à Touvois, comme à la Forêt Quéry dans la vallée du Ligneron, les dalles de grès, dont certaines ont un volume de plusieurs m³, sont recouvertes, voire même « noyées », dans les cailloutis plio-quadernaires. Ces derniers remplissent les cavités et irrégularités que ces dalles comportent sur leur face supérieure et leur tranche. Il est évident que les grès fins et dépourvus de matrice argileuse ne proviennent pas de la silicification des cailloutis à dragées de quartz et matrice argilo-sableuse rouge qui les englobent. Les sondages réalisés sur ces deux sites ont permis de constater que les grès reposent sur le sommet des sables meubles du Crétacé supérieur. À Touvois, les travaux de terrassement du lotissement de La Grosse Pierre ont montré que le cailloutis à dalles de grès s'enrichit à sa base en concrétions de type « Pierres cornues » et en sables fins à bivalves silicifiés (Sénonien). Ces

dalles gréseuses, qui à l'origine étaient prises dans les sables crétacés, ont donc été dégagées et probablement affouillées par l'érosion, avant d'être « noyées » dans les dépôts graveleux plio-quadernaires.

Enfin, de nombreuses dalles gréseuses reposent directement sur le socle hercynien. Lorsqu'elles se situent à la périphérie des buttes-témoins crétacés, leur présence peut s'expliquer par l'érosion des sables meubles sous-jacents, voire par celle des altérites du socle. Cependant, la présence de grandes dalles surmontant le socle à 10 ou 15 m en dessous de l'altitude du toit du socle conservé sous les sables crétacés implique l'intervention de phénomènes de glissement gravitaire (Nord de la butte de La Péranche et Est de La Tercerie ; fig. 6, hors texte). Les coulées de solifluxion qui ont entraîné ces dalles sont parfois visibles, comme au Sud de La Tercerie, sur le versant occidental de La Logne (voir description plus loin). Cependant, dans de nombreux cas, elles ont été érodées et seules subsistent les dalles de grès. Ces glissements gravitaires sont également illustrés par le gisement des « grès ladères » à empreintes de racines de L'épiardière, sur le versant nord du Falleron. Une série de sondages a montré que ces quartzarénites fines reposent sur 5 à 7 m de cailloutis plio-quadernaires, à une centaine de mètres de distance en aval du plus proche affleurement des sables cénomaniens dont elles proviennent.

Âge des silicifications

Sur la carte Palluau, la grésification semble affecter uniquement des sables du Crétacé supérieur, sables cénomaniens dans la vallée du Ligneron et à l'Ouest de Touvois, sables sénoniens (ou altérites sableuses du Sénonien) probables au Nord et de l'Est de Touvois (La Péranche). La silicification ne semble pas affecter des dépôts yprésiens de Paulx, alors que ces sédiments sont fréquemment grésifiés sur les cartes voisines Montaigu et Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.

Les « grès ladères » appartiennent à un ensemble de silcrètes connues régionalement en Vendée et Loire-Atlantique (Bourdeau et Guilcher, 1938 ; Bourdeau, 1938, 1942 ; Ters, 1961 ; Chevalier, 1987), dans les Mauges, en Anjou et en Touraine. Ces silicifications sont classiquement attribuées à l'éocène, époque qui connaît plusieurs périodes favorables. À Montbert (carte Saint-Philbert-de-Grand-Lieu), les grès ont livré des empreintes de feuilles de *Nerium*, *Podocarpus* et de fruits de *Stellaria* et *Callistris* (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 depuis les travaux de L. Crié (1878), mais la tendance est désormais de les attribuer plus spécifiquement au Cuisien (Vaudois-Miéja et Mornand, 1986).

Grès à ciment ferrugineux. Ces grès sont beaucoup moins communs que les grès quartzitiques, mais leur sont associés cartographiquement. On les rencontre sous forme de blocs ou de petites dalles autour des buttes témoins

sénoniennes de Saint-Joseph et La Chévrerie (Touvois). La fraction sableuse est à grain fin à moyen, parfois grossier et a le même aspect que celle des sables sénoniens silicifiés. Le ciment est constitué d'oxy-hydroxydes de fer de couleur rouge à brune. La genèse de ces grès ferrugineux est probablement contemporaine du développement des silcrètes qu'ils accompagnent.

p1M. Pliocène inférieur, Zancléen (Redonien), marnes sableuses fossilifères, sables coquilliers (faluns) (0 à 15 m). La présence, dans l'emprise de la carte, de dépôts fossilifères néogènes est établie depuis le XIX^e siècle. Les travaux de M. Ters puis de J.-M. Viaud, ont permis la découverte de nouveaux gisements, révélés, pour la plupart, par le creusement de puits et de mares. Cependant, c'est grâce aux sondages qu'il est aujourd'hui possible de se faire une idée plus précise du mode de gisement et de l'âge de ces dépôts marins désignés comme « Redonien » par M. Ters (1961). Une première série de sondages destructifs et géophysiques a permis de préciser la morphologie et la stratigraphie des petits bassins de la région de Corcoué-sur-Logne (Chevalier *et al.*, 1989). Une seconde campagne effectuée dans le cadre du levé de la carte Palluau (2005 et 2006) montre que les dépôts néogènes colmatent un réseau de paléo-rias préférentiellement orientées SW-NE (fig. 7, hors texte).

En dehors des gisements relativement étendus et épais de la région de Palluau-Légé, des puissances notables de Pliocène fossilifère sont connues aussi à Falleron (15 m), Corcoué-sur-Logne (15 m), Saint-Christophe-de-Lignerion et à La Vielle Roche, au Nord de Saint-étienne-du-Bois (12 m, Viaud et Rabiller, à paraître). De plus, des dépôts fossilifères souvent très exigus et peu épais sont conservés le long des vallées du Nord et du Nord-Ouest de la feuille : Le Carteron (Froidfond), Le Marchantier (La Garnache), La Crollerie (La Marne).

Ces dépôts néogènes, généralement, reposent sur le socle hercynien ; cependant, dans deux localités, ils sont superposés au Crétacé supérieur et dans un cas, ils remanient à leur base des calcaires paléogènes :

– au Sud de Saint-Christophe-de-Lignerion, à La Joséphine, un sondage (SCL14) a traversé entre 4,9 et 11,2 m de profondeur, des marnes fossilifères à foraminifères datés du Pliocène inférieur (dét. C. Bourdillon). Ce Pliocène repose sur des marnes à microfaune du Crétacé (id.) par l'intermédiaire d'un niveau discontinu de calcaire bioclastique ;

– dans la forêt de Touvois, la superposition des faluns néogènes aux calcaires du Crétacé a été décrite à plusieurs reprises (*in* Bureau, 1900) et nous l'avons nous-même observée. La surface du calcaire est perforée, démantelée en gros blocs également taraudés, avec remplissage des perforations par le sable bioclastique qui constitue le falun sus-jacent. Ce dernier est riche en grosses térébratules (*Terebratula ampulla*), *Hinnites*, huîtres et contient quelques ossements de *Metaxyterium*. Les graviers roulés de quartz sont abondants ;

– de petits bancs et des blocs de calcaires ont été découverts à la base du Pliocène de La Gautrie (Corcoué-sur-Logne) par M. Chevalier (1987). Il les considère comme éocènes en raison de leur faciès (dolomicrite à bioclastes et glauconie) qui évoque le calcaire lutétien de Challans. Ces calcaires présentent des perforations à remplissage pour partie pliocène.

Les sédiments fossilifères pliocènes présentent une grande variété de faciès : marnes bleues à gastéropodes, marnes bleues à gastéropodes et huîtres, faluns marno-sableux et sables coquilliers.

Les marnes bleues ont été recoupées sur une quinzaine de mètres d'épaisseur à l'Est du Rondais (SEB9) où elles sont couronnées par un paléosol lui-même surmonté de 10 m de sables azoïques (pGS). Au contact du socle altéré, sur environ 1 m d'épaisseur, ces marnes contiennent une fraction détritique abondante, composée d'arénites et graviers de quartz, de fragments de schistes et de phtanite et de rares grains de glauconie. On y rencontre aussi quelques silex noirs à cachet sénonien et des galets de calcaires sombres, très recristallisés, partiellement silicifiés, issus de séries marines littorales ou margino-littorales (leur contenu paléontologique ne permet d'attribution stratigraphique). Les grains de quartz sont de type émoussé-luisant à rond-luisant. Les plus gros présentent de nombreuses traces de chocs. La macrofaune est constituée de débris de bivalves, échinidés et bryozoaires. Les foraminifères benthiques sont abondants et diversifiés, certains paraissant presque en place. Les marnes qui succèdent à ce niveau basal conservent un détritisme important. La macrofaune est alors dominée par les gastéropodes, en individus entiers peu usés, les balanes et de nombreux débris usés de bivalves à éclat nacré noir (ostréidés, pectinidés, cardium). Les foraminifères benthiques sont abondants et bien conservés, accompagnés de rares formes planctoniques. Dans les autres sondages, ces marnes contiennent une macrofaune et une microfaune (foraminifères benthiques) abondantes à bioclastes usés et roulés. À Saint-étienne-du-Bois (SEB16), des lumachelles d'huîtres d'épaisseur décimétriques s'y intercalent.

Les faciès faluniens sont constitués de sables calcaires ou marneux de teinte crème ou beige, beaucoup plus riches en bioclastes que les marnes bleues auxquelles ils succèdent dans plusieurs sondages. Ces bioclastes sont des débris usés et parfois bien triés de bivalves, gastéropodes, bryozoaires et foraminifères. Les coquilles entières sont cependant relativement communes et bien conservées (lamellibranches, gastéropodes). À La Petite Guerbillière, le sédiment bioclastique est très grossier, riche en grands lamellibranches (Hinnites) et en lithoclastes et bioclastes encroûtés de bryozoaires. Les sables calcaires de Falleron sont riches en pectinidés, ostracodes et grands foraminifères Polymorphinidae. On y rencontre aussi de petits galets très usés contenant une microfaune anté-miocène (Margerel, 1968). Des restes de vertébrés ont été découverts dans plusieurs gisements : dents de sélaciens, côtes de lamantin, vertèbres de poisson...

Enfin, on rencontre des sables quartzeux, tantôt grossiers et marneux, riches en graviers de quartz et en débris coquilliers usés (Le Vivier, GL14), tantôt très fins, micacés, blancs, à coquilles bien conservées (Sud de Legé).

À Corcoué-sur-Logne (Chevalier, 1987 ; Chevalier *et al.*, 1989a), les dépôts pliocènes débutent par une formation lenticulaire peu épaisse de sables coquilliers (formation de La Gautrie, 0 à 3 m), à laquelle succèdent des argiles fossilifères gris bleuté, dont l'épaisseur atteint 15 m (formation de La Morlière). Quelques mètres de sables rouges azoïques recouvrent l'ensemble (formation de La Migrierie, 7 m).

Au sommet de la carrière du Logis-de-la-Cantinière, une formation de sables graveleux rouges repose, à 40 m d'altitude environ, sur le granite altéré. Les fractures du granite ont piégé des grès ferrugineux décalcifiés (ancienne calcarénite quartzeuse) montrant des sections de coquilles et des débris de calcaires à bryozoaires. Ce matériel résiduel renferme des foraminifères usés appartenant au Néogène, plus précisément à l'intervalle Miocène supérieur-Pliocène (*Pararotalia serrata* (TEN DAM & REINHOLD) et *Ammonia beccarii* (LINNÉ), dét. C. Bourdillon, Eradata).

Biostratigraphie

Les gisements néogènes de la carte Palluau appartiennent à un ensemble de sites fossilifères connus de longue date en Loire-Atlantique et Vendée, qui ont fait l'objet de nombreuses citations et descriptions (*e.g.*, Athénas, 1813 ; Cavoleau, 1818 ; Cuvier, 1825 ; Cressac et Manès, 1830 ; Vasseur, 1881 ; Dollfus, 1907). Sur le territoire de la feuille Palluau, seuls trois de ces gisements étaient signalés (Palluau, forêt de Touvois et La Gautrie au Nord-Est de Corcoué-sur-Logne) avant le levé de la seconde édition des cartes 1/80 000 Nantes et Palluau ; en effet, lors de ce levé une dizaine de nouveaux gisements, rapportés à l'Helvétien et au Redonien, a été reconnu (Buge *et al.*, 1958 ; Ters, 1961 ; Ters *et al.*, 1970). Les riches récoltes de macro- et microfaunes effectuées à cette occasion (*id.*) firent l'objet d'études paléontologiques pluridisciplinaires qui ne purent conclure sur l'âge précis des gisements redoniens (Miocène terminal au vu de la faune de gastéropodes, Pliocène d'après les foraminifères, les bryozoaires et les bivalves).

Plus récemment, l'étude des gisements très fossilifères de Corcoué-sur-Logne aboutit à placer la formation marine coquillière dans le Pliocène, plus précisément au Reuvérien (environ -3 Ma) d'après les pollens (Chevalier *et al.*, 1989b). Deux gisements de la carte Palluau ont été rattachés au Miocène. Le Champ Cocu (site mal localisé, probablement proche du lieu-dit Fleur des Champs, dans l'angle sud-ouest de la feuille), d'abord attribué à l'Helvétien (Buge *et al.*, 1958), a été placé dans le Redonien par Margerel (1968) car sa microfaune est identique à celles des gisements de Palluau. Les faluns de La

Guerbillère (Nord-Ouest de la forêt de Touvois) rapportés à l'Helvétien depuis Vasseur (1881) figurent comme Miocène sur la seconde édition du 1/80 000. Cette attribution doit être abandonnée. En effet, la microfaune récoltée dans les sondages réalisés en forêt de Touvois donne des âges plus récents, Miocène supérieur à Pliocène et plus précisément Pliocène inférieur aux Tannières (sondage STOUV8).

Nota : pour ces inventaires paléontologiques et leurs interprétations, on renvoie à J.-P. Margerel (1968), M. Ters *et al.* (1970) et surtout au volume de Géologie de la France consacré au Tertiaire du Massif armoricain (1989).

La microfaune des sondages effectués dans le cadre du lever de cette carte, ou plus anciens, a été étudiée par C. Bourdillon (Eradata) (cf annexe tabl. 8 et 8bis). Les foraminifères benthiques prédominent, généralement à l'état de thanatocénose (formes roulées et triées granulométriquement), quelques individus étant toutefois considérés comme en place ou peu déplacés. Les foraminifères planctoniques sont rares et restreints aux faciès de marnes bleues. Les associations permettent de dater le Pliocène, plus précisément le Pliocène inférieur, c'est-à-dire le Zancéen (entre -5,3 et -3,6 Ma). Des associations de ce type ont été reconnues, notamment, à la base des marnes bleues du Rondais (SEB9) et de Saint-Christophe-du-Ligneron (SCL14), ainsi que dans les faluns coquilliers surmontant les calcaires crétacés de la forêt de Touvois (STOUV8). Cet âge est un peu plus ancien que celui proposé pour les dépôts de Corcoué-sur-Logne (Chevalier *et al.*, 1989b).

Dans le cadre du levé de la carte, au Nord du hameau la Rivière, un puits récemment creusé a permis d'échantillonner un niveau très fossilifère situé immédiatement sous les alluvions récentes. Ce niveau correspond à un sable gris à grains de glauconie plus ou moins altérés, paillettes de muscovite assez communes et rares lithoclastes de micaschistes. La biophase est variée et comprend des algues (diatomées) et des foraminifères benthiques, représentés par un ensemble de « thanatocénose » (formes très roulées, tri granulométrique) et un ensemble considéré comme en place ou sub-en place et dominé par les genres *Ammonia*, *Pseudotepidus*, *Pararotalia* et par des bolivines :

Ammonia beccarii (LINNÉ)

Ammonia cf. punctatogranosa (SEGUENZA)

Pseudoeponides pseudotepidus pseudotepidus (VAN VOORTHUYSEN)

Pararotalia serrata (TEN DAM & REINHOLD) (morphotype très épineux, très évolués et de grande taille)

Cassidulina laevigata d'ORBIGNY

Cassidulina subglobosa BRADY

Trifarina bradyi CUSHMAN

Trifarina angulosa (WILLIAMSON)

Bolivina spathulata (WILLIAMSON)

Bolivina laffitei MARGEREL

Bolivina pseudoplicata HERON-ALLEN & EARLAND
Elphidium crispum (LINNÉ)
Elphidium pseudolessonii TEN DAM & REINHOLD
Buccella nuda MARGEREL
Cibicides ungerianus (d'ORBIGNY)
Neoconorbina orbicularis (TERQUEM)
Lobatula lobatula (WALKER & JACOB)
Rosalina globularis d'ORBIGNY
Hoeglundina elegans (d'ORBIGNY)

Quelques rares débris usés correspondent aux espèces suivantes :

Quinqueloculina sp.
Pseudopolymorphina variata (PARKER, JONES & BRADY)
Polymorphina spp.
Discorbitura cushmani MARGEREL
Fissurina spp.
Glabratella sidebottomi MARGEREL
Hanzawaia sp.

Les métazoaires sont représentés par d'abondants débris très usés de bryozoaires, de gastéropodes et de bivalves dont des ostréidés et pectinidés. Des petits gastéropodes à haute spire ornée ont été observés, ainsi que des turritelés (fréquents), des fragments de tube d'annélide polychète (communs), des carapaces d'ostracodes (rares), des radioles, des plaques et soies d'échinidés. Les espèces observées (détermination C. Bourdillon, Eradata) sont caractéristiques du Pliocène inférieur (Zancléen). Le milieu de dépôt est de type marin infralittoral.

pGS. Plio-Quaternaire probable, cailloutis et sables azoïques (marins ?). Cet ensemble gravelo-sableux correspond, *pro parte*, au Pliocène qui couvre de grandes surfaces sur la seconde édition des cartes à 1/80 000 Nantes (p) et Palluau (p^b). Il se caractérise par des cailloutis quartzeux à matrice sableuse ou sablo-limoneuse, des sables grossiers et des faciès argileux à gros galets de quartz. La formation est surtout représentée dans la vallée du Ligneron, où son extension septentrionale est limitée par une faille et entre Grand'Landes et le Val de Morière. Elle affleure aussi dans la paléoria du Rondais et probablement dans le complexe pliocène de Corcoué-sur-Logne. La puissance de la formation est très variable. Elle atteint parfois une dizaine de mètres au Nord-Est de Touvois, mais se limite plus généralement à 5-7 m dans les sablières de la rive gauche du Ligneron. Souvent, les cailloutis sont conservés uniquement dans des paléodépressions peu épaisses et peu étendues du socle (Nord et l'Ouest de la forêt de Grand'Landes, pourtour de la forêt de Touvois et du Val de Morière). Ces témoins sont souvent mis au jour par le creusement de trous d'eau ou de petites gravières ; les micaschistes altérés apparaissent souvent au fond de ces excavations ou sur leur bordure.

Le faciès commun, graveleux ou sablo-graveleux, est celui des sablières du Sud de la vallée du Ligneron (La Cautuère) et des environs de Touvois (Le Vigneau, L'Echalou, La Chevrerie). La faction grossière se compose principalement de graviers et galets de quartz, généralement bien roulés. Les galets de roches métamorphiques (schistes, micaschistes, gneiss) et granitiques (granites, aplites, pegmatites) sont peu abondants (5 %) et généralement altérés, friables. La matrice est un sable grossier, mal classé, riche en feldspath et mica blanc. Elle renferme une faible proportion d'argiles (dont 90 % de kaolinite et 10 % d'illite dans les sablières de La Cautuère). Lorsque les sables dominent, la sédimentation montre communément des stratifications obliques, souvent en auges, soulignées par des lits graveleux. Les figures sédimentaires sont plus rares dans les lentilles graveleuses.

Les cailloutis alternent avec des sables crème, moyens à grossiers, peu argileux, qui présentent parfois un faciès « gros sel » (Le Rondais, SEB9). Ces sables sont riches en grains de feldspath et parfois en muscovite.

Les sables rouges de Corcoué-sur-Logne (formation de La Mignerie de Chevalier, 1987) sont bien classés, de granulométrie moyenne et peu argileux (3 à 17 %). Les grains de quartz émoussés-luisants sont majoritaires (60 à 80 %) associés à des grains cariés probablement hérités ; quelques grains de glauconie et de feldspath les accompagnent. Un sondage à la tarière réalisé près du Magasin, a recoupé 4 m de sables fins, légèrement micacés, de couleur gris-vert.

À l'Ouest de Saint-Étienne-du-Bois, la formation admet des intercalations d'argiles claires, grises à bleues, renfermant de gros galets roulés de quartz, généralement épars dans l'argile. Ce type de faciès atteint 5 à 6 m de puissance dans les sondages du Rondais où il est situé tantôt sous les sables graveleux (SEB8), tantôt au-dessus de ceux-ci (SEB7). Ces galets se retrouvent directement sur le socle, à l'état résiduel (dépourvus de matrice argilo-sableuse), de part et d'autre de la paléoria du Rondais (Le Rondais, Le Vivier, La Salle) où leur taille atteint localement 25 cm.

Le contenu détritique est relativement constant sur l'ensemble de la carte. Des variations s'observent à la base de la formation, au contact des assises - parfois résiduelles - qui en constituent le substratum.

Sur le socle hercynien, la formation débute par un niveau d'épaisseur pluridécimétrique à gros quartz filoniens, peu ou pas roulés, pris dans une bouillie argileuse blanche issue des altérites sous-jacentes. Dans les sablières de La Cautuère (Sud du Ligneron), de La Chevrerie et de La Revarderie (Touvois), le toit du substratum micaschisteux est très irrégulier, avec des variations d'altitude de plusieurs mètres.

Entre la forêt de Touvois et le Val de Morière, l'horizon résiduel à « Pierres cornues » subsistant au toit du socle est remanié dans les cailloutis. L'ancienne gravière de La Revarderie, au Nord-Ouest du Val de Morière, est creusée dans 2 à 3 m de cailloutis reposant sur les micaschistes. Aux galets de quartz s'ajoutent alors 10 à 20 % de « pierres cornues » et (1 %) de quelques silex noirs. Les éléments quartzeux et les concrétions crétacées présentent des degrés d'usure très variables, certains galets anguleux et des « pierres cornues » de formes branchues ayant été manifestement peu déplacés. Sur le socle, subsiste un mince placage (0 à 0,5 m) de sable laminé qui pourrait représenter le Sénonien. La petite quantité de silex noirs contenus dans les graves de ce secteur, provient, probablement, d'un remaniement des cailloutis yprésiens dont les silex noirs constituent un élément caractéristique (voire un critère diagnostic).

Les sondages réalisés dans la région de Palluau (fig. 7, hors texte) montrent que les sables et cailloutis reposent fréquemment sur le Pliocène fossilifère par l'intermédiaire d'un paléosol constitué :

- d'un horizon supérieur (0,2 à 0,5 m) d'argiles graveleuses brunes à gris-beige, à petits nodules ferro-manganiques. Ce niveau renferme souvent des fragments anguleux et très frais de micaschistes. Au Rondais, ce paléosol est situé sous 10,7 m de sables et à environ 41 m d'altitude (SEB9) ;
- d'un horizon inférieur, plus épais (1 à 2 m) et homogène, d'argiles plastiques et compactes, bleues, à petits nodules de manganèse (0,8 à 2 m), passant à leur base aux sédiments calcaireux.

Ce paléosol n'a pas été observé la forêt de Touvois et dans les gravières du Sud de la vallée du Lignerou où le passage de la formation coquillière aux graves azoïques est relativement rapide, mais progressif. On suppose qu'il a disparu par érosion.

Élément de datation

Les cailloutis et sables azoïques reposent sur les formations fossilifères pliocènes dans de nombreux sondages de la région de Palluau, dans la forêt de Touvois et dans le secteur de Saint-Christophe-de-Lignerou (sablères de La Rouairie et sondage SCL14 de La Joséphine). De la même façon, à l'Est de Corcoué-sur-Logne, les sables rouges azoïques de la formation de La Mignerie reposent sur les argiles marines coquillières de la formation de La Morière. Ils sont surmontés par un niveau d'argiles gris-bleuté, la formation du Cerclais, qui a livré une palynoflore du Reuvérien final (Farjanel, *in* Chevalier *et al.*, 1989b). Par conséquent, la formation gravelo-sableuse serait d'âge Pliocène supérieur à Quaternaire.

Des âges divers ont été proposés pour ces cailloutis qui n'ont pas toujours été considérés comme contemporains. Ainsi les galets du Rondais ont été rapportés

au Cénomanién (Ters, 1959), puis au Redonien (Ters *et al.*, 1970). De même, les formations détritiques situées au Sud de la vallée du Ligneron et exploitées dans les sablières Des Chênes (carte Challans) sont attribuées au Cénomanién par J. Louail (1981) parce qu'elles ne contiennent pas de clastes remaniés du Crétacé, ni de grenat et qu'elles sont localement surmontées d'une dalle de poudingue à ciment siliceux (carrière de La Godinière, carte Challans). Cette argumentation n'est pas retenue sur la feuille 1/50 000 qui place, à raison, les cailloutis Des Chênes dans le Pliocène (Ters et Viaud, 1983).

Formations superficielles

A.B. Formation des plateaux : limons beiges pauvres en cailloutis, parfois lœssiques (CE notation ponctuelle), mêlés à leur base à des argiles d'altération (0,5 à 2 m). La formation des plateaux, le « limon des plateaux » des anciennes cartes géologiques, est bien représentée sur le territoire de la feuille Palluau. Elle occupe les portions préservées de surfaces d'érosion anciennes, y formant une pellicule dont l'épaisseur atteint rarement le mètre, mais qui est néanmoins suffisante pour masquer le substratum. Différents agents (cryoturbation, bioturbation, agriculture) ont contribué à mélanger cet horizon avec les formations meubles sous-jacentes, ce qui entraîne de nombreuses variations de la texture et du contenu lithique. Ainsi la formation des plateaux regroupe-t-elle des termes réellement limoneux, associés à diverses formations antérieures trop résiduelles pour être représentées, ainsi qu'à des altérites, généralement peu épaisses, du socle.

La formation des plateaux est d'une couleur générale beige clair qui tranche avec la teinte blanche, ocre ou rouge des altérites du socle sous-jacent et avec la rubéfaction affectant les dépôts détritiques du Crétacé et du Cénozoïque. Elle est constituée d'un mélange, en proportions très variables, de limon, d'argile, de sable, de cailloux et de blocs de quartz. La fraction limoneuse, constituée d'une fine poudre de quartz, 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 un dépôt éolien, ce qui paraît vraisemblable. Les faciès à cachet nettement lœssique ont cependant extension limitée : ils forment des lunules à la bordure des replats ou colmatent des dépressions des plateaux. Ils sont bien représentés sur le plateau de Saint-Jean, à l'Ouest de Corcoué-sur-Logne.

L'analyse de deux limons provenant de la feuille Palluau montre une prédominance de grains de sable de type non usés à surface picotée, donc peu transportés (Ters, 1961). La phase argileuse provient du remaniement d'altérites du socle.

Sur le socle, la formation renferme des grains de quartz non usés et d'infimes paillettes de mica blanc que l'on peut voir miroiter au soleil. Les uns et les autres résultent de l'altération des roches sous-jacentes et sont particulièrement abondants là où la formation recouvre directement des arènes de granite ou de gneiss. Les cailloux et les blocs de quartz, pas ou peu usés, proviennent, pour l'essentiel, des filonets de quartz blanc laiteux qui lardent ces roches. Sur les interfluves étroits du Sud-Ouest de Corcoué-sur-Logne, ces éléments quartzeux ont été concentrés par éluvionnement, entraînant une forte pierrosité de surface (les fractions plus fines ayant été soustraites par ruissellement). En profondeur, la transition avec le socle micaschisteux s'effectue par l'intermédiaire d'une altérite argileuse, blanc et jaune, riche en micas et en fragments quartzeux anguleux. Cet horizon a une épaisseur inframétrique.

Sur les dépôts détritiques crétacés et cénozoïques, la formation des plateaux se charge - selon la lithologie du substratum - en sables EL, graviers roulés, blocs rubéfiés de grès éocènes et, au Nord-Ouest de la feuille, en silex noirs. La surface de ces clastes est souvent matifiée, ce qui indique qu'ils ont été soumis à l'éolisation. Dans la moitié occidentale de la feuille, on retrouve ces éléments même quand la formation des plateaux repose directement sur le socle. Ils représentent alors les témoins relictuels et souvent mélangés des dépôts sableux et graveleux qui reposaient sur la surface d'érosion. Les placages de limons sableux compris entre Falleron et Saint-Étienne-de-Mer-Morte jouxtent ainsi les témoins sableux résiduels du Crétacé, mais renferment en outre une petite proportion de graviers roulés issus des cailloutis cénozoïques. À l'Est de La Petite Boulogne, la présence de galets roulés et de sables EL dans les limons, témoigne de l'extension des cailloutis plio-quadernaires vers le Nord-Est.

La formation des plateaux est attribuée au Quaternaire. La fraction limoneuse résulte pour partie de dépôts éoliens dont le plus récent daterait des périodes froides du Würm (Ters, 1961). On la retrouve d'ailleurs piégée dans les fentes de cryoturbation.

Fy. Alluvions anciennes : grave limoneuse, limon, galets polygéniques (hautes terrasses de La Logne et de La Boulogne (qq. m). Une ancienne terrasse perchée est conservée entre 25 et 31 m d'altitude de part et d'autre de La Logne, en aval du Pas Châtaignier. Elle est constituée d'une grave à matrice brun clair sablo-limoneuse. Les galets, assez petits (< 3 cm) et au degré d'usure très variable, se composent de quartz filonien, d'éléments silicifiés et de granitoïdes peu altérés.

Les versants de La Boulogne présentent aussi des témoins plus ou moins résiduels d'une ancienne terrasse dont l'altitude est comprise entre 25 et 30 m. à La Coutellerie, les galets, dont la taille atteint 10 cm, se composent de quartz filonien, d'amphibolite, de gneiss et de phanite. Ils sont contenus dans une

matrice brune limono-sableuse micacée. Vers l'aval, on retrouve entre L'Herberie et Le Magasin, à la même altitude, un placage de cailloutis essentiellement constitué de galets de quartz. Cette formation repose sur les sables rouges marins de La Migrierie qu'elle remanie (elle est notamment riche en grains émoussés-luisants).

Fz. Alluvions récentes : limons, limons argileux, limons caillouteux et blocs (qqs. m). Les alluvions qui colmatent les vallées à fond plat n'ont généralement pas une grande extension latérale, ni une grande épaisseur. Les cours d'eau coulent en effet directement sur le substratum, qu'il soit paléozoïque (socle) ou méso-cénozoïque (couverture). Les berges exposent 1 à 2 m de limon brun, plus ou moins sableux et argileux, surmontant parfois un niveau graveleux à gros quartz filoniens (Falleron).

Les alluvions modernes de La Petite Boulogne ont été traversées en sondage à La Naulière où leur épaisseur est de 3,4 m (SEB17). Elles se composent d'argiles grises, parfois riches en matière organique, à passées de sable fin micacé, de teinte gris clair. Elles reposent sur un lit de 0,4 m d'argile noire à gros galets de quartz et de grès ladères.

CF. Colluvions et alluvions de fonds de vallons : limons, limons caillouteux, limons sableux et graveleux, altérites remaniées et blocs (qqs. m). Les têtes de vallons, situées en bordure des plateaux, constituent des dépressions mal drainées, 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 remaniées, de limons empruntés aux plateaux, de sables et de divers éléments lithiques du socle. Dans les secteurs dont le drainage naturel est insuffisant, notamment au toit du socle, les éléments les plus grossiers sont souvent agglomérés par une matrice noirâtre d'hydroxydes de fer et de manganèse et forment ainsi des dalles très dures d'épaisseur pluridécimétrique, les « renards » (arrachées lors des travaux de drainage, ces dalles ont été souvent amassées en bordure des champs). 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.

SC. Solifluxion partiellement reprise par colluvionnement, argiles caillouteuses jaunes et blanches (qqs. m). Les versants peu pentus du Tenu et dans une moindre mesure, ceux du Falleron et de La Logne, sont partiellement nappés d'une couche d'argiles à blocs reposant directement sur le socle micaschisteux et plus localement sur le Néogène. Son épaisseur, très variable, peut atteindre 4 m. Cette formation est généralement dépourvue d'organisation. Elle est constituée de blocs majoritairement quartzeux,

anguleux ou très peu usés, non classés, englobés dans une matrice argileuse jaune et blanche. Cette dernière, essentiellement issue du remaniement des altérites du socle, peut contenir une fraction sableuse et des graviers roulés lorsque les coulées se situent en contrebas d’affleurements de sédiments sableux ou graveleux. Le contact avec le substratum micaschisteux, à la fois rapide et confus, s’effectue par l’intermédiaire d’une argile, blanche ou vert pâle marbrée de jaune, à débris anguleux d’exsudats quartzeux et de micaschistes. Ces coulées se sont mises en place par solifluxion, même si des reprises par colluvionnement sont possibles, notamment sur les versants pentus. Elles ont entraîné, parfois sur plusieurs centaines de mètres, des dalles, de toutes tailles, de « grès ladères ». Au Sud de La Tercerie, une coulée de solifluxion, épaisse d’environ deux mètres, observée dans un petit vallon incisant le versant de La Logne, incorpore ainsi des éléments gréseux au sein d’une argile sableuse à blocs quartzeux hétérométriques (5 à 20 cm). Les plus grandes dalles gréseuses, longues de plusieurs mètres, sont couchées parallèlement au toit du socle micaschisteux qui porte la coulée. Ces dalles ont parcouru au moins 500 m depuis leur emplacement d’origine, situé en amont de la faille de La Tercerie (fig. 6, hors texte). Dans la plupart des cas, la matrice fine a été partiellement évacuée par ruissellement et seuls les gros blocs de grès émergeant du sol, témoignent de ces anciens glissements en masse (versants nord-ouest et nord de la butte de La Péranche). À L’épiardière (Touvois), le chaos de « grès ladères » repose directement sur le Pliocène.

Au Sud de la feuille, à l’amont de la vallée du Ligneron, les concrétions crétacées forment parfois des niveaux d’accumulation lenticulaires au sein des graviers plio-quaternaires (SCL12), évoquant des biefs à silex.

Ces coulées de solifluxion se sont produites au cours des périodes froides du Quaternaire, notamment au Würm (Ters, 1961). L’alternance saisonnière du gel et du dégel a donné aux argiles une texture fluide qui a entraîné des glissements en masse sur les versants, même peu pentus (la pente est souvent inférieure à 2 %). En effet, la mince couche d’altérites argileuses qui surmonte les micaschistes a favorisé leur développement. L’ampleur du phénomène est corroborée par l’extension cartographique de ces formations et par l’importance des déplacements subis notamment par les « grès ladères », qui atteint communément plusieurs centaines de mètres.

C. Colluvions : limons, limons argileux ou sableux, sables et blocs (qq. m). Les colluvions sont abondantes en tête des vallons et sur les versants des cours d’eau principaux. Elles proviennent du remaniement gravitaire, par ruissellement et solifluxion, des formations meubles telles les altérites, les sables et graviers du Mésozoïque et du Cénozoïque et les formations limoneuses des plateaux. Leur lithologie reflète cette diversité. Leur mise en place s’est faite, principalement, au cours des périodes froides du Quaternaire, notamment durant le Würm, mais elle se poursuit actuellement.

X. Dépôts anthropiques. Le principal site est situé au Sud de la Forêt de Grand'Landes et un site de moindre importance se situe à l'Ouest de La Bénate.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Unité de Chantonay

Cette unité n'est que très peu présente dans l'emprise de la carte et elle se limite à La formation du Bourgneuf et sa variation latérale en « faciès du Pin ». D'après les données des cartes voisines, cette formation d'une monotonie remarquable et d'âge cambrien présumé, correspond à une sédimentation terrigène turbiditique proximale, alimentant un bassin relativement subsident ($500 < p < 1\ 000$ m) (Bouton, 1990). De plus, l'abondance de clastes volcaniques acides et basiques souligne la concomitance d'une intense activité volcanique et volcanoclastique. Enfin, les manifestations hypovolcaniques associées à la formation du Bourgneuf présentent un caractère de tholéïtes continentales et confirmeraient ainsi une extension intracontinentale fini-cambrienne (Thiéblemont, 1987).

Par la suite, les ignimbrites de la Châtaigneraie, datées de l'Ordovicien inférieur, qui couronnent la formation du Bourgneuf, soulignent, de par leur caractère pyroclastique, une tendance à l'émersion. Cependant, une nouvelle transgression marine est rapidement initiée et elle conduit à l'instauration d'une plate-forme siliciclastique épicontinentale (formation du quartzite de La Châtaigneraie). Cette tendance se confirme du Silurien inférieur au Dévonien avec le dépôt de siltites micacées, de grès sombres, de phanites et de quelques intercalations carbonatées (groupe de Réaumur) illustrant de plus, une certaine accélération de la subsidence. La séquence s'achève avec des épanchements basaltiques (basaltes de La Meilleraie) qui s'apparentent à un magmatisme de type arrière-arc (Thiéblemont, 1988).

Complexe HP des Essarts

Les serpentinites, éclogites, amphibolites et métaplagiogranites du Complexe des Essarts ont de nombreux caractères chimiques comparables à ceux des roches de la lithosphère océanique (différenciation tholéïtite des protolithes, caractère de N-MORB des oligo-éléments et des terres rares : cf. § description). Les reliques préservées dans quelques cristaux de grenat indiquent que la roche pré-éclogitique était un gabbro amphibolitisé et saussuritisé. Cette amphibolitisation précoce du protolithe gabbroïque peut être expliquée par l'hydrothermalisme océanique, qui semble par ailleurs attesté par l'extrême dispersion des rapports isotopiques de l'oxygène. Les conditions du métamorphisme éclogitique ($P > 14$ kbar ; $650 < T < 750^{\circ}\text{C}$) sont caractéristiques d'une zone de subduction et correspondent à un

enfouissement à plus de 50 km de profondeur. Après une importante phase de déformation ductile, les élogites ont enregistré une évolution rétrograde vers la surface, qui s'est traduite par une amphibolitisation partielle de ces roches.

Quant aux gneiss encaissant les élogites, leur évolution métamorphique se caractérise par deux cycles P-T distincts 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 intra-continentale et pourrait être pré-hercynien ;

– le second cycle, de haute pression (faciès élogite), est commun aux gneiss et aux élogites. L'essentiel des structures de déformation (foliations et linéations minérales) observées dans les gneiss sont à rapporter à ce cycle. Elles sont sub-parallèles à celles observées dans les élogites et amphibolites voisines. Ce cycle semble devoir être rapporté à la tectonique éo-hercynienne de convergence de plaques, qui aurait entraîné la subduction partielle et l'exhumation de fragments d'une croûte océanique (élogites) et d'une vieille croûte continentale (gneiss encaissants).

L'ensemble du Complexe métamorphique HP des Essarts pourrait donc être interprété comme un mélange tectonique éo-hercynien d'une croûte océanique partiellement subductée (élogites et roches associées) et d'une vieille croûte continentale à l'histoire complexe (orthogneiss et paragneiss) (*e.g.*, Godard, 1981).

Les élogites 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 ont subi 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 celui des oligo-éléments et des éléments majeurs (Godard, 1988, 2001), présente les caractéristiques de roches gabbroïques à différenciation tholéiitique. Plusieurs termes de cette lignée tholéiitique ont été caractérisés :

– certaines élogites magnésiennes vert clair à disthène et gros cristaux de grenat centimétriques roses (paragenèse à omphacite + pyrope + disthène + magnésio-hornblende + zoïsite + rutile + phengite) ont la composition de cumulats à plagioclase [An₆₂] + 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'hypothèse

d'une origine cumulative. Cette variété est surtout représentée sur les feuilles voisines (gisements de Saint-Denis-la-Chevasse et de La Compointrie en Saint-Philbert-de-Grand-Lieu), mais elle est aussi présente sur quelques points de la carte Palluau (La Morlière : 307.00 - 2225.05, 306.20 - 2224.55 ; La Sauvinière : 308.90 - 2223.05) ;

– 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 ± 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, 2001). Elles sont visibles en quelques points de la carte (La Pâquetière : 306.50 - 2225.00 ; La Grande Héraudière : 308.45 - 2224.15) et pourraient représenter 2 à 3 % du volume des éclogites de Vendée.

Les ortholeptynites rubanées ont une composition de plagiogranite, ce qui se traduit par l'absence de feldspath potassique. Elles pourraient représenter le terme ultime de la différenciation tholéiitique qui a, par ailleurs, produit le protolithe des éclogites. Cependant, elles ne présentent pas de trace évidente du métamorphisme de haute pression. La paragenèse principale, à oligoclase et sans jadéite, implique des pressions inférieures à environ 20 kbar, qui peuvent être néanmoins compatibles avec celles subies par les éclogites. Enfin, il est vraisemblable que la fusion partielle ait gommé les traces d'un métamorphisme éclogitique.

Unité de Saint-Martin-des-Noyers

L'étude des diverses paragenèses, 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 environ 7 kbar et 470 à 550 °C. D'après leurs caractères pétrographiques, les amphibolites de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, dont l'âge demeure inconnu, dériveraient principalement de roches volcaniques (basaltes) et hypovolcaniques (dolérites). Leur géochimie (Thiéblemont *et al.*, 1987) montre qu'elles présentent des caractères très comparables à ceux des séries d'arc actuelles. L'Unité de Saint-Martin-des-Noyers correspond donc très probablement à un paléo-arc insulaire dont l'intégration dans un schéma global d'évolution varisque du Domaine sud-armoricain demeure cependant problématique.

Groupe de Nieul-le-Dolent

Le groupe de Nieul-le-Dolent est considéré comme l'autochtone relatif des unités allochtones constituées par les porphyroïdes et micaschistes de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine et les micaschistes de la klippe de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix. Sur la carte Palluau, cet autochtone relatif constitue l'encaissant des granoïdes du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et est constitué, pour l'essentiel, de micaschistes et gneiss micacés et accessoirement de métaphtanites. D'après les données de la carte voisine Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) et des cartes de Luçon (Béchenec *et al.*, in prep.) et des Sables-d'Olonne (Goujou *et al.*, 1994) où l'intensité du métamorphisme qui l'affecte est de moindre intensité, ce groupe correspond à une série terrigène, grès et grès feldspathiques, associés à des schistes gréseux et à des schistes. Il montre une nette tendance évolutive avec une granulométrie de plus en plus fine (schistes devenant prépondérants) et un matériel de plus en plus évolué, essentiellement quartzeux, associé à des phtanites. Enfin, à son toit, ce groupe se caractérise par une intense activité volcanique et volcanoclastique essentiellement acide (formation de La Chapelle-Hermier).

Aucune des séries métasédimentaires du groupe de Nieul-le-Dolent n'a été datée sur les cartes de Palluau et du Poiré-sur-Vie. Néanmoins, sur la carte des Sables-d'Olonnes (Goujou *et al.*, 1994), des grès et des schistes noirs rapportés à ce groupe ont été datés de l'Ordovicien respectivement par *Cruziana furcifera* et par une riche faune d'acritarches (Deflandre et Ters, 1966). De même, sur la carte Luçon (Béchenec *et al.*, in prep.), un moule interne limoniteux de *Nucula* sp. a permis d'attribuer à l'Ordovicien (Brillanceau, 1962 ; Brillanceau et Mathieu 1965) une série de micaschistes gris-sombre, rapportée au groupe de Nieul-le-Dolent.

Cet âge stratigraphique est confirmé par les datations géochronologiques obtenues sur les métarhyolites associées à ce groupe (formation de La Chapelle-Hermier, cartes Le Poiré-sur-Vie et Luçon) toutes d'âge ordovicien inférieur (Béchenec *et al.*, 2008 ; Béchenec *et al.*, in prep.).

Ainsi, le groupe de Nieul-le-Dolent présente-t-il une organisation, tant lithologique que stratigraphique, comparable à celle notée dans les séries de la base de l'Unité de Chantonay.

Porphyroïdes de la formation de La Sauzaie

Les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie sont, sur la carte Palluau, en contact par faille avec les formations métasédimentaires du groupe de Nieul-le-Dolent. Cependant, plus au Sud, sur la carte voisine Le Poiré-sur-Vie, ces mêmes porphyroïdes chevauchent, à l'Ouest d'Aizenay, soit les métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier, soit les micaschistes et gneiss du groupe de Nieul-le-Dolent (Béchenec *et al.*, 2008). De même, dans la partie

occidentale de la carte Palluau, ces porphyroïdes présentent une évolution latérale identique à celle reconnue plus au Sud (le Poiré-sur-Vie), à savoir un passage progressif, latéral et vertical, vers les termes sédimentaires/volcano-sédimentaires de la formation de Saint-Gilles (micaschistes et gneiss micacés). Tous les termes de passage semblent exister entre gneiss porphyroclastiques peu micacés et des micaschistes riches en exsudats quartzeux et pauvres en porphyroclastes. Cette formation correspond à un ensemble volcano-sédimentaire composé d'ignimbrites, de niveaux tufacés plus ou moins fins et de faciès à gros clastes feldspathiques. Aucune passée rhyolitique n'a été observée sur la carte Palluau. Les porphyroclastes feldspathiques présentent très souvent des textures pegmatitiques et micropertitiques et voisinent dans certains faciès avec des lithoclastes de microgranite porphyrique, suggérant que ces clastes proviennent du démantèlement de dômes acides. Les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie ont été datés sur la carte Le Poiré-sur-Vie à 477 ± 7 Ma et 481 ± 14 Ma (Béchennec *et al.*, 2008).

De même, les analyses chimiques réalisées sur les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie sur les feuilles voisines Le Poiré-sur-Vie et Saint-Gilles-Croix-de-Vie (Béchennec *et al.*, 2008) montrent que ces roches ont :

- une composition acide à très acide ;
- des teneurs faibles en CaO ;
- des teneurs variables en Na₂O et K₂O avec une prédominance toujours très nette de K sur Na ;
- un indice d'aluminosité élevé qui les définit comme étant fortement peralumineuses.

L'ensemble de ces caractères induisent à considérer les porphyroïdes comme d'anciennes rhyolites peralumineuses fortement à très fortement potassiques.

Enfin, l'étude de leurs spectres de terres rares et les données expérimentales conduisent à envisager, à l'Ordovicien inférieur, un événement magmatique qui résulterait de la remobilisation de séries métapélitiques pauvres en calcium, un type de séries qui constitue la majorité des terrains infra-ordoviens du Massif armoricain.

Formation de Saint-Gilles

La formation de Saint-Gilles représente une évolution des porphyroïdes de la formation de La Sauzaie (Maillet, 1984 ; Chalet, 1985 ; Colchen et Rolin, 2001) et correspond à une série à dominante sédimentaire possédant aussi, néanmoins, un héritage volcanique ou volcanoclastique sous la forme de petits clastes feldspathiques disséminés dans les lits quartzeux. Cette différenciation correspond vraisemblablement à une évolution latérale (éloignement

progressif des centres d'émission) mais aussi verticale (diminution progressive de la fraction volcanique incorporée dans le sédiment). La filiation entre les faciès de ces deux formations suggère donc aussi, pour la formation de Saint-Gilles, un âge ordovicien inférieur.

Orthogneiss de l'Angle

Les orthogneiss de la bordure nord-ouest de l'Unité de Saint-Gilles sont d'anciens granites qui ont généralement subi la déformation et le métamorphisme régional hercynien. Ils s'étendent bien au-delà des limites de la feuille, puisqu'ils forment une masse plus ou moins continue, étirée entre le Pays de Retz et la région de Mervent.

Bien que traditionnellement tous ces orthogneiss soient considérés comme étant d'âge ordovicien inférieur, il n'existe pas de datation du méta granite de l'Angle. Il est certain que ce granite est postérieur aux sédiments de la formation de Saint-Gilles qu'il recoupe. Par ailleurs (carte La Roche-sur-Yon), le méta granite de l'Angle est, semble-t-il, intrusif aussi dans les micaschistes-paragneiss du groupe de Nieul-le-Dolent (Unité de La Roche-sur-Yon) comme l'atteste les apophyses orthogneissiques étirés dans les micaschistes et les enclaves paragneissiques allongées au sein de l'orthogneiss. Ce statut d'intrusif tant dans une unité supérieure allochtone que dans une unité inférieure parautochtone, conduit à envisager pour ce méta granite un âge nettement plus récent, carbonifère, comparable à celui des granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. Sa structuration serait, en ce cas, principalement due à sa position en bordure du décro-chevauchement des Essarts. Si ce n'est pas le cas, il faudrait envisager l'existence de plusieurs orthogneiss, occupant, curieusement, une position structurale similaire.

Unité du Bois-de-Céné – Groix

L'Unité du Bois-de-Céné – Groix est constituée de métapélites au sein desquelles ont été boudinés et dilacérés des metabasites dérivant de basaltes et des lambeaux d'ultrabasites serpentinisées. M. Ters (*in* Ters et Viaud, 1983) évoque aussi la présence de « tufs prasinitiques » mésocrates, d'origine « volcano-sédimentaire et tuffacée » ; cependant, il est plus probable qu'il s'agisse là d'un mélange tectonique entre micaschistes et metabasites, se formant lorsque celles-ci sont fortement dilacérées au sein de ceux-là. Les roches, métamorphisées dans les conditions du faciès schistes-bleus à épidote, sont typiques d'un environnement océanique, voir même d'un prisme d'accrétion où ont pu s'accumuler métasédiments océaniques, metabasites et écailles de serpentine. À cet égard, les quartzites à manganèse, bien que tout à fait négligeables en volume, sont assez typiques d'un tel environnement.

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen est constitué d'un assemblage de granites variés tant sur le plan pétrographique que sur le plan géochimique. Certaines observations de terrain et 5 datations radiométriques par la méthode U-Th-Pb sur monazites montrent que ces différents types de granites ont une mise place subsynchrone, leur âge variant entre 328 ± 5 et 335 ± 5 Ma, c'est-à-dire autour de la limite (325 Ma) entre le Viséen supérieur et le Namurien. Certains de ces granites varisques renferment des enclaves magmatiques, métamorphisées (orthogneiss, amphibolo-pyroxénites) ou non. Un faisceau de filons de microgranite porphyrique à faciès de rhyolite, d'âge probablement finivarisque (Stéphanien ?) recoupe le Complexe granitique et son encaissant, constitué de roches métamorphiques du groupe de Nieul-le-Dolent.

Une étude géochimique antérieure (Stussi, 1975-76) avait montré des différences notables entre deux entités granitiques : granites à biotite d'une part, granites et leucogranites hétérogènes et/ou à deux micas ou à muscovite plus parfois tourmaline, d'autre part.

En ce qui concerne les éléments majeurs, ces différences se traduisent par des champs distincts dans les diagrammes multicationiques B-P (fig. 4a), Q-P (fig. 4b) et A-B (fig. 5). Ces champs sont cependant adjacents, ce qui suggère une certaine continuité de composition entre les deux entités, les granites à biotite représentant les termes les moins différenciés du Complexe. La présence de sillimanite - sous forme de fibrolite surtout - était considérée comme liée à des microcisaillements pour l'essentiel. Les analyses de quelques éléments traces avaient en outre révélé que les granites à biotite sont riches en Ba (1 146 à plus de 2 000 ppm) et Sr (642-1 487 ppm) tandis que les autres sont nettement déprimés en ces éléments : Ba = 123-656 ppm, Sr = 79-384 ppm.

Dans le cadre de la réalisation de la carte géologique Palluau, 11 nouvelles analyses chimiques ont été réalisées tant pour les éléments majeurs (tabl. 1-2 en annexe) que les traces (tabl. 3 en annexe). Dix analyses antérieures (*in* Stussi, 1975-76) ont, en outre, été prises en compte, concernant les éléments majeurs de divers granites du massif de Legé. Une synthèse de toutes ces données et de celles relatives à la carte Le Poiré-sur-Vie (*in* Bechennec *et al.*, 2008) a permis de mieux cerner les caractères géochimiques des différents types de granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, en s'appuyant sur des diagrammes concernant d'une part des paramètres multicationiques, et/ou, d'autre part, les éléments traces les plus discriminants.

Les granites du Bas-Bocage vendéen se rattachent à deux types d'association magmatique :

- une association calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline, mésocrate ;
- une association aluminopotassique, subleucocrate à leucocrate.

Ces deux types d'association sont issus de la fusion partielle de protolites nettement différents, de sorte que l'apparente continuité géochimique entre les deux entités granitiques, mise en évidence précédemment, ne peut pas être génétique. Enfin, d'après une analyse réalisée dans le cadre de la carte Le Poiré-sur-Vie, le microgranite porphyrique filonien, à faciès de rhyolite, représente un terme très différencié, semblant davantage s'apparenter à un magmatisme subalkalin qu'aluminopotassique, légèrement modifié par l'altération hydrothermale et/ou supergène.

Association calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline, mésocrate

Monzogranite porphyroïde à biotite, hydrothermalisé, du Logis-de-la-Cantinière ($\rho\gamma^3H$). L'analyse chimique de l'échantillon PL6D02 (tabl. 1-3 en annexe) montre que ce faciès cataclaté et hydrothermalisé a une composition proche de celle du monzogranite porphyroïde du massif circonscrit d'Aizenay (*in* Bechennec *et al.*, 2008), à l'exception des différences liées à une forte altération hydrothermale : perte au feu relativement élevée (1,50 %), chute de CaO et augmentation de Na₂O et de l'aluminosité, comme cela a été montré supra dans la description du caisson $\rho\gamma^3H$. Malgré cette altération, PL6D02 se trouve dans le champ des monzogranites à biotite de la feuille Le Poiré-sur-Vie non seulement dans les diagrammes B-P et Q-P (fig. 4a-b), mais encore dans le diagramme A-B (fig. 5), ainsi que dans les diagrammes binaires concernant Ba, Th, Zr, ΣTR , Rb et Sr (fig. 8a-f). Par son fractionnement des terres rares avec $La_N = 419$ et $(La/Yb)_N = 57,7$ il s'apparente également aux monzogranites subalkalins (fig. 4a). En outre, ce faciès se distingue par de légères anomalies en métaux de « départ acide » avec Sn = 8,5 ppm et W = 12 ppm. La teneur en U est de 10 ppm.

En conclusion, la cataclase et l'altération hydrothermale n'oblitérent que très partiellement la géochimie de ce faciès particulier, qui appartient à l'association calco-alkaline magnésio-potassique et se rattache génétiquement et spatialement au massif de monzogranite porphyroïde d'Aizenay, qui se trouve un peu plus au Sud, sur le territoire de la carte Le Poiré-sur-Vie.

Monzogranites à biotite du massif de Legé ($\rho\gamma^3L$ et γ^3L). Abstraction faite du cas particulier de PL3C28, dans les diagrammes de classification des roches plutoniques B-P et Q-P (fig. 4 a-b), les compositions se situent dans un champ plus large que pour les monzogranites subalkalins à biotite de la carte Le Poiré-sur-Vie, tous faciès confondus. Ce champ s'étale entre les deux pôles extrêmes suivants :

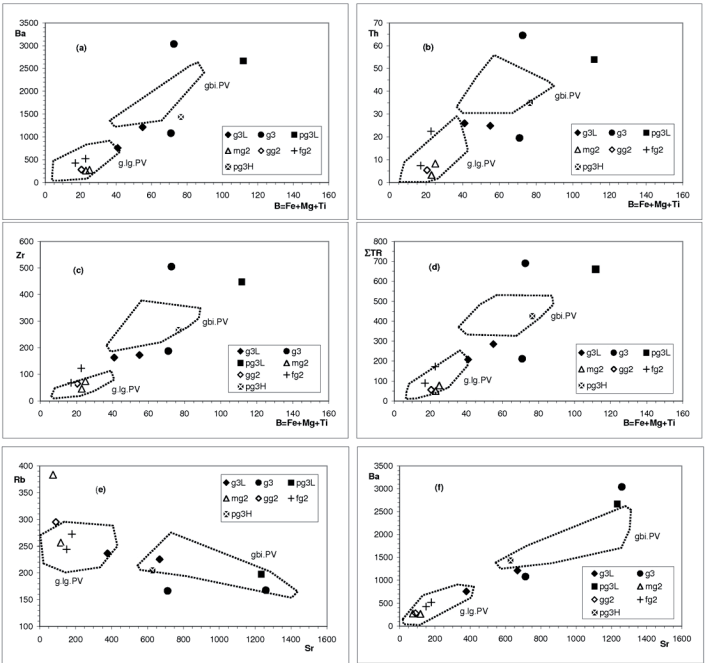


Fig. 8 - Diagrammes Ba-B, Th-B, Zr-B, TR-B, Ba-Sr et Rb-Sr pour les granites de la carte Pallau

– un pôle relativement peu siliceux ($\text{SiO}_2 = 64,5\text{-}65,5 \%$) et riche en biotite plus autres minéraux colorés avec un indice de coloration de l'ordre de 20 % ou $B = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}) = 111\text{-}112$, représenté par les échantillons CAV602 et PL7B33, à texture porphyroïde ;

– un pôle nettement plus siliceux ($\text{SiO}_2 = 70,5 \%$) et pauvre en biotite plus autres minéraux colorés avec un indice de coloration de l'ordre de 7,5 % ou $B = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}) = 42$, représenté par l'échantillon CAV604 à grain fin-moyen.

Par comparaison, dans le cas de la feuille Le Poiré-sur-Vie les monzogranites les plus riches en biotite correspondent au faciès porphyroïde du massif d'Aizenay avec $B = 65\text{-}85$, correspondant à un indice de coloration de 12 à 15 %, mais ce faciès contient une enclave de monzodiorite quartzifère, riche en biotite, dont l'indice de coloration est de 24,5 % pour $B = 136$.

En conclusion, les analyses d'éléments majeurs permettent de conclure que le massif monzogranitique de Legé :

– appartient à la même association magmatique que les monzogranites à biotite du massif d'Aizenay et des autres entités de la carte Le Poiré-sur-Vie ;

– présente une évolution magmatique interne, relativement importante, allant d'un pôle peu siliceux ($\text{SiO}_2 = 64,5\text{-}65,5 \%$) et riche en biotite plus autres minéraux colorés, avec un indice de coloration de l'ordre de 20 %, à un pôle nettement plus siliceux ($\text{SiO}_2 = 70,5 \%$) et pauvre en biotite plus autres minéraux colorés avec un indice de coloration de l'ordre de 7,5 %.

Les teneurs élevées en certains éléments traces (tabl. 3 en annexe) confortent l'appartenance à l'association calco-alkaline magnésio-potassique. En effet, le pôle le plus mafique, PL7B33, a des teneurs particulièrement élevées en Ba (2 665 ppm), Th (54 ppm), Zr (447 ppm) et ΣTR (660 ppm), de sorte que dans les diagrammes binaires mettant en jeu ces éléments en fonction de l'indice de différenciation $B = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti})$ (fig. 8a, b, c et d, respectivement) le point représentatif se situe très au « nord-est », loin du champ des monzogranites à biotite de la carte Le Poiré-sur-Vie. Avec une teneur en Sr de 1 234 ppm, PL7B33 se situe dans la partie la plus orientale de ce champ dans les diagrammes Rb-Sr et Ba-Sr (fig. 8 e-f). Avec $\Sigma\text{TR} = 660$ ppm et $\text{La}_N = 695$ et $(\text{La}/\text{Yb})_N = 105$, c'est l'échantillon le plus enrichi en terres rares et celui qui présente le fractionnement le plus important entre terres rares légères et terres rares lourdes (fig. 9a). L'échantillon PL7A25, qui est proche du pôle le plus évolué, a des teneurs nettement plus basses en Ba (1 213 ppm), Th (25 ppm), Zr (173 ppm), ΣTR (285 ppm) et Sr (669 ppm), ce qui le situe près de la limite « sud-ouest » du champ des monzogranites à biotite de la carte Le Poiré-sur-Vie (fig. 9 e-f).

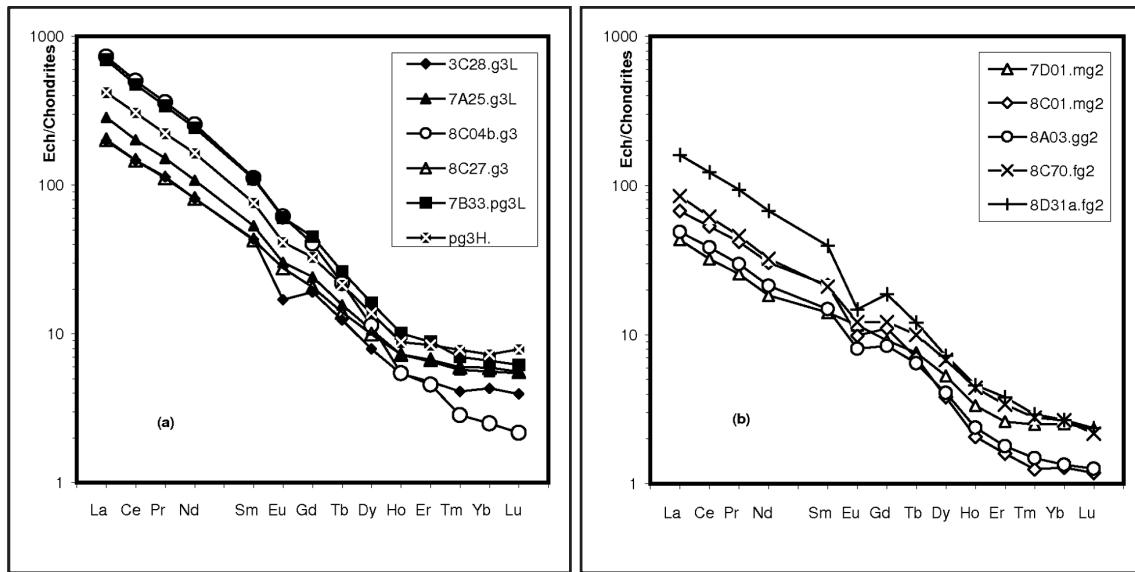


Fig. 9 - Spectres de terres rares pour des monzogranites à biotite (a) et des granites à 2 micas (b) de la carte Pallau. Normalisation aux chondrites selon Evensen *et al.*, (1978)

L'échantillon PL3C28, qui représente un faciès subleucocrate et à muscovite primaire, est plus siliceux ($\text{SiO}_2 = 71,43\%$), plus leucocrate ($B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 41$ soit $B\% = 7,5\%$), plus potassique et moins calco-sodique ($\text{K}_2\text{O} = 5,36\%$; $\text{CaO} = 0,87\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,06\%$) que PL7A25. Il s'apparente, par sa composition en éléments majeurs, aux termes les plus différenciés et les plus potassiques des monzogranites γ^3 de la feuille Le Poiré-sur-Vie, qui contiennent de la muscovite accessoire. Par sa pauvreté en éléments traces tels que Ba (756 ppm), Sr (377 ppm), Th (26 ppm), Zr (163 ppm) et ΣTR (207 ppm avec $\text{La}_N=128$ et $(\text{La}/\text{Yb})_N = 46,1$), (fig. 9a), il est cependant plus proche des granites alumino-potassiques que des monzogranites subalcalins (fig. 8). À ce titre, PL3C28 pourrait représenter le pôle le moins différencié des granites alumino-potassiques de la carte Palluau. Cet échantillon provient d'un affleurement isolé, de sorte que ses relations avec le monzogranite à biotite seule du massif de Legé ne sont pas visibles sur le terrain, mais sa paragenèse minérale est analogue à celle du « passage subleucocrate, aux contours lobés, de la carrière de La Logne » (cf. supra, description des terrains), ce qui suggère que le faciès clair, à biotite plus muscovite primaire, pourrait provenir d'un magma alumino-potassique injecté à l'état visqueux dans les monzogranites à biotite seule du massif de Legé.

Monzogranite à grain fin-moyen, à biotite (γ^3), spatialement associé aux granites alumino-potassiques de la partie septentrionale du massif du Poiré-sur-Vie. Les deux échantillons analysés (PL8C04b et PL8C27) (tabl. 1-3 en annexe) se trouvent dans le champ des monzogranites à biotite de la feuille Le Poiré-sur-Vie, aussi bien dans les diagrammes de classification B-P et Q-P (fig. 4a-b) que dans le diagramme A-B (fig. 5). Cependant, comme cela est déjà décrit en détail plus haut (cf. description du caisson γ^3), ces deux échantillons se distinguent l'un de l'autre par des teneurs contrastées non seulement en SiO_2 , K_2O et Na_2O , mais encore en Ba, Th, Zr, ΣTR et Sr (fig. 8a-f). Les terres rares présentent un comportement similaire à ceux des autres monzogranites à biotite (fig. 9a).

En conclusion, les monzogranites à biotite de type γ^3 s'apparentent bien à l'association calco-alcaline magnésio-potassique mais présentent une hétérogénéité interne particulière qui s'ajoute à l'hétérogénéité générale du massif granitique du Poiré-sur-Vie.

Le cas particulier du microgranite porphyrique à faciès de rhyolite ($\mu\gamma$) (en filons tardifs). Sur le territoire de la carte Le Poiré-sur-Vie, ce microgranite a fait l'objet de 2 analyses chimiques, l'une ancienne (*in* Stussi, 1975-76) ne concernant que les éléments majeurs, l'autre nouvelle (*in* Bechennec *et al.*, 2008). D'après ces analyses, ce « micro-leucogranite » semble d'avantage s'apparenter à un magmatisme subalcalin qu'alumino-potassique, le caractère subalcalin étant légèrement modifié par une altération hydrothermale se traduisant par :

- une séricitisation du plagioclase, une chloritisation partielle de la biotite et l'apparition locale de mica blanc fibroradié, sur le plan pétrographique ;
- une perte au feu relativement élevée (1,42 %) et une augmentation de l'aluminosité ($A = 46$; $A/CNK = 1,24$) et du caractère potassique ($K/(Ca + Na) = 1,1$ et $P = + 9,6$), sur le plan géochimique.

Association alumino-potassique, subleucocrate à leucocrate

Granites à deux micas, à grain moyen ($m\gamma^2$ et γh *pro parte*) **ou grossier** ($g\gamma^2$). Ces types de granites ont fait l'objet de trois analyses chimiques (PL8C01, PL7D01 et PL8A03, (tabl. 1-2-3 en annexe) qui montrent une composition très siliceuse ($SiO_2 = 72,9-74,2$ %), leucocrate ($B\% = 3,5-4,4$ %) et peralumineuse ($A = 54,9-55,6$; $A/CNK = 1,23-1,24$). Aussi bien dans les diagrammes de classification B-P et Q-P (fig. 4a-b) que dans le diagramme A-B (fig. 5), les trois points représentatifs sont très proches les uns des autres et se trouvent dans le champ des granites alumino-potassiques de la carte Le Poiré-sur-Vie. Il en est de même dans les diagrammes Ba-B, Th-B, Zr-B et $\Sigma TR-B$ (fig. 8 a-d) ainsi que dans le diagramme Ba-Sr (fig. 8f). En revanche, les 3 points sont nettement distincts dans le diagramme Rb-Sr (fig. 8e) en raison de teneurs contrastées en Rb : 257 ppm dans PL7D01 (γh), 295 ppm dans PL8A03 ($g\gamma^2$) et 383 ppm dans PL8C01 ($m\gamma^2$). Par ailleurs, ces trois échantillons montrent de légères anomalies positives en Sn : 17 à 20 ppm, mais ont des teneurs modérées en U : 5 à 7 ppm. Les spectres de terres rares présentent des fractionnements analogues, notamment pour PL7D01 et PL8A03 (fig. 9b).

Granite à deux micas, à grain fin ($f\gamma^2$). Ce faciès a fait l'objet de deux analyses chimiques (PL8C70 PL8D31a, (tabl. 1-2-3 en annexe) qui montrent une composition aussi siliceuse ($SiO_2 = 73,3$) et leucocrate ($B\% = 3,2-4,1$ %) que pour les types précédents ($m\gamma^2$, γh *pro parte* et $g\gamma^2$) mais encore un peu plus alumineuse ($A = 56-70$; $A/CNK = 1,24-1,30$) et surtout nettement moins calco-sodique avec $(Ca + Na)/K = 0,94-1,01$ contre 1,29-1,34 et, corrélativement, plus potassique avec $K_2O = 5,19-5,43$ % contre 4,58-4,68 %, ce qui reflète une teneur modale nettement plus élevée en feldspath potassique et plus basse en feldspath calco-sodique ou plagioclase. Corrélativement à leur caractère nettement plus potassique, les deux échantillons du faciès $f\gamma^2$ se trouvent plus à droite dans les deux diagrammes de classification mettant en jeu le paramètre $P = K/(Na + Ca)$: les diagrammes B-P et Q-P (fig. 4a-b) dans lesquels ils se situent même en dehors du champ des granites alumino-potassiques de la carte Le Poiré-sur-Vie. En conclusion, le leucogranite à grain fin de type $f\gamma^2$ représente une venue magmatique particulière, plus potassique, probablement intrusive - d'après la forme circonscrite du massif de La Marlaie - dans les granites environnants de types $m\gamma^2$ et $g\gamma^2$.

Dans chacun des six diagrammes concernant les éléments traces Ba, Th, Zr, Σ TR, Rb et Sr (fig. 8a-f), les deux échantillons du faciès \hat{r}^2 se trouvent dans le champ des granites aluminopotassiques de la carte Le Poiré-sur-Vie ou à proximité immédiate. Cependant, PL8D31a, qui provient d'une enclave dans le filon de microgranite porphyrique de La Remaudière, est nettement plus riche en Th (22 contre 7 ppm), Zr (123 contre 68 ppm) et Σ TR (173 contre 90 ppm), que PL8C70, qui provient d'un petit massif situé à l'Ouest des Lucs-sur-Boulogne. Les teneurs en Sn sont de 9 et 13 ppm, celles en U de 10 et 4 ppm, respectivement. Par ailleurs, il est intéressant de noter que PL8D31a présente un spectre de terres rares comparable à celui de PL3C28 (fig. 9a-b), qui représente un magma particulier, probablement intrusif à l'état visqueux dans les monzogranites du massif de Legé (cf. supra). Bien que ces deux échantillons se distinguent par leurs index de différenciation (B ou Sr) et par leurs teneurs en Ba, Th, Zr et Rb (fig. 8a-f), la convergence des spectres de terres rares suggère une possible relation génétique entre ces deux types de granites, soit, par fractionnement de biotite, plagioclase, orthose et minéraux accessoires porteurs de Th, Zr et terres rares, à partir d'un magma parental de même type, soit par fusion partielle d'un même protolite.

Leucogranites divers, non différenciés (${}^L\gamma$). Parmi les leucogranites divers cartographiés sous la notation ${}^L\gamma$ seuls 4 échantillons, provenant de filons recoupant le massif monzogranitique de Legé ont fait l'objet d'analyses géochimiques, anciennes et ne concernant que les éléments majeurs (CAV607, 600, 605 et 606) (tabl. 1-2 en annexe). Ces analyses montrent, d'une part, une composition très siliceuse ($\text{SiO}_2 = 72,3-75,0\%$), hololeucocrate ($\text{B}\% = 1,5-2,5\%$) et peralumineuse ($A = 49-54$; $A/\text{CNK} = 1,21-1,23$) pour les 4 échantillons, et permettent, d'autre part, de subdiviser les leucogranites du massif de Legé en deux familles selon la valeur du rapport $(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K}$ qui est de 1,44-1,48 pour la famille calco-sodique ou plagioclasique et de 0,94-1,01 pour la famille potassique ou K-felspathique. Ces deux familles se distinguent nettement dans les deux diagrammes de classification mettant en jeu le paramètre $P = \text{K}/(\text{Na} + \text{Ca})$: dans les diagrammes B-P et Q-P (fig. 4a-b) les 2 échantillons calco-sodiques se trouvent dans le champ des granites aluminopotassiques de la carte Le Poiré-sur-Vie, tandis que les 2 échantillons potassiques se situent à « l'Est » de ce champ, à proximité des 2 échantillons de type \hat{r}^2 .

En conclusion, à l'hétérogénéité d'ensemble du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen s'ajoute une hétérogénéité particulière concernant les leucogranites tardifs qui se subdivisent en deux familles, au moins.

Le Sillon houiller vendéen

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

Elle se développe en un chapelet de petits bassins qui se succèdent depuis le lac de Grand-Lieu au Nord-Ouest jusqu'à la région de Saint-Laur au Sud-Est, où ils deviennent nettement plus continus et conséquents. Ils jalonnent ainsi une discontinuité majeure, la Faille de Chantonnay. L'instabilité tectonique est maximale au Carbonifère comme en témoigne la puissance des sédiments (2 000 m) dans la région de Vouvant (Bouton et Branger, 2007) au Sud-Est de ce sillon. De plus, la sédimentation, essentiellement continentale avec un caractère immature prononcé, remanie uniquement des éléments provenant des unités bordières (Les Essarts et Chantonnay).

Les formations sédimentaires mésozoïques

Paléoenvironnements

La sédimentation des argiles sableuses noires riches en végétaux, du Cénomaniens-Turonien, s'effectue dans des marais littoraux ou des lagunes bordant la mer cénomaniens. Le continent proche fournit des apports détritiques réguliers provenant de l'érosion d'altérites peu évoluées du socle hercynien. Les niveaux carbonatés qui succèdent aux argiles noires - qui peuvent aussi en constituer l'équivalent latéral - traduisent l'instauration de conditions marines en domaine margino-littoral. Les débris organiques marins usés, fragmentés, parfois décalcifiés, se déposent dans un environnement peu profond soumis à l'influence continentale (persistance des apports de débris végétaux et des lithoclastes issus du socle). À La Thuée (Touvois), la série carbonatée débute par un mince niveau discontinu de bioquartzarénite, riche en débris coquilliers très roulés, de texture packstone, dont le microfaciès atteste d'un épisode de recristallisation en domaine supralittoral ou aérien.

Les sables santoniens représentent très probablement le faciès d'altération d'une formation sableuse initialement carbonatée, d'origine marine, sans doute comparable à un tufeau sableux. Sa décalcification a dû intervenir dès l'émersion de la région à la fin du Crétacé. Comme dans la région de Soullans, elle apparaît nettement transgressive sur le Cénomaniens-Turonien, qui a pu subir une phase d'érosion préalablement au dépôt de ces sables. De part et d'autre de la paléodépression de Touvois, le Sénonien repose ainsi directement sur le socle (Bellevue, La Péranche, Le Bousson...).

Les formations sédimentaires cénozoïques

Paléogéographie de l'Yprésien

Les cailloutis yprésiens représentent le tronçon aval d'un paléofleuve qui aurait pris naissance dans la Brenne et dont l'estuaire se situait entre Savenay et Noirmoutier (Godard *et al.*, 1994). Les argiles sapropelliennes associées aux cailloutis de Paulx (Mauregard) sont déjà soumises à l'influence marine :

l'association des formes *Nypa* et *Diporites* avec des dinophycées (microflore marine) caractérise un environnement de mangrove littorale.

Les silcrètes

Le développement des silcrètes est dû à des circulations d'eau dans des sols soumis aux conditions d'altération intense d'un climat de type tropical à saison sèche marquée (Thiry, 1981). Leur origine pédologique est attestée par la présence d'empreintes de racines, d'illuviations d'opale et d'oxyde de titane, de nourrissages polyphasés suggérant des battements de nappe et, plus rarement, de structures colonnaires (Chevalier, 1987). Cependant, il n'est pas exclu que certaines silicifications aient une origine plus complexe. La disposition des dalles silicifiées de La Péranche montre ainsi des analogies avec les encroûtements de nappe phréatique développés aux dépens des Sables de Fontainebleau (Thiry *et al.*, 1988).

Paléoenvironnements du Pliocène

Entre Legé et Palluau, les données cartographiques et de sondages montrent que les variations latérales d'épaisseur du Pliocène marin sont extrêmement rapides (fig. 7, hors texte). Comme le proposait déjà M. Ters (1961) et M. Ters *et al.*, (1970), elles mettent en évidence un réseau de paléorias très incisées, d'orientation N35°E, dont la plus importante se suit sur 6 km entre Le Vivier au SSW et La Chambauidière au NNE. Un sondage réalisé à l'Est du Rondais (SEB9) montre que le fond de cette ria se situe à l'altitude 27 m, donc à une trentaine de mètres en dessous de l'altitude moyenne actuelle des plateaux voisins (60 m). Cette ria comporte un diverticule à l'Ouest du Rondais, qui devait se prolonger vers l'Aubier et Legé. L'encaissement de ce paléoréseau est encore plus important dans les gisements qui occupent la vallée de La Bologne en aval de La Vergne (toit du socle à 10 m NGF ; fig. 7, hors texte) et à Palluau (toit du socle à 11 m en PA11). Le substratum sur lequel se sont déposés ces sédiments était également très accidenté dans le détail : les marnes à lits d'huîtres du Rivaud, au Nord-Est de Saint-étienne-du-Bois, comblent une cuvette de 6 m de profondeur complètement circonscrites par des granitoïdes à muscovite.

Cet environnement de rias étroites et diverticulées, soumises à un détritisme continental constant (débris de schistes omniprésents), implique une variabilité latérale rapide de la tranche d'eau et de l'hydrodynamisme. Ceci explique la coexistence de dépôts de milieux confinés (marnes bleues à gastéropodes), de chenaux de forte énergie (sables grossiers bien vannés du Vivier) et d'accumulations côtières de forte et moyenne énergie (faciès falunien grossier type La Petite Guerbillière, falun marneux à thanatocénose). La succession verticale constatée en sondage - passage des marnes bleues à gastéropodes à des dépôts bioclastiques marneux ou sableux -, s'inscrit néanmoins dans une logique globale transgressive, de sorte que le milieu de

sédimentation, d'abord confiné aux fonds des paléovallées, s'étend au fur et à mesure de leur ennoisement tandis que son hydrodynamisme augmente.

Paléoenvironnements du Plio-Quaternaire

Les éléments clastiques remaniés au sein des cailloutis et sables du Lignerou présentent pour la plupart un façonnement marin (grains émoussés-luisants), mais qui peut être en partie hérité des dépôts qu'elle remanie. Plusieurs arguments indiquent que la formation s'est déposée en milieu marin peu profond (intertidal), voire peu profond et fermé (formation du Cerclais, Chevalier *et al.*, 1989b). Dans les sablières du Sud-Ouest de la carte et dans celles situées sur la carte adjacente Challans, les stratifications obliques sont abondantes. Les rides, de 0,2 à 0,5 m d'épaisseur, sont de type tabulaire à lamines parallèles parfois légèrement incurvées à la base. La base des rides est érosive et généralement soulignée d'un lit de galets. On observe de nombreuses figures de chenaux. Les directions de courant sont variables d'un site à l'autre, de sorte qu'il est difficile de déterminer une direction de progradation dominante. Ces éléments impliquent un dépôt de fort hydrodynamisme en milieu marin peu profond ou en milieu estuarien. Ce dépôt de forte énergie a parfois raboté le socle hercynien sous-jacent dont les altérites ont alors été décapées. Cependant, cette érosion n'a rien de systématique, comme le montrent la préservation d'altérites argileuses à la base des nombreuses sablières (Louail, 1981 ; Ters et Viaud, 1983), comme la conservation des paléosols développés sur les sédiments carbonatés fossilifères des paléorias de Palluau et Legé.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Évolution tectono-métamorphique de l'Unité de Chantonay

L'unité de Chantonay n'affleure que très peu sur la carte de Palluau. Néanmoins, d'après les données des cartes voisines (Montaigu, Godard *et al.*, 2007), les terrains de cette unité sont affectés par deux déformations, l'une (D1) synmétamorphe et la seconde (D2) post-métamorphe. La foliation est généralement sub-horizontale et porte une linéation d'étirement assez marquée. L'intensité de la déformation et du métamorphisme associé décroît de bas en haut de la série et du Nord-Est au Sud-Ouest, les terrains situés au toit étant les plus récents, les moins déformés et les moins métamorphiques. Ainsi, à la base, les paragenèses caractérisent-elles un métamorphisme de faciès amphibolites tandis qu'au toit elles appartiennent à un faciès schistes verts de bas-grade. L'âge de cet épisode est incertain mais postérieur au Dévonien moyen et antérieur Carbonifère inférieur, âge de la déformation post-métamorphe. Cette dernière (D2) induit un plissement d'axe NW-SE d'échelle centimétrique à kilométrique ; il lui est associée une schistosité de crénulation ou de fracture, subverticale. Il lui est aussi attribué un écaillage des séries vers le Nord-Est.

Évolution tectono-métamorphique du Complexe HP des Essarts

L'évolution microstructurale des éclogites de Vendée a été étudiée par G. Godard (1988, 2001), G. Godard et H.-L.-M. Van Roermund (1995) et A. Mauler *et al.* (2001). Ces auteurs ont mis en évidence une importante phase de déformation plastique dans les conditions du faciès éclogite. Une foliation antérieure est parfois fossilisée dans les cristaux de grenat, sous la forme d'inclusions orientées, mais ce fait n'est pas général. La déformation syn-éclogitique s'est traduite par le développement d'une fabrique linéo-planaire à partir de la matrice pyroxénitique de la roche, sans affecter les cristaux de grenat qui se comportèrent passivement. 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. Cette déformation a été suffisamment intense pour que le rubanement compositionnel antérieur, 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. Cette foliation syn-éclogitique est aujourd'hui sub-verticale et orientée NW-SE, alors que la linéation minérale plonge en moyenne légèrement vers le Nord-Ouest. Cette foliation 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, carte de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, Mauler *et al.*, 2001 ; Godard, 2001), sans doute liées au boudinage des lentilles éclogitiques.

Les amphibolites qui dérivent des éclogites ont une fabrique essentiellement planaire. Leur foliation est sub-parallèle à la direction des lentilles éclogito-amphiboliques et à la foliation des éclogites avoisinantes, ce qui laisse supposer une certaine constance dans l'orientation des contraintes lors de l'évolution rétrograde des éclogites et des roches associées.

Les gneiss encaissant les éclogites sont très fortement déformés, au point qu'ils prennent souvent un aspect micaschisteux. Cette déformation s'est produite lors du pic du métamorphisme et durant la phase rétrograde du cycle de haute pression. Très généralement, elle a tendance à détruire les couronnes réactionnelles formées lors du métamorphisme de faciès éclogite. Cette foliation est statistiquement sub-parallèle à celle des éclogites.

Paragneiss coronitiques, à reliques de faciès éclogite : les conditions de formation de cette paragenèse de haute température et basse pression ont été estimées à $T = 770\text{ °C}$ et $P = 5\text{ kbar}$, par la méthode des pseudosections, pour une roche de Grezay (Godard, 2008). Un premier métamorphisme rétrograde ($T < 420\text{ °C}$) a ensuite affecté ces roches. Il est attesté notamment par l'exsolution de perthites dans le feldspath potassique des leucosomes, dont on a pu montrer qu'elle était antérieure aux micro-couronnes métamorphiques de haute pression (Godard, 2001, 2008).

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 crypto-cristallins et la croissance de micro-couronnes réactionnelles à certaines interfaces, comme Biotite-plagioclase, Ilménite-plagioclase et Biotite-microcline. Les principales réactions furent les suivantes :

cordiérite $\rightarrow \rightarrow$ grenat + quartz + disthène + biotite \pm phengite ;

sillimanite $\rightarrow \rightarrow$ disthène ;

biotite + plagioclase $\rightarrow \rightarrow$ grenat + phengite + quartz + rutile ;

ilménite + plagioclase $\rightarrow \rightarrow$ rutile + grenat + quartz ;

biotite + feldspath potassique $\rightarrow \rightarrow$ grenat + phengite + quartz ;

ilménite + feldspath potassique $\rightarrow \rightarrow$ 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, 2008) 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 (326,08 - 2202,49 ; 335,71 - 2196,13) et finissent par être totalement détruites. Feldspaths et quartz recristallisent, tandis que du mica blanc légèrement phengitique (muscovite 75, céladonite 22, paragonite 3) se développe.

Éclogites plus ou moins amphibolitisées : 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 (Godard, 1988, 2001). Il s'agit généralement de méta-gabbro amphibolitisé et saussuritisé, résultat probable d'un métamorphisme hydrothermal océanique. L'effet d'un tel métamorphisme océanique semble par ailleurs attesté par la forte dispersion du rapport isotopique de l'oxygène (Javoy, 1971 ; Godard, 2001).

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 ($14 < P < 20$ kbar) et de température moyenne ($650 < T < 750$ °C) (Godard, 1981 ; Godard et van Roermund, 1995). À ce stade de leur histoire, les éclogites de Vendée enregistrèrent une importante phase de déformation plastique qui imprima le développement d'une fabrique linéo-planaire sur la matrice pyroxénitique de la roche.

Lors de leur évolution rétrograde, les éclogites ont subi de nombreuses transformations statiques, plus ou moins complètes, qui firent réapparaître l'amphibole et le plagioclase. 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. Le rutile et l'ilménite sont aussi auréolés de sphène. Cette rétrogenèse correspond à une baisse de température et une importante chute de pression, accompagnées d'une réhydratation de la roche.

Évolution tectono-métamorphique de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers

L'Unité de Saint-Martin-des-Noyers est séparée du Complexe HP des Essarts par le décro-chevauchement des Essarts qui se suit depuis Sainte-Pazanne au Nord-Ouest, jusqu'à Mervent au Sud-Est. Ce contact tectonique important est marqué sur le terrain par la présence de cataclasites, mylonites et ultramylonites, dont la puissance varie de 50 à 100 m. La déformation associée affecte tant les amphibolites de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers que les gneiss du Complexe des Essarts. Ces derniers 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 roulantes 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.

Dans l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, La foliation (S moyenne 107 SW 76) est très marquée, conférant aux roches un débit planaire facile. La linéation minérale, 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 N 105°) est oblique par rapport à la direction cartographique de la formation (N 123), ce qui traduit une importante composante cisailante dextre lors de la déformation.

Les paragenèses métamorphiques originelles sont typiques du faciès amphibolites à épidote avec en proportions variables: amphibole calcique verte, albite, quartz, épidote (pistachite), chlorite, grenat (almandin-grossulaire), sphène et stilpnomélane. Cependant, les effets d'un métamorphisme rétrograde

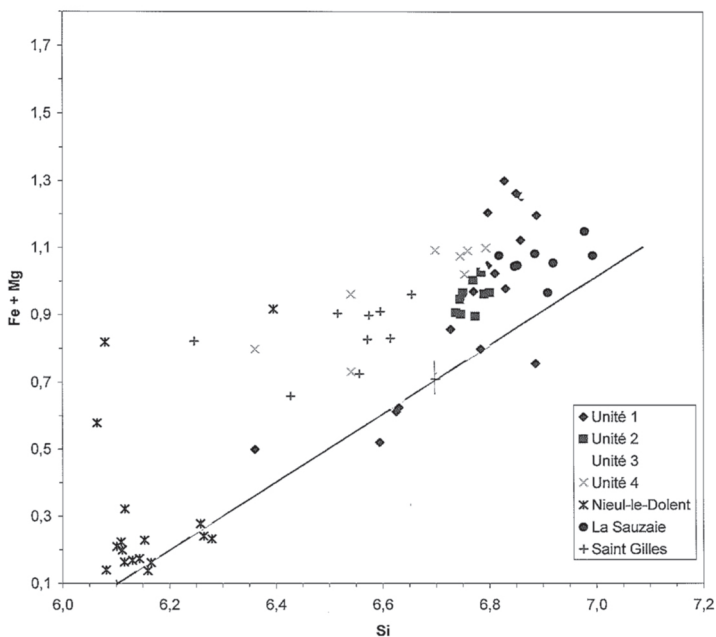


Fig. 10 - Diagramme représentatif des compositions des micas blancs analysés dans les unités de Saint-Gilles–La Vilaine et de La Roche-sur-Yon, à partir d'échantillons provenant des cartes Palluau et Le Poiré-sur-Vie. Feuille Le Poiré-sur-Vie : Unité 1: porphyroïdes de la formation de La Chapellehermier ; Unités 2 et 3 : porphyroïdes de la formation de La Sauzaie ; Unité 4 : gneiss micacés de la formation de Saint-Gilles

sont particulièrement marqués dans les schistes à amphibole avec un développement tardif de chlorite et stilpnomélane.

Évolution tectono-métamorphique de l'Unité de la Roche-sur-Yon

L'Unité de la Roche-sur-Yon occupe le quart sud-oriental de la carte Palluau et se limite aux micaschistes et paragneiss micacés du groupe de Nieul-le-Dolent lesquels sont recoupés par le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen.

Les données de la carte voisine Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) montrent que les séries de ce groupe subissent un fort gradient métamorphique qui évolue depuis le faciès schistes verts de bas-grade jusqu'au faciès amphibolites à l'approche des granites du Complexe du Bas-Bocage. Sur la carte Palluau où ce groupe forme l'enveloppe immédiate du Complexe, seules les paragenèses du faciès amphibolites sont présentes, car il est soumis aux effets thermiques liés à la mise en place de ce dernier. La schistosité principale (S1), soulignée par l'alternance entre des lits quartzeux et des lits essentiellement micacés, est marquée aussi par la disposition à plat des lamelles de mica blanc, de biotite et des prismes de tourmaline. Les cristaux de grenat présents sont riches en inclusions de quartz qui dessinent une schistosité interne légèrement courbe et en continuité avec la schistosité externe (cristallisations tardi- à post-cinématiques). Le staurotide est en grands cristaux tabulaires allongés dans les plans (S1) qu'ils fossilisent avec des inclusions en parfaite continuité avec la schistosité externe (poeciloblastes statiques). Les micas blancs présents dans les plans de la schistosité principale, ont tous des compositions de muscovite ($Si < 6,4$) (tabl. 5 en annexe et fig. 10).

De ce fait, l'acquisition de cette schistosité (S1) est antérieure ou du moins précoce, dans le cadre d'un continuum, à la mise en place des granitoïdes ; il semble, en effet, que ces derniers se soient formés en contexte déjà « chaud » ce qui expliquerait la rareté des faciès de cornéenne à son pourtour et au contraire la présence fréquente d'un début de migmatisation de l'encaissant.

La foliation principale (S1) est orientée W.NW-E.SE et très redressée ($> 70^\circ$) ou verticale. Elle est déformée localement par des plis et dans les charnières, les lamelles de biotite sont tordues et rétomorphosées. Les micas blancs et les prismes de tourmaline allongés dans (S1) sont tordus et/ou cassés dans les charnières de ces plis.

Évolution tectono-métamorphique de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine

Formation de La Sauzaie : sur la feuille Palluau, les gneiss micacés à porphyroclastes de la formation de La Sauzaie sont affectés par une foliation

principale (S1/C) soulignée dans le plan XZ par une ségrégation minérale en lits micacés, quartzeux et quartzo-feldspathiques.

Cette foliation omniprésente à l'échelle de l'affleurement et très pénétrative est, généralement, peu pentée dans les porphyroïdes à Grand'Landes, à l'exception de la zone cataclastique passant par la carrière du Logis-de-la-Cantinière où elle est localement verticalisée ; elle est par contre assez fortement pentée dans les porphyroïdes de Saint-Étienne-de-Mer-Morte (60-70°). À la foliation (S1/C) est associée une linéation d'étirement particulièrement visible dans les porphyroïdes du fait des marqueurs que constituent les porphyroclastes. Cette linéation est d'autant plus marquée qu'elle correspond à la fois à un allongement minéral, à une intersection entre les plans S1 et S1C et à une linéation de type axe de pli (microcrénulite). Sur la feuille Palluau, cette linéation portée par les plans S1/C est orientée E-W à E.NE-W.SW et faiblement inclinée.

La foliation principale est matérialisée aussi en lame mince, par la disposition à plats des lamelles micacées, par l'étirement et la fragmentation des minéraux opaques et par l'allongement et le tronçonnement des éléments porphyroclastiques. Toujours dans le plan XZ, les porphyroclastes de quartz et de feldspaths forment des nodules amygdalaires aux extrémités asymétriques et sigmoïdes. De plus, il apparaît que cette foliation (S1/C) est plan axial de plis isoclinaux synfoliaux déformant une structure planaire à valeur de (S0-1). Les charnières de ces plis sont observées dans le plan perpendiculaire à la linéation d'allongement L1/C portée par la foliation principale S1/C (plan YZ). Dans ce plan, les ombres de pression développées de part et d'autre des éléments porphyroclastiques ont des formes généralement plus symétriques.

Les études réalisées par ailleurs, dans l'ensemble de la Vendée littorale, sur l'association de la foliation S1/C et de la forte linéation d'étirement (Burg, 1981 ; Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987) concluent à une direction de transport vers l'Ouest dans le cadre d'un épisode de tectonique tangentielle. Cependant, M. Cannat et J.-L. Bouchez (1986) évoquent quant à eux, un premier épisode N-S suivi d'un second, très pénétratif, E-W qui souvent oblitère les traces du premier. Néanmoins, l'association systématique de la foliation mylonitique (S1/C) et de la forte linéation d'étirement subhorizontale conforte l'hypothèse d'un cisaillement tangentiel associé à la mise en place d'unités allochtones.

Sur la carte Palluau, les micas blancs analysés dans la foliation S1/C qui affecte les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie présentent des taux de substitution phengitique systématiquement élevés et compris entre 6.7 et 7.0 (fig. 10). Les données de la carte voisine Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) montrent que ces mêmes taux de substitution phengitique élevés (6,7 < Si < 6,9) caractérisent aussi les micas blancs analysés dans les porphyroïdes

parautochtones du toit de la formation de la Chapelle-Hermier (Unité de La Roche-sur-Yon).

Enfin, sur la carte voisine Le Poiré-sur-Vie, des lamelles de biotite sont associées aux micas blancs dans la texture des porphyroïdes et traduisent, vraisemblablement, l'influence thermique des granites du Complexe du Bas-Bocage vendéen. Sur la carte Palluau, le caractère intrusif de ces granites dans les gneiss micacés porphyroclastiques de la formation de La Sauzaie est démontré au niveau de la carrière exploitée à l'Ouest de Palluau (Logis-de-la-Cantinière).

Formation de Saint-Gilles : les micaschistes de la formation de Saint-Gilles surmontent et/ou passent latéralement aux gneiss micacés porphyroclastiques de la formation de La Sauzaie. Ces micaschistes présentent toujours une schistosité très pénétrative (S1) affectée par des plis P2 associés à une schistosité de crénulation (S2) de plan axial. Dans le détail, la schistosité (S1) apparaît parfois comme une structure composite intégrant la transposition plus ou moins achevée d'une schistosité précoce à valeur de (S0/1) (La Babinière, La Cornulière, l'Espérance).

La schistosité (S1) est principalement soulignée par la disposition à plat des lamelles micacées (mica blanc et biotite). Elle correspond également à l'alternance de lits essentiellement micacés et de niveaux leucocrates à quartz seul ou à quartz et clastes feldspathiques. Les trainées opaques contribuent aussi à matérialiser cette schistosité principale. Dans les micaschistes de Saint-Gilles, les micas blancs associés à la schistosité (S1) ont aussi des compositions de phengites, les valeurs de Si étant comprises le plus souvent entre 6,5 et 6,8 (tabl. 7 en annexe et fig. 10). Le métamorphisme associé à la foliation principale, caractérisé, très généralement, par une paragenèse à quartz, feldspath et muscovite est de faciès schistes verts. Cependant, localement au Nord de La Bénate, la paragenèse des micaschistes présente aussi de la biotite et parfois du grenat qui caractérise un métamorphisme de faciès amphibolites. Cette intensité croissante du métamorphisme vers le Nord de la feuille est peut-être à mettre en relation avec la proximité du métagranite de l'Angle.

La schistosité (S2) est de plan axial par rapport à de petits plis cylindriques ou en chevrons, droits ou déjetés, auxquels est associée aussi une linéation de gaufrage et d'intersection entre les plans (S1) et (S2). La schistosité (S2) est souvent bien marquée car nettement oblique sur la schistosité (S1). Elle est, de plus, toujours très redressée à sub-verticale. Les plans (S2) sont le siège de phénomènes de dissolution (« dissolution cleavage ») et plus rarement de cristallisation de minéraux de rétro-morphose (oxychlorites), notamment aux dépens de la biotite et du grenat. Les micas sont systématiquement tordus et brisés dans les charnières de ces plis (P2), de même que les cristaux de tourmaline.

Dans les micaschistes, entre Corcoué-sur-Logne et Les Dronnières, les plis (P2) centimétriques à métriques ont une direction axiale ENE-WSW qui plonge d'un angle faible vers l'WSW ($< 35^\circ$).

Les plis (P2) observés à l'échelle de l'affleurement présentent des longueurs d'onde centimétriques à pluridécamétriques (La Piétière). La schistosité (S2) présente toujours un pendage fort vers le Nord.

Depuis B. Velde (1967) qui, le premier, a étudié dans le système KMASH la stabilité des phengites en fonction de leur XSi, en présence de feldspath potassique, de phlogopite (biotite) et de quartz, les phengites sont utilisées comme un indicateur de la pression qui existait au moment de la cristallisation des micas. Ces travaux expérimentaux ont été repris par H.J. Massonne (1981) puis H.J. Massonne et L.-W. Schreyer (1987) qui ont montré que le taux de substitution phengitique avait une valeur essentiellement barométrique sur toute la gamme de température comprise entre 300 et 700 °C. En l'absence d'une phase potassique en excès, la valeur de la substitution phengitique est couramment utilisée pour indiquer une pression minimale. Entre 400 et 500 °C, les pressions déduites des travaux de M.-J. Massonne pour les phengites des porphyroïdes des formations de La Sauzaie (Unité alloctone de Saint-Gilles – La Vilaine) et de La Chapelle Hermier (Unité autochtone de La Roche-sur-Yon) sont de l'ordre de 9 à 13 kbar. Ces pressions apparaissent très élevées et ne s'accordent pas avec l'absence de minéraux néoformés dans les clastes feldspathiques. À de telles pressions, de la jadéite devrait cristalliser aux dépens des feldspaths sodiques, ce qui n'est jamais le cas.

Il apparaît donc plus vraisemblable d'envisager pour les formations à faciès porphyroïdes des conditions de pression nettement inférieures à 10 kbar et des conditions de température restées en deçà de 400 °C. Ceci étant, le fait de retrouver les mêmes phengites dans les unités allochtones et dans les séries autochtones reste un point difficile à expliquer, sauf à envisager que la formation des porphyroïdes de La Chapelle Hermier soit allochtone et séparée du groupe de Nieul-le-Dolent sous-jacent par un contact tectonique. Sur le terrain, non seulement aucun argument ne vient appuyer l'existence d'un tel contact anormal entre ces deux ensembles mais au contraire les faits de terrain impliquent l'inverse (Béchenec *et al.*, 2008 ; Béchenec *et al.*, in prep.). De ce fait, il semble plus opportun de se poser la question de la validité des conclusions induites par le « baromètre » phengitique, pour le cas concerné.

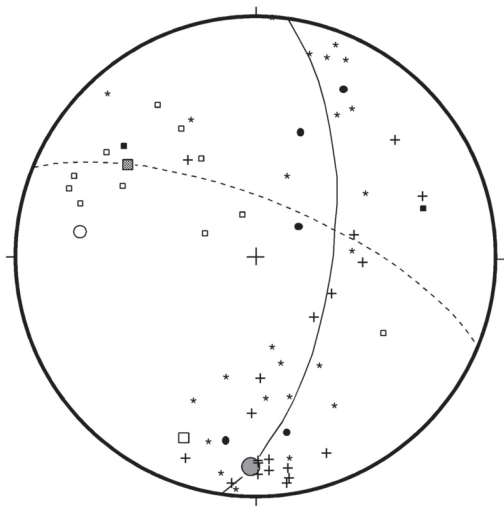
Évolution tectono-métamorphique de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix

L'ensemble de l'Unité montre des paragenèses caractéristiques d'un métamorphisme HP-BT du faciès schistes-bleus à épidote (Anthonioz et Brillanceau, 1969 ; Ters et Viaud, 1983 ; Guiraud *et al.*, 1987 ; Triboulet,

1991), avec un important métamorphisme rétrograde dans le faciès schistes-verts. En considérant les équilibres mettant en jeu les amphiboles bleues des metabasites, C. Triboulet (1991) propose un trajet P-T prograde de 200 °C/5 kbar jusqu'à 500 °C/11 kbar. Les amphiboles secondaires bleu-vert et vertes ont donné selon la même méthode un trajet rétrograde, caractérisé par une forte décompression, allant de 700 °C/11 kbar à 500 °C/2 kbar. Le pic en pression ($P > 11$ kbar) n'est pas connu avec précision. Cette histoire métamorphique traduit un enfouissement suivant un gradient géothermique de HP-BT, caractéristique d'une zone de subduction océanique. En revanche, l'évolution rétrograde vers la surface se traduit par une décompression avec réajustement des isothermes, à travers les faciès amphibolites et schistes verts. Un tel chemin P-T, convexe ou « horaire », correspond au modèle classique de remontée et d'érosion lié à une collision continentale. Cette évolution paraît comparable à celle observée à l'Île de Groix, dont le pic du métamorphisme est d'âge dévonien moyen (370-380 Ma, Bosse *et al.*, 2000).

Les micaschistes à grenat et chloritoïde de l'Unité du Bois-de-Céné possèdent une schistosité très pénétrative, marquée par une orientation préférentielle du mica et de la chlorite syn-schisteuse précoce et une alternance de feuillets riches en quartz et en mica. Ces deux structures sont parallèles et traduisent une importante déformation ductile, contemporaine du métamorphisme de haute pression. De même, les metabasites associées montrent un rubanement, avec généralement une alternance de lits riches en amphibole et en épidote, parallèle à une foliation minérale tout aussi pénétrative. Une linéation minérale, soulignée par l'allongement des prismes d'amphibole, est visible, quoique peu marquée, dans ces metabasites ; elle est au contraire pratiquement absente des micaschistes encaissants, ce qui est probablement dû à l'absence de minéraux prismatiques dans ces derniers. Bien que la déformation fût essentiellement planaire, l'ellipsoïde de déformation finie possède donc un léger allongement selon un axe dirigé vers l'W.NW (fig. 11). Les structures internes au corps basiques sont fondamentalement subparallèles à celles des micaschistes encaissants, mais des obliquités notables existent dans les petites lentilles de metabasite, traduisant un boudinage de ces dernières.

L'orientation des inclusions de quartz et d'oxydes dans les porphyroblastes de grenat (et accessoirement de chloritoïde) indique qu'une foliation ou schistosité précoce a été fossilisée au cœur de ces porphyroblastes, aussi bien dans les micaschistes que dans les metabasites. Parfois, la croissance du grenat fut contemporaine d'une déformation, comme l'indique la présence de structures sigmoïdes ou hélicitiques dans les porphyroblastes. Des « ombres de pression » autour de ces derniers indiquent que la déformation s'est poursuivie après la croissance de ces grands cristaux. Ces faits révèlent une déformation plus ou moins continue ou intermittente, qui a duré lors d'une



Unité du Bois-de-Céné et sa bordure

Foliations et schistosités:

- Glaucophanites, amphibolites: pôle du plan de foliation minérale
 - * Micaschistes à chloritoïde et grenat : pôle du plan de schistosité
 - + Micaschistes de la bordure (unité de Saint-Gilles) : pôle du plan de schistosité
- Grand cercle en trait plein : plan de dispersion des pôles de foliation et/ou schistosité (8 N 64 E)
- Axe de zone des foliations et/ou schistosités (*i.e.*, pôle du grand cercle précédent : 98 26,4 W)
- Pôle moyen des foliations et/ou schistosités (1 13,1 S)

Linéations:

- Glaucophanites, amphibolites: linéation minérale
 - Micaschistes : linéation de crénulation
- Grand cercle en trait pointillé: plan de dispersion des linéations de crénulation (119 N 79 NW)
- Axe de dispersion des linéations (*i.e.*, pôle du grand cercle précédent: 29 11 S)
- linéation de crénulation moyenne (127 36,8 NW)

Fig. 11 - Projection stéréographique des structures de déformation dans les formations de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix et dans les séries immédiatement sous-jacentes rattachées à l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine

grande partie du cycle métamorphique, depuis la phase prograde (croissance du grenat et du chloritoïde) jusqu'au début du métamorphisme rétrograde. Seule la fin du métamorphisme rétrograde, en faciès schistes-verts, fut statique, comme le suggère la chloritisation partielle du grenat (et du chloritoïde), qui, dans les micaschistes comme dans les metabasites, a progressé depuis des fractures tardives ou la bordure des cristaux. De même, la croissance tardive des porphyroblastes d'albite des prasinites fut statique.

Sur le terrain, on observe une transition graduelle entre l'Unité du Bois-de-Céné – Groix et l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine. En progressant de la première vers la seconde, on traverse une zone de 700 m de large environ, constituée de micaschistes et assimilée à la formation de Saint-Gilles (ξ - ζ SG). Dans cette zone, les corps basiques et les porphyroblastes de chloritoïde et de grenat, caractéristiques de l'Unité du Bois-de-Céné, ont disparu, tandis que les horizons métavolcaniques « porphyroïdes » reconnaissables à leurs porphyroclastes de feldspath ne sont pas encore présents. Dans cette zone de transition les structures de déformation (schistosité, foliation et linéation minérale) de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix et de l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine sont parallèles entre elles, de sorte qu'aucune disharmonie structurale notable ne semble exister entre ces deux unités (fig. 11). Un « chevauchement majeur » a été représenté sur la carte entre les deux unités, pour souligner leurs différences d'origine et d'histoire métamorphique, mais ce contact ne correspond pas dans la réalité à un plan de décollement, souligné par des mylonites. Il s'agit plutôt d'un contact syn-métamorphe progressif, s'étendant à toute la zone de transition.

À l'échelle de l'affleurement, schistosité et foliation principale sont plissées par des microplis de crénulation, bien visibles dans les micaschistes de l'Unité du Bois-de-Céné (e.g., La Grande Blanchetière : 46° 56' 42"N - 01° 48' 31"O), mais davantage encore dans les micaschistes de la zone de transition avec l'Unité de Saint-Gilles, notamment dans les affleurements de la rive nord du ruisseau de La Blanchardière, à l'Ouest de La Choltière (e.g., 46° 55' 47" N - 01° 45' 42" O) et au Sud-Est de La Brosse (46° 55' 884 – 1° 45' 027). Ces microplis ont un axe qui pend de 25° au 90-100 ou 60° au 330 et il leur est associé une schistosité de crénulation (S2) assez fortement pentée (60S). Au microscope, la crénulation se traduit par des microplis en chevrons et une schistosité de fracture fruste. Ces microstructures affectent ou recourent tous les minéraux et structures, à l'exception de la chlorite tardive qui s'est développée aux dépens du grenat.

Les formations de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix dessinent une synforme très marquée, dont l'axe E.SE-W.NW s'enneie vers l'Ouest. Cette synforme a plissé les schistosités et foliations principales, qui, de ce fait, sont dispersées en zone selon un axe d'azimut 98° N et de pendage 26° vers l'Ouest (fig. 11). Sur le terrain, l'axe de la synforme se traduit par une virgation assez brusque

des structures, selon des plis dont la concavité est dirigée vers l'Ouest. On suit cet axe depuis La Mortière (à l'Est), La Gétière, l'intervalle entre L'Ilaire et La Patelière, et, au-delà vers l'Ouest, jusqu'aux environs de Quinquenavent, sur la carte Challans.

En résumé, l'Unité du Bois-de-Céné – Groix a enregistré une déformation ductile importante lors du cycle métamorphique de haute pression dont le pic a atteint le faciès des schistes-bleus à épidote. Cette déformation a fait naître une schistosité et une foliation très pénétratives, aussi bien dans les métapélites (micaschistes) que dans les metabasites (glaucophanite, amphibolite). Cependant, les corps mafiques étant moins ductiles que leur encaissant micaschisteux, ils ont généralement été boudinés et dilacérés au sein des micaschistes et leurs structures internes sont parfois obliques sur les structures de ces derniers. Le contact de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix avec l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine sous-jacente, est syn-métamorphe et progressif, sans disharmonie structurale notable. Les deux unités furent tardivement plissées en une synforme E.SE-W.NW, à axe plongeant vers l'Ouest, à laquelle sont peut-être associés, à l'échelle de l'affleurement, de petits plis en chevrons et une schistosité (S2) de crénulation. La fin de l'évolution métamorphique, en faciès schistes-verts, fut essentiellement statique.

LA TECTONIQUE CASSANTE

La tectonique cassante est bien caractérisée dans l'angle nord-est de la carte où plusieurs accidents subméridiens (à NNW-SSE) découpent le Complexe des Essarts. L'un d'entre-eux, qui passe à l'Ouest de Rocheservière, semble se prolonger plus au Sud jusqu'aux Lucs-sur-Boulogne où il décale la limite septentrionale des granites du Complexe du Bas-Bocage vendéen, avec une composante décrochante dextre.

À l'Ouest de Legé, à Grand'Landes, les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie sont en contact faillé d'une part avec les gneiss micacés du groupe de Nieul-le-Dolent au Sud et d'autre part les granitoïdes de Legé au Nord. Le long de cette faille, des structures cataclastiques ont été observées dans les porphyroïdes, à l'Ouest de Palluau, et dans les granitoïdes, au Sud et à l'Est de Legé. Cet accident semble constituer le prolongement des accidents NNE-SSW cartographiés au Sud de Coëx, sur la carte voisine Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008).

Deux grands accidents ont été tracés dans la moitié nord de la carte Palluau, dont l'un correspond à la limite septentrionale du massif granitique de Legé. Subparallèles au décro-chevauchement des Essarts, ces accidents sont déduits 1) des décalages cartographiques observés dans la bande des porphyroïdes de

Saint-Étienne-de-Mer-Morte, 2) du caractère oblique de la limite nord du massif de Legé par rapport aux structures internes du même massif, 3) de l'observation ponctuelle de blocs de quartz massifs (La Bernerie) ainsi que de l'abondance des veines de quartz synschisteuses observés au niveau des affleurements situés de part et d'autre de ces accidents supposés.

La tectonique qui affecte les dépôts du Cénozoïque est bien caractérisée. Les accidents principaux ont une direction sud-armoricaine (NW-SE) et correspondent au rejeu de structures anciennes du socle. Le décrochement hercynien des Essarts est jalonné par la série pliocène de Corcoué-sur-Logne et, plus au Nord-Ouest, par l'étroit graben du Maupas, à remplissage éocène et pliocène (Chevalier, 1987 et 1988). Ces bassins sont de plus, fortement compartimentés par des failles de direction NE-SW, de moindre extension cartographique. Ces structures ont fonctionné à plusieurs reprises au cours du Tertiaire, entraînant des effondrements différentiels régissant la répartition des dépôts (id.). D'autres failles de direction sud-armoricaine sont identifiées sur la feuille, comme la faille de Saint-Christophe-de-Lignerion (N100 °E). La paléorie du Rondais semble également s'interrompre sur des accidents de ce type (fig. 7). Il n'y a pas d'indication sur la cinématique de ces failles dont le jeu apparent est vertical et qui peuvent avoir joué à plusieurs reprises dans des systèmes de contraintes différents. L'ampleur finale des mouvements verticaux est inférieure à une vingtaine de mètres. Cependant, sur la carte Challans, les cailloutis du Lignerion sont recoupés par une faille N110 °E à jeu inverse (sablière des Clouzils, P. Bouton inédit). Cette faille, observée sur une centaine de mètres, s'accompagne d'un décalage vertical de près de 6 m du substratum micaschisteux. Elle atteste d'une phase tectonique relativement récente (Quaternaire), qui pourrait être à l'origine de la surrection de l'axe Saint-Pazanne – Les Essarts – Mervent.

Enfin, la faille de La Tercerie est un exemple de la fracturation NE-SW qui joue un rôle important dans la conservation des dépôts cénozoïques à l'échelle régionale, notamment dans le Marais breton (Borne, 1987) et sous le lac de Grand-Lieu (Calligée, 1993). Elle correspond en outre à une direction de fragilité qui a favorisé l'établissement du réseau hydrographique anté-zancléen.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION PALÉOZOÏQUE

Au Sud du Cisaillement sud-armoricain (le long d'un transect NE-SW à travers la Vendée) se succèdent plusieurs grandes unités structurales (Chantraine *et al.*, 2005) :

– l'Unité de Montaigu : allongée parallèlement au CSA, elle comporte à sa base un ensemble d'amphibolites et de serpentinites, d'âge inconnu,

souligné par une anomalie magnétique et gravimétrique ; ce dernier est surmonté par une série de paragneiss et de micaschistes associés à des orthogneiss plus ou moins migmatitiques et fortement étirés (Godard *et al.*, 2007 ; Rolin *et al.*, 2000). Elle semble constituer le soubassement structural de l'Unité de Chantonay ;

– l'Unité de Chantonay : limitée sur son flanc sud par les failles du Sillon houiller vendéen, elle est constituée d'un ensemble détritique attribué au Cambrien, surmonté par des quartzites et des volcanites acides d'âge ordovicien inférieur ; ces dernières sont elle-mêmes surmontées par une série schisto-gréseuse à phtanites et calcaires, datée de l'Ordovicien au Dévonien (Wyns *et al.*, 1988) et le tout est coiffé par une formation volcanique basique interprétée comme le témoin d'un contexte de bassin arrière-arc (Thiéblemont et Cabanis, 1994). Enfin, cette unité est affectée par un épisode de tectonique tangentielle modérée suivi d'une tectonique décrochante ;

– le Sillon houiller vendéen forme une longue et étroite lanière qui correspond à un graben ou un hémi-graben, comblé par des sédiments terrigènes à couches de charbon carbonifères (Ters *et al.*, 1982). Le dépôt de ces sédiments est postérieur aux phases tectoniques principales qui affectent les autres unités régionales ;

– le Complexe de haute pression des Essarts est caractérisé par des lentilles d'amphibolites à reliques d'éclogites et des serpentinites qui semblent dériver d'une lithosphère océanique (Ters *et al.*, 1982 ; Godard, 2001 ; Godard *et al.*, 2007). Il est cependant, principalement constitué de « gneiss feuilletés », association de paragneiss et d'orthogneiss d'origine continentale, dans lesquels la trace de deux cycles orogéniques a été reconnue. La composition géochimique des éclogites souligne leur affinité tholéiitique de type MORB et le métamorphisme HP a été daté à 430-440 Ma (Peucat *et al.*, 1982). En dépit de la verticalisation des contacts, notamment sur son flanc sud le long du décro-chevauchement des Essarts, axé NW-SE et qui se suit du Nord-Ouest au Sud-Est depuis Sainte-Pazanne jusqu'à Mervent, ce complexe paraît constituer une klippe ; de fait, son enracinement éventuel n'a pas été identifié et aucune trace de suture éventuelle n'a été reconnue le long du profil sismique Armor (Bitri *et al.*, 2003) à son extrémité occidentale ;

– l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers est essentiellement constituée d'amphibolites à composition de basaltes tholéiitiques de type arc insulaire (Thiéblemont *et al.*, 1987) d'âge inconnu ; de ce fait, elle est difficile à intégrer dans un schéma d'évolution varisque.

Toutes ces unités de Vendée intérieure et de Loire-Atlantique méridionale sont caractérisées par des structures verticalisées sub-parallèles au Cisaillement sud-armoricain.

Au contraire, les unités de la Vendée littorale présentent des structures sub-horizontales ou du moins à pendage peu accentué et elles constituent un édifice structural avec de haut en bas :

- l'Unité HP/BT du Bois-de-Céné – Groix ;
- l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine ;
- l'Unité de La Roche-sur-Yon ;
- l'Unité des Sables-d'Olonne.

Les Unités des Sables-d'Olonne et de La Roche-sur-Yon sont considérées comme le substratum parautochtone de l'édifice structural de la Vendée littorale.

L'Unité des Sables-d'Olonne est composée d'orthoigneiss plus ou moins anatectiques (protérozoïques ?) et d'une importante série paradérivée affectée par un métamorphisme barrowien montrant un fort gradient, NE (faciès schistes-verts)-SW (faciès amphibolites de haut grade). De nombreuses études menées sur cette unité (Iglésias et Brun, 1976 ; Cannat et Bouchez, 1986 ; Geoffroy, 1988 et 1993 ; Cagnard *et al.*, 2003) ont de plus montré que ces roches ont été impliquées dans une tectonique tangentielle polyphasée dont l'âge demeure discuté mais dont le terme serait d'âge carbonifère supérieur (300-310 Ma ; Goujou, 1992).

L'Unité de La Roche-sur-Yon surmonte en continuité apparente la précédente et inclut notamment, le groupe de Nieul-le-Dolent ; ce dernier, à sa base, comprend des schistes sub-ardoisiers et des micaschistes sombres, localement daté de l'Ordovicien (Deflandre et Ters, 1966 ; Ters et Deflandre, 1966), associés des horizons de grès et métagrès datés aussi de l'Ordovicien inférieur (Goujou *et al.*, 1994). À son toit, il est caractérisé par des schistes quartzeux (ou micaschistes et paragneiss), associés à des niveaux de métagrès feldspathiques, de métagrès quartzites et de métaphtanites. Enfin, ces séries sont surmontées et/ou recoupées par des rhyolites ou des métarhyolites, localement très déformées (formation de La Chapelle-Hermier), datées de l'Ordovicien inférieur (Béchenec *et al.*, 2008). Les formations de ce groupe sont affectées par un métamorphisme à fort gradient, développé à la périphérie du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (Goujou, 1992) d'âge carbonifère inférieur, qui le recoupe. De plus, à son toit (Formation de La Chapelle-Hermier) on note aussi localement, une forte déformation ductile associée à une tectonique tangentielle comparable et conforme à celle notée dans l'Unité sus-jacente et chevauchante de Saint-Gilles – La Vilaine.

À sa limite nord-ouest, l'Unité de La Roche-sur-Yon, très localement, à Brétignolles (Ters et Viaud, 1987), comprend aussi des schistes bariolés associés à des phtanites et des grès arkosiques, séries datées pour partie du Silurien (Ters, 1970, 1972) et pour partie du Carbonifère (Comble *et al.*,

1985). L'agencement interne de ces séries de Brétignolles demeure discuté (Maillet 1984 ; Ters et Viaud 1987) et certains auteurs (Colchen et Poncet, 1987 ; Colchen et Rolin, 2001) considèrent même qu'elles sont en partie constituées d'olistolithes d'âge ordovicien et silurien, remaniés dans une matrice d'âge tournaisien. De plus, les relations entre les séries de Brétignolles et les autres formations de l'Unité de La Roche-sur-Yon demeurent aussi une énigme : reposent-elles en contact anormal sur les formations du groupe de Nieul-le-Dolent ? Leur extension vers « l'intérieur » est-elle limitée par une prolongation vers le Nord des failles ductiles N-S, tardi-varisques, dont l'existence est avérée (Geoffroy, 1993) plus au Sud, dans la région de Sauveterre ?

L'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine repose en contact anormal sur l'Unité de la Roche-sur-Yon comme le démontrent, notamment, les discontinuités cartographiques tout au long de son flanc sud. Elle est caractérisée, essentiellement, par des métarhyolites très déformées, la formation des porphyroïdes de La Sauzaie, datées de l'Ordovicien inférieur (Béchenec *et al.*, 2008), qui, latéralement, passe en continu aux micaschistes volcanoclastiques de la formation de Saint-Gilles. Cette unité est impliquée dans une intense tectonique tangentielle qui se traduit par l'association d'une foliation mylonitique et d'une forte linéation d'étirement syn-métamorphe, proches de l'horizontale, témoignant d'un cisaillement d'Est en Ouest. Cependant, sur sa bordure nord-est, elle montre des structures planaires sub-verticales car elle subit alors, comme les unités les plus septentrionales, les effets de grands accidents transcurrents NW-SE parallèles au CSA (ici le décro-chevauchement des Essarts) qui la dilacèrent. Par ailleurs, comme l'Unité de La Roche-sur-Yon, elle subit l'influence du métamorphisme général associé au Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et est même localement recoupée par ces granites, ce qui démontre que la tectonique tangentielle ayant entraîné la structuration de cet édifice est précoce bien que sub-contemporaine du magmatisme granitique. Par ailleurs les études de D. Gapais *et al.*, (1993), F. Cagnard *et al.*, (2004), A. Vauchez *et al.*, (1987) soulignent l'importante composante extensive des cisaillements, ce qui implique que les charriages précoces soient suivis d'un « étalement gravitaire » probablement concomitant de la montée des magmas des dômes granitiques. Ce trait n'a pu être corroboré dans cette étude.

Cette unité se prolonge vers le Nord-Ouest du Domaine sud-armoricain et elle est identifiée aussi à l'embouchure de La Vilaine et à Belle-Ile-en-Mer (Audren *et al.*, 1975 ; Audren et Plaine, 1986). Dans cette dernière, la présence systématique de phengite dans les porphyroïdes a été interprétée par F. Le Hébel *et al.*, (2002) comme le témoignage de conditions P/T de 8 Kbar à 350-400 °C ; de ce fait elle propose d'intégrer l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine au domaine HP/BT de la chaîne hercynienne. Cependant, ce critère est à utiliser avec précaution et dans le cas de la Vendée, la présence de phengite,

avérée tant dans l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine que dans celle de La Roche-sur-Yon, impliquerait alors que l'ensemble des unités, respectivement allochtones et paraallochtones, appartiennent aussi à ce même domaine HP/BT d'autant que, de plus, des déformations cisailantes identiques sont présentes dans les deux unités.

L'Unité du Bois-de-Céné – Groix constitue le sommet de l'édifice structural ; elle est composée de micaschistes albitiques à chloritoïde et grenat, montrant des intercalations de glaucophanites et de serpentinites (Anthonioz et Brillanceau, 1969 ; Ters et Viaud, 1983). Ces paragenèses témoignent d'un métamorphisme de faciès schistes-bleus (Guiraud *et al.*, 1987 ; Triboulet 1991) dont les conditions thermo-barométriques seraient de 14-18 kbar et 500 °C et l'âge de 370-380 Ma (Bosse *et al.*, 2000), par analogie avec l'Île de Groix où des faciès comparables sont cartographiés (Audren *et al.*, 1993 ; Ballèvre *et al.*, 2003). Enfin, cette unité est affectée par une tectonique tangentielle intense qui se manifeste par une foliation bien marquée et une forte linéation E-W.

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen recoupe tant l'Unité paraallochtone de La Roche-sur-Yon que l'Unité allochtone de Saint-Gilles – La Vilaine. En dépit de la grande variété de granites qui le compose, il apparaît que tous ont une mise en place subsynchrone entre le Viséen supérieur et le Namurien. Certains de ces granites sont franchement anatectiques : d'une part, hétérogènes et hétérométriques, ils contiennent de nombreuses enclaves de métasédiments, d'autre part ils induisent à leur périphérie une migmatitisation diffuse dans les métasédiments encaissants (groupe de Nieul-le-Dolent). D'autres, au contraire, forment des massifs bien circonscrits qui témoignent d'une migration du magma ; néanmoins, même dans ce cas, il est peu fréquent de rencontrer des faciès cornéifiés à leur périphérie, ce qui résulte, vraisemblablement, d'une mise en place dans un encaissant encore « chaud ». De plus, il est notable que le pic du métamorphisme dans l'encaissant, associé à la déformation principale, semble en liaison avec la formation du Complexe granitique, les isogrades métamorphiques se moulant sur ce dernier. Enfin, l'ensemble du Complexe granitique et de son encaissant sont recoupés par des filons tardifs de microgranites rhyolitiques qui témoignent des dernières manifestations magmatiques varisques (Stéphanien ?).

L'importance du raccourcissement et des décrochements intracontinentaux varisques rend aléatoire toute tentative de reconstitution paléogéographique de la portion vendéenne du Domaine varisque sud-armoricain. On peut cependant souligner l'importance du magmatisme à l'Ordovicien inférieur, magmatisme bien présent tout au long de ce domaine.

L'évolution varisque se marque, quant à elle, par un épisode éo-varisque qui, au Silurien supérieur, se traduit par une subduction responsable d'un

métamorphisme HP (Complexe HP des Essarts) et se termine par une collision ; cette dernière provoque l'écaillage et l'empilement des différentes unités de la marge et le processus se termine par une exhumation des roches HP au Dévonien moyen et l'anatexie dans la croûte épaissie (Faure *et al.*, 1997). La chaîne est ensuite impliquée dans un processus de distension crustale (basaltes de La Meilleraie, Unité de Chantonnay), lui-même suivi, au Carbonifère, par un nouvel épisode de tectonique compressive et transpressive responsable de la dilacération des différentes unités.

Dans la partie méridionale du Domaine sud-armoricain, le processus de subduction daté du Dévonien moyen (Bosse *et al.*, 2000) implique un segment de croûte à affinité océanique (Groix-Céné) et peut-être une portion de marge continentale (Unité de Saint-Gilles – La Vilaine ?) et il est suivi d'une collision responsable d'un épaississement crustal. Au Carbonifère, un épisode de tectonique extensive amincit la croûte précédemment épaissie et permet l'exhumation des dômes granito-migmatitiques (Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen).

Par la suite, l'activité tectonique demeure marginale et se traduit essentiellement par de grandes failles NE-SW, à caractère plus ou moins décrochant, qui vont jouer à plusieurs époques, notamment au Cénozoïque.

ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE

Le démantèlement de la chaîne hercynienne, initié dès le Carbonifère, s'est poursuivi au Permien et au Trias. Le Jurassique n'est pas représenté dans l'emprise de la carte, mais il affleure à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est, dans le demi-graben de Chantonnay où est conservée une série marine carbonatée qui va de l'Infralias au Callovien. Il est donc probable que le socle de la carte Palluau était immergé aussi au cours des épisodes marins francs du Lias moyen et du Dogger. Le Jurassique débute par des argiles rouges et vertes qui fossilisent la paléosurface post-hercynienne et son manteau altéritique. Le retour de la mer s'effectue de manière progressive au cours de l'Hettangien, qui, sans doute, n'a pas atteint la région de Palluau. Un second cycle sédimentaire débute au Pliensbachien. La sédimentation marine se poursuit dans un contexte de plate-forme carbonatée soumis aux oscillations du niveau marin, les principales phases d'approfondissement se situant au Toarcien et au Callovien. L'émersion de la région intervient, probablement, seulement à la fin du Jurassique.

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

La mer revient au Cénomaniens moyen à partir de l'Ouest. La sédimentation s'effectue d'abord dans des marais littoraux ou des lagunes occupant des paléo-dépressions peu incisées qui semblent celles d'un réseau hydrographique anté-cénomaniens (Ters, 1961 ; Ters et Viaud, 1983). La gouttière ENE-WSW qui conserve les argiles sableuses noires à végétaux de Touvois en est un exemple. La sédimentation devient progressivement carbonatée et plus riche en organismes marins, caractérisant un environnement margino-littoral toujours soumis à l'influence continentale. Cet ensemble cénomaniens-turonien est ici moins développé que dans le bassin de Challans - Commequiers. À l'échelle régionale, les dépôts s'ordonnent selon une mégaséquence transgressive marquée par l'existence de deux discontinuités sédimentaires majeures (hard-ground), l'une proche de la fin du Cénomaniens, l'autre à la fin du Turonien local (Louail et Viaud, 1979). Il n'est pas aisé de savoir si la mer du Cénomaniens-Turonien a recouvert totalement la région ou si une zone émergée subsistait entre la Vendée et l'Anjou. La question est d'autant plus difficile à trancher que l'absence de dépôts coniaciens dans le Crétacé supérieur de Vendée permet d'envisager une émergence ayant conduit à l'érosion des assises antérieures.

Une transgression de plus grande ampleur se produit avec les faciès sableux décalcifiés de La Péranche, équivalents probables des Sables à spongiaires de la région de Commequiers (Louail et Viaud, 1979 ; début du Santonien - Campanien terminal-Maestrichtien). Cette formation a une extension supérieure à celles des assises antérieures. En effet, les altérites et formations résiduelles issues de ces dépôts se retrouvent, de manière ponctuelle, vers le Nord-Est jusque sur la carte Clisson (témoins résiduels de Monnières et de La Haie-Fouassière). Des « pierres cornues » peu usées, dont peu transportées, se rencontrent aussi en abondance dans les sédiments tertiaires. Il est donc vraisemblable que la mer santono-campanienne a recouvert toute la région.

ÉVOLUTION CÉNOZOÏQUE

Après une nouvelle période d'émergence et d'altération au Paléocène, 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 Pallau se trouve aux confins d'un domaine marin confiné, bordé de lagunes et de mangroves (Borne *et al.*, 1989). Les cailloutis à silex noirs qui affleurent au Nord-Ouest de la carte Pallau représenteraient l'estuaire d'un paléofleuve dont les sources se seraient situées dans la Brenne (Godard *et al.*, 1994).

Les assises lutétiennes étant connues dans la région de Machecoul, dans le graben du Maupas (Chevalier *et al.*, 1989a) et sous le lac de Grand-Lieu, on peut considérer que la transgression lutétienne a atteint la région de Pallau.

D'ailleurs, des galets calcaires perforés attribués au Lutétien sont conservés à la base du Néogène de Corcoué-sur-Logne. Ainsi, les témoins du Lutétien dessinent un golfe qui s'avance vers le Nord-Est (Saffré, Loire-Atlantique) et dont la bordure sud-orientale devait couper la carte de Palluau en oblique. Le Lutétien instaure une sédimentation peu profonde, d'abord soumise à un fort détritisme (sables et grès calcaro-dolomitiques) puis franchement carbonatée (calcaires dolomitiques).

Au cours du Paléogène, l'arrière-pays émergé continuait d'être soumis, sous un climat chaud et humide, aux processus d'altération lessivante qui a entraîné la décalcification des assises crétacées. Le profil d'altération devait comporter un horizon d'argile à silex et « pierres cornues », aujourd'hui presque totalement disparu, surmontant une isaltérite sableuse issue de la décalcification des assises clastiques de La Péranche (ancien tufeau gréseux ?). 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.

Après une nouvelle période d'émersion sans enregistrement sédimentaire, correspondant à l'Oligocène et au Miocène inférieur, la mer revient, au Néogène, par l'Ouest. Le Miocène moyen (Helvétien), connu dans la région de Montaigu (55 à 75 m NGF) et peut-être dans le bassin de Challans² (5 à 10 m NGF), n'a pas non plus laissé de témoin sur la carte Palluau (les faluns de La Guerbillère à l'Est de Touvois sont plutôt pliocènes). L'incursion marine du Pliocène inférieur (Zancléen) a laissé en revanche de nombreuses traces. Elle a, en effet, envahi des paléorias profondément incisées dans le socle. Les plus spectaculaires se situent au droit de structures N35 °E du socle. La phase d'érosion qui a permis l'incision de ces structures implique un abaissement relatif important du niveau marin. Cet abaissement a eu pour conséquence d'éroder la couverture crétacée altérée subsistant (encore ?) sur le socle, puis d'inciser ce dernier sur trente à cinquante mètres. L'absence de dépôts miocènes dans ces rias suggère que leur creusement est immédiatement antérieur au Zancléen. Ceci rejoint les conclusions de Van Vliet *et al.*, (2002) qui ont constaté l'incision du réseau hydrographique au pourtour du Massif armoricain à la limite Miocène-Pliocène.

Au fur et à mesure de l'invasion marine pliocène, les milieux de dépôts se sont ouverts, passant de marnes grises à des faluns sableux, tout en restant soumis à un détritisme important (débris de schistes et de calcaires très recristallisés) qui confirme la proximité du rivage. La mer se retire à nouveau après le Zancléen. Des paléosols hydromorphes s'installent au fond des rias partiellement déblayées de leurs sédiments. Une ultime transgression marine,

² Les dépôts de Challans attribués à l'Helvétien (Buge *et al.*, 1958 ; Ters et Viaud, 1983) seraient en fait Pliocène (Mercier *et al.*, 2000).

mal calée stratigraphiquement, déposent des sédiments détritiques grossiers, graves et sables siliceux, dans les paléorias et sur le plateau arasé dans lequel ces paléovallées sont incisées. Cette sédimentation littorale de forte énergie remobilise les dépôts antérieurs encore conservés sur la paléosurface (sables du Crétacé supérieur, cailloutis yprésiens) et affouille les dalles de « grès ladères ». Seules sont épargnés les sédiments cénomaniens conservés dans des dépressions du socle et les buttes-témoins de La Péranche et du Bousson.

La continentalisation de la région implique une reprise de l'érosion. Entre Pallau et Legé, le nouveau réseau hydrographique calque les paléorias zancléennes qu'il déblaie partiellement de leurs dépôts (incision de La Petite Boulogne). Ailleurs l'héritage est moins évident. L'empreinte des périodes froides du Quaternaire se traduit par l'abondance des phénomènes périglaciaires. Les fentes de gel à remplissage de sables rouges éolisés et les cellules de cryoturbation sont communes dans les excavations creusées dans les cailloutis cénozoïques. À l'échelle cartographique, le périglaciaire se manifeste surtout par le dépôt d'une couverture de limons à cachet éolien et par des coulées de solifluxion. Ces dernières ont joué un grand rôle dans la dispersion dans le paysage, des « grès ladères » éocènes.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région couverte par la carte Pallau est traversée par trois grands axes routiers principaux : la D753 axée NE-SW qui joint Rocheservière à Froidfond en passant par Legé, la D937 qui longe la bordure orientale de la feuille et joint Les Lucs-sur-Boulogne à Rocheservière et la D178 axée aussi N-S qui joint Corcoué-sur-Logne à Pallau en passant par Legé. Par ailleurs, le réseau de routes secondaires est dense et couvre uniformément l'ensemble du territoire de la feuille qui s'étend sur la frontière entre les départements de la Vendée et de la Loire-Atlantique.

Cette région est essentiellement vouée à l'agriculture, centrée principalement sur l'élevage de bovins soit pour le lait soit pour la viande, ce qui se traduit dans le paysage par l'importance des terres consacrées aux paturages et aussi à la culture du maïs. Un volet complémentaire de cette activité agricole est consacré à l'élevage de volailles, (poulets, canards, faisans, cailles, pintades...) dont une grande partie bénéficie du label « Challans ». De ce fait, les activités agro-alimentaires forment l'essentiel du tissu industriel de la région, même si d'autres activités industrielles plus variées, se sont aussi développées en pourtour des villes, notamment à Legé.

Station météo de Palluau
Pluviométrie cumulée

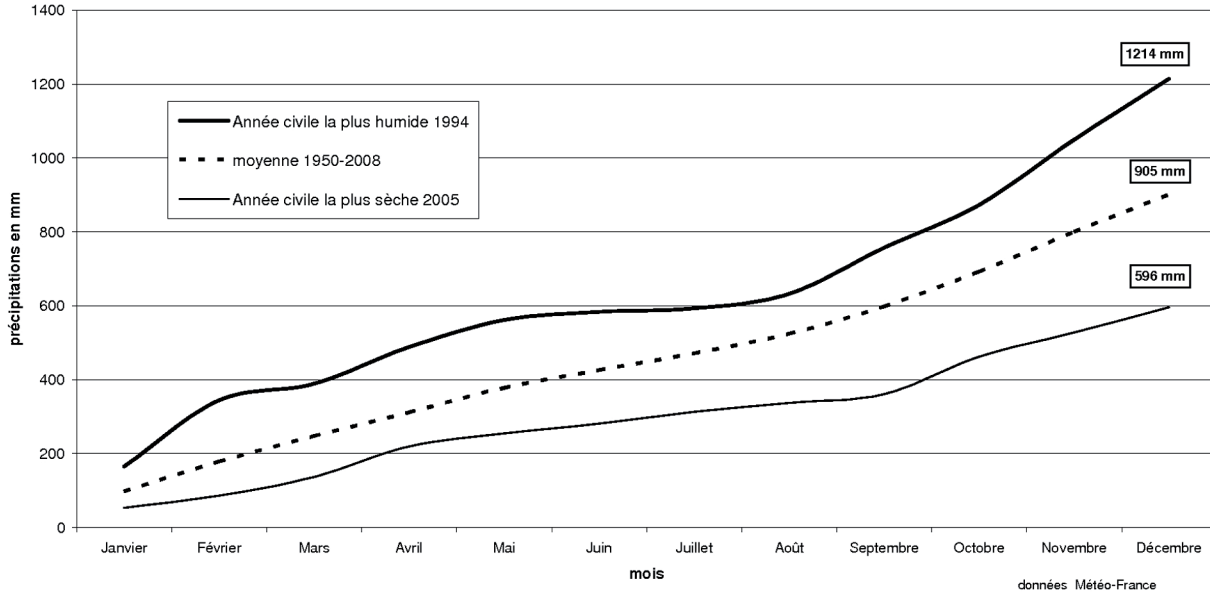


Fig. 12 - Évolution mensuelle cumulée des précipitations pour les années considérées au poste de Palluau

RISQUES NATURELS

La sismicité historique de la région de Palluau est extraite de la banque de données SisFrance, base nationale de la macrosismicité française, gérée par le BRGM. Un seul épïcêtre historique (1886) est répertorié sur le territoire de la feuille avec une intensité MSK épïcentrale à 4.

Année	Mois	Jour	Lieu	Intensité
1878	08	22	Beaufou	4

Cependant, si on élargit la zone de référence on constate que la région n'est pas totalement inerte avec plusieurs séismes d'intensité MSK entre 4 et 5,5 à l'Est et au Nord de La Roche-sur-Yon. Un séisme d'intensité MSK à 7,5 a même été référencé le 25 janvier 1799 dans le Marais breton et un d'intensité MSK à 6,5 dans la région de Luçon le 2 mai 1780.

RESSOURCES EN EAUX

Données climatiques

Le territoire d'emprise de la feuille de Palluau situé non loin de la côte atlantique est sous une influence climatique de type océanique tempéré.

Les postes d'observation météorologiques de Palluau et Rocheservière, localisés en bordure sud et nord-est de la feuille, enregistrent depuis 1950 les données pluviométriques. Sur la période observée (1950-2008), les précipitations moyennes annuelles sont de 903 mm (Palluau) et 810 mm (Rocheservière), avec des écarts à la moyenne importants (fig. 12). L'année civile 1994 constitue l'année la plus humide avec 1 214 mm, alors que l'année 2005 est la plus sèche avec seulement 596 mm.

L'analyse des précipitations à l'échelle de la Vendée montre que ce secteur compte parmi les plus arrosés du département avec une moyenne supérieure d'environ 100 mm à la moyenne vendéenne et plus de 120 jours de pluie par an.

En ce qui concerne les températures, celles-ci varient entre une moyenne mini de 7,5 °C et une moyenne maxi de 17,4 °C.

- Après précipitations, l'eau tombée sur le sol a trois destinées possibles :
- l'évapotranspiration qui est loin d'être négligeable ;
 - l'infiltration, à l'origine des eaux souterraines ;
 - le ruissellement, à l'origine des eaux superficielles.

Les eaux de pluies non ré-éaporées (directement par évaporation ou indirectement par reprise et transpiration des plantes) alimentent respectivement les eaux superficielles et les eaux souterraines : ce sont « les pluies efficaces ». En moyenne, sur l'ensemble du secteur, elles sont évaluées à 250 mm par an (soit 250 l/m² ou 1 m³ d'eau pour une surface de 4 m²).

Les pluies efficaces représentent donc à l'échelle du bassin les volumes disponibles pour alimenter à la fois les cours d'eau et les formations aquifères. Pour la feuille de Palluau (550 km²), elles totalisent une ressource en eau cumulée de 137 millions de m³. La fraction destinée au ruissellement représente la part la plus importante, en témoigne la densité du chevelu hydrographique (ruisseaux, cours d'eau, rivières). Quant à l'infiltration, les éléments « géologie » et « qualité du substratum » sont à intégrer puisqu'ils constituent le lieu de stockage des eaux souterraines. En première approche, 100 à 150 mm de pluies efficaces sont susceptibles de recharger annuellement les formations géologiques aquifères.

Hydrologie de surface

La carte Palluau a la particularité de se situer en tête de trois bassins versants bien identifiés qui font, par ailleurs, l'objet d'un outil de planification de la gestion de l'eau qu'est le Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) :

- le bassin versant de Falleron à l'Ouest, qui intègre le SAGE du Marais breton et de la Baie de Bourgneuf ;
- le bassin versant de La Petite Boulogne au Sud, affluent de La Vie et inscrit dans le périmètre du SAGE Vie-Jaunay ;
- le bassin versant de La Logne et de La Boulogne, situé dans le quart nord-est de la feuille et dont le territoire appartient au SAGE du lac de Grand-Lieu.

Aucun de ces cours d'eau n'est concerné directement par une retenue d'eau pour l'alimentation en eau potable, néanmoins l'enjeu principal de ces trois bassins reste bien l'amélioration de la qualité des eaux.

Le régime hydrologique de ces rivières se caractérise par des étiages sévères en été, avec des débits très faibles voire nuls au mois d'août, et des crues possibles en hiver. Le mois de janvier présente le débit moyen mensuel maximal. À titre d'exemple voici quelques valeurs de débit :

- sur La Boulogne à Rocheservière : 5,23 m³/s en moyenne mensuelle de janvier avec un débit instantané maximal connu de 62 m³/s le 10 avril 1983 ;
- sur La Petite Boulogne à La Chapelle-Palluau : débit instantané maximal connu 15,4 m³/s le 5 janvier 2001 ;

– sur la rivière Le Falleron à Falleron en tête de bassin : $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ en moyenne mensuelle de janvier, avec un débit instantané maximal observé le 12 mai 1981 de $24 \text{ m}^3/\text{s}$.

Ces débits de crue, caractéristiques d'un régime torrentiel, sont peu ou prou compensés par le pouvoir tampon des réservoirs géologiques d'eau souterraine de trop faible capacité.

RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE

Les formations de socle

Le socle du Domaine varisque sud-armoricain, constitué de complexes granitiques et métamorphiques, d'une manière générale, n'est pas très productif en eau souterraine. La présence éventuelle d'eau est assujettie aux modifications physiques qu'ont pu subir les roches, postérieurement à leur formation, lesquelles sont de deux types :

– modification par altération : dans les formations de type schistes, la dominante est silto-argileuse ce qui limite la perméabilité même si la porosité n'est pas négligeable (perméabilité inférieure à 10^{-7} m/s). Dans les formations granitiques, l'altération superficielle est plus sableuse et donc plus perméable. Ce sont des arènes plus ou moins argileuses dont la perméabilité évolue entre 10^{-5} et 10^{-7} m/s . Si l'épaisseur des altérites du granite est importante, la formation constitue alors un réservoir capacitif non négligeable susceptible d'alimenter de nombreux ouvrages peu profonds de la nappe phréatique ;

– modification par tectonique : le socle peut avoir subi localement une importante fracturation (failles, fissures, diaclases) susceptible de générer une circulation d'eau souterraine. La présence en profondeur d'un réseau de fractures ouvertes et connectées permet de drainer le réservoir capacitif superficiel.

La productivité des ouvrages (puits ou forages) implantés en zone de socle dépend globalement de ces deux paramètres. Les débits exploitables sont donc fonction des horizons traversés, de la densité de fracturation et de la profondeur. En tout état de cause, les nappes de socle sont souvent compartimentées et discontinues et les volumes exploitables peu importants contrairement aux grandes nappes continues des milieux sédimentaires.

Les débits sont généralement faibles (inférieurs à $5 \text{ m}^3/\text{h}$) mais peuvent atteindre exceptionnellement et ponctuellement $100 \text{ m}^3/\text{h}$ quand les conditions hydrogéologiques et tectoniques sont favorables surtout au sein du complexe granitique.

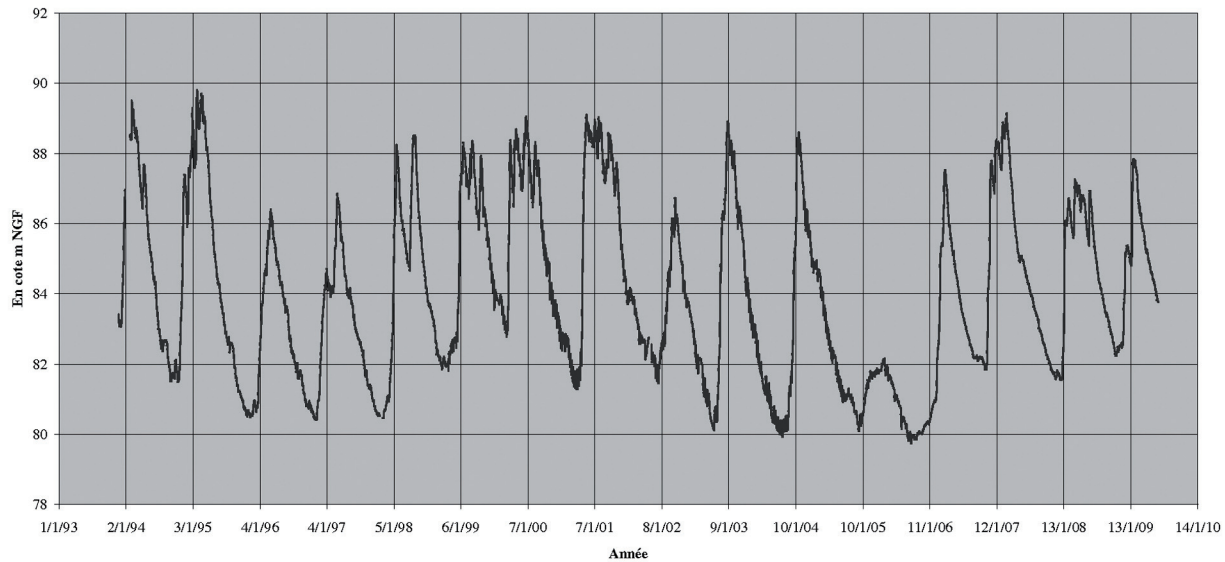


Fig. 13 - Suivi des fluctuations piézométriques sur le forage du Centre météo, La Roche-sur-Yon, « Les Ajoncs » (n° 562-5-36)

Dans le cadre du programme départemental de recherche en eau souterraine, le Service de l'Eau du Conseil Général de la Vendée a réalisé plusieurs sondages de reconnaissance hydrogéologique après prospection géophysique. Il s'avère que le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen qui s'étend largement sur le quart sud-est de la carte Palluau, présente les potentialités aquifères les plus intéressantes. Les communes de Palluau, Beaufou et Les Lucs-sur-Boulogne bénéficient ainsi de forages dont les débits exploitables dépassent les 10-20 m³/h.

Des investigations supplémentaires menées en 2004 et 2005 par le syndicat départemental d'alimentation en eau potable « Vendée-Eau » ont conduit à la reconnaissance de nouvelles ressources en eau souterraine sur les secteurs granitiques des communes de Saint-Étienne-du-Bois, Beaufou et Palluau. Au lieu-dit « La Guitonnière » sur la commune de Beaufou, les études se sont poursuivies pour définir les conditions d'alimentation d'un forage (indice BSS : 535-7-0016) susceptible d'être exploité pour l'alimentation en eau potable. Un volume maximum exploitable de 180 000 m³ par an est envisageable, soit un débit de 50 m³/h. La transmissivité locale est évaluée à 6.10⁻⁴ m²/s. En dehors des concentrations élevées en Fer et Manganèse total (concentrations classiques dans les aquifères granitiques), l'analyse des eaux captées par ce forage donne de bons résultats pour son exploitation à des fins d'eau potable. Des périmètres de protection ont été définis en fonction des conditions hydrodynamiques de la formation aquifère pour éviter toute pollution de la nappe.

Le suivi du niveau d'eau dans les ouvrages captant le socle permet d'expliquer les conditions d'alimentation ou de vidange des aquifères. D'une manière générale dans le Bocage vendéen, les nappes se rechargent tous les ans d'octobre à février et se vidangent naturellement de mars à septembre. Exceptionnellement la recharge des nappes par infiltration des « pluies efficaces » peut se poursuivre jusqu'à fin mars. De même, l'étiage peut se prolonger jusqu'en décembre.

À titre d'exemple, sur le piézomètre d'observation de l'aquifère granitique de La Roche-sur-Yon (fig. 13), il est possible de différencier des cycles pluriannuels avec des périodes dont le niveau moyen témoigne d'un étiage prononcé (exemple de 2002 à 2005), et des périodes à plus forte recharge (comme de 1998 à 2001). Les fluctuations piézométriques sont donc très influencées par les conditions climatiques annuelles, ce qui confirme le caractère superficiel de ces nappes. L'effet « tampon » habituellement observable dans les grands aquifères est peu significatif dans ces nappes de socle.

En ce qui concerne l'amplitude piézométrique annuelle et naturelle, celle-ci est très variable d'une année sur l'autre et d'un point à un autre,

indépendamment de la formation concernée. De quelques dizaines de centimètres, l'amplitude peut atteindre plusieurs mètres sur certains puits. Il va de soi que si l'ouvrage est exploité, le rabattement de nappe accentue l'amplitude piézométrique annuelle.

Enfin, concernant l'étude de la surface de la nappe, il est à signaler que les niveaux d'eau dans les puits et forages sont souvent proches du sol (inférieurs à 10 m) et que le sens d'écoulement des nappes correspond à la pente de la surface topographique. Ainsi, bien souvent, les ruisseaux et rivières du socle bocager vendéen drainent les horizons aquifères superficiels.

Les formations sédimentaires

La géologie post-hercynienne est à l'origine de la présence de bassins sédimentaires aux potentiels aquifères variables :

Le bassin crétacé de Touvois

Le Conseil Général de Loire-Atlantique a effectué plusieurs prospections en 1996 et 1997 afin de reconnaître les assises crétacées de Touvois, formations qui sont largement masquées par les cailloutis tertiaires. L'objectif était surtout d'évaluer les capacités aquifères des calcaires qui, en forêt de Touvois, avaient donné lieu à des exploitations pour la chaux au XIX^e siècle. Les reconnaissances par géophysique et forages ont montré que ces calcaires ont une extension et une épaisseur trop faibles pour être productifs (quelques m³ au mieux). Le remplissage crétacé représente une épaisseur réduite, voisine de 10 m, avec localement quelques surépaisseurs de l'ordre de 15 m à la faveur de petits grabens. Les calcaires surmontent des argiles sableuses et les altérites du socle également sans intérêt. À l'Ouest de Touvois, la base du Crétacé supérieur est toutefois suffisamment sableuse pour constituer un petit aquifère alimentant la Fontaine bouillante de Fréligné.

Le bassin de Machecoul

L'angle nord-ouest de la carte correspond à l'extrémité orientale du bassin sédimentaire dit « de Machecoul ». Les dépôts sablo-argileux de l'Yprésien, présentent une épaisseur de 5 à 10 m entre les bourgs de La Marne et Paulx et sont faiblement aquifères (Transmissivité $T = 10^{-4}$ à 10^{-6} m²/s) ; ils sont le siège d'une nappe à surface libre, en continuité hydraulique avec la nappe « des sables et calcaires lutétiens » captée plus à l'Ouest, sur la commune de Machecoul, pour des usages d'irrigation et d'alimentation en eau potable.

Les petits bassins de Corcoué-sur-Logne

Les trois petits bassins pliocènes de « La Gautrie », « La Mignerie » et « La Coopérative », dont la surface cumulée n'excède pas 1 km², renferment des dépôts sablo-calcaires aux caractères aquifères peu développés.

Les assises sablo-graveleuses cénozoïques

Elles surmontent, en général, le socle hercynien imperméable et peuvent contenir une nappe libre et vulnérable qui est captée par de nombreux puits domestiques. Cette dernière est localement exploitée pour l'irrigation. Dans ce cas, le prélèvement s'effectue par le biais de plans d'eau qui mettent au jour la nappe, plans d'eau qui sont souvent d'anciennes sablières ou gravières (Nord de Paulx, Sud de Saint-Christophe-du-Ligéron).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen

En 2006-2007, sur le territoire de la carte Palluau, il n'y avait plus aucune carrière en activité au sein des divers granites de ce Complexe et/ou de leurs enclaves métamorphiques. En revanche, de nombreuses carrières abandonnées, d'extension variable, ont été recensées, carrières qui ont servi à l'extraction de blocs rocheux et/ou à la confection de granulats. La principale zone de carrières abandonnées se trouve à l'extrémité nord du massif de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie, sur la commune de Saint-Étienne-du-Bois en bordure ouest du hameau des Émerillères ; les blocs rocheux extraits ont notamment servi à la construction de l'église de cette commune.

Filons de microgranite porphyrique

Dans l'angle sud-est de la carte, trois carrières abandonnées et en grande partie noyées par des étangs, sont implantées dans des filons de microgranite, aux endroits suivants :

- à l'Ouest du hameau de La Remaudière, en rive gauche (sud) du ruisseau du Godineau, à l'extrémité nord-est de la commune du Poiré-sur-Vie ;
- de part et d'autre de la D937, à 900 m et 1,3 km à l'ENE de La Remaudière pour les deux autres, situées à l'extrémité sud-est de la commune de Beaufou.

Roches métamorphiques

Au XIX^e siècle et dans la première moitié du XX^e, de nombreuses petites carrières ouvertes dans les micaschistes, les phanites, les porphyroïdes et les gneiss ont fourni des moellons pour les constructions rurales du voisinage.

Les écolites et amphibolites du Complexe HP des Essarts furent exploitées pour l'empierrement des routes, notamment à La Favrie et au Préau. La grande carrière d'écolite de La Gerbaudière en Saint-Philbert-de-Bouaine, située juste au-delà de la limite nord de la carte, est toujours aujourd'hui exploitée pour granulat, par la Société Lafarge.

De même, l'orthogneiss de l'Angle est exploité aussi pour granulats dans les carrières des Airables (Saint-Sulpice-le-Verdon) situées de part et d'autre de la route D18.

Enfin, en limite sud de la carte, à l'Ouest de Palluau, la carrière du Logis-de-la-Cantinière exploite, pour granulats, les gneiss porphyroclastiques (porphyroïdes) de la formation de La Sauzaie.

Gravières et sablières

Les sables et graviers yprésiens sont exploités dans le Nord-Ouest de la carte, près de La Charouillère au Nord de Paulx et à l'Ouest de La Pintière. D'anciennes exploitations sont visibles aussi près de La Jacquetterie.

Dans l'angle sud-ouest de la carte, les sables et cailloutis plio-quaternaires du bassin du Ligneron sont actuellement toujours exploités en carrières, près de La Noue et de La Cautuère, sur le flanc sud de la vallée.

GITES ET INDICES MINÉRAUX

Sur le territoire de la carte Palluau, aucun gîte minéral n'est connu et le fichier de la BSS (Banque des Données du Sous-Sol) contient un seul indice, à chrome et amiante, encaissé dans des serpentinites de l'Unité du Bois-de-Céné – Groix (indice n° 03551x4002). D'après les archives minières du BRGM à Nantes, la minéralisation amiantifère consiste en des veines de chrysotile dans une serpentinite rubanée contenant en outre de longues baguettes d'actinote et de la magnétite, comme cela était observable dans une carrière ouverte en 1967, mais inondée depuis.

Cependant, en 1837, une tentative d'exploitation de charbon fut entreprise dans les formations carbonifères du Sillon houiller vendéen, près de Malabrit. On peut situer l'emplacement du puits à quelques 500 m au Sud-Ouest du village, sur la rive gauche de l'Issoire et au Nord de la route D753. En octobre 1837, une galerie dirigée vers le Nord-Est, à 34 pieds de profondeur, a recoupé 4 couches de charbon. Ces résultats encouragèrent Jean-Baptiste Audouy de Nantes à faire une demande de concession minière (Arch. dép. de la Vendée, S 597 ; Arch. dép. de Loire-atlantique, S 1605S1 ; Arch. nat. F14 7903). Cependant, en novembre 1838, les travaux de recherche n'ont pas donné les résultats escomptés. De plus, l'entreprise a été entravée dans son développement par des difficultés administratives, la concession demandée étant à cheval sur les départements de la Vendée et de la « Loire-Inférieure », et la municipalité de Saint-Philbert-de-Bouaine rechantant à autoriser les travaux sur les terrains communaux. Une nouvelle demande d'exploitation est déposée en février 1843, mais n'aura pas davantage de succès. La tradition orale rapporte que des travaux de recherche furent aussi entrepris à L'Écotais,

à La Piltière et à La Merlatière, où les déblais d'un puits de recherche sont encore visibles 200 m à l'Ouest du lieu-dit.

Enfin, lors du levé de la carte - dans la carrière en activité du Logis-de-la-Cantinière, à l'Ouest de Palluau - a été observé un stockwork de minces filons de quartz contenant d'une part des sulfures disséminés et d'autre part de petits amas lenticulaires de sulfures massifs. Cette minéralisation sulfurée remplit un réseau dense de fractures et imprègne l'encaissant, constitué de « porphyroïdes » (formation de La Sauzaie) et d'un monzogranite porphyroïde à biotite intrusif, ces deux roches étant cataclasées et hydrothermalisées comme le montre leur teinte jaune-citron visible de loin (cf. *supra* description du monzogranite porphyroïde à biotite, hydrothermalisé, du Logis-de-la-Cantinière (p³H)). Les filons individuels ont une puissance variant entre 1 à 20 cm, mais se suivent sur une longueur de 1 à 30 m.

L'étude d'une section polie (SP 55386-PAL01) par L. Bailly (note interne BRGM, 2007) montre que les sulfures sont représentés principalement par des cristaux de pyrite cataclasés. Cette pyrite est accompagnée d'autres sulfures :

- sphalérite, peu abondante ;
- galène, en inclusions dans la pyrite ;
- stibine (Sb₂S₃), en plages englobant des cristaux de pyrite ;
- molybdénite, en lamelles assez fréquentes ;
- traces de chalcopirite, associée à la stibine.

Aucun grain d'or n'a été observé. La gangue est constituée de quartz et de biotite accessoire.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Parties occidentale et nord-orientale de la carte, Unités de Saint-Gilles – La Vilaine, de Bois-de-Céné – Groix, des Essarts et de La Roche-sur-Yon.

À Saint-Étienne-de-Mer-Morte prendre la D72 et à la sortie ouest du village se garer sur le parking surplombant la vallée du Falleron.

Affleurement A1 : *contact entre les micaschistes de la formation de Saint-Gilles et les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie.* Tout au long du côté nord de la rue, affleurent, successivement d'Ouest en Est :

- des micaschistes beige-argenté à rouille, finement feuilletés, montrant quelques exsudats de quartz intrafoliaux et alternant avec des gneiss micacés à lits millimétriques leucocrates. Ces micaschistes et gneiss micacés de la

formation de Saint-Gilles ont une foliation principale fortement redressée et déformée par des plis centimétriques en chevrons et des plis en genoux ;

– des micaschistes plus massifs : les lits leucocrates sont plus épais et plus nombreux et on note l'apparition de porphyroclastes infra-centimétriques de quartz et de feldspath caractéristiques des porphyroïdes de la formation de La Sauzaie.

Ce passage rapide (sur 1 à 2 m) et conforme entre les deux formations s'observe aussi en contrebas de la rue, à flanc de coteau de la vallée, au niveau de l'ancien moulin.

Revenir sur ses pas et suivre la D72 vers l'Ouest pour franchir le cours du Falleron ; suivre vers le Nord, sur 200 m, le pied du coteau occidental de la vallée du Falleron.

Affleurement A2 : *gneiss micacés de la formation de Saint-Gilles.* À flanc de coteau affleure des gneiss fins micacés, gris-argenté ; la foliation principale (S1) est soulignée par un très fin litage de lits infra-millimétriques micacés et quartzo-feldspathiques. Cette foliation assez fortement pentée est déformée porte une fine linéation de crénulation associée à de petits plis en chevrons.

Reprendre la D72 jusqu'au bourg de Saint-Étienne-de-Mer-Morte et prendre la D63 en direction du Nord jusqu'au croisement avec la D263 ; suivre la D63 vers l'Est jusqu'au hameau de La Basse-Egonnière puis prendre la D65 en direction du Nord et de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu ; au niveau de la ferme du Moulinier prendre la première route à droite en direction du hameau de La Roche ; en bordure nord de la route existe une ancienne carrière abandonnée.

Affleurement A3 : *gneiss micacés et micaschistes de la formation de Saint-Gilles.* Gneiss fins beige-argenté finement lités et micaschistes finement feuilletés montrant localement des exsudats intrafoliaux de quartz laiteux. La foliation principale (S1) est sub-verticale et est recoupée par une schistosité de crénulation (S2). La paragenèse des gneiss est assez riche en feldspath (35 %) et ceux-ci pourraient correspondre à des méta-grauwackes.

Revenir au hameau de La Basse-Egonnière et prendre la D65 en direction du Sud jusqu'au croisement avec la D263 ; prendre cette dernière vers l'Est jusqu'à La Bénate, puis la D72 jusqu'à Corcoué-sur-Logne. Au rond-point au centre du bourg, prendre la D61 en direction de Rocheservière, puis la D937 en direction des Lucs-sur-Boulogne ; prendre sur la droite la route de la Dorinière et après avoir franchi le pont sur La Boulogne, se garer au pied du coteau ; suivre le chemin piétonnier en rive nord de La Boulogne, sur 200 m environ, jusqu'à de petites carrières abandonnées.

Affleurement A4 : *orthogneiss de l'Angle*. À flanc de coteau, dans d'anciennes petites carrières, affleure un orthogneis (un méta-granite) à grain moyen-fin, gris clair, à muscovite et biotite, montrant une foliation mylonitique affectée par une cataclase ; ces structures sont probablement induite par le décro-chevauchement des Essarts tout proche.

Reprendre la route vers La Dorinière et au croisement avec la D7 suivre cette dernière vers l'Ouest jusqu'à la ferme de La Naulière et se garer ; suivre le chemin menant à la rive de La Boulogne.

Affleurement A6 : *paragneiss coronitiques à reliques de faciès écologite*. À flanc de coteau affleurent des paragneiss clairs d'aspect micaschisteux, plus ou moins migmatisés dans lesquels la paragenèse initiale comprend : quartz, plagioclase, biotite, grenat, cordiérite, sillimanite, muscovite. La cordiérite est pseudomorphosée en poéciloblastes sombres et la biotite et le grenat sont chloritisés.

Reprendre la D7 et revenir par la route de La Dorinière jusqu'à la D937 ; prendre cette dernière vers le Sud jusqu'à Les Lucs-sur-Boulogne. Dans le bourg, prendre la D18 et au hameau de Bel-Air prendre sur la gauche, la route de La Gobinière ; suivre cette dernière jusqu'à environ 250 m à l'Ouest du Moulin-de-la-Graizaudière et stationner au niveau du chemin piétonnier qui, sur la droite, descend jusqu'à la rive nord de La Boulogne.

Affleurement A7 : *micaschistes à grenat du groupe de Nieul-le-Dolent*. Une petite zone d'extraction, sur la droite du chemin, permet d'observer des micaschistes à muscovite + biotite + grenat. La foliation métamorphique, orientée E-W, est ici subverticale.

Poursuivre, à pied, la descente vers La Boulogne puis suivre, sur 400 m environ, le chemin qui longe la rivière. Succédant à un éperon rocheux massif, une nouvelle petite zone d'extraction, récemment ouverte au pied du talus, permet l'observation de micaschistes.

Affleurement A8 : *micaschistes (métapélites) à poeciloblastes d'andalousite, du groupe de Nieul-le-Dolent*. Une petite zone d'extraction récemment ouverte, montre un faciès métapélitique caractérisé par la présence de grands poeciloblastes d'andalousite, disposés à plat dans la foliation métamorphique ; cette dernière est ici subverticale et orientée WNW-ESE.

Rejoindre la D18 et revenir aux Lucs-sur-Boulogne. Dans le bourg, prendre la D137 en direction de Legé puis, une fois passé la vallée de La petite Boulogne, prendre, sur la gauche, la D94 en direction de Saint-Étienne-du-Bois et de Grand'Landes. A Grand'Landes, tourner à gauche puis à droite au niveau d'une chapelle située à la sortie sud du village et prendre la D50 puis

la D2 en direction de Saint-Christophe-du-Ligneron. Au lieu-dit « La Croix », prendre à droite en direction de La Liborgère puis à gauche, en direction du hameau de La Grénetière. Stationner à la Grénetière.

Affleurement A9 : *porphyroïdes de la formation de La Sauzaie.* Dans le talus de la route, au niveau de la sortie nord-est du village, affleure un faciès leucocrate folié dans lequel on reconnaît des porphyroclastes de feldspath de 1 à 2 cm de long. Dans le hameau, ces mêmes porphyroïdes sont déformés par des plis dont la direction axiale plonge faiblement (15 °C) vers l'ENE.

Revenir au village de Grand'Landes et emprunter la D90 vers le Nord-Ouest, en direction de La Jaubretière et de Froidfond. À Froidfond, prendre la direction de Saint-Étienne-de-Mer-Morte par la D76. Juste avant de traverser le Falleron, emprunter, sur la droite, un chemin sur environ 200 m et se garer. L'affleurement à visiter se situe à droite, dans la partie haute d'une parcelle cultivée (autorisation préalable à obtenir).

Affleurement A10 : *porphyroïdes mylonitiques de la formation de La Sauzaie et lamprophyre.* L'affleurement correspond à une fosse récemment creusée d'où ont été extraits d'importants volumes de roches. Le faciès principal est une roche claire à débit en feuillets correspondant à un faciès mylonitique des porphyroïdes de la formation de La Sauzaie. La foliation principale est orientée ENE-WSW et présente un plongement fort vers le Nord (65 °C). Un filon de lamprophyre finement grenu et riche en paillettes de biotite constitue la paroi sud de la fosse.

Rejoindre Saint-Étienne-de-Mer-Morte et suivre vers l'Ouest la D72 jusqu'au hameau des Cinq Routes ; prendre la D73 vers le Sud et traverser successivement les hameaux de La Bertrandière et de La Blanchardière. Un peu avant la ferme de La Brenellière, prendre à gauche et traverser le ruisseau. L'affleurement se situe dans le talus de la route, en rive droite du ruisseau de La Blanchardière.

Affleurement A11 : *porphyroïdes mylonitiques de la formation de La Sauzaie.* L'affleurement correspond à des gneiss porphyroïdes foliés à mylonitiques. Les porphyroclastes de quartz et de feldspaths sont abondants, étirés et tronçonnés dans une matrice essentiellement quartzreuse et micacée. La foliation est orientée E-W et plonge d'un angle fort vers le Nord (70 °C).

Partie sud-orientale de la carte, Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et filon de microgranite porphyrique

À partir de Palluau, prendre la D978 vers le Nord en direction de Legé jusqu'au hameau du Grand Pé et se garer à droite de la route pour se

rendre à la carrière abandonnée, située sur une propriété privée, après avoir demandé l'autorisation au propriétaire et si ce dernier est absent se rendre au point G1bis, situé un peu plus au nord, en bordure est de la D978, à l'extrémité nord du hameau de la Chênelière.

Affleurement G1 : *faciès cataclasé du monzogranite porphyroïde à biotite de Legé.* Carrière abandonnée du Grand Pé, à l'Est de la D978 (commune de Saint-Étienne-du-Bois, 85). Dans cette carrière le monzogranite à biotite est affecté par une cataclase qui rend difficile l'observation du caractère porphyroïde originel. En effet, la roche est affectée par de nombreuses fractures, à patine brun rouille due à des enduits d'hydroxydes de fer, de sorte que les tablettes de feldspath potassique, de teinte rose pâle et fortement microfissurées, sont bien visibles uniquement sur des échantillons coupés à la scie diamantée.

Affleurement G1bis : *faciès cataclasé du monzogranite porphyroïde à biotite du massif de Legé.* En bordure est de la D978, dans le hameau de La Chênelière, au niveau de l'intersection avec la route E-W traversant le hameau, (commune de Saint-Étienne-du-Bois, 85) un affleurement rocheux montre le même phénomène qu'au point G1.

Continuer sur la D978 en direction du Nord, puis dans le bourg de Legé (44) prendre la D178 vers le Nord, en direction de Corcoué-sur-Logne ; après avoir parcouru environ 3 km sur la D178, tourner à gauche, vers l'Ouest, en direction du hameau de La Logne et s'arrêter à l'extrémité sud-ouest de ce hameau. Se rendre à la carrière abandonnée située immédiatement au Sud, après avoir demandé l'autorisation au propriétaire, qui habite la ferme située à proximité.

Affleurement G2 : *monzogranite à grain moyen à biotite du massif de Legé et filons de leucogranite.* Carrière abandonnée située immédiatement au sud hameau de La Logne (commune de Legé, 44). Cette carrière montre un monzogranite mésocrate dont la taille de grain est quelque peu hétérogène : dans un fond de grain ≤ 3 mm se détachent quelques cristaux de feldspath potassique dont la longueur varie entre 5 et 25 mm. À l'extrémité nord de la carrière, ce faciès mésocrate renferme un passage subleucocrate à deux micas, avec à peu près autant de muscovite que de biotite. Le monzogranite mésocrate est recoupé par deux filons de leucogranite, parallèles, de direction N30, bien visibles sur les parements ouest et est de la carrière. Le monzogranite mésocrate constitue en outre un grand affleurement rocheux en bordure de route dans le hameau lui-même.

Retourner à Legé et dans le bourg prendre, en direction de l'Est, la D94 jusqu'au hameau de La Chauvière dans lequel on quitte la D94 pour prendre, près du calvaire, la route qui va vers l'Est en direction du hameau de La

Guichère ; dans la partie orientale de ce hameau prendre la petite route qui va vers le Sud, puis à l'extrémité sud du hameau tourner à gauche vers l'Est et, après environ 1 km, on aperçoit une carrière abandonnée située en rive gauche (nord) de La Logne et accessible par une piste partant de la route vers le Sud ; se garer au bout de cette piste.

Affleurement G3 : *monzogranite porphyroïde à biotite du massif de Legé.* Carrière abandonnée située au Sud-Est de La Guichère et au Sud-Sud-Ouest de La Retière (limite sud de la commune de Legé et du département 44). Cette carrière montre un faciès franchement porphyroïde, avec des cristaux automorphes d'orthose de 1 à 5 cm de longueur, localement bien orientés, marquant une fabrique planaire de direction N60 avec un pendage de 70 °C NNW. Ces cristaux sont soit dispersés soit concentrés en de petits amas, aux contours flous et de volume < 1 m³ : de tels « cumulats » d'orthose apparaissent d'une part sur un rocher en place, à l'extrémité nord-est de la carrière et d'autre part, plus au Sud, sur un bloc déplacé renfermant en outre une petite enclave sombre, de forme ovoïde. Un échantillon du monzogranite de cette carrière (PL7B33) a fait l'objet d'une datation radiométrique sur monazite par la méthode U-Th-Pb à la MSE, à **335 ± 12 Ma** (Cocherie, 2007).

Faire demi-tour pour reprendre la petite route qui mène à La Guichère et après environ 200 m tourner à gauche, vers le Sud, à l'intersection de la cote z = 47, traverser le hameau de La Ricoulière (85) et continuer sur la petite route jusqu'à l'intersection avec la D3 (où se situe un calvaire) et tourner à gauche pour prendre la D39, vers le Sud-Est en direction des Lucs-sur-Boulogne ; suivre cette grande route sur environ 1,3 km puis tourner à droite vers le Sud, pour prendre la petite route menant au hameau de La Bromière et s'arrêter dans ce hameau.

Affleurement G4 : *granite subleucocrate à grain grossier, à 2 micas.* Hameau de La Bromière (commune des Lucs-sur-Boulogne, 85). Ce hameau est construit sur un granite à grain grossier, à tendance porphyroïde, présentant un débit en dalles subhorizontales (horizon fissuré superficiel). Les tablettes de feldspath potassique de teinte blanc nacré ont 1 à 2 cm de long. La taille plurimillimétrique des lamelles de micas permet de distinguer facilement d'une part de la biotite (mica noir) et d'autre part de la muscovite qui présente de fréquentes sections losangiques. Ce granite est recoupé par quelques minces filons d'aplite ou de pegmatite.

Faire demi-tour et retourner à l'intersection avec la D39 à suivre jusqu'aux Lucs-sur-Boulogne ; dans le bourg tourner à gauche immédiatement après l'église, puis, après environ 300 m, à droite, vers l'ENE, pour se rendre à l'extrémité sud-ouest de l'étang où se trouve un parking attenant à une aire de loisirs ; partir à pied et longer le lac jusqu'à son extrémité sud-est où se situent des affleurements de granite.

Affleurement G5 : *faciès de bordure du granite subleucocrate à grain moyen, à 2 micas et métaquartzite phtanitique proche du contact.* Berge orientale de l'étang des Lucs-sur-Boulogne, 85. Les rochers granitiques situés près de l'extrémité sud-est de l'étang, sont très proches du contact avec les roches métamorphiques du Groupe de Nieul-le-Dolent et sont corrélativement constitués d'un faciès de bordure hétérogène : le granite subleucocrate à grain moyen à 2 micas est envahi par un stockwork de minces filonnets d'aplite et/ou de pegmatite et recoupé par de minces filons de quartz de direction N50 et de puissance ≤ 20 cm. En suivant la berge orientale de l'étang vers le Nord, on observe, après une lacune d'affleurement, des rochers de roches métamorphiques, consistant principalement en un métaquartzite phtanitique ; à environ 100 m au Nord de l'extrémité sud-est de l'étang, un rocher (en place ?) montre un métaquartzite phtanitique plissé.

Retourner au parking et partir à pied vers le Sud pour se rendre à la carrière abandonnée située près d'une école.

Affleurement G6 : *granite subleucocrate à grain moyen, à 2 micas.* Carrière abandonnée, dans la partie sud-est du bourg des Lucs-sur-Boulogne, 85. Cette carrière, accessible directement par la petite route menant à l'école, est implantée dans un granite subleucocrate à 2 micas, homogène en dehors de quelques minces filons d'aplite ou de pegmatite. Les lamelles, de taille ≤ 4 mm, sont constituées de deux micas différents, faciles à distinguer : d'une part de la muscovite, soit isolée et losangique soit en petits amas, et d'autre part, de la biotite.

Revenir au parking et repartir en voiture jusqu'à l'église ; tourner à gauche et prendre, vers le Sud-Est, la D 937 en direction de Belleville-sur-Vie ; suivre cette grande route sur environ 4 km, puis tourner à gauche, au niveau d'un transformateur électrique (Tf), pour prendre, en direction du Sud-Ouest, la petite route qui mène au hameau de La Remaudière. Se garer au milieu de ce hameau et prendre à pied la piste qui part vers l'Ouest et mène à une grande carrière abandonnée.

Affleurement G7 : *filon de microgranite porphyrique à faciès de rhyolite et enclave de leucogranite.* Carrière abandonnée de La Remaudière, en rive gauche (sud) du ruisseau du Godineau, (extrémité nord-est de la commune du Poiré-sur-Vie, 85). La carrière de La Remaudière, en grande partie noyée, est implantée dans un filon de microgranite porphyrique de direction N65 et de 20 à 30 m de puissance. À l'extrémité ouest de la carrière, accessible à pied sec, le filon présente une belle « bordure figée » fluidale, au contact d'une grosse enclave de leucogranite à grain fin, à 2 micas et cordiérite accessoire. Les caractères pétrographiques du microgranite et de sa bordure figée sont décrits en détail supra (cf. description des terrains, $\mu\gamma$).

Rejoindre la voiture, faire demi-tour et après avoir franchi le pont sur Le Godineau, tourner à gauche pour prendre la D78, en direction de l'Ouest et de Beaufou. Après avoir suivi la D78 sur environ 5 km, tourner à gauche, vers le Sud-Ouest, pour prendre la petite route menant au Coudreau puis à La Grande Roulière ; s'arrêter à l'extrémité sud de ce hameau, construit sur du rocher.

Affleurement G8 : *granite hétérogène du massif du Poiré-sur-Vie.* Extrémité sud du hameau de La Grande Roulière (commune du Poiré-sur-Vie, 85). Ce hameau est construit sur un granite à grain moyen, à 2 micas, injecté de pegmatite. À l'extrémité sud du hameau, une grande dalle rocheuse constitue un affleurement exceptionnel montrant le granite subleucocrate à 2 micas recoupé par un filon lenticulaire de monzogranite à grain fin, à biotite, de direction N110, subvertical, d'environ 6 m de longueur et de puissance ≤ 30 cm. Vers l'Est ce filon est relayé par de petites loupes surbiotitiques.

Reprendre la voiture, faire demi-tour et à l'extrémité nord de La Grande Roulière tourner à droite pour prendre la piste qui va vers l'Est ; après avoir parcouru environ 100 m, se garer au bord de la piste et prendre à pied le sentier qui part à droite vers le Sud-Est et aller jusqu'au ruisseau qui se trouve à l'Est de la Grande Roulière.

Affleurement G9 : *petits chaos de boules de monzogranite à grain fin-moyen à biotite.* Le long du ruisseau, 300 m à l'Est du hameau de La Grande Roulière (commune du Poiré-sur-Vie, 85). Les boules ont une patine sombre et des cassures fraîches montrent qu'elles sont constituées d'un granite à grain fin-moyen, mésocrate par suite de sa relative richesse en mica noir.

Retourner à la voiture, faire demi-tour et au bout de la piste tourner à droite, vers le Nord-Ouest, pour retourner par la petite route précédente, via Le Coudreau, jusqu'à l'intersection avec la D78 ; suivre cette dernière vers l'Ouest ; après l'église de Beaufou, tourner à gauche, vers le Sud-Ouest, pour prendre la D18 en direction de Palluau ; dans le hameau de L'Auspierre, tourner à droite, pour prendre, la D81 en direction du Nord et de Saint-Étienne-du-Bois, jusqu'aux Embardières et s'arrêter dans ce hameau, au niveau des affleurements situés de part et d'autre de la D81.

Affleurement G10 : *granite hétérogène du massif du Poiré-sur-Vie.* En bordure de la D81 dans le hameau des Embardières (commune de St-Étienne-du-Bois, 85). Les affleurements de bord de route montrent un granite subleucocrate à grain moyen à 2 micas, renfermant des schlieren micacés et injecté de bouffées et de filonnets diffus de pegmatite à muscovite plus, parfois, tourmaline.

Reprendre la voiture et continuer sur la D81 en direction du Nord sur un peu plus de 1 km ; à l'extrémité nord du hameau des Trois Pigeons, tourner à droite pour prendre la petite route menant au Rivault via le Marché Nouveau. S'arrêter à l'extrémité nord du Rivault et suivre à pied le sentier qui part vers le Nord ; après la traversée d'un petit vallon ce sentier monte sur le flanc sud d'une colline rocheuse.

Affleurement G11 : stock de leucogranite hétérogène. Colline au Nord du Rivault (commune de Saint-Étienne-du-Bois, 85). Sur le sentier et de chaque côté de ce sentier, affleure un leucogranite de type aplito-pegmatite à muscovite, caractérisé par des variations rapides de la taille de grain ; ce leucogranite contient quelques petites enclaves grises surmicacées et est recoupé localement par des veinules de quartz à muscovite.

MÉTÉORITE DE ROCHESERVIÈRE

Le 5 septembre 1841, une météorite est tombée dans les vignes situées entre Saint-Christophe-la-Chartreuse et Grammont, sur le territoire de la commune de Rocheservière. « *L'Écho du Monde savant* » du 24 novembre 1841 rapporte que « un globe de feu d'une clarté éblouissante et accompagné d'une forte détonation, a été vu traversant l'espace avec une grande vitesse dans les environs de Bourbon-Vendée [La Roche-sur-Yon]. Le bruit s'est aussitôt répandu qu'un événement extraordinaire avait eu lieu dans le pays et on a même dit que l'île d'Yeu avait été engloutie. On a appris depuis que ... à Roche-Servière, le météore a été suivi de la chute d'une pierre qui est tombée, près de plusieurs cultivateurs effrayés, dans un champ du village de Saint-Christophe, en y faisant une excavation de 12 à 15 cm de profondeur. Cet aérolithe, qui pèse 5 kilogrammes et demi, ressemble à une pierre calcinée. Cette pierre, qui dans l'intérieur paraît formée de fer, de soufre et de silice, a été recueillie par M. Mercier (des Lucs), qui se propose de la soumettre à une analyse chimique ». La roche, décrite scientifiquement par Daubrée (1880) puis surtout par A. Lacroix (1906), est une chondrite à olivine et hypersthène (type L. 6). La masse principale (4,7 kg) est aujourd'hui exposée au Muséum d'Histoire naturelle de Nantes, tandis que quelques fragments sont conservés dans d'autres musées (Paris, Chicago, Vienne, Londres).

Cependant, la météorite de Rocheservière est plus connue des juristes que des géologues, car elle fut l'objet d'un étrange procès. François Douillard, le cultivateur qui la trouva, la céda à Amédée Mercier, alors maire des Lucs-sur-Boulogne, mais le propriétaire du terrain sur lequel elle était tombée, un dénommé Jean Vollard, en revendiqua bientôt la propriété. Le tribunal civil de Bourbon-Vendée recueillit le témoignage du cultivateur de Saint-Christophe. Celui-ci affirma que, dans sa chute, la météorite avait creusé un petit cratère de 30 cm de profondeur, entre deux rangs de vigne, à la limite précise de deux

propriétés, mais qu'elle avait rebondi hors du cratère (Bureau, 1898). On peut se demander aujourd'hui si notre homme, un brin roublard, ne prenait pas un malin plaisir à embrouiller un peu plus l'affaire. Quoi qu'il en fût, par son jugement du 10 septembre 1842, le tribunal débouta Vollard, au motif que la pierre « avant sa chute sur notre globe, n'était la propriété de personne » et que, en droit, il y a lieu de distinguer entre les objets qui font intrinsèquement partie d'une propriété et ceux que le hasard peut y avoir apportés (on consultera les considérants du jugement *in* : La Fontenelle de Vaudoré, 1844, p. 380-382). En 1895, la météorite fut cédée au Muséum d'histoire naturelle de Nantes, où elle se trouve encore aujourd'hui. Quant au jugement du tribunal, il fit jurisprudence à plusieurs reprises, pour des cas similaires, dans le monde entier.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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.

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 sur la houille à Malabrit.

Les documents et collections de Mireille Ters sont actuellement déposés à la « Conservation des Musées de la Vendée », à La Roche-sur-Yon.

La Banque des données du Sous-Sol (BSS) 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, 44323 Nantes Cedex 3), au BRGM (Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), ou sur Internet (<http://infoterre.brgm.fr/>).

BIBLIOGRAPHIE

- ABDEL KADER Z. (1973) - Contribution à l'étude radiogéologique des granites du massif de La Roche-sur-Yon (Vendée). Thèse de 3^e Cycle, Université de Nancy.
- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ANTHONIOZ P.M., BRILLANCEAU A. (1969) - Introduction à la géologie de Bois-de-Cené (Vendée) : un nouveau jalon du métamorphisme de haute pression dans le Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269, p. 1050-1052.

- 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. *Annales de la Société académique de Nantes et de la Loire-Inférieure*, p. 60-81.
- AUDREN C., JEGOUZO P., BARBAROUX L. *et al.* (1975) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Roche-Bernard (449) - Orléans : BRGM. Carte géologique par C. Audren, P Jegouzo, L. Barbaroux, P. Bouysse (1975).
- AUDREN C., TRIBOULET C., CHAURIS L., LEFORT JP., VIGNERESSE JL., AUDRAIN J., THIEBLEMONT D., GOYALLON J., JEGOUZO P., GUENOC P., AUGRIS C., CARN A. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ile de Groix (415) - Orléans : BRGM. Carte géologique par C. Audren et C. Triboulet (1993).
- AUDREN C., PLAINE J. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Belle-Ile-en-Mer – Îles Houat et Hoedic (477) -Orléans : BRGM. Carte géologique par C. Audren, J. Plaine (1985).
- AZEMA C., DURAND S., MEDUS J. (1972) - Des miospores du Cénomanién moyen. *Paléobiologie continentale*, vol. III, n° 4, Montpellier.
- AZEMA C., OLLIVIER-PIERRE M., VIAUD J.-M. (1978) - La palynologie permet d'attribuer à l'Yprésien la flore contenue dans les argiles noires du Loreau en Soullans (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D), 286, p. 1141-1143.
- BALLÈVRE M., PITRA P., BOHN M. (2003) - Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *Jl. Metam. Geol.*, 21, p. 723-735.
- BÉCHENNEC F., CHÈVREMONT P., STUSSI J.M., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de COCHERIE A. et ROY C. (2008) - Notice explicative, Carte géologique 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).
- BÉCHENNEC F., CHÈVREMONT P., STUSSI J.M., KARNAY G., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de COCHERIE A. et ROY C. (in prep. 2009) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Luçon (585) - Orléans : BRGM. Carte géologique par Béchenne F., Chèvremont P., Karnay G., Grabenstaetter L., Bouton P. (2008).
- BERNARD-GRIFFITHS J., CORNICHE J. (1985) - Origin of eclogites from South Brittany, France : a Sm-Nd isotopic and REE study. *Chem. Geol.*, 52, p. 185-201.
- BITRI A., BALLEVRE M., BRUN J.P. *et al.* (2003) - Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 335, p. 969-979.

- BORNE V. (1987) - Le bassin Paléogène de Challans-Noirmoutier (France). Thèse d'Université, Université de Nantes, Sciences, 1986 ; Documents du BRGM, 121, 272 p. + 9 pl. photos + 9 dépl.
- BORNE V., CHEVALIER M., OLLIVIER-PIERRE M. (1989) - Les premiers dépôts paléogènes (yprésiens) de la bordure méridionale du Massif armoricain : aspects sédimentologique, tectonique et paléogéographique. *Géologie de la France*, 1-2, p. 11-20.
- BOSSE V., FERAUD G., BALLEVRE M. *et al.* (2000) - Petrological and geochronological constraints in the Ile de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *Basement Tectonics*, 15, p. 63-66.
- BOURDEAU J. M. (1938) - Recherches sur l'Éocène continental du massif vendéen. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest-France*, (5), VIII, p. 87-93.
- BOURDEAU J. M. (1940) - Le gisement de grès éocène de la Pénenche (Loire-Inférieure) - Comptes-Rendus sommaires, *Soc. géol. France*, 1940, p. 16-17.
- BOURDEAU J.M., GUILCHER A. (1938) - Les dépôts éocènes et leur signification morphologique en Bretagne Méridionale et dans le Massif vendéen. Note préliminaire. *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 117, p 136-139.
- BOUTON P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - Partie orientale du Synclinorium de Chantonay, Massif armoricain. Thèse de doctorat, Poitiers.
- 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 P. Bouton, P. Branger (2007).
- BRIÈRE Y. (1920) - Les élogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique. Leur origine. *Bull. Soc. fr. Minéral.* 43, p. 72-222.
- BRILLANCEAU A. (1962) - Sur la présence de l'Ordovicien dans le Bas-Bocage vendéen. Région de la Roche-sur-Yon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 255, p. 2477-2478.
- BRILLANCEAU A., MATHIEU G. (1965) - Sur l'extension notable du Silurien dans le Bas-Bocage de Vendée. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 261, p. 1879-1881.
- BRUN JP., BURG JP. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sc. Letters*, 61, p. 319-332
- BUGE E., FRENEIX S., TERS M. (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, 1958 ; Sect. Sci.; Ss-Sect. Géol. [C.R. colloque sur le Miocène], p. 105-110.

- BUREAU L. (1900) - Notice sur la géologie de la Loire-Inférieure. In « La ville de Nantes et la Loire-Inférieure ». Nantes : E. Grimaud, p. 99-522.
- BUREAU L., FERRONNIÈRE G. (1927) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Nantes, 1^{ère} édition. Serv. cart. géol. Fr. Paris.
- BURG JP. (1981) - Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : signification des linéations E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, II, p. 849-854.
- BURG JP., BALE P., BRUN JP., GIRADEAU J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta* (Paris) 1. 1. p. 71-87
- CAGNARD F., GAPAIS D., BRUN J.P. *et al.* (2004) - Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France). *Jl. Struct. Geol.*, 26, p. 435-449.
- CALLIGEE (1993) - Néotectonique et formations superficielles. Analyses d'un cas : les formations « pliocènes » de l'Ouest de la France. Rapport inédit Andra 620 RP CAL 93001. 2 vol, carte 1/100 000 HT.
- CANNAT M., BOUCHEZ JL. (1986) - Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif armoricain). Épisodes tangentiels successifs éo-hercyniens en France occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 2, p. 299-310.
- CAVOLEAU J.A. (1818) - Description du département de la Vendée et considérations générales sur la guerre civile de 1793, 1794 et 1795. Nantes : Mangin, in-8°, 385 p.
- CHANTRAINE J., BECHENNEC F., RABU D. (2005) - Notice explicative, Carte géologique du Massif armoricain (1/250 000) - Orléans : BRGM. Carte géologique par J. Chantraine, D. Rabu, F. Béchenneec (2005).
- CHALET M. (1985) - Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale : étude lithostratigraphique et structurale des « Porphyroïdes » et des formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Thèse, Univ. Poitiers. Inédit.
- CHALET M., COLCHEN M., PARIS F., WYNS R. (1983) - Caractères lithologiques, pétrographiques et structuraux de la formation volcano-sédimentaire « porphyroïde » de Mareuil-sur-Lay, Bas-Bocage vendéen. *Bull. Soc. Géol. Miner. Bretagne*, 15, p. 181-195.
- CHEVALIER M. (1987) - Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques dans le domaine de Grand-Lieu. Thèse Univ. Nantes, 173 p.
- CHEVALIER M. (1988) - Conservation de sédiments cénozoïques le long de l'accident sud-armoricain « Sainte-Pazanne - Les Essarts » (Domaine du Lac de Grand-Lieu, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, 1, p. 71-77.

- CHEVALIER M., BARREAU A., CHATEAUNEUF J., COURBOULEIX S., ESTEOULE-CHOUX J., FARJANEL G., GENOT P., HOLLIER-LAROUSSE A., MARGEREL J., MERLE D., OLLIVIER-PIERRE M., LAURIAT-RAGE A., TRAUTH N. (1989a) - Le couloir « le Maupas - les Étangs » : aspects structurels, sédimentologiques et paléontologiques (La Limouzinière, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, 1-2, p. 79-102.
- CHEVALIER M., BORNE V., BREBION P., BUGÉ E., CHAIX C., COURBOULEIX S., DELANOE Y., ESTEOULE-CHOUX J., FARJANEL G., LAURIAT-RAGE A., MARGEREL J., POUIT D., TRAUTH N., VIAUD J. (1989b) - Le complexe cénozoïque de Corcoué-sur-Logne (Loire-Atlantique). Études sédimentologiques, paléontologiques et premières reconnaissances géophysiques. *Géologie de la France*, 1-2, p. 153-170.
- 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, 1-2, p. 277-284.
- Cocherie A. (2007) - Datation U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircon et U-Th-Pb sur monazite du monzogranite porphyroïde à biotite de Legé (Massif armoricain). Échantillon PL7B33. BRGM note technique MMA/ISO-2007/290, 15 p.
- COGNE J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinale de Cornouaille. Thèse Doct. d'État, Strasbourg, *Mém. serv. Carte Géol.*, France, 382 p.
- COLCHEN M., PONCET D. (1987) - Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synschisteuse à Brétignolles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 1255-1258.
- COLCHEN M., ROLIN P. (2001) - La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, 1-2, p. 53-84.
- COMBLE C., DE WEVER P., TERS M., WEYANT M. (1985) - Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, p. 899-904.
- CRESSAC (de) MANES (1830) - Notice géognostique sur le bassin secondaire compris entre les terrains primitifs du Limousin et ceux intermédiaires de la Vendée. *Ann. Mines*, (2), t. VII, p. 169-278.
- CRIE 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. *E. Baraise*. In-8°, iv-74 p.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI JM. (2001) - Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou à l'Ouest du Massif central français. *Géologie de la France*, 1-2, p. 117-142.

- CUVIER G. (1825) - Recherches sur les ossements fossiles, où l'on rétablit les caractères de plusieurs animaux dont les révolutions du globe ont détruit les espèces, 2^e édition. Paris : Impr. A. Belin, 5 parties en 7 volumes in-4^o.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DEFLANDRE G., TERS M. (1966) - Sur la présence d'Acrirarches ordoviciens dans les schistes subardoisiers de la région de la Mothe-Achard (Vendée). Extension du Silurien en Vendée littorale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, p. 237-240.
- 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.
- Dufour E. (1877) - Découverte de la dolomie cristallisée dans la Loire inférieure. *Ann. Soc. académique de la Loire Inférieure*, (5) VII, p. 103-106.
- DURAND S., TERS M. (1958) - L'analyse pollinique d'argiles des environs de Challans (Vendée) révèle l'existence d'une flore cénomaniennne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 247, p. 684-686.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) - Rares-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochm. Cosmochim. Acta*, 42, p. 1199-1212.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 6, p. 695-705.
- GANICHAUD B. (1922) - Note à propos de la découverte d'une ammonite à Montbert (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, III (2), p. 121-122.
- GAPAIS D., LAGARDE JL., LE CORRE C., AUDREN C., JEGOUZO P., CASAS SAINZ A., VAN DEN DRIESSCHE J. (1993) - La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 316, Série II, p. 1123-1129.
- GEOFFROY L. (1988) - Histoire de la déformation dans les métamorphites de Sauveterre, Vendée littorale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, p. 277-280.
- GEOFFROY L. (1993) - Tectonique tardi-varisque en failles normales ductiles en Vendée littorale, Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, p. 1237-1243.
- GODARD G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée. Thèse, Univ. Nantes. Inédit.
- GODARD G. (1984) - Auguste Rivière [1805, 1877] : Pionnier de la géologie vendéenne. *Bull. Soc. Sci. Nat Ouest Fr.* (n. s.), 6, 1, p. 57-62.
- GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the southern Armorican massif, France. In: *Eclogites and eclogite-facies rocks*. Smith (ed.). Elsevier, Amsterdam. p. 451-519.

- 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, 4, p. 35-56.
- GODARD G., VAN ROERMUND H.L.M. (1995) - On clinopyroxene strain-induced microfabrics from eclogites. *Journal of structural Geology*, 17, 10, p. 1425-1443.
- GODARD G., SMITH D.C. (1999) - Preiswerkite and Na-(Mg,Fe)-margarite in eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 17 (10), p. 1425-1443.
- GODARD G. (2001) - The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): pre-variscan terrains in the hercynian belt. *Géologie de la France*, 1-2, p. 19-51.
- GODARD G., BOUTON P., PONCET D. *et al.*, (in prep.) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaigu (536) - Orléans : BRGM. Carte géologique par G. Godard, D. Poncet, M. Chevalier, P. Bouton, G. Carlier (2007).
- GROSSOUVRE A. (de) (1912) - Le Crétacé de la Loire inférieure et de la Vendée. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest Fr.*, Nantes, (3) 2, p.1-38, pl. 1-3.
- GOUJOU J.C. (1992) - Analyse pétro-structurale dans un pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozonal de Vendée. *Doc. BRGM*, 216, p. 1-347.
- GOUJOU J.C., DEBRAND-PASSARD S., HANTZPERGUE P., LEBRET P. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Sables-d'Olonne-Longeville (584) - Orléans : BRGM, 95 p. Carte géologique par M. Ters et J. Gabilly (1986).
- GUIRAUD M., BURG J.P., POWELL R. (1987) - Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. *Jl. Metam. Geol.*, 5, p. 225-237.
- HOLTZ F., JOHANNES W. (1991) - Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *J. Petrol.*, 32, p. 935-958.
- IGLESIAS M., BRUN J.P. (1976) - Signification des variations et anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (les séries cristallophylliennes de la Vendée littorale, Massif armoricain). *Bul. Soc. Géol. Fr.*, 18, 6, p. 1443-1452.
- JAVOY M. (1971) - Composition isotopique de l'oxygène dans les roches écolitiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, p. 2414-2417.
- JAVOY M., ALLEGRE C. (1967) - Étude de la composition 18°/16° de quelques écolites : conséquences pétrologiques et géophysiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 9, p. 800-808.
- JOURDY E. (1909) - Le Sillon de Bretagne : étude tectonique. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr.*, (2) 9, p. 1-71

- LACROIX A. (1891) - Étude pétrographique des écoligites de la Loire-inférieure. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr.*, 1, p. 81-114.
- LA ROCHE H. (de) (1964) - 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. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.
- LA ROCHE H. (de), LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Geochemical Geology*, 29, p. 183-210.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du massif armoricain). Pétrogénèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse d'Etat, Caen. *Mém. Géosci. Rennes*, 52, 361 p.
- LE HEBEL F., VIDAL O., KIENAST J.R. *et al.* (2002) - Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 334, p. 205-211.
- LE VERRIER (1903) - Feuille de Nantes. *Bull. serv. Cart. Géol. Fr.*, 13 (91), p. 36-40.
- LOUAIL J. (1976) - Données nouvelles sur la stratigraphie des dépôts crétacés de Vendée. Conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 157-159.
- LOUAIL J. (1981) - La transgression crétacée au Sud du Massif armoricain, Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Thèse Rennes, 333 p.
- LOUAIL J., VIAUD J.-M. (1979) - Révision stratigraphique du Crétacé de Vendée. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, série C, t. IX, fasc. 2, p. 103-112.
- LOUAIL J., AZEMA C., VIAUD J.M. (1983) - La transgression sénonienne en Vendée. *Géologie Méditerranéenne*, X, 3-4, p. 337-344.
- MAILLET D. (1984) - Relations des Porphyroïdes et des schistes de Saint-Gilles avec les formations siluriennes de Brétignolles-sur-Mer (Vendée maritime), une tectonique tangentielle par cisaillement ductile pendant l'orogénèse acadienne. Thèse, Univ. Aix-Marseille. Inédit.
- MARGEREL J.P. (1968) - Les Foraminifères du Redonien. Systématique, répartition stratigraphique, paléoécologie. Thèse Doc. Sci. Nantes, 207 p., 41 fig., 10 tabl., 44 pl.
- MASSONE H.J. (1981) - Phengite: Eine experimentelle untersuchung ihres Druck-Temperatur-verhaltens im system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . PHD Thesis University of Bochum, Germany.

- MASSONE H.J., SCHREYER L.W. (1987) - Phengite geobarometry on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, p. 212-224.
- MATHIEU G. (1936) - Aperçu général sur les terrains primaires de la région vendéenne. *Revue générale du Centre-Ouest de la France*, 1936, 42, p. 501-557; 1937 (45), 743 [addenda].
- 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, 2 vol., 321 + 92 p. + 20 pl. et 3 cartes.
- MATHIEU G. (1944) - Structure du Bocage vendéen au travers de la feuille à 1/80 000, de La Roche-sur-Yon. *Bull. Serv. Cart. Geol. Fr.*, 45 (216) p. 84-106
- MATHIEU G. (1949) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 130 La Roche-sur-Yon, 2^e édition. *Serv. Cart. Géol. Fr. Paris*.
- 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*, 342, p. 81-112.
- MONTIGNY R. & ALLEGRE C. (1974) - À la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279, p. 543-545.
- MÜLLER D., ROCK N.M.S., GROVES D.I. (1992) - Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings : a pilot study. *Mineral. Petrol.*, 46, p. 259-289.
- PÉNEAU J. (1921) - Note préliminaire sur le Carbonifère du lac de Grandlieu. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, II, f. sp., p. 246-257.
- PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxénites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the west European Hercynian belt ? *Earth Plant. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.
- 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. Miner. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J.J., PARIS F., CHALET M. (1986) - U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Dévonian boundary, from Vendée (Western France). *Chem. Geol.*, 59, p. 133-142.
- PICQUENARD C. (1918) - Sur quelques points de la géologie de la région méridionale du Massif armoricain. *Bulletin de la Société scientifique et médicale de l'Ouest*, XXVII, p. 33-42.
- PICQUENARD C. (1920) - Sur la flore fossile du bassin houiller de Chantonnay (Vendée). *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, I, 4, p. 291-292.

- PICQUENARD C. (1923) - Sur la flore fossile carboniférienne du bassin vendéen. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, IV, 3, p. 273-279.
- 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 Finlande. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, (C) 15, p. 29-72.
- ROLIN P., AUDRU J.C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIEBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E. *et al.* (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537) - Orléans : BRGM. Carte géologique par P. Rollin, J.C. Audru, I. Bouroullec, R. WYNS (2000).
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001a) - Carte structurale du socle varisque Vendée-Seil du Poitou-Limousin. *Géol. France*, n° 1-2, p. 3-6.
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001b) - Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géol. France*, n°1-2, p. 87-116.
- SABATIER H. (1980) - Vagnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. minéral.*, 103, p. 507-522.
- SABATIER H. (1984) - Vagnérites et granites magnésiens dans le Massif central français : une association particulière de roches acides et basiques. Thèse d'État, Paris VI, n° 84-56.
- SHELLEY D., BOSSIÈRE G. (2000) - A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Jl. Struct. Geol.*, 22, p. 757-776.
- SKJERLIE K.P., JOHNSTON A.D. (1992) - Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the origin of A-type granites. *Geology*, 20, p. 263-266.
- STRECKEISEN A. (1973) - Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Newsletter*, 2, p. 110-127
- STUSSI J.-M. (1976) - Le massif granitique de La Roche-sur-Yon (Vendée). Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. *Sci. de la Terre*, tome XX, n°3, p. 219-263, 9 fig., 11 tabl.
- TALBERT J.C., VIALETTE Y. (1972) - Étude géochronologique du massif de Mareuil-sur-Lay (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, série D, p. 2737-2739.
- TAYLOR S.R., MAC LENNAN S.M. (1985) - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312 p.
- TERS M. (1959) - Le Crétacé de la Vendée littorale. Etude paléontologique, sédimentologique et paléogéographique. C.R. congrès Soc. sav., Dijon, p. 675-700.
- TERS M. (1961) - La Vendée littorale. Étude de géomorphologie. *Oberthur, Rennes-Paris*, 578 p + 12 dépl.

- TERS M. (1970) - Découverte d'un gisement de Graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la « Série de Brétignolles » (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 2737-2739.
- TERS M. (1971) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 129 Palluau - Ile d'Yeu, 2^e édition. Notice explicative par Ters M., Verger F., Mathieu G., 1972.
- TERS M. (1972) - Sur l'existence du Paléozoïque en Vendée littorale. Stratigraphie et structure. *C.R. som. Bull. Soc. Géol. France*, 3, p. 146-148.
- TERS M., DEFLANDRE G. (1966) - Sur l'âge cambro-silurien des terrains anciens de la Vendée littorale (ex-Briovérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, p. 339-342.
- TERS M., VERGER F. (1968) - Carte géologique à 1/80 000 Nantes-Ile du Pilier, 2^e édition, BRGM Orléans. Notice explicative par M. Ters et F. Verger (1970).
- TERS M., BREBION P., BUGE E., CHEVALIER J.P., LAURIAT A., MARGEREL J.P. (1970) - Le Redonien de la région de Palluau (Vendée). *Bull. BRGM*, 2^e sér., n° 2, p. 1-26, 2 fig., 4 tabl.
- TERS M., VERGER F., MATHIEU G. (1972) - Carte géologique à 1/80 000 Palluau-Ile d'Yeu 2^e édition, BRGM Orléans. Notice explicative par M. Ters *et al.* (1972).
- TERS M., BAMBIER A., CHANTRAINE J. *et al.* (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (508) - Orléans : BRGM. Carte géologique par M. Ters (1979).
- TERS M., VIAUD J.M. (1983) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Challans (534) - Orléans : BRGM. Carte géologique par M. Ters, J.M. Viaud, F. Verger, D. Gouleau (1983).
- TERS M., GABILLY J. (1986) - Carte géologique à 1/50 000 Les Sables d'Olonne-Longeville, BRGM, Orléans. Notice explicative par Goujou J.C., Debrand-Passard S., Hantzpergue P., Lebret P. (1994).
- TERS M., VIAUD J.M. (1987) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie (560) - Orléans : BRGM. Carte géologique par M. Ters, J.M. Viaud, F. Verger, J.R. Vanney (1985).
- 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. *Doc. BRGM*, 157, 365 p.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R., TREUIL M. (1987) - Étude géochimique (majeurs et races) de la formation amphibolitique de St Martin-des-Noyers (complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orgène varisque. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 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*, 6, p. 697-715.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1994) - Magmatic Record of the geodynamic Evolution of Brittany and Vendée during Paleozoic Times: Trace Element Constraints. In: Pre-Mesozoic Geology in France and related area, Keppie (ed). Springer-Verlag, Berlin, p. 220-230.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles platiques du Sparnacien du bassin de Paris. Thèse doct. État, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. Mém. n° 64, 173 p.
- THIRY M., BERTRAND AYRAUD M., GRISONI J.C. (1988) - Groundwater silicification and leaching in sands: example of the Fontainebleau sand (Oligocene) in the Paris Basin. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 100, p. 1283-1290.
- TRIBOULET C. (1991) - Étude géothermo-barométrique comparée des schistes bleus de l'Ouest de la France (Ile de Groix, Bretagne méridionale et Bois de Cené, Vendée). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, p. 1163-1168.
- TROMELIN G. (de) (1875) - Addition relative aux terrains tertiaires et quaternaires [flore fossile de Montbert, ndlr]. *Assoc. fr. Avanç. Sci.*, C.R. Session de Nantes (1875), p. 659-660.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.L., MERCIER D., HALLÉGOUËT B., LAGAVAN P. (2002) - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24 (3), p. 511-541.
- VASSEUR G. (1881) - Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse Fac. Sci. Paris, édit. Masson, 432 p., 29 fig., 6 cartes coul. h.t.
- VAUCHEZ A., MAILLET D., SOUGY J. (1987) - Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *Jl. Struct. Geol.*, 9, 1, p. 31-40.
- VAUDOIS-MIEJA N., MORNAND J. (1986) - Sur la paléo-flore d'un nouveau gisement éocène à Jarzé (Maine-et-Loire, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, série II, 303 (7), p. 637-642.
- VELDE B. (1967) - Si₄⁺ content of natural phengites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, p. 250-258.
- VELDE B. (1970) - Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire Atlantique). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallog.*, 93 (3), p. 370-385.
- VELDE B., SABATIER H. (1972) - Eclogite from northern Vendée, France. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallog.*, 95, p. 397-400.

- VIAUD J.M., AZEMA C., COLLINS J.S.H., DAMOTTE R., MONCIARDINI C. (1983) - Premières données concernant les Cirripèdes du Crétacé supérieur de Vendée. Foraminifères, Ostracodes et Microflore associés. *Géologie de la France*, (2), 4, p. 321-344.
- WALLERANT F. (1902) - Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, feuille 129, Palluau – Ile d'Yeu, 1^{ère} édition.
- WATSON E.B. (1979) - Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 407-419.
- WEDEPOHL K.H. (1995) - The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 7, p. 1217-1232.
- WYNS R., GODARD G., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille la Roche-sur-Yon (562) - Orléans : BRGM. Carte géologique par R. Wyns, E. Le Goff, G. Lablanche, G. Godard, M. Ters, J.P. Clément (1988).
- 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*, 3, p. 11-42.

AUTEURS

Coordination : D. LAHONDÈRE et F. BÉCHENNEC (BRGM).

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- *introduction* : D. LAHONDÈRE et F. BÉCHENNEC ;
- *description des terrains* : D. LAHONDÈRE et F. BÉCHENNEC pour les unités du socle métamorphique et P. CHÈVREMONT pour le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et ses enclaves ; G. GODARD pour l'Unité de Chantonay, le Complexe HP des Essarts et l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers ; G. GODARD et G. REBAY pour l'Unité de Bois-de-Céné – Groix ; P. BOUTON et JM. VIAUD pour les formations mésozoïques et cénozoïques ; A. COCHERIE pour la géochronologie ;
- *conditions de formation des entités géologiques* : D. LAHONDÈRE, J.M. STUSSI, P. CHÈVREMONT, F. BÉCHENNEC, P. BOUTON, G. GODARD et J.-M. STUSSI ;
- *évolution tectono-métamorphique* : D. LAHONDÈRE, G. GODARD et F. BÉCHENNEC ;
- *synthèse géodynamique régionale* : F. BÉCHENNEC, D. LAHONDÈRE et P. BOUTON ;

- *géologie de l'environnement* : D. LAHONDÈRE, P. CHÈVREMONT, C. ROY pour les ressources en eau ;
- *documentation complémentaire* : P. CHÈVREMONT, F. BÉCHENNEC et D. LAHONDÈRE.

Études de laboratoire :

- *géochimie* : les analyses de granites ont été réalisées au SARM de Nancy, en 2007, et interprétées par J.-M. STUSSI à l'aide de diagrammes ;
- *séparation et tri de minéraux, typologie des zircons* : P. JÉZÉQUEL (BRGM-Orléans) ;
- *géochronologie* : A. COCHERIE (BRGM-Orléans) ;
- *microsonde électronique* : M. TEGYEY (BRGM-Orléans).

Remerciements à M. CUNEY, directeur de recherche au CNRS du nancy, qui a fait réaliser les nalayses de granites au SARM-Nancy et les a financées sur son budget.

ANNEXES

ad	adamellite	dq	diorite quartzifère	sq	syénite quartzifère
gr	granite	mzdq	monzodiorite quartzifère	s	syénite
gd	granodiorite	mzq	monzonite quartzifère	mzgo	monzogabbro
to	tonalite	mz	monzonite	go	gabbro

Tabl. 4 - Abréviations des noms des roches plutoniques de référence dans les diagrammes géochimiques Q-P, B-P et A-B

	PA0685 : Schiste porphyroclastique à 2 feldspaths		PA0617 : Schiste porphyroclastique à 2 feldspaths			PA0731 : Schiste : Métatuf		
SiO2	50,14	50,02	49,57	48,91	48,18	50,17	49,45	50,10
TiO2	0,21	0,09	0,07	0,09	0,04	0,56	0,47	0,68
Al2O3	23,75	24,00	24,75	24,76	25,22	25,24	25,27	25,27
FeO	5,60	5,12	5,27	5,44	5,03	4,26	4,70	4,64
MnO	0,20	0,04	0,07	0,05	0,09	0,08	0,03	0,16
MgO	2,39	2,29	2,11	2,10	2,28	2,31	2,42	2,53
CaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,00
Na2O	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,02	0,12
K2O	11,08	11,04	10,99	10,50	10,62	10,74	11,00	11,07
Total	93,40	92,59	92,83	91,99	91,47	93,39	93,35	94,62
	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>
Si	6,978	6,993	6,919	6,885	6,818	6,909	6,847	6,852
AlIV	1,022	1,007	1,081	1,115	1,182	1,091	1,153	1,148
Al VI	2,873	2,947	2,990	2,992	3,024	3,005	2,971	2,925
Ti	0,022	0,009	0,007	0,010	0,004	0,058	0,049	0,070
Fe[ii]	0,652	0,599	0,615	0,640	0,595	0,491	0,544	0,531
Mn	0,024	0,005	0,008	0,006	0,011	0,009	0,004	0,019
Mg	0,496	0,477	0,439	0,441	0,481	0,474	0,500	0,516
Ca	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,003	0,000	0,000
Na	0,005	0,000	0,000	0,016	0,000	0,005	0,005	0,032
K	1,967	1,969	1,957	1,885	1,917	1,886	1,943	1,931
Total	14,039	14,005	14,017	14,003	14,033	13,931	14,016	14,023

Tabl. 6 – Analyse des micas blancs à la microsonde électronique (BRGM, Orléans) pour trois échantillons de la formation de La Sauzaie

	PA0688 : Micaschiste à grenat, muscovite et albite					PA0677A : Micaschiste porphyroclastique à 2 micas (biotite chloritisée)				
SiO2	47,84	44,00	47,64	48,86	48,13	47,58	48,13	46,99	47,55	
TiO2	0,45	0,29	0,67	0,41	0,46	0,48	0,53	0,39	0,57	
Al2O3	28,91	30,60	31,08	28,92	29,74	27,85	27,30	28,69	28,19	
FeO	2,56	3,28	2,06	2,40	2,17	3,60	3,81	3,38	3,76	
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,02	
MgO	2,60	2,04	2,12	2,76	2,35	2,38	2,52	2,47	2,24	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	
Na2O	0,85	0,82	0,96	0,70	0,78	0,26	0,31	0,42	0,36	
K2O	9,20	9,07	9,42	9,75	9,26	10,49	10,29	10,17	10,10	
Total	92,43	95,10	93,99	93,83	92,89	92,75	92,90	92,49	92,85	
	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	<i>Phengite</i>	
Si	6,571	6,246	6,427	6,614	6,556	6,595	6,654	6,515	6,574	
AlIV	1,429	1,754	1,573	1,386	1,444	1,405	1,346	1,485	1,426	
Al VI	3,251	3,365	3,368	3,228	3,330	3,145	3,103	3,202	3,166	
Ti	0,046	0,031	0,068	0,042	0,047	0,050	0,055	0,041	0,059	
Fe[ii]	0,294	0,389	0,232	0,272	0,247	0,417	0,440	0,392	0,435	
Mn	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,008	0,000	0,000	0,002	
Mg	0,532	0,432	0,426	0,557	0,477	0,492	0,519	0,511	0,462	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,006	0,000	0,000	0,009	
Na	0,226	0,226	0,251	0,184	0,206	0,070	0,083	0,113	0,096	
K	1,612	1,666	1,621	1,684	1,609	1,855	1,815	1,799	1,781	
Total	13,962	14,109	13,971	13,971	13,917	14,042	14,015	14,057	14,010	

Tabl. 7 - Analyse des micas blancs à la microsonde électronique (BRGM, Orléans) pour deux échantillons de la formation de Saint-Gilles

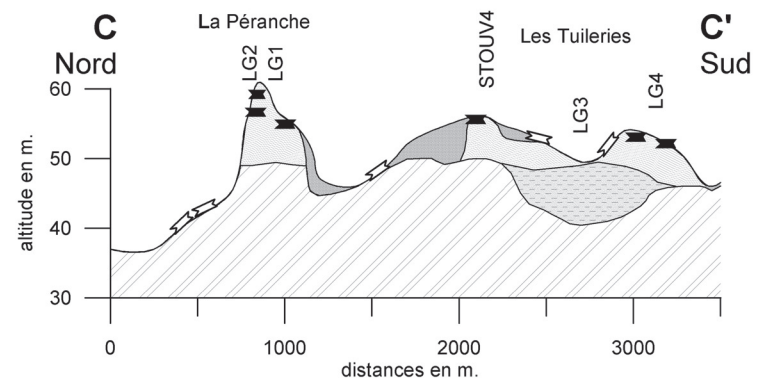
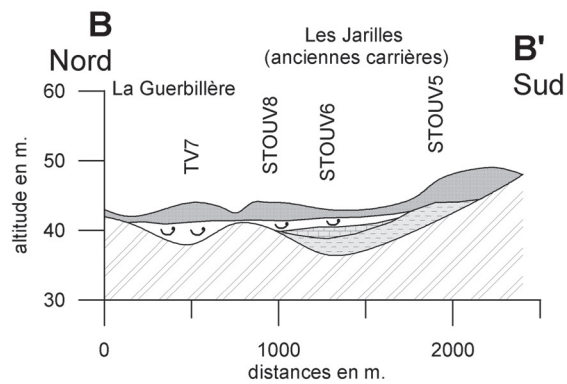
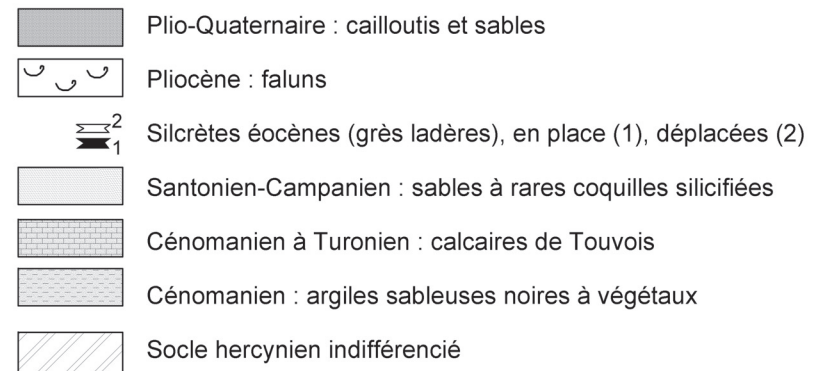
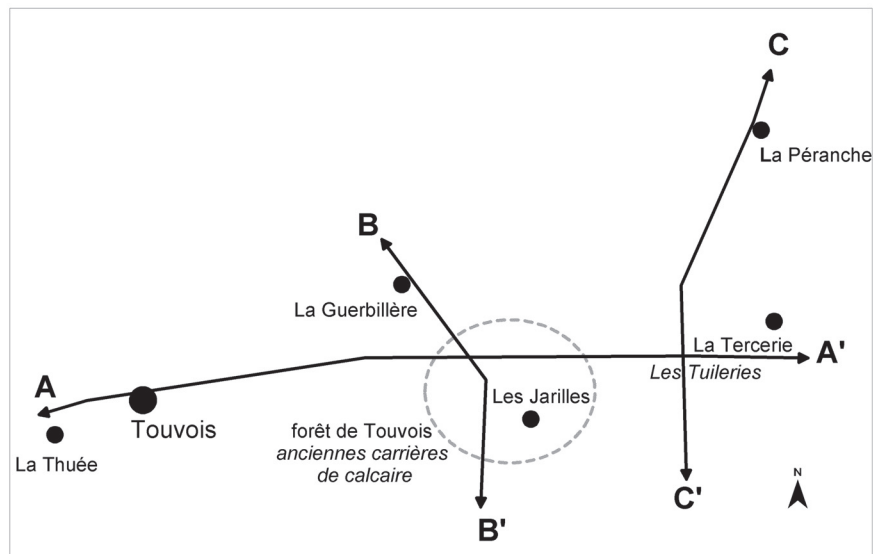
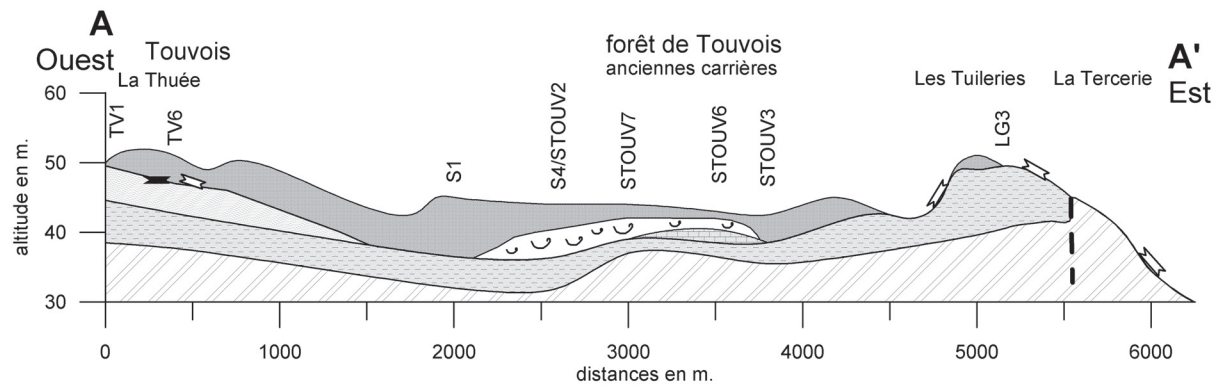


Fig. 6 - Coupes géologiques de la couverture méso-cénozoïque de la région de Touvois d'après les données cartographiques et les sondages (compilation P. Bouton)

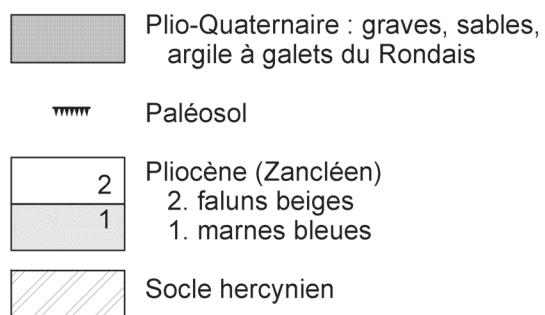
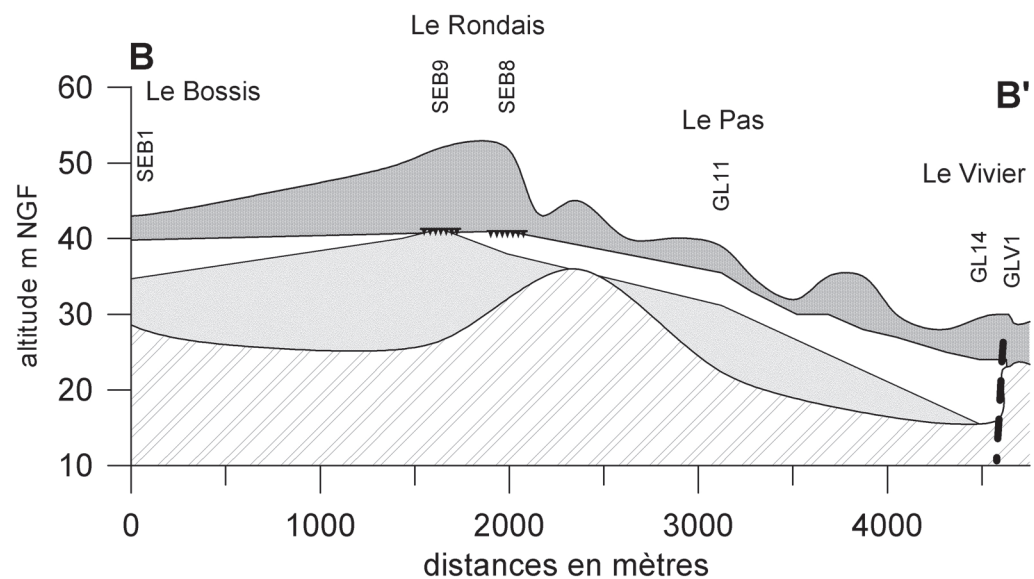
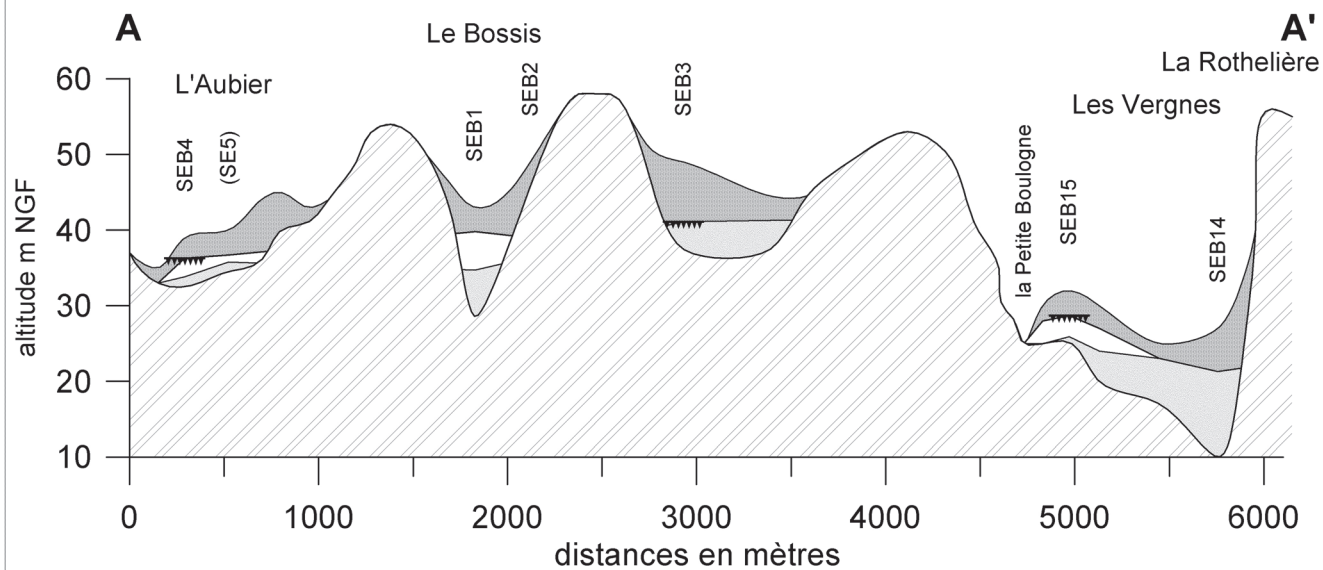
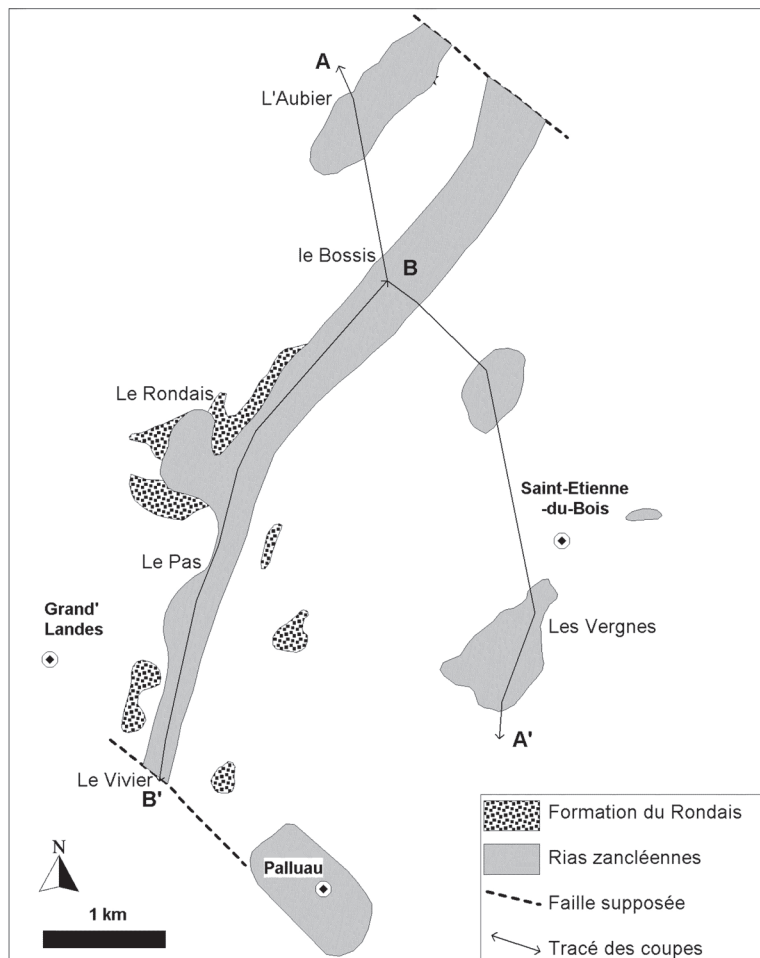


Fig. 7 - Coupes géologiques des rias néogènes de la région de Palluau d'après les données cartographiques et les sondages (sondages BRGM, campagnes 2005-2006)

						Association subalcaline ou calco-alcaline magnésio-potassique, mésocrate													
an.	Notations						SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	
carte	diags	n° éch.	X	Y	lithologie	gisement													
1	py ² L	gbi.L	CAV602	306,04	2216,73	monzogranite porphyroïde à biotite	massif de Legé	64,50	0,92	16,40	4,41	0,06	1,78	2,72	2,97	5,25		0,77	99,78
1	(1)	gbi.L	VENS158	304,75	2215,75	monzogranite à biotite	massif de Legé	65,20	0,90	15,50	4,15	0,06	1,73	2,17	2,65	5,43		1,21	99,00
2	py ² L	pg3L	PL7B33	304,84	2215,73	monzogranite porphyroïde à biotite	massif de Legé	65,46	0,87	16,05	4,19	0,06	1,95	2,85	2,74	5,40	0,56	0,25	100,38
1	γ ² L	gbi.L	CAV601	303,78	2216,97	monzogranite à biotite	massif de Legé	66,50	0,67	15,50	3,46	0,05	1,43	2,32	3,16	5,14		1,04	99,27
1	(2)	gbi.L	CAV608	303,35	2215,98	monzogranite à biotite	massif de Legé	68,30	0,69	15,60	3,38	0,04	1,27	1,42	2,99	4,96		1,78	100,43
1	γ ² L	gbi.L	CAV603	301,10	2216,04	monzogranite à biotite	massif de Legé	69,80	0,43	15,80	2,46	0,05	0,93	1,47	3,63	4,17		1,68	100,42
1	γ ² L	gbi.L	CAV604	299,70	2217,18	monzogranite à grain moyen à biotite, cataclasé	massif de Legé	70,50	0,35	15,70	1,82	0,03	0,59	1,28	3,45	4,69		1,26	99,67
2	γ ² L	g3L	PL7A25	299,57	2217,15	monzogranite à grain moyen à biotite, cataclasé	massif de Legé	70,31	0,40	15,12	2,31	0,05	0,85	1,59	3,40	4,72	0,26	0,91	99,93
2	γ ² L	g3L	PL3C28	301,28	2218,84	(monzo)granite à grain moyen à biotite + muscovite	massif de Legé	71,43	0,35	14,77	1,80	0,03	0,58	0,87	3,06	5,36	0,17	1,03	99,44
2	py ² H	pg3H	PL6D02	296,00	2208,10	monzogranite porphyroïde à biotite hydrothermalisé	apophyse du Logis dela Cantinière	67,43	0,61	15,69	3,13	0,03	1,20	0,65	4,09	5,40	0,44	1,50	100,16
2	γ ²	g3	PL8C04b	307,83	2207,76	monzogranite à grain fin-moyen à biotite	petit corps au sein du massif du Poiré-sur-Vie	66,85	0,79	15,74	3,06	0,04	0,99	2,03	2,83	5,43	0,41	0,84	98,99
2	γ ²	g3	PL8C27	305,25	2209,20	monzogranite à grain moyen à biotite et un peu de muscovite	petit corps au sein du massif du Poiré-sur-Vie	69,78	0,54	15,83	2,93	0,05	1,12	2,07	3,18	4,33	0,23	0,88	100,92
						Association aluminopotassique, subleucocrate à leucocrate													
2	fy ²	fg2	PL8C70	305,25	2211,00	leucogranite à grain fin-moyen à 2 micas	petit massif de la Marlaie	73,71	0,16	15,48	0,87	0,01	0,20	0,63	3,12	5,19	0,30	1,25	100,91
2	(3)	fg2	PL8D31a	309,24	2207,80	leucogranite à grain fin à 2 micas + cordiérite accessoire	enclave dans le filon de microgranite de la Remaudière	73,30	0,27	14,77	1,08	0,02	0,24	0,55	3,05	5,43	0,20	1,08	99,98
2	mγ ²	mg2	PL8C01	308,17	2211,98	granite à grain moyen à 2 micas	massif des Lucs-sur-Boulogne	72,93	0,19	14,89	1,18	0,03	0,28	0,68	3,55	4,62	0,25	0,80	99,40
2	γh	mg2	PL7D01	301,73	2211,40	granite à grain moyen à 2 micas	massif des Emerillères (4)	73,97	0,11	15,23	1,21	0,02	0,24	0,76	3,64	4,58	0,24	0,63	100,65
2	gy ²	gg2	PL8A03	305,57	2212,90	granite à grain grossier à 2 micas	petit massif de la Bromière	74,24	0,14	15,06	1,01	0,03	0,20	0,58	3,68	4,68	0,29	1,00	100,90
1	Lγ	g2m.L	CAV607	302,88	2219,30	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé	72,30	0,20	15,00	0,73	0,00	0,10	0,24	3,54	5,61		1,57	99,29
1	Lγ	g2m.L	CAV600	301,81	2219,10	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé	73,90	0,18	14,80	0,74	0,01	0,00	0,74	3,30	5,07		1,48	100,22
1	Lγ	g2m.L	CAV605	301,61	2214,15	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé	74,60	0,11	14,80	0,94	0,03	0,09	0,69	3,75	4,35		1,07	100,43
1	Lγ	g2m.L	CAV606	300,13	2219,65	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé	75,00	0,09	14,70	0,59	0,01	0,00	0,54	3,85	4,25		1,11	100,14

Tabl. 1 - Analyses chimiques d'éléments majeurs pour divers types de granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen de la carte Pallau. Teneurs en % ; analyses par ICP/AES au SARM-Nancy (2007)

Notations		n° éch.	lithologie	gisement		Q	P	A	B	F	A/CNK	(Ca+Na)/K	Q %	F %	B %	R1	R2
carte	diags		Association subalcaline ou calco-alcaline magnésio-potassique, mésocrate														
py ³ L	gbi.L	CAV602	monzogranite porphyroïde à biotite	massif de Legé		118,4	-32,7	16,9	111,1	325,4	1,06	1,29	21,3	58,6	20,0	1884	702
(1)	gbi.L	VENS158	monzogranite à biotite	massif de Legé		135,4	-8,7	25,4	106,4	313,3	1,09	1,08	24,4	56,4	19,2	2009	623
py ³ L	pg3L	PL7B33	monzogranite porphyroïde à biotite	massif de Legé		126,5	-24,4	9,6	112,0	316,5	1,03	1,21	22,8	57,0	20,2	2001	718
γ ³ L	gbi.L	CAV601	monzogranite à grain moyen à biotite	massif de Legé		130,5	-34,0	9,8	87,4	337,1	1,03	1,31	23,5	60,7	15,7	2006	624
(2)	gbi.L	CAV608	monzogranite à grain moyen à biotite	massif de Legé		160,6	-16,3	53,2	82,6	311,8	1,21	1,15	28,9	56,2	14,9	2230	522
γ ³ L	gbi.L	CAV603	monzogranite à grain moyen à biotite	massif de Legé		164,5	-54,6	51,5	59,4	331,2	1,20	1,62	29,6	59,7	10,7	2317	514
γ ³ L	gbi.L	CAV604	monzogranite à grain moyen à biotite, cataclasé	massif de Legé		165,4	-34,4	51,1	41,9	347,8	1,20	1,34	29,8	62,7	7,5	2324	474
γ ³ L	g3L	PL7A25	monzogranite à grain moyen à biotite, cataclasé	massif de Legé		161,6	-37,6	29,6	55,1	338,3	1,11	1,37	29,1	61,0	9,9	2308	509
γ ³ L	g3L	PL3C28	(monzo)granite à grain moyen à biotite + muscovite	massif de Legé		173,7	-0,2	45,8	41,4	339,9	1,19	1,00	31,3	61,2	7,5	2368	412
py ³ H	pg3H	PL6D02	monzogranite porphyroïde à biotite hydrothermalisé	apophyse du Logis dela Cantinière		120,0	-28,7	37,6	76,8	358,2	1,14	1,25	21,6	64,5	13,8	1687	437
γ ³	g3	PL8C04b	monzogranite à grain fin-moyen à biotite	petit corps au sein du massif du Poiré-sur-Vie		140,4	-12,0	29,3	72,9	341,7	1,10	1,10	25,3	61,6	13,1	2085	576
γ ³	g3	PL8C27	monzogranite à grain moyen à biotite et un peu de muscovite	petit corps au sein du massif du Poiré-sur-Vie		168,3	-47,4	41,8	71,4	315,3	1,16	1,51	30,3	56,8	12,9	2423	588
			Association aluminopotassique subleucocrate à leucocrate														
fy ²	fg2	PL8C70	granite à grain fin-moyen à 2 micas	petit massif de la Marlaie		190,9	-1,5	70,0	17,9	346,2	1,30	1,01	34,4	62,4	3,2	2566	381
(3)	fg2	PL8D31a	granite à grain fin à 2 micas + cordiérite accessoire	enclave dans le filon de microgranite de la Remaudière		186,8	7,3	56,1	22,9	345,4	1,24	0,94	33,7	62,2	4,1	2500	361
my ²	mg2	PL8C01	granite à grain moyen à 2 micas	massif des Lucs-sur-Boulogne		184,3	-28,4	54,9	24,1	346,6	1,23	1,29	33,2	62,5	4,4	2487	379
yh	mg2	PL7D01	granite à grain moyen à 2 micas	massif des Emerillères (4)		187,0	-33,5	56,6	22,5	345,5	1,23	1,34	33,7	62,3	4,1	2535	392
gy ²	gg2	PL8A03	granite à grain grossier à 2 micas	petit massif de la Bromière		187,3	-29,5	56,3	19,4	348,4	1,24	1,30	33,7	62,8	3,5	2519	367
Ly	g2m.L	CAV607	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé		165,3	0,9	52,0	14,1	375,6	1,21	0,99	29,8	67,7	2,5	2228	325
Ly	g2m.L	CAV600	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé		187,4	-11,8	49,4	11,5	356,1	1,21	1,11	33,8	64,2	2,1	2546	369
Ly	g2m.L	CAV605	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé		192,7	-40,7	52,0	15,4	346,9	1,22	1,44	34,7	62,5	2,8	2598	369
Ly	g2m.L	CAV606	leucogranite à 2 micas	filon recoupant le massif monzogranitique de Legé		195,6	-43,4	54,3	8,5	350,9	1,23	1,48	35,2	63,2	1,5	2622	346

Tabl. 2 - Paramètres multicatationiques pour divers types de granites du Complexe grantique du Bas-Bocage vendéen de la carte Pallau. Ces paramètres (La Roche (de) 1964 ; La Roche (de) et Leterrier 1980) sont calculés à partir des teneurs en éléments majeurs (tableau 1). Q+B+F = 555 Q% = Q100/555 ; B% = B100/555 ; F% = F 100/555

Notations		Association subcalcaire ou calco-alcaline magnésio-potassique, mésocrate																																									
carte	diags	n° éch.	Rb	Ba	Sr	Th	U	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	V	Co	Cr	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	As	Be	Mo	Sn	W	Bi	Cs	Cu	Pb	Zn	Ga	Ge
$\gamma^2 L$	pg3L	PL7B33	198	2665	1234	53,9	5,2	16,4	1,1	10,2	447	16,5	68	7,7	42,5	16,6	170,2	303,1	32,9	115,1	17,0	3,5	9,2	1,0	4,1	0,6	1,5	0,18	1,09	0,16	660	<L.D.	4,6	0,5	5,1	0,6	<L.D.	6	11	58	94	27	1,6
$\gamma^2 L$	g3L	PL7A25	226	1213	669	24,9	14,9	12,2	1,5	4,7	173	12,4	31	3,7	33,6	10,6	69,9	128,4	14,6	51,1	8,2	1,8	4,9	0,6	2,7	0,4	1,1	0,15	0,92	0,14	285	<L.D.	11,0	0,9	6,2	2,0	<L.D.	11	<L.D.	58	78	24	1,6
$\gamma^2 L$	g3L	PL3C28	237	756	378	25,9	6,1	10,2	1,2	4,5	163	9,1	19	2,5	18,5	6,6	48,5	93,6	10,9	38,5	6,7	1,0	3,9	0,5	2,0	0,3	0,8	0,11	0,71	0,10	208	2,3	5,4	1,9	5,8	1,1	0,4	11	<L.D.	55	63	23	1,3
$\gamma^2 H$	pg3H	PL6D02	205	1436	629	34,9	9,8	16,4	1,8	7,3	267	16,0	45	5,3	20,6	7,7	102,6	195,4	21,4	77,8	11,7	2,4	6,7	0,8	3,5	0,5	1,4	0,20	1,20	0,20	426	3,1	3,0	0,7	8,5	11,9	1,6	6	5	57	93	25	1,0
γ^2	g3	PL8C04b	168	3037	1260	64,5	8,1	23,2	1,5	11,9	505	8,9	52	4,3	13,6	6,9	178,7	320,1	34,8	121,2	17,2	3,6	8,3	0,8	2,9	0,3	0,8	0,07	0,41	0,06	689	<L.D.	4,1	1,1	3,4	1,5	<L.D.	4	5	71	100	29	1,4
γ^2	g3	PL8C27	166	1077	714	19,5	4,4	10,8	1,0	5,0	187	12,2	45	4,1	28,6	7,6	49,5	93,6	10,8	38,6	6,6	1,6	4,2	0,5	2,5	0,4	1,1	0,15	0,98	0,14	211	<L.D.	3,9	0,5	4,3	0,7	<L.D.	7	<L.D.	46	73	24	1,3
		Association aluminopotassique, subleucocrate à leucocrate																																									
carte	diags	n° éch.	Rb	Ba	Sr	Th	U	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	V	Co	Cr	Ni	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	As	Be	Mo	Sn	W	Bi	Cs	Cu	Pb	Zn	Ga	Ge
$f\gamma^2$	fg2	PL8C70	244	424	147	7,4	4,3	9,2	1,2	2,2	68	7,7	6	1,6	13,8	<L.D.	20,8	39,3	4,4	15,3	3,2	0,7	2,5	0,4	1,7	0,3	0,6	0,07	0,44	0,06	90	<L.D.	7,3	<L.D.	12,9	2,0	1,5	13	<L.D.	52	34	24	1,3
(t)	fg2	PL8D31a	273	520	179	22,4	9,6	9,5	0,9	3,7	123	8,2	7	1,1	30,8	6,7	39,2	78,1	9,0	32,1	6,1	0,9	3,8	0,5	1,8	0,3	0,6	0,08	0,44	0,06	173	2,6	5,9	1,0	9,4	1,7	0,7	11	<L.D.	42	49	26	1,1
$m\gamma^2$	mg2	PL8C01	383	275	75	8,3	6,8	6,1	1,9	2,3	75	3,7	7	1,3	15,3	<L.D.	16,5	33,9	4,0	14,4	3,3	0,6	2,2	0,3	1,0	0,1	0,3	0,03	0,21	0,03	77	2,3	12,5	<L.D.	20,5	1,3	0,9	32	<L.D.	35	85	28	1,5
γh	mg2	PL7D01	257	263	128	3,3	5,4	12,3	2,0	1,5	46	6,3	4	1,0	16,9	6,2	10,6	20,5	2,5	8,7	2,2	0,7	1,9	0,3	1,3	0,2	0,4	0,06	0,42	0,06	50	<L.D.	7,9	<L.D.	16,7	2,2	2,0	14	5	57	56	24	1,3
$g\gamma^2$	gg2	PL8A03	295	279	83	5,4	5,0	7,6	1,8	2,0	65	4,4	4	1,2	22,6	7,1	12,0	24,5	2,9	10,1	2,3	0,5	1,7	0,2	1,0	0,1	0,3	0,04	0,22	0,03	56	2,7	9,6	2,2	19,4	2,0	1,2	24	<L.D.	47	57	24	1,4

Tabl. 3 - Analyses chimiques d'éléments traces pour divers granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen de la carte Pallau. Teneur en ppm ; analyses par ICP - MS au JARN - Nancy (2007) (enclave trop petite pour être figurée sur la carte)

	PA0663 : Micaschiste à biotite et à staurotide		PA0691 : Micaschiste pélitique à poeciloblastes de biotite et de staurotide					PA0750 : Schiste mylonitique			PA0660 : Micaschiste rubané à staurotide, 2 micas et plagioclase				PA0662 : Micaschiste à grenat, staurotide et 2 micas				PA0666 : Micaschiste à biotite, staurotide et andalousite		
	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>	<i>Muscovite</i>
SiO2	44,22	45,61	43,27	45,78	45,28	46,07	43,37	42,57	45,70	45,76	45,93	45,86	45,25	45,96	47,54	44,59	45,09	44,35	44,76	44,78	
TiO2	0,28	0,26	0,00	0,05	0,29	0,22	0,03	0,67	0,69	0,77	0,17	0,13	0,29	0,22	0,20	0,16	0,15	0,20	0,18	0,21	
Al2O3	34,79	33,72	33,39	30,25	36,15	35,92	34,09	33,97	35,68	36,28	34,91	36,39	35,86	36,53	35,82	35,73	36,00	35,03	35,71	36,53	
FeO	1,97	1,64	4,01	4,32	1,01	1,28	3,21	1,45	1,15	0,91	1,16	0,69	1,12	0,82	1,33	0,73	0,87	0,85	1,01	0,77	
MnO	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,11	0,00	0,04	
MgO	0,45	0,44	1,66	1,98	0,42	0,43	0,98	0,41	0,41	0,38	0,49	0,42	0,48	0,39	0,48	0,26	0,32	0,37	0,47	0,26	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	1,40	1,63	0,71	0,19	1,33	1,36	0,98	0,61	0,61	0,78	0,97	1,17	1,15	1,25	0,95	0,84	1,04	0,90	1,64	1,73	
K2O	7,82	8,63	7,09	8,71	8,37	8,98	8,13	8,84	10,19	10,29	6,97	7,93	9,15	8,86	8,64	7,67	9,27	8,91	8,41	7,55	
Total	90,98	91,95	90,13	91,35	92,85	94,31	90,79	88,68	94,43	95,17	90,64	92,69	93,33	94,02	94,95	90,00	92,81	90,70	92,19	91,88	
Si	6,116	6,258	6,079	6,395	6,111	6,153	6,064	6,069	6,124	6,084	6,279	6,165	6,109	6,130	6,264	6,159	6,115	6,143	6,101	6,081	
AlIV	1,884	1,742	1,921	1,605	1,889	1,847	1,936	1,931	1,876	1,916	1,721	1,835	1,891	1,870	1,736	1,841	1,885	1,857	1,899	1,919	
Al VI	3,787	3,710	3,607	3,374	3,862	3,807	3,681	3,775	3,759	3,769	3,904	3,931	3,815	3,871	3,827	3,974	3,868	3,861	3,836	3,927	
Ti	0,029	0,027	0,000	0,005	0,029	0,022	0,003	0,072	0,070	0,077	0,017	0,013	0,029	0,022	0,020	0,017	0,015	0,021	0,018	0,021	
Fe[iii]	0,228	0,188	0,471	0,505	0,114	0,143	0,375	0,173	0,129	0,101	0,133	0,078	0,126	0,091	0,147	0,084	0,099	0,098	0,115	0,087	
Mn	0,006	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,008	0,013	0,000	0,005	
Mg	0,093	0,090	0,348	0,412	0,085	0,086	0,204	0,087	0,082	0,075	0,100	0,084	0,097	0,078	0,094	0,054	0,065	0,076	0,095	0,053	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Na	0,375	0,434	0,193	0,051	0,348	0,352	0,266	0,169	0,158	0,201	0,257	0,305	0,301	0,323	0,243	0,225	0,273	0,242	0,433	0,455	
K	1,380	1,510	1,271	1,552	1,441	1,530	1,450	1,607	1,742	1,745	1,216	1,360	1,576	1,507	1,452	1,351	1,604	1,574	1,462	1,308	
Total	13,897	13,961	13,889	13,912	13,879	13,939	13,982	13,894	13,939	13,969	13,627	13,771	13,947	13,893	13,782	13,705	13,932	13,885	13,961	13,856	

Tabl. 5 - Analyse des micas blancs à la microsonde électronique (BRGM, Orléans) pour six échantillons du groupe de Nieul-le-Dolent

Sond.	Commune	Lieu dit	Coord. Lamb. II (km)	prof. m	coupe sommaire avec interprétation stratigraphique	Analyse micropaléontologique et attribution biostratigraphique (C. Bourdillon, Eradata)
SCL1	Saint-Christophe du-Ligneron	La Rouairie	x : 286,436 y : 2208,414 z : 25,5 m	6,3	0 à 4,4 m : grève argileuse brune. Plio-Quaternaire probable. 4,4 à 6,3 m : marne sableuse crème, fossilifère. Microfaune benthique très usée donnant un âge Messinien à Zancéen possible*. 6,3 m : refus sur micaschiste altéré.	Echantillon prélevé à 6 m. Foraminifères benthiques : <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD), <i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL). Messinien à Zancéen sur critères négatifs ; microfaciès connu localement dans le Pliocène inférieur.
SCL14 (SCL14 bis)	Saint-Christophe du-Ligneron	la Joséphine	x : 287,211 y : 2209,967 z : 35 m	11,3 (16,5)	0 à 4,9 m : sable feldspathique, graveleux à la base. Plio-Quaternaire probable. 4,9 à 9 m : marnes beige et bleues, riche en fossiles (balanes, bryozoaires, lamellibranches, crustacés, polypiers...), Foraminifères benthiques très fréquents, datant le Pliocène inférieur (Zancéen)*. 9 à 11,2 m : marnes bleues à gros galets de quartz et débris schisteux. Pliocène inférieur. 11,2 à +/- 11,3 m : dalle discontinue de calcaire bioclastique. Cénomaniens à Turonien. +/- 11,3 à 16,2 m : marnes gris sombre à lentilles de sable glauconieux. Microfossiles de l'Albien ou du Cénomaniens*. Cénomaniens probable. 16,2 à 16,5 m : isaltérites de micaschistes	Echantillon prélevé à 8,5-9 m. Foraminifères benthiques très fréquents : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Pseudoponides pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN), <i>Discorbitura granulumbilata</i> VAN VOORTHUYSEN, <i>Discorbitura cushmani</i> MARGEREL, <i>Bolivina spathulata</i> (WILLIAMSON), <i>Bolivina laffitei</i> MARGEREL, <i>Bullmina cf. costata</i> d'ORBIGNY, <i>Trifarina bradyi</i> CUSHMAN, <i>Rosalina nitida</i> (WILLIAMSON), <i>Rosalina globularis</i> d'ORBIGNY, <i>Epistominella irregularis</i> MARGEREL, <i>Glabratalia opercularis</i> (d'ORBIGNY), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL), <i>Elphidium paraskevaidsis</i> CHRISTODOULOS, <i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'ORBIGNY, <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Cibicides refugens</i> MONTFORT, <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (très rare), <i>Astronion italicum</i> CUSHMAN & EDWARDS, <i>Cibicides occidentalis</i> MARGEREL, <i>Quinqueloculina inaequalis</i> REUSS, <i>Globulina</i> sp., <i>Pseudopolymorphina</i> ? sp., <i>Polymorphina cf. frondiformis</i> WOOD, <i>Fissurina</i> spp., <i>Oolina</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp. (débris ou tests usés), <i>Quinqueloculina longirostra</i> d'ORBIGNY. Pliocène inférieur, soit Zancéen. Echantillon prélevé à 12-13 m. Moules internes glauconieux de Guembeltria sp., très rares et très petits spécimens mal conservés de <i>Guembeltria cenomana</i> (KELLER), <i>Globigerinelloides</i> sp : remaniement de microfossiles de l'Albien ou du Cénomaniens dans un dépôt non daté. Echantillon prélevé à 16,8 m. Rares moules internes, glauconieux, remaniés de <i>Pseudoguembelina</i> sp. : rares remaniements de microfossiles probablement de l'Albo-Cénomaniens.
SCL15	Saint-Christophe du-Ligneron	la Mérançoire	x : 285,371 y : 2209,969 z : 30,5 m	10,5	0 à 1,5 m : sable feldspathique orangé. Plio-Quaternaire. 1,5 à 5,3 m : argile et marne crème fossilifère. Quelques microfossiles datant le Cénomaniens*. 5,3 à 8,8 m : argiles noires pyriteuse à débris ligniteux. Cénomaniens probable. 8,8 à 10,5 m : micaschiste gris altéré	Echantillon prélevé à 4 m. Foraminifères planctoniques assez communs dans la fraction la plus fine : <i>Guembeltria cenomana</i> (KELLER). Foraminifères benthiques rares et aucune forme jugée en place : <i>Flabellamina</i> sp., <i>Daxia cenomana</i> CUVILLIER & SZAKALL, <i>Textularidae</i> . Remaniement de quelques microfossiles du Cénomaniens dans un dépôt d'âge indéterminé.
SEB1	Saint-Etienne-du-Bois	Le Bossis	x : 298,870 y : 2213,095 z : 43 m	15	0 à 3,2 m : sable grossier à moyen, argileux. Plio-Quaternaire probable. 3,2 à 8,3 m : marne sableuse, beige puis bleue, riche en coquilles. Microfaune datant le Pliocène probablement inférieur (Zancéen)*. 8,3 à 14,4 m : marne plastique, gris noir, à passées sablo-graveleuses et coquillères (huîtres, gastéropodes...). Microfaune datant le Zancéen*. 14,4 à 15 m : schiste noir, peu altéré.	Echantillon prélevé entre 3,5 et 4 m. Foraminifères benthiques assez rares dans la masse bioclastique et correspondant presque tous à une ou plusieurs thanatocénoses : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Polymorphina</i> sp. Echantillon prélevé entre 9 et 10,5 m. Très rares foraminifères planctoniques : <i>Globigerina nepenthes</i> TODD, <i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY, <i>Globigerina cf. falconensis</i> BLOW. Formes benthiques fragmentés et usés, rares spécimens considérés com-me autochtones ou sub-autochtones : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Bolivina spathulata</i> (WILLIAMSON), <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Cibicides ungerianus</i> (d'ORBIGNY), <i>Cibicides refugens</i> MONTFORT, <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Elphidium flexuosum</i> (d'ORBIGNY), <i>Lagena laevis</i> (MONTAGU), <i>Astronion italicum</i> CUSHMAN & EDWARDS, <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD), <i>Polymorphina charlottensis</i> CUSHMAN, <i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'ORBIGNY, <i>Globulina gibba</i> d'ORBIGNY Pliocène inférieur = Zancéen non élevé.
SEB9	Saint-Etienne-du-Bois	Le Rondais	x : 297,755 y : 2211,915 z : 52 m	26,5	0 à 10,7 m : sable feldspathique moyen à grossier, à passées graveleuses et argileuses. Plio-Quaternaire probable. 10,7 à 12 m : argile limoneuse gris-beige, graveleuse, à nodules ferro-manganique, puis argile graveleuse bleue, à lits de nodules manganiques. Paléocène. 12 à 24,5 m : marne bleue sombre à grise, plus ou moins sableuse et graveleuse, à balanes, gastéropodes (souvent entiers), huîtres... Pliocène probablement inférieur d'après la microfaune*. 24,5 à 25,5 m : marne sableuse bleue, à galets décimétriques (quartz, schistes, biocalcarénites silicifiées à cachet Crétacé supérieur*). Microfaune benthique datant le Zancéen*. 25,5 à 26,5 m : schiste altéré.	Echantillon prélevé à 15 m. Foraminifères planctoniques (petits tests extrêmement rares) : <i>Globigerina bulloides bulloides</i> d'ORBIGNY, <i>Globigerina bulloides apertura</i> CUSHMAN, <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS). Foraminifères benthiques fréquents et très bien conservés : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Pseudoponides pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN), <i>Discorbitura cushmani</i> MARGEREL, <i>Cassidulina laevigata</i> d'ORBIGNY, <i>Bolivina spathulata</i> (WILLIAMSON) (espèce commune), <i>Bolivina</i> sp., <i>Trifarina bradyi</i> CUSHMAN, <i>Bullmina costata</i> d'ORBIGNY, <i>Discorbitura cushmani</i> MARGEREL ?, <i>Rosalina globularis</i> d'ORBIGNY, <i>Glabratalia</i> sp. Pliocène et probablement Pliocène inférieur, soit Zancéen. Echantillon prélevé à 25 m. Foraminifères benthiques abondants composés par une thanatocénose, considérée comme sub-autochtone, et une biocénose : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (tests abondants et très épineux), <i>Pseudoponides pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN), <i>Discorbitura cushmani</i> MARGEREL, <i>Cibicides cf. ungerianus</i> (d'ORBIGNY), <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Rosalina subglobosa</i> (CUSHMAN), <i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Elphidium pseudolesonni</i> TEN DAM & REINHOLD, <i>Globulina</i> sp., <i>Quinqueloculina localvezze</i> MARGEREL, <i>Quinqueloculina cf. triangularis</i> d'ORBIGNY, <i>Spiroloculina</i> sp., <i>Bolivina spathulata</i> (WILLIAMSON), <i>Spiroplectamina sagittula</i> (DEFrance), <i>Glabratalia sidebottomi</i> MARGEREL. Pliocène inférieur - Zancéen.
SEB14	Saint-Etienne-du-Bois	la Rothelière	x : 299,641 y : 2209,608 z : 27 m	17,7	0 à 5,7 m : sable feldspathique, orangé, à passées argileuses. Plio-Quaternaire probable. 5,7 à 17,3 m : marne sableuse bleu sombre, riche en fossiles (gastéropodes, huîtres à patine noire) et parfois en débris ligniteux. Pliocène inférieur probable. 17,3 à 17,7 m : arène de granite fin à biotite.	Echantillon prélevé entre 6,5 et 7,5 m. Foraminifères benthiques assez abondants et quelques tests relativement bien conservés dans une ou plusieurs thanatocénoses : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Pseudoponides pseudotepidus</i> (VAN VOORTHUYSEN), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB). Pliocène et probablement Pliocène inférieur, soit Zancéen.
SEB16	Saint-Etienne-du-Bois	le Rivault	x : 300,901 y : 2211,086 z : 37 m	7,5	0 à 4 m : sable orangé azoïque, puis argile sableuse. Plio-Quaternaire probable. 4 à 6,1 m : marnes gris sombre, à lumachelles d'huîtres. Microfaune benthique d'âge Miocène supérieure à Pliocène, probablement Pliocène*. 6,1 à 6,6 m : argile brune à nodules manganiques à débris lithiques. Paléocène probable. 6,6 à 7,5 m : arène de granite fin	Echantillon prélevé entre 4,3 et 4,5 m. Foraminifères benthiques extrêmement rares et probablement remaniés et/ou déplacés pour la plupart : <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Elphidium cf. crispum</i> (LINNÉ), <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD). Miocène supérieur à Pliocène - Pliocène probable.

Tabl. 8 - Localisation et coupe des sondages réalisés dans le cadre du levé de la carte en 2005 et 2006 dans les communes de Saint-Christophe-du-Ligneron et Saint-Étienne-du-Bois. Coupes levées et interprétées par P. Bouton et J.-M. Viaud. Les interprétations biostratigraphiques signalées par un astérisque sont de C. Bourdillon (Eradata)

Sond.	Commune	Lieu dit	Coord. Lamb. II (km)	prof. m	coupe sommaire avec interprétation stratigraphique	Analyse micropaléontologique et attribution biostratigraphique (C. Bourdillon, Eradata)
STOUV6	Touvois	Maisonneuve	x : 296,431 y : 2219,52 z : 43 m	9	0 à 1 m : argile graveleuse brune. 1 à 2,2 m : marnes sablo-graveleuse à fragments calcaires, débris coquilliers et glauconie. Microfossiles du Miocène supérieur - Pliocène. 2,2 à 2,5 m : sable fin, argileux vert, riche en glauconie. Cénomanien à Turonien probable. 2,5 à 4,5 m : marne, calcaire et sable argileux, faune Crétacé supérieur (<i>Ostrea columba</i> var. <i>minor</i>). Microfossiles du Cénomanien supérieur* mélangés à des formes néogènes issues du niveau sus jacent (pollution). 4,5 à 6,5 m : sable argileux vert à rares pyrite et débris ligneux. Cénomanien. 6,5 à 9 m : isaltérite de micaschiste.	Echantillon prélevé entre 2,2 et 2,6 m. Foraminifères benthiques (rares débris de test ou moules internes mal conservés) : <i>Elphidium cf. complanatum</i> (d'ORBIGNY), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL). Miocène supérieur à Pliocène. Echantillon prélevé entre 2,6 et 3,1 m. Foraminifères planctoniques (très rares petites formes mal conservées) : <i>Heterohelix reussi</i> (CUSHMAN), <i>Guembeltria cenomana</i> (KELLER), <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Muricohedbergella debriensis</i> (CARSEY), <i>Muricohedbergella planispira</i> (TAPPAN). Foraminifères benthiques (tous les spécimens trouvés sont remaniés, usés et parfois altérés) : I. formes du Crétacé infralittoral distal à circalittoral marquées par un tri granulométrique, individus très petits : <i>Lingulogavelinella</i> sp., <i>Gavelinella aff. moniliformis</i> (REUSS), <i>Guttulina trigonula</i> (REUSS), <i>Gavelinella cenomanica</i> (BROTZEN), <i>Hoeglundina supracretacea</i> (TEN DAM), <i>Arenobulimina</i> sp., <i>Ataxophragmium</i> sp., <i>Textularia cf. anceps</i> REUSS ; II. formes du Néogène littoral (tests fragmentés et très usés) : <i>Elphidium</i> sp., <i>Ammonia</i> sp., <i>Globulina gibba</i> d'ORBIGNY. Dépôt constitué d'un mélange de matériaux du Cénomanien supérieur et du Néogène.
STOUV7	Touvois	Les Tannières	x : 295,985 y : 2219,484 z : 44 m	8,7	de 0 à 2 m : cailloutis argileux beige à débris calcaires blancs. Plio-Quaternaire probable. 2 à 5 m : falun sableux fossilifère (mollusques, bryozoaires, spongiaires, annélides, échinidés). Passages indurés de calcaire coquiller à graviers quartzeux. Microfaune du Pliocène inférieur*. 5 à 7 m : alternance d'argile sableuse verte, glauconieuse et de calcaire gréseux (dont un banc de 0,4 m), débris de pycnodonte. Argile sableuse gris sombre, pyriteuse à la base. Cénomanien probable. 7 à 8,7 m : isaltérite argileuse de micaschiste.	Echantillon prélevé entre 3 et 4 m. Foraminifères benthiques : <i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL), <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Bolivina</i> sp., <i>Spiroplectammina sagittula</i> (DEFRANCE). Pliocène inférieur. Echantillon prélevé entre 5 et 6 m. Foraminifères benthiques (rares tests identifiabiles) : <i>Globulina gibba</i> d'ORBIGNY, <i>Globulina</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Polymorphina</i> sp., <i>Sigmomorphina</i> ? sp. Miocène à Pliocène inférieur.
STOUV8	Touvois	Les Tannières	x : 296,249 y : 2219,804 z : 44 m	5,7	0 à 1,8 m : sable graveleux et argileux. Plio-Quaternaire probable. 1,8 à 3,7 m : falun argileux à rognons de calcaire. Foraminifères benthiques abondants, indiquant le Pliocène inférieur (Zancéen)*. 3,7 à 5,7 m : isaltérite argileuse de micaschiste.	Echantillon prélevé entre 2,7 et 3,5 m. Foraminifères benthiques : <i>Eponides repandus</i> (FICHTEL & MOLL), <i>Globulina inaequalis</i> REUSS, <i>Pararotalia serrata</i> (TEN DAM & REINHOLD) (morphotype très épineux et globuleux), <i>Elphidium crispum</i> (LINNÉ), <i>Discorbitura cushmani</i> MARGEREL, <i>Bolivina spathulata</i> (WILLIAMSON), <i>Ammonia beccarii</i> (LINNÉ), <i>Pseudopolymorphina variata</i> (PARKER, JONES & BRADY), <i>Sigmomorphina cf. flintii</i> (CUSHMAN), <i>Glabratalia</i> sp., <i>Lobatula lobatula</i> (WALKER & JACOB), <i>Alabamina</i> sp., <i>Quinqueloculina triangularis</i> d'ORBIGNY, <i>Spiroloculina</i> sp., <i>Spiroplectammina sagittula</i> (DEFRANCE), <i>Fissurina</i> sp., <i>Buccella nuda</i> MARGEREL, <i>Nodosaria proxima</i> (SILVESTRI). Pliocène inférieur - Zancéen.

Tabl. 8 bis - Localisation et coupe des sondages réalisés dans le cadre du levé de la carte en 2005 et 2006 dans la commune de Touvois. Coupes levées et interprétées par P. Bouton et J.-M. Viaud. Les interprétations biostratigraphiques signalées par un astérisque sont de C. Bourdillon (eradata)

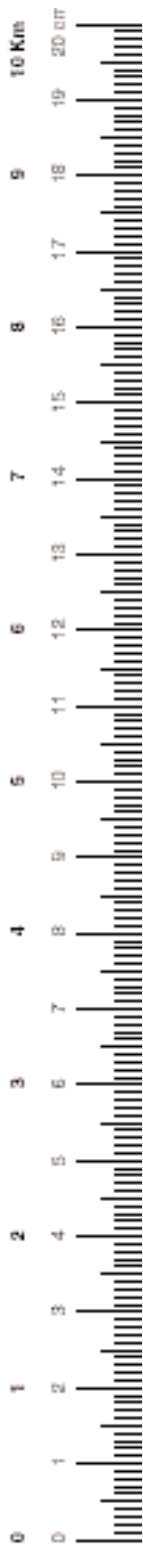
N°	Localisation	Lambert II (km)	description	Contenu micropaléontologique, microfaciès et interprétation biostratigraphique par C. Bourdillon (Eradata, le Mans)	Interprétation biostratigraphique
PA 0462	Saint-Etienne-du-Bois. La Rivière	X : 301,69 Y : 2213,72	Sable coquillier récolté dans les déblais d'un puits récents	Foraminifères planctoniques absents. Foraminifères benthiques représentés par un ensemble de «thanatocénose» (formes très roulées, tri granulométrique) et un ensemble considéré comme en place ou sub-en place et dominé par les genres Ammonia, Pseudotepidus, Pararotalia et des bolivines : Ammonia beccarii (LINNÉ), Ammonia cf. punctatogranosa (SEGUENZA), Pseudoepionides pseudotepidus pseudotepidus (VAN VOORTHUY-SEN), Pararotalia serrata (TEN DAM & REINHOLD) (morphotype très épineux, très évolués et de grande taille) ; Cassidulina laevigata d'ORBIGNY, Cassidulina subglobosa BRADY, Trifarina bradyi CUSHMAN, Trifarina angulosa (WILLIAMSON), Bolivina spathulata (WILLIAMSON), Bolivina laffitei MARGEREL, Bolivina pseudoplicata HERON-ALLEN & EARLAND, Elphidium crispum (LINNÉ), Elphidium pseudolessonii TEN DAM & REINHOLD, Buccella nuda MARGEREL, Cibicides ungerianus (d'ORBIGNY), Neoconorbina orbicularis (TERQUEM), Lobatula lobatula (WALKER & JACOB), Rosalina globularis d'ORBIGNY, Hoeglundina elegans (d'ORBIGNY), quelques rares débris usés de Quinqueloculina sp., Pseudopolymorphina variata (PARKER, JONES & BRADY), Polymorphina spp., Discorbitura cushmani MARGEREL, Fissurina spp., Glabratella sidebottomi MARGEREL, Hanzawaia sp., Glabratella sidebottomi MARGEREL, Hanzawaia sp. Métazoaires : abondants débris très usés de bryozoaires, de gastéropodes et de bivalves dont des ostréidés et pectinidés, petits gastéropodes à haute spire omée, turritélés (fréquents), fragments de tube d'annélide polychète (communs), carapaces d'ostracodes (rares), radiolies, plaques et soies d'échinidés.	Pliocène inférieur, soit Zancéen
SPMP	Saint-Paul-Mont-Penit. Carrière de la Boulinière	X : 295,96 Y : 2208153 Z : 46 m	Grès coquillier altéré et décalcifié, conservé dans une fissure du granite	Foraminifères planctoniques absents. Foraminifères benthiques en débris très usés, seulement identifiables sur sections orientées : Pararotalia serrata (TEN DAM & REINHOLD), Ammonia beccarii (LINNÉ). Métazoaires : débris extrêmement altérés de bryozoaire, échinidé et bivalve probable très difficilement identifiables.	Matériel altéré du Néogène de l'intervalle Miocène supérieur à Pliocène.
P44'SN (PB1)	Saint-Etienne-de-Mer-Morte. Le Violet	X : 293,34 Y : 2223,54 Z : 31 m	Galet de silice noir issu d'une formation graveleuse résiduelle sur socle	Calcaire micritique totalement silicifié. Quelques kystes calcitiques de dinoflagellés. Foraminifères planctoniques : très rares Heterohelix moremani (CUSHMAN). Foraminifères benthiques (rares tests déterminables) : Marssonella ? turris (d'ORBIGNY), Tritaxia sp., Ammobaculites ? sp., Textularia sp. Radiolaires : quelques moules internes de spumellaires et nassellaires Métazoaires : petits débris de bryozoaire, fragments d'échinodermes dont ophiure et échinidé, spicules de spongiaire.	Crétacé supérieur, dans l'intervalle Cénomaniens à Santonien basal.
P44'G (PB2)	Saint-Etienne-de-Mer-Morte. Le Violet	X : 293,34 Y : 2223,54 Z : 31 m	Galet de silice poreux crème (sable ou grès décalcifié silicifié) issu d'une formation graveleuse résiduelle sur socle	Ancien sable à spongiaire (quartzarénite bioclastique à spongiaire). Foraminifères planctoniques absents. Foraminifères benthiques (rares tests roulés, à peine reconnaissables) : Textulariidae, Gouppilaudina ? sp., Discorbidae, Rotalia saxorum d'ORBIGNY, Rotaliidae indéterminé Métazoaires (fréquents débris roulés) : bryozoaires, échinidés, mollusques bivalves, ostréidés dont pycnodonte, probable, serpules, quelques petits coraux, fréquents spicules de spongiaires.	Crétacé supérieur, à partir du Santonien, probablement de l'intervalle Santonien à Campanien inclus.
P47 (PB3)	La Marne. La Jacquetterie (ancienne gravière)	X : 293,04 Y : 2227,56 Z : 28 m	Galet de silice miel prélevé au sein des cailloutis yprésiens	Ancienne biomicrite totalement silicifiée. Foraminifères planctoniques : rares Heterohelix sp. Foraminifères benthiques communs, mais rares tests identifiables : Rotalia sp., Siderolites sp., quelques petits Textulariidae, Nezzazatinella ? sp. Métazoaires : quelques fragments de bryozoaires, très fréquents spicules de spongiaires.	Crétacé supérieur - Santonien ou Campanien.
P47 (PB3bis)	La Marne. La Jacquetterie (ancienne gravière)	X : 293,04 Y : 2227,56 Z : 28 m	Galet de silice noir prélevé au sein des cailloutis yprésiens.	Ancienne bio-microsparite silicifiée. Foraminifères planctoniques absents. Foraminifères benthiques très fréquents, diversement conservés : Paralabamina toulmini (BROTZEN), Fascispira sp., Scandonea samnitica DE CASTRO, Siderolites sp., Orbignyina cf. variabilis (d'ORBIGNY), Ataxophragmium ? sp., Fiellammia ? sp. ou bien Haplophragmium ? sp., Cibicididae, Discorbidae, Rotalia saxorum d'ORBIGNY. Métazoaires : très fréquents spicules de spongiaires, débris de bryozoaire, fragments d'échinidé (plaques et radiolies), rares ostracodes.	Crétacé supérieur - Campanien plus probablement, mais Campanien à Maastrichtien possible.
P52-A (PB4)	Touvois. La Revarderie (ancienne gravière)	X : 295,22 Z : 41 m	Galet de silice noir à palme blanche prélevé au sein des cailloutis néogènes.	Ancienne biocalcarénite quartzreuse silicifiée. Métazoaires : abondants débris de spongiaire silicifié, débris de bryozoaire, fragments de mollusque pycnodonte, rares fragments d'échinidés.	Santonien supérieur à Campanien.

Tabl. 9 - Analyses micropaléontologiques de sables coquilliers pliocènes et de sédiments silicifiés du Crétacé supérieur remaniés au sein des dépôts détritiques cénozoïques

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

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

Échelle 1:50 000





PALLUAU

La carte géologique à 1/50 000
PALLUAU est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au Nord : NANTES – ILE DU PILIER (N°117)
au Sud : PALLUAU – ILE D'YEU (N°129)

Madecou Kornouiller	Saint-Philbert-de-Grand-Lieu	Clisson
Châtillon Bataille	PALLUAU	Montreuil
Saintes-Georges-de-Mé	Le Poiré-sur-Vie	La Roche-sur-Yeu