

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

# LUÇON

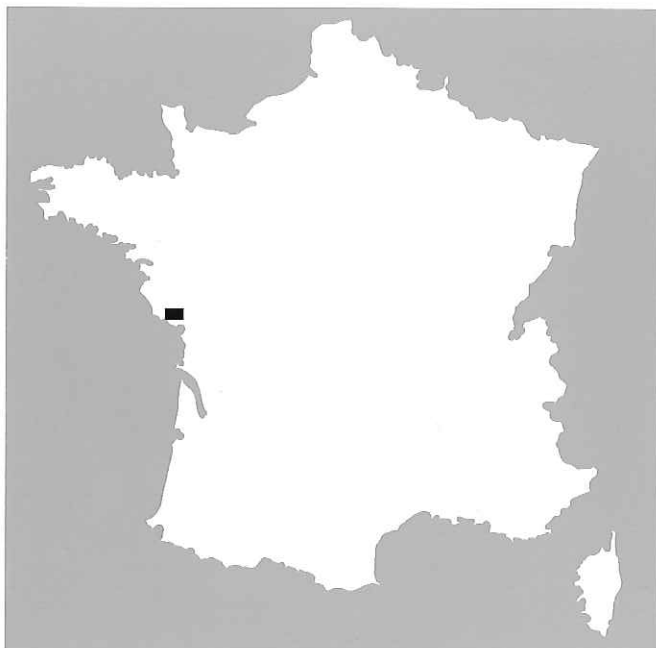
par

F. BÉCHENNEC, P. CHÈVREMONT, P. BOUTON,  
G. KARNAY, J.M. STUSSI, D. THIÉBLEMONT

Avec la collaboration de

A. COCHERIE, C. ROY





# LUÇON

La carte géologique à 1/50 000  
 LUÇON est recouverte  
 par les coupures suivantes  
 de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
 au Nord : LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)  
 au Sud : FONTENAY (N° 141)

Le Poiré- sur-Vie	La Roche- sur-Yon	Chantonnay
Les Sables- d'Olonne – Longeville	LUÇON	Fontenay- le-Comte
	L'Aiguillon- sur-Mer	Marans

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

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

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

**par**

**F. BÉCHENNEC, P. CHÈVREMONT, P. BOUTON,  
G. KARNAY, J.M. STUSSI, D. THIÉBLEMONT**

**avec la collaboration de  
A. COCHERIE, C. ROY**

**2010**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : F. BÉCHENNEC, P. CHÈVREMONT, G. KARNAY, L. GRABENSTAETTER, P. BOUTON (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Luçon (585). Orléans : BRGM. Notice explicative par Béchenne F., Chèvremont P., Bouton P., Karnay G., Stussi J.M., Thiéblemont D., avec la collaboration de Cocherie A., Roy C. (2010), 188 p.

– *pour la notice* : F. BÉCHENNEC, P. CHÈVREMONT, P. BOUTON, G. KARNAY, J.M. STUSSI, D. THIÉBLEMONT, avec la collaboration de A. COCHERIE, C. ROY (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Luçon (585). Orléans : BRGM, 188 p. Carte géologique par Béchenne F., Chèvremont P., Karnay G., Grabenstaetter L., Bouton P. (2010).

© BRGM, 2010. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1585-5

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>9</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>11</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>15</b>
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>15</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	<b>15</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT     DE LA CARTE</i>	<b>18</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>19</b>
<i>SOCLE DU DOMAINE VARISQUE SUD-ARMORICAIN</i>	<b>20</b>
<b>Unité de La Roche-sur-Yon</b>	<b>20</b>
<b>Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen</b>	<b>44</b>
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	<b>93</b>
<b>Formations du Jurassique</b>	<b>93</b>
<b>Formation du Crétacé</b>	<b>104</b>
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	<b>105</b>
<b>Formation tertiaire</b>	<b>105</b>
<b>Formations superficielles</b>	<b>110</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>113</b>
<b>SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE</b>	<b>134</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>143</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>143</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>143</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>144</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>154</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>157</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>157</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>157</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>169</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>177</b>

<b>ANNEXES</b>	<b>179</b>
<i>ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES DES ÉCHANTILLONS DE PORPHYROÏDES DE LA CARTE LUÇON. L'INDICE D'ALUMINOSITÉ A/CNK EST LE RAPPORT <math>Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)</math> EN PROPORTIONS ATOMIQUES</i>	<b>181</b>
<i>ANNEXE 2 - ANALYSES CHIMIQUES D'ÉLÉMENTS MAJEURS POUR DIVERS TYPES DE GRANITE ET MICROGRANITE DE LA CARTE LUÇON ET DEUX DE LEURS ENCLAVES</i>	<b>182</b>
<i>ANNEXE 3 - PARAMÈTRES MULTICATIONNIQUES POUR DIVERS TYPES DE GRANITE ET MICROGRANITE DE LA CARTE LUÇON ET DEUX DE LEURS ENCLAVES</i>	<b>183</b>
<i>ANNEXE 4 - ANALYSES CHIMIQUES D'ÉLÉMENTS EN TRACES POUR DIVERS TYPES DE GRANITE ET MICROGRANITE DE LA CARTE LUÇON ET DEUX DE LEURS ENCLAVES</i>	<b>184-185</b>
<i>ANNEXE 5 - ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'EAU CAPTÉE AU LIEU-DIT « BELLEVUE » (COMMUNE DE LE GIVRE)</i>	<b>186</b>
<i>ANNEXE 6 - ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'EAU DE LA NAPPE DU LIEU-DIT « LA LANDE » (COMMUNE DE LA BOISSIÈRE-DE-LA-LANDE)</i>	<b>187</b>
<i>ANNEXE 7 - FLUCTUATION DES TAUX DE NITRATES DANS LE CAPTAGE DE SAINTE-GERMAINE DANS LA NAPPE CAPTIVE DU LIAS INFÉRIEUR</i>	<b>188</b>

### 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 Luçon	<b>14</b>
Fig. 2 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites extraites de la métarhyolite de la formation de La Chapelle-Hermier (FB 2213). L'isochrone théorique est notée en pointillés (486 Ma) ; sa pente est proche de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur. Les âges Th-Pb et U-Pb, obtenus sur les interceptes, doivent être identiques dans la limite des erreurs, afin d'autoriser le calcul d'un âge moyen. Les hyperboles d'erreur définissent le domaine d'incertitude de part et d'autre de la droite de régression	<b>30</b>
Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés, extraits de la métarhyolite (FB 2213) de la formation de La Chapelle-Hermier, prélevée au barrage du Marillet (Jézéquel, rapport BRGM 2007)	<b>32</b>

Fig. 4 - Diagramme Concordia conventionnel pour deux zircons hérités protérozoïques, extraits de la métarhyolite (FB 2213), de la formation de La Chapelle-Hermier	<b>33</b>
Fig. 5 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses sur les zircons extraits de la métarhyolite (FB 2213) de la formation de La Chapelle-Hermier	<b>34</b>
Fig. 6 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés, extraits de la métarhyolite de la formation de La Sauzaie, prélevée à Château-Guibert (FB 2252) (Jézéquel, rapport BRGM 2007)	<b>40</b>
Fig. 7 - Diagramme isochrone $Th/Pb = f(U/Pb)$ pour les monazites extraites de la métarhyolite de la formation de La Sauzaie (FB 2252). L'isochrone théorique est notée en pointillés (483 Ma) ; sa pente est compatible avec celle de la droite de régression malgré sa très mauvaise définition due au regroupement des analyses. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur	<b>41</b>
Fig. 8 - Diagramme Q-P pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves	<b>48</b>
Fig. 9 - Diagramme B-P pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves	<b>49</b>
Fig.10 - Diagrammes multi-élémentaires pour des granites et un microgranite calco-alcalins à biotite de la carte Luçon et pour deux de leurs enclaves	<b>50</b>
Fig. 11 - Spectres de Terres Rares pour des monzogranites et granites de la carte Luçon et pour deux de leurs enclaves	<b>51</b>
Fig. 12 - Diagramme A-B pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves	<b>60</b>
Fig. 13 - Spectres de Terres Rares pour des monzogranites, granites et microgranites de la carte Luçon et pour deux de leurs enclaves	<b>61</b>
Fig. 14 - Diagramme de répartition typologique des 43 grains de zircon indexés, extraits de l'échantillon LU5C04 dans le domaine 4 des granites de type calco-alcalin <i>s.s.</i> et calco-alcalin $K = MgK$	<b>64</b>
Fig. 15 - Diagramme isochrone $Th/Pb = f(U/Pb)$ pour LU5C04. L'isochrone théorique est notée en pointillés (313 Ma) ; sa pente est voisine de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur	<b>65</b>
Fig. 16 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses sur les zircons extraits de l'échantillon LU5C04 du monzogranite d'Avrillé	<b>66</b>



Fig. 17 - Diagramme multi-élémentaire pour des granites aluminopotassiques et le microgranite des Pineaux	72
Fig. 18 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés, extraits de l'échantillon FB 2617 du microgranite des Pineaux	86
Fig. 19 - Diagramme isochrone $Th/Pb = f(U/Pb)$ pour les monazites extraites de l'échantillon FB 2617 du microgranite des Pineaux. L'isochrone théorique est notée en tiretés (329 Ma) ; sa pente est voisine de celle de la droite de régression	87
Fig. 20 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses retenues pour le calcul de l'âge moyen à $307 \pm 3$ Ma, sur les zircons extraits de l'échantillon FB 2617 du microgranite des Pineaux	88
Fig. 21 - Coupe de la D747 au Nord immédiat de Saint-Jean-Neuf : contact entre le granite d'Avrillé et les micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent, souligné par un faisceau de filons de quartz laiteux et une bande mylonitique	92
Fig. 22 - Faciès et épaisseur des assises basales du Lias inférieur au Sud de la Vendée. Les « sables et grès de L'Hermeault » dessinent un drain subméridien à l'Est de la carte Luçon. Les détritiques sont peu représentés à l'Ouest où dominent des argiles et des marnes	<b>Hors texte</b>
Fig. 23 - Coupe lithostratigraphique et diagraphie gamma-ray du sondage carotté 585-7-135 de Luçon, d'après Schmidt, Bresson et Mévert (inédit)	<b>Hors texte</b>
Fig. 24 - Le Toarcien de Bernard d'après Bécaud (2006)	<b>100</b>
Fig. 25 - Coupe transversale (a) et longitudinale (b) du graben du Graon, avec indication des sondages (S). Directions des paléocourants (c). D'après Calligée (1997)	<b>106-108</b>
Fig. 26 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour deux porphyroïdes de la carte Luçon, comparaison avec ceux de deux analyses représentatives étudiées dans le cadre de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec <i>et al.</i> , 2008) ainsi qu'avec les spectres d'un certain nombre de « réservoirs » crustaux moyens : croûte continentale supérieure (Croûte sup.) (Taylor et MacLennan, 1985), croûte continentale moyenne (Croûte moy. 1, Croûte moy. 2) (Taylor et MacLennan, 1985 ; Wedephol, 1995)	<b>116</b>
Fig. 27 - Variations piézométriques dans le piézomètre de Bois Sorin sur la commune de Bournezeau	<b>146</b>
Fig. 28 - Fluctuations piézométriques de la nappe du Dogger à Luçon	<b>152</b>

## LISTE DES TABLEAUX

- Tabl. 1 - Datations radiométriques par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazites extraites de 7 échantillons de granites-microgranites du Complexe granitique du Bas Bocage vendéen (cartes Le Poiré-sur-Vie, Palluau, La Roche-sur-Yon et Luçon) **124**
- Tabl. 2 - Datations radiométriques par la méthode U-Pb sur zircons extraits de 3 échantillons de granites-microgranites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (cartes Palluau et Luçon), également datés par la méthode U-Th-Pb sur monazites **126**
- Tabl. 3 - Liste des séismes historiques de la région de Luçon **143**



## RÉSUMÉ

La coupure « Luçon » de la carte géologique à 1/50 000 de la France, s'étend au Sud de La Roche-sur-Yon, chef-lieu du département de la Vendée et à l'Est des Sables-d'Olonne, le grand port atlantique. Elle appartient, géologiquement, d'une part 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, et d'autre part au Bassin d'Aquitaine dont la marge septentrionale s'étend sur les basses-terres du Sud de la carte.

Dans cette région, le Domaine varisque comprend l'Unité de La Roche-sur-Yon, réputée parautochtone et recoupée par les granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. Cet ensemble est coiffé par des formations sédimentaires mésozoïques du Bassin d'Aquitaine, essentiellement carbonatées, et, dans une moindre mesure, par des placages détritiques cénozoïques.

L'Unité de La Roche-sur-Yon comprend à la base le groupe métasédimentaire de Nieul-le-Dolent et à son toit la formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier. Cependant, dans la région de Luçon, elle intègre aussi non seulement la formation des métatuffites des Roches mais aussi celle des porphyroïdes de La Sauzaie et celle des micaschistes de Saint-Gilles. Ceci est particulièrement remarquable car, plus au Nord dans la région du Poiré-sur-Vie et de Palluau, ces deux dernières appartiennent à l'Unité allochtone de Saint-Gilles – La Vilaine, unité qui chevauche l'Unité de La Roche-sur-Yon et donc le groupe de Nieul-le-Dolent et la formation de La Chapelle-Hermier.

Les métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent sont caractérisés, au Sud-Ouest de la carte, par une série de micaschistes gris sombre, paléontologiquement datés de l'Ordovicien inférieur, qui portent l'empreinte d'un métamorphisme de contact associé au massif intrusif du granite d'Avrillé ; vers l'Est, ces derniers passent aux schistes épimétamorphiques de Champ-Saint-Père. De même, vers le Nord et le Nord-Est de la carte, ces micaschistes s'enrichissent progressivement en fraction siliceuse et évoluent vers une série de micaschistes quartzeux et de métaquartzites à passées de métaphtanites ; cette dernière est elle-même recoupée d'une part par le massif granitique de Sainte-Flaive-des-loups – Le Tablier et d'autre part par les massifs granitiques de Bournezeau et de la Mènerie.

Les porphyroïdes hyperpotassiques de la formation de La Chapelle-Hermier, datés de l'Ordovicien inférieur (datations isotopiques) occupent le Centre-Nord de la carte et passent en continu vers le Nord-Est, d'une part aux métatuffites de la formation des Roches et d'autre part aux porphyroïdes de la formation de La Sauzaie ; ces deux types de porphyroïdes sont tout à fait semblables tant en

composition qu'en âge (Ordovicien inférieur, datations isotopiques) à ceux décrits plus au Nord, sous ce même nom, dans l'Unité chevauchante de Saint-Gilles – La Vilaine. En effet, seuls l'intensité et le type de la déformation subie, les différencient de ceux observés dans l'unité chevauchante.

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen recoupe l'ensemble précédent y induisant localement un métamorphisme de contact et parfois un début de migmatisation. Il est représenté par les granites aluminopotassiques, sub-leucocrates à leucocrates, des massifs de La Mènerie et de Bournezeau situés au Nord-Est de la carte et des petits corps de La Gerbaudière et de La Touchette au Nord-Ouest. Il comprend aussi la terminaison sud-orientale du massif de La Roche-sur-Yon – Venansault dont la principale caractéristique est une très grande hétérogénéité soulignée par l'association spatiale de différents types de granites incluant d'abondantes enclaves - de taille très variable - de leur encaissant : les roches métamorphiques du groupe de Nieul-le-Dolent. Enfin, il inclut aussi d'une part une association à tendance calco-alkaline *sensu stricto*, mésocrate, correspondant au monzogranite porphyroïde à biotite du massif circonscrit d'Avrillé et au microgranite à biotite spatialement associé et d'autre part une association calco-alkaline magnésio-potassique (subalkaline), comprenant les monzogranites à biotite du massif de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier. Les datations isotopiques de ces granites donnent une fourchette restreinte, Viséen supérieur-Namurien inférieur, pour les âges sur monazites ; seul celui du granite d'Avrillé apparaît plus récent, Fini-Namurien Éo-Westphalien. Cependant les datations isotopiques sur zircons donnent systématiquement et globalement des âges plus jeunes de 20 Ma.

La couverture sédimentaire mésozoïque est restreinte à la partie méridionale de la carte dans la plaine de Luçon. Elle débute dès l'Hettangien basal d'après quelques reliques de dépôts continentaux observés très localement, mais les formations marines carbonatées s'établissent seulement au Sinémurien sur la région. Ces dépôts vont se poursuivre, plus ou moins en continu, jusqu'au Callovien période où débute une importante régression sur toute la région, car les premiers dépôts suivants sont ceux du Crétacé supérieur dont seules quelques reliques sont préservées. Le Tertiaire, dans le périmètre de la carte, est identifié uniquement sous forme de dépôts fluviatiles ou estuariens d'âge supposé Pliocène supérieur. Cependant, il est probable que les altérites associées aux formations mésozoïques, évoquant d'anciennes cuirasses latéritiques soient aussi d'âge tertiaire (éocène ?). Par la suite, les principaux dépôts sont des formations continentales superficielles qui semblent liées aux principales glaciations.

Les principaux traits de l'histoire géologique sur la carte Luçon se traduisent dès l'Ordovicien inférieur par (1) la sédimentation d'une série terrigène (groupe de Nieul-le-Dolent) qui montre une évolution SW-NE vers des termes de plus en plus siliciclastiques, (2) le développement à cette même époque, d'un important magmatisme acide donnant de nombreuses séries de métarhyolites,

méta-ignimbrites, méta-tufs (formations de La Chapelle-Hermier et de La Sauzaie) et des formations volcanosédimentaires (formations des Roches et de Saint-Gilles), (3) la mise en place, au Carbonifère, du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. Le magmatisme ordovicien serait le témoin d'un important évènement anatectique qui est souligné aussi par de nombreux orthogneiss tout au long du Domaine sud-armoricain ; cet évènement serait initié par une phase majeure de rifting continental. Les granites carbonifères sont les principaux témoins d'un autre évènement tectonométamorphique majeur, associé à une collision continentale qui induit la formation de la Chaîne varisque, chaîne qui constitue l'ossature principale de l'Europe occidentale.

Par la suite, toute cette région se situe en dehors de toute activité orogénique et seule s'y manifeste une tectonique cassante tardi-varisque. De plus, la pénéplation de la chaîne permet, dès le Lias inférieur, la transgression de la mer aquitaine sur ses marges et l'établissement d'une plate-forme, essentiellement carbonatée, qui se maintiendra, plus ou moins, jusqu'à la fin du Jurassique moyen. L'évolution de cette région se fait ensuite, essentiellement en domaine continental et seules quelques reliques d'incursion marines, notamment au Crétacé supérieur, y sont localement conservées.

### ABSTRACT

The 'Luçon' sheet of the 1:50,000-scale geological map of France covers an area south of La Roche-sur-Yon, capital of the Vendée department, and east of the major Atlantic harbor of Sables-d'Olonne. Geologically, it lies in the South Armorican domain of Variscan age, south of the South Armorican Shearzone (CSA), the great WNW-ESE-trending transcurrent fault that can be followed from the Pointe-du-Raz in western Brittany to the edge of the Vendée Haut-Bocage in the east, and north of the Aquitaine Basin whose northern boundary lies in the lowlands of the southern half of the map area.

The Variscan domain in this region comprises the La-Roche-sur-Yon Unit, reputedly para-autochthonous and intersected by granites of the Vendée Bas-Bocage Granitic Complex. This unit is capped by Mesozoic sedimentary formations of the Aquitaine Basin, mostly carbonate rocks, and, to a lesser extent, by Cenozoic detrital lag deposits.

The base of the La-Roche-sur-Yon Unit is the meta-sedimentary Nieul-le-Dolent Group and at the top lies the porphyroid and meta-rhyolite of the La-Chapelle-Hermier Formation. Around Luçon, however, it also comprises meta-tuffite of the Roches Formation as well as the La Sauzaie porphyroid and Saint-Gilles micaschist. This is quite remarkable as, farther north in the Poiré-sur-Vie and Palluau region, the last two are part of the allochthonous Saint-Gilles/La-

Vilaine Unit that was thrust over the La Roche-sur-Yon Unit, and thus over the Nieul-le-Dolent Group and the La Chapelle-Hermier formation.

In the south-west of the map area, the meta-sedimentary rock of the Nieul-le-Dolent Group is characterized by dark-grey micaschist, paleontologically dated as Early Ordovician, that was affected by contact metamorphism associated with the Avrillé granite intrusion; farther east, these rocks pass into the epimetamorphic Champ-Saint-Père schist. Similarly, in the north and north-east of the map area the micaschist is progressively enriched in a siliceous fraction, evolving toward quartzitic micaschist and meta-quartzite with meta-phthanite bands. These rocks are partly intruded by the Sainte-Flaive-des-Loups/Le Tablier granite, and partly by the Bournezeau and La Mènerie granites.

Early Ordovician (isotope dated) hyper-potassic porphyroid of the La-Chapelle-Hermier formation underlies the centre-north of the map area and gradually passes to the north-east into both meta-tuffite of the Roches Formation as well as into porphyroid of the La Sauzaie Formation. Both porphyroids are quite similar, in composition as well as in their (isotope dated) Early Ordovician ages, to those described farther north, under the same name, but now in the overthrust Saint-Gilles/La Vilaine Unit. In fact, their only difference lies in the intensity and type of deformation that affected the in-situ and overthrust rocks in the two areas.

The Vendée Bas-Bocage Granitic Complex intersects the above-mentioned succession, locally inducing contact metamorphism or a start of migmatization. The complex is represented by the alumino-potassic, sub-leucocratic to leucocratic granites of the La-Mènerie and Bournezeau massifs in the north-east of the map area, and the small granite bodies of La Gerbaudière and La-Touchette in the north-west. It also includes the south-eastern termination of the La Roche-sur-Yon/Venansault massif, whose main characteristic is a great heterogeneity that is shown by the spatial association of different types of granite including abundant enclaves -of greatly varying size- of their metamorphic Nieul-le-Dolent Group hostrock. It also includes a mesocratic association with a calc-alkaline (*sensu stricto*) trend, corresponding to the porphyroid biotite monzogranite of the Avrillé massif and its spatially associated biotite microgranite, as well as a magnesium-potassic (sub-alkaline) calc-alkaline association comprising the biotite monzogranite of the Sainte-Flaive-des-Loups/Le Tablier massif. Isotopic dates on monazite from these granites gave a restricted age range of Late Visean to Early Namurian. Only the Avrillé granite seems younger, with an end-Namurian to eo-Westphalian age. Isotopic dates on zircons, however, give ages that systematically are 20 Ma younger.

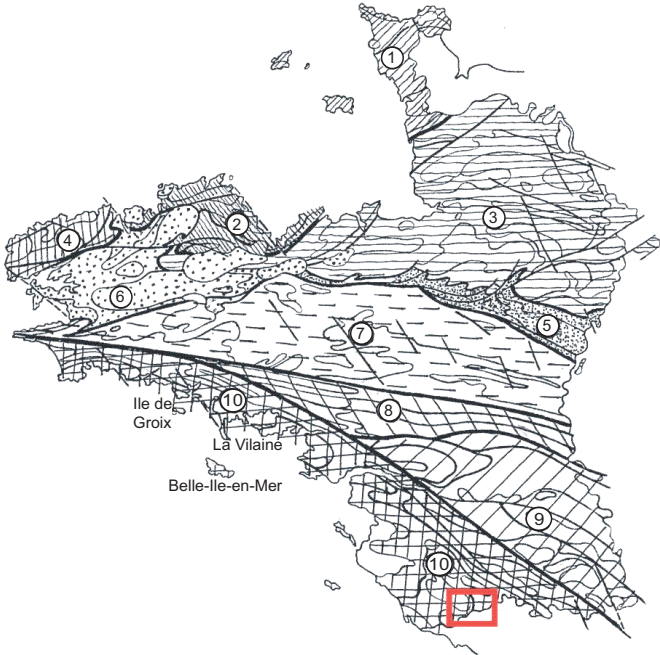
Mesozoic sedimentary cover rocks are restricted to the southern half of the map area, in the Luçon plain. They start with basal Hettangian deposits after a few, very scattered, relics of continental deposits, but truly marine carbonate

deposits in the area did not start until the Sinemurian. Such deposition continued, more or less continuously, until the Callovian, after which a major regression affected the entire region as the first, poorly preserved, overlying deposits are of Late Cretaceous age. The Tertiary in the map area is only known as fluvial to estuarine deposits of supposedly Late Pliocene age. It is, however, probable that the weathering deposits associated to the Mesozoic formations, resembling ancient lateritic crusts, are again of Tertiary (Eocene?) age. After this, the youngest deposits are superficial continental formations that seem related to the major glaciations.

The main traces of geological history of the Luçon map area are, from the Early Ordovician onward: (1) Sedimentation of the terrigenous Nieul-le-Dolent group that shows a south-west to north-east evolution towards increasingly siliciclastic units; (2) Contemporaneous development of major acid magmatism that caused numerous meta-rhyolitic, meta-ignimbritic, meta-tuffitic (La Chapelle-Hermier and La Sauzaie formations) and volcano-sedimentary deposits (Roches and Saint-Gilles formations); (3) Emplacement during the Carboniferous of the Vendée Bas-Bocage Granite Complex. The Ordovician magmatism witnesses of a great anatexis event that is also outlined by numerous orthogneiss occurrences throughout the South Armorican Domain; this event was probably initiated by a major continental-rifting phase. The Carboniferous granites are the principal witnesses of another major tectono-metamorphic event, associated with crustal collision, which created the Variscan mountain chain that forms the backbone of Western Europe.

After some late-Variscan brittle tectonics, the region was no longer affected by orogenic activity. Moreover, erosion and peneplanation of the mountains allowed a marine transgression of the Aquitaine Sea from the Early Liassic onward, creating a mostly carbonate platform that persisted more or less until the end of the Middle Jurassic. Since then, most of the region has evolved into a continental domain, showing only a few locally preserved relics of marine incursions, especially during the Late Cretaceous.





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

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-sénan ; 9 : Domaine varisque nantais ; 10 : Domaine varisque sud-armoricain

## INTRODUCTION

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

La feuille à 1/50 000 Luçon, s'étend à l'Est immédiat de la côte des Sables-d'Olonne et appartient à la Vendée méridionale. Les principales localités sont, outre Luçon, Mareuil-sur-Lay et Moutiers-les-Mauxfaits ; néanmoins de nombreux bourgs, de moindre importance, parsèment aussi le territoire de la feuille, dont Champ-Saint-Père, Saint-Vincent-sur-Graon, Nesmy, Saint-Florent-des-Bois, Thorigny, Les Pineaux, Sainte-Gemme-la-Plaine.

De ce fait, les principaux axes routiers sont orientés NW-SE avec (1) dans l'angle nord-est de la feuille l'autoroute A83 Nantes-Niort, (2) au centre la D746 qui joint Luçon à La Roche-sur-Yon en passant par Mareuil-sur-Lay et Saint-Florent-des-Bois (3) à l'Ouest la D747 qui joint Moutiers-les-Mauxfaits à La Roche-sur-Yon. Les axes transversaux, grossièrement E-W, sont la D949 qui relie Luçon aux Sables-d'Olonne et la D19 qui relie Moutiers-les-Mauxfaits, Champ-Saint-Père et Mareuil-sur-Lay à l'A83. Par ailleurs, un réseau bien développé de routes secondaires quadrille le territoire.

La région cartographiée présente deux grandes zones naturelles et sa morphologie contrastée est clairement influencée par la lithologie du substratum :

– au Nord du Lay, le Bas-Bocage vendéen correspond à la terminaison méridionale du Massif armoricain ; principalement constitué de roches paléozoïques plutoniques et métamorphiques, il forme un plateau à l'altitude moyenne proche de 60 m avec quelques culminations à 80 m ; ce plateau est fortement entaillé par des cours d'eau encaissés qui dessinent un chevelu conséquent et s'écoulent du Nord au Sud avant de se jeter dans le Lay. Les principaux de ces cours sont le Graon, le Yon, le Marillet, la Doulaye ;

– au Sud du Lay, la plaine de Luçon correspond à la bordure septentrionale du Bassin d'Aquitaine ; constituée de formations sédimentaires mésozoïques, elle montre un relief particulièrement peu accentué, l'altitude moyenne ne dépassant guère 25 m ; de plus, au Sud de la ville de Luçon, la limite méridionale de la feuille est bordée par les basses terres du Marais poitevin, zone humide à alluvions récentes et tourbes. De ce fait, le réseau hydrographique y est peu développé se limitant au Lay et à son affluent la Smagne.

### *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 qui, dans la moitié sud de la carte, s'ennoie sous la couverture sédimentaire 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 :

- le premier, à la base, comprend les unités des Sables-d'Olonne et de Nieul-le-Dolent ; il est composé d'un orthogneiss anatectique et d'une série para-dérivée affectée par un métamorphisme de type barrowien dont l'intensité décroît du Sud-Ouest au Nord-Est et d'une série gréso-quartzitique surmontée par une série schisto-gréseuse à passées d'ampélites et de phanites ; au sein de cette dernière, sont intercalées des séries rhyolitiques. Cette 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 ;
- le deuxième, l'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine, est réputé chevaucher l'ensemble basal. Cette unité est composée d'une série détritique volcano-sédimentaire homogène associée à une série volcanique acide (connue sous le nom de « porphyroïdes de Vendée »). Elle 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 suivent en une étroite bande depuis Chauvé au Nord-Ouest jusqu'à Mervent au Sud-Est ;
- le troisième, au toit de l'édifice structural, l'Unité de Bois-de-Céné – Groix, chevauche le précédent et est caractérisé par une paragenèse à chloritoïde-grenat-glaucophane qui témoigne d'un métamorphisme de faciès schiste bleu.

La partie intérieure comprend quatre unités principales :

- l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers, formation méta-volcanique basique d'âge inconnu et limité par les failles de l'accident transcurrent Sainte-Pazanne – Mervent ;
- le Complexe des Essarts dont la limite méridionale est verticalisée le long de la faille Sainte-Pazanne – Mervent ; il se caractérise par des élogites, des d'amphibolites dérivant d'élogites et des serpentinites, formant des corps plurikilométriques. Ces derniers sont étirés dans un encaissant gneissique (« gneiss feuilletés ») à reliques de métamorphisme élogitique. Sur son flanc nord, cette unité est limitée par la faille du Sillon houiller vendéen ;
- l'Unité de Chantonay qui dessine, au Nord du Sillon houiller vendéen, une vaste synforme, limitée sur son flanc septentrional par le CSA (Cisaillement sud-armoricain). Elle est principalement constituée d'une série détritique grauwakeuse avec 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 constituée terrains métamorphiques orthodérivés (leptynites, amphibolites, serpentinites), 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 en effet, localement, 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.

Le socle paléozoïque de la carte Luçon comprend des formations identiques à celles définies par ailleurs en Vendée littorale :

- les séries méta-sédimentaires schisto-gréseuses à intercalations de métaphtanites du groupe de Nieul-le-Dolent ;
- les séries de métarhyolites potassiques équivalentes de celles de la « formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier » ;
- les séries métavolcaniques acides (porphyroïdes) et méta-volcanosédimentaires identiques à celles des formations de La Sauzaie et de Saint-Gilles ;
- les granites du Complexe du Bas-Bocage vendéen.

Cependant, non seulement il inclut aussi une série non identifiée en Vendée littorale, la formation des métatuffites et métagrauwackes des Roches, mais surtout il se différencie par une caractéristique fondamentale :

- en Vendée littorale, la formation des porphyroïdes de La Sauzaie et celle de Saint-Gilles constituent une unité charriée sur les autres formations et sont elles-mêmes chevauchées par l'Unité de Bois-de-Céné – Groix ;
- en Vendée méridionale, sur la carte Luçon, ces mêmes formations, bien que déformées et métamorphisées, n'affichent guère de foliation mylonitique ni de linéation d'étirement si remarquables en Vendée littorale et elles s'intègrent en position normale dans l'édifice structural.

Enfin, sur la carte Luçon, le socle paléozoïque est recouvert en discordance par les dépôts sédimentaires mésozoïques de la frange septentrionale du Bassin d'Aquitaine. En effet, après le dépôt de quelques séries détritiques continentales, la transgression sur la pénéplaine post-varisque débute à l'Hettangien inférieur avec des séries lagunaires souvent plus ou moins carbonatées et un milieu franchement marin s'installe dès le Sinémurien et se continue jusqu'au Toarcien. À l'Aalénien-Bajocien, une tendance régressive se développe et se confirme au Bathonien. Au Callovien, débute une nouvelle phase transgressive avec le dépôt de marnes calcaires. Cependant, aucun dépôt mésozoïque postérieur au

Callovien n'est conservé sur la carte si ce n'est localement une relique de Crétacé supérieur.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Les principaux documents cartographiques antérieurs couvrant le territoire de la carte Luçon sont, pour sa moitié méridionale, la carte géologique à 1/80 000 de Fontenay-le-Comte (3<sup>e</sup> édition Mathieu *et al.*, 1968) et, pour sa moitié nord, la carte géologique à 1/80 000 de La Roche-sur-Yon (2<sup>e</sup> édition, Mathieu, 1949).

Par la suite, deux mémoires de thèse de 3<sup>e</sup> cycle ont été réalisés à l'Université de Poitiers, respectivement par J.C. Talbert (1971) et M. Chalet (1985). Ces deux mémoires traitent de la géologie de la région de Mareuil-sur-Lay, notamment le dernier qui, de plus, est supporté par un document cartographique, et ont été associés à quelques publications traitant du volcanisme acide (porphyroïdes de Vendée) et de son âge (Talbert et Vialette 1972 ; Chalet *et al.*, 1983 ; Peucat *et al.*, 1986).

Enfin, différents travaux thématiques 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 (Anthonioz et Brillanceau, 1969 ; Godard, 1981, 1988, 2001 ; Goujou, 1992 ; Thiéblemont, 1988) ont aussi largement contribué à l'accroissement de la connaissance sur la géologie du domaine vendéen. De même les levés récents sur les régions voisines (Le Poiré-sur-Vie, Béchenneq *et al.*, 2008 ; Fontenay-le-Comte, Diot *et al.*, 2007 ; Coulonges-sur-l'Autize, Bouton *et al.*, 2007) permettent une réévaluation et ainsi une meilleure intégration des données anciennes dans un schéma d'évolution régionale.

La carte à 1/50 000 Luçon a été levée durant les années 2007 et 2008.

Le levé des formations du socle métamorphique et de leur couverture superficielle a été réalisé par F. Béchenneq.

Le levé des massifs du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et de sa couverture superficielle a été réalisé par P. Chèvremont.

Le levé de la couverture mésozoïque et cénozoïque a été réalisé par G. Karnay, L. Grabenstaetter et P. Bouton.

Dans le cadre de la cartographie de la carte Luçon, comme pour les cartes du Poiré-sur-Vie et de 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, 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 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 ;
- le Complexe : dans les 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 affleurant sur la carte Luçon.

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

Les conditions d'affleurement sont médiocres du fait du relief peu contrasté ; cependant, les vallées encaissées dans le socle permettent des observations régulièrement réparties et donc une reconnaissance assez complète de ce dernier, en dépit de sa complexité structurale. Pour la couverture sédimentaire, les conditions d'observation sont nettement moins bonnes et il est souvent nécessaire de recourir aux seules données des pierres volantes dans les champs et à celles des sondages hydrauliques.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique Luçon comprend un socle métamorphique composé des séries méta-sédimentaires du groupe de Nieul-le-Dolent et par les formations métavolcaniques et méta-volcanosédimentaires de La Chapelle-Hermier, des Roches, de La Sauzaie et de Saint-Gilles, datées de l'Ordovicien inférieur et recoupées au Carbonifère par le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. De plus, dans sa moitié sud notamment, elle montre une couverture

sédimentaire, essentiellement carbonatée, d'âge Jurassique et localement des placages de formations détritiques graveleuses cénozoïques. Enfin, l'ensemble est partiellement oblitéré par une pellicule d'altérites souvent assez argileuses et plus ou moins remaniées.

## *SOCLE DU DOMAINE VARISQUE SUD-ARMORICAIN*

### **Unité de La Roche-sur-Yon**

#### **Groupe de Nieul-le-Dolent**

Le groupe de Nieul-le-Dolent affleure à l'Ouest et au Nord-Est de la carte où il est recoupé par les granites du Complexe du Bas-Bocage vendéen et il se poursuit sur les cartes adjacentes, Les Sables-d'Olonne, La Roche-sur-Yon et Fontenay-le-Comte.

**χ-ξq. Métaquartzites micacés massifs et micaschistes quartzeux de la « Vierge ».** Cette série nommée « Schistes quartzeux de la Vierge » sur la feuille voisine de Fontenay-le-Comte (Diot *et al.*, 2007), occupe l'extrême nord-est de la feuille et est essentiellement constituée de métaquartzites gris assez sombre, plus ou moins micacés et, dans une moindre mesure, de micaschistes très quartzeux au sein desquels s'intercalent de fréquents exsudats de quartz laiteux. Cette série passe tant vers le Sud-Ouest que vers le Nord-Est (Schistes de Chassenon, carte 1/50 000 Fontenay-le-Comte, Diot *et al.*, 2007) à des micaschistes fins.

Les principaux affleurements de cette série sont situés au Nord de Saint-Vincent-Puymaufrais, sur la rive occidentale du Lay où elle forme, fréquemment, de petites falaises. En effet, les métaquartzites et micaschistes quartzeux de la Vierge sont des roches massives bien que finement foliées et la foliation principale (S1) est déformée par des plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2) subverticale et axée au 110.

Les métaquartzites ont une texture granoblastique et le quartz (90 %) est en petites plages à extinction onduluse, associées à de petites paillettes de muscovite (10 %) orientées suivant le plan de (S1).

Les micaschistes quartzeux ont une texture grano-lépidoblastique ; le quartz (65 %) est en petites plages à extinction onduluse, regroupées en lits à dominante quartzeuse ; ils alternent avec de minces lits micacés où la muscovite (35 %) est en petites paillettes orientées suivant (S1).

**ξ-ξq. Micaschistes fins, gris argenté plus ou moins sombre, métagrauwackes, micaschistes quartzeux ; rares passées de métaphanites (Mph).** Cette série occupe une bande étroite dans l'angle

Nord-Est de la feuille ; elle est bordée sur son flanc ouest par la formation des porphyroïdes de La Sauzaie avec laquelle le passage est progressif et sur son flanc oriental par la série précédente des métaquartzites et micaschistes quartzeux de la Vierge. Enfin, elle est recoupée par le massif granitique de Bournezeau et son prolongement méridional le petit massif de la Mènerie.

Ses principaux affleurements sont situés en bordure de la D48 au Nord de la Jarrière, dans une ancienne carrière sur la rive sud du ruisseau de Pierre, en bordure de route à l'Est de Thibœuf, en bordure de route près du « motocross » de la Buzinière de part et d'autre de la vallée du ruisseau de Pont-Emery, dans une ancienne carrière dans ce même secteur et enfin au Sud du Lay, en bordure de la route de La Limousinière.

Il faut aussi noter que le passage de cette série vers les « Schistes quartzeux de la Vierge » est très progressif : un pôle essentiellement micaschisteux est en effet nettement identifié sur le flanc ouest de la série (la Jarrière), mais vers l'Est, cette dernière se charge progressivement en quartz ce qui se traduit par des interstratifications de micaschistes quartzeux, puis ces derniers deviennent prépondérants (zone de la Buzinière) et l'accentuation de cette évolution quartzeuse se poursuit vers le Nord-Est de la feuille (Nord de Saint-Vincent-Puymaufrais).

Les micaschistes gris argenté, plus ou moins sombres, lustrés, ont un grain fin et paraissent assez compacts en dépit d'un feuilletage et parfois d'un litage très fin qui correspond à la schistosité principale (S1) ; cette dernière est souvent déformée par de petits plis en chevrons dont l'axe pend de 50-70° au 100-120 et auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation, subverticale ou pendant de 60-70° vers le Sud ; cette association induit une fine linéation d'intersection.

Ces micaschistes présentent une texture lépidoblastique ou grano-lépidoblastique et leur paragenèse est constituée de muscovite (75-95 %), de quartz (5-25 %) et accessoirement d'opiques (2-5 %), de tourmaline et de zircon. La foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de muscovite et éventuellement par l'allongement de lentilles à dominante quartzeuse.

Au sein de ces micaschistes sont interstratifiés, localement (Nord-Ouest de Thibœuf), de rares niveaux décimétriques-pluridécimétriques de métagrauwacke gris-vert clair, se débitant en plaquettes ou en dalles régulières. Cette roche est composée d'une matrice fine à mica blanc et quartz cryptocristallin, qui emballe des grains (0,1-0,5 mm) de quartz. Cette association n'est pas sans évoquer celle observée à Saint-Sornin, dans un contexte moins métamorphique, schiste et méta-grauwacke gris-vert.



De même, de rares niveaux discontinus de métaphtanites en passées décimétriques ou pluridécimétriques organisées en faisceau au sein des schistes, ont été cartographiés. Ils sont notamment visibles dans d'anciennes carrières situées en limite nord de la carte, au Petit-Moulin au Nord-Est de Thorigny. En ce lieu, des chitinozoaires en ont été extraits qui, bien qu'indéterminables, ont été considérés d'âge silurien-dévonien inférieur probable (Chalet, 1985), âge qui, néanmoins, demeure très hypothétique.

Les micaschistes quartzeux ont une teinte gris-beige et sont nettement plus massifs et compacts que les précédents bien qu'ils soient eux-mêmes bien et finement foliés ; de plus, localement, tel au Sud de La Buzinière et à La Maison-Neuve, des passées décimétriques de métaphtanites finement litées y sont intercalées. Ces roches, comme les précédentes, ont une paragenèse essentiellement composée de quartz et de mica blanc mais d'une part ici la proportion de quartz atteint 50 à 60 % et d'autre part une proportion variable de celui-ci est constituée (20-25 %) de grains isolés de 0,2 à 0,5 mm emballés dans une matrice très fine quartzomiacée qui n'est pas sans évoquer une ancienne texture sédimentaire de type grauwacke. Enfin, il faut noter qu'en lisière du massif granitique de la Mènerie, ces micaschistes comportent de plus de la biotite (10 %) en petites blastes non orientés, postérieurs à la (S1), mais néanmoins déformés.

Il apparaît donc que l'on passe d'Ouest en Est d'un pôle de méta-argilites à rares bancs méta-grauwackeux à un pôle de méta-grauwackes à interbancs méta-argiliteux ou méta-argilito-silteux.

**ξs. Micaschistes gris sombre, à éclat métallique.** Cette série dessine une bande relativement étroite (3 km) au Sud-Ouest de la carte, entre le Givre et Saint-Vincent-sur-Graon en passant par Moutiers-les-Mauxfaits ; cette bande, axée N-S, s'incurve vers le Nord-Ouest au niveau de Saint-Vincent-sur-Graon et se poursuit ensuite vers l'Ouest sur la feuille adjacente Les Sables-d'Olonne. Vers l'Est, elle est limitée par les schistes de Champ-Saint-Père et vers le Nord par une série des micaschistes quartzeux à métaphtanites et métaquartzites micacés. De plus, en limite occidentale de la feuille, elle est recoupée par le massif granitique d'Avrillé et à Saint-Vincent-sur-Graon, par un filon de microgranite.

Ces micaschistes affleurent relativement bien à flanc de vallée mais guère sur les interfluves où une pellicule d'altérites remaniées, plutôt argileuses, forme un écran opaque. Les principales occurrences se situent dans le bourg de Saint-Vincent-sur-Graon, notamment près du camping, et tout au long du barrage du Graon lorsque les eaux sont suffisamment basses. De bons affleurements existent aussi à l'entrée orientale de Moutiers-les-Mauxfaits et au Sud-Ouest du Givre à la jonction de la D747 et de la D949 notamment au lieu-dit « Plaisance ».

Les micaschistes se présentent comme des roches de couleur gris sombre, à éclat métallique, d'aspect assez massif, mais néanmoins bien et finement foliées, avec un débit facile en plaquettes. Localement, tel à Saint-Vincent-sur-Graon, ils présentent un fin litage avec alternance de lits plurimillimétriques à centimétriques ou d'horizons décimétriques, gris sombre et gris assez clair ; de plus, ils peuvent comporter de nombreux exsudats de quartz qui parfois, soulignent des charnières centimétriques de plis intrafoliaux. Enfin, très généralement, la roche est parsemée de très nombreux minéraux en petits baguettes millimétriques sombres presque noires qui, lorsque la roche est litée, sont concentrés dans les lits ou horizons sombres ; localement, tel sur la rive occidentale du Graon face à La Bernardière, la taille de ces minéraux devient centimétrique et ils sont disposés en rosettes. Au Sud de Moutiers-les-Mauxfaits, le débit principal de la roche correspond à une schistosité de crénulation (S2) sub-verticale où fortement pentée et axée au 110-120, de plan axial par rapport à de petits plis en chevrons. Néanmoins, très souvent une fine linéation d'intersection témoigne la présence d'une schistosité de flux (S1) bien que cette dernière ne soit pas toujours facilement décelable.

En lame mince, ces micaschistes présentent une texture lépidoblastique ou grano-lépidoblastique avec une matrice essentiellement constituée de petites paillettes de muscovite (55 à 80 %) principalement orientées suivant (S1) et plus rarement (S2) cette dernière correspondant à une schistosité de crénulation très marquée ; cette matrice emballe du quartz (15 à 40 %) en petites plages à extinction onduluse, isolées ou regroupées en minces lits ou en lentilles à dominante quartzreuse, orientés suivant (S1). Très généralement, les nombreux minéraux noirs bien visibles à l'œil nu, apparaissent comme des granules opaques ou correspondent à des fantômes de minéraux aux formes rectangulaires, truffés de produits micacés et de pigments opaques. Cependant, localement, l'altération étant moins accentuée, il a été possible de déterminer la présence d'andalousite en grands porphyroblastes pœcilitiques (1 à 8 %) plus ou moins damouritisés, fossilisant la (S1). Très fréquemment, de petits porphyroblastes de biotite (0 à 2 %), plus ou moins chloritisés, soit isolés soit regroupés en amas, sont disposés aussi en travers de la foliation (S1). J.-C. Goujou (1992) a signalé, de plus, la présence de cordiérite souvent entièrement pinnitisée et de chloritoïde. Enfin, accessoirement, de petits grains verts de tourmaline sont présents.

À l'Est de Moutiers-les-Mauxfaits, au lieu-dit « la Bouchetière », dans ces micaschistes gris sombre, A. Brillanceau (1962) ; A. Brillanceau et G. Mathieu (1965) ; G. Mathieu *et al.* (1968) (carte à 1/80 000 Fontenay-le-Comte) ont signalé un moule interne limoniteux de *Nucula* sp., qui daterait cette série de l'Ordovicien.

**ξq. Micaschistes quartzeux et métaquartzites micacés subordonnés, gris-beige clair, finement lités.** Cette série n'a pas une grande

extension sur la carte Luçon ; elle forme, au sein de la série précédente, une lentille plurihectométrique observable au Sud immédiat de l'usine du Graon, où elle a été exploitée en carrière ; elle apparaît aussi plus largement, à l'Ouest de ce même bourg, au lieu-dit la Paynière où elle a été exploitée aussi en deux carrières situées de part et d'autre de la vallée. Cette série est constituée, principalement, de micaschistes quartzeux, fin, assez massifs et dans une moindre mesure de métaquartzites fins, gris clair, à débit régulier en plaquettes ; de plus elle montre toujours des intercalations centimétriques à décimétriques de micaschistes gris sombre à éclat métallique, riches en minéraux plurimillimétriques noirs et donc parfaitement identiques aux précédents.

Les micaschistes quartzeux ont une texture grano-lépidoblastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de muscovite et leur ségrégation en lits à dominante micacée qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse. Cette foliation est souvent déformée par des plis centimétriques en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2). L'intersection de ces deux schistosités donne une fine linéation subverticale axée au 110-120.

La paragenèse de ces micaschistes quartzeux comprends du quartz (50-55 %), de la muscovite (30-35 %), des opaques (5-6 %), de la biotite (3 %) de l'andalousite (1 %) et accessoirement de la tourmaline. Le quartz est en petites plages à extinction onduleuse, souvent allongées dans le plan de la (S1) et regroupées en lits à dominante quartzreuse ; la muscovite est en petites paillettes orientées principalement suivant (S1), plus rarement suivant (S2), et soit regroupées en lits micacés soit dispersées dans les lits quartzeux ; les opaques sont en granules ou en petites lattes orientées suivant (S1) et leur nature est indéterminée ; la biotite est en porphyroblastes plus ou moins chloritisés, isolés ou regroupés en amas et disposés en travers du plan de (S1) ; l'andalousite forme de grands porphyroblastes pœcilitiques, plus ou moins damouritisés, qui fossilisent la (S1) et les plis associés à la (S2).

Les métaquartzites ont une texture granoblastique avec une matrice fine essentiellement quartzreuse (85 %) qui emballe de très petites paillettes de muscovite (15 %) dispersées dans la trame mais orientées suivant (S1) et parfois regroupées en lits très minces.

**ξ-χ. Micaschistes quartzeux gris-beige et métaquartzites micacés gris clair, massifs.** Cette série forme une bande étroite qui, dans l'angle nord-ouest de la carte, moule le massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier. D'après les observations réalisées au Nord de Saint-Vincent-sur-Graon sur les rives du barrage, au niveau de La Bernardière, le passage est continu avec les micaschistes gris sombre de la série précédente. Cette série est essentiellement constituée de micaschistes quartzeux gris-beige, à grain fin, au sein desquels sont interstratifiés d'une part des niveaux de métaquartzites dont l'extension latérale

est difficile à suivre et donc à cartographier du fait de conditions d'affleurement peu favorables et d'autre part des niveaux de métaphtanites, de puissance variable, dont les plus importants ont été cartographiés, notamment grâce à de nombreuses pierres volantes. Les principales occurrences de cette série sont situées (1) sur les rives du Graon (en basses eaux) où elle est principalement quartziteuse, (2) sur les flancs du parc de la Baffardière où on note la présence de plusieurs intercalations de métaphtanites anciennement exploitées en carrière (le Vigneau), (3) au Sud-Ouest de Rosnay, dans le fossé longeant le chemin menant à la rive orientale du Yon où on observe au sein des micaschistes, notamment, plusieurs intercalations de puissance métrique à décamétrique de métaquartzites, (4) en bordure de la D50 au Sud immédiat de le Fief où affleure le contact entre le granite et des métaquartzites cornéifiés, (5) au Sud-Est de Saint-Florent-des-Bois où des travaux d'aménagement ont mis à jour les micaschistes quartzeux.

Les micaschistes quartzeux et les métaquartzites sont finement feuilletés avec un débit assez aisé en plaquettes ou en dalles. La foliation principale (S1) est soit subverticale soit montre un pendage assez accentué ( $50$  à  $70^\circ$ ) vers le Nord ; en direction, elle suit la limite du massif granitique qui la recoupe : ainsi est-elle axée, grossièrement, au 110 au niveau du Graon, au 80-90 au niveau du Yon, au 20 au Nord de Rosnay et enfin au 150 au niveau de Saint-Florent-des-Bois. Cette foliation est généralement déformée par de petits plis en chevron mais la schistosité de crénulation (S2) qui leur est associée est nettement moins pénétrative que celle présente dans la série des micaschistes gris sombre sur le pourtour du massif granitique d'Avrillé.

Les micaschistes quartzeux, gris argenté ou gris-beige, ont un grain fin et présentent une texture granolépido-blastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits qui alternent avec de minces lits quartzeux. Localement, cette (S1) est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2) peu marquée. Leur paragenèse comprend du quartz (35 à 50 %), de la muscovite (30 à 60 %), de la biotite (5 à 25 %) et accessoirement des opaques, de la tourmaline et du zircon. Le quartz est en petites plages très fines emballant localement des grains de taille plus conséquente de (0,1 à 0,3 mm), à extinction ondulée et regroupées en lits à dominante quartziteuse. La muscovite est en petites et moyennes paillettes, regroupées en minces lits micacés, le tout orienté suivant (S1). Cependant, quelques paillettes sont disposées de manière aléatoire ou plus ou moins orientées suivant (S2) et semblent donc plus tardives. La biotite est parfois en petites paillettes orientées, à fort pléochroïsme, associées à celles de muscovite ; mais, plus généralement, ces paillettes, isolées ou regroupées en amas, ne sont pas orientées et sont disposées en travers des schistosités.

Les métaquartzites, gris clair avec un feutrage de muscovite, ont un grain fin et présentent une texture granoblastique à granolépido-blastique et la foliation

principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits très minces. Parfois une foliation antérieure (S0-1) est identifiable aussi. Leur paragenèse comprend du quartz (60 à 80 %), de la muscovite (10 à 30 %), de la biotite (0 à 10 %), parfois du feldspath (1 à 2 %) entièrement damouritisé, rarement de l'andalousite et accessoirement du zircon, de la tourmaline et des opaques. Le quartz est en petites plages à extinction onduluse, seules quelques unes atteignent 0,2 à 0,3 mm et évoquent d'anciens clastes au sein d'une matrice fine. La muscovite est en très petites paillettes orientées suivant (S1), plus rarement suivant (S2) et elles sont, soit dispersées dans la matrice quartzreuse, soit regroupées en lits micacés très minces ; la biotite est en petites et moyennes paillettes associées parfois à celles de muscovite mais plus généralement, elles ont un fort pléochroïsme, sont peu ou pas orientées et sont isolées ou regroupées en amas. Lorsque présente, l'andalousite est en plages xénomorphes et sub-automorphes, tardives par rapport à la (S1).

**Mph. Métaphtanites en passées massives ou en petits bancs associés à des interbancs de métaquartzites micacés.** Elles forment plusieurs niveaux cartographiables au sein de la série des micaschistes quartzeux précédents. L'un des plus remarquables se situe en lisière du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier, où il se suit sur plusieurs kilomètres depuis la rive ouest de la vallée de l'Yon jusqu' au Point-du-Jour, en limite ouest de la carte et même au-delà jusqu'au bourg de La Boissière-des-Landes (carte adjacente, Les Sables-d'Olonne). Ce niveau a été l'objet d'exploitation en carrières, notamment au Nord-Ouest du Point-du-Jour, sur la rive orientale du Graon à La Barre et en rive ouest du Yon au Vigneau. Cependant, ce niveau n'est pas unique et plusieurs autres ont été cartographiés au Sud de la Baffardière et à l'Ouest et au Sud de Rosnay, où ils ont aussi été exploités en carrières, notamment au Sud de Rosnay où de plus des nodules phosphatés ont été signalés dans certains bancs (Talbert, 1971). Enfin, ces métaphtanites constituent aussi des niveaux de moindre importance (décimétriques et pluridécimétriques) souvent associés à des métaquartzites micacés.

Ces métaphtanites sont observables dans les anciennes carrières cependant l'affleurement le plus remarquable se situe au Sud de Rosnay en rive orientale du Yon, où les métaphtanites massives ou en bancs de 1 à 8 cm de puissance, forme une falaise dans la pente. Il faut signaler aussi que la « Pierre aux Fées » (parc de la Baffardière) correspond à des métaphtanites très fracturées, recoupées par des filonnets de quartz laiteux et fortement affectées par des plis métriques serrés, disharmoniques. Les métaphtanites se présentent comme des roches noires, quartzreuses, plutôt résistante à l'érosion et à l'altération, d'où l'importance des affleurements et le grand nombre de pierres volantes ; généralement elles se débitent facilement en plaquettes et dalles régulières, lesquelles, localement, tâchent les doigts.

## Formation de Champ-Saint-Père

**SSP. Schistes gris-beige à rosé, à rares bancs de métagrauwares gris-vert à clastes de quartz.** Cette formation est centrée aux alentours de Champ-Saint-Père où elle est en contact, sur son flanc nord, avec la série des micaschistes quartzeux précédents et sur son flanc sud, avec les porphyroïdes et métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier. Elle est essentiellement constituée de schistes gris-beige à gris-rosé, friables et à débit facile en feuillets réguliers. Au Sud du village de Saint-Sornin, ces schistes montrent de rares bancs interstratifiés de métagrauware gris-vert clair.

Les principaux affleurements de schistes sont situés dans le bourg de Champ-Saint-Père, notamment au Petit-Landais près de l'école primaire et au Sud de la gare dans une zone en cours d'aménagement ; cependant, d'autres affleurements sont visibles aussi, tel au Nord de Champ-Saint-Père le long du chemin de randonnée à l'Est de la Panerie puis au Sud de la Grande-Filonnière, tel au Sud de Saint-Sornin en bordure de la D45, tel près des fermes de la Noue et du Treil.

Ces schistes sont assez peu métamorphiques et leur schistosité a généralement un pendage modéré, 10 à 30°, vers le Nord ou le Sud.

En lame mince, les schistes ont une texture lépidoblastique ou grano-lépidoblastique et sont constitués de micas blancs (45 à 80 %), de quartz (20 à 50 %) et d'opaques (5 %) et correspondent à des méta-argilites plus ou moins silteuses. Le quartz est en très petites plages, souvent cryptocristallines et les paillettes de muscovites forment une matrice orientée très fine.

Les métagrauwares ont une matrice fine constituée de quartz cryptocristallin et de très petites paillettes de mica blanc, qui emboîte de nombreux grains de quartz plus grossiers (0,2 à 0,3 mm).

## Formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier

Cette formation, définie lors du levé de la carte du Poiré-sur-Vie (Béchenne *et al.*, 2008), se retrouve largement exprimée sur la carte Luçon, notamment dans la région de Mareuil-sur-Lay. Elle y présente des faciès très comparables : gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath potassique, associés, localement, à des micaschistes fins à clastes et à des métaphanites.

**$\rho\zeta\rho$ CH. Gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath (FK >> plagioclase) (486 ± 6 Ma).** Ce type de gneiss constitue le faciès le plus fréquent de cette formation et constitue un ensemble de grande extension au centre de la feuille, entre Mareuil-sur-Lay et Rosnay ; cet ensemble se poursuit vers le Nord-Ouest en une bande relativement étroite qui

passé à l'Est de Saint-Florent-des-Bois avant de se poursuivre au-delà sur la feuille adjacente, La Roche-sur-Yon. Ces gneiss affleurent aussi, localement, au Sud-Ouest de la carte, dans la région de Champ-Saint-Père. Enfin, ils forment des bandes étroites, axées NW-SE, interstratifiées au sein de la formation des Roches, tel au Sud de Château-Guibert et, ponctuellement, au Sud et Sud-Est de Thorigny.

Dans la région de Champ-Saint-Père et très localement à Pierre-Folle au Nord de Follet, cette série est en contact avec les schistes gris-beige-rosé de la formation de Champ-Saint-Père ; cependant, plus généralement, tel au Sud de Rosnay et au Nord de Mareuil-sur-Lay, elle est en contact avec la formation des Roches, une formation de gneiss fins micacés et micaschistes à clastes (métatuffites et métagrauwackes). Les interstratifications sont particulièrement bien exposées au Sud de Bellenoue sur la rive orientale de la retenue du Marillet : au niveau du petit parking en contrebas de l'aire de jeux, on recoupe ainsi, successivement, 4 m de schistes-micaschistes gris argenté à beige, très finement feuilletés, à clastes infra-millimétriques/millimétriques, 1,5 m de métarhyolites assez massives mais bien foliées, à porphyroclastes plurimillimétriques de quartz et de feldspath noir, 0,30 m de schistes à clastes infra-millimétriques, 1 m de métaphtanites finement litées, 3 m de schistes à clastes...

Enfin, dans la région de la Mainborgère et de Saint-Florent-des-Bois, elle est bordée sur son flanc ouest par la série des micaschistes quartzeux-métaquartzites-métaphtanites (groupe de Nieul-le-Dolent) alors que sur son flanc oriental, elle est en contact soit avec la série des métatuffites-métagrauwackes soit avec les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie.

Ses principaux affleurements, outre dans deux carrières en activité : « le Danger » au Sud-Ouest de Champ-Saint-Père et les « Roches Bleues » au Nord de Mareuil-sur-Lay, sont situés (1) au Sud de Rosnay au croisement de la D29 et de la D19, (2) au Sud-Ouest de Mareuil-sur-Lay en bordure de la D19, (3) au centre de Mareuil-sur-Lay au pied du Château et en bordure de la D48, (4) au Sud de la carrière des Roches-Bleues en rive orientale du Marillet, (5) au barrage du Marillet et localement sur les rives de la retenue tant occidentale, tel à Bel-Air que orientale, tel à Bellenoue. Au Nord-Ouest de la carte, les affleurements sont moins conséquents mais ils s'observent néanmoins près de la Mainborgère, d'une part le long de la D29 à La Grassière et d'autre part à les Fontaines, au Nord de Saint-Florent-des-Bois en limite de feuille dans une ancienne carrière près de Le Garçais. Enfin, les interstratifications de ces gneiss métarhyolitiques au sein des métatuffites-métagrauwackes de la formation des Roches, sont bien visibles en rive occidentale de la retenue du Marillet tel à la Papinière ou en rive orientale tel au Sud de Bellevue et au Sud de Bellenoue.

Généralement, tel au barrage du Marillet, ce gneiss se présente comme une roche grise assez sombre parfois légèrement violacée, assez massive mais bien foliée qui se débite en dalles régulières. Il présente une matrice fine, plus ou moins micacée, qui emballe de nombreux porphyroclastes de 1 à 6 mm, de quartz et de feldspath, ces derniers montrant une teinte légèrement rosée ou orangée et parfois noire. De plus, ces porphyroclastes donnent à la roche, en surface structurale, un aspect irrégulier finement bosselé.

Localement, tel à l'Ouest de la Grassière, la proportion de micas augmente et de ce fait, la roche paraît moins massive et plus finement foliée, avec un débit en plaquettes ; de plus, les porphyroclastes de feldspath, moins nombreux mais fortement œillés, peuvent atteindre une taille centimétrique, tel au Nord de la retenue du Marillet près des Borderies.

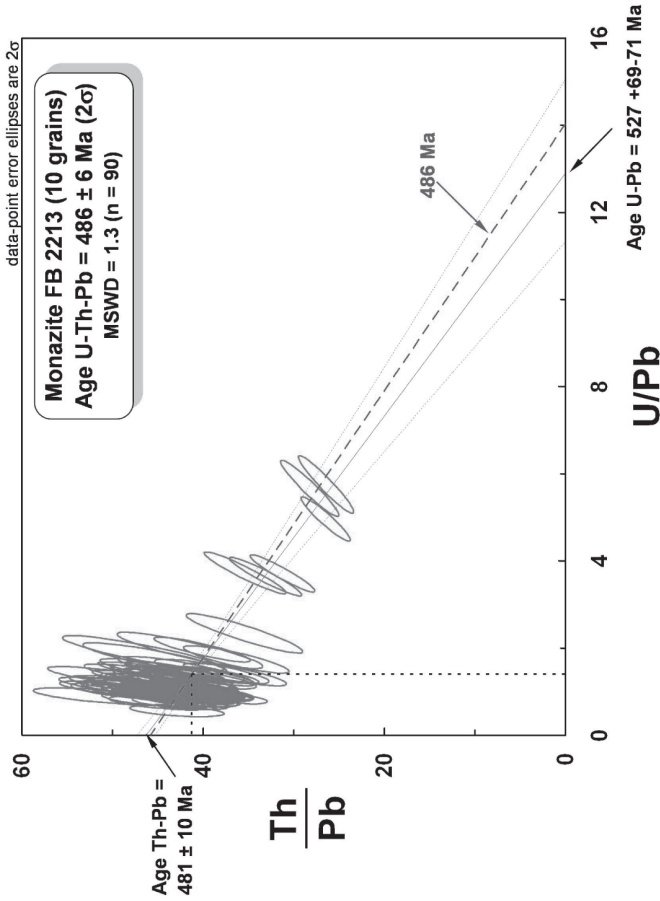
La foliation principale (S1) est bien marquée et très généralement dans la région de Mareuil, elle est axée au 125-130 et pend de 15 à 30° vers l'Est alors que plus au Nord, vers la Mainborgère, son pendage s'accroît jusqu'à 35-45°. Enfin, dans la région de Champ-Saint-Père le pendage est, au contraire, peu accentué, 5 à 20° et assez variable en direction. Cette foliation principale (S1) porte une fine linéation d'intersection (S1/S2) qui pend de 25-30° au 70-80 au niveau du barrage du Marillet et de 5-8° au 85-90 au Sud-Ouest de Mareuil-sur-Lay ; à l'Est et au Nord de la Mainborgère, tel à la Grassière, à la Gouraudière et à le Garçais, la linéation d'intersection pend de 5 à 8° au 110-115 et la (S2) de crénulation, associée à de petits plis en chevrons, est axée au 115 et pend de 75° vers le Sud. Enfin, localement, les figures de déformation des porphyroclastes de feldspath sont compatibles avec un cisaillement dextre.

La paragenèse des gneiss porphyroclastiques comprend principalement du quartz, du feldspath K, de la muscovite, éventuellement du feldspath plagioclase, des opaques, de la biotite, du grenat et accessoirement du zircon et de l'apatite. Ils présentent une texture grano-lépidoporphyroclastique avec une matrice très fine, constituée de quartz cryptocristallin, de très petites paillettes de mica blanc, de feldspath et de pigments opaques, qui moule de nombreux porphyroclastes de quartz et de feldspath potassique.

Le quartz (38-45 %) est soit en très petites plages cryptocristallines regroupées en lits à dominante quartzeuse soulignant le plan de foliation (S1), soit en porphyroclastes subautomorphes avec golfes de corrosion, soit en « flammes », à extinction plus ou moins onduleuse.

Le feldspath potassique (30-40 % et localement jusqu'à 50 %, tel à la carrière de « le Danger ») est essentiellement en porphyroclastes, souvent subautomorphes, moulés par la foliation et, dans une moindre mesure, en très petites plages xénomorphes dispersées dans la matrice fine.





**Fig. 2 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites extraites de la métarhyolite de la formation de La Chapelle-Hermier (FB 2213).** L'isochrone théorique est notée en pointillés (486 Ma) ; sa pente est proche de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur. Les âges Th-Pb et U-Pb, obtenus sur les intercepts, doivent être identiques dans la limite des erreurs, afin d'autoriser le calcul d'un âge moyen. Les hyperboles d'erreur définissent le domaine d'incertitude de part et d'autre de la droite de régression

Le feldspath plagioclase est souvent absent mais il peut constituer de 8 à 15 % de la roche notamment sur le flanc oriental de l'ensemble principal, tel à Les Roches et à la Grassière ; il est alors principalement en très petites plages xénomorphes dispersées dans la matrice et dans une moindre mesure, en petits porphyroclastes.

Le mica blanc forme l'essentiel de la matrice fine avec le quartz et sa proportion, généralement de 8-20 %, atteint 35 % dans les faciès les plus micacés ; il se présente en très petites paillettes allongées dans le plan de la foliation principale (S1) et plus ou moins regroupées en minces lits à dominante micacée.

Les opaques (0-5 %) sont présents sous forme de pigments qui tapissent les porphyroclastes de feldspath K et en filaments flexueux disposés dans la matrice parallèlement à la foliation principale.

La biotite (0-10 %) est présente seulement à la Mainborgère et au-delà vers le Nord, à l'approche du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier ; elle se présente en petites et moyennes paillettes à fort pléochroïsme, peu orientées mais regroupées en amas, nettement tardives par rapport à la foliation principale.

Le grenat a été observé uniquement à l'Est de Saint-Florent-des-Bois près de la Gouraudière où il forme de rares petits individus subautomorphes associés à la biotite tardive.

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon prélevé au barrage du Marillet au Nord de Mareuil-sur-Lay (FB 2213, coordonnées GPS 46 33 431 x 1 14 154) (perte au feu 1,24 %), confirme le résultat de l'analyse pétrographique et montre le caractère fortement acide ( $\text{SiO}_2 = 73,1 \%$ ) et très potassique ( $8,03 \%$  de  $\text{K}_2\text{O}$ ) de ces roches alors que leur caractère sodique demeure très faible ( $\text{Na}_2\text{O} = 0,5 \%$ ) (annexe 1). Ceci confirme aussi une identité commune avec les métarhyolites de La Chapelle-Hermier analysées par ailleurs sur la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008).

Des datations radiométriques ont été proposées pour cette série à 380 Ma en Rb/Sr (Talbert, 1971),  $510 \pm 19$  Ma (Talbert et Vialette, 1972) et  $405 \pm 5$  Ma (Chalet, 1985 ; Peucat *et al.*, 1986) respectivement en Rb/Sr sur roche totale pour les deux premiers et en U/Pb sur zircons pour le troisième.

De nouvelles datations ont été réalisées sur cette formation, tant sur zircon que sur monazite, non seulement sur la carte du Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) mais aussi sur la carte Luçon et toutes confirment l'âge Ordovicien inférieur de ces porphyroïdes. Ainsi, en ce qui concerne la carte Luçon, une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb (fig. 2) à

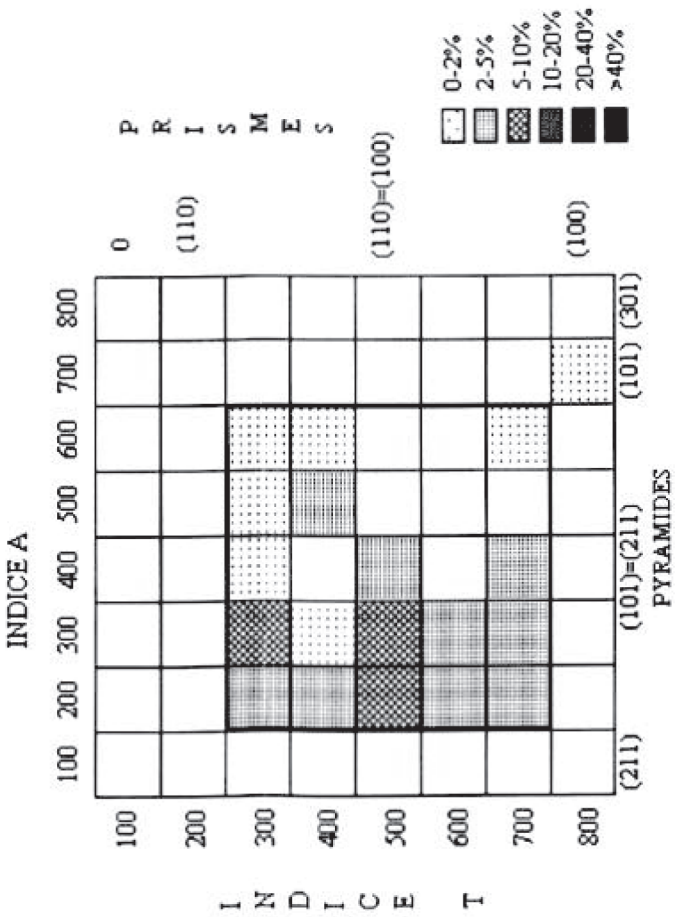


Fig. 3 - Diagramme de répartition topologique des zircons indexés, extraits de la métarhyolite (FB 2213) de la formation de La Chapelle-Hermier, prélevée au barrage du Marillet (Jézéquel rapport BRGM 2007)

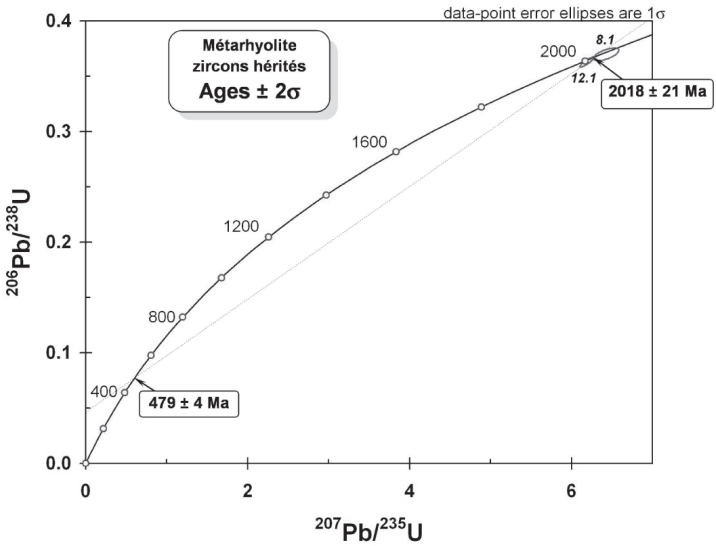


Fig. 4 - Diagramme Concordia conventionnel pour deux zircons hérités protérozoïques, extraits de la métarhyolite (FB 2213), de la formation de La Chapelle-Hermier

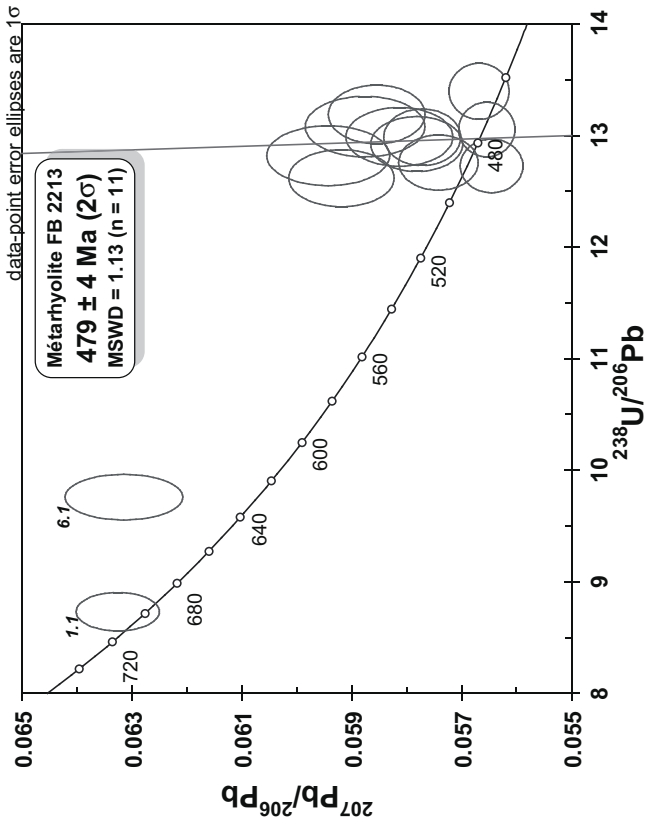


Fig. 5 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses sur les zircons extraits de la métarhyolite (FB 2213) de la formation de La Chapelle-Hermier

la microsonde électronique effectuée sur monazites provenant de l'échantillon FB 2213, donne un âge à  $486 \pm 6$  Ma.

Les zircons extraits de cette métarhyolite sont nombreux, clairs, limpides et d'assez grande taille (200-300  $\mu\text{m}$ ). Cinquante-deux grains ont pu être montés en section polie. L'indexation selon la typologie de J.P. Pupin (1980) a été possible sur 55 % des grains. La répartition est plutôt étendue et l'indice moyen de la population est de 320,493 ce qui la place plutôt dans le domaine 3 de typologie des granites (fig. 3). Les types S2 et S12 sont cependant les plus représentés.

Quinze analyses ont été effectuées à la SHRIMP de Canberra (Cocherie, 2009) sur 13 zircons différents. Le rapport Th/U varie très largement depuis 0,07 jusqu'à 1,66. Deux analyses donnent des résultats sub-concordants dans le diagramme conventionnel, elles correspondent à deux zircons protérozoïques datés à  $2\,018 \pm 21$  Ma (fig. 4).

Deux autres zircons (1 et 6) sont également hérités bien que beaucoup plus jeunes (600 à 700 Ma). Mais ils sont peu contraints dans la représentation de Tera et Wasserburg. Les 11 analyses restantes sont très bien regroupées à proximité de la Concordia dans ce même diagramme (peu ou pas de Pb commun). Les âges sont parfaitement homogènes dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 5). L'âge moyen obtenu est très bien défini à  $479 \pm 4$  Ma. Le MSWD (1,13) est tout à fait compatible avec une population homogène. Cette fois, on peut remarquer que l'âge obtenu sur les monazites extraites de cette même roche ont donné exactement le même âge dans la limite des incertitudes ( $486 \pm 6$  Ma).

#### **$\xi_{CH}$ . Micaschistes leucocrates très fins à clastes infra-millimétriques de quartz assez fréquents (métacinérite probable).**

Localement, le faciès principal, décrit précédemment, passe très progressivement à des faciès nettement plus fins, notamment dans la région de Follet et celle de la Blanchardière et très localement au Moulin-de-la-Motte à Champ-Saint-Père. La roche présente alors un grain très fin, gris clair, avec éventuellement des clastes infra-millimétriques dans certains lits ; sa paragenèse est principalement constituée de quartz (45-55 %) et de mica blanc (40-50 %). Le quartz est très généralement en très petites plages cryptocristallines et en rares grains de 0,01 mm ; le mica blanc est en très petites paillettes orientées et plus ou moins regroupées en lits à dominante micacée. Ce type de roche pourrait correspondre à des métacinérites fines.

**$\zeta_{\lambda\rho}$ . Gneiss leptynitiques rhyolitiques du Plessis.** À l'Est de Rosnay, au hameau du Plessis, affleure un gneiss fin leucocrate, massif mais bien folié, avec un débit assez aisé en dalles et en plaquettes régulières ; ce gneiss a été l'objet d'exploitation en une carrière située au Sud du hameau. Ces gneiss

leptynitiques dessinent un corps ovaliforme de 0,5 x 2 km d'allongement N-S, bien circonscrit au sein des métarhyolites standards.

Les gneiss montrent une foliation principale (S1) axée N-S et pendante de 30 à 40° vers l'Est, parfaitement conforme avec celle des métarhyolites encaissantes. Ils ont une texture grano-porphroclastique, avec une matrice fine essentiellement quartzofeldspathique qui emboîte de nombreux petits porphyroclastes, infra-millimétriques à millimétriques, de quartz et de feldspath.

Le quartz (35-40 %) est soit en très petites plages cryptocristallines regroupées en amas à dominante quartzreuse et allongés suivant la foliation principale (S1), soit en nombreux petits porphyroclastes (0,05-0,4 mm) parfois subautomorphes avec golfes en « doigt de gant ».

Le feldspath K (25-28 %) est en petites plages associées à celles de quartz dans la matrice et en porphyroclastes de taille variable (0,2 x 0,3 mm ; 1 x 3 mm) parfois subautomorphes.

Le feldspath plagioclase (25-30 %) est soit en petites plages dispersées dans la matrice soit en petits porphyroclastes (0,2 x 0,5 mm) assez nombreux.

Le mica blanc (10-15 %) est en très petites paillettes allongées suivant (S1) et dispersées dans la matrice.

Ces gneiss leptynitiques montrent donc un caractère sodique plus marqué que les métarhyolites potassiques environnantes et correspondent probablement à une ancienne intrusion hypovolcanique, sub-contemporaine des métarhyolites.

**Mph. Métaphtanites associées aux métavolcanites.** Des métaphtanites sont localement associées aux métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier et à la formation des Roches, mais toutes ne sont pas cartographiables. Leur principale occurrence se suit, grâce à de très nombreuses pierres volantes, depuis le Nord-Ouest de Mareuil-sur-Lay jusqu'à Billy et dessine ainsi une bande axée NW-SE, sub-parallèle à la D 746. Ces métaphtanites noires sont soit massives avec un débit en dalles, soit finement litées et un débit en plaquettes régulières. Des métaphtanites sont présentes aussi au sein des métarhyolites, en passées de puissance plurimétrique, au Nord de Mainborgères à L'Épinay où elles affleurent sur le flanc nord du thalweg, sur la rive ouest de la retenue du Marillet et dans la carrière des « Roches Bleues ». Ces métaphtanites, localement recoupées par des filonnets de quartz laiteux, sont finement litées et ont un débit en plaquettes régulières. Des métaphtanites finement litées s'observent aussi à la limite entre les métarhyolites et la série des métatuffites-métagrauwackes de la formation des Roches, tel sur la rive occidentale de la retenue du Marillet au Sud-Ouest de Bel-Air et sur la rive orientale au Sud de

Bellenoue. Enfin, très localement, des métaphtanites sont associées aux métarhyolites au Sud de la carrière de le Danger dans le hameau de le Vivier.

## Formation des porphyroïdes de La Sauzaie

Cette formation, définie lors du levé de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenne *et al.*, 2008), est largement exprimée aussi, sur le territoire de la carte Luçon, où elle forme une large bande à l'Est d'une ligne SE-NW, Mareuil-sur-Lay – Château-Guibert – La Chevrolière. Elle présente des faciès très comparables à ceux observés plus au Nord-Ouest : gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath, micaschistes à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath, gneiss quartzeux à rares porphyroclastes de quartz et de feldspath. Cette formation se distingue de celle de La Chapelle-Hermier notamment par un caractère plus sodique, la proportion de feldspath plagioclase étant systématiquement nettement supérieur à celle de feldspath K.

$\rho\zeta\rho S$ . **Gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath (plagioclase > FK) ( $483 \pm 4$  Ma).** Cette série est en contact avec les gneiss micacés à clastes de la formation des Roches et elle passe en continu d'une part aux autres faciès de la formation des porphyroïdes de La Sauzaie et d'autre part, au Nord-Est de la carte, aux micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent. Cette formation est recoupée d'une part par un filon de lamprophyre, au Nord immédiat de Pont-Boisseau et d'autre part par un filon de microgranite, au Sud du village des Pineaux.

Ces gneiss, gris plus ou moins sombre, sont caractérisés par la présence de nombreux porphyroclastes, pluri-millimétriques à centimétriques, de quartz et de feldspath, moulés par la foliation principale (S1). Leur aspect plus ou moins massif est principalement fonction de la proportion de micas dont l'orientation et la ségrégation en lits à dominante micacée, souligne la (S1). Cette foliation principale (S1) orientée au 125-140 et pendante de 35-50° vers le Nord, excepté dans les régions de Thorigny et des Pineaux où elle pend vers le Sud, est déformée par de petits plis en chevron dont les axes pendent de 10-15° au 105-115 ; à ces derniers est associée une schistosité (S2) de crénelation, subverticale.

Les principaux affleurements de ce faciès sont situés (1) à Château-Guibert en bordure de la D 60 et au pont de la Tannerie, (2) à la sortie nord de Thorigny en bordure de la D 29, (3) en rive ouest de la vallée du Tourteron dans une ancienne carrière en bordure de la D 88, (4) près de la Gaillarderie en bordure de la D 48 et (5) au Sud-Est du village des Pineaux, en deux anciennes carrières situées en bordure de la D 88.

Les gneiss ont une texture grano-lépidoporphyroclastique et sont composés d'une matrice relativement fine qui emballe des porphyroclastes de quartz et de



feldspath ; la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas blancs et leur ségrégation partielle en minces lits à dominante micacée qui alternent avec des lits à dominante quartzofeldspathique. Parfois, des charnières reliques intrafoliales admettant (S1) en plan axial, sont conservées et déforment une (S0-1). La schistosité de crénulation (S2) est localement soulignée par l'orientation de quelques paillettes de micas et de plages de quartz.

La paragenèse de ces gneiss comprend du quartz (35-45 %), du feldspath plagioclase (18-30 %), du feldspath K (0-20 %), du mica blanc (15-30 %), localement de la biotite (0-8 %) et accessoirement du zircon, de l'apatite, de la tourmaline et des opaques.

Le quartz est soit en petites plages hétérométriques à extinction onduleuse, regroupées en lentilles ou en lits quartzeux ou quartzofeldspathiques, soit en porphyroclastes ; ces derniers, de taille variable (0,5 x 1 mm ; 1 x 3 mm ; 3 x 7 mm), souvent ovoïdes avec des golfes de corrosion en « doigt de gant » et parfois en « flammes », fréquemment fracturés et étirés dans le plan de foliation, sont plus ou moins recristallisés en mortier.

Le feldspath plagioclase est toujours, en proportion, plus abondant et généralement beaucoup plus abondant que le feldspath K ; il est soit en petites plages xénomorphes dispersées dans la matrice, soit en porphyroclastes plus ou moins damouritisés, millimétriques à plurimillimétriques (0,5 x 2 mm ; 2 x 3 mm ; 3 x 6 mm) et parfois centimétriques, fracturés et moulés par la foliation principale (S1).

Le feldspath K est absent ou présent en faibles proportions (1 à 8 %) ; cependant, localement, tel à Pont-Boisseau ou dans certains niveaux à Château-Guibert et à Thorigny, cette proportion est nettement plus élevée (15 à 22 %) tout en restant en deçà de celle du plagioclase ; il se présente souvent en porphyroclastes de taille variable (plurimillimétrique à centimétrique), fracturés et plus ou moins recristallisés, moulés par la foliation principale et, dans une moindre mesure, en petites plages xénomorphes associées à celles de quartz et de plagioclase dans la matrice.

Le mica blanc est en petites paillettes isolées ou plus ou moins regroupées en lits à dominante micacée, orientées principalement suivant (S1) et plus rarement suivant (S2) ; il présente souvent un léger pléochroïsme beige-vert clair.

La biotite est généralement absente excepté à l'Ouest de Thorigny et au Nord de Saint-Florent-des-Bois où elle est en petites et moyennes paillettes isolées ou regroupées en amas et peu ou pas orientées ; elle paraît donc tardive et sa localisation montre qu'elle est vraisemblablement liée à la proximité du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon prélevé au Sud de Château-Guibert (FB 2252 coordonnées GPS 46 34 697 x 1 14 187) (perte au feu 1,67) confirme le caractère franchement acide de ces métahyolites de La Sauzaie ( $\text{SiO}_2 = 70,3$ ) et leur caractère nettement moins potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,67$ ) et plus sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 2,9$ ) par rapport aux métarhyolites de La Chapelle-Hermier (annexe 1).

L'analyse typologique des zircons effectuée sur ce même échantillon le place dans le domaine de répartition des granites (fig. 6).

Une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb (fig. 7) à la microsonde électronique effectuée sur des monazites provenant de ce même échantillon donne un âge à  $483 \pm 4$  Ma.

**$\zeta_{qS}$ . Gneiss quartzeux à rares porphyroclastes de quartz et de feldspath.** Localement, tel à l'Ouest du Grand-Poiron et au Nord-Est du village des Pineaux, les gneiss porphyroclastiques précédents passent en continu à des gneiss gris assez sombre, plus massifs, dans lesquels les porphyroclastes plurimillimétriques tant de quartz que de feldspath, sont assez rares. En effet, ces gneiss sont essentiellement constitués de quartz (55-60 %) en petites plages à extinction onduleuse et en rares porphyroclastes millimétriques à plurimillimétriques ; le feldspath est peu abondant (8-15 %) principalement en petites plages xénomorphes et plus rarement en petits porphyroclastes ; le mica blanc (25-30 %) est abondant, disposé en petites paillettes orientées suivant (S1) ; la biotite est présente à l'Ouest du Grand-Poiron et, comme précédemment, sa présence semble associée à la proximité du massif granitique de Sainte-Flaive-les-Loups – Le Tablier.

**$\rho_{\xi\rho S}$ . Micaschistes et gneiss très micacés gris-bleuté, lustrés, à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath (plagioclase > FK).** Cette série est intimement associée à celle des gneiss porphyroclastiques, le passage entre les deux étant très progressif et continu. Au Nord-Est de Mareuil-sur-Lay, d'une part elle passe en continu aux micaschistes et gneiss micacés fins de la formation de Saint-Gilles et d'autre part elle est en contact avec les métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier.

Les principaux affleurements sont situés (1) à l'Ouest de Les Boissonnets sur la rive méridionale de La Doulaye, (2) au Sud de Pont-Boisseau d'une part le long de la D 48 et d'autre part sur la rive nord de la Doulaye, (3) en un grattage pluri-décamétrique au Nord-Est de Mareuil-sur-Lay près de Moulin-Bodin, (4) en bordure de la route de la rive septentrionale du Lay et (5) à l'Est de la carte au hameau de Péault sur la rive nord de cette même rivière.

Ce faciès, gris clair, se distingue du précédent, essentiellement par une proportion de mica blanc nettement plus forte (35-45 %), ce qui lui donne un

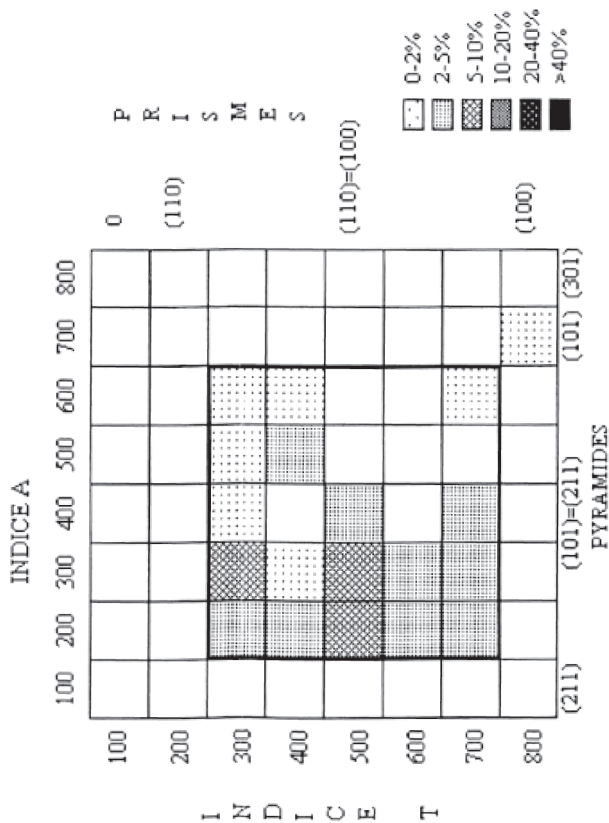


Fig. 6 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés, extraits de la métarhyolite de la formation de la Sauzate, prélevée à Château-Guilbert (Jézéquel rapport BRGM 2007)

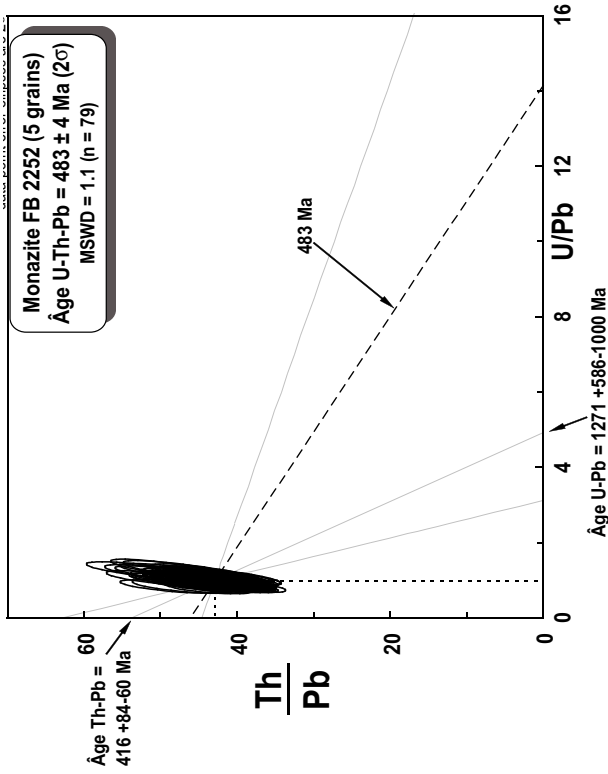


Fig. 7 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites extraites de la métarhyolite de la formation de La Sauzaie (FB 2252). L'isochrone théorique est notée en pointillés (483 Ma) ; sa pente est compatible avec celle de la droite de régression malgré sa très mauvaise définition due au regroupement des analyses. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur

aspect moiré-lustré et un débit aisé du fait d'une foliation fine et très bien marquée ; la foliation principale (S1) orientée au 125-135 est souvent fortement pentée vers le Nord (50-70°) sauf dans les régions des Pineaux et de Thorigny où le pendage est vers le Sud ; elle est déformée par de petits plis en chevron dont les axes pendent de 5-10° au 140-150 à l'Est de Mareuil-sur-Lay et à Pont-Boisseau mais de 15-20° au 110-120 aux Boissenets ; à ces plis est associée une schistosité (S2) de crénulation qui pend de 60-70° vers le Sud.

Sa paragenèse comprend du quartz (32-38 %), du feldspath plagioclase (15-25 %), du feldspath K (0-12 %) et des minéraux accessoires, zircon et apatite. Le quartz est soit en petites plages isolées ou regroupées en lits à dominante quartzreuse soit en porphyroclastes ; ces derniers, peu nombreux, en flammes ou globuleux avec golfes de corrosion en « doigt de gant », sont très fracturés et moulés par la foliation (S1).

Le feldspath plagioclase est généralement en petites plages xénomorphes, associées à celles de quartz ou regroupées en lits à dominante feldspathique ; il est parfois aussi en petits porphyroclastes, moulés par la foliation (S1).

Le feldspath K est généralement en porphyroclastes (1 x 2 mm ; 3 x 6 mm) très fracturés, moulés par la foliation (S1) mais il est peu abondant dans la matrice.

Le mica blanc est en petites paillettes orientées dans le plan de la foliation principale (S1), regroupées en lits micacés et déformées par de petits plis en chevron ; elles présentent généralement un léger pléochroïsme vert clair.

## **Formation de Saint-Gilles**

Cette formation, peu présente sur la carte Luçon, affleure uniquement dans la région de Moutiers-sur-le-Lay où elle dessine une étroite bande NW-SE au sein des micaschistes de la formation des porphyroïdes de La Sauzaie, auxquels elle passe en continu. Dans cette zone, elle présente des faciès très comparables à ceux observés plus au Nord-Ouest, notamment à Maché dans la région du Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008).

**ξζSG. Micaschistes à lits leucocrates, gneiss micacés subordonnés.** Les principaux affleurements de cette formation se situent à l'Ouest immédiat de Moutiers-sur-le-Lay en bordure de la route qui longe le Lay et dans cette même bourgade au lieu-dit la Garenne, le long de la D 7. Le principal faciès est un micaschiste fin, gris argenté, assez massif et compact, mais avec une foliation (S1) bien marquée soulignée par de nombreux lits leucocrates fins (0,2-1 mm). Cette foliation principale présente une orientation et un pendage très variable car elle est très affectée par de nombreux plis en chevron dont les axes pendent de 5-10° au 130 et auxquels est associée une

schistosité de crénulation orientée au 130 et pendant de 50-70° vers le Nord. La paragenèse de ces micaschistes comprend du quartz (30-40 %), du mica blanc (30-50 %), de la chlorite (3-10 %) et de l'andalousite (10-20 %).

Le quartz est en petites plages en mosaïque à extinction onduleuse regroupées en lits discontinus ou en amas à dominante quartzreuse.

Le mica blanc est en petites paillettes regroupées en lits à dominante micacée et orientée suivant (S1) ; elles sont fortement déformées par les plis en chevron.

La chlorite est en paillettes à pléochroïsme vert-beige et correspond très probablement à une rétro-morphose de biotite.

L'andalousite forme des baguettes et des plages xénomorphes qui montrent assez fréquemment un fin clivage, plus rarement deux, et sont principalement disposées dans les lits micacés.

### **Formation des Roches**

Cette formation semble principalement circonscrite au territoire de la carte Luçon et dans une moindre mesure à la bordure sud de celle de La Roche-sur-Yon. Elle est en contact normal tant avec les porphyroïdes de la formation de La Chapelle-Hermier, lesquels y sont localement interstratifiés, qu'avec ceux de la formation de La Sauzaie.

ζff. **Gneiss micacés gris-vert à nombreux petits clastes de quartz et de feldspath plagioclase, micaschistes subordonnés (métatuffite et métagrauwacke probables)**. Les principales occurrences de cette formation sur la carte Luçon sont situés au Nord-Ouest de Mareuil-sur-Lay et de part et d'autre de la retenue du Marillet ; elle est présente aussi, mais avec une extension moindre, d'une part au Sud de Rosnay et d'autre part entre Château-Guibert et Thorigny. Localement, au Sud-Ouest de la Gaillarderie, elle est recoupée par un filon de micromonzonite à biotite.

Le faciès le plus fréquent de cette formation est un gneiss de teinte assez claire, gris-beige-vert, régulièrement et finement feuilleté, caractérisé par la présence de très nombreux petits (infra-millimétriques à millimétriques) clastes blancs, moulés par la schistosité principale (S1). Cette dernière, bien marquée, est orientée au 130-135 et pend de 25-45° vers le Nord, excepté près de Thorigny où son pendage est vers le Sud. Cette schistosité principale est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation, subverticale, axée au 80-90.

Les gneiss présentent une texture grano-lépidoblastique avec la foliation (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits à dominante micacée qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse ; cette

foliation moule de nombreux petits clastes de quartz et de feldspath plagioclase. La paragenèse comprend du quartz (35-45 %), du feldspath plagioclase (10-20 % et exceptionnellement 40 %), parfois du feldspath potassique, du mica blanc (25-45 %), des minéraux accessoires, opaques et zircon et localement de la biotite.

Le quartz est soit en petites plages à extinction onduluse, regroupées en lits quartzeux ou quartzofeldspathiques, soit en petits clastes (0,5-1 mm) isolés ou plus ou moins concentrés dans certains lits préférentiels ; certains, peu nombreux, présentent des golfes de corrosion en « doigt de gant ».

Le feldspath plagioclase est en petites plages associées à celles de quartz et en petits porphyroclastes (0,5-2 mm) plus ou moins damouritisés. Le feldspath K est généralement absent, cependant, il est localement présent (4-8 %) et se présente en petits porphyroclastes et en petites plages souvent regroupées dans des lits préférentiels.

Le mica blanc est en petites paillettes allongées suivant la foliation principale (S1) et regroupées ou non, en lits à dominante micacée ; parfois ces paillettes dessinent aussi des charnières reliques de plis intrafoliaux qui admettent la (S1) en plan axial ; enfin, elles présentent assez souvent un léger pléochroïsme beige-vert clair.

La biotite est présente uniquement au Nord de la Mainborgère et à Thorigny et de ce fait, est probablement liée à la proximité du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier ; lorsque présente, en proportion variable (1-10 %), elle est en petites et moyennes paillettes à fort pléochroïsme, peu ou pas orientées, isolées ou regroupées en amas.

Au sein de cette série, ce faciès standard évolue localement vers un faciès à grain très fin, très finement feuilleté avec des lits leucocrates discontinus infra-millimétriques ; dans ces roches soit les clastes de quartz et de plagioclase sont très petits et peu visibles macroscopiquement, soit ils sont peu nombreux ou absents ; de plus, soit le mica blanc devient prédominant (60-70 %) et on obtient alors des micaschistes fins, soit la proportion de quartz augmente (55-65 %) et on passe alors à des micaschistes quartzeux et à des métaquartzites micacés.

## **Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen**

### **Granites calco-alkalins**

Ces granites sont relativement riches en biotite et en général, totalement dépourvus de muscovite, ce qui leur confère un caractère mésocrate qui permet de les distinguer aisément des granites alumino-potassiques, subleucocrates à leucocrates, généralement à deux micas plus localement à sillimanite ou

tourmaline, ou parfois à muscovite seule. Sur le terrain, il est facile de distinguer trois faciès : (i) porphyroïde, (ii) de grain fin à moyen et (iii) microgrenu, par ordre d'abondance décroissante.

Le faciès porphyroïde à biotite, très largement prédominant, se distingue facilement des autres types de granites de la carte Luçon 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 entre 1 et 5 cm ;
- sa teinte gris sombre par suite de sa richesse relative en biotite ;
- la présence locale d'enclaves ovoïdes à grain fin, de quelques centimètres à plusieurs décimètres de longueur, sombres du fait de leur richesse en biotite et à composition de diorite quartzifère, monzonite quartzifère ou tonalite.

Cependant, des analyses géochimiques permettent de montrer que le monzogranite porphyroïde à biotite du massif circonscrit d'Avrillé est à tendance calco-alcaline *stricto sensu*, ce qui le distingue des monzogranites porphyroïdes à biotite des autres massifs du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, qui ont une affinité subalcaline<sup>1</sup> c'est-à-dire calco-alcaline magnésio-potassique.

### **Monzogranites calco-alcalins magnésio-potassiques**

Sur le territoire de la carte Luçon, le faciès porphyroïde ( $\rho\gamma^3$ ) constitue la partie orientale du massif de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier, qui se poursuit vers l'Ouest sur les territoires des cartes Les Sables-d'Olonne – Longeville (Ters et Gabilly, 1986) et Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008). Ce massif est intrusif dans les métasédiments du groupe de Nieulle-Dolent sur ses bordures ouest, sud et est, alors que du côté nord, il est en contact avec des granites à biotite ou à deux micas. Le faciès de type  $\gamma^3$  se rapproche du type  $\rho\gamma^3$  par son caractère mésocrate, mais il s'en distingue aisément par l'absence, généralement totale, de grandes tablettes de feldspath potassique, son grain fin à moyen -d'environ 1 mm en moyenne avec un maximum de 4 mm- et son mode de gisement en entités de taille variable, qui se répartissent de la façon suivante, du Nord au Sud :

- des corps d'extension variable, situés au sein du massif granitique hétérogène de Venansault – La Roche-sur-Yon et constituant l'un des facteurs d'hétérogénéité de ce massif ;
- une bande d'environ 1,25 km de largeur, située entre le massif de granite hétérogène de Venansault – La Roche-sur-Yon et le massif de monzogranite

---

<sup>1</sup> L'adjectif subalcalin, fréquemment employé par les granitologues français, est ambigu car dans le diagramme  $K_2O + Na_2O$  vs  $SiO_2$  (Kuno, 1968) la plupart des granitoïdes « subalcalins » se situent dans le champ « alcalin » ; pour des commodités d'écriture et de lecture, le terme de subalcalin est utilisé ici en tant que synonyme de calco-alcalin magnésio-potassique.



porphyroïde de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier, ainsi que de petits corps se trouvant au sein de ce massif monzogranitique.

$\rho\gamma^{\beta}$ . **Monzogranite porphyroïde à biotite, du massif de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.** Sur la carte géologique à 1/50 000 Les Sables-d'Olonne – Longeville (Ters et Gabilly, 1986), ce monzogranite porphyroïde n'est pas distingué des granites à biotite ou à deux micas qui le bordent sur son flanc nord, l'ensemble étant cartographié en « granite porphyroïde à deux micas d'Aubigny » avec la notation  $\rho\gamma^{F2}$ . Cependant, une distinction apparaît sur la carte géologique simplifiée de la Vendée, qui constitue la figure 1 de la notice explicative de cette même carte (Goujou *et al.*, 1994). En revanche, dans la partie méridionale de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) des granites à deux micas et du monzogranite à grain fin-moyen à biotite ont été cartographiquement distingués.

Le monzogranite porphyroïde passe progressivement à un faciès de monzogranite à grain fin-moyen de type  $\gamma^{\beta}$  dans la partie nord du massif. À son cœur, il comprend localement de petits corps d'un faciès à grain fin-moyen analogue dont deux, en rive droite de l'Yon, ont pu être délimités. Cependant, les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de savoir s'il s'agit de grosses enclaves ou d'une variation granulométrique interne ; néanmoins les analogies de composition chimique (*cf.* § suivant) permettent d'envisager qu'il s'agit plutôt d'une variation interne. En outre, dans le secteur de Chaillé-sous-Ormeaux, deux phénomènes particuliers concernant le faciès porphyroïde ont été notés : d'une part, ce dernier se présente sous forme de sills au sein des paragneiss-micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent, et d'autre part, au Moulin-de-Chaillé, il contient un petit panneau de mélasénite quartzifère à biotite et amphibole, décrite plus loin ( $\sigma q$ ).

Le monzogranite porphyroïde à biotite affleure de façon spectaculaire dans les gorges de la vallée de l'Yon, entre le Ripaud et Piquet, près du Grand-Rochereau. Dans ces gorges, d'abondants rochers, plus ou moins arrondis, et d'innombrables boules, de taille variable et plus ou moins déplacées, s'observent d'une part sur les deux rives de l'Yon et d'autre part, dans le lit vif de la rivière, qui, à cet endroit, est transformé en un torrent de montagne du fait d'une pente proche de 5 %. Ailleurs, de nombreuses boules isolées et quelques petits chaos se trouvent, de façon plus sporadique, d'une part en amont du Ripaud et le long des principaux affluents de l'Yon, et d'autre part, le long des vallées du Graon et de ses affluents -de la rive gauche notamment- et, en limite occidentale de la carte, dans le fond marécageux du vallon du ruisseau, entre Tournebride et la Ficaudière.

Entre ce vallon et la vallée du Graon, le monzogranite porphyroïde est généralement arénisé et en majeure partie recouvert par des formations fluviales, d'âge pliocène probable, dont la puissance, localement, atteint 40 m

d'après les sondages réalisés sur le gisement sableux de La Lande. Au Nord du Moulin-du-Guy-Bertin ( $X = 313,7$  ;  $Y = 2\ 179,0$ ), une partie abandonnée de la zone d'exploitation des carrières, montre à la base du gisement une matrice sableuse entre des boules de taille variable, isolées ou en petits amas, d'un monzogranite à biotite transformé en une isaltérite : bien qu'il soit complètement arénisé et se désagrège au moindre coup de marteau, ce granite a conservé parfaitement sa texture porphyroïde et quelques boules montrent, de plus, de petites enclaves sombres arénisées et/ou quelques minces filons de leucogranite, également arénisé, ou de quartz.

Sur les plateaux, le monzogranite porphyroïde est généralement transformé en une arène à grain grossier, plus ou moins remaniée, caractérisée par d'abondants débris de tablettes de feldspath potassique, des grains de quartz et des paillettes de biotite. Cependant, dans la partie sud-ouest de la commune de Chaillé-sous-les-Ormeaux, de petits chaos de boules subsistent aussi sur des hauteurs situées au Nord-Est et à l'Est du barrage du Graon, dans un secteur compris entre Le Chiron – La Lardière au Nord et Les Courtesolles au Sud.

Le caractère porphyroïde est toujours bien marqué : les tablettes de feldspath potassique sont abondantes et ont une longueur qui varie généralement de 1 à 2 cm mais peut atteindre 5 cm localement. Les concentrations de feldspath potassique, sous forme de petits amas aux contours flous, sont rares.

L'étude en lame mince montre que les grandes tablettes de feldspath potassique sont enchâssées dans une matrice à texture hypidiomorphe, de grain moyen à subgrossier ( $\leq 1$  cm), parfois légèrement myrmékitique ; ces tablettes, 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 An<sub>33-20</sub> (Stussi, 1976), plus ou moins séricitisés et parfois criblés de microcristaux de quartz ou myrmékistiques 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 ;
- biotite de teinte variable (brun-rouge à brun-vert) selon les échantillons, localement chloritisée, en lamelles isolées ou en petits amas, parfois kinkées.

Les minéraux accessoires les plus fréquents sont les suivants : apatite, zircon, monazite, oxydes de fer et/ou titane, sphène, pyrite. Muscovite et/ou tourmaline sont présentes localement.

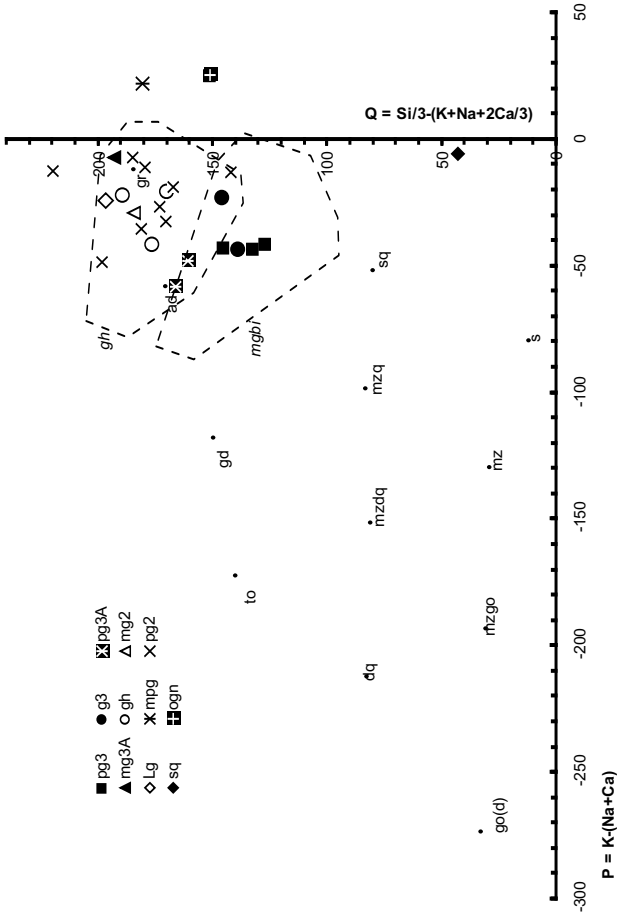
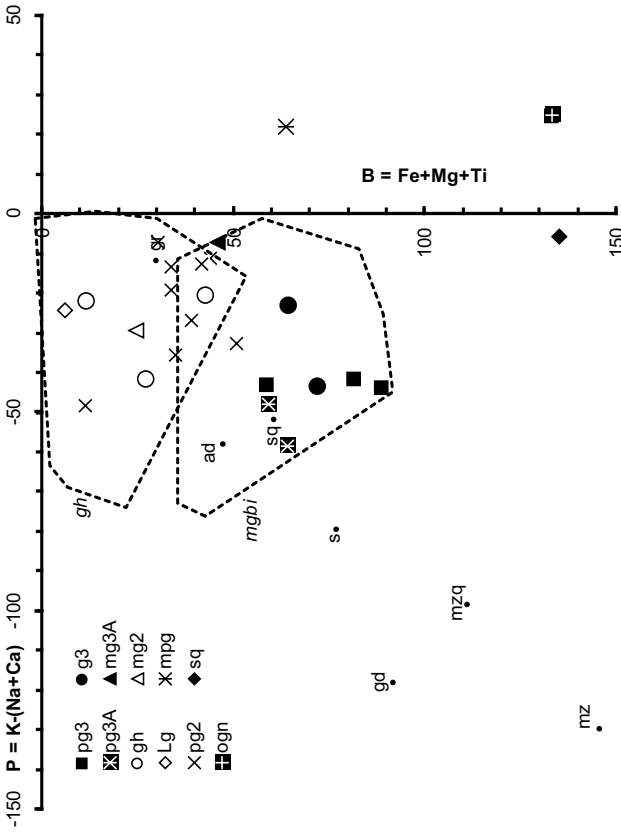


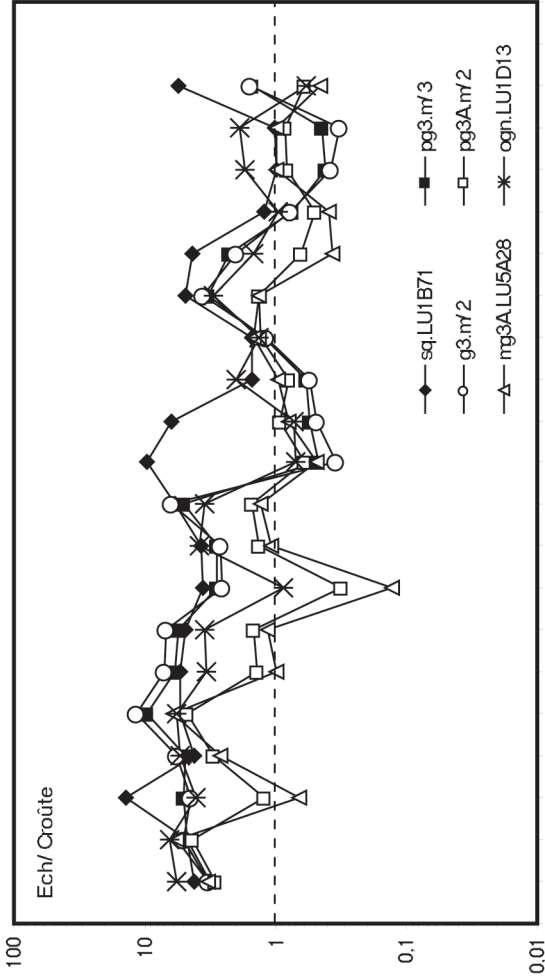
Fig. 8 - Diagramme Q-P pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves pg2 : granites porphyroïdes à 2 micas de la carte La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1989) ; pour les autres notations voir tab. 2 G2 en annexe ; aires délimitées en pointillé : champs de compositions des monzogranites à biotite (mgbi) et granites hétérogènes (gh) de la carte Le Poiré-sur-Vie et des analyses de Stussi (1976)

Fig. 8 - Diagramme Q-P pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves



pg2 : granites porphyroïdes à 2 micas de la carte La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1989) ; pour les autres notations voir tab. 2 G2 en annexe ; aires délimitées en pointillé : champs de compositions des monzogranites à biotite (mgbi) et granites hétérogènes (gh) de la feuille Le Poiré-sur-Vie et des analyses de Stussi (1976)

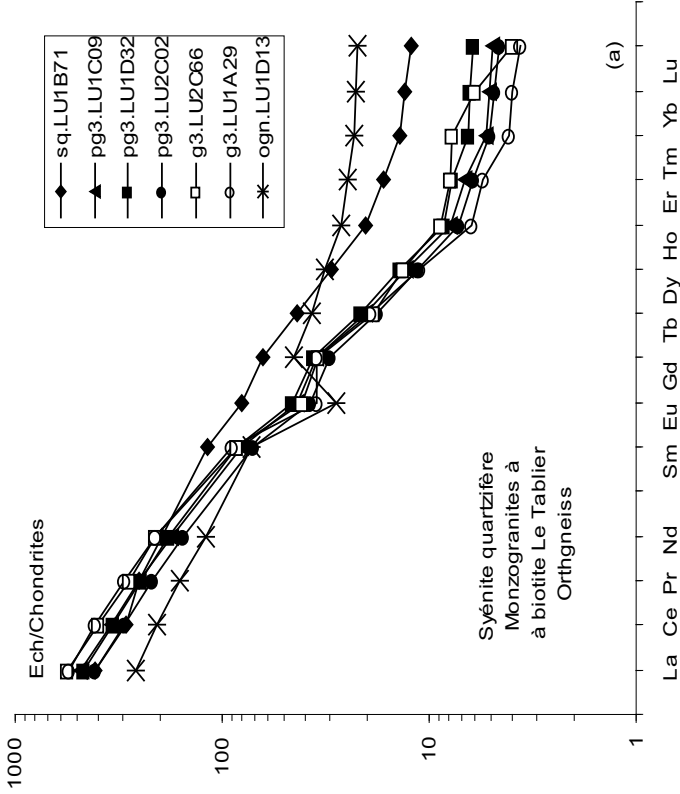
**Fig. 9 - Diagramme B-P pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves**



K Rb Ba U Th La Ce Sr Zr Nd Cr Ni Y Nb Sm Eu Ti Yb Lu P

Normalisation à la croûte continentale (Anderson, 1989) ; pour les notations cf. annexe 2 ; m/2 ou m/3 = moyenne de 2 ou 3 analyses

**Fig. 10 - Diagrammes multi-élémentaires pour des granites et un microgranite calco-alcalins à biotite de la carte Luçon et pour deux de leurs enclaves**



Normalisation aux chondrites selon Evensen *et al.*, (1978). Pour les notations cf. annexe 2

**Fig. 11 - Spectres de Terres Rares pour des monzogranites et granites de la carte Luçon et pour deux de leurs enclaves**

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

Dans le cadre du levé de la carte Luçon, trois échantillons du faciès porphyroïde (LU1C09, 1D32, 2C02 ; annexe 2-3-4) ont été analysés. Ces analyses montrent un caractère peu acide ( $\text{SiO}_2 = 65,80\text{-}67,87\%$ ), potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,75\text{-}4,89\%$ ), faiblement peralumineux ( $A = 15\text{-}18,4$  ;  $A/\text{CNK} = 1,05\text{-}1,07$ ) et relativement magnésien ( $\text{MgO} = 1,08\text{-}1,49\%$ ). Dans le diagramme de classification Q-P des roches plutoniques (fig. 8), les compositions sont remarquablement groupées et s'inscrivent dans un champ de composition intermédiaire, entre celui des pôles granite et syénite quartzifère de référence ; elles se rapprochent du pôle adamellite de référence, cependant elles sont plus potassiques et moins excédentaires en silice (moins riche en quartz) que ce dernier. Cela amène à les identifier comme des monzogranites.

Dans les deux diagrammes Q-P et B-P (fig. 8, 9), les trois échantillons se situent dans le même champ de composition que celui des massifs de monzogranite porphyroïde d'Aizenay (carte Le Poiré-sur-Vie) et de Legé (carte Palluau).

En ce qui concerne les éléments en traces, on remarque des teneurs particulièrement élevées en Ba (1 523-1 900 ppm) et Sr (1 036-1 232 ppm), élevées en Zr (249-306 ppm), Th (39-58 ppm) et somme des Terres Rares ( $\Sigma\text{TR} = 410\text{-}474$  ppm), ce qui est spécifique d'une association magmatique calco-alkaline magnésio-potassique ou subalkaline. Les spectres multi-élémentaires des monzogranites  $\rho\gamma^{\beta}$  (fig. 10) s'apparentent, hormis Cr, Ni et P, à celui de la mélasyénite quartzifère LU1B71 (*cf.* infra), suggérant un lien génétique entre ces deux faciès à composition contrastée.

En revanche, ces deux faciès se discriminent par leurs spectres de Terres Rares (fig. 11), les monzogranites étant moins enrichis en Terres Rares et caractérisés par un fractionnement plus important entre Terres Rares légères et Terres Rares lourdes :  $73,1 < (\text{La}/\text{Yb})\text{N} < 93,9$  contre 31,6 dans la mélasyénite quartzifère.

En conclusion, les massifs de monzogranite porphyroïde de Sainte-Flaives-des-Loups – Le Tablier, d'Aizenay et de Legé appartiennent à la même association magmatique subalkaline ou calco-alkaline magnésio-potassique. Ces massifs correspondent à des intrusions indépendantes spatialement, mais probablement proches dans le temps, voire synchrones.

## **Enclaves**

**$\sigma\text{q}$ . Enclave de mélasyénite quartzifère à biotite et amphibole.** Cette roche constitue un panneau, de plusieurs mètres de puissance, enclavé dans le

monzogranite porphyroïde à biotite et affleurant en bordure ouest de la D 101, en rive droite de l'Yon, immédiatement au Nord du Moulin-de-Chaillé-sous-les-Ormeaux (1B71 ; X = 316,22 ; Y = 2 181,84). L'observation macroscopique montre que la teinte très sombre de la roche est due à l'abondance de deux types de minéraux colorés : d'une part, de la biotite, en lamelles de 1 à 5 mm de longueur, d'autre part, une amphibole vert sombre ; le reste de la roche est constitué de minéraux blancs : feldspaths et quartz.

L'étude en lame mince montre une texture grenue, à grain globalement moyen mais hétérogène, variant entre 20  $\mu\text{m}$  et 5 mm et à fabrique planaire assez nette, marquée par l'orientation des lamelles de biotite. L'indice de coloration est très élevé -de l'ordre de 60 à 70 %- les minéraux colorés comprenant une biotite brune et une amphibole vert pâle (hornblende actinolitique ?), ainsi que des oxydes métalliques, accessoires. La composition modale du stock quartzofeldspathique est celle d'une monzonite ou d'une syénite quartzifère : plagioclase, xénomorphe à subautomorphe, opacifié par des produits cryptocristallins ; feldspath potassique, à peu près aussi abondant que le plagioclase, en plages xénomorphes à inclusions de petits cristaux de plagioclase et de quartz ; quartz, très xénomorphe, à extinction onduleuse. La paragenèse comprend en outre des minéraux accessoires : apatite, relativement abondante, en petits prismes dispersés dans l'ensemble de la roche, sphène, zircon et monazite, sulfures.

L'analyse chimique d'un échantillon (LU1B71, annexes 2-3-4) montre une composition de roche basique ( $\text{SiO}_2 = 52,26\%$ ), fortement ferro-magnésienne ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,23\%$  ;  $\text{MgO} = 9,09\%$ ) à dominante magnésienne ( $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,71$ ), potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 6,25\%$ ) et relativement riche en titane ( $\text{TiO}_2 = 0,99\%$ ) et surtout en  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1,33 %) ce qui est compatible avec la relative abondance d'apatite. Corrélativement à l'indice de coloration, le paramètre est très élevé : 330 en valeur absolue, soit une abondance de minéraux ferro-magnésiens d'environ 59 %, ce qui situe l'échantillon très à l'écart des granitoïdes dans les diagrammes Q-P et B-P (fig. 8, 9). Cette composition potassique et ferro-magnésienne correspond à celle d'une mélasénite faiblement quartzifère, mais dont l'abondance en minéraux ferro-magnésiens, de l'ordre de grandeur de celle des gabbros ( $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 344$ ), traduit une évidente tendance cumulative. Dans la fraction plagioclasique, la teneur peu élevée en  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,51 %) par rapport à celle en  $\text{CaO}$  (5,04 %) exprime une probable influence d'une altération hydrothermale et/ou supergène comme le montre la valeur marquée de la perte au feu (1,83 %). Cette mélasénite est remarquable, en regard de son caractère peu différencié, par les teneurs en éléments lithophiles, plus élevées que dans les monzogranites à biotite :  $\text{Rb} = 200$  ppm,  $\text{Ba} = 4 899$  ppm,  $\text{Sr} = 1 440$  ppm,  $\text{Th} = 26$  ppm,  $\text{U} = 5,2$  ppm,  $\text{Zr} = 371$  ppm,  $\Sigma\text{TR} = 456$  ppm avec un important fractionnement entre TR légères et TR lourdes ( $\text{La}/\text{Yb}^* = 31,6$  ; fig. 11). L'abondance des minéraux colorés, incluant des sulfures de Cu-Ni, se traduit par des teneurs élevées en Co (31 ppm), Ni (125 ppm) et V (115 ppm) (fig. 10) ;



la teneur élevée en Cr (524 ppm) suggère la présence de spinelle chromifère. Cette roche est analogue à celle qui constitue d'énormes enclaves au sein du monzogranite à grain fin-moyen de la carrière des Clouzeaux (Le Poiré-sur-Vie, Béchenec *et al.*, 2008).

Par sa composition chimico-minéralogique, cette mélasynite s'apparente à une vaugnérinite, définie comme étant une roche à composition de syénite ou de monzonite, quartzifère ou non, riche en biotite  $\pm$  amphibole sur le plan minéralogique, et en MgO (> 5 %) et K<sub>2</sub>O (> 3 %), avec SiO<sub>2</sub> = 51-57 % sur le plan géochimique (Sabatier, 1980, 1984).

***Enclaves de roches magmatiques sombres à grain fin.*** Localement, le monzogranite porphyroïde renferme des enclaves ovoïdes à grain fin, de quelques centimètres à plusieurs décimètres de longueur, sombres par suite de leur richesse en biotite.

L'étude pétrographique d'enclaves sombres montre une texture hypidiomorphe à grain fin ( $\leq 1$  mm), parfois légèrement porphyrique par suite de la présence de xénocristaux de quartz et/ou de feldspath(s), et à fabrique planaire généralement nette. Abstraction faite des éventuels xénocristaux, dus à une contamination par le magma monzogranitique, la composition modale est celle d'une tonalite riche en biotite, constituée des minéraux suivants :

- plagioclase, subautomorphe à automorphe, pas ou peu séricitisé ;
- quartz xénomorphe, à extinction ondulée ;
- biotite brun-rouge, très fraîche et d'abondance proche de 20 % en général ;
- minéraux accessoires tels que zircon, monazite, apatite en fines aiguilles criblant toute la roche ou en prismes relativement trapus, oxydes de fer et/ou titane, calcite, rare fluorine violette.

***Enclaves de métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent.*** Dans la partie septentrionale du massif du Tablier, le monzogranite porphyroïde à biotite renferme des panneaux de roches métamorphiques appartenant au groupe de Nieul-le-Dolent. Les panneaux les plus importants sont représentés sur la carte et sont constitués en majorité de paragneiss-micaschistes ( $\zeta$ - $\xi$ , situés au Sud de Chaillé-sous-les-Ormeaux. Au Nord-Ouest du bourg du Tablier, un panneau de métaphtanites apparaît sous forme de très abondants petits blocs dispersés dans vignes, immédiatement au Nord de la route D 50.

***Roof-pendant et enclave de roches métamorphiques de la formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier ( $\rho\zeta\rho CH$ ).*** Dans un secteur situé au Sud de Chaillé-sous-les-Ormeaux et à l'Ouest du Tablier, au toit du vaste massif de monzogranite porphyroïde à biotite du Tablier se trouve un petit massif constituée d'une entité anatectique consistant en une diatexite à grain fin-moyen à deux micas ou à muscovite seule ( $M\gamma^p$ ), avec des enclaves

d'orthoigneiss plus ou moins migmatitiques ( $\rho\zeta\rho CH$ ). Cette entité est décrite plus loin (caisson  $M\gamma^2$ ). Les études pétrographiques montrent que le protolite de ces roches anatectiques est probablement la formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier ( $\rho\zeta\rho CH$ ).

Par ailleurs, des dalles d'un orthoigneiss mylonitique se trouvent dans la cour de la ferme de La Guitardière, à l'extrémité sud de la commune de Chaillé-sous-les-Ormeaux, en rive gauche du Graon. D'après l'exploitant de la ferme, ces dalles proviennent du sous-sol d'une grange actuellement aménagée en gîte rural. Nous n'avons pas trouvé d'affleurement de ce faciès mylonitique, mais les données pétrographiques et géochimiques montrent un caractère très potassique de ce faciès, ce qui laisse supposer qu'il correspond aussi à une enclave provenant de la formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier ( $\rho\zeta\rho CH$ ).

$\gamma^3$ . **Monzogranite à grain fin-moyen à biotite, en petits corps.** Sur le territoire de la carte Luçon à 1/50 000, ce faciès constitue quatre entités cartographiques qui sont, du Sud au Nord :

- deux petits corps situés au sein du massif de monzogranite porphyroïde Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier, en rive droite de l'Yon ;
- une bande de direction générale E-W et d'environ 1,25 km de largeur, située en bordure nord du massif précédent ;
- un petit corps d'allongement N60°E, affleurant le long du ruisseau de La Rabotière, affluent de l'Yon en rive gauche, et appartenant au massif de granite hétérogène de La Roche-sur-Yon.

**Corps situés au sein du monzogranite porphyroïde à biotite de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.** En rive droite de l'Yon, au Sud de Chaillé-sous-les-Ormeaux, deux petits corps de monzogranite à grain fin-moyen ont été cartographiés : l'un au Moulin-de-la-Roussière, l'autre au Sud de Boutet. Les conditions d'affleurement ne permettent guère d'observer les relations avec le faciès porphyroïde environnant et, corrélativement, de trancher entre deux hypothèses : le monzogranite porphyroïde enclave-t-il le faciès à grain fin-moyen ou passe-t-il progressivement à ce faciès, par diminution de la taille de grain comme en bordure nord du massif ? À l'Ouest du Moulin-de-la-Roussière, un affleurement rocheux (1D01 ; X = 317,10 ; Y = 2 180,77) montre un filon de leucogranite à muscovite recoupant le faciès à grain fin-moyen. Le corps situé entre Boutet et Ripaud, apparaît sous forme de blocs épars dans le petit bois situé en rive droite de l'Yon et sous forme d'une arène à petits blocs dans les champs situés à l'Ouest de ce bois. La taille de grain de ce monzogranite varie généralement de 1 et 7 mm, mais peut atteindre 1 cm dans le cas de rares tablettes de feldspath potassique. De plus, il renferme de rares petites enclaves à grain fin (< 1 mm) enrichies en biotite (2C66 ; X = 317,60 ; Y = 2 179,60).

L'étude pétrographique de ce faciès révèle une texture hypidiomorphe de grain fin à moyen, légèrement myrmékitique, à tendance monzonitique ou non. En dehors de la présence d'un peu de muscovite (1 à 2 %), la composition est analogue à celle du monzogranite à grain fin-moyen des autres entités, avec 10 à 15 % de biotite de teinte brun-vert et fortement pléochroïque, en paillettes isolées ou en petits amas ayant tendance à cloisonner le quartz et les feldspaths, et 1 à 2 % de muscovite.

L'analyse chimique de l'échantillon LU2C66 (annexes 2-3-4) révèle une composition qui se situe (*cf. supra*) dans les mêmes intervalles que pour les trois échantillons de monzogranite porphyroïde Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier et cela aussi bien pour les éléments majeurs que pour les traces. Il est donc fort probable que les deux faciès de monzogranite à biotite proviennent du même magma et que le passage de l'un à l'autre se fait par une variation de la granulométrie, comme dans le cas du massif du Legé (carte à 1/50 000 Palluau, Lahondère *et al.*, 1989).

**Bande située en bordure nord du massif de monzogranite porphyroïde de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.** En bordure nord de ce massif, le monzogranite porphyroïde passe progressivement mais rapidement, par diminution de la taille de grain, à un monzogranite de grain fin à moyen. La meilleure zone d'affleurement est située en bordure de l'Yon, au Nord de Chaillé-sous-les-Ormeaux. En rive droite de l'Yon, un monzogranite à grain moyen forme une barre rocheuse discontinue en aval du point coté  $z = 34$  sur la carte topographique à 1/25 000. Ailleurs, le monzogranite à grain fin-moyen affleure sporadiquement sous forme de blocs et boules épars, que l'homme a fréquemment déplacés. C'est par exemple le cas à l'Ouest de Nesmy, au Sud du hameau le Chaillot, où dans un bosquet (1A29 ; X = 311,03 ; Y = 2 183,70), le monzogranite constitue un petit chaos de boules ; ces boules sont constituées d'un monzogranite à grain  $\leq 4$  mm, relativement riche en biotite, avec de petites enclaves sombres très riches en biotite et de longueur  $\leq 15$  cm.

L'étude de lames minces montre une texture hypidiomorphe de grain fin ( $\leq 1$  mm) à moyen ( $\leq 7$  mm), parfois légèrement myrmékitique, et une composition modale de monzogranite avec 7 à 15 % de biotite brun-rouge à brun-vert (1A29) et parfois un peu de muscovite primaire. La composition minéralogique est qualitativement analogue à celle du monzogranite porphyroïde à biotite, en dehors du fait que le feldspath potassique n'apparaît que sous un seul habitus : en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes pouvant englober de petits cristaux de plagioclase, quartz, biotite (1B40). L'échantillon LU1A29 renferme une petite enclave, de 1 cm de longueur, constituée de muscovite, biotite brun-vert plus oxyde Fe-Ti accessoire.

**Analyses géochimiques.** Les deux analyses chimiques (LU1A29 et 2C66, annexes 2-3-4) effectuées sur le faciès de monzogranite à grain fin-moyen

mettent en évidence une composition proche de celle des monzogranites porphyroïdes :  $\text{SiO}_2 = 67,20\text{-}67,85 \%$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} = 2,68\text{-}3,03 \%$  ,  $\text{MgO} = 0,95\text{-}1,00 \%$  , avec  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,60$  et  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 65\text{-}72$  soit  $11,5$  à  $13,0 \%$  de minéraux colorés ;  $\text{K}_2\text{O} = 4,82\text{-}5,15 \%$  pour des teneurs en  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  un peu plus faibles (1A29) ou légèrement plus élevées (2C66). Cela se traduit par une répartition dans le même champ de composition dans les diagrammes Q-P et B-P (fig. 8, 9), dans lesquels l'échantillon (1A29) se distingue cependant par sa position plus à droite à cause d'un paramètre P plus élevé ce qui traduit un caractère plus potassique et moins calcique et sodique. Cette analogie de composition se retrouve également dans les gammes de teneurs en éléments traces :  $\text{Ba} = 1\ 367\text{-}1\ 747$  ppm,  $\text{Sr} = 822\text{-}1\ 235$  ppm,  $\text{Th} = 54\text{-}57$  ppm,  $\text{Zr} = 200\text{-}327$  ppm. Les teneurs en  $\Sigma\text{TR}$  sont plus élevées que dans le faciès porphyroïde (543-554 contre 410-474 ppm), associées à un fractionnement comparable à plus important entre TR légères et TR lourdes :  $91,8 < \text{La}/\text{Yb})\text{N} < 140,8$ , par rapport au faciès porphyroïde (fig. 11). Ces données indiquent une origine à partir du même type de magmatisme, subalcalin, que les monzogranites porphyroïdes à biotite du massif du Tablier.

**Enclaves de roches magmatiques sombres.** Elles sont rares, de petite taille ( $L \leq 15$  cm), à grain fin et riches en biotite.

**Enclaves de métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent.** Au Nord du bourg de Chaillé-sous-les-Ormeaux, a été cartographié en limite du monzogranite à grain fin-moyen, à biotite, un panneau d'orientation  $\text{N}70^\circ\text{E}$ , de métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent, formé de micaschistes-paragneiss ( $\zeta\text{-}\xi$ ) et d'une étroite bande de métaquartzites phtanitiques ( $\chi_{\text{ph}}$ ). Les micaschistes-paragneiss sont fortement séricitisés et contiennent une biotite ferruginisée. En revanche, l'étude pétrographique d'un échantillon de métaquartzite graphiteux montre une roche très fraîche à texture granoblastique finement rubanée et renfermant du grenat incolore sous forme d'innombrables petits cristaux, plus ou moins arrondis avec un diamètre  $\leq 0,4$  mm et généralement proche de  $0,1$  mm, soit dispersés, soit concentrés -jusqu'à former une grenatite- dans de minces lits lenticulaires.

**Corps situés au sein du massif de granite hétérogène de La Roche-sur-Yon.** Des observations faites au sein du massif de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie (Chèvremont *in* Béchenne *et al.*, 2008) montrent que le monzogranite à grain fin-moyen à biotite y est en mélange magmatique avec un granite à deux micas, le tout étant injecté de filons et de bouffées d'aplite et/ou de pegmatite à muscovite plus parfois tourmaline (*cf.* §  $\Upsilon\text{h}$ ). Sur le territoire de la carte Luçon, ce faciès de monzogranite a été observé à deux endroits : à l'Ouest du hameau des Brancadières, sous forme d'une boule isolée, vraisemblablement déplacée par l'homme, et à l'Ouest de la ferme de La Rabotière, le long du ruisseau qui se jette dans l'Yon, où un corps de direction  $\text{N}60^\circ\text{E}$  et d'environ  $1$  km de longueur a été cartographié. Dans ce corps sont implantées trois petites carrières

abandonnées, indiquées sur la carte ; la principale se trouve en rive droite (Nord) du ruisseau, à 1 km à l'Ouest de La Rabotière et montre un granite à biotite à fabrique planaire nette et à grain moyen, plurimillimétrique, renfermant de sporadiques tablettes de feldspath potassique de 1 à 2 cm de longueur. Dans la carrière située en limite occidentale du corps et en rive droite (Sud) du ruisseau, le monzogranite est altéré, transformé en une isaltérite, et recoupé par deux minces filons de leucogranite à grain moyen à deux micas, parallèles, de direction N15°E avec un pendage de 80° vers l'Est et une puissance de 30 cm pour l'un et de 1 m pour l'autre.

### **Monzogranites à tendance calco-alkaline s.s.**

Le massif de monzogranite porphyroïde d'Avrillé se singularise par deux caractères :

- une affinité à tendance calco-alkaline s.s. ;
- le fait qu'il constitue l'entité la plus méridionale du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen.

En outre, en bordure orientale de ce massif se trouve un petit corps de microgranite à biotite, également d'affinité calco-alkaline à subalkaline.

${}^3\text{p}\gamma\text{A}$ . **Monzogranite porphyroïde à biotite, du massif d'Avrillé (313 ± 3 Ma sur monazites, 293 ± 3 Ma sur zircons)**. Sur ses bordures occidentale et orientale, le massif circonscrit d'Avrillé est intrusif dans les roches métamorphiques du goupe de Nieul-le-Dolent ; sur son flanc nord, il est limité par une faille de direction N120°E, à remplissage de quartz, qui le sépare de ces mêmes roches métamorphiques, tandis que sur sa frange méridionale, il est surmonté par la couverture sédimentaire mésozoïque. Seule la partie la plus orientale du massif d'Avrillé se trouve sur le territoire de la carte Luçon, le reste du massif se situant sur le territoire de la carte Les Sables-d'Olonne – Longeville, où se situe la localité d'Avrillé.

Les relations entre le massif d'Avrillé et son encaissant oriental sont bien visibles à l'extrémité sud du bourg de Moutiers-les-Mauxfaits (*cf.* § suivant). Le faciès porphyroïde du massif d'Avrillé affleure, sous forme de sporadiques petits chaos de boules ou de rares dalles, en fond de vallées essentiellement ; sur les plateaux, le monzogranite, plus ou moins arénisé, apparaît uniquement à la faveur d'entailles anthropiques telles que talus de routes et fondations de bâtiments. Cinq petites carrières abandonnées ont été recensées et figurées sur la carte : trois le long du ruisseau précité, dans la partie ouest de Moutiers-les-Mauxfaits, et deux en rive gauche du ruisseau de Boisseau, l'une à l'Est de la ferme de la Vrignaie et l'autre à l'Est de la ferme de Puravault.

La principale de ces cinq carrières abandonnées est située dans la partie la plus occidentale du bourg de Moutiers-les-Mauxfaits (X = 310,78 ; Y = 2 172,75),

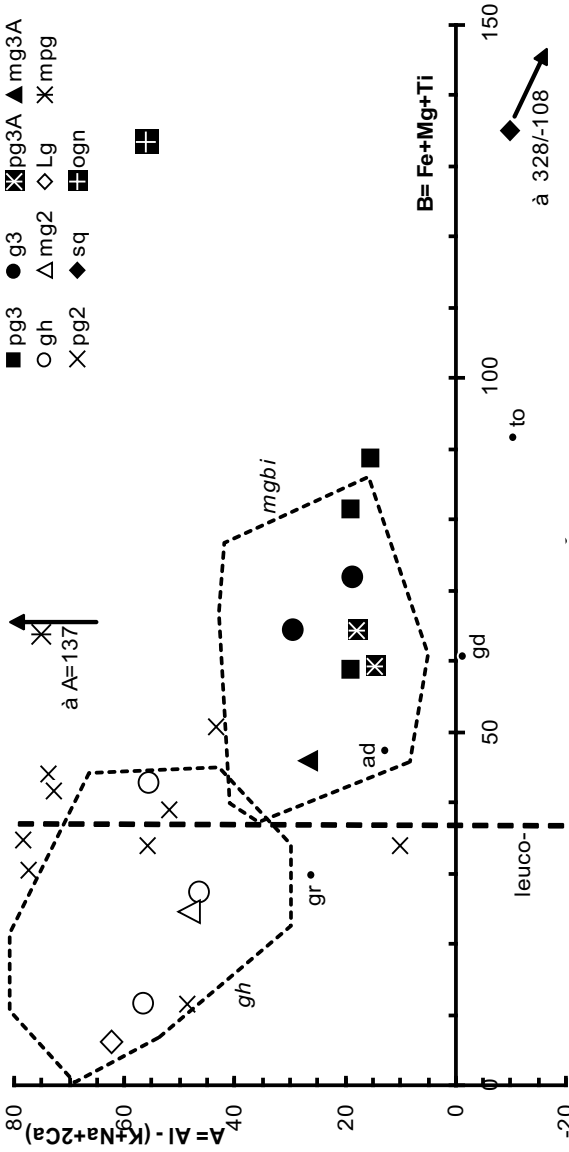
sur des terrains privés. Le monzogranite porphyroïde y montre des tablettes de feldspath potassique dont la longueur varie entre 1 et 4 cm et qui ont une orientation planaire de direction N135°E avec un pendage de 80° vers le Nord-Est. La principale famille de diaclases a une direction N65°E avec un pendage subvertical et est recoupée par une faille de direction N155°E avec un pendage de 80° vers le Nord-Est. Dans la partie la plus orientale de la carrière, ce monzogranite porphyroïde est recoupé par 1) un filon de leucogranite à grain fin, de direction N60°E avec un pendage de 80° vers le Nord-Ouest et d'une puissance de 1,30 m, figuré sur la carte et 2) un mince filon lenticulaire de quartz blanc, de puissance  $\leq 10$  cm, parallèle au filon de leucogranite et situé à environ 1 m au Nord-Ouest de ce filon. Dans la partie supérieure de la carrière, le monzogranite et le leucogranite se situent dans l'horizon fissuré, caractérisé par un débit suivant un dense réseau de fractures subhorizontales.

Le chaos le plus spectaculaire se trouve dans le lit du ruisseau de Boisseau à l'Est de la ferme de la Porcherie, immédiatement en aval du pont à la cote  $Z = 20$  ( $X = 310,98$  ;  $Y = 2\,168,25$ ). Ce chaos est constitué d'un monzogranite porphyroïde avec des tablettes de feldspath potassique dont la longueur atteint 4 cm et de rares petites enclaves ovoïdes et à grain fin, sombres par suite de leur richesse en paillettes de biotite ; la plus grande de ces enclaves présente une section elliptique avec un grand axe de 35 cm pour un petit axe de 20 cm ; de rares filonnets de leucogranite, de puissance proche de 1 cm, recoupent l'ensemble. En rive gauche (ouest) du ruisseau, un rocher a fait l'objet d'un début de découpage d'un rouleau cylindrique par l'homme.

L'affleurement le plus méridional se trouve dans l'angle sud-ouest de la feuille, à 500 m au SSW de la ferme de La Bougrière, au fond d'un vallon entaillant les calcaires du Pliensbachien. Cet affleurement consiste en une dalle associée à des boules éparées. Un échantillon (LU5C04 ;  $X = 310,33 = 46^{\circ}26'527$  ;  $Y = 2\,167,15 = 1^{\circ}26'138$ ) y a été prélevé pour datation radiométrique.

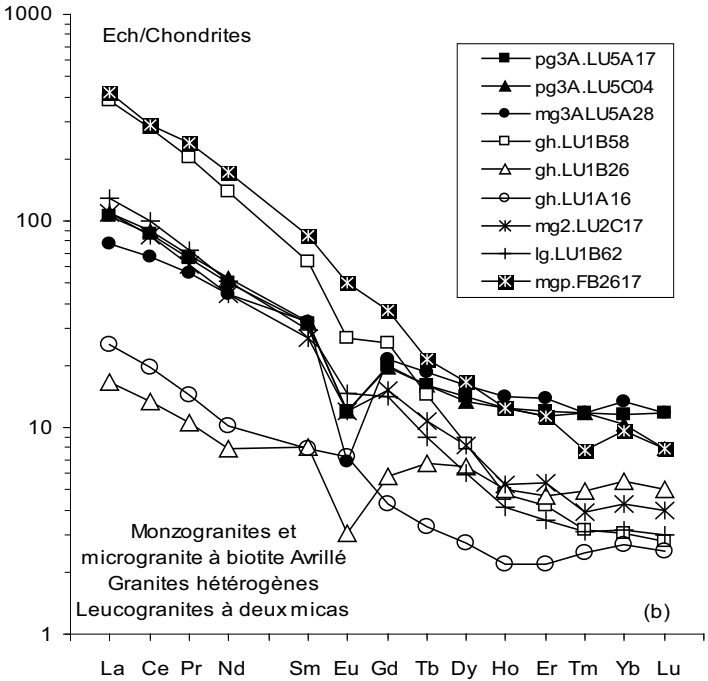
Sur les plateaux, le meilleur lieu d'observation se situe au Nord de Moutiers-les-Mauxfaits : immédiatement au Nord de Saint-Jean-Neuf, les talus, fraîchement entaillés, d'une déviation de la D 747 montraient, en 2008, une isaltérite de monzogranite porphyroïde et deux principaux filons de quartz blanc de direction N120°E, l'un intragranitique et l'autre au contact du granite avec son encaissant schisteux. Des arènes granitiques, remaniées ou non, ont également été observées dans la partie nord-est de Moutiers-les-Mauxfaits et dans le hameau du Plessis, en limite occidentale de la carte Luçon.

L'étude pétrographique en lame mince montre une texture et une composition minéralogique analogues à celles du monzogranite porphyroïde du massif de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier, à l'exception de deux observations particulières : d'une part, la biotite est généralement de teinte brun-vert avec un pléochroïsme intense, d'autre part, dans un échantillon prélevé à l'extrémité



pg2 : granites porphyroïdes à 2 micas de la carte La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1989) ; pour les autres notations voir tab. 2 G2 en annexe ;  
 aires délimitées en pointillé : champs de compositions des monzogranites à biotite (mghi) et granites hétérogènes (gh) de la carte  
 Le Poiré-sur-Vie et des analyses de Stussi (1976)

**Fig. 12 - Diagramme A-B pour les granites et microgranites de la carte Luçon et deux de leurs enclaves**



Normalisation aux chondrites selon Evensen *et al.*, (1978). Pour les notations voir tabl. 2- G1 en annexe

**Fig. 13 - Spectres de Terres Rares pour des monzogranites, granites et microgranites de la carte Luçon et pour deux de leurs enclaves**



ouest de Moutiers-les-Mauxfaits (5A17 ; X = 310,62 ; Y = 2 172,92), les tablettes feldspathiques sont constituées soit d'un monocristal d'orthose, soit d'un assemblage d'innombrables petits cristaux de plagioclase et d'orthose. Nous n'avons pas observé la présence d'amphibole, mais d'après la notice de la carte géologique à 1/80 000 Les Sables-d'Olonne (Butel *et al.*, 1965), une hornblende verte fait partie des minéraux accessoires du monzogranite d'Avrillé, ce qui est compatible avec l'affinité subalcaline de ce monzogranite.

Deux analyses chimiques (LU5A17 et 5C04, annexes 2-3-4) montrent que le monzogranite à biotite du massif d'Avrillé se distingue de celui des autres granitoïdes à biotite du Bas-Bocage vendéen par un caractère plus acide ( $\text{SiO}_2 = 70,3-70,7$  contre  $65,3-68,9$  %), moins potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,1-4,5$  contre  $4,9-5,4$  %) et plus sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,50-3,60$  contre  $3,06-3,30$  %), ce qui le situe à proximité du pôle adamellite dans le diagramme de classification Q-P (fig. 8). En revanche, ses teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  (2,55 %) et MgO (0,9-1,1 %) sont analogues à celles des monzogranites les plus évolués et en particulier à celles des deux échantillons du faciès à grain fin-moyen ( $I^3$ ), comme le montre sa position dans les diagrammes B-P et A-B (fig. 9, 12), le paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  étant de 59-64, ce qui correspond à 10,7-11,6 % de minéraux colorés. Le diagramme A-B montre en outre un caractère peu alumineux, équivalent à celui des autres monzogranites, avec  $A = 14-17,4$  contre  $15-18,4$  et  $A/\text{CNK} = 1,05-1,07$  dans les deux cas, exception faite de LU1A29, qui est un plus alumineux avec  $A = 28,9$  et  $A/\text{CNK} = 1,10$ .

En ce qui concerne les éléments en traces, le monzogranite à biotite du massif d'Avrillé se distingue, comme le montre le spectre multi-élémentaire (fig. 10), des monzogranites à biotite des autres massifs du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen par des teneurs beaucoup moins élevées en Ba (376-474 contre 1 452-2 665 ppm), Sr (125-129 contre 856-1 283 ppm), Zr (128-137 contre 238-447 ppm) et Th (22-24 contre 32-58 ppm). Ce faciès est également appauvri en Terres Rares ( $\Sigma\text{TR} = 130-134$  contre 345-660 ppm) et caractérisé par un plus faible fractionnement entre Terres Rares légères et Terres Rares lourdes :  $9,2 < (\text{La}/\text{Yb})\text{N} < 10,7$  (fig. 13). Ces caractéristiques correspondent à un magmatisme à tendance plus calco-alcaline *s.s.* que calco-alcaline Mg-K. Cette tendance calco-alcaline *s.s.* est confortée par la composition de la biotite (moyenne de 14 analyses ponctuelles) :  $\text{SiO}_2 = 37,03$  % ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,27$  % ;  $\text{FeO}_t = 19,37$  % ;  $\text{MnO} = 0,31$  % ;  $\text{MgO} = 9,69$  % ;  $\text{Na}_2\text{O} = 0,15$  % ;  $\text{K}_2\text{O} = 9,23$  % ;  $\text{TiO}_2 = 3,96$  %. Cette biotite est plus alumineuse et moins magnésienne que celle des granitoïdes calco-alcalins Mg-K communs ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15$  % ;  $\text{MgO} > 10$  %) à composition de roche totale équivalente.

L'échantillon LU5C04 a, en outre, fait l'objet d'une séparation et d'un tri de minéraux lourds (Jézéquel, 2008) ainsi que de deux datations radiométriques. L'inventaire des minéraux lourds est le suivant : biotite, chlorite, hydroxydes de fer, magnétite, zircon, pyrite, apatite et monazite. Le zircon est fumé,

automorphe, fortement zoné et de taille  $> 100 \mu\text{m}$  ; dans le diagramme IA vs IT (fig. 14) les 43 grains indexés se répartissent dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins *s.s.* à calco-alcalins magnésio-potassiques.

La monazite est limpide et jaune ; sa datation par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique (Cocherie, 2008) donne un âge de  $313 \pm 3 \text{ Ma}$  (fig. 15) se situant autour de la limite (315 Ma) Namurien – Westphalien et nettement plus jeune que ceux de  $329 \pm 6$  et de  $335 \pm 12 \text{ Ma}$ , obtenus par la même méthode pour les monzogranites porphyroïdes à biotite des massifs d'Aizenay (Béchenec *et al.*, 2008) et de Legé (Lahondère *et al.*, 2009), respectivement.

Cependant, les datations des zircons, par la méthode U-Pb donnent des âges nettement plus jeunes :  $301 \pm 3 \text{ Ma}$  pour le zircon du monzogranite de Legé, daté par couplage laser-ICPMS-MC (Cocherie, 2007a-b) et  $293 \pm 3 \text{ Ma}$  (fig. 16) à la SHRIMP de Canberra (Cocherie, 2009) pour le zircon de LU5C04, ce qui situe la mise en place du monzogranite d'Avrillé autour de la limite entre le Stéphanien et le Permien. Le problème des différences d'âges entre monazites et zircons est discuté plus loin dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ».

$\mu\gamma\text{A}^3$ . **Microgranite à biotite, de la bordure orientale du massif d'Avrillé.** Ce faciès particulier constitue un étroit corps lenticulaire, en bordure orientale du massif monzogranitique d'Avrillé, le long de son endocontact avec les schistes tachetés qu'il recoupe sur son flanc oriental, à Moutiers-les-Mauxfaits. Il a en outre pour caractère pétrographique spécifique, la présence d'abondantes micropegmatites visibles uniquement en lame mince. Il affleure à Moutiers-les-Mauxfaits, sur les deux rives du ruisseau qui passe au Sud du bourg :

- d'une part, en rive gauche (Nord), immédiatement à l'Est de la D 747, dans les talus de la petite route qui passe au Sud du collège privé Saint-Jacques-le-Majeur, où il est en contact avec des schistes tachetés ;
- d'autre part, en rive droite (Sud) dans le parc public qui se trouve à l'Ouest de la D 747, où la transition, vers l'Ouest, avec le faciès porphyroïde ( $\rho\gamma\text{A}^3$ ) est brutale.

Il s'agit d'une roche mésocrate à grain fin-moyen, de teinte grise, dans laquelle il est possible de distinguer, à la loupe, du quartz, des feldspaths et de la biotite. L'étude pétrographique d'une lame mince révèle une texture particulière : des cristaux subautomorphes à automorphes, de 1 à 4 mm de long, se détachent sur un fond xénomorphe à grain fin ( $< 1 \text{ mm}$ ) avec d'abondantes micropegmatites correspondant à des associations symplectiques de quartz et de deux types de feldspaths : orthose et plagioclase acide (albite-oligoclase). Les cristaux subautomorphes à automorphes sont constitués des minéraux suivants, par ordre d'abondance décroissante : plagioclase zoné avec un cœur fortement

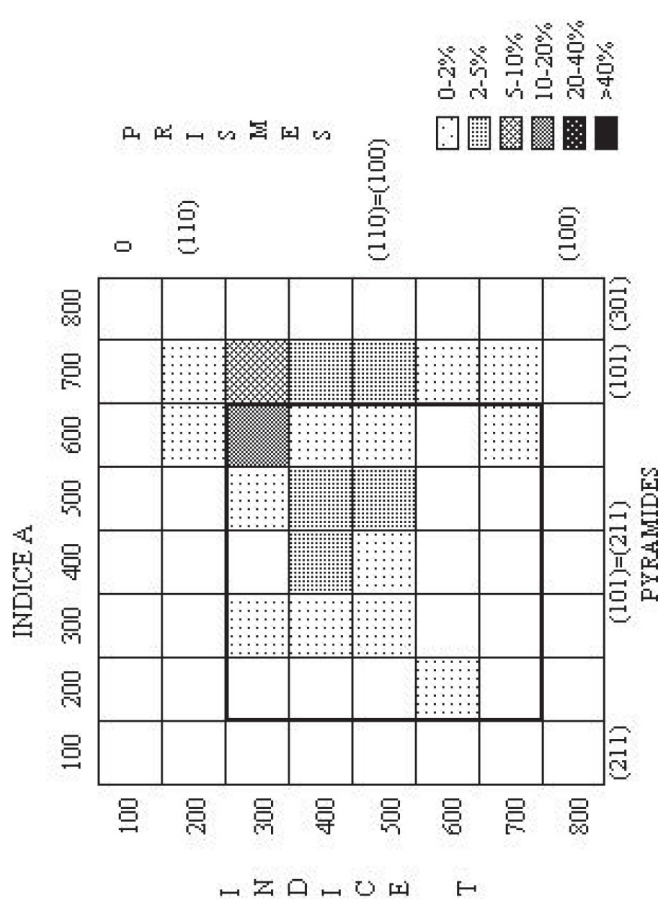


Fig. 14 - Diagramme de répartition typologique des 43 grains de zircons indexés, extraits de l'échantillon LU5C04 dans le domaine 4 des granites de type calco-alcalin s.s. et calco-alcalin K = MgK

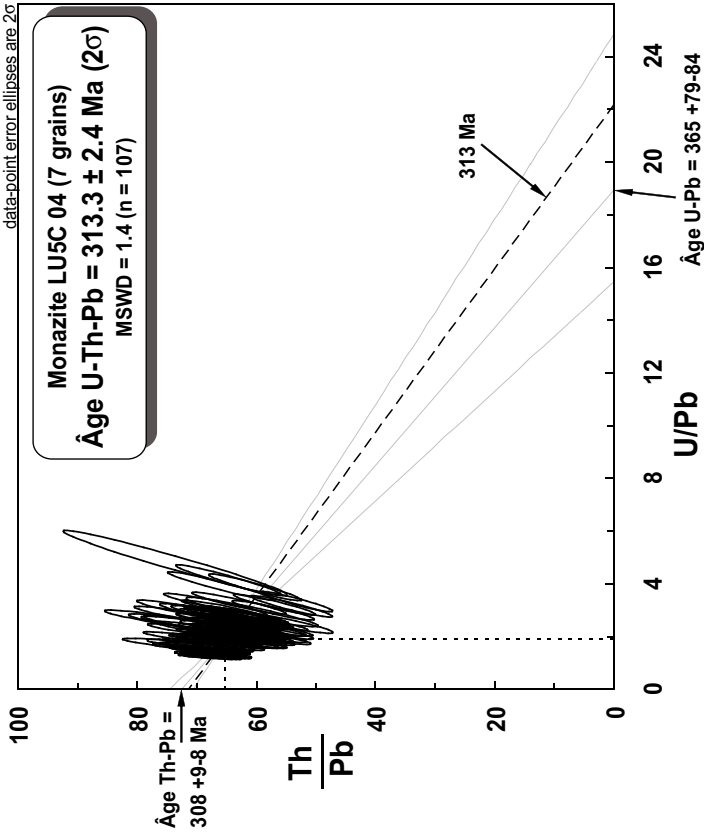


Fig. 15 - Diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  pour LU5C04. L'isochrone théorique est notée en pointillés (313 Ma) ; sa pente est voisine de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur

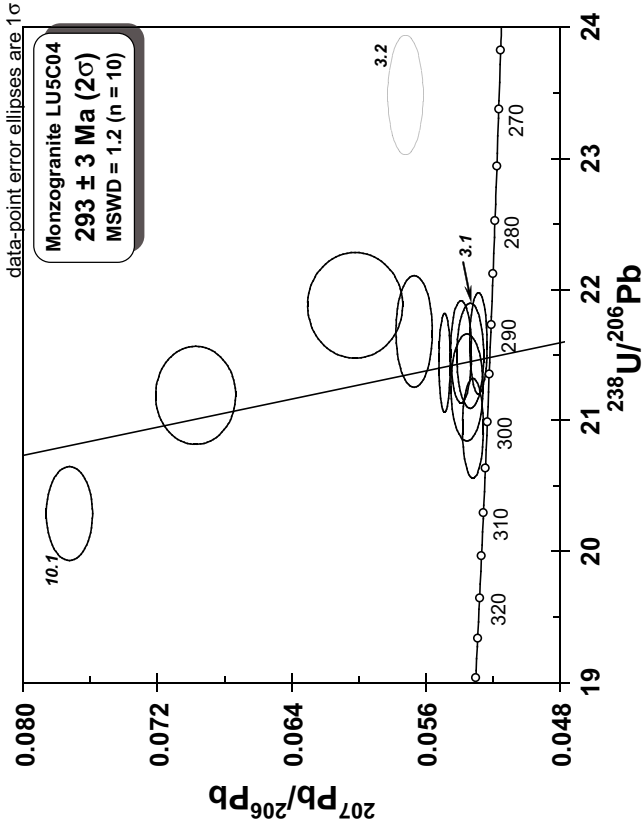


Fig. 16 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses sur les zircons extraits de l'échantillon LU5C04 du monzogranite d'Avrillé

séricitisé ; biotite brun orangé aux clivages parfois légèrement tordus ; quartz à extinction fortement onduleuse ; orthose présentant la macle de Carlsbad. En dehors des micropegmatites, le fond xénomorphe est constitué d'orthose, de quartz, de plagioclase non ou peu zoné et de biotite brun orangé. Apatite, zircon et monazite sont des minéraux accessoires, en inclusions dans de la biotite pour l'essentiel.

Une analyse chimique (échantillon LU5A28, annexes 2-3-4) montre que sa composition est nettement plus acide que celle du monzogranite porphyroïde à biotite du massif d'Avrillé ( $\text{SiO}_2 = 73,3$  contre  $70,3-70,7\%$ ), un peu plus potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,96$  contre  $4,14-4,46\%$ ), moins sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,1$  contre  $3,5-3,6\%$ ) et moins calcique ( $\text{CaO} = 0,7$  contre  $1,7-1,8\%$ ). Cette composition est plus pauvre en  $\text{MgO}$  ( $0,6$  contre  $0,9-1,1\%$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  ( $2,16$  contre  $2,55\%$ ) et  $\text{TiO}_2$  ( $0,3$  contre  $0,4\%$ ), ce qui se traduit par un paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  de  $46$  contre  $59-64,5$  et, corrélativement, par un indice de coloration (B %) de  $8,3$  contre  $10,7-11,6\%$ . Cette composition est proche de celle du pôle granite de référence dans les diagrammes de classification Q-P et B-P (fig. 8, 9), mais le diagramme A-B (fig. 12) illustre le fait qu'elle se distingue de celle des granites subleucocrates à leucocrates par un indice de coloration un peu plus élevé et surtout par un paramètre A nettement moins élevé, ce qui est conforme à l'absence de muscovite. Enfin, avec  $A = 26,3$  contre  $14-17,4$  et  $A/\text{CNK} = 1,11$  contre  $1,05-1,07$  le microgranite est cependant nettement plus alumineux que le monzogranite porphyroïde d'Avrillé.

Par rapport à ce dernier, le microgranite LU5A28 est un peu plus riche en Th :  $29$  contre  $22-24$  ppm. En revanche, il est nettement moins riche en Ba ( $231$  contre  $376-474$  ppm) et surtout Sr ( $52$  contre  $125-129$  ppm) ce qui traduit un caractère peu plagioclasiq. Il est aussi moins riche en Zr ( $108$  contre  $128-137$  ppm), (fig. 10) Terres Rares ( $\Sigma\text{TR} = 109$  contre  $130-134$  ppm, avec  $\text{La}/\text{Yb}^* = 5,83$ ) (fig. 13). Les teneurs en ces éléments traces sont cependant environ deux fois plus élevées que dans l'échantillon de microgranite filonien analysé dans le cadre de la carte Le Poiré-sur-Vie (*in* Béchenec *et al.*, 2008), pour lequel : Th =  $16$  ppm, Ba =  $98$  ppm, Zr =  $54$  ppm,  $\Sigma\text{TR} = 83$  ppm et Sr =  $29$  ppm.

Le spectre multi-élémentaire (fig. 10) et celui de Terres Rares (fig. 13) de ce microgranite présentent beaucoup d'analogies avec ceux des monzogranites  $\text{p}^3\text{YA}$ , ce qui suggère que ces deux types de roches acides sont issus du même type de magmatisme. Cependant, la différence de composition entre ces deux types de roches indique que le microgranite ne représente pas, par son caractère plus différencié, un faciès de « bordure figée » du monzogranite porphyroïde, mais résulte d'une intrusion indépendante. Compte tenu du caractère différencié de ce microgranite, ces caractéristiques s'inscrivent dans un type de magmatisme intermédiaire entre les magmatismes calco-alcalin Mg-K (caractère potassique) et calco-alcalin (faibles enrichissements en éléments traces spécifiques).

L'absence de muscovite primaire écarte l'hypothèse d'une origine à partir d'un magmatisme peralumineux.

### **Granites hétérogènes de la terminaison sud-est du massif de La Roche-sur-Yon – Venansault**

Les massifs granitiques de La Roche-sur-Yon – Venansault et du Poiré-sur-Vie sont des entités complexes, correspondant à des associations spatiales de différents types de granites incluant d'abondantes enclaves - de taille très variable - de leur encaissant : les roches métamorphiques du groupe de Nieul-le-Dolent. La caractéristique essentielle de ces deux massifs est cette hétérogénéité et non la présence, sporadique, de sillimanite ; cependant, sur le territoire de la carte de Luçon, la sillimanite est nettement plus fréquente que sur les territoires des cartes Le Poiré-sur-Vie et Palluau. La variété granitique comprend :

- un granite alumino-potassique, subleucocrate à leucocrate, prédominant, à grain variable, fréquemment hétérogène - fin à moyen voire subgrossier - à l'échelle de l'affleurement, généralement à deux micas et fréquemment à sillimanite de type fibrolite ;
- un granite mésocrate à biotite, un peu de muscovite et sillimanite accessoire ;
- un monzogranite subalcalin, mésocrate, à grain fin-moyen, à biotite et rare muscovite, correspondant au faciès de type  $\gamma^3$  décrit ci-dessus et 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 figurés sur une carte à 1/50 000, de sorte que seuls quelques filons sont représentés sur la présente carte.

La variété des roches métamorphiques enclavées comprend :

- des roches du groupe de Nieul-le-Dolent : abondants micaschistes et paragneiss micacés, localement migmatitiques ; métaphtanites, associées à des micaschistes ou isolées ;
- de rares amphibolo-pyroxénites rubanées, observées uniquement au Nord-Est de Venansault sur le territoire de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) ;
- un gneiss micacé à porphyroclastes de quartz et de feldspaths (FK >> plagioclase) appartenant à la formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier ( $\rho^{\zeta}pCH$ ), observé en un seul endroit, sur le territoire de la commune de Saint-Florent-des-Bois.

Le massif de La Roche-sur-Yon – Venansault se poursuit vers le Nord-Ouest sur le territoire de la carte Le Poiré-sur-Vie, vers le Nord sur celui de La Roche-sur-Yon et vers l'Ouest sur celui des Sables-d'Olonne – Longeville.

**$\Upsilon_h$ . Granite hétérogène, à biotite, fréquente muscovite et sillimanite, à filons et bouffées d'aplite et/ou de pegmatite.** La notation  $\Upsilon_h$  et la teinte correspondante, s'appliquent aux nombreux 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'enclave métamorphique. Globalement, cette entité comprend donc toutes les variétés de granites citées ci-dessus et leurs éventuelles enclaves métamorphiques. Cependant, le faciès prédominant est un granite à deux micas et à sillimanite relativement fréquente, se distinguant par trois caractères :

- une taille de grain fréquemment hétérogène à l'échelle de l'affleurement ;
- la fréquence des injections d'aplite et/ou de pegmatite ;
- la présence de sillimanite, rarement visible macroscopiquement mais fréquemment observée dans les lames minces issues de la carte Luçon.

Les conditions d'affleurement sont en général médiocres, du fait d'un important développement des arènes et autres formations superficielles. Un seul corps de monzogranite à grain fin-moyen, à biotite, a pu être délimité cartographiquement, le long du ruisseau situé à l'Ouest de La Rabotière (*cf. supra*  $\Upsilon^3$ ) mais aucun contact entre les deux principaux types de granites n'a pu être observé. Cependant, au voisinage immédiat de la bordure nord du massif de monzogranite à biotite du Tablier apparaît localement un faciès particulier de granite mésocrate à subleucocrate :

- en rive gauche de l'Yon, la carrière abandonnée située (LU1B58, X = 315,85 ; Y = 2 183,52) à 500 m à l'WSW de la ferme de la Proutière montre un granite mésocrate à grain moyen ( $\leq 6$  mm), homogène en dehors de la présence de quelques petites enclaves riches en biotite et de rares filonnets de pegmatite ; ce granite présente des compositions minéralogique et géochimique particulières, explicitées plus loin ;
- en rive droite de l'Yon, à 500 m à l'ENE de la Merlerie (LU1B40 ; X = 315,38 ; Y = 2 184,15 ; Z = 34), un affleurement rocheux est constitué d'un granite analogue en dehors d'un caractère subleucocrate.

La fréquente hétérogénéité granulaire à l'échelle de l'affleurement et parfois même de l'échantillon se traduit par des variations de la taille de grain dans le granite lui-même et/ou par des ségrégations pegmatitiques ou aplito-pegmatitiques, concordantes ou sécantes sur la fabrique magmatique du granite. Cependant, par endroits le granite est relativement homogène, constitué d'un faciès de grain moyen à subgrossier ( $\leq 1$  cm), à deux micas, analogue au granite de type  $m\Upsilon^2$  en dehors de l'habitus de la muscovite, xénomorphe, et de la fréquente présence de sillimanite. Ce faciès relativement homogène apparaît notamment aux endroits suivants :



- dans la petite carrière située à 500 m au SSE du hameau des Brancadières (LU1A16 ; X = 313,95 ; Y = 2 186,20) où il est cependant injecté par endroits de pegmatite en minces filons ou bouffées ;
- dans le bourg de Nesmy en bordure nord de la D 36 où il présente une nette fabrique planaire et un débit en dalles subhorizontales et est recoupé seulement par un filonnet de leucogranite à muscovite et tourmaline et par une veinule de quartz.

Dans une petite carrière abandonnée située à l'Est de Nesmy, immédiatement au Sud de la petite route qui mène à la Merlerie, affleure un granite à grain moyen à deux micas, qui présente aussi un débit en dalles subhorizontales ; injecté de minces filons de pegmatite à muscovite en limite sud-ouest de la carrière, il s'enrichit en biotite à son extrémité nord-ouest (LU1B26 ; X = 314,24 ; Y = 2 183,85). Des variations de la teneur en biotite sont également notées dans les carrières abandonnées de La Chevalerie, au Nord-Ouest de Nesmy, où le granite à deux micas a un grain relativement fin ( $\leq 2$  mm), présente une fabrique planaire fruste et est recoupé par des veines lenticulaires constituées soit de leucogranite, soit de quartz.

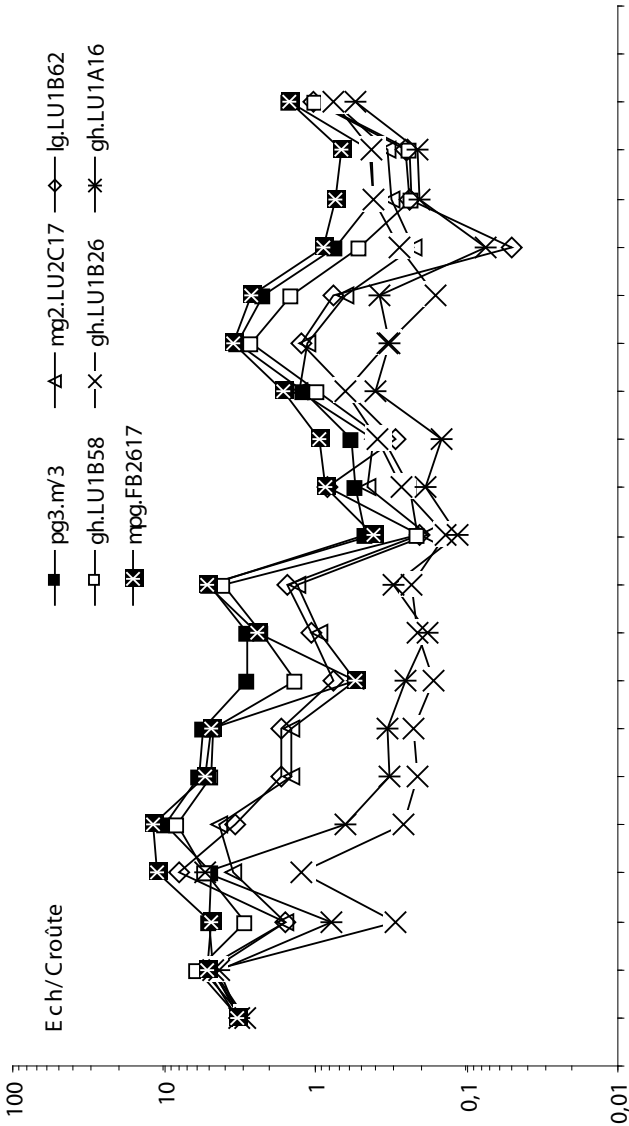
L'étude pétrographique en lame mince montre une texture hypidiomorphe ou, plus rarement, xénomorphe, à grain généralement moyen (1 à 5 mm), légèrement myrmékitique dans la plupart des cas, équante ou à fabrique planaire. Le faciès prédominant est un granite à deux micas et sillimanite accessoire, subleucocrate avec 5 à 7 % de biotite, de teinte brun-rouge lorsqu'elle est fraîche ; l'échantillon de la carrière des Brancadières se singularise par son caractère leucocrate avec environ 2 % de biotite chloritisée. La muscovite se présente sous deux habitus : d'une part en lamelles xénomorphes, dentelliformes ou aciculaires, associées à de la biotite chloritisée ou non, et d'autre part, en agrégats fibreux avec de la sillimanite. La composition modale de la phase quartzo-feldspathique est celle d'un granite. Le plagioclase est généralement subautomorphe à automorphe, rarement xénomorphe, plus ou moins zoné et séricitisé selon les individus et/ou les échantillons ; d'après les données de J.-M. Stussi (1976), il a une composition d'oligoclase-albite : An22-12 ou An18-8 au cœur, An10-6 en bordure. Le feldspath potassique a une composition d'orthose perthitique et forme des plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes pouvant englober de petits cristaux de plagioclase. Le quartz se présente sous trois habitus : 1) le principal, en plages xénomorphes à extinction ondulée parfois sous-grains, 2) en association symplectique avec de l'albite au sein de bourgeons myrmékittiques situées en bordure de cristaux de plagioclase, au contact de plages d'orthose, 3) en petits cristaux plus ou moins arrondis pouvant corroder tous les autres minéraux. En dehors de la sillimanite, les minéraux accessoires sont globalement les suivants : apatite, zircon, monazite, oxydes de fer et/ou titane, et d'après J.-M. Stussi (1976) rare uraninite.

Deux analyses chimiques (annexes 2-3-4) concernent des granites subleucocrates (LU1B26) à leucocrate (LU1A16) du massif de La Roche-sur-Yon. Ces granites ont un caractère acide ( $\text{SiO}_2 = 72,1$  et  $73,8$  %), plus potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,44$  et  $4,76$  %) que sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,62$  et  $3,47$  %), peu calcique ( $\text{CaO} = 1,05$  et  $0,61$  %), fortement peralumineux ( $A = 46$  et  $56$  ;  $A/\text{CNK} = 1,19$  et  $1,24$ ) et très faiblement magnésien ( $\text{MgO} = 0,37$  et  $0,11$ ). Conformément à l'indice de coloration, le paramètre B est faible à très faible :  $B = 27,5$  et  $11,6$  ;  $B\% = 4,95$  et  $2,1$  %. Dans les diagrammes de classification Q-P et B-P (fig. 8, 9), la composition est plus proche du pôle granite pour 1B16 que pour 1B26. Dans ces deux diagrammes et dans le diagramme A-B (fig. 12), les deux échantillons se situent dans le champ des granites alumino-potassiques des cartes Le Poiré-sur-Vie et Palluau.

En ce qui concerne les éléments en traces, ces deux échantillons se caractérisent par des teneurs en Ba (102 et 276 pm), Sr (67 et 100 ppm), Th (4 et 5 ppm), Zr (21 et 18 ppm) et Terres Rares ( $\Sigma\text{TR} = 24$  et  $29$  ppm) plus faibles que dans les leucogranites à deux micas (fig. 17). Par rapport à ces derniers, les granites hétérogènes se distinguent en outre par de faibles fractionnements entre Terres Rares légères et Terres Rares lourdes :  $3,0 < (\text{La}/\text{Yb}) \text{N} < 9,2$  (fig. 13).

Le faciès particulier de granite subleucocrate à mésocrate, à grain moyen, situé au voisinage immédiat de la bordure nord du massif de monzogranite à biotite du Tablier, se singularise par la cohabitation de deux types de feldspath potassique : orthose perthitique et microcline. La biotite est brun-rouge avec une teneur modale de l'ordre de 7 % dans la variété subleucocrate (LU1B40) et 8 à 10 % dans la variété mésocrate (LU1B58) où elle est accompagnée d'un peu de muscovite, en lamelles très xénomorphes ou en amas flexueux avec de la sillimanite.

Sur le plan géochimique (annexes 2-3-4), l'échantillon LU1B58 se distingue des autres granites hétérogènes (LU1A16 et 1B26) par une composition chimique moins siliceuse ( $\text{SiO}_2 = 70,05$  %), plus calcique et potassique, mais moins sodique ( $\text{CaO} = 1,14$  % ;  $\text{K}_2\text{O} = 4,83$  % ;  $\text{Na}_2\text{O} = 3,18$  %), plus ferromagnésienne et titanifère ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,89$  % ,  $\text{MgO} = 0,57$  % ;  $\text{TiO}_2 = 0,24$  %), ce qui se traduit par un paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} (= 43)$  et un indice de coloration (7,75 %) plus élevés. Le caractère peralumineux, peu influencé par une altération faible ( $\text{PF} = 1,30$  %), est bien marqué et s'apparente à celui des granites alumino-potassiques :  $A = 55$ ,  $A/\text{CNK} = 1,22$  (fig. 12). Ces différences de composition avec le faciès hétérogène type sont encore plus marquées en ce qui concerne les teneurs en éléments traces, systématiquement plus élevées en Ba (1 029 ppm), Sr (539 ppm), Th (40 ppm), Zr (227 ppm) et  $\Sigma\text{TR}$  (378 ppm). Les spectres multi-élémentaires (fig. 17) et de Terres Rares (fig. 13) sont très voisins de ceux des monzogranites à biotite et s'écartent beaucoup de ceux des autres granites hétérogènes et des leucogranites à deux micas. Les caractéristiques chimiques de cet échantillon sont plus proches de celles des



Normalisation à la croûte continentale (Anderson, 1988). Pour les notations voir en annexe 2 ;  $m^3$  = moyenne de 3 analyses de pg3 pour comparaison

Fig. 17 - Diagramme multi-élémentaire pour des granites aluminopotassiques et le microgranite des Pineaux

faciès monzonitiques que des faciès aluminopotassiques et suggèrent de possibles interactions, au stade magmatique, entre granites hétérogènes et monzogranites, ce qui est compatible avec le fait que cet échantillon provienne d'une carrière située quasiment à la limite entre les deux entités granitiques.

En 2007, J. Melleton (*in* Jacques *et al.*, 2008) a daté à  $334 \pm 4$  Ma, par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite, un échantillon de leucogranite prélevé par l'IGAL, dans une petite carrière abandonnée, située au Sud de La Roche-sur-Yon, immédiatement au Nord de la limite septentrionale de la carte Luçon. L'interprétation de cet âge est discutée plus loin dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ».

### **Enclaves de roches métamorphiques du groupe de Nieul-le-Dolent**

**Enclaves de paragneiss-micaschistes ( $\zeta$ - $\xi$ ).** Les enclaves de micaschistes et/ou de paragneiss micacés sont fréquentes et d'extension variable, comme sur les territoires des feuilles voisines du Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) et de La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1988) sur laquelle toutes les enclaves sont figurées avec la notation  $\zeta$  (ou  $\zeta S$  en cas de présence de sillimanite). Les enclaves de micaschistes-paragneiss sont particulièrement abondantes et volumineuses dans une zone située au Nord-Est de Nesmy et au Nord de Chaillé-sous-les-Ormeaux, en rive gauche de l'Yon. Ces enclaves sont parfois injectées de granite et sont fréquemment altérées en surface ce qui ne facilite pas l'observation lithologique. Les niveaux les plus alumineux peuvent être muscovitisés ou renfermer de la sillimanite de type fibrolite.

L'étude pétrographique d'un échantillon de micaschiste (LU1B99 ; X = 317,00 ; Y = 2 184,45) montre une texture grano-lépidoblastique rubanée et une abondance de biotite brun-rouge sous forme de paillettes de taille variable, les unes bien orientées, parallèles à la foliation principale tectono-métamorphique et fréquemment associées à de la sillimanite de type fibrolite, les autres sans orientation préférentielle, « statiques », et correspondant donc probablement à une biotite néoformée au cours du métamorphisme thermique lié à l'intrusion granitique. La muscovite y est peu abondante.

**Enclaves de métaphanites (MPh).** Les roches micacées précédentes renferment parfois de minces intercalations de métaquartzites, graphiteux ou non, mais seule une de ces lentilles de métaquartzite phanitique a été cartographiée, car suivie en continu sous forme de pierres volantes de teinte gris sombre dans des vignes, au Sud du hameau de la Bliinière sur la commune de Saint-Florent-des-Bois.

**Enclave des porphyroïdes de la formation La Chapelle-Hermier ( $\rho\zeta\rho CH$ ).** Sur la commune de Saint-Florent-des-Bois, en un point (X = 317,35 ; Y = 2 184,62) situé à 250 m à l'Est de la ferme de la Mercerie, au fond d'un

chemin creux de direction N160°E, un mini-affleurement rocheux de 60 cm x 60 cm est constitué d'un gneiss gris à porphyroclastes de quartz et de feldspaths dont la longueur varie entre 1 et 5 mm, et qui présente une foliation protomylonitique très marquée, de direction N70°E avec un pendage de 70° vers le NNW. Un peu plus au Sud, le chemin est entaillé dans un granite à deux micas fortement arénisé. Ce gneiss porphyroclastique constitue probablement une enclave de taille plus importante que ne l'indique l'affleurement, ce dernier disparaissant sous les recouvrements superficiels des prés situés de part et d'autre du chemin creux.

L'étude d'une lame mince montre des caractères pétrographiques tout à fait analogues à ceux de la formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier, décrit dans la notice de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008) et supra (ρζρCH). En effet, la texture est grano-lépidoporphyroclastique protomylonitique et les porphyroclastes, moulés par la foliation, sont constitués de trois minéraux différents : feldspath potassique largement prédominant, quartz plus ou moins recristallisé et rare plagioclase.

Malgré son caractère très ponctuel, cette observation est très intéressante car elle prouve que les granites hétérogènes de type  $\gamma_h$  sont, comme le monzogranite porphyroïde à biotite du massif du Tablier, intrusifs non seulement dans le groupe de Nieul-le-Dolent mais aussi, *pro parte*, dans l'entité métamorphique située structurellement au toit de ce groupe : la formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier dont le protolite rhyolitique est daté de l'Ordovicien inférieur tant par la méthode U/Pb sur zircon (Le Poiré-sur-Vie, Béchenec *et al.*, 2008 et *supra*) que par la méthode U-Th-Pb sur monazites (*cf. supra*).

## **Granites aluminopotassiques, subleucocrates à leucocrates**

$\rho\gamma^2$ . **Granite porphyroïde à deux micas, de la terminaison sud-est du massif de Bournezeau.** Ce granite porphyroïde se distingue de celui du Tablier par les traits suivants :

- un caractère subleucocrate, dû à une teneur modale en biotite nettement plus faible ;
- l'omniprésence et une relative abondance de muscovite, en lamelles, de forme fréquemment losangique, bien visibles macroscopiquement par suite de leur taille millimétrique à plurimillimétrique ;
- la rareté des enclaves sombres à grain fin ;
- son mode de gisement qui comprend 1) un massif circonscrit d'allongement WNW-ESE, intrusif dans les métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent : le massif de Bournezeau et 2) un petit corps annexe : le massif de la Mènerie.

Comme le montre le schéma structural, le massif de granite porphyroïde subleucocrate de Bournezeau a une direction N125°E, une longueur de 18,5 km, et se situe presque exclusivement sur le territoire de la carte à 1/50 000 La Roche-sur-Yon où il est figuré avec la notation  $\rho\gamma^3$  (Wyns *et al.*, 1989). Seule son extrémité sud-est se trouve sur le territoire de la carte Luçon, où, néanmoins, il est relayé vers le Sud-Est par le petit massif de la Mènerie d'allongement NW-SE et qui se suit sur environ 2,5 km.

L'extrémité sud-est du massif de Bournezeau, sur la carte Luçon, affleure uniquement en bordure nord d'un petit étang situé en limite septentrionale de la feuille, à 500 m au Nord du hameau de La Sauzaie (X = 332,6 ; Y = 2 185,9). Cet affleurement montre un granite porphyroïde situé dans l'horizon fissuré, caractérisé par un débit suivant un dense réseau de fractures subhorizontales. Dans le champ situé immédiatement à l'Ouest s'observent d'abondants petits blocs de granite porphyroïde avec deux faciès différents : 1) un faciès commun, avec des tablettes de feldspath potassique rose, de 1 à 2 cm de longueur, et des lamelles de biotite et de muscovite, 2) un faciès subordonné, probablement apical, se singularisant par son grain hétérogène et la présence de mica blanc sous deux habitus nettement distincts, d'une part en grandes lamelles de 1 à 2 cm de longueur, et d'autre part, en amas de très fines paillettes.

Plus au Nord, sur le territoire de la carte La Roche-sur-Yon, des affleurements de meilleure qualité sont présents dans le bourg de Bournezeau ; de plus au Sud-Est de ce dernier, de part et d'autre de la D 948, se trouvent plusieurs carrières abandonnées de même qu'un étang d'allongement E-W, situé à l'Ouest de cette route. En septembre 2008, la partie la plus occidentale de la berge nord de cet étang permettait d'observer sur plusieurs dizaines de mètres de longueur, un granite porphyroïde à deux micas avec des tablettes de feldspath potassique rose de 1 à 4 cm de long et quelques petites enclaves surmicacées ; à cet endroit ce granite est recoupé par 1) deux minces filons de leucogranite à grain fin à muscovite, l'un de direction N160°E avec un pendage de 65°E et une puissance de 20 cm, l'autre de direction N-S avec un pendage de 85°E et une puissance de 5 cm, et 2) une veine de quartz, riche en muscovite aux épontes, de direction N160°E avec un pendage de 55°E, une puissance de 5 cm.

L'étude pétrographique d'un échantillon du faciès commun de l'extrémité sud-est du massif de Bournezeau (LU4A04a) montre que sa composition minéralogique diffère de celle du monzogranite porphyroïde 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 d'après les données de J.-M. Stussi (1976) sur les granites à deux micas en général ;

- le feldspath potassique est plus abondant et de deux types : de l'orthose, prédominante et présentant parfois la macle de Carlsbad, et du microcline, finement quadrillé, les deux étant perthitiques ;
- la biotite, de teinte brun-rouge à brun orangé, se présente en lamelles isolées ou en petits amas, criblées d'inclusions de zircon et/ou de monazite ; dans certaines lamelles du mica blanc secondaire s'est développé le long des clivages ;
- la muscovite est abondante et se présente en lamelles automorphes, fréquemment kinkées, associées à de la biotite ou indépendantes.
- l'apatite est un minéral accessoire.

Aucun échantillon de ce granite porphyroïde à deux micas n'a fait l'objet d'une analyse chimique dans le cadre du levé de la carte Luçon à 1/50 000, mais dans la notice de la carte La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1989) sont données six analyses d'éléments majeurs d'échantillons de granites à deux micas de la partie sud-est du massif. Ces six analyses montrent un caractère acide ( $\text{SiO}_2 = 71,4-74,2\%$ ), plus potassique que sodique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,3-5,1$  ;  $\text{Na}_2\text{O} = 2,9-3,4\%$ ), leucocrate à subleucocrate :  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 34-42$  en valeur absolue et  $6,1-7,6\%$  en valeur relative, et très alumineux :  $A = 51-78,3$  ;  $A/\text{CNK} = 1,21-1,35$ . Dans les diagrammes de classification Q-P, B-P et A-B (fig. 8, 9, 12), ces (leuco)granites présentent des compositions similaires à celles des leucogranites  $^L\gamma^m$  et  $^m\gamma^2$  et appartiennent au même type de magmatisme alumino-potassique que ces derniers.

**$g\gamma^2$ . Granite à grain moyen-grossier, à tendance porphyroïde locale, à deux micas, du massif de La Mènerie.** Ce petit massif circonscrit constitue très probablement une apophyse du massif de Bournezeau. De petits affleurements rocheux s'observent 1) en rive gauche (nord) du ruisseau qui passe au Nord et à l'Est du hameau de la Mènerie et qui constitue un affluent, en rive droite (ouest) du ruisseau du Pont Émery, 2) un peu plus au Nord, à environ 500 m à l'Est de la Mènerie en bordure d'une piste carrossable. Le faciès commun est un granite à deux micas, peu porphyroïde avec des tablettes de feldspath potassique rose dont la longueur ne dépasse pas 2 cm. Sur l'affleurement situé 500 m à l'Est de la Mènerie ( $X = 334,86$  ;  $Y = 2\ 183,50$ ), en bordure ouest de la piste, la taille de grain ne dépasse pas 1 cm, la roche est recoupée par un dense réseau de microfissures, la biotite est chloritisée et la muscovite est bien visible, en lamelles à sections losangiques, de 2 à 10 mm de longueur. Sur l'affleurement situé 300 m plus au Sud-Est, en rive droite du ruisseau (LU4B02 ;  $X = 334,96$  ;  $Y = 2\ 183,30$ ), le granite est nettement moins fracturé et très leucocrate, riche en muscovite, qui se présente sous forme de quelques lamelles automorphes et, surtout, d'amas de petites paillettes. Plus en amont, peu avant le confluent avec le ruisseau du Pont Émery, un autre affleurement montre un leucogranite analogue avec des enclaves de micaschistes, puis un surplomb rocheux (LU4B03 ;  $X = 335,50$  ;  $Y = 2\ 183,15$ )

permet d'observer un leucogranite non porphyroïde, de grain fin à moyen, avec des enclaves de micaschistes, renfermant de minces (puissance  $\leq 5$  mm) lits très riches en paillettes de muscovite, le tout étant très fracturé, qui constitue un corps trop petit pour être figuré sur une carte à 1/50 000, est probablement intrusif dans le granite à grain moyen-grossier.

Sur les plateaux, le granite de la Mènerie est transformé en une arène de grain moyen à grossier, renfermant quelques petits blocs de granite et/ou, localement, des débris de grands cristaux de feldspath potassique rose, de petits blocs de quartz et/ou des plaquettes de micaschistes. Les blocs de granite montrent la même variété de faciès que celle observée sur les affleurements rocheux. La présence sporadique, sur toute l'étendue du massif, de faciès apicaux, peu ou non porphyroïdes et enrichis en muscovite prouve que le massif de la Mènerie correspond à la partie sommitale d'une intrusion granitique alumineuse.

L'étude pétrographique du leucogranite porphyroïde (LU4B02) montre une matrice à texture hypidiomorphe de grain hétérogène enchâssant de grands cristaux subautomorphes d'orthose - parfois microclinisée *pro parte* - englobant de nombreux petits cristaux de plagioclase et étant fréquemment corrodés par du quartz. Un réseau de microfissures intra- à intercrystallines recoupe la roche. La matrice est constituée des minéraux suivants :

- quartz à extinction fortement onduleuse, en plages xénomorphes de taille variable ;
- plagioclase subautomorphe à automorphe, présentant un zonage de composition, plus ou moins oscillatoire et un zonage d'altération, le cœur étant plus ou moins séricitisé et parfois envahi de petites paillettes de mica blanc secondaire ;
- feldspath potassique xénomorphe, de deux types : orthose perthitique et microcline ;
- muscovite en petites lamelles, fréquemment kinkées, isolées ou, en grande majorité, en petits amas cloisonnant du quartz et/ou des feldspaths ; quelques lamelles présentent des traînées opaques le long des clivages, ce qui montre que la muscovite provient en partie de l'altération pneumatolytique de biotite ;
- biotite brun-rouge ne subsistant qu'en de rares reliques, blindées par du quartz ;
- oxydes et hydroxydes de fer.

L'étude pétrographique du leucogranite non porphyroïde, de grain fin à moyen (LU4B03) montre une texture hypidiomorphe à grain hétérogène, fin à moyen ( $\leq 5$  mm), avec une déformation ductile se traduisant non seulement par des kinks sur les lamelles de mica et une extinction fortement onduleuse du quartz, mais également par une torsion des macles polysynthétiques du plagioclase. La composition minéralogique est analogue à celle de la matrice du



faciès porphyroïde en dehors du fait que la biotite est nettement plus abondante que la muscovite. Cette biotite a une teinte brun-rouge et est criblée d'inclusions de zircon et/ou de monazite ; une discrète altération en mica blanc apparaît le long des clivages de certaines lamelles. L'observation pétrographique d'une enclave de micaschiste montre la présence de muscovite néoformée en paillettes obliques sur la foliation métamorphique, voire suborthogonales à cette foliation dans le cas de minces lits très riches en mica blanc.

$m\gamma^2$ . **Granite à grain moyen, à deux micas, du massif de La Gerbaudière.** Ce granite se distingue du précédent ( $p\gamma^2$ ) par son caractère non porphyroïde et, corrélativement, par une taille de grain globalement plus faible, se situant généralement entre 1 et 5 mm. Les lamelles de muscovite sont également bien visibles et de forme fréquemment losangique.

Il s'en distingue aussi par son mode gisement : en effet, il constitue le petit massif de la Gerbaudière, d'allongement N-S, situé au Sud de Saint-Florent-des-Bois entre la limite orientale du massif de monzogranite porphyroïde à biotite du Tablier et les métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent. Il est intéressant de remarquer que le massif de Bellevue, situé à l'Ouest de Beaulieu-sous-la-Roche (carte Le Poiré-sur-Vie, Béchenec *et al.*, 2008), a la même composition et se trouve, comme le montre le schéma structural, en bordure occidentale du Complexe granitique de forme elliptique centré sur Les Clouzeaux, dans une position diamétralement opposée sur le grand axe de l'ellipse.

Ce granite affleure largement dans le hameau de la Gerbaudière, entre des maisons et sous certains bâtiments ; de plus il a été l'objet d'une exploitation dans une petite carrière abandonnée et remblayée, située à 250 m à l'Ouest du Fief, en bordure nord de la D 50. Les affleurements rocheux de la Gerbaudière montrent un granite homogène en dehors de la présence de quelques cristaux feldspathiques de longueur centimétrique et de très rares enclaves ou loupes surmicacées, de longueur  $\leq 10$  cm.

L'étude d'une lame mince (échantillon LU2C17 ; X = 319,90 ; Y = 2 180,00) montre une texture hypidiomorphe, monzonitique, à grain  $\leq 4$  mm. La composition est celle d'un leucogranite à deux micas avec 3 à 5 % de biotite brun-rouge, en partie chloritisée, et 5 % de muscovite en lamelles subautomorphes associées à de la biotite ou non. Le stock quartzo-feldspathique a une composition de granite avec les caractères suivants : quartz en cristaux xénomorphes à extinction onduleuse et sous-grains ; plagioclase subautomorphe à automorphe, zoné avec une bordure albitique limpide et un cœur plus calcique (oligoclase probable) séricitisé et piqué de fines paillettes de mica blanc secondaire ; orthose perthitique, en plages xénomorphes à subautomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase, biotite, quartz. Apatite, monazite et zircon sont des minéraux accessoires, associés à de la biotite pour l'essentiel.

Une analyse chimique (LU2C17, annexes 2-3-4) montre une composition de leucogranite peralumineux ( $B = 24,5$  en valeur absolue et  $4,4\%$  en valeur relative ;  $A = 48$ ,  $A/CNK = 1,21$  ; fig. 12), acide ( $SiO_2 = 72,4\%$ ) et plus potassique que sodique ( $K_2O = 4,53$  ;  $Na_2O = 3,50\%$ ). Dans les diagrammes de classification Q-P et B-P (fig. 8, 9), cet échantillon est proche du pôle granite de référence et se trouve dans le champ des granites alumino-potassiques des cartes Le Poiré-sur-Vie et Palluau. En ce qui concerne les éléments traces, il est relativement riche en Ba (559 ppm), Sr (219 ppm) et Th (21 ppm), les teneurs en ces éléments étant proches de celles obtenues pour les granites alumino-potassiques à deux micas de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008). En revanche, il est relativement pauvre en U (4 ppm), Zr (95 ppm) et  $\Sigma TR$  (120 ppm). Les spectres multi-élémentaires (fig. 17) et de Terres Rares (fig. 13) sont intermédiaires entre ceux du granite hétérogène LU1B58 et des granites hétérogènes acides. Le fractionnement entre Terres Rares légères et Terres Rares lourdes est plus élevé que dans ces derniers :  $La/Yb)_N = 26$  contre 3 à 9,2.

En conclusion, le granite à deux micas de la Gerbaudière présente de nombreuses analogies avec celui de la carrière de Bellevue (Béchenec *et al.*, 2008), daté à  $328 \pm 5$  Ma par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite (Cocherie, 2005).

**M<sup>72</sup>. Diatexite à grain fin-moyen à deux micas ou à muscovite seule, en petit massif ; enclaves de porphyroïdes de la formation de La Chapelle-Hermier ± migmatitiques ( $p\zeta\rho CH$ ).** Cette entité anatectique se trouve à l'Ouest du Tablier, de part et d'autre de la vallée de l'Yon, au toit du massif de monzogranite porphyroïde à biotite du Tablier.

En rive droite de l'Yon, des affleurements situés dans le hameau de la Touchette, sous des maisons et dans des talus de route, montrent un granite hétérogène et plus ou moins arénisé. Plus au Sud, entre la Tranquillité et la Jousselinière, le long d'une haie, s'observent des blocs d'orthogneiss œillé plus ou moins migmatitique, avec deux faciès différents : un faciès de métatexite à deux micas, caractérisé par la présence de quelques leucosomes lenticulaires et un faciès de diatexite amygdalo-rubanée de teinte rose, à deux micas également, mais dans lequel la texture œillée est fortement estompée par l'anatexie.

En rive gauche de l'Yon, à l'Est de Chaillé-sous-les-Ormeaux et au Sud de la D 36, une carrière abandonnée, située en limite sud-ouest de la commune de Saint-Florent-des-Bois, est implantée dans un leucogranite cataclaté à microbréchifié, mais les conditions d'observation sont très médiocres à cause de l'abondance de la végétation. En partant de cette dernière pour aller vers le Sud, on suit un chemin entaillé dans ce même granite, puis dans un panneau de gneiss clair renfermant de petits amas phylliteux de teinte brunâtre à verdâtre et ayant des sections elliptiques de grand axe variant entre 5 et 13 mm. Plus au Sud-Est, de sporadiques affleurements rocheux de granite se trouvent le long du chemin,

tandis que d'abondants blocs d'orthogneiss œillé apparaissent dans un champ au Nord du chemin. À l'Ouest du point où le chemin rejoint la D 50, un sentier permet de descendre vers le Sud et de longer l'Yon ; à 600 m à l'Est de La Touchette, le sentier s'éloigne de l'Yon et, en remontant vers l'Est, on observe un gradient d'anatexie décroissant : granite, diatexite puis métatexite, le tout étant à deux micas.

L'étude pétrographique de lames minces montre que les orthogneiss les moins mylonitiques et les moins migmatitiques ont une texture grano-lépidoporphroclastique, protomylonitique et que les porphyroclastes moulés par la foliation, sont constitués de trois minéraux différents : feldspath potassique largement prédominant, quartz plus ou moins recristallisé et rare plagioclase. Les autres minéraux cardinaux sont de la biotite et du mica blanc.

Le faciès à petits amas phylliteux a une texture franchement mylonitique ; le quartz et le feldspath potassique, très abondants, sont recristallisés, des amas étirés de micropaillettes de mica blanc et de fréquente sillimanite de type fibrolite sont développés le long de microplans de cisaillement, tandis que la biotite, décolorée et plus ou moins ferruginisée, se présente soit en minces lits soit en petits amas lenticulaires. Tous ces caractères pétrographiques sont tout à fait analogues à ceux de la formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier : cf. carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenne *et al.*, 2008) et supra (p. 79 CH).

**Le faciès de métatexite** est caractérisé par un développement de leucosomes, en proportions variables selon les échantillons. La texture grano-lépidoporphroclastique est encore visible bien qu'elle soit estompée. Les leucosomes ont une texture xénomorphe grenue, avec une taille de grain hétérogène (0,1 à 3 mm) et sont constitués de quartz, feldspath potassique, rare plagioclase, biotite brune et parfois muscovite. Le reste de la roche est riche en feldspath potassique et en quartz, plus ou moins recristallisés, et renferme de la biotite brune et de la muscovite ; cette dernière est associée à de la biotite et se présente en lamelles xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant pœcilitiquement de petits cristaux de feldspath potassique et/ou de quartz.

**Le faciès de diatexite** est caractérisé par l'absence ou la rareté des porphyroclastes de feldspath potassique et par le fait que la foliation tectono-métamorphique subsiste uniquement sous forme de traînées micacées, lenticulaires. La texture est xénomorphe grenue et la composition est proche de celle d'un granite à deux micas, la teneur modale en plagioclase augmentant et pouvant devenir égale à la teneur modale en feldspath potassique. Les traînées micacées sont constituées de deux micas avec une prédominance de la biotite sur la muscovite et avec parfois des inclusions de sillimanite de type fibrolite. La muscovite se présente sous forme de lamelles très xénomorphes, soit associées

à de la biotite, soit indépendantes et interstitielles par rapport au quartz et aux feldspaths.

Le granite de la carrière abandonnée est un leucogranite à muscovite nettement plus abondante que la biotite. Le faciès microbréchifié est constitué d'éléments anguleux de quartz, de plagioclase acide et de feldspath potassique de taille  $\leq 1$  mm, dispersés dans une matrice très finement grenue, constituée de quartz, feldspaths, oxy-hydroxydes de fer et rares microphyllites.

Malgré l'absence d'analyse chimique, il est possible de conclure avec une bonne fiabilité, que toutes ces roches acides résultent de l'anatexie de gneiss de la formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier et cela au toit de l'intrusion du monzogranite porphyroïde à biotite du Tablier. Le protolite volcanique de la formation de La Chapelle-Hermier est daté de l'Ordovicien inférieur (méthode U-Pb sur zircon, Le Poiré-sur-Vie, Béchenec *et al.*, 2008 et Th-U-Pb sur monazite *cf. supra*). L'anatexie est contemporaine de l'intrusion du massif de monzogranite à biotite du Tablier, ce qui permet de lui attribuer un âge varisque, de l'ordre de 330 Ma si l'on se fie aux datations par la méthode U-Th-Pb sur monazites, réalisées sur des échantillons de monzogranites de massifs faisant partie du Complexe granitique du Bas Bocage : cf. § « Conditions de formation des entités géologiques ».

**γm. Leucogranite à grain fin-moyen, à muscovite seule.** Ce leucogranite se singularise par le fait que la roche est composée presque exclusivement de quartz, de deux feldspaths et de muscovite soit entièrement primaire, soit parfois en partie secondaire et, corrélativement, par un indice de coloration proche de 0, les minéraux colorés étant absents ou très rares. Il constitue :

– d'une part, des filons qui peuvent recouper l'une ou l'autre des entités précédentes, mais qui sont trop minces et/ou trop courts pour être figurés sur la carte à 1/50 000, à l'exception d'un filon de direction N60°E recoupant le monzogranite porphyroïde à biotite au Nord du bourg du Tablier ;

– d'autre part, de petits stocks situés soit au sein de granites subleucocrates à deux micas du massif hétérogène de Venansault – La Roche-sur-Yon, soit au sein du monzogranite porphyroïde à biotite du massif du Tablier ou de petits corps satellites, soit encore entre la bordure orientale de ce massif du Tablier et les métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent, comme c'est le cas au Sud de Saint-Florent-des-Bois.

Les meilleurs affleurements sont situés à 250 m à l'Ouest de Pied Doré (commune de Saint-Florent-des-Bois), sur un coteau de la rive gauche de l'Yon (LU1B62 ; X = 316,85 ; Y = 2 183,07). Ils montrent un leucogranite de teinte légèrement rosée, à grain fin, présentant localement un rubanement fruste dû à des variations de la teneur modale en muscovite. Ce stock ne peut être

qu'intrusif dans le monzogranite porphyroïde à biotite environnant. L'étude pétrographique en lame mince montre une texture xénomorphe à grain fin ( $\leq 1$  mm en général) et une composition de leucogranite avec 7 à 10 % à muscovite, en lamelles dispersées, réparties de façon irrégulière.

À 800 m plus au Nord, se trouve un autre stock, vraisemblablement intrusif dans le granite hétérogène à deux micas. En rive droite (Nord) du ruisseau, le leucogranite à grain fin-moyen affleure dans le talus ouest d'une piste et, plus à l'Est, apparaît sous forme d'abondants petits blocs et pierres dans un champ (1B102 ; X = 317,08 ; Y = 2 183,80). En rive gauche (Sud) du ruisseau, une petite carrière abandonnée est implantée dans une isaltérite de ce même leucogranite. L'étude d'une lame mince (1B012) montre une texture xénomorphe, à tendance monzonitique, équante et à grain fin-moyen ( $\leq 3$  mm). La composition est celle d'un leucogranite avec environ 10 % de muscovite, en lamelles isolées ou en petits amas, présentant parfois des traînées de minéraux opaques le long des clivages ou renfermant de rares reliques de biotite, ce qui laisse supposer qu'une partie de la muscovite provient de l'altération de biotite. Les minéraux accessoires sont de la sillimanite, en fines aiguilles dans du quartz, et de l'apatite.

Au Sud du stade de Saint-Florent-des-Bois, deux talus suborthogonaux, situés en limites ouest et sud d'une nouvelle aire de sport engazonnée, montrent un réseau de filons de leucogranite à muscovite de 0,5 à 3 m de puissance, recoupant des micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent. Une tourmalinite apparaît d'une part à l'éponte sud du principal filon de leucogranite, orienté grossièrement au  $80^\circ$ E et une puissance de l'ordre de 3 m, et d'autre part, autour d'une enclave de micaschiste. Ces filons sont probablement liés spatialement au stock de leucogranite qui affleure sporadiquement, sous forme d'isaltérite ou d'allotérite, plus à l'Ouest, dans le hameau des Viollières, et plus au Sud jusqu'au point coté Z = 75 au Sud de La Maison Blanche. À l'Est de ce point coté, un champ recèle d'abondantes « pierres volantes » de micaschiste fortement muscovitisé ; l'étude pétrographique montre que la muscovitisation se traduit par un développement tardif de muscovite en lamelles « statiques » dans un micaschiste à texture grano-lépidoblastique, constitué de quartz et de mica blanc en paillettes aplaties dans les plans de la foliation et « salies » par des produits cryptocristallins. Les phénomènes de muscovitisation et de tourmalinisation sont vraisemblablement liés à l'intrusion leucogranitique.

L'analyse chimique de l'échantillon LU1B62 (annexes 2-3-4) confirme le caractère très siliceux ( $\text{SiO}_2 = 73,83$  %) et hololeucocrate (B = 6,25 ; B % = 1,13 %). La composition est plus potassique que sodique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,51$  % ;  $\text{Na}_2\text{O} = 3,45$  %) et très peu calcique CaO (0,50 %). Conformément à l'abondance de muscovite, ce leucogranite est très alumineux : A/CNK = 1,28 et A = 62 ce qui le situe parmi les granites les plus alumineux dans le diagramme A-B (fig. 12). Malgré son caractère très évolué et très alumineux, ce leucogranite est

relativement enrichi en Ba (553 ppm), Sr (303 ppm), Th (16 ppm), Zr (107 ppm) et  $\Sigma$ TR (138 ppm). Ses spectres multi-élémentaires (fig. 17) et de Terres Rares (fig. 13) sont comparables à ceux du leucogranite  $m\gamma^2$ , suggérant des origines à partir de sources équivalentes.

## Filons de roches subvolcaniques à plutoniques

$\mu\gamma^V$ . **Microgranite de Saint-Vincent-sur-Graon, porphyrique à biotite.** Il constitue un filon de direction N110°E et d'une vingtaine de mètres de puissance au maximum, encaissé dans des micaschistes du groupe de Nieulle-Dolent et situé à peu près à mi-distance entre deux massifs de monzogranite porphyroïde à biotite : le massif de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier au Nord-Est et celui d'Avrillé au Sud-Ouest. Il se suit sur près de 2,5 km, depuis le Nord du barrage du Graon jusqu'à La Bergerie en passant par le Nord du bourg de Saint-Vincent-sur-Graon. Ses principaux affleurements se situent sur la rive septentrionale de la retenue du Graon, dans le bois de Chauveteau où, en période d'étiage, il est possible d'observer l'éponte méridionale du filon, caractérisée par l'existence d'une « bordure figée » au contact des micaschistes encaissants et où, localement, il forme de plus, un chaos de boules plurimétriques. Ce microgranite apparaît aussi sous forme de boules métriques dans le secteur de La Bergerie où, de plus, le filon est affecté par un décrochement sénestre axé NE-SW.

Au centre du filon, le microgranite a une teinte gris clair au cœur des boules et devenant brunâtre dans les pellicules d'altération supergène et il présente une texture franchement porphyrique avec des phénocristaux de 1 mm à 3 cm de long, enchâssés dans une matrice microgrenue. À environ 4 m du contact avec les micaschistes, la patine devient jaunâtre et la densité de fracturation augmente tandis que la taille et l'abondance des phénocristaux diminuent progressivement en allant vers les micaschistes, la taille devenant inframillimétrique à l'endocontact ; de leur côté les micaschistes montrent des « taches » de métamorphisme de contact, bien visibles sur certains plans riches en micas.

Macroscopiquement, le faciès gris du cœur du filon ressemble au faciès de monzogranite porphyroïde à biotite et seul un examen attentif permet de constater que la matrice est microgrenue alors qu'elle est franchement grenue dans le cas du monzogranite porphyroïde. Les minéraux en phénocristaux sont les suivants : feldspaths en tablettes, quartz en cristaux anguleux à arrondis, biotite en petites lamelles. Des sulfures sont parfois visibles dans les échantillons les plus frais.

L'étude de lames minces montre que la mésostase du faciès de cœur de filon est constituée en majorité de quartz et de feldspaths sous forme d'assemblages symplectiques pour l'essentiel, ce qui confère une texture granophyrique à la mésostase, et de biotite brun-rouge pour le reste. Les phénocristaux représentent 40 à 60 % de la roche en volume, ont une taille variable et sont constitués des

minéraux suivants : plagioclase zoné avec un cœur séricitisé et bordure limpide, en cristaux isolés ou groupés ; feldspath potassique de type orthose, à inclusions de petits cristaux de plagioclase, biotite, quartz ; quartz à extinction ondulée, plus ou moins automorphe, présentant parfois des golfes de corrosion ; biotite brun-rouge, plus ou moins chloritisée selon les échantillons. Les minéraux accessoires sont d'une part du zircon et de l'apatite, majoritairement en inclusions dans de la biotite, et d'autre part, de la pyrite. La teneur modale en biotite est de 8 à 10 % au total.

L'étude pétrographique d'un échantillon de « bordure figée » provenant de l'endocontact avec les micaschistes montre que la texture est microgrenue, non granophyrique, et légèrement porphyrique avec environ 10 % de petits phénocristaux ( $\leq 1$  mm). En outre, cet échantillon présente des microfissures à remplissage de microphyllites incolores et/ou de quartz, et une forte altération se traduisant par une intense séricitisation des plages de feldspath et une rétro-morphose complète de la biotite en mica blanc et/ou chlorite avec exsudation de minéraux de fer et/ou titane. À environ 50 cm du contact, la mésostase a une texture microlitique, les phénocristaux sont déjà nettement plus grands ( $\leq 3$  mm) et plus abondants (environ 20 % en volume), la biotite est encore complètement rétro-morphosée, mais les feldspaths sont moins séricitisés.

Malgré l'absence d'analyse géochimique, il est possible d'envisager une liaison génétique de ce microgranite porphyrique à biotite avec les monzogranites porphyroïdes à biotite, d'affinité calco-alkaline des massifs de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier et d'Avrillé.

**$\mu$ YP. Microgranite des Pineaux, à biotite chloritisée et muscovite secondaire ( $329 \pm 6$  Ma sur monazite,  $307 \pm 3$  Ma sur zircon).** Ce microgranite recoupe les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie en un filon axée NE-SW, de 10 à 20 m de puissance, qui se suit sur environ 2 km, depuis le Sud-Est des Pineaux jusqu'au Sud-Ouest des Couffardières. Ce filon est affecté par deux décrochements dextres, plurihectométriques, orientés WNW-ESE.

Ses principaux affleurements sont situés d'une part sur la rive septentrionale de la Doulaye, face aux Couffardières, dans un ancien grattage décamétrique, et d'autre part sur la rive méridionale de ce même ruisseau au Sud-Ouest des Couffardières ; enfin, il affleure aussi, au Sud-Est des Pineaux, dans une ancienne carrière située en bordure nord de la D 88 et envahie de végétation sauf à son extrémité méridionale où apparaît un mince filon, d'environ 80 cm de puissance et de direction N80°E, qui est probablement relié au filon principal. Enfin, d'abondantes « pierres volantes » sont visibles dans les champs.

Le meilleur affleurement de ce microgranite correspond à une petite carrière abandonnée, située à environ 1 km au Sud des Pineaux, où le filon a une vingtaine de mètres de puissance. Le microgranite s'y présente comme

une roche très dure, aphanitique, très fracturée, qui prend une teinte fauve à l'altération. Sur cassures fraîches, l'observation macroscopique montre une fabrique planaire relativement nette et permet de distinguer de petits phénocristaux de longueur  $\leq 2$  mm sertis dans une mésostase brun rosé.

Sa texture, microgrenue finement porphyrique, comprend 20 à 25 % de petits phénocristaux dont la longueur ne dépasse pas 1,2 mm, et montre une fabrique planaire marquée par l'orientation des lamelles de biotite altérée. Les phénocristaux sont constitués de trois types de minéraux : plagioclase zoné, fortement séricitisé au cœur ; biotite décolorée ou parfois chloritisée, avec dans les deux cas un développement de mica blanc secondaire et une exsudation d'oxydes de fer et/ou titane parallèlement aux clivages ; rare quartz en petits cristaux arrondis ou subautomorphes. La matrice très fine est composée de quartz, feldspath, mica blanc, et les minéraux accessoires sont les opaques, le zircon et l'apatite.

Un échantillon (FB 2617, 46 35 278 ; 1 10 455), riche en mica blanc secondaire, a fait l'objet d'une analyse chimique et d'un tri de minéraux pour datation radiométrique.

L'analyse chimique (annexes 2-3-4) donne une perte au feu relativement élevée (2,69 %), un caractère faiblement acide ( $\text{SiO}_2 = 66,6\%$ ), faiblement sodique ( $\text{Na}_2\text{O} = 2,40\%$ ) et très peu calcique ( $\text{CaO} = 0,40\%$ ), assez fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 5,02\%$ ) et très alumineux avec  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,10\%$ . Les valeurs très élevées des indices d'aluminosité ( $A = 137$  et  $A/\text{CNK} = 1,69$ ), supérieures à celles des leucogranites peralumineux, traduisent, comme l'indique également la forte valeur de la perte au feu, une importante influence de l'altération tardive à post-magmatique : biotite chloritisée et muscovitisée, séricitisation du plagioclase. Le paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ , qui reflète l'indice de coloration, a une valeur relativement élevée (64 en valeur absolue et 11,5 % en valeur relative) malgré une faible teneur en  $\text{MgO}$  (0,60 %). Dans les diagrammes multicationiques, la composition de ce microgranite s'écarte du champ de composition des monzogranites à biotite en raison de son altération, qui se traduit par des valeurs élevées des paramètres P (fig. 8, 9) et A (fig. 12). D'après les teneurs en  $\text{SiO}_2$  et la valeur du paramètre  $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ , une affinité avec les monzogranites est probable ainsi que le suggèrent, d'autre part, les teneurs élevées en Ba (1 731 ppm), Th (56 ppm), U (14 ppm), Zr (240 ppm) et  $\Sigma\text{TR}$  (425 ppm), avec un spectre de Terres Rares caractérisé par un rapport  $(\text{La}/\text{Yb})\text{N} = 43$  intermédiaire entre ceux des monzogranites  $\rho\gamma^3-\gamma^3$  du massif du Tablier et ceux des monzogranites  $\rho\gamma^3\text{A}$  du massif d'Avrillé (fig. 17, 13). La teneur en Sr est faible : 216 ppm contre 822 à 1 232 ppm dans les monzogranites de la carte Luçon et 586 à 1391 ppm dans les monzogranites à biotite de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008), mais cela s'explique par l'altération du plagioclase.



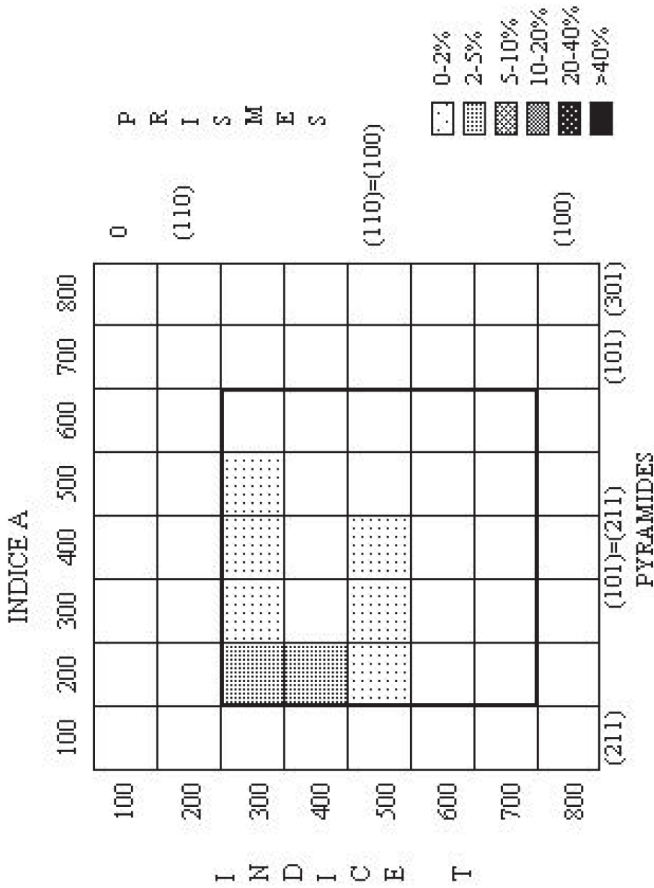


Fig. 18 – Diagramme de répartition typologique des zircons indexés, extraits de l'échantillon FB 2617 du microgranite des Pineaux

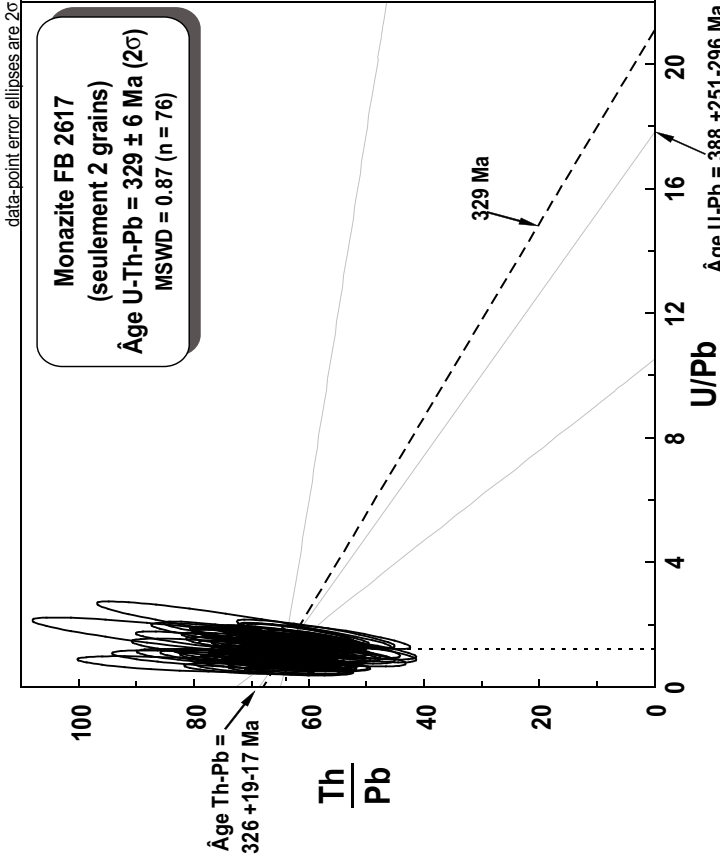


Fig. 19 - Diagramme isochrone Th/Pb =  $f(\text{U/Pb})$  pour les monazites extraites de l'échantillon FB 2617 du microgranite des Pineaux. L'isochrone théorique est notée en tiretés (329 Ma) ; sa pente est voisine de celle de la droite de régression

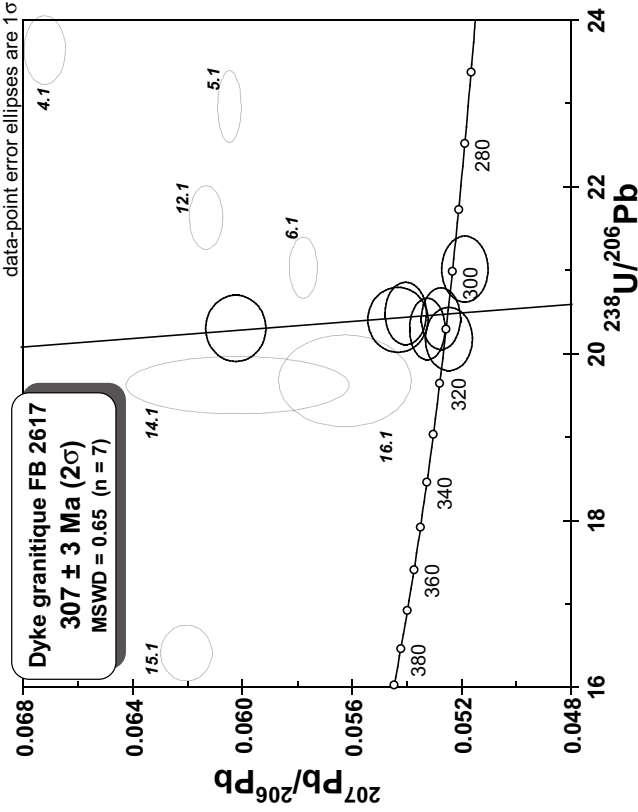


Fig. 20 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses retenues pour le calcul de l'âge moyen à 307±3 Ma, sur les zircons extraits de l'échantillon FB 2617 du microgranite des Pineaux

En conclusion, il est probable que ce microgranite à biotite ait une composition de monzogranite, partiellement modifiée par une forte altération, et qu'il appartienne à la même association calco-alcaline magnésio-potassique que les monzogranites à biotite du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen.

La typologie des zircons (fig. 18) montre que cette roche (FB 2617) comprend deux populations distinctes : des zircons assez grossiers, ovoïdes ou totalement arrondis, probablement hérités et des petits zircons (< 60  $\mu\text{m}$ ) frais, automorphes et limpides.

Une datation radiométrique U-TH-Pb effectuée à la microsonde électronique sur monazites extraites de l'échantillon (FB 2617) a donné un âge à **329  $\pm$  6 Ma** (fig. 19), âge se situant dans l'intervalle de ceux obtenus par ailleurs, par la même méthode, sur des échantillons de divers granites, à biotite ou à deux micas, du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (Béchenec *et al.*, 2008 et Lahondère *et al.*, 2009).

En revanche, sa datation sur zircon par la méthode U-Pb à la SHRIMP (Cocherie, 2008) donne un âge de **307  $\pm$  3 Ma**, (fig. 20) c'est-à-dire plus jeune d'environ 20 Ma. Le problème des différences entre les âges sur monazites et sur zircons est discuté plus loin dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques ».

En conclusion, abstraction faite des phénomènes d'altération, les analogies de composition chimique et d'âge permettent de supposer avec une bonne fiabilité, que le microgranite à biotite des Pineaux est génétiquement lié aux monzogranites à biotite du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen.

$\mu\gamma\text{q}^{\text{M}}$ . **Micromonzonite quartzifère à biotite.** Cette micromonzonite recoupe les métatuffites de la formation des Roches ( $\zeta\text{tf}$ ) et affleure ponctuellement sur la rive orientale de la retenue du Marillet, au Sud immédiat de La Gaillarderie et de Château-Guibert. Ce filon de direction N120°E et de 5 à 8 m de puissance, est constitué d'une roche massive, gris sombre, microgrenue, non orientée, riche en petites paillettes de biotite. En raison de la petite taille des phénocristaux, la texture porphyrique n'est bien visible qu'en lame mince : 20 à 25 % de phénocristaux - de longueur généralement inférieure à 1 mm avec un maximum de 1,6 mm - sont dispersés dans une mésostase très finement grenue à microgrenue.

Les phénocristaux non orientés, sont constitués d'une part de lattes de plagioclase, présentant un zonage oscillatoire et pas à peu altérées en dehors de petites zones situées essentiellement au cœur des cristaux, et d'autre part de lamelles de biotite brun-rouge, fréquemment kinkées, à inclusions sporadiques de zircon-monazite et/ou d'apatite. La mésostase est constituée de feldspath potassique (32 %), de plagioclase, de biotite brun-rouge et de quartz peu

abondant. Qu'elle soit en phénocristaux ou dans la mésostase, la biotite est généralement très fraîche, seuls quelques individus étant chloritisés, en partie ou, rarement, en totalité. La teneur modale en biotite est de l'ordre de 15 % au total. L'apatite est fréquente, en petites baguettes sub-automorphes.

En raison de la faible teneur modale en quartz, le stock quartzo-feldspathique a une composition de (micro)monzonite quartzifère dans la nomenclature internationale des roches plutoniques (Streckeisen, 1973). Cette composition et l'absence totale de muscovite suggèrent que cette micromonzonite quartzifère à biotite appartient à une association subalcaline.

En l'absence d'analyse chimique, il est difficile de trancher entre deux hypothèses : cette roche subvolcanique est-elle de type lamprophyre ou est-elle génétiquement liée au monzogranite porphyroïde à biotite du massif de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier ?

**P. Pegmatite.** Sur la carte Luçon est figuré un seul filon de pegmatite, de direction N135°E et de 5 à 8 m de puissance, recoupant des micaschistes et gneiss de la formation des porphyroïdes de La Sauzaie (ρξρS), au Nord de Mareuil-sur-Lay. Par ailleurs, de petits filons, passages ou bouffées de pegmatite apparaissent localement au sein des différents types de granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et notamment des granites hétérogènes, mais ces corps sont trop ténus pour être représentés sur une carte à 1/50 000.

**υ. Lamprophyre riche en biotite (minette).** Un filon de lamprophyre qui recoupe les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie a été reconnu au Nord immédiat de Pont-Boisseau en bordure nord de la D 48 ; fortement altéré, ce filon a une puissance de 5 à 8 m et est axé NW-SE.

Ce lamprophyre gris verdâtre, assez sombre, présente un grain fin. Sa texture lamprophyrique montre une matrice fine à feldspath qui emballe des porphyroblastes altérés de biotite et de rares îlots à quartz.

Le quartz (8 %) est en très petites plages xénomorphes (0,05 mm) regroupées en petits îlots et en petits blastes (0,5-1 mm) isolés.

Le feldspath (52 %) constitue la majeure partie de la matrice et est fortement damouritisé ; cependant localement on distingue quelques lattes.

La biotite (40 %) est en petites paillettes à fort pléochroïsme et parfois en grands porphyroblastes altérés.

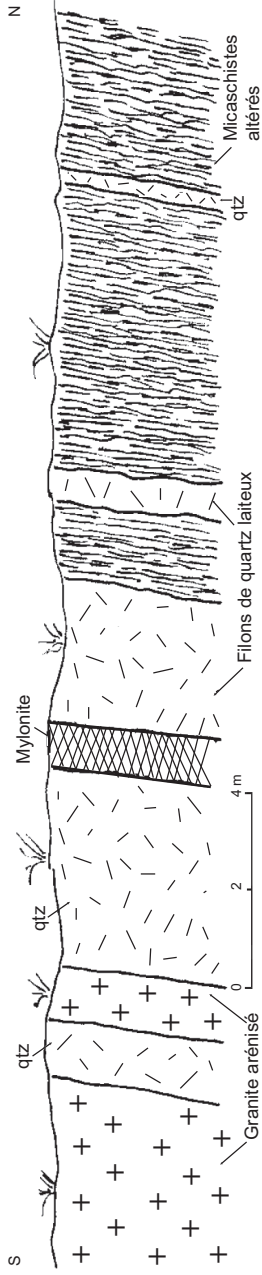
## Filons de roches hydrothermales

**Qt. Quartz à tourmaline.** Il constitue, au Nord-Ouest de Saint-Florent-des-Bois, un filon lenticulaire, de direction N150°E, situé en bordure orientale du massif de granite hétérogène de La Roche-sur-Yon, le long de son contact avec les micaschistes-gneiss du groupe de Nieul-le-Dolent. Ce filon apparaît sous forme d'un alignement de petits blocs et « pierres volantes » dans des champs, immédiatement à l'Ouest de la piste carrossable qui relie Saint-Florent-des-Bois à La Vergne. Les petits blocs et les pierres sont constitués soit de quartz, blanc ou rubéfié, avec ou sans prismes de tourmaline de teinte verte, très sombre macroscopiquement, soit, plus rarement, de tourmalinite. L'étude pétrographique d'un échantillon riche en tourmaline montre une texture hypidiomorphe à grain hétérogène (0,01 mm à 1 cm) et la composition suivante : quartz en cristaux xénomorphes engrenés ; tourmaline vert-kaki, zonée ou non, d'une part en amas de microcristaux et d'autre part, en prismes de longueur variable (1 mm à 1 cm), parfois tronçonnés par des microfractures et ressoudés par du quartz.

**Q. Quartz.** L'entité quartzreuse la plus importante de la carte est un faisceau de filons de quartz blanc, non minéralisé, de direction N120°E, situé en bordure septentrionale du massif de monzogranite porphyroïde à biotite d'Avrillé, au Nord de Moutiers-les-Mauxfaits. En 2008, les travaux de déviation de la D 747 - pour la construction d'un rond-point au Nord de Saint-Jean-Neuf - ont permis l'observation *in situ*, dans les talus fraîchement entaillés, d'un faisceau de filons de quartz de puissance métrique à plurimétrique et tout un lacinis de filonnets connexes. Ce faisceau - de 125 m de largeur au maximum - est encaissé principalement dans une isaltérite de monzogranite porphyroïde à biotite et dans une moindre mesure dans les micaschistes appartenant au groupe de Nieul-le-Dolent, la limite entre ces deux ensembles étant, de plus, soulignée aussi par des ultramytonites (fig. 21).

Fréquemment, il s'agit de quartz en peignes - avec des cristaux de 1 à 10 cm de longueur - ou parfois en cocardes. En dehors de ces talus, les conditions d'affleurement sont des plus médiocres et le quartz n'apparaît généralement que sous forme de blocs épars, d'abondance et de taille variables selon les endroits et fréquemment déplacés par l'homme ; cependant à l'ESE de la ferme de Bellevue, le quartz a fait l'objet d'un grattage, situé au Sud d'une source d'eau à 30 °C (*cf.* § hydrogéologie). Vers le Nord-Ouest, le faisceau de filons de quartz se poursuit sur le territoire de la carte Les Sables-d'Olonne – Longeville (Ters et Gabilly, 1986), jusqu'au Sud de Nieul-le-Dolent, en pénétrant à l'intérieur des micaschistes.

Au sein du massif de granites hétérogènes (Yh) de la partie nord-ouest de la carte, trois filons de quartz stérile ont été délimités, grâce, essentiellement, aux alignements de blocs épars :



**Fig. 21 - Coupe de la D747 au Nord immédiat de Saint-Jean-Neuf : contact entre le granite d'Aavrillé et les micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent, souligné par un faisceau de filons de quartz laiteux et une bande mylonitique**

- le filon des Brancardières, de direction N120°E, situé au Nord de Nesmy, en limite septentrionale de la carte et se poursuivant vers l'WNW, sur le territoire de la carte à 1/50 000 La Roche-sur-Yon ; ce filon recoupe le granite hétérogène et une enclave de paragneiss-micaschiste ;
- le filon de La Jolivetière, de direction N115°E, se trouvant à 1,5 km à l'ENE de Nesmy et très fracturé comme cela est visible dans un grattage abandonné, situé à son extrémité ESE et figuré sur la carte ;
- le filon de Saint-Joseph, de direction W-E, situé à 2,5 km au Nord-Ouest du centre du bourg de Saint-Florent-des-Bois ; ce filon apparaît uniquement sous forme de petits blocs le long d'un petit bois allongé W-E et en « pierres volantes » dans le champ situé à l'Ouest de ce petit bois ; il s'agit de quartz, blanc ou rubéfié, de type BTH : brèche tectonique hypersilicifiée.

Entre Chaillé-sous-les-Ormeaux et Le Tablier, s'observe un autre filon de type BTH, de direction N50°E, encaissé dans le massif de monzogranite porphyroïde à biotite du Tablier, dans une zone où ce monzogranite est, de plus, envahi de filons de leucogranite aplitique à pegmatitique. Ce filon constitue l'armature d'une colline située en rive gauche (Est) de l'Yon, au Sud de la D 36, au Sud-Ouest du hameau des Fossés. Il affleure sous forme de petites dalles le long d'un chemin de direction N50°E, là où ce chemin traverse une zone de vignes, et a alimenté en innombrables blocs, de taille variable, les éboulis qui se trouvent sur les flancs de la colline. Certains blocs renferment des passages de quartz cryptocristallin de type silexite qui suggèrent que cette BTH pourrait correspondre à une zone de silicification : sous une couverture sédimentaire mésozoïque complètement érodée à cet endroit ?

Enfin, un filon de quartz a été identifié en limite nord-est de la feuille près du hameau de la Fouquetterie. Ce filon donne de très nombreuses pierres volantes et, axé NW-SE, il recoupe la série des métaquartzites et des micaschistes quartzeux de la Vierge.

## *FORMATIONS MÉSOZOÏQUES*

### **Formations du Jurassique**

#### **Le Lias inférieur**

Le Lias inférieur est composé de deux grands ensembles : une série basale à dominante argileuse dont l'épaisseur moyenne est d'environ 5 m ; une assise sommitale de calcaire dolomitique jaune à roux, le calcaire Nankin, dont la puissance atteint au maximum 15 m. Le Lias inférieur débute par des dépôts grossiers d'affinité continentale, peu représentés sur la feuille (Grès de l'Hermenault), qui passent latéralement et verticalement à des faciès argilo-marneux lagunaires à paléosols (Bouton *et al.*, 2005). Cette assise terrigène



basale du Lias inférieur est relativement lenticulaire alors que les dolomies jaunes Nankin ont une puissance plus régulière. Cependant, l'ensemble du Lias inférieur disparaît au Sud-Ouest de la carte où le Lias moyen repose alors directement sur le socle hercynien. Cette zone de lacunes se poursuit vers l'Ouest sur une quinzaine de kilomètres (carte de l'Aiguillon Verger *et al.*, 1975) (fig. 22, hors texte).

**11aH. Argiles et marnes sableuses, Grès de l'Hermenault (Hettangien possible) (0 à 12 m).** Cette formation argileuse et parfois gréseuse s'insère entre le socle et la Formation du Calcaire jaune Nankin. Son épaisseur est variable et elle est même localement absente (fig. 22, hors texte).

Les occurrences gréseuses à faciès « Grès de l'Hermenault » sont très peu représentées sur la carte Luçon. Il en existe quelques affleurements autour de Moutiers-sur-le-Lay (la Cognasse, la Corbinière) et à l'Est de l'A 83, au Nord de la Mènerie, où elles sont probablement affaïssées par une faille NW-SE. Le meilleur affleurement est celui du coteau de la Corbinière en rive droite du Lay. Il montre 2 à 3 m d'un grès blanc, faiblement induré, à galets et graviers hétérométriques peu usés. Les clastes sont composés de quartz filonien, très majoritaires, et de micaschistes. Les bancs, métriques, ont des joints mal définis. Ce grès s'insère entre des micaschistes tufacés peu altérés (socle paléozoïque) et le Lias inférieur dolomitique. 2 à 3 m de grès et sables sont également décrits à la base du sondage carotté 585-7-135 réalisé à Luçon (fig. 23, hors texte).

Ce faciès arénacé est surtout développé sur la carte voisine Fontenay-le-Comte (Diot *et al.*, 2007) dans le secteur de l'Hermenault, où la grésification des sables est assurée par un ciment de silice ou de barytine. Ces sables et grès renferment parfois des végétaux : tiges d'Équisétales dans les grès de l'Hermenault, débris ligniteux. La formation s'est déposée en milieu fluvial de forte énergie, comme l'indiquent la granulométrie des dépôts, le faible émoussé des clastes et l'aspect des dépôts (sédimentation lenticulaire à stratifications obliques). Les sables et grès de la région de l'Hermenault dessinent un alignement NNW-SSE qui est interprété par P. Bouton *et al.* (2005) comme une paléovallée ayant contribué à sa préservation (fig. 22, hors texte).

Sur la carte Luçon, le faciès dominant de l'Hettangien basal est argileux, argilo-sableux ou argilo-marneux. Souvent peu épaisses, ces argiles affleurent assez mal. En revanche, elles sont bien connues en sondage et leurs principales caractéristiques ont été décrites par P. Bouton *et al.* (2005 ; 2007). Elles ont été observées, néanmoins, dans un fossé bordant le Bois de la Nicollière, au Nord-Est de Mareuil-sur-Lay, (X = 328 368 ; Y = 2 177 819). La formation, épaisse d'environ 4 à 5 m, est représentée par des argiles lie-de-vin à fraction détritique quartzreuse constituée de sables, parfois émoussés-luisants, et de galets roulés dont certains atteignent 10 cm de diamètre. Ces argiles reposent directement sur des isaltérites peu évoluées (peu argilisée) de micaschistes tufacés. Elles portent

les traces de pédogenèse, marquées d'une part par des encroûtements et concrétions dolomitiques (dolocrète) et d'autre part par des pisotiques de fer témoignant du remaniement de ferricrètes. Ces niveaux à paléosols ont été signalés à plusieurs reprises dans ces faciès de la base du Jurassique (Camuzard, 2000 ; Bouton *et al.*, 2005, 2007).

Dans les sondages, la formation est décrite comme constituée d'argiles vertes ou rouges, plus ou moins sableuses. Elle passe latéralement à des argiles noires (lagune sapropélitique ?) ou à des marnes bariolées comme dans les sondages du captage de Sainte-Germaine, au Nord de Luçon (*cf.* 585-8-105). En sondage, la puissance de ces argiles et marnes est en moyenne de 4 à 5 m, mais elle atteint localement 12 m. Il convient de préciser que dans ce cas, le Lias inférieur argileux n'est pas dissocié des isaltérites sous-jacentes. Cependant, ces altérites ne sont jamais ni très épaisses, ni très évoluées, comme l'ont signalé P. Bouton *et al.* (2005), qui considèrent que seule la base des profils d'altération est conservée sous les dépôts du Lias inférieur.

**l1-2N. Formation du Calcaire jaune Nankin, dolomies en bancs massifs ou laminaires, calcaire fin gris à oolites (Hettangien à Sinémurien possible) (0 à 15 m).** La Formation du Calcaire jaune Nankin est représentée par des dolomies rousses, parfois gréseuses, à interlits argileux très subordonnés. Les dolomies, de teinte jaune à brun-chocolat, se disposent en bancs massifs ou en bancs minces à structures laminaires. Elles présentent souvent l'aspect caverneux et alvéolaire de cargneules. À la cassure, la roche montre de petites mouchetures sombres et des dendrites de manganèse. Ces dolomies sont souvent gréseuses, surtout vers le sommet de la formation, où elles renferment également des graviers de quartz. Des moules externes de lamellibranches, gastéropodes et brachiopodes y sont souvent décrits, qui forment localement des accumulations (lumachelles). Enfin, des passées décimétriques de marnes vertes s'insèrent épisodiquement au sein des bancs carbonatés. Elles sont plus fréquentes à la base et, dans certains cas, on constate un passage graduel avec les argiles vertes à lits dolomitiques sous-jacentes (l1aH). Lorsque la dolomitisation est modérée, on reconnaît des textures oolithiques et des laminations stromatolithiques. Ces niveaux oolithiques sont signalés à Simon-la-Vineuse à l'Est de la carte, par C. Charton et M. Cossmann (1902) où le Lias inférieur carbonaté se réduit à 1 ou 2 m d'épaisseur. L'examen d'un sondage ancien réalisé au Bernard (n° BSS 06074X0010), à quelques kilomètres de l'angle sud-ouest de la feuille Luçon, montre que le Lias inférieur, peu épais (2,6 m), se termine par une trentaine de centimètres de calcaires dolomitiques à oolithes et passées lumachelliques (de 32,34 à 32,33 m de profondeur). Régionalement, ces occurrences oolithiques sont communes dans la partie supérieure du Calcaire Nankin (Bouton *et al.*, 2005).

Le Calcaire jaune Nankin s'épaissit vers le Sud. Il atteint une quinzaine de mètres dans les sondages réalisés au Nord de Luçon.

### *Éléments de datation du Lias inférieur*

Depuis J. Gabilly (1964), les terrains situés sous le Carixien (Lias moyen) sont rapportés au Sinémuro-Hettangien.

Les sables et grès de la base de la formation de l'Herminault renferment une flore remarquable (Zeiller, 1911) que A. Carpentier (1947-1949) a attribué à l'Hettangien inférieur (Zone à Thaumatopteris), malgré des affinités rhétiennes marquées. Les gisements les plus riches se situent en Deux-Sèvres.

Le sommet du Lias inférieur est encore mieux daté, grâce à de rares ammonites qui caractérisent le sommet du Sinémurien : Zone à Raricostatum, Sous-Zone à Macdonelli (Gabilly et Cariou, 1974 ; Branger, 2007). Ces ammonites ont été récoltées dans le « calcaire Caillebotine » qui, en Deux-Sèvres, succède à la Formation du Calcaire jaune Nankin, mais pourrait également en constituer un équivalent latéral (Bouton *et al.*, 2005 ; Bécaud, 2006).

En revanche, on manque de marqueurs biostratigraphiques précis ou fiables pour les Calcaires dolomitiques jaune Nankin bien que les passées très bioclastiques contiennent d'abondants petits lamellibranches littoraux associés à de petits gastéropodes. Cette faune est rapportée à l'Hettangien par C. Chartron et M. Cossmann (1902) et M. Cossmann (1903). Un des sites de références décrit par ces auteurs se trouve d'ailleurs à Simon-la-Vineuse, à la limite des feuilles Luçon et Fontenay-le-Comte. L'affleurement n'est figuré sur aucune carte et n'existait déjà plus en 1908 (Douvillé, 1908). De plus, les indications de C. Chartron et M. Cossmann (1902) sont imprécises et placent le gisement, selon la lecture que l'on en fait, soit vers le lieu-dit « La Vineuse », donc dans l'aire d'affleurement du Pliensbachien (338,19 ; 2 179,5), soit, ce qui est plus probable, près de « Gâté-Pic » (une faille longe la D938 à cet emplacement, effondrant le Lias inférieur du compartiment sud-ouest d'une dizaine de mètres). Dans leur étude, C. Chartron et M. Cossmann (1902) utilisent aussi des spécimens qui, pour la carte Luçon, proviennent de Bessay (lieu-dit Salidieu), Mareuil-sur-Lay, Sainte-Pexine, Saint-Cyr-en-Talmondais (lieu-dit Revrocq). Parmi les lamellibranches, citons *Ostrea anomala*, *Chlamys chartroni*, *Gervilleia rhombica*, *Modiola rustica*, *Parallelodon hettangiense*, *Cardinia ovum*, *Astarte chartroni*, *Trapeium laevigatum* etc. ; parmi les gastéropodes, *Procerithium potamidulum*, *Pseudomelamia chartroni*, *Coelostylina paludinoïdes*, *Chartronia digoniata*, *Patella schmidtii*. Les brachiopodes (*Terebratula punctata* var. *lata*), les échinodermes (*Acrosalenia chartroni*) et les algues calcaires (*Paleodasycladus barrabei*) sont beaucoup moins fréquents ; les céphalopodes sont absents.

M. Bécaud (2006) a montré que les travaux de C. Chartron et M. Cossmann (1902) et M. Cossmann (1903) étaient entachés de trop d'erreurs et d'imprécision pour être retenus comme référence. Il rappelle notamment la

présence dans les listes de ces auteurs de formes caractéristiques du Pliensbachien, comme *Terebratula punctata*, aujourd'hui *Lobothyris punctata* (Sowerby, 1812). Ces doutes sont corroborés par le travail de révision des collections anciennes déposées au muséum de Niort, effectué par J.M. Minot (2007) : aucune forme de l'Hettangien ne figure parmi les brachiopodes collectés dans les communes citées par C. Chartron et M. Cossman (1902), d'où proviennent, en revanche, plusieurs espèces du Carixien supérieur. De Plus, nous avons recherché en vain autour de Salidieu, les sites susceptibles d'avoir livré les faunes décrites par C. Chartron et M. Cossman. Une coupe levée entre Salidieu et le Vieux Salidieu à partir des volantes (330,55 ; 2 177, 27) montre un Lias inférieur épais d'environ 7 à 8 m compris entre des micaschistes rubéfiés (socle paléozoïque) et la base du Pliensbachien. Ce Lias inférieur est totalement dolomitisé et la faune (bivalves et gastéropodes) y est conservée uniquement sous forme de sections indéterminables. En revanche, le Pliensbachien contient des fossiles bien conservés, quoique peu abondants (gastéropodes, brachiopodes, bivalves).

### Le Pliensbachien

À l'échelle régionale, le Pliensbachien de la carte Luçon appartient au domaine atlantique, qui est caractérisé par une sédimentation dominée par les calcaires argileux et les marnes, avec, en bordure du socle hercynien, l'apparition de faciès à oolites ferrugineuses (Gabilly & Cariou, 1974). L'épaisseur du Pliensbachien est assez constante au Sud-Est de la vallée du Lay, où elle est comprise entre 13 et 15 m. Elle diminue rapidement à l'Ouest de Saint-Cyr-en-Talmondais et se réduit à 3 m entre Le Givre et la D 949, où le Lias moyen repose directement sur le socle (Gabilly, 1964). Plus à l'Ouest, sur la carte Les Sables-d'Olonne – Longeville (Goujoux *et al.*, 1994), il conserve une épaisseur réduite, 3 à 5 m, de calcaires argileux à oolites ferrugineuses, fréquemment silicifiés et minéralisés.

Le Pliensbachien du Sud-Ouest vendéen débute par un mince niveau (0,5 m) à faune du Carixien, auquel succèdent les couches du Domérien, ce dernier constituant donc l'essentiel des dépôts pliensbachiens. La subdivision adoptée sur la carte est fondée sur la lithologie. Elle distingue un ensemble basal marneux, épais d'environ 4 à 5 m, des assises supérieures plus nettement calcaires. Cette distinction se marque également en diagraphie gamma-ray (fig. 23, hors texte). Cette différenciation perd de sa pertinence vers l'Ouest, du fait de l'amincissement très important du Pliensbachien. Vers l'Est, à partir de Fontenay-le-Comte, les alternances calcaro-marneuses du Domérien sont remplacées par des grainstones bioclastiques (Formation de la Pierre rousse).

↳a. **Calcaires argileux gris et marnes (Pliensbachien, Carixien *pro parte*) (0 à 5 m)**. Dans les parties centrale et orientale de la carte, le

Pliensbachien débute par des calcaires argileux, alternant avec des marnes grises très fossilifères (bélemnites, huîtres, pectenidae, ...).

Dans la coupe déjà citée de Salidieu (Mareuil-sur-Lay – Dissay), le Pliensbachien débute par un banc pluridécimétrique de calcaire gréseux gris roux, à graviers épars de quartz et de feldspaths, ainsi que de galets calcaires corrodés. La faune peu abondante est constituée de gastéropodes et de bivalves (sections indéterminables). Viennent ensuite 2 à 3 m de calcaires marneux gris, à rares gastéropodes (*Pleurotomaria* ?), surmontés des alternances marno-calcaires très fossilifères à bélemnites et gryphées qui affleurent dans les fossés de la RD 88.

À Bessay, en rive droite du méandre de La Smagne, J. Gabilly et E. Cariou (1974) donne la coupe suivante, avec de bas en haut :

– 1 m de calcaire argileux gris à intercalations marneuses, comportant des ammonites (*Androgynoceras* cf. *lataecosta*, *Lutoceras* sp.), des bélemnites (*Passalotheutis* sp.), des lamellibranches (*Gryphaea cymbium*, *Pseudopecten acuticostatus*, *Entolium disciformis*, *Homomya* sp.) et des gastéropodes (*Pleurotomaria* sp.) ;

– 4,5 m de calcaires argileux gris alternant avec des marnes pyriteuses. Les fossiles sont fréquents, notamment les bélemnites. La présence de l'ammonite *Amaltheus* cf. *stockesi* à la base de cet ensemble montre qu'il appartient déjà au Domérien.

**l3. Calcaires argileux gris, parfois à oolites ferrugineuses, à interlits marneux (Pliensbachien) (3 à 10 m).** Cet ensemble se distingue du précédent par son caractère un peu moins marneux. Il est formé de calcaires plus clairs, fins, parfois argileux, en bancs plus épais (0,2 à 0,3 m) à intercalations marneuses moins fréquentes. Les fossiles y sont moins fréquents (*Amaltheus margaritatus*). À la cassure, ces calcaires sont gris-beige à nuances bleutées.

En 2007, le creusement du réservoir d'irrigation du Grand-Montgarnier, à l'Est de Péault (328,54 ; 2 173,47) a permis de lever la coupe suivante, avec de haut en bas (Bécaud et Coughon, inédit) :

– 0,34 m (Toarcien basal) : calcaire argileux à interlits marneux, avec à la base *Protogrammoceras* (*Paltarpites*) *paltum* (BUCKMAN) et de *Dactylioceras* (*Eodactylites*) *polymorphum* (FUCINI) ;

– 2,60 m (sommet du Domérien supérieur) : calcaires argileux compacts, en bancs souvent bosselés, à interlits argileux ou marneux. Rostres de petites bélemnites, pectens, bivalves (*Pholadomia Decorata*), brachiopodes (*Lobothyris*, *Zeilleria quadrifida*), ammonites (*Pleuroceras*), gastéropodes ;

– 0,64 cm : calcaires argileux et marnes gris-bleu, parfois à oolithes ferrugineuses et nodules phosphatés. Ce niveau est particulièrement riche en

pectens empilés (« barre à Pectens »), associés à des rostres de bélemnites, des gryphées, des brachiopodes (*Gibbirhynchia liasica*, *Lobothyris*) ;

– 3,45 m de calcaire marneux gris alternant avec des marnes bleues. La faune est représentée par des rostres de bélemnites, des rhynchonelles, quelques ammonites (*Amaltheus stokesi* ?), des pectens, de gros bivalves (*Pholadomya decorata*).

Dans la partie occidentale de la carte Luçon (Le Givre), la formation passe à des calcaires argileux grisâtres à oolithes ferrugineuses, riches en bélemnites, lamellibranches et ammonites (*Beaniceras*). Ces faciès à oolites ferrugineuses enregistrent des apports d'éléments détritiques parfois grossiers (sondage du Bernard 06074X0010 ; carte Les Sables-d'Olonne – Longeville).

**l4. Marnes noires à ammonites et calcaires argileux gris (Toarcien) (15 à 18 m).** Cette série marno-calcaire affleure largement sur la carte Luçon, en particulier en rive droite de la Smagne et, dans l'angle sud-ouest de la carte, de Marigny à La Jonchère. L'épaisseur du Toarcien est supérieure à 15 m. Elle est de 18 m dans le sondage carotté 585-7-135 réalisé au Nord-Ouest de l'agglomération de Luçon.

À l'affleurement, les couches toarciennes montrent des alternances décimétriques à pluridécimétriques de calcaires micritiques gris-bleu et de marnes gris sombre. En sondage ou dans les excavations récentes, la teinte d'ensemble est gris sombre. Elle s'éclaircit par exposition à l'air, les marnes devenant beiges. Dans le détail, les bancs apparaissent relativement discontinus, avec des biseaux. Leur surface est irrégulière. Les fossiles sont relativement communs, sans être abondants.

M. Bécaud a levé plusieurs coupes biostratigraphiques précises du Toarcien inférieur et moyen du Sud-Ouest de la Vendée (Bécaud, 2002 ; Bécaud, 2006). L'une d'entre elle se situe sur le territoire de la carte, à Lavaud, à l'Ouest de Pault. Cet auteur décrit aussi une coupe plus complète prise dans deux réservoirs d'irrigation situés près du Moulin du Breuil, sur la commune du Bernard, à proximité de l'angle sud-ouest de la carte Luçon (309,37 - 2 167,02 ; 310,02 - 2 166,85). Ce travail a permis d'identifier la totalité des horizons I à XI du Toarcien, c'est-à-dire le Toarcien inférieur, épais de 7,5 m, et la base du Toarcien moyen visible sur 1,1 m (fig. 24). La succession observée peut être résumée ainsi (bas en haut) :

– le Toarcien débute par 2,2 m d'une alternance de marnes et de calcaires marneux gris foncé, correspondant à des dépôts de plate-forme externe en milieu calme. Les ammonites sont d'abord rares, puis plus nombreuses dans les horizons à *Tenuicostatum* et à *Semicelatum*, associées à des brachiopodes et des bélemnites. On notera que le sommet du Pliensbachien montre une alternance

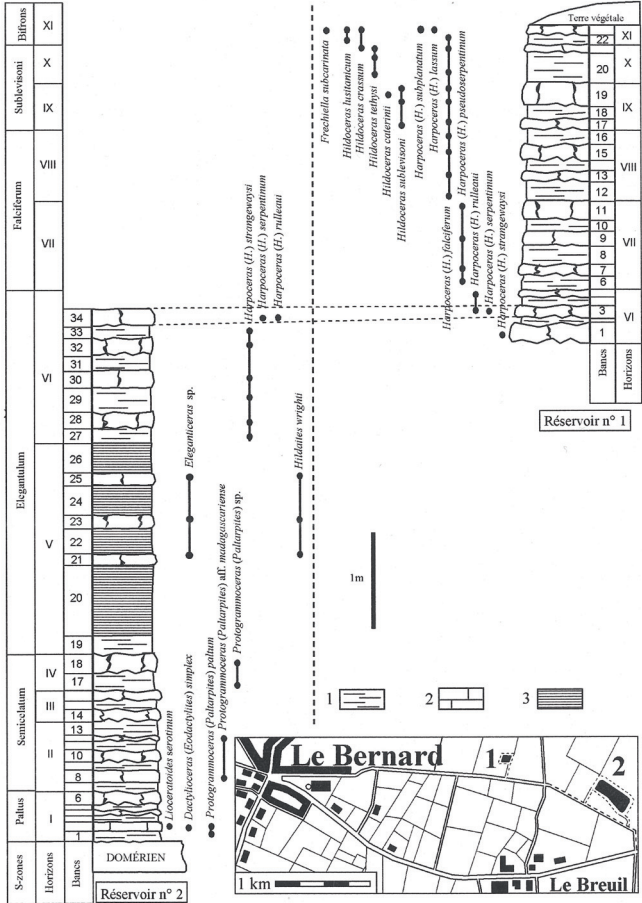


Fig. 24 - Le Toarcien de Bernard d'après Bécaud (2006). 1 : marnes ; 2 : calcaires argileux ; 3 : marnes et argiles brunes phosphatées et laminées

de calcaires argileux gris foncé et de marnes, faciès identique à celui du Toarcien sus-jacent ;

– l'horizon à *Elegantulum* est formé de 2,1 m de marnes et d'argiles phosphatées, à intercalations de calcaires argileux micritiques (biodolomicrites) à débris ligniteux. La pyrite est abondante à la base. Ce niveau réducteur est l'équivalent local des « schistes cartons » de Lorraine. Dans les sondages, cet horizon souvent décrit comme « marnes brunes bitumineuses », dessine un pic bien marqué en diagraphie gamma ray (cf. 585-8-106 ; 585-7-135) ;

– au-dessus, sur 4,2 m, la sédimentation montre à nouveau une alternance de bancs calcaires argileux et de marnes riches en ammonites (*Cleviceras*, *Harpoceras*, *Hildaites*...), bélemnites et brachiopodes, qui correspondent à l'horizon à *Strangewaysi* et à la base de la sous-zone à *Bifrons*.

G. Godard *et al.* (2008) signalent que deux vertèbres d'ichthyosaure ont été découvertes lors du creusement de ces plans d'eau. Une autre vertèbre, pouvant appartenir au genre *Temnodontosaurus*, forme typique du Lias, a été trouvée par le professeur Ch. Thoroude, près de Moutiers-les-Mauxfaits, sans localisation précise. Elle pourrait provenir soit de témoins reliques de Lias, signalés par M. Ters (*in* Godard *et al.*, 2008) au village des Forêts ou au Château de la Cantaudière, reliques qui n'ont pas été retrouvées lors de la présente cartographie, soit des petits affleurement de Lias situés au Nord-Ouest du Moulin-Cassé, au Sud de la Joséphine et près de Bois Lambrin.

Le Toarcien se termine régionalement par des calcaires marneux à nodules calcaires remaniés, taraudés et phosphatés qui représentent les zones à *Pseudoradiosa* et à *Aalensis*.

**j1. Calcaires gris, durs et marnes grises à *Catinula beaumonti* (Aalénien) (1,5 m).** Cette assise est souvent regroupée par commodité cartographique avec le Toarcien en raison de sa faible épaisseur et de sa lithologie assez proche de celle du Toarcien supérieur. Elle affleure en rive gauche de La Smagne et suivant un arc passant par Rassouillet, Corpe, Peault et Lavaud. On l'observe aussi dans la vallée du Lay, d'une part sur l'Île-de-la-Motte et d'autre part en rive droite près de Marigny. Lithologiquement, l'Aalénien se distingue (parfois) du sommet du Toarcien par l'apparition d'oolites ferrugineuses. Ce niveau à oolites ferrugineuses constitue un excellent repère cartographique et est également bien exprimée sur les diagraphies à rayon gamma par un pic très accentué (fig. 23). Il est formé de calcaires argileux gris à roux, encadré de marnes. Les ammonites y sont fréquentes (*Leiloceras opalinum*), ainsi que les huîtres (*Catinula (Gryphea) Beaumonti*) qui forment des lumachelles caractéristiques. Ce niveau représente l'Aalénien moyen (Zone à *Opalinum*).



j2Cp. **Calcaires ponctués, calcaires blanchâtres à ponctuations rouges, intercalations de marnes grises à la base (Bajocien) (25 m)**. Ces calcaires affleurent principalement en rive gauche de la Smagne, depuis Saint-Jean-de-Beugné jusqu'aux environs de Corpe puis jusqu'à la vallée du Lay suivant la Frise, Péault et Lavaud. Le Bajocien comprend ici, comme à l'échelle régionale, une unité inférieure (5 à 6 m) à passées conglomératiques et intercalations marneuses, et une unité supérieure, la plus développée (environ 20 m), constituée d'une succession monotone de calcaires blancs à ponctuations ferrugineuses.

La partie basale calcaro-marneuse repose sur l'Aalénien par une surface usée, irrégulière, discontinuité majeure à l'échelle régionale. Elle débute par un faciès marneux conglomératique à galets de calcaires aaléniens, oxydés et taradés, auquel succèdent des marnes à oolites ferrugineuses. Ce niveau pluridécimétrique représente le Bajocien inférieur (Zone à Sowerbyi et à Sauzei). Il est surmonté par des calcaires clairs en bancs irréguliers, à *Cancellophycus* et *filaments*, suivis de marno-calcaires à bancs calcaires noduleux et bioturbés, souvent à encroûtements phosphatés. Cet ensemble riche en spongiaires, ammonites (*Stephanoceras* sp., *Emileia* sp., *Sonninia* sp.), bélemnites, brachiopodes, correspond au Bajocien moyen (Zone à Humphriesianum) et à la base du Bajocien supérieur (Zone à Niortense et Zone à Garantiana).

La partie supérieure du Bajocien montre une lithologie plus monotone, avec une succession de bancs pluridécimétriques à métriques de calcaires blancs d'aspect crayeux, qui à l'affleurement se débitent en plaquettes irrégulières. Ces calcaires blancs, peu fossilifères, renferment des nodules de marcassite et surtout de très nombreuses ponctuations ferrugineuses, gravelles de couleur rouille qui correspondent à des fragments millimétriques de spongiaires et à des agrégats ferruginisés formés autour des spicules de spongiaires (tubéroïdes). En forage, ces tubéroïdes présentent une teinte gris foncé. La puissance des différents bancs augmente au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série. Ces calcaires ponctués correspondent à la zone à Parkinsoni (Bajocien supérieur). La notice de la carte L'Aiguillon (Verger *et al.*, 1975) y signale *Parkinsonia dorsetensis*, *P. subplanulata*, *Cadomites* sp., *Prorsisphinctes* sp.

j3Cs. **Calcaires graveleux à ponctuations rouges, minces bancs fossilifères au toit (Bathonien) (15 à 18 m)**. Les calcaires du Bathonien diffèrent peu de ceux du Bajocien sous-jacent. La distinction cartographique entre les deux étages est souvent basée sur l'identification du « banc pourri », niveau repère très fossilifère, qui en réalité se situe à quelques mètres au-dessus de la limite d'étage du Bathonien.

Le Bathonien repose sur une surface durcie qui marque le sommet du Bajocien. Il débute par des calcaires graveleux à ponctuations rouges identiques à ceux du Bajocien supérieur, mais dont les rares ammonites indiquent la Zone à

zigzag (Gabilly *et al.*, 1997). La Zone à zigzag se termine par le « banc pourri » niveau repère d'importance régionale, épais d'environ 1 m, qui est également très bien marquée dans les diagraphies gamma ray. Cette assise est constituée de minces bancs de calcaire argileux intercalés entre des couches de marnes verdâtres et pétris de fossiles phosphatés, notamment des ammonites : *Procerites schloenbachi*, *Oxycerites nivernensis*, *Morphoceras* sp., *Zigzagiceras* sp., *Gonolkites* sp., associées à des bélemnites, gastéropodes, bivalves (*Pholadomya*) et nombreux brachiopodes (*Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, *Ptyctothyris niortensis*, *Sphenorhynchia bugeysiaca*, *Cererithyris aff. bihinensis*...).

Au-dessus du « banc pourri », on retrouve des calcaires blancs en gros bancs, d'aspect grumeleux, micrograveleux, à ponctuations rouille, qui appartiennent au Bathonien inférieur et moyen. La faune y est peu abondante (gastéropodes, lamellibranches, rares ammonites). Les terriers y sont fréquents. Certains bancs contiennent des nodules de marcassite qui, par altération, donnent des cavités rouille de 2 à 3 cm de diamètres. Les joints de bancs sont irréguliers. Les bancs les plus épais (0,4 à 0,6 m) ont été exploités pour la pierre de taille dans les anciennes carrières de Luçon. Il est plus aisé d'accéder aux carrières des Quatre Chemins, à Sainte-Gemme-la-Plaine où les traces de pic des tailleurs de pierre restent bien visibles.

Le Bathonien supérieur, constitué par quelques mètres de calcaires graveleux en bancs plus minces, riches en *Choffatia*, se termine par un banc très fossilifère, le « banc noir », qui fournit *Oppelia (Oxycerites) aspidoides*, *Bullatimorphites hannoveranus*, *Procerites* sp.

**ja-b. Calcaires argileux à ammonites (Callovien inférieur à moyen) (19 m).** Le Callovien affleure uniquement en limite du Marais poitevin où il disparaît rapidement sous les dépôts quaternaires. Il a été observé, notamment, au Sud de la carte sur les bords du marais et sur les coteaux de la vallée du Lay au Sud du hameau de la Claye. Ses affleurements sont rares et généralement, il a été cartographié à partir des « pierres volantes » présentes dans les champs. Les couches ayant un pendage vers le Sud, seule la partie inférieure du Callovien est représentée sur la carte Luçon. Son épaisseur est de 19 m dans un sondage réalisé au Sud de Chasnais à la Motte-Gédouin, alors que l'ensemble du Callovien dépasse la centaine de mètres sous le Marais poitevin.

Le Callovien débute par quelques mètres de calcaires durs, argileux, souvent riches en oolites ferrugineuses. Cette série réduite, mais très fossilifère, contient une faune d'ammonites caractéristiques du Callovien inférieur : *Kheraiceras bullatus*, *Choffatia*, *Macrocephalites*, *Dolikephalites gracilis*, *Chanasia michalskii*, *Indosphinctes rusticus*, etc. Viennent ensuite des marnes grises à jaunâtres, pyriteuses, admettant des intercalations de calcaires fins argileux. Elles renferment de petits fossiles pyritisés qui appartiennent au Callovien

moyen. Le sommet du Callovien moyen et le Callovien supérieur sont masqués par les formations quaternaires.

## Formation du Crétacé

**Cs. Calcaire fossilifère, bréchifié et silicifié, en filon neptunien dans le massif monzogranitique d'Avrillé (Crétacé supérieur).** Au Nord de Moutiers-les-Mauxfaits, en limite occidentale de la carte, la partie la plus nord-orientale du massif de monzogranite porphyroïde d'Avrillé, encaisse un filon « sédimentaire » de brèche très siliceuse, de direction N140°E, observé sur environ 1,6 km de long. Ce filon se suit de façon discontinue, sous forme de quelques petites « têtes rocheuses » en place dans des prés et surtout, par des blocs de taille variable dispersés dans les prés et les bois. Son extrémité sud-est se situe à l'Ouest immédiat de la D 747, au Nord du Petit Renaudon, tandis que vers le Nord-Ouest, il se suit jusqu'au Nord du lieu-dit « le Grand Quartier ».

Ce filon présente une structure bréchique avec des éléments anguleux de teinte gris clair, de taille variable, constitués de silice cryptocristalline, et un ciment de teinte beige, également très siliceux. Un examen attentif à la loupe montre que certains éléments de la brèche renferment de petits débris de bioclastes silicifiés qui se distinguent du fond cryptocristallin par leur forme et par une teinte grise plus sombre.

L'expertise biostratigraphique d'un échantillon, réalisée par C. Bourdillon (2008), montre qu'il s'agit d'une biomicrite ou d'une biomicrosparite silicifiée dont l'âge de dépôt est le Crétacé supérieur, dans un intervalle allant du Santonien au Maastrichtien, avec de prudentes présomptions pour un intervalle plus restreint : Campanien ou Campanien à Maastrichtien. La biophase comprend :

- quelques fragments d'algues, de détermination hasardeuse : dasycladacées, udoteacées, corallinacées ?
- de très rares moules internes de foraminifères planctoniques, avec une possible section fantôme de *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER) ;
- de rares tests de foraminifères benthiques avec seulement deux spécimens identifiables : *Alveolophragmium* ou *Ataxophragmium* sp. ; *Spirocyclina* sp. (ou une forme voisine ?) ;
- des métazoaires : un nucléus d'ammonite, quelques débris de bryozoaire, des débris de spicules d'éponge siliceuse communs, de très rares carapaces d'ostracodes, des fragments d'échinidés assez communs, quelques sections d'annélides polychètes (serpules), des débris de mollusque bivalve et un moule interne de mollusque gastéropode.

Cette biophase correspond à un milieu de dépôt marin, probablement infralittoral.

Le gisement particulier de ce témoin s'apparente à un filon sédimentaire (dit aussi filon neptunien). Il s'expliquerait par le dépôt d'un sédiment marin dans une fracture étroite du socle hercynien dont les termes ameublés (granite hydrothermalisé facilement altérable) ont été préalablement décapés, sans doute par l'érosion littorale précédant le dépôt. L'aspect bréchiq ue est probablement lié à la silicification en masse de ces sédiments, silicification qui affecte communément les vestiges sédimentaires du Crétacé supérieur (voir par exemple les Grès ladères de la carte Palluau, Lahondère *et al.*, 2009). Des grès ladères sont d'ailleurs signalés à proximité sur la carte voisine Les Sables-d'Olonne – Longeville (Grès siliceux du Bernard). La période de silicification est rapportée à l'Éocène.

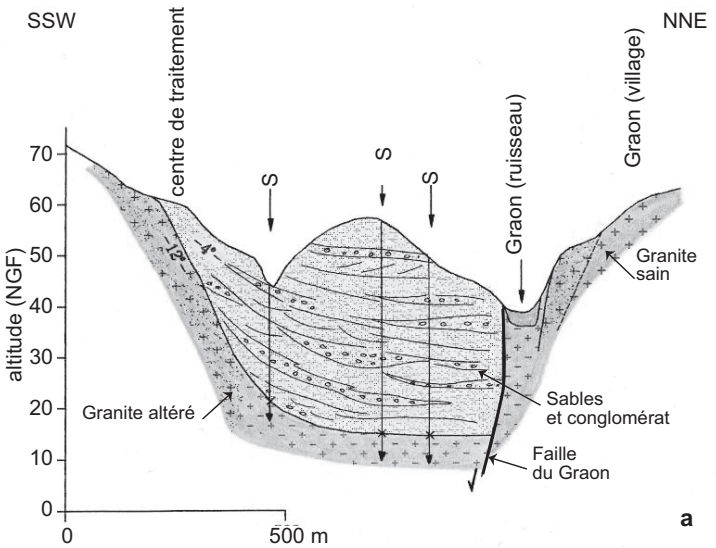
Le Crétacé supérieur marin de Moutiers-les-Mauxfaits constitue un jalon nouveau entre les assises des Charentes et celles de Challans-Commequiers, dont les plus proches témoins sont distants d'une trentaine de kilomètres vers le Nord-Ouest. Le bassin de Challans-Commequiers présentent une série stratigraphique qui va du Cénomani en moyen au Sénonien (Louail *et al.*, 1983). Elle confirme, s'il en était besoin, que la mer du Crétacé supérieur a recouvert l'ensemble de la région et que les assises sédimentaires qu'elle y a déposées ont été par la suite presque complètement décapées. Leur préservation n'a été possible que dans des dépressions tectoniques, des paléorias, ou comme ici à la faveur dans une fracture ouverte dans le granite d'Avrillé.

## FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

### Formation tertiaire

**p3E. Formation des « Sables des Essarts », sables et argiles silteuses à graviers roulés abondants (Pliocène supérieur – Tiglien possible).** Une épaisse formation sablo-graveleuse azoïque est conservée sur une épaisseur d'une quarantaine de mètres dans un héli-graben en rive droite de la vallée du Graon, où elle est exploitée par les « Sablières de La Lande ». En dehors du graben, ces sables et graviers forment des placages plus ou moins épais qui s'étendent entre Le Chaillot au Nord-Ouest, Chaillé-sous-les-Ormeaux et Champ-Saint-Père au Sud-Est. Les cailloutis du Nord-Ouest de Champ-Saint-Père figurent comme « Pliocène » sur les cartes 1/80 000 Fontenay-le-Comte et La Roche-sur-Yon. La notice de la carte Fontenay-le-Comte précise que l'état de surface des grains de quartz attesterait une origine marine (sables émoussés luisants). À Chaillé-sous-les-Ormeaux, ces sables et graviers avaient été signalés par E. Bocquier (1900).

Les coupes levées dans les « Sablières de La Lande » (Calligée, inédit) montrent que la formation détritiqu e repose un granite à biotite, altéré, mais cohérent. Le contact granite-sable est incliné d'environ 20° vers le Nord-Est,



**Fig. 25 - Coupes transversale (a) et longitudinale (b) du graben du Graon, avec indication des sondages (S). Directions des paléocourants (c). D'après Calligée (1997)**

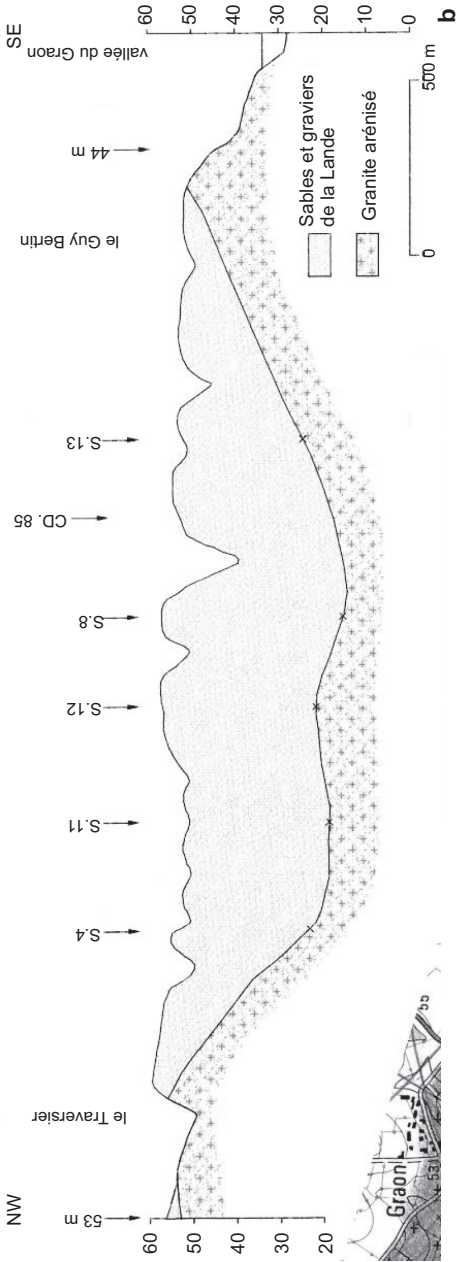


Fig. 25 (suite) - Coupes transversale (a) et longitudinale (b) du graben du Graon, avec indication des sondages (S). Directions des paléocourants (c). D'après Calligée (1997)

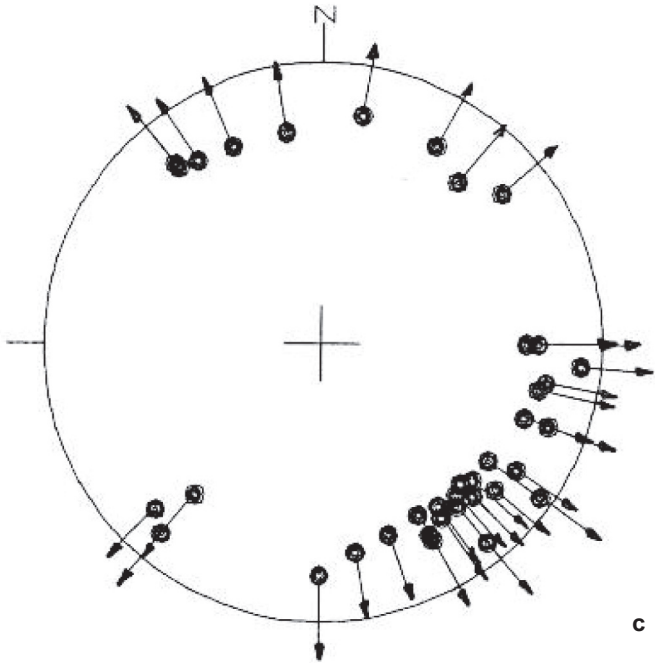


Fig. 25 - Coupes transversale (a) et longitudinale (b) du graben du Graon, avec indication des sondages (S). Directions des paléocourants (c). D'après Calligée (1997)

alors que des dépôts sus-jacents ne le sont que faiblement (5° NE), conformément au basculement général des couches vers le Nord-Est (fig. 25). Ceci implique que la formation s'est déposée sur un substratum accidenté. La disposition du gisement montre qu'il s'agit d'une dépression topographique de type paléoria ou paléovallée creusée le long de la faille du Graon. Le substratum granitique, très altéré dans le fond de la cuvette, forme des pointements résistants sur la bordure du gisement.

Le matériel sédimentaire est constitué de sables fins et moyens et de sables grossiers à galets. Peu usés, parfois arkosiques dans les termes grossiers (à clastes feldspathiques souvent très altérés), ces sables sont généralement pauvres en fraction argileuse. Leur couleur est blanche, jaune ou ocre. Les niveaux les plus grossiers contiennent des galets de taille centimétrique (sable à galets) soulignant souvent les stratifications obliques. De minces couches argilo-silteuses finement laminées s'intercalent parfois dans les bancs sableux. Leur puissance est de quelques centimètres pour une extension plurimétrique.

Les termes grossiers consistent en bancs métriques à plurimétriques de galets à matrice sableuse subordonnée. Ils ont une épaisseur variable (0,5 à 5 m) et une extension de quelques centaines de mètres. Les galets, dont la taille varie de 5 à 30 cm, sont généralement très usés, arrondis (galets de quartz et de granite) ou aplatis (ampélites). Ils sont recouverts d'une fine pellicule d'argile blanche. Ce matériel grossier est majoritairement issu du socle hercynien environnant avec par ordre d'importance décroissante : quartz filoniens, granites, phtanites et ampélites, schistes gréseux, « porphyroïdes » type Mareuil... Les feldspaths des clastes d'origine granitique sont intensément argilisés, ce qui rend ces galets friables. Parmi les galets de quartz, on rencontre un faciès particulier à grands cristaux pluricentimétriques, parfois limpides. Ces quartz proviennent très probablement du système filonien de Saint-Jean-Neuf, situé à environ 6 km au Sud, qui présente le même type de quartz pyramidé. La seconde famille de galets est constituée de silex et calcaires silicifiés, issus d'une couverture calcaire silicifiée qui pourrait être jurassique (certains ressemblent à des dolomies du Lias inférieur, d'autres à des grès pliensbachien). Ces galets sont généralement corrodés et présentent des figures de dissolution.

Les figures sédimentaires les plus communes dans les sables sont des rides obliques disposées en bancs métriques à surface plane. On rencontre plus rarement de petites rides de courant à nappage argilo-silteux et des figures d'expulsion d'eau. Les niveaux grossiers sont peu granoclassés et peu structurés. Leur base est souvent érosive et à granoclassement inverse. Ceci montre que la formation a été mise en place par des courants de forte énergie. Les paléocourants montrent une forte dispersion directionnelle. Ils s'écoulent préférentiellement vers le Sud-Est, et dans une moindre mesure, vers le Nord-Ouest. Cette orientation confirme le contrôle topographique exercé par le paléodrain longeant l'accident du Graon. Ces dépôts évoquent un milieu



estuarien agité, plutôt que fluviale. Le caractère opposé, voire dispersé, des courants est également favorable à cette hypothèse, d'autant que la plupart des mesures indiquent des courants allant vers le Sud-Est, donc vers l'amont supposé d'un éventuel système fluviale.

Postérieurement au dépôt, l'assise sableuse a subi une importante altération marquée par l'argilisation presque complète des feldspaths.

**Éléments de datation.** La formation de la Sablière de la Lande s'est révélée jusqu'à présent azoïque. Elle est postérieure au Jurassique qu'elle remanie, mais on ne peut exclure qu'elle soit Crétacé (Cénomanién). Régionalement, il est possible de la comparer avec les sables et graviers des Essarts, dont l'âge n'est pas non plus établi (Pliocène ?), et avec les formations détritiques également azoïques de la région de Challans, Palluau et Montaigu. Les dépôts détritiques du secteur de Palluau reposent sur des marnes et faluns datés du Pliocène inférieur (Lahondère *et al.*, 2009). Par conséquent, l'attribution de la formation de la Sablière de la Lande au Plio-Quaternaire est envisageable. L'un de nous (Karnay), propose de rapporter ces cailloutis à la Formation de Belin, en Gironde, longtemps considérée comme appartenant au Pléistocène inférieur et actuellement considérée d'âge Tiglien (Karnay, Dubreuilh, juin 2007, inédit).

## Formations superficielles

### Alluvions fluviales

**Fva. Gravier subanguleux à matrice sablo-argileuse rubéfiée (Pléistocène inférieur – Waalien).** Ils reposent sur les dépôts du Lias inférieur à moyen et sur les terrains du socle métamorphique à une altitude variant de +80 m à +90 m. Leur puissance peut atteindre 5 m et ils sont représentés par des graviers subanguleux à roulés, de roches principalement issues du socle cristallin et métamorphique avec cependant quelques éléments de grès et calcaires silicifiés. La matrice argileuse fortement altérée, présente des teintes brun-rouge à ocre et les éléments figurés peuvent eux-mêmes acquérir des teintes variant du rouge au violacé. Ces dépôts ont été attribués, *a priori*, au Waalien, par analogie avec le système alluvial de la Gironde où ils trouvent leur équivalence avec la nappe alluviale de Listrac.

**Fvb. Gravier polygéniques à matrice sablo-argileuse rubéfiée (Pléistocène inférieur récent – Günz).** D'une puissance de 3 à 5 m, ces dépôts sont constitués d'une matrice argilo-limoneuse à sableuse, le plus souvent altérée en teintes ocres à rouges, qui emballe des éléments polygéniques principalement issus du socle et dans une moindre mesure des grains de quartz. Ces dépôts qui correspondent à une phase froide, sont conservés uniquement en rive sud du Lay, à l'Est et au Sud-Est de Sainte-Péxine ; il est cependant probable

que la majeure partie d'entre eux ont été déblayés lors du creusement des vallées aux phases glaciaires postérieures et en particulier au Mindel.

**Fwb. Gravier et cailloutis polygéniques à matrice sablo-argileuse rubéfiée (Pléistocène moyen ancien – Mindel).** Ces dépôts sont présents tout au long de la vallée du Lay, à une altitude de base de +30 m en amont, au niveau de l'autoroute A 83 et de +25 m à l'aval dans le secteur de Lairoux. Leur puissance varie de 6 à 10 m (puissance maximale recoupée en sondage en bordure de l'A 83) et il s'agit de graviers et cailloutis provenant du socle et de calcaires plus ou moins silicifiés, emballés dans une matrice argilo-sableuse brun-rouge. Les clastes issus du socle sont essentiellement des quartz laiteux ou grisâtres, correspondant probablement au quartz d'exsudation des métamorphites et dans une moindre mesure de rares galets de gneiss et de micaschistes fortement altérés. Cette formation, bien représentée dans la partie aval de la vallée du Lay, semble avoir remobilisé aussi, au moins en partie, les éléments grossiers issus de la formation des « Sables des Essarts » d'âge Tiglien possible.

**Fxb. Sables et graviers à galets polygéniques roulés (Pléistocène moyen récent – Riss).** En rive droite du Lay, au Nord de Sainte-Pexine, à une altitude relative de +3 à +7 m, la terrasse Riss est représentée par des graviers et galets roulés, pour moitié de quartz laiteux et pour moitié de roches cristallines et métamorphiques. Les galets de gneiss et de micaschistes sont plus ou moins altérés et la puissance du dépôt varie de 3 à 5 m. Cette formation est présente aussi à la confluence du Lay et de l'Yon et au Nord de Curzon.

**Fyb. Sables et graviers argileux à galets polygéniques roulés (Pléistocène supérieur – Würm).** Dans la vallée du Lay, en amont de Mareuil-sur-Lay, cette formation forme de petits replats de chaque côté de la rivière, à une altitude relative de +2 à +3 m. Sa puissance ne dépasse guère 5 m et elle est constituée d'une matrice sablo-argileuse qui emballer des graviers et des galets roulés de quartz laiteux, de roches cristallines et métamorphiques. Les galets de gneiss et de micaschistes sont plus ou moins altérés.

**Fz. Argiles limoneuses grisâtres et graviers polygéniques (Holocène à Actuel).** Formant le lit des principaux cours d'eau, ces alluvions modernes sont constituées de graviers et galets polygéniques (roches sédimentaires et cristallines) noyés dans une matrice argilo-limoneuse plus ou moins sableuse. Au débouché du cours de La Vendée dans le Marais poitevin, elles s'enrichissent en argile et forment un « bri fluviatile » grisâtre caractérisé par la présence de fossiles d'eau douce (Limnées, Planorbis). Enfin, à la base des remplissages argileux de la vallée du Lay, on peut observer de 1 à 2,50 m de graviers qui représentent peut-être les reliques des alluvions d'âge Würm.

## Alluvions fluvio-marines

**MFz, MFzT. Argiles grises à bleutées et argiles tourbeuses noirâtres (Flandrien à Actuel).** Elles se localisent dans la partie sud-ouest de la carte où leur puissance varie de 0 à 10 m ; elles sont en continuité avec le Marais poitevin et se développent surtout sur la carte adjacente de Marans (Dupuis *et al.*, 1975). Comme l'indique J. Dupuis *et al.*, (1975), ce dépôt est constitué d'une argile flandrienne verdâtre à bleuâtre extrêmement lourde, dépourvue de sables grossiers et de graviers ; on note, cependant, la présence de calcaire (micrite) dans la fraction fine. Ces dépôts sont plus connus régionalement sous la dénomination de *bri*, et leur extension se poursuit dans les différents marais du littoral vendéen. Leur origine au moins en partie marine est attestée par la présence de coquilles équivalant à une faune vivant actuellement dans les vases de l'anse de l'Aiguillon (*Scrobicularia plana*, *Cardium edule*, *Ostrea edulis* et *Mytilus edulis*).

Localement, le *bri* est surmonté de tourbes (MFzT) plus ou moins argileuses, à débris de végétaux palustres (fougères hygrophiles, *Phragmites*, *Typhas* et *Carex*).

**CF. Colluvions et alluvions des fonds de vallon (Holocène à Actuel).** Elles se composent, en amont des cours d'eau et au fond des vallées, de débris anguleux de roches locales à matrice argilo-limoneuse, à granoclassement hétérogène, correspondant vraisemblablement à un mélange de dépôts de versants, d'altérites et d'alluvions. Elles sont généralement liées aux réseaux hydrographiques temporaires ou anciens.

**C. Colluvions, limons, limons argileux, sables, blocs (Holocène à Actuel).** Les colluvions sont représentées par des dépôts argilo-limoneux à débris soit de roches plus ou moins altérées ou silicifiées soit des dépôts fluviaux dont ils sont issus. Ils sont particulièrement bien exprimés près de Lairoux où ils remobilisent les altérites des calcaires calloviens et en partie la terrasse Mindel.

**Altérites sur les formations sédimentaires jurassiques, argile limoneuse, silteuse à sableuse, à débris de roches ferruginisées, altérites à chailles.** L'essentiel de ces altérites est représenté par une argile limoneuse, silteuse à sableuse, à débris de roches ferruginisées ou silicifiées (isaltérites). La nature de ces formations permet d'identifier les faciès pétrographiques des éléments allochtones la composant.

Au sommet de ces empâtements altéritiques, on observe parfois un niveau argileux dépourvu d'éléments silicifiés qui correspond aux allotérites du profil d'altération.

**Altérites sur les formations sédimentaires jurassiques, argiles rouges à pisolithes d'oxydes de fer.** Localement, une argile rouge à

pisolites d'oxydes de fer ( $\text{Fe}$ ) est préservée sur un substrat généralement carbonaté : elle correspond aux reliques d'une cuirasse latéritique. Ce type de dépôts est présent notamment au Sud et à l'Est des Touches sur des altérites de marnes toarciennes et au Sud de Mareuil-sur-Lay, sur les calcaires du Pliensbachien.

**∅-B. Formation des plateaux, limons, cailloutis résiduels de quartz plus ou moins émoussés, altérites (argiles et arènes).** Dans la moitié septentrionale de la carte où domine le socle, les hauts des plateaux sont nappés par un « complexe » superficiel, mêlant altérites, résidus de ruissellement et limons d'origine éolienne. L'épaisseur de ce complexe demeure néanmoins réduite ne dépassant guère 1 m, sauf sur les granites où les arènes, argileuses en surface, sableuses en profondeur, peuvent atteindre 3 à 8 m de puissance.

**B1. Limons argilo-sableux rubéfiés, localement à galets infra-centimétriques de quartz. (1) zones très rubéfiées avec quelques pisolites de fer.** Sur le plateau au Nord de Moutiers-sur-le-Lay, affleure une formation superficielle peu épaisse mais remarquable par sa teinte rouge sombre à rouge-orange constituée de limon finement sableux ou argilo-sableux ; localement cette formation inclut aussi de petits galets de quartz et parfois quelques pisolithes de fer.

**B2. Formation à matrice argilo-sableuse ocre-rouille et nombreux cailloutis sub-arrondis, essentiellement de quartz.** Cette formation a une extension limitée et est exclusivement représentée dans la région de Bois-Sorin. Elle est visible notamment en un grattage décamétrique qui la recoupe sur 2,5 m de puissance et est constituée d'une matrice limono-argileuse ocre-rouille qui emboîte de très nombreux clastes infra-centimétriques de quartz et de rares clastes de phanites et de micaschistes.

**X. Dépôts anthropiques, remblais.** Les principaux « gisements » de remblais sont situés à proximité des carrières et correspondent aux déblais et résidus d'exploitation. Ainsi sont-ils cartographiés au Nord de Mareuil-sur-Lay où ils correspondent aux résidus d'exploitation de la carrière des « Roches Bleues », au Sud de la Guitardière où ils correspondent aux résidus d'exploitation des gravières et au Sud de Champ-Saint-Père aux abords de la carrière du « Danger ».

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *GROUPE DE NIEUL-LE-DOLENT*

Sur la carte Luçon, ce groupe affleure en deux régions distinctes, sud-occidentale et nord-orientale, ce qui ne facilite pas la caractérisation d'éventuelles évolutions latérales entre des séries spatialement différenciées. Par

ailleurs, les données cartographiques telles que représentées sur la carte adjacente de La Roche-sur-Yon (Wyns *et al.*, 1988) ne permettent pas non plus de faire le lien entre les séries de ces deux zones. Néanmoins dans les deux cas, on note une évolution comparable de la sédimentation depuis un pôle franchement pélitique vers un pôle grés-quartzitique. Ainsi au Sud-Ouest de la carte, la série des micaschistes gris sombre à éclat métallique et la formation de Champ-Saint-Père à schistes gris-beige rosé passent progressivement vers le Nord à la série des micaschistes quartzeux et métaquartzites ; de même, au Nord-Est de la feuille, les micaschistes de la zone de Thibœuf évoluent vers les micaschistes quartzeux puis les métaquartzites de « La Vierge ». De plus, la formation des schistes de Champ-Saint-Père avec ses quelques bancs de métagrauwackes fines n'est pas sans évoquer les micaschistes de la zone de Thibœuf et ses niveaux de métagrauwackes, la principale différence étant un degré de métamorphisme plus accentué pour ces derniers.

Quoiqu'il en soit, cette évolution illustre la sédimentation ordovicienne : en effet, d'une part une donnée stratigraphique ponctuelle (Brillanceau, 1962) a montré que la série des micaschistes gris sombre à éclat métallique est d'âge Ordovicien et d'autre part une datation à  $486 \pm 6$  Ma des métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier confirme cette stratigraphie ; il apparaît donc qu'à cette période, la sédimentation est de type détritico terrigène ; sa finesse et son caractère franchement quartzeux montrent que nous avons ici une série assez évoluée probablement assez éloignée des zones continentales source.

#### *PORPHYROÏDES ET MÉTARHYOLITES DES FORMATIONS DE LA CHAPELLE-HERMIER ET DE LA SAUZAIE*

Les porphyroïdes (roches volcaniques ou hypo-volcaniques acides composées d'une matrice fine emballant des porphyroclastes de quartz et de feldspath, le tout plus ou moins déformé et métamorphisé) sont présents dans deux formations : celle de La Chapelle-Hermier et celle de La Sauzaie. En Vendée littorale, ces deux formations sont séparées par un contact tectonique mais en Vendée méridionale, les métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier sont en contact normal tant avec les séries métasédimentaires du groupe de Nieul-le-Dolent et volcano-sédimentaires de la formation des Roches qu'avec les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie.

Cependant, en dépit de leur relation normale et de leurs âges identiques, Ordovicien inférieur, (métarhyolite de Coëx,  $483 \pm 10$  Ma ; méta-microgranite de La Maçonnière  $478 \pm 14$  Ma ; métarhyolite de La Chapelle-Hermier,  $486 \pm$  Ma ; métarhyolite de La Sauzaie,  $477 \pm$  Ma et  $481 \pm 14$  Ma (Le Poiré-sur-Vie, Béchenneq *et al.*, 2008) ; métarhyolite de Mareuil  $486 \pm 6$  Ma, métarhyolite de Château-Guibert  $483 \pm 4$  Ma (carte Luçon), les porphyroïdes de ces deux

formations se distinguent par leur chimisme et notamment par leur caractère plus ou moins potassique ou sodique :

## **Échantillonnage et méthodes analytiques**

Cinq analyses géochimiques ont été réalisées sur des porphyroïdes de la carte Luçon : quatre sur des métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier (FB2213, DOV24-25-26) et la dernière sur une métarhyolite de la formation de La Sauzaie (FB2252). Les analyses d'éléments majeurs ont été effectuées par fluorescence X, les éléments traces par ICP-ICP/MS (BRGM) ou activation neutronique (échantillons DOV, Laboratoire P. Sue, CEN Saclay).

## **Caractères généraux**

Les principaux caractères notables des porphyroïdes sont (annexe 1) :

- une composition presque toujours acide et souvent très acide ( $\text{SiO}_2 = 67\% \sim 78\%$ ) ;
- des teneurs assez fortes en  $\text{TiO}_2$  (0,25-0,5 %) en dépit du caractère souvent très acide ;
- des teneurs faibles en  $\text{CaO}$  ( $< 0,5\%$ ) dans tous les échantillons même dans les roches les moins acides ;
- des teneurs très variables en  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,3,3 %) et  $\text{K}_2\text{O}$  (4,56-9,77 %), avec une prédominance toujours nette de K sur Na. Néanmoins, la somme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  est généralement conforme aux valeurs des laves acides « communes » ( $\sim 8\text{-}10\%$ ). Un lessivage partiel de Na est envisagé pour les roches les plus pauvres en Na, mais l'abondance de feldspath alcalin primaire montre que le caractère particulièrement potassique était bien un trait des laves initiales ;
- un indice d'aluminosité ( $A/\text{CNK} = \text{rapport } \text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$  en proportions atomiques) variable mais toujours élevé ( $\sim 1,05\text{-}2$ ) qui définit la quasi-totalité des roches comme fortement peralumineuses. Cet indice est le plus élevé (1,48-2) dans les trois échantillons particulièrement pauvres en Na ( $\text{Na}_2\text{O} < 1\%$ ) qui ont vraisemblablement subi un lessivage de Na.

Les nouvelles analyses effectuées sur les échantillons de la carte Luçon, s'inscrivent totalement dans la définition précédente : les roches sont acides ( $\text{SiO}_2 = 70,3\text{-}73,4\%$ ), assez riches en  $\text{TiO}_2$  ( $= 0,29\text{-}0,48\%$ ), pauvres en  $\text{CaO}$  (0,2-0,~5 %), très potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 4,7\text{-}9,8\%$ ) et faiblement à modérément sodiques ( $\text{Na}_2\text{O} = 0,5\text{-}2,9\%$ ), avec des sommes  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  conformes aux valeurs de laves acides non altérées ( $\sim 7,6\text{-}11,2\%$ ). Les roches sont métalumineuses (DOV26) à fortement peralumineuses ( $A/\text{CNK} \sim 1,1\text{-}1,4$ ).

Une recherche dans une base de données géochimiques (base BRGM ; Thiéblemont) n'a pas permis de trouver des laves acides récentes de même type.

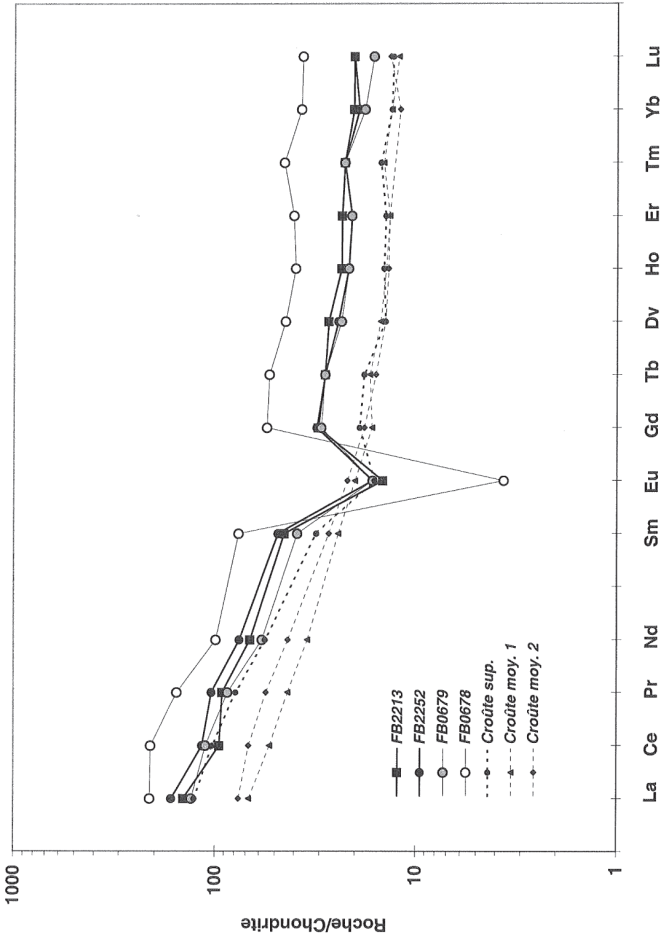


Fig. 26 - Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour deux porphyroïdes de la carte Luçon, comparaison avec ceux de deux analyses représentatives, étudiées dans le cadre de la carte Le Poiré-sur-Vie (Béchevenc et al., 2008) ainsi qu'avec les spectres d'un certain nombre de « réservoirs » crustaux moyens : croûte continentale supérieure (Croûte sup.) (Taylor et MacLennan, 1985) croûte continentale moyenne (Croûte moy. 1, Croûte moy. 2) (Taylor et MacLennan, 1985 ; Wedephol, 1995)

En revanche, de telles rhyolites sont connues dans le Cambrien de Normandie (Formation de Voutray) (Le Gall, 1993) et des laves acides très potassiques forment le type dominant du volcanisme permien de l'Estérel. Néanmoins, celles-ci sont alcalines et non peralumineuses (Poitrasson & Pin, 1999).

### Origine des magmas

L'origine des magmas rhyolitiques a été discutée par ailleurs (carte 1/50 000 Le Poiré-sur-Vie, Béchenne *et al.*, 2008) d'après deux types de contrainte : 1/ les éléments traces ; 2/ la position des échantillons relativement aux eutectiques et cotectiques déterminés dans des travaux expérimentaux.

### Éléments traces

Un premier point tiré de l'étude des éléments traces, est l'analogie des signatures des porphyroïdes avec celles des roches calco-alcalines, plutôt que peralumineuses. Les échantillons prélevés sur la carte Luçon montrent de telles signatures, que caractérisent, en particulier, des teneurs élevées en Th (= 15-19 pm) et La (= 34-39 ppm), et de faibles teneurs en Ta (= 0,82- 1,1 ppm). Les teneurs plutôt fortes en Th (supra) et en Zr (= 148 – 330 ppm) suggèrent que les magmas rhyolitiques étaient « chauds », c'est-à-dire à des températures plus élevées que celles auxquelles précipitent le zircon et la monazite (soit T vraisemblablement > 750 °C) (Watson, 1979 ; Montel, 1986).

Les spectres de Terres Rares (fig. 26) confirment le point précédent : les teneurs en Terres Rares des porphyroïdes augmentent avec la teneur en SiO<sub>2</sub> (Béchenne *et al.*, 2008), mais les fractionnements en Terres Rares légères et en Terres Rares lourdes sont à peu près constants, avec creusement d'une profonde anomalie négative en Eu dans les laves les plus acides (échantillon FB 0678 dans la fig. 26).

Les spectres des deux échantillons de la carte Luçon sont comparables à ceux de rhyolites d'acidité comparable du lot précédemment analysé (exemple de l'échantillon FB 0679 dans la fig. 26).

Les évolutions notées dans l'étude précédente (Béchenne *et al.*, 2008) ont été attribuées à une cristallisation fractionnée de feldspath à partir d'un magma modérément acide de composition homogène, avec préservation du caractère incompatible de la plupart des éléments traces (températures élevées).

Une comparaison entre les spectres de Terres Rares des porphyroïdes et ceux de « réservoirs » crustaux moyens (croûte continentale supérieure, croûte continentale moyenne) (Taylor et MacLennan, 1985 ; Wedepohl, 1995) (fig. 26) met en évidence de bonnes analogies, à l'exception de l'anomalie en Eu, beaucoup moins marquée dans les réservoirs crustaux.



Les bonnes similitudes entre les signatures des porphyroïdes et celles de matériaux crustaux « moyens » est compatible avec une origine anatectique des magmas rhyolitiques vendéens. Leur anomalie en Eu suggère une stabilité du plagioclase dans la source, qui implique une fusion à pression modérée, c'est-à-dire inférieure à celle requise pour une paragenèse éclogitique (absence de plagioclase).

### **Contraintes expérimentales**

Différents travaux expérimentaux montrent que des liquides acides peralumineux et potassiques peuvent être issus de la fusion de roches métasédimentaires ou ignées (Béchenec *et al.*, 2008) : 1) gneiss peralumineux et fortement potassiques de composition dacitique (Patiño-Douce et Beard, 1995) ; 2) gneiss métalumineux de composition tonalitique (Skjerlie et Johnson, 1993) ; 3) pélites pauvres en Ca (Patiño-Douce et Johnson, 1991) ; 4) orthogneiss granodioritiques peralumineux et fortement potassiques (Holtz et Johannes, 1991).

Le caractère peu calcique et très potassique des porphyroïdes, fixe des contraintes rigoureuses sur la composition du protolithe. Seul un matériau source présentant lui-même ces traits géochimiques peut produire un magma comparable aux porphyroïdes. D'après les données expérimentales, le seul matériau source possible serait une pélite déficitaire en calcium (Patiño-Douce et Johnson, 1991).

Finalement, une estimation de la température des magmas rhyolitiques a été réalisée d'après les valeurs du rapport  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  qui, dans les liquides expérimentaux, montre une bonne corrélation avec la température (Thiéblemont, non publié). Pour la majorité des porphyroïdes (soit  $\text{SiO}_2 = 70-76\%$ ), les rapports  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  compris entre 200 et 300 suggèrent des températures de l'ordre de 900 à 950 °C. Pour les plus siliceux ( $\text{SiO}_2 \sim 78\%$ ), une température de l'ordre de 700-750 °C peut être envisagée.

Le calcul avec les deux nouvelles analyses, donne des températures respectivement égales à 900 °C (FB2213) et 950 °C (FB2252). Ces températures élevées découlent de teneurs en  $\text{TiO}_2$  fortes relativement à la teneur en  $\text{SiO}_2$ .

Notons enfin que ces températures élevées sont cohérentes avec le maintien d'une forte solubilité des phases accessoires (zircon, monazite), permettant le maintien des teneurs en Zr, Hf, Terres Rares légères et Th à des niveaux assez élevés.

### **Conclusions**

Les conclusions tirées de l'étude antérieure (Béchenec *et al.*, 2008) sont les suivantes : (1) les porphyroïdes sont issus d'une lignée volcanique de nature strictement acide et aux caractères géochimiques homogènes, nettement

peralumineux, faiblement calciques et très fortement potassiques, (2) les magmas auraient évolué par cristallisation de feldspath alcalin à partir d'un magma rhyodacitique, pour aboutir à des rhyolites très siliceuses.

La fusion d'un matériau aux signatures géochimiques « d'affinité continentale », à pression modérée et à haute température semble, l'hypothèse la plus probable pour rendre compte de l'origine des magmas. Plus précisément, les travaux expérimentaux montrent qu'une pélite pauvre en calcium constitue le protolithe théorique le plus adéquat.

Ceci conduirait à attribuer cet événement magmatique à la remobilisation des séries métapélitiques de type « micaschiste », qui constituent la grande majorité des terrains d'âge infra-ordovicien dans le Massif armoricain. L'origine de cet événement anatectique d'ampleur régionale reste toutefois à élucider.

#### *FORMATION DE SAINT-GILLES*

La formation de Saint-Gilles est en contact normal avec la formation des porphyroïdes de La Sauzaie et on passe imperceptiblement de l'une à l'autre avec un caractère sédimentaire affirmée pour cette dernière, en dépit de quelques rares porphyroclastes de quartz ou de feldspath, encore localement présents. Les faciès de cette formation sur la carte Luçon, en dépit de leur faible extension, sont très comparables à ceux observés par ailleurs, notamment dans la région de Maché sur la carte du Poiré-sur-Vie (Béchenec *et al.*, 2008).

#### *FORMATION DES ROCHES*

La formation des Roches est identifiée uniquement sur la carte Luçon où d'une part, elle est en contact normal avec les métarhyolites des formations de La Chapelle-Hermier et de La Sauzaie et d'autre part, elle évolue depuis des termes assez grossiers comportant de nombreux clastes millimétriques de quartz et de feldspath jusqu'à des micaschistes fins. La composition minéralogique et la texture de ce faciès avec des clastes de quartz, parfois rhyolitiques, et de feldspath évoque une filiation volcanique certaine combinée à une influence sédimentaire indéniable ; ce faciès correspond donc probablement à des métatuffites et des métagrauwackes qui s'inscrivent parfaitement dans le contexte de l'intense activité volcanique développée à l'Ordovicien et soulignée par la présence et l'extension des porphyroïdes.

## COMPLEXE GRANITIQUE DU BAS-BOCAGE VENDÉEN, SES ENCLAVES ET LES FILONS DE MICROGRANITES

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen est constitué d'un assemblage de granitoïdes variés tant sur le plan pétrographique que sur le plan géochimique. Certaines observations de terrain montrent que les différents types de granitoïdes des massifs composites de La Roche-sur-Yon – Venansault et du Poiré-sur-Vie ont une mise en place subsynchrone, qui se situerait autour de la limite (325 Ma) entre le Viséen supérieur et le Namurien d'après cinq datations radiométriques réalisées en 2005-2007 par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazites. En revanche, le massif circonscrit d'Avrillé, constitué essentiellement de monzogranite porphyroïde à biotite, serait plus jeune avec une mise au place au Namuro-Westphalien, vers 313 Ma d'après une datation radiométrique par la même méthode.

Certains de ces granites varisques renferment des enclaves de roches magmatiques, métamorphisées (orthogneiss, amphibolo-pyroxénites) ou non, ainsi que d'abondantes enclaves de roches métamorphiques paradérivées (paragneiss, micaschistes, métaphtanites...). Sur les territoires des cartes à 1/50 000 Le Poiré-sur-Vie, Palluau et Montaigu, un faisceau de filons de microgranite porphyrique à faciès de rhyolite, d'âge supposé Stéphanien, recoupe le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen et son encaissant, constitué des métasédiments du groupe de Nieul-le-Dolent. Sur le territoire de la carte Luçon, ce complexe granitique est en outre intrusif dans des orthogneiss, plus ou moins migmatitisés, comparables au porphyroïdes de la formation de La Chapelle-Hermier, située structuralement au toit du groupe de Nieul-le-Dolent.

### Géochimie

Une étude géochimique antérieure (Stussi, 1976) avait montré des différences notables entre les deux entités granitiques suivantes : (i) des granites à biotite et (ii) des granites et leucogranites, homogènes ou hétérogènes, à biotite et/ou muscovite plus localement sillimanite ou tourmaline. Cela est confirmé par les analyses géochimiques effectuées en 2005-2009, dans le cadre du levé des cartes Le Poiré-sur-Vie, Palluau et Luçon, et interprétées à l'aide de diagrammes par J.-M. Stussi dans cette notice et les deux précédentes (Béchenec *et al.*, 2008 ; Lahondère *et al.*, 2009). En ce qui concerne les éléments majeurs, ces différences se traduisent par des champs distincts dans les diagrammes multicationiques Q-P, B-P et A-B (fig. 8, 9, 12). Ces champs ont cependant un léger recouvrement partiel, ce qui suggère une certaine continuité de composition entre les deux entités, mais sans suggère un lien génétique comme que le montre l'appartenance (i) des granites mésocrates à biotite à un magmatisme calco-alcalin, magnésio-potassique pour l'essentiel, et (ii) des granites subleucocrates à leucocrates à biotite et/ou muscovite (plus localement sillimanite ou tourmaline) à un magmatisme alumino-potassique.

Les granites à biotite représentent les termes les moins différenciés du complexe granitique. La présence de sillimanite - principalement sous forme de fibrolite - était considérée comme liée à des microcisaillements pour l'essentiel. Les analyses antérieures (Stussi, 1976) de quelques éléments traces avaient en outre révélé que les granites mésocrates à biotite sont riches en Ba (1 146 à plus de 2 000 ppm) et Sr (642-1 487 ppm) tandis que les granites subleucocrates à leucocrates sont nettement déprimés en ces éléments : Ba = 123-656 ppm, Sr = 79-384 ppm.

Dans le cadre du présent travail sur la carte Luçon, 15 nouvelles analyses chimiques d'éléments majeurs et traces (annexes 2, 3, 4) ont été réalisées. En outre ont été prises en compte des analyses antérieures concernant les éléments majeurs de granites à 2 micas du massif de Bournezeau (*in Wyns et al.*, 1989). Une synthèse de toutes ces données et de celles relatives aux cartes Le Poiré-sur-Vie (Béchennec *et al.*, 2008) et Palluau (Lahondère *et al.*, 2009) 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 (annexe 3), et/ou, d'autre part, certains éléments traces.

*Les caractéristiques chimiques des granitoïdes de la carte Luçon montrent que les différents faciès plutoniques rencontrés se rapportent à trois associations magmatiques :*

- **une association calco-alkaline *stricto sensu* ou à tendance magnésio-potassique** (subalkaline), mésocrate, correspondant au monzogranite porphyroïde à biotite du massif circonscrit d'Avrillé et au microgranite à biotite spatialement associé ;
- **une association calco-alkaline magnésio-potassique** (subalkaline), mésocrate, comprenant tous les autres monzogranites à biotite : ceux des massifs circonscrits d'Aizenay et de Legé et ceux des massifs composites de La Roche-sur-Yon – Venansault et du Poiré-sur-Vie ;
- **une association aluminopotassique**, subleucocrate à leucocrate, regroupant les granites et leucogranites à biotite et/ou muscovite plus localement sillimanite ou tourmaline, qui constituent l'essentiel des massifs composites de La Roche-sur-Yon – Venansault et du Poiré-sur-Vie ou qui, pour une faible part, forment des filons recoupant les granites mésocrates des massifs circonscrits précités.

Cela est argumenté de façon détaillée dans le chapitre « description des terrains ». Le fait nouveau par rapport aux cartes Le Poiré-sur-Vie (Béchennec *et al.*, 2008) et Palluau (Lahondère *et al.*, 2009) concerne le massif circonscrit d'Avrillé. En effet, ce dernier est constitué en majeure partie d'un monzogranite porphyroïde à biotite, qui se distingue de tous les autres granitoïdes à biotite du Bas-Bocage vendéen par un caractère plus acide, moins potassique et plus sodique, ainsi que par une affinité à tendance plus calco-alkaline *s.s.* que calco-alkaline Mg-K. En ce qui concerne les éléments en traces, cette affinité se traduit (i) par des teneurs beaucoup moins élevées en Ba (376-474 contre 1 452-

2 665 ppm), Sr (125-129 contre 856-1 283 ppm), Zr (128-137 contre 238-447 ppm) et Th (22-24 contre 32-58 ppm) et (ii) par un appauvrissement en Terres Rares ( $\Sigma TR = 130-134$  contre 345-660 ppm) et un plus faible fractionnement entre Terres Rares légères et Terres Rares lourdes :  $9,2 < (La/Yb)_N < 10,7$  (fig. 17). Cette tendance calco-alcaline *s.s.* est confortée par la composition de la biotite, plus alumineuse et moins magnésienne que celle des granitoïdes calco-alcalins Mg-K communs à composition de roche totale équivalente. En outre, dans le cadre du présent projet, des datations radiométriques sur monazite et zircon ont été effectuées, qui montrent que le granite d'Avrillé est nettement plus jeune que tous les autres granites du Bas Bocage vendéen.

### Typologie des zircons

Sur les six échantillons (*cf.* plus loin) que le BRGM a sélectionnés pour des datations radiométriques, P. Jézéquel (BRGM-Orléans, 2005, 2006, 2007, 2008) a procédé, à une séparation puis à un tri de minéraux lourds, et enfin à une étude typologique des zircons extraits. Chacun de ces six échantillons a livré des lots à la fois de monazite et de zircon. Pour les quatre échantillons des cartes Le Poiré-sur-Vie et Palluau (Béchenec *et al.*, 2008 et Lahondère *et al.*, 2009) et pour l'échantillon de microgranite FB2617 de la carte Luçon (fig. 18), les grains de zircon ont pu être indexés : *leur répartition typologique dans le diagramme I.T vs I.A se situe dans le domaine de l'anatexie crustale pour chacun des quatre échantillons, c'est-à-dire tant pour les quatre échantillons de monzogranites et microgranite subalcalins à biotite que pour l'échantillon de granite aluminopotassique à deux micas.*

En revanche, pour l'échantillon LU5C04 provenant du massif de monzogranite calco-alcalin à biotite d'Avrillé (carte Luçon), il est difficile d'indexer correctement les grains de zircon. Cependant, leur répartition dans le diagramme typologique I.T vs I.A se situe plutôt dans le domaine des granites calco-alcalins à subalcalins (fig. 14), ce qui est compatible avec les données géochimiques, qui montrent que le granite d'Avrillé se distingue de tous les autres granitoïdes à biotite du Bas-Bocage vendéen par sa tendance calco-alcaline *s.s.*

### Géochronologie

#### Datations radiométriques antérieures (1968-1989) par les méthodes Rb-Sr ou Ar-Ar

Les méthodes Rb-Sr<sup>2</sup> ou <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar sur roches totales et/ou micas séparés ont donné des âges controversés, dispersés dans un large intervalle de temps : 316 à

<sup>2</sup> À la fin des années 1970, la valeur de la constante de désintégration radioactive  $\lambda^{87}\text{Rb}$  a été changée, passant de  $1,47 \times 10^{-11}/\text{an}$  à  $1,42 \times 10^{-11}/\text{an}$ , ce qui fait que pour les datations Rb/Sr antérieures les âges sont, comme nous l'avons fait, à corriger en les multipliant par  $1,47/1,42 = 1,035$  car  $t = a/\lambda$ ,  $t$  étant l'âge et à la pente de la droite de régression de l'isochrone.

433 Ma, voire 526 Ma en tenant compte de l'imprécision concernant le granite du Tablier.

*Monzogranites à biotite, d'affinité subalcaline.* Pour le massif du Tablier, J.-C. Talbert et Y. Vialette (1972) donnent un âge de  $433 \pm 93$  Ma et un rapport isotopique initial du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> de  $0,7084 \pm 0,0005$ , mais avec un rajeunissement vers 301-321 Ma, mis en évidence sur biotite et muscovite, tandis que l'âge se situe entre 344 et 352 Ma d'après les analyses de J. Sonet (*in* Ters *et al.*, 1972). Ce dernier trouve par ailleurs un âge de 310 Ma pour le massif d'Aizenay (carte Le Poiré-sur-Vie) et de 307 Ma pour le massif de Legé (carte Palluau).

*Granite hétérogène - faciès subleucocrate d'affinité alumino-potassique.* Pour l'ensemble des massifs de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie et de La Roche-sur-Yon – Venansault, R. Wyns *et al.* (1989) ont fait réaliser une isochrone portant sur dix échantillons de roches mais présentant un mauvais alignement, qui indique un âge de  $367 \pm 15$  Ma et un rapport isotopique initial du strontium de 0,7054, alors que J. Sonet (*in* Ters *et al.*, 1972) donne un âge de 316 Ma pour un échantillon des environs de La Roche-sur-Yon.

*Granites subleucocrates à deux micas et parfois tourmaline, d'affinité alumino-potassique.* Pour les massifs de Dompierre-sur-Yon et de Bournezeau, R. Wyns *et al.* (1989) ont fait réaliser une isochrone de qualité moyenne portant sur 9 échantillons de roches et indiquant un âge de  $307 \pm 19$  Ma et un rapport isotopique initial du strontium de 0,7057. J. Sonet (*in* Ters *et al.*, 1972) donne un âge de 336 Ma pour le granite du Bournezeau (carte La Roche-sur-Yon) et de 331 Ma pour celui des Lucs-sur-Boulogne (carte Palluau). Pour les leucogranites peralumineux de La Roche-sur-Yon, l'âge plateau  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur biotite et muscovite est de  $307 \pm 3,1$  Ma d'après J.-C. Goujou (1992) ; cet âge correspond à la fermeture des réseaux de la biotite et de la muscovite : c'est donc un âge minimal.

## Géochronologie relative

Les leviers géologiques des cartes Le Poiré-sur-Vie et Palluau ont permis d'observer localement, au sein du massif de granite hétérogène du Poiré-sur-Vie, des phénomènes de mise en place subsynchrone entre un monzogranite subalcalin à biotite et un granite subleucocrate alumino-potassique à deux micas. Par ailleurs, des carrières et des affleurements rocheux naturels montrent que les filons de leucogranite sont soit péné-contemporains - avec des contacts lobés - du granite encaissant, soit franchement sécants comme c'est en particulier le cas pour la plupart des filons de leucogranite recoupant les massifs de monzogranites à biotite d'Aizenay et de Legé. En revanche, les filons de microgranite porphyrique leucocrate sont nettement tardifs par rapport aux divers granites qu'ils recoupent et se sont mis en place à faible profondeur dans un encaissant bien refroidi, comme le prouvent de fréquentes « bordures figées ».

Carte	Échantillon	Lithologie, géochimie	Âge	Massif/carrière	Référence
Palluau	PL7B33	Monzogranite porphyroïde à biotite, calco-alcalin magnésio-potassique	345 ± 8 Ma	Massif de Legé	Cocherie, 2007b
			335 ± 12 Ma		Cocherie, 2007a Lahondère <i>et al.</i> , 2009
Le Poiré-sur-Vie	PV3D01		335 ± 5 Ma	Massif d'Aizenay	Cocherie, 2007a Béchenneq <i>et al.</i> , 2008
La Roche-sur-Yon	IGAL (*)	Leucogranite aluminopotassique	334 ± 4 Ma	Massif de La Roche-sur-Yon	Melleton <i>in</i> Jacques <i>et al.</i> , 2008
Le Poiré-sur-Vie	PV8C04	Monzogranite à grain moyen à biotite, subalcalin	329 ± 6 Ma	Carrière des Clouzeaux	Cocherie, 2006 Béchenneq <i>et al.</i> , 2008
Luçon	FB2617	Microgranite à biotite altérée et mica blanc secondaire	329 ± 6 Ma	Filon des Pineaux	Cocherie, 2008
Le Poiré-sur-Vie	PV6B36	Granite à grain moyen, à deux micas, subleucocrate et aluminopotassique	328 ± 5 Ma	Carrière de Bellevue	Cocherie, 2005 Béchenneq <i>et al.</i> , 2008
Luçon	LU5C04	Monzogranite porphyroïde à biotite, calco-alcalin	313 ± 5 Ma	Massif d'Avrillé	Cocherie, 2008

\* d'après M. Faure (communication orale, 2007). l'IGAL a prélevé cet échantillon dans une petite carrière abandonnée située au Sud de La Roche-sur-Yon et corrélativement, au sein du massif de granite hétérogène de La Roche-sur-Yon – Venansault.

**Tabl. 1 - Datations radiométriques par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazites extraites de 7 échantillons de granites-microgranites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (cartes Le Poiré-sur-Vie, Palluau, La Roche-sur-Yon et Luçon)**

## **Datations radiométriques nouvelles, par la méthode U-Th-Pb sur monazites (2005-2009)**

Sept échantillons prélevés dans le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen ont fait l'objet de datations radiométriques par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazites (tab. 1), au BRGM-Orléans en 2005-2009 : trois échantillons provenant de la carte Le Poiré-sur-Vie, un de la carte Palluau (*in Béchenec et al.*, 2008 et Lahondère *et al.*, 2009) et deux de la carte Luçon, ont été datés par A. Cocherie en 2005-2009 ; un échantillon prélevé par l'IGAL sur le territoire de la feuille La Roche-sur-Yon a été daté par J. Melleton en 2007 (*in Jacques et al.*, 2008). Ces datations donnent les résultats suivants :

Abstraction faite du massif d'Avrillé et de la datation de 2007b du massif de Legé, la fourchette des âges sur monazites est très restreinte, ce qui est compatible avec les phénomènes de mise en place subsynchrone mis en évidence sur le terrain. Si nous prenons en compte les marges d'erreur, en écartant toutefois celles qui concernent PL7B33, la mise en place des intrusions majeures se situe entre 340 et 323 Ma, c'est-à-dire au Viséen supérieur-Namurien inférieur. Les filons de leucogranites tardifs, franchement sécants sur leur encaissant granitique mésocrate à subleucocrate, n'ont pas été datés et pourraient être légèrement postérieurs aux granites subleucocrates. Si nous faisons abstraction des marges d'erreur :

- les intrusions les plus précoces (335 Ma) sont celles des monzogranites à biotite, calco-alkalins magnésio-potassiques, constituant les massifs, circonscrits et relativement homogènes, d'Aizenay et de Legé ;
- la mise en place des granites hétérogènes et/ou à deux micas débute quasiment en même temps ou juste après, vers 334 Ma, et se termine assez rapidement, vers 328 Ma ; en ce cas la datation à 329 Ma du monzogranite subalcalin de la carrière des Clouzeaux pose le problème suivant : ce monzogranite fait-il partie du cortège des divers granites du massif hétérogène de Venansault ou correspond-t-il à une variation granulométrique du monzogranite porphyroïde à biotite du massif du Tablier, ce qui impliquerait que ce massif soit un peu plus jeune que ceux d'Aizenay et de Legé ?

Enfin, le monzogranite porphyroïde à biotite du massif circonscrit d'Avrillé se distingue par deux critères : (i) son affinité à tendance calco-alkaline *s.s.* et (ii) l'âge de  $313 \pm 3$  Ma que lui confère sa datation par la méthode U-Th-Pb sur monazite, ce qui situerait sa mise en place à la fin du Namurien ou au début du Westphalien.

## **Datations radiométriques nouvelles, par la méthode U-Pb sur zircons (2007-2009)**

En 2007-2009, A. Cocherie a réalisé des datations sur les zircons extraits de trois échantillons de granites-microgranites du Complexe granitique du



Carte	Échantillon	Lithologie	Âge U-Th-Pb sur monazite	Âge U-Pb sur zircon	Référence zircon
Palluau	PL7B33	Monzogranite porphyroïde à biotite de Legé	345 ± 8 Ma 335 ± 12 Ma	299 ± 3 Ma*	Cocherie, 2007b <i>in</i> Lahondère <i>et al.</i> , 2009
Luçon	FB2617	Microgranite porphyrique à biotite des Pineaux	329 ± 6 Ma	307 ± 3 Ma**	Cocherie, 2008b
Luçon	LU5C04	Monzogranite porphyroïde à biotite d'Avrillé	313 ± 3 Ma	293 ± 3 Ma**	Cocherie, 2009

\* par couplage laser-ICPMS-MC au BRGM à Orléans

\*\* à la SHRIMP de Canberra en Australie

**Tabl. 2 - Datations radiométriques par la méthode U-Pb sur zircons extraits de trois échantillons de granites-microgranites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (cartes Palluau et Luçon), également datés par la méthode U-Th-Pb sur monazites**

Bas-Bocage vendéen (cartes Palluau et Luçon), datés, auparavant en ou même temps, par la méthode U-Th-Pb sur monazites (tab. 2).

La datation des échantillons LU5C04 et FB2617 (carte Luçon) par la méthode U-Pb à la SHRIMP sur zircon donne des âges inférieurs d'environ 20 Ma à ceux obtenus par la méthode U-Th-Pb sur la monazite des mêmes échantillons. Pour l'échantillon PL7B33 (carte Palluau), la datation par la méthode U-Pb par laser-ICPMS-MC sur zircon donne un âge inférieur de 20 à 50 Ma à celui obtenu par la méthode U-Th-Pb sur la monazite du même échantillon. En outre, les datations sur zircons révèlent l'existence de zircons hérités, datés : (i) à  $1905 \pm 16$  Ma et  $543 \pm 12$  Ma dans PL7B33 (Cocherie, 2007b) et (ii) à  $703 \pm 20$  Ma,  $318 \pm 14$  Ma et  $318 \pm 9$  Ma dans FB2617 (Cocherie, 2008b). Il est à noter que dans le cas du microgranite FB2617, les plus jeunes des zircons hérités se situent dans une tranche d'âge qui recouvre celle que donne la monazite, si l'on tient compte des marges d'incertitude.

D'une façon générale, depuis 2005, pour un même échantillon de granitoïde varisque, les datations U-Pb sur zircon donnent, dans la plupart des cas, un âge plus jeune - de 20 à 30 Ma voire plus - que les datations U-Th-Pb sur monazite et cela aussi bien dans le cas du Massif armoricain que dans celui du Massif central, comme cela apparaît, par exemple, dans la thèse récente de J. Melleton (2008).

S'il est admis que c'est la datation U-Pb du zircon qui donne l'âge de la mise en place d'un granite et que la monazite de ce même granite est héritée, cela pose la question de savoir à quel événement antérieur (de 20 à 50 Ma) se rattache la cristallisation de la monazite : cet événement varisque ne peut être qu'une anatexie précoce.

### *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES JURASSIQUES*

Les « Grès de L'Hermenault » correspondent aux premiers dépôts continentaux, grès graveleux parfois rubéfiés et argiles et marnes sableuses qui recouvrent localement un substratum presque entièrement décapé. La formation argilo-sableuse de l'Hettangien inférieur semble presque absente sur la carte Luçon mais elle est présente plus à l'Est sur la carte adjacente Fontenay-le-Comte (Diot *et al.*, 2007) où elle est constituée par l'alternance de calcaires et d'argiles, caractéristiques de milieux de type lagunaires et qui traduisent une première incursion de la mer sur un socle pénéplané.

Cependant, c'est au Lias inférieur que se développe véritablement le retour de la mer sur l'aire continentale, avec le dépôt du Calcaire jaune nankin, carbonates de milieux intertidaux et localement infratidal avec formation d'oolites. Le Lias inférieur se termine par un hard-ground connu régionalement (Bouton et

Branger, 2007) et en Europe (Graciansky de *et al.*, 1998) qui souligne une phase régressive généralisée.

Le Lias moyen est transgressif régionalement sur le Lias inférieur voire directement sur le socle avec les premiers dépôts du Pliensbachien souvent lenticulaires et gréseux, voire conglomératiques ; cependant un régime marin ouvert franc, de mer épicontinentale, s'installe rapidement et se traduit par le dépôt des calcaires crayeux ou gréseux dont ceux de la Pierre rousse particulièrement riches en faune benthique. Au toit du Pliensbachien supérieur (Domérien), une nouvelle discontinuité majeure soulignée, généralement, par un hard ground, se développe à l'échelle de l'ensemble des bassins européens (Graciansky de *et al.*, 1998).

Au Toarcien, la transgression marine s'amplifie et tant les faciès (marnes noires) que les faunes (ammonites, bélemnites) témoignent d'un approfondissement accentué.

À l'Aalénien et au Bajocien, la transgression se stabilise mais on demeure néanmoins en milieu de type plate-forme distale avec, par place, des oolites ferrugineuses et toujours des faunes nectoniques.

Au Bathonien, on note de nombreuses oscillations du niveau marin dont l'une, particulièrement remarquable, est individualisée à l'échelle européenne par un épisode de sédimentation condensée : le « banc pourri ». Néanmoins, le Bathonien se traduit par une tendance globalement régressive.

Le Callovien marque une nouvelle phase d'approfondissement avec le dépôt des calcaires argileux à ammonites dont l'abondance traduit un milieu océanique ouvert.

Le seul dépôt crétacé conservé sur la carte Luçon est extrêmement réduit et sa géométrie évoque un filon de type neptunien ; néanmoins, il permet de voir qu'à cette période du Crétacé supérieur, cette zone correspondait à une plate-forme carbonatée.

### *FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES*

À la fin du Pliocène, au Tiglien, des dépôts fluviatiles nappent les abords du Graon et ils sont particulièrement bien conservés en un hémigraben à l'aval de cette rivière.

Au quaternaire, outre le dépôt de limons sur les plateaux et une remobilisation des altérites d'âges divers, on note surtout un creusement des vallées au cours des différents épisodes glaciaires.

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La carte de Luçon regroupe des terrains paléozoïques affectés par l'évolution tectono-métamorphique varisque, qui forme un socle cristallin et métamorphique recouvert en discordance par une couverture sédimentaire jurassique. Cette dualité socle-couverture est l'un des traits marquant de la feuille.

### *ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DU SOCLE*

Le socle se compose d'entités méta-sédimentaires et/ou méta-volcaniques, dont le protolithe, d'âge Ordovicien inférieur, au moins en partie, a subi une transposition totale puis a été recoupé par un complexe granitique d'âge Carbonifère.

### **Groupe de Nieul-le-Dolent**

Le groupe de Nieul-le-Dolent forme l'enveloppe des granites tant à l'Ouest qu'au Nord-Est de la feuille et, comme le montre les repères que constituent les métaphtanites, sa foliation principale (S1), moule les contours de ces massifs intrusifs.

*La série des micaschistes gris sombre à éclat métallique* ( $\xi_s$ ) forme l'enveloppe du massif granitique d'Avrillé ; elle est caractérisée par une (S2) très pénétrative qui, très souvent, oblitère complètement la (S1) ou la (S0-1) et constitue alors le plan du principal débit de la roche. Sur ces plans, une fine linéation d'intersection témoigne néanmoins de la présence de la (S1). Cette (S2), axée 110-120, est généralement subverticale ou très fortement pentée et elle est de plan axial par rapport à de petits plis en chevron, dont l'axe pend de 20° au 105-110. En dépit de son intensité, la (S2) demeure, néanmoins, une simple schistosité de crénulation et elle n'est que rarement soulignée par l'orientation de quelques paillettes de muscovite ou de plages de quartz.

La (S1), quant à elle, montre une orientation assez variable (345 à 20) et un pendage moins accentué (15-50) soit vers le Nord soit vers le Sud. De ce fait, entre Le Givre et Moutiers-les-Mauxfaits, la (S1) semble mouler le massif du monzogranite d'Avrillé alors que la (S2) paraît franchement sécante sur son contour.

Au Nord de Moutiers-les-Mauxfaits et notamment à Saint-Vincent-sur-Graon et sur les rives du Graon, la (S1) est, par contre, nettement prépondérante et axée au 110-120 avec un pendage accentué de 60 à 70° vers le Nord. Localement, on observe que la (S1) est de plan axial par rapport à de petits plis intrafoliaux dont seules des charnières reliques sont conservées lorsque mises en évidence par des

exsudats de quartz. Enfin, il semble que dans cette zone, la (S1) soit alignée sur la limite méridionale du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.

Dans toute cette zone, cette série est affectée par un métamorphisme de faciès schiste vert, concomitant de la (S1) et caractérisé par une paragenèse essentiellement à quartz et muscovite. Cependant, ces micaschistes sont caractérisés aussi par la présence de nombreux porphyroblastes pœcilitiques (les plus grands dépassant 2 cm) d'andalousite, plus ou moins damouritisés, qui fossilisent la (S1) mais sont déformés par la (S2) et de petits porphyroblastes de biotite plus ou moins chloritisés, non orientés. De plus, de la cordiérite, souvent entièrement pinnitisée et du chloritoïde ont été observés aussi sur le pourtour du massif granitique d'Avrillé (Goujou, 1992). Cette paragenèse post-(S1) témoigne d'un métamorphisme de contact lié à l'aurole thermique développée lors de la mise en place des massifs du complexe granitique.

En conclusion, cette série sédimentaire d'âge ordovicien (Brillanceau, 1962) est affectée par une première phase de métamorphisme de faciès schiste vert associé à une déformation qui induit la schistosité (S1) qui moule les massifs granitiques, puis par une seconde phase de métamorphisme thermique à biotite-andalousite et enfin par une nouvelle phase de déformation qui induit une schistosité de crénelation (S2) particulièrement intense au Sud de Moutiers-les-Mauxfaits où elle est nettement sécante sur la limite massif granitique d'Avrillé-métasédiments.

*La série des micaschistes quartzeux et métaquartzites micacés ( $\xi q-X$ )* enveloppe le massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier et est affectée par une schistosité principale (S1) qui moule le massif, étant orientée de 110 au niveau du Graon, à 80-90 au niveau du Yon, à 20 au niveau de Rosnay puis à 150 au niveau de Saint-Florent-des-Bois, le tout avec un pendage assez accentué variant de 60-70° à sub-vertical. Une seconde schistosité (S2) est présente aussi dans les micaschistes de cette série mais elle est peu marquée et sa présence se traduit uniquement par la présence locale d'une fine linéation d'intersection axée au 110 comme dans la série précédente.

La paragenèse associée à la (S1), comprend essentiellement du quartz et de la muscovite, caractéristique d'un faciès schiste vert ; en lame, on voit assez fréquemment que cette schistosité est de plan axial par rapport à de petits plis intrafoliaux qui déforme un litage (S0-1). Au contraire, la (S2) associée à de petits plis en chevrons qui déforment localement la (S1) est peu marquée et seulement de type crénelation lorsque présente.

Cependant, dans toute cette série, une seconde paragenèse clairement post-(S1) est constituée de biotite et très localement d'andalousite. Les paillettes de biotite, isolées, regroupée en amas ou associées à celles de muscovite, sont peu

ou pas orientées de même que les rares porphyroblastes pœcilitiques d'andalousite qui fossilisent la (S1). Ce métamorphisme statique paraît lié à l'auréole thermique du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.

*La série des schistes gris-beige à rosé de la formation de Champ-Saint-Père (SSP)* est affectée par une schistosité (S1) bien marquée qui induit un débit aisé en feuillet. Dans la région de Champ-Saint-Père où cette série affleure principalement, cette schistosité (S1) a un pendage peu accentué 0-30° et porte parfois une très fine linéation d'intersection qui pend de 5 à 15° au 110-120 ; cette dernière traduit la présence d'une seconde schistosité (S2) très discrète, de type crénulation.

La schistosité principale (S1) est associée à une paragenèse à quartz et muscovite qui traduit un métamorphisme de faciès schiste vert. Par contre, dans cette série on n'observe pas l'empreinte d'un éventuel métamorphisme de contact.

*La série micaschistes fins gris argenté, méta-grauwackes et micaschistes quartzeux (ξ-ξq)* qui occupent le Nord-Est de la carte est affectée par une schistosité principale (S1) au pendage peu accentué et de direction variable car souvent fortement perturbée par des plis en chevrons centimétriques à décimétriques et plus, dont l'axe pend de 50° au 110-125 ; leur plan axial est souligné par une schistosité (S2) de crénulation, bien marquée, avec une valeur de pendage variant de 60° S à 90°. Enfin, une fine linéation d'intersection axée au 110-125 est notée sur les plans (S1).

La schistosité (S1) est associée à un métamorphisme de faciès schiste vert caractérisé par une paragenèse à quartz et muscovite. La schistosité (S2) en dépit de son intensité, est une simple schistosité de crénulation et aucune paragenèse spécifique ne lui est associée. L'orientation et la nature de la (S2), ici bien marquées, sont conformes à celles notées dans le Sud-Ouest de la carte.

Enfin, une étroite auréole de métamorphisme de contact est présente dans les méta-grauwackes enveloppant le massif granitique de la Mènerie, auréole qui se traduit par la cristallisation de nombreuses petites paillettes de biotite, non orientées, postérieures à la (S1).

*La série des métaquartzites micacés et des micaschistes quartzeux de « la Vierge » (χ-ξq)* est affectée par une schistosité (S1) axée au 30-40 et pendant de 20 à 40° vers le Sud. Elle est recoupée par une schistosité (S2) de crénulation, bien marquée, subverticale et orientée au 110-120, associée à de petits plis en chevron dont l'axe pend de 15 au 110-120.

À la schistosité (S1) est associé un métamorphisme de faciès schiste vert caractérisé par une paragenèse à quartz et muscovite.

*Les porphyroïdes et métarhyolites de la formation de La chapelle-Hermier* ( $\xi_{CH-p} \zeta_{\rho CH}$ ) sont affectés par une schistosité principale (S1) qui induit leur débit en dalles régulières. Cette schistosité est assez bien organisée entre Mareuil-sur-Lay et Saint-Florent-des-Bois, orientée au 125 -130 avec une valeur de pendage généralement de 10 à 30° vers le Nord et localement un peu plus accentuée. À l'Ouest de Mareuil-sur-Lay, les plans de la (S1) porte une fine linéation d'intersection qui pend de 5 à 8° au 85-90 et témoigne de l'existence d'une schistosité (S2) de crénulation recoupant la (S1) et associée à de petits plis, rarement visibles. À l'Est et au Nord de La Mainborgère, cette (S2) est orientée au 110-115 et pend de 70 -75° vers le Sud.

Le métamorphisme concomitant de la schistosité principale (S1) est de faciès schiste vert et se traduit par une paragenèse à quartz, feldspath et micas blanc ; ce dernier semble assez ferrifère au vu du léger pléochroïsme qui le caractérise. La (S1) est parfois déformée par de petits plis en chevron auxquels est associée localement une schistosité de crénulation (S2) peu accentuée et dissociée de toute cristallisation métamorphique.

Cependant, des porphyroblastes de biotite et exceptionnellement de grenat, sont présents localement dans ces métarhyolites ; ces porphyroblastes, non orientés, post-(S1), ont une répartition régionale qui souligne une croissance en relation avec l'auréole thermique du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier.

*La formation des Roches* ( $\zeta_{tf}$ ) montre une schistosité principale (S1) bien marquée et orientée au 130-135 avec un pendage relativement peu accentué 25 à 40° vers le Nord sauf localement où cette valeur peut atteindre 70°. Cette schistosité est de plan axial par rapport à de rares charnières reliques intrafoliales qui déforment une (S0-1). Le métamorphisme concomitant est de faciès schiste vert avec une paragenèse à quartz, feldspath et mica blanc ; ce dernier montre fréquemment un léger pléochroïsme vert.

La schistosité (S1) est déformée par de nombreux petits plis en chevron auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation bien marquée, généralement sub-verticale et axée au 80-90 ; de plus, cette dernière est parfois soulignée par l'orientation de quelques paillettes de mica blanc.

La biotite est présente aussi, localement ; non orientée et clairement post-(S1), sa répartition régionale au sein de la formation montre qu'elle est nettement associée à l'auréole thermique du massif granitique de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier. Cependant, sa présence au Sud immédiat de Thorigny demeure inexpiquée si ce n'est par la présence d'un apex, non reconnu, de granite à faible profondeur.

*Les formations des porphyroïdes de La Sauzaie et des micaschistes de Saint-Gilles* ( $\rho\zeta\rho S-\rho\xi\rho S-\xi\zeta SG$ ) sont affectées par une foliation (S1) bien marquée qui donne leur débit principal en dalles ou en plaquettes ; cette dernière est assez régulièrement orientée au 125-140 et son pendage généralement vers le Nord, sauf sur l'axe Thorigny – Les Pineaux où il est vers le Sud, a une valeur de 35 à 50° excepté à l'Est de Mareuil-sur-Lay où il est généralement plus accentué à 50-90°.

La foliation (S1) est déformée par de petits plis en chevrons axés 10-15° au 105-115 et 130-150 entre Mareuil-sur-Lay et Moutiers-sur-le-Lay.

Un métamorphisme de faciès schiste vert est concomitant de la foliation (S1) ; il induit une transposition totale et une paragenèse à quartz, feldspath, micas blanc. La schistosité (S2) correspond à une simple crénulation et elle n'est que rarement soulignée par l'orientation de quelques paillettes de mica blanc. Cependant, localement, des paillettes de biotite à fort pléochroïsme, non orientées, sont présentes aussi, notamment au Nord de Saint-Florent-des-Bois, où elles paraissent très nettement associées à l'auréole thermique du massif granitique de Saint-Flaive-des-Loups – Le Tablier. Ce type de biotite a été observé aussi au Sud immédiat de Thorigny où, bien qu'aucune occurrence de granite ne soit identifiée, il existe probablement un apex granitique peu profond. Enfin il faut aussi souligner la présence d'andalousite dans les micaschistes de la formation de Saint-Gilles à l'Ouest de Moutiers-sur-le-Lay.

### **Conclusions : déformation et métamorphisme**

Dans toute cette région et dans toutes les formations, on retrouve :

- ponctuellement un litage (S0-1) (litage sédimentaire ou foliation métamorphique ancienne) déformé par des plis intrafoliaux reliques ;
- une schistosité de flux ou une foliation (S1), de plan axial par rapport aux plis précédents et principalement orientée au 130-140, excepté aux pourtours des massifs granitiques qu'elle moule. Cette schistosité (S1) est associée à un métamorphisme général de faciès schiste vert qui induit une transposition totale des protolithes ;
- une schistosité de crénulation (S2) souvent subverticale et orientée au 110-120, associée à des petits plis en chevron ; elle est particulièrement bien marquée d'une part en bordure du massif monzogranitique d'Avrillé et d'autre part dans l'angle nord-est de la carte. Elle se traduit surtout par des phénomènes de dissolution (« dissolution cleavage ») mais très rarement par une recristallisation de plages de quartz et la cristallisation de paillettes de mica blanc ;
- les trajectoires de schistosité (S1) soulignent aussi l'existence d'un pli d'ampleur régionale orienté NW-SE, qui se suit depuis l'Ouest immédiat de Thorigny jusqu'au Nord-Est de Moutiers-sur-le-Lay, pli qui serait synchrone de la (S2) ;



- un métamorphisme de contact à biotite-andalousite-grenat et éventuellement staurotide (Chalet 1985, Goujou, 1992) en pourtour des massifs granitiques d'Avrillé, de Sainte-Flaive-des-Loups – Le Tablier et de la Mènerie ;
- des ondulations NNE-SSW qui, localement, déforment la (S2) et les plis associés, notamment dans la moitié orientale de la feuille.

### TECTONIQUE CASSANTE

La tectonique cassante est caractérisée par un système de failles conjuguées, d'importance plus ou moins grande et orientées grossièrement NW-SE et NE-SW, qui affectent tant le socle que sa couverture sédimentaire jurassique. Certaines montrent une composante décrochante non négligeable, remarquablement mise en évidence là où apparaissent des niveaux repères tel le filon de microgranite des Pineaux, telles les intercalations de métarhyolites de La Chapelle-Hermier au sein de la formation des Roches.

De plus certaines, telle la faille de Thorigny, sont soulignées par des ultramytonites ou, telle la faille de Moutiers-les-Mauxfaits, par des ultramytonites et des filons de quartz. L'individualisation de certaines de ces failles peut être ancienne d'après leur association locale à des filons de quartz lié à l'hydrothermalisme tardi-magmatiques. Enfin, quelque soit leur période d'individualisation, ces failles demeurent actives au moins jusqu'à la fin du Jurassique et, pour certaines, jusqu'au Pliocène terminal comme le montre la faille de la Guitardière avec la géométrie en hémigraben des dépôts pliocènes.

### SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Au Sud du Cisaillement sud-armoricain (CSA), le long d'un transect NE-SW depuis la Vendée intérieure nord-orientale jusqu'à la Vendée méridionale en passant par la Vendée littorale, se succèdent plusieurs grandes unités structurales (Chantraine *et al.*, 2005) :

**L'Unité de Montaigu**, allongée parallèlement au CSA, comporte à sa base un ensemble d'amphibolites et de serpentines, 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.*, 2010 ; Rolin *et al.*, 2000). Elle semble constituer le soubassement structural de l'Unité de Chantonnay.

**L'Unité de Chantonnay**, 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 elles-mêmes surmontées par une série schisto-

gréseuse à phanites et calcaires, datée de l'Ordovicien au Dévonien (Wyns *et al.*, 1988) et le tout est coiffé par une formation volcanique basique interprétée comme 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 héli-graben, comblé par des sédiments terrigènes à couches de charbon carbonifères (Ters *et al.*, 1982 ; Bouton & Branger, 2007). Le dépôt de ces sédiments est postérieur aux phases tectoniques principales qui affectent les autres unités régionales.

**Le Complexe des Essarts** est caractérisé par des lentilles d'amphibolites à reliques d'éclogites (reliques d'un épisode métamorphique HP/HT) et des serpentinites qui semblent dériver d'une lithosphère océanique (Ters *et al.*, 1982 ; Godard, 2001 ; Godard *et al.*, 2010). 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 le long de la faille décrochante NW-SE Sainte-Pazanne – 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, qu'il est, de ce fait, difficile d'intégrer dans un schéma d'évolution varisque.

Toutes ces unités de Vendée intérieure nord-orientale 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 de Bois-de-Céné – Groix** constitue le sommet de l'édifice structural et chevauche celle de Saint-Gilles – La Vilaine ; elle est composée de micaschistes albitiques à chloritoïde et grenat, montrant des intercalations de glaucophanites et de serpentinites (Ters et Viaud, 1983 ; Lahondère *et al.*, 2009). L'ensemble de l'unité montre des paragenèses caractéristiques d'un métamorphisme HP-BT du faciès schiste-bleu à épidote (Anthonioz et

Brillanceau, 1969 ; Ters et Viaud, 1983 ; Guiraud *et al.*, 1987 ; Triboulet, 1991 ; Lahondère *et al.*, 2009), avec un important métamorphisme rétrograde dans le faciès schiste vert. 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. ( $P > 11$  kbar). 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 amphibolite et schiste vert. 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).

**L'Unité de Saint-Gilles – La Vilaine** repose en contact anormal sur le socle de la Vendée méridionale, chevauchement souligné, notamment, par les discontinuités cartographiques tout au long de son flanc sud (Le Poiré-sur-Vie, Béchenneq *et al.*, 2008). Elle est caractérisée, essentiellement, par des métarhyolites très déformées, la formation des porphyroïdes de La Sauzaie, datées de l'Ordovicien inférieur, qui, latéralement, passe en continu aux schistes volcanoclastiques de la formation de Saint-Gilles. Cette unité affectée par un métamorphisme de faciès schiste vert, 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.

Cette unité se prolonge aussi vers le Nord-Ouest du Domaine sud-armoricain ; elle est ainsi identifiée à l'embouchure de La Vilaine et à Belle-Île-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° ; de ce fait, ces auteurs proposent 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 les métamorphites du socle de Vendée méridionale, impliquerait alors que l'ensemble des unités, chevauchantes et parautochtones/autochtones, appartiennent à ce même domaine HP/BT.

Par ailleurs, comme les métamorphites du socle de Vendée méridionale, cette unité chevauchante subit l'influence du métamorphisme de contact associé au Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen, d'autant que localement elle aussi est recoupée par ces granites ; ceci 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 le cadre des levés cartographiques de la carte de France à 1/50 000. Cependant, sur sa bordure nord-est cette unité montre aussi des structures planaires sub-verticales (Lahondère *et al.*, 2009) car elle subit alors, comme les autres unités les plus septentrionales, les effets de grands accidents transcurrents NW-WE, parallèles au CSA (ici l'accident Sainte-Pazanne-Mervent) qui la dilacèrent.

**Le socle de Vendée méridionale** est considéré comme le substratum par-autochtone/autochtone de l'édifice structural de la Vendée littorale. Il comprend un ensemble de schistes sub-ardoisiers et de méta-grès, localement datés de l'Ordovicien (Deflandre et Ters, 1966 ; Ters et Deflandre, 1966 ; Brillanceau, 1962 ; Brillanceau et Mathieu, 1965) évoluant vers des micaschistes sombres, des micaschistes quartzeux et des métaquartzites associés à des niveaux de métaphtanites, le groupe de Nieul-le-dolent. Ces séries métasédimentaires sont surmontées et/ou recoupées par des métarhyoliques porphyroïdiques, formation de La Chapelle-Hermier et de La Sauzaie, datées de l'Ordovicien inférieur. Il faut de plus souligner que dans cette unité et plus particulièrement sur le territoire de la carte de Luçon, les porphyroïdes de la formation de la Sauzaie et les métasédiments de la formation de Saint-Gilles sont intégrées en succession normale dans la pile métasédimentaire et métavolcanique du socle alors que dans l'unité précédente, celle de Saint-Gilles – La Vilaine, elles constituaient une série allochtone chevauchante. Enfin ces formations sont affectées par un métamorphisme général dans le faciès schiste-vert auquel se surimpose un métamorphisme thermique à fort gradient, développé à la périphérie du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (Goujou, 1992). De plus, à la périphérie de l'orthogneiss anatectique des Sables-d'Olonne, cette série est affectée par un métamorphisme barrowien dont les isogrades vont du faciès schiste-vert à l'anatexie en passant par le faciès amphibolite (Goujou, 1992). Dans cette zone, une tectonique tangentielle syn-métamorphe a de plus été caractérisée (Geoffroy, 1988 ; Cagnard *et al.*, 2004).

En limite nord-ouest de l'unité, très localement, à Brétignolles (Ters et Viaud, 1987), affleure aussi une série de schistes bariolés associés à des phtanites et des grès arkosiques, série datée 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 du groupe de Nieul-le-Dolent demeurent une énigme : reposent-elles en contact anormal sur ces dernières ? 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 ?

Le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen recoupe tant le socle de Vendée méridionale 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 sub-synchrone entre le Namurien et le Westphalien, excepté celui d'Avrillé qui, plus tardif, est d'âge Stéphanien. 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. 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 en un encaissant toujours « chaud ». 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 traduit, quant à elle, par un épisode éo-varisque qui, au Silurien supérieur, induirait une subduction responsable d'un métamorphisme HP/HT (Complexe 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 Chantonmay) 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 épaissement crustal. Au Carbonifère, un épisode de tectonique extensive amincit la croûte précédemment épaissie et permet l'exhumation des dômes granito-migmatitiques (Complexe 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.

## ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

### Jurassique

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Trias, c'est-à-dire environ 40 Ma (aucun dépôt triasique n'a été identifié à ce jour en bordure du socle hercynien). Au début du Jurassique, la surface posthercynienne n'est pas complètement pénéplanée, il subsiste, en effet, des reliefs résiduels, tels au pourtour du massif d'Avrillé. Les produits de l'érosion du socle transitent par des paléovallées où s'accumulent les premiers sédiments. Ces dépôts continentaux sont très peu représentés sur la carte Luçon, mais bien développés sur la carte Fontenay-le-Comte où les « Grès de l'Hermenault » sont conservés dans un ancien drain de direction NNE-SSW. Ces sédiments fluviatiles renferment une flore remarquable dont l'association des espèces indiquerait un âge Hettangien inférieur (Carpentier, 1947-1949).

Le retour de la mer s'effectue progressivement, avec un paysage de lagunes qui s'étend depuis Les Sables-d'Olonne jusqu'à la vallée de La Vienne (Bouton *et al.*, 2005). Le socle hercynien, alors arasé et décapé de la plus grande partie de ses profils d'altération, constitue le substratum stable d'une sédimentation caractéristique d'un milieu marin restreint ; les dépôts, essentiellement carbonatés, évoluent, en effet, depuis la zone infratidale supérieure jusqu'à la zone supratidale. Ils montrent, de plus, des traces d'émersions marquées par des palésols et, en Vendée littorale, par des empreintes de gouttes de pluie et de pas de reptiles (le Veillon). Sur la feuille Luçon, les argiles à intercalations de dolocrètes et à ferricrètes remaniées (11aH) témoignent de ces fluctuations marines.

La transgression s'affirme néanmoins avec la généralisation de la sédimentation carbonatée du Calcaire jaune nankin où prédominent des faciès à grains (pelletoides, oolites, bioclastes, agrégats), des dolomies rubanées d'origine algale et des dolomicrites. La faune trouvée parfois en abondance dans certains lits du Calcaire jaune nankin est riche en individus de petite taille, mais relativement pauvre en espèces ; les céphalopodes pélagiques en sont exclus, ce qui confirme des environnements marins de mer épicontinentale, globalement confinés. L'apparition de très rares ammonites dans le Calcaire Caillebottine pourrait indiquer un début d'ouverture à des influences plus marines. Seule cette dernière assise, non représentée sur la carte Luçon, est parfaitement datée du Sinémurien. Les assises carbonatées sous-jacentes, attribuées à l'Hettangien par C. Chartron et M. Cossmann (1902) et Cossmann (1903), pourraient également être sinémuriennes (Bouton *et al.*, 2005 ; Bécaud, 2006).

Le Lias inférieur se termine par une surface plane, durcie, oxydée et souvent ravinée par les dépôts postérieurs. Cette surface d'usure et de non-dépôt qui

tronque le sommet du Lias inférieur, d'âge post-Macdonnelli, est reconnue partout en Europe (Graciansky de *et al.*, 1998). C'est une coupure majeure dans la sédimentation régionale, qualifiée de « crise lotharingienne » par J. Gabilly (1976), marquant pour cet auteur la fin de la première mégaséquence régressive du Jurassique régional.

Le Lias moyen est transgressif, régionalement, sur le Lias inférieur voire directement sur le socle avec les premiers dépôts du Pliensbachien souvent lenticulaires et gréseux voire conglomératiques. Cependant, un régime marin ouvert franc s'installe rapidement et se traduit par le dépôt de calcaires argileux et les marnes avec, en bordure du socle hercynien, l'apparition de faciès à oolites ferrugineuses (Gabilly et Cariou, 1974). Au Carixien très condensé, succède le Domérien, auquel appartient l'essentiel des assises marneuses, puis calcaro-marneuses, représentées sur la feuille, et qui caractérisent un milieu largement ouvert. Plus à l'Est, la sédimentation du Domérien est caractéristique d'une plate-forme carbonatée peu profonde, où prédominent des grainstones très bioclastiques. Cependant, des épandages chenalisés de siliciclastiques s'observent au pourtour du seuil du Poitou. Enfin, au toit du Pliensbachien, une nouvelle discontinuité majeure, soulignée, généralement, par un hard ground, se développe à l'échelle de l'ensemble des bassins européens (Graciansky de *et al.*, 1998).

La sédimentation du Toarcien débute dans la continuité de celle du Pliensbachien supérieur (Bécaud, 2006), par une alternance de calcaires argileux et de marnes. Lui succède un événement anoxique de grande extension paléogéographique dont témoignent les 2 m de marnes pyriteuses qui sont l'équivalent régional des « schistes cartons » de Lorraine (Toarcien inférieur). À la fin du Toarcien moyen, une sédimentation faite d'une alternance de calcaires argileux et marnes se généralise à l'ensemble de la région indiquant un net approfondissement du niveau marin.

La réduction des apports argileux amorcée au Toarcien supérieur se poursuit durant l'Aalénien. L'Aalénien inférieur très réduit (moins d'1 m) montre une stratocroissance des bancs de calcaires fins argileux. La diminution de la profondeur favorise la colonisation des fonds vaseux par des Gryphées (*Catinula beaumonti*) qui constituent, notamment vers la base, un niveau-repère stratigraphique à l'échelle régionale. La fréquence des faunes nectoniques, notamment des ammonites, témoigne toujours d'un environnement de plate-forme distale. À l'échelle ouest-européenne, c'est au sommet de la Zone à Murchisonae que se situerait le maximum de la phase régressive du premier cycle tectono-eustatique majeur du Jurassique, amorcée au Toarcien. Lui succéderait, dès la Zone à Concavum, une nouvelle phase transgressive du second cycle Transgressif-Régressif majeur jurassique qui se prolongerait jusqu'au Kimméridgien (Hallam, 1992 ; Graciansky de *et al.*, 1998).

Au Bajocien, le domaine de sédimentation est celui d'une plate-forme distale colonisée par une faune abondante de mollusques benthiques et de spongiaires, auxquels sont associés des céphalopodes durant une grande partie du Bajocien. La région est d'abord le siège d'une sédimentation peu abondante de calcaire micritique et de marnes, comportant des condensations, des niveaux remaniés, phosphatés et glauconieux, interrompue par de fréquentes discontinuités sédimentaires. À partir du Bajocien supérieur, puis au Bathonien inférieur et moyen, les Calcaires ponctués, finement bioclastiques, traduisent un taux de sédimentation plus important et une nette diminution de la profondeur, défavorable aux céphalopodes qui deviennent rares. Cependant, cette sédimentation est interrompue par des épisodes d'approfondissement relatif, dont le plus remarquable se situe à l'extrême base du Bathonien. C'est le « banc pourri » des auteurs, remarquable repère stratigraphique de nature argilo-carbonatée, caractérisé par sa grande richesse en moules internes d'ammonites phosphatées de la Zone à Zigzag.

Le Bathonien supérieur marque une nouvelle tendance à l'approfondissement, qui s'accroît au Callovien inférieur où l'on observe à nouveau des dépôts de calcaires argileux, condensés, à oolites ferrugineuses et faune pélagique abondante (ammonites).

Même si aucun sédiment jurassique plus récent que le Callovien n'existe sur la feuille, les séries sédimentaires conservées au Sud du Marais poitevin, montrent que les dépôts de marnes pélagiques se poursuivent à l'Oxfordien. Cependant, à partir du Kimméridgien, la tranche d'eau diminue et la région est totalement émergée au début du Crétacé inférieur.

## Crétacé

Comme sur toute la bordure méridionale du massif vendéen, il n'y a pas d'indice de dépôts d'âge Crétacé inférieur sur le territoire de la carte Luçon. Cependant, on peut supposer que cette longue période de continentalisation s'est traduite par une intense altération des terrains exondés, en premier lieu les assises jurassiques. Ces altérites ont cependant été en grande partie érodées, puisque le Crétacé supérieur marin du Nord-Ouest de la Vendée repose directement sur le socle hercynien modérément altéré (Lahondère *et al.*, 2009). Même si aucun dépôt de la base du Crétacé supérieur n'est conservé localement, il est possible que la mer soit revenue dès le Cénomaniens moyen à partir de l'Ouest, à l'instar de ce qui est constaté dans les régions de Challans – Commequiers.

Une transgression de plus grande ampleur se produit au début du Santonien – Campanien terminal – Maestrichtien, dont les calcaires silicifiés de Moutiers-les-Mauxfaits constituent un témoin probable. Les dépôts du sommet du



Sénonien ont une plus large extension que les précédents et souvent, ils reposent directement sur le socle, comme c'est le cas à Moutiers-les-Mauxfaits. On peut leur associer les sables grésifiés du Bernard (Les Sables-d'Olonne – Longeville), équivalent possible des sables sénoniens grésifiés de la Péranche (Lahondère *et al.*, 2009).

## Cénozoïque

La carte Luçon ne montre aucun dépôt daté attribuable au Paléogène, ni au Néogène (on ne connaît pas de témoins des transgressions marines identifiées dans le Nord de la Vendée au Lutétien, Miocène moyen et Pliocène supérieur). Le Paléogène correspond à une nouvelle période d'émersion et d'altération à laquelle est attribuée la silicification des assises antérieures. La silicification et la bréchification des calcaires de Moutiers-les-Mauxfaits pourraient dater de cette période.

## Plio-Quaternaire

C'est sans doute au Plio-Quaternaire que se sont déposés les sables et graviers du Graon. Ils se sont mis en place dans une gouttière NW-SE guidée par une faille du socle dont le rejeu a favorisé leur conservation dans le graben actuel. Ces dépôts dont les caractéristiques sédimentaires sont celles de dépôts estuariens agités, pourraient être des équivalents possibles de l'important épandage détritique du Nord de la Vendée postérieur au Pliocène inférieur marin (Zancléen ; Lahondère *et al.*, 2009) et des sables et graviers des Essarts (non datés).

Le Quaternaire se marque par l'encaissement progressif du Lay dont témoigne l'étagement de ses terrasses fluviales. En amont, les plateaux sont soumis à des dépôts limoneux et à une remobilisation des altérites d'âges divers. Ce creusement du Lay atteint son maximum lors de la glaciation du Würm (vers 17 000 ans) qui entraîne un retrait de la mer à environ 130 m au-dessous du niveau actuel. Les formations jurassiques sont soumises à l'érosion et dessinent une dépression à l'emplacement de l'actuel Marais poitevin. Au début de l'Holocène (10 000 ans), la transgression flandrienne envahit cette dépression, la transforme en golfe et y dépose des vases argileuses bleues à brunes : le bri (MFz, MFzT). La remontée du niveau de base entraîne le colmatage de la vallée du Lay par des alluvions modernes (Fz).

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

Le territoire de la carte Luçon est traversée par l'autoroute A 83 qui permet le désenclavement de la zone en permettant des liaisons rapides tant vers le Nord, Nantes et Paris que vers le Sud, Niort et Bordeaux. Cependant, deux axes rapides, la D746 et la D949, relie aussi la capitale régionale Luçon respectivement au chef-lieu du département de Vendée, La Roche-sur-Yon et au port des Sables-d'Olonne.

Cette région est vouée à l'agriculture essentiellement centrée sur l'élevage bovin dans les moitiés occidentales et septentrionales au sous-sol granitique et métamorphique, sur la vigne, sur les métamorphites de la région de Mareuil et de Rosnay et sur les cultures céréalières extensives (maïs, blé...) dans la plaine sédimentaire méridionale de Luçon.

De ce fait, outre les caves vinicoles assez nombreuses dans la région de Mareuil-sur-Lay, l'agro-alimentaire est bien représenté dans cette zone.

### RISQUES NATURELS

La sismicité historique de la région de Luçon est extraite de la banque de données SisFrance, base nationale de la macrosismicité française, gérée par le BRGM. Plusieurs épencentres historiques sont répertoriés sur le territoire de la feuille (tabl. 3) avec notamment celui centré sur Luçon le 2 mai 1780 avec une intensité MSK épacentrale à 6,5.

Année	Mois	Jour	Lieu	Intensité
2003	02	14	SSW Fontenay-le-Comte	5
2002	03	14	Bournezeau	4
1936	01	13	Bournezeau	4
1889	08	12	Fontenay-le-Comte	
1889	08	12	SE Fontenay-le-Comte	5,5
1889	08	12	Luçon	
1887	06	12	Saint-Florent-des-Bois	4,5
1864	10	27	Fontenay-le-Comte	
1853	12	21	W. Les Sables-d'Olonne	
1838	01	08	Fontenay-le-Comte	
1780	05	02	Luçon	6,5
1776	04	30	Luçon	5,5
1770	11	24	Luçon	5
1572	03	26	Fontenay-le-Comte	

Tabl. 3 - Liste des séismes historiques de la région de Luçon

De plus, si on élargit la zone de référence aux proches abords de la carte, on constate que la région sud-vendéenne n'est pas totalement inerte avec plusieurs séismes d'intensité MSK entre 4 et 5.5.

### *RESSOURCES EN EAU*

La carte à 1/50 000 Luçon occupe une position singulière puisque la région est le point de rencontre de deux grandes unités géologiques nationales :

- la bordure sud du Massif armoricain avec son socle paléozoïque constitué de roches cristallines et métamorphiques (territoire appelé communément le bocage) ;
- la terminaison nord du Bassin aquitain aux sédiments carbonatés, témoins de l'évolution paléogéographique du Secondaire dans cette zone de transition. C'est la plaine sud-vendéenne, dite de Luçon – Fontenay-le-Comte, qui forme un vaste plateau d'âge jurassique moyen au relief faible et monotone, et qui s'incline doucement vers le Sud pour s'enfoncer à partir de la cote +2 m sous le Marais poitevin.

Les principales ressources en eau souterraine sont contenues dans les formations géologiques de la plaine (partie sud-est de la carte).

### **Cadre climatique local et recharge aquifère**

La région de Luçon – Mareuil-sur-Lay se situe dans une zone à climat tempéré et influence océanique caractérisée. Les relevés pluviométriques au cours des 50 dernières années font apparaître pour 120 jours de pluie une moyenne annuelle d'environ 800 mm, avec cependant quelques légères différences selon la localisation (pluviométrie moindre dans la plaine - 780 mm - par rapport au bocage - 860 mm).

L'écart entre les années sèches et pluvieuses est important puisqu'il peut atteindre environ 500 mm ; par exemple à Sainte-Gemme-la-Plaine : 551 mm en 2005 et 1 064 mm en 1965. La répartition saisonnière indique que 60 % des précipitations sont d'automne ou d'hiver. Pour les températures, elles oscillent entre un minima moyen annuel de 7° et un maxima moyen annuel de 17°. Quant à l'insolation, une valeur moyenne de 2 000 heures est relevée au poste météorologique de Sainte-Gemme-la-Plaine.

Ce rapide aperçu climatique et les données disponibles apportent les éléments de calcul suffisants pour le bilan des aquifères, notamment par l'évaluation des précipitations efficaces, celles qui pour une part contribuent à la recharge des nappes. La quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible pour l'infiltration ou le ruissellement après soustraction des pertes par

éapotranspiration réelle (pluie efficace) est en moyenne de 300 mm, soit environ 35 % des précipitations annuelles. La période concernée par les possibilités de recharge de nappes s'étale globalement de novembre à mars. Selon la nature du sous-sol, la part d'infiltration réelle de la nappe varie de 100 à 300 mm.

### **Formations aquifères du socle**

La partie socle de la carte Luçon ne présente globalement que peu de ressources en eau souterraine exploitable compte tenu de la présence majoritaire de terrains métamorphiques peu favorables aux circulations aquifères.

La ressource en eau contenue dans le socle ancien n'est toutefois pas négligeable mais elle est très dispersée en petites nappes dont la productivité est essentiellement liée à la fracturation profonde des horizons lithologiques et au drainage des zones altérées superficielles emmagasinant les précipitations efficaces.

Les débits exploitables par forage sont donc très variables suivant les secteurs explorés et les profondeurs atteintes, mais dépassent rarement 10 m<sup>3</sup>/h lors d'un pompage continu.

### **Les formations métamorphiques**

De nombreuses investigations hydrogéologiques ont été engagées dans les formations métamorphiques schisteuses, micaschisteuses ou porphyroïdes. Des forages profonds (jusqu'à 100 m) ont été implantés après prospections géophysiques sur les communes de Mareuil-sur-Lay, Château-Guibert, Saint-Florent-des-Bois. Les arrivées d'eau au débit souvent inférieur à 5 m<sup>3</sup>/h (plus proche d'une valeur de 1 m<sup>3</sup>/h) confirment la très faible productivité aquifère de cette partie du bocage.

Les terrains métamorphiques de la carte Luçon ne constituent donc pas des réservoirs aquifères importants. Aucun captage public d'Alimentation en Eau Potable (AEP) n'existe. Seuls des puits ou forages privés permettent de satisfaire quelques usages domestiques.

Ces petits aquifères se reconstituent annuellement avec une recharge sur les mois de novembre à mars. Cependant, celle-ci est très variable d'une formation aquifère à l'autre, et très variable également en terme d'amplitude d'une année à l'autre. Les variations piézométriques observées dans le piézomètre (indice 585-4X-0047) recoupant les micaschistes sur la commune de Bournezeau illustrent bien cette variabilité (fig. 27). L'amplitude du niveau de nappe peut varier de 2 m (en 2005) à 8 m (en 2007). Par ailleurs, la période d'étiage peut s'observer tardivement jusqu'en décembre voire janvier, ce qui compromet et écourte la période de recharge suivante.

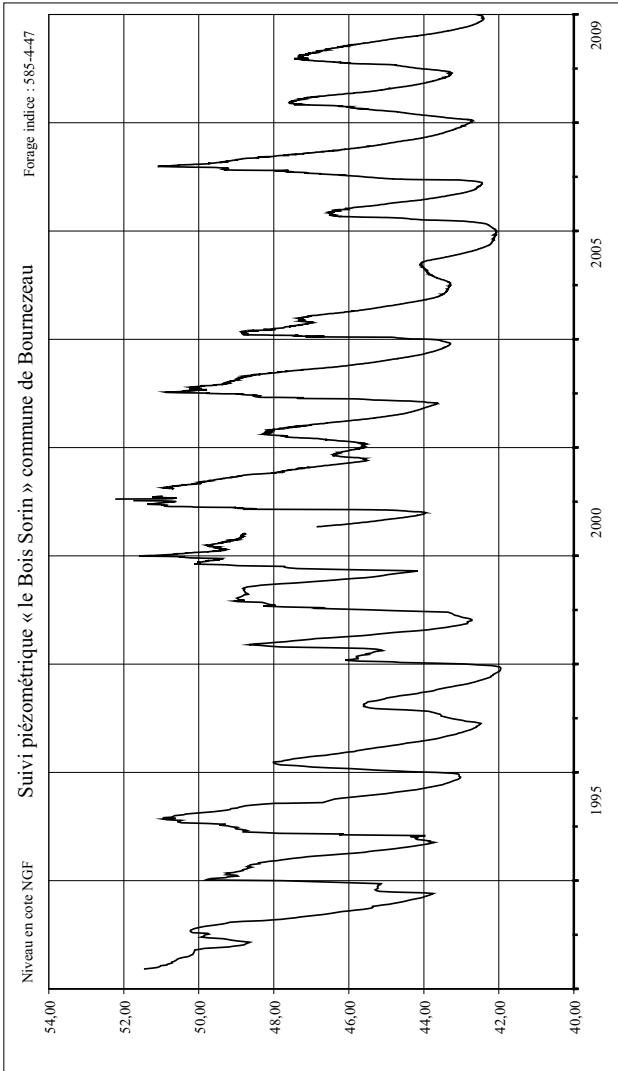


Fig. 27 - Variations piézométriques dans le piézomètre de Bois-Sorin sur la commune de Bourmezeau

## Les formations granitiques

La présence éventuelle d'eau souterraine est assujettie aux deux types de modifications physiques qu'ont pu subir les granites postérieurement à leur formation : modifications par altération superficielle d'une part avec présence d'un réservoir capacitif non négligeable dans les arènes granitiques, et modifications tectoniques d'autre part avec présence de fissures ou fractures ouvertes et drainantes.

L'intérêt hydrogéologique des formations granitiques a suscité la réalisation par le Conseil général de la Vendée et Vendée-Eau, avec l'appui du BRGM, d'une étude sur les potentialités de ressource en eau souterraine dans le socle vendéen. Le domaine granitique de La Roche-sur-Yon qui s'étend sur le quart nord-ouest de la feuille présente des indices intéressants de productivité aquifère.

À l'issue de campagnes géophysiques à la parcelle, Vendée-Eau a réalisé en 2007 une recherche d'eau souterraine par sondages de reconnaissance. Les résultats bien que mitigés sont encourageants. Citons notamment le forage du lieu-dit « la Mulatière » (indice 585-1X-0085) à Nesmy d'une profondeur de 150 m et d'un débit exploitable de 45 m<sup>3</sup>/h.

Le second domaine granitique de la carte de Luçon concerne la région de Moutiers-les-Mauxfaits avec la particularité unique en Vendée de résurgences thermo-minérales :

- la première ressource de ce type inventoriée et analysée, est localisée à environ 700 m au Nord-Est du bourg de Moutiers-les-Mauxfaits, au lieu-dit « le Moulin de Neau » dans le talweg du ruisseau portant le même nom. Par la réalisation en 1988 d'un forage de 100 m de profondeur, le service de l'eau du Conseil général a pu caractériser cette ressource particulière en eau souterraine.

Les principales caractéristiques de cette ressource thermo-minérale sont résumées ainsi :

- l'eau est d'origine profonde : le gisement se situerait entre 2 000 et 5 000 m de profondeur ;
- la datation donne un âge moyen de l'eau compris entre 1 000 et 5 000 ans (origine mixte superficielle et profonde) ;
- le forage produit un artésianisme constant d'environ 20 m<sup>3</sup>/h et son débit d'exploitation est évalué à 100 m<sup>3</sup>/h ce qui est exceptionnel dans une formation granitique ;
- la température de l'eau à la résurgence est constante à 22°, soit environ 10 °C de plus que la moyenne des eaux souterraines du socle vendéen ;
- les eaux sont chlorurées, sodiques et calciques ; physico-chimie s'expliquant par une circulation profonde et lente des eaux au sein du socle granitique. Elles

ne présentent aucune anomalie radioactive ni de substances indésirables. En revanche, strontium et lithium sont des éléments détectés dans l'eau.

Les caractéristiques de l'eau captée sur ce site de Moutiers-les-Mauxfaits ont suscité l'intérêt d'une opération de thermalisme. Cependant, après étude hydrogéologique complémentaire, la vulnérabilité de la ressource au regard des activités du bassin versant n'a pas permis d'envisager cette éventualité.

- Une seconde ressource aux mêmes spécificités a été reconnue au lieu-dit « Bellevue » sur la commune de Le Givre (*cf.* analyses, annexe 5).

## **Formations aquifères de la couverture sédimentaire**

### **Le gisement sablo-graveleux de La Lande**

Sur le site de La Lande au Sud de Nesmy (mais sur la commune de La Boissière-des-Landes) s'étend un gisement sablo-graveleux dont l'intérêt économique est incontestable. Il s'agit d'une formation détritico-azoïque positionnée dans un compartiment affaissé le long de la faille NW-SE d'Aubigny à Champ-Saint-Père. Le matériel présent traduit un milieu de sédimentation à forte énergie en contexte estuarien. D'une épaisseur pouvant atteindre 50 m au maximum, ces sables et graviers contiennent une nappe de faible transmissivité (matrice argileuse importante). L'exploitation de la sablière a permis la mise à jour de plans d'eau qui constituent des réserves capacitatives non négligeables. La qualité de l'eau est marquée par le milieu dont elle est issue, peu minéralisée mais avec du fer et du manganèse en excès (*cf.* analyses, annexe 6).

### **Les formations jurassiques du Sud-Vendée**

#### **Historique des études hydrogéologiques**

L'existence de ressources en eaux souterraines dans les terrains jurassiques de la plaine sud-vendéenne a été révélée en 1971 par H. Talbo (BRGM). Depuis 1973, les études et travaux de reconnaissances hydrogéologiques se sont multipliés à l'initiative du BRGM et du programme de recherche engagé par le Conseil général de la Vendée avec l'aide financière de l'Agence de l'eau. Ainsi par un recueil de toutes les données disponibles, G. Bresson a pu faire une approche des ressources globales de l'aquifère du Dogger dans la plaine vendéenne (1975). Par ailleurs, était mise en évidence la présence d'une nappe captive dans le Lias inférieur pouvant localement être très productive. Ces recherches ont coïncidé avec l'apparition de besoins en eau importants pour l'irrigation des terres agricoles. De même, l'emploi de la technique de forage au « marteau fond de trou », particulièrement adaptée aux terrains de la plaine, a facilité la reconnaissance hydrogéologique des aquifères.

Outre ces études générales, des recherches hydrogéologiques ponctuelles ont été engagées par les collectivités locales, en particulier celle de Luçon qui a initié des prospections plus intensives au titre de l'alimentation en eau potable.

De 1981 à 1987, C. Roy, par ses travaux de recherche, contribue à préciser la géométrie des deux réservoirs aquifères de la plaine, leur comportement hydrodynamique et leurs relations avec les écoulements superficiels. La surexploitation des nappes en période d'étiage est ponctuellement reconnue. De même, l'interdépendance nappes-rivières-marais est mise en évidence avec par ailleurs la présence d'un biseau salé au sein des deux aquifères en bordure et sous le Marais poitevin.

La sécheresse de l'année 1990 a révélé le maximum de l'exploitation par pompages. Une modélisation mathématique du complexe multicouche a alors été entreprise afin de définir les indicateurs d'une gestion globale respectueuse des usages et de l'environnement.

Ces travaux constituent actuellement la trame du protocole de gestion des nappes, et sont inscrits, après expertise scientifique, dans le SDAGE Loire-Bretagne 2010-2015.

### **Contexte structural et géologique des aquifères**

L'aquifère le plus important régionalement, concerne la plaine sédimentaire qui s'étend de La Jonchère à Sainte-Gemme-la-Plaine, où les nombreux travaux de forages, calés stratigraphiquement par diagraphie gamma-ray, ont permis de définir les grandes lignes structurales et la géométrie du bassin. Dans celui-ci, les terrains jurassiques sont souvent disloqués par une tectonique cassante dite en « touches de piano » constituée d'un ensemble de failles élémentaires très rapprochées dont les rejets s'ajoutent. Par ailleurs, outre les grands axes faillés, la plaine est parcourue par un réseau de failles de faible amplitude accompagnées de nombreuses fissures et diaclases qui conditionnent la productivité aquifère.

La structure est de type monoclinale avec un pendage sud faible inférieur à 1°. Néanmoins, à l'échelle du secteur, l'approfondissement des horizons géologiques n'est pas négligeable. C'est ainsi que le toit du socle varisque situé à la cote 0 m NGF dans le secteur de Mareuil-sur-Lay se retrouve à la cote -100 m à Luçon puis -500 m à La Rochelle.

La connaissance des grands aspects structuraux de la plaine jurassique a permis de préciser la géométrie des aquifères et leurs relations éventuelles.



### **Les calcaires du Dogger :**

Composée de calcaires plus ou moins crayeux blanc-beige, la série du Dogger est très altérée et diaclasée sur les 10 à 15 premiers mètres (calcaires en plaquettes). En profondeur, la formation est plus massive et seule la structure cassante (fissures, failles) conditionne la présence de l'eau souterraine. Lorsque la série est complète, la puissance totale de la formation atteint en moyenne 40 m. Les marnes du Bajocien inférieur et du Toarcien constituent la limite inférieure de cet aquifère.

Le réservoir utile se cantonne en période d'étiage à la bordure de la plaine qui jouxte le Marais poitevin. Il est par ailleurs limité au Sud par la salinité des eaux sous le marais.

### **Les calcaires du Lias inférieur :**

Constitué de calcaires dolomitiques plus ou moins gréseux, le Lias inférieur (Sinémuro-Hettangien) devient réservoir par la fissuration et le développement de la karstification. Bien souvent, seuls les cinq mètres supérieurs sont productifs. Le socle varisque et les argiles infraliasiques constituent le substratum de l'aquifère.

## **Identification hydrodynamique des aquifères**

Les deux principales nappes du Sud-Vendée (Dogger et Lias inférieur) ont fait l'objet d'une identification piézométrique en périodes de hautes et basses eaux.

### **La nappe du Dogger :**

La nappe est libre sous l'ensemble de la zone d'affleurement des calcaires du Dogger et devient captive au Sud de la feuille sous le Marais poitevin. Le sens général d'écoulement est Sud, et les sources localisées en bordure du marais constituent les exutoires privilégiés de la nappe.

Dans la partie nord de la nappe, les gradients hydrauliques sont élevés et correspondent globalement au pendage de la couche aquifère. Aux abords du marais, les gradients deviennent faibles, témoignant ainsi d'une bonne perméabilité (moyenne de  $10^{-2}$  m/s). Ce dernier secteur coïncide avec la zone réservoir de l'aquifère dans laquelle sont implantés les forages les plus productifs (débits variables selon la fracturation mais pouvant atteindre 500 m<sup>3</sup>/h).

En période estivale, l'exploitation de la nappe engendre une dépression piézométrique avec des cotes qui ont pu atteindre ponctuellement -2 m en 1990. La présence sous le marais d'eaux saumâtres ou salées limite l'extension du réservoir exploitable.

Chaque hiver, les calcaires aquifères se rechargent et un écoulement s'installe pour s'équilibrer sur la cote du marais. En période de hautes-eaux, cette nappe déborde par surverse sur le Marais poitevin en inondant les marais mouillés.

Les fluctuations piézométriques observées dans la nappe du Dogger à Luçon (fig. 28) illustrent l'influence des prélèvements pour l'irrigation.

### **La nappe du Lias inférieur :**

La formation aquifère du Lias inférieur est présente sous l'ensemble de l'entité géographique de la plaine. Libre ou semi-captive dans la partie nord, la nappe devient rapidement captive sous les formations marneuses du Toarcien puis du Dogger. Néanmoins, la structure compartimentée et faillée de la série favorise les échanges entre nappes.

À l'image de la nappe superficielle du Dogger, l'écoulement général prend une direction sud, avec des gradients hydrauliques forts dans la partie amont et des gradients plus faibles à l'approche du Marais poitevin.

La vallée de la Smagne constitue un axe de drainage privilégié de la nappe. En période de hautes-eaux, l'aquifère alimente en partie la rivière. En période de basses-eaux, des pertes d'eau de la Smagne en faveur de la nappe ont pu être observées (notamment en 1986 à « Mainclaye » commune de Bessay).

L'alimentation en eau de la nappe du Lias inférieur se fait par infiltration directe des eaux de pluies dans la zone d'affleurement des calcaires, mais aussi par drainance descendante à travers l'éponte marneuse du Toarcien, ou par le réseau de fractures. La recharge de l'aquifère est annuelle comme en témoignent les chroniques d'observations piézométriques.

### **Usages de l'eau souterraine**

Les deux principaux aquifères du Sud-Vendée font l'objet d'une large exploitation, essentiellement pour l'irrigation (85 %) et l'alimentation en eau potable (10 %).

Les autres prélèvements d'eau dans les nappes sont d'ordre individuel : alimentation en eau de bâtiments d'élevages, petits arrosages de jardins et diverses utilisations domestiques. Ils constituent une faible part des prélèvements totaux (5 %).

#### **• L'irrigation**

Les sols calcaires ou marmo-calcaires de la plaine constituent des terres séchantes qu'il est nécessaire d'arroser pendant l'été, notamment pour les cultures céréalières. La sécheresse catastrophique de 1976 a confirmé l'importance de l'irrigation tout en démontrant l'utilité des recherches hydrogéologiques. C'est

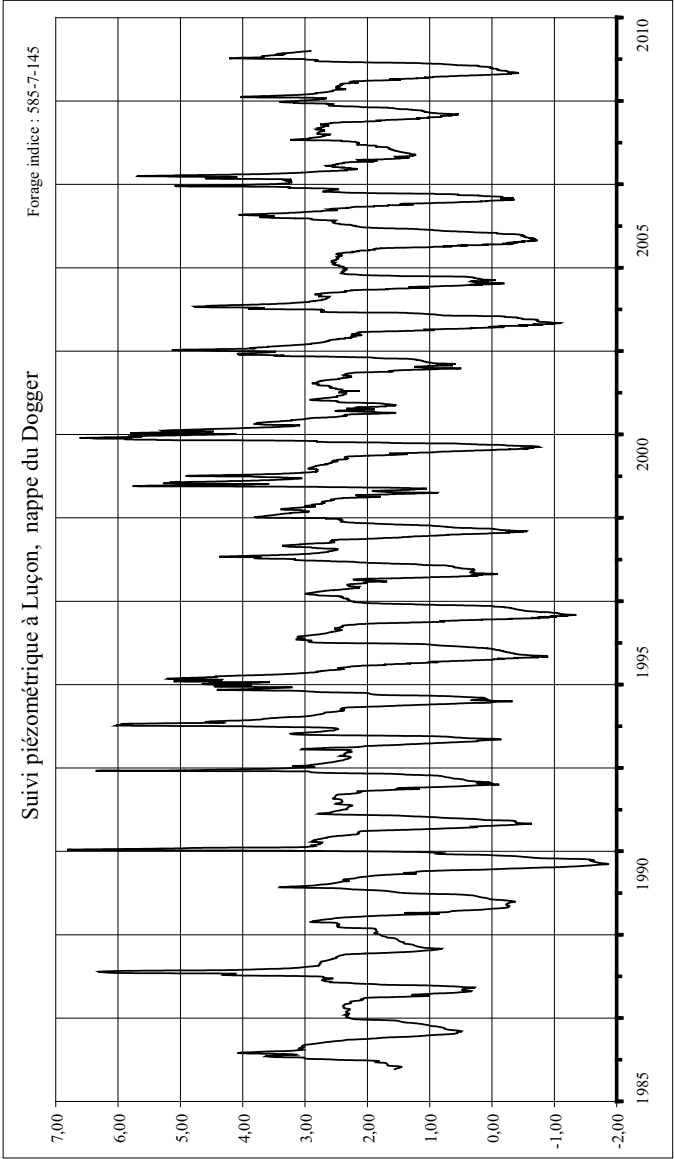


Fig. 28 - Fluctuations piézométriques de la nappe du Dogger à Luçon

donc à partir de cette date que se développe la prospection des eaux souterraines en liaison avec des techniques de forages de plus en plus performantes. Les ouvrages se multiplient et captent indifféremment les deux aquifères. L'été particulièrement sec de l'année 1986 a relancé le développement de l'irrigation jusqu'en 1990, date à partir de laquelle la surexploitation généralisée des aquifères a été constatée.

En 2010, on dénombre sur ce territoire de plaine (carte Luçon) environ 80 forages agricoles pour un volume pompé de l'ordre de 4 millions de m<sup>3</sup> dont les 2/3 dans la nappe du Dogger. Suite aux nombreux impacts négatifs de la surexploitation aquifère, une gestion de la ressource a été mise en place par le biais d'un protocole d'accord qui fixe, d'une part une attribution de volume par ouvrage autorisé, et d'autre part, des seuils piézométriques à respecter ou ne pas atteindre.

### • **L'alimentation en eau potable**

Le captage de Châtelard sur la commune de Bessay a été abandonné en 1986 pour des raisons de qualité (turbidité et nitrates) ainsi que de productivité en période estivale (interférences avec les forages agricoles). Il exploitait la nappe du Lias inférieur et pouvait fournir selon la saison de 50 à 300 m<sup>3</sup>/h (900 000 m<sup>3</sup>/an).

De même, l'ancien captage AEP de la ville de Luçon, qui exploitait la nappe du Dogger a été désaffecté en 1981 suite à la dégradation qualitative de la ressource (excès de nitrates et forte vulnérabilité du captage).

Un nouveau forage créé en 1982 au lieu-dit « Sainte-Germaine » a permis le captage de la nappe captive du Lias inférieur au débit moyen de 150 m<sup>3</sup>/h ou environ 1 million de m<sup>3</sup>/an. Les paramètres hydrodynamiques confirment la bonne productivité aquifère : transmissivité (0,1 m<sup>2</sup>/s), coefficient d'emmagasinement (4 à 6.10<sup>-4</sup>), vitesse de transit (7 à 8 m/h). L'eau captée est bicarbonatée calcique, assez dure (35°f), mais riche en nitrates. Concernant ce dernier paramètre, l'évolution des teneurs montre une dégradation significative justifiant la mise en service en 1996 d'une station de dénitrification (*cf.* annexe 7). Compte tenu de la vulnérabilité moyenne à forte aux abords du captage, une procédure de révision des périmètres de protection a été engagée en 2005.

### **Bilan hydrogéologique des aquifères sédimentaires**

Depuis les années 1980, parallèlement à l'accroissement des prélèvements d'eau souterraine, les formations aquifères du Sud-Vendée ont fait l'objet de nombreuses études. La bonne connaissance des conditions géologiques et géométriques des réservoirs et des conditions d'écoulements, a permis l'élaboration d'une gestion quantitative équilibrée.

C'est ainsi que le complexe aquifère multicouche du Jurassique présente un bilan général équilibré sous réserve d'une limitation des prélèvements estivaux. En effet, la non-maîtrise de ceux-ci peut être à l'origine de dysfonctionnements majeurs tels que l'intrusion excessive du biseau salé sous la plaine, des échanges hydrauliques anormaux entre plaine et marais ou rivières, ou un dénuyage excessif de l'aquifère.

La connaissance hydrogéologique associée à la modélisation des nappes constitue donc l'outil privilégié pour la gestion et la protection de la ressource, indispensables dans le secteur considéré, partie prenante du bassin versant du Marais poitevin.

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

#### **Formation sédimentaire cénozoïque**

Cette formation est actuellement intensément exploitée par la société de la « Sablière de la Lande » en plusieurs carrières situées en rive droite du Graon, au Sud de la Guitardière. Il s'agit des épandages fluviaux-estuariens réputés pliocènes et constitués de sables quartzeux ou feldspathiques et de conglomérats polygéniques à galets principalement quartzeux. La puissance de la formation atteint localement 40 m. Ces matériaux servent à la réalisation de béton mais aussi d'enduits de façades.

#### **Formations sédimentaires mésozoïques**

Les calcaires du Bajocien et du Bathonien ont été exploités, autrefois, comme pierre de taille ; de ce fait, d'anciennes carrières abandonnées jalonnent la région de Port-de-la-Claye, Chasnais, Luçon, Saint-Gemme et Saint-Jean-de-Beigné. Ces mêmes calcaires ont fourni aussi des pierres à moellons et des carbonates pour la fabrication de chaux.

La base du Bajocien (Zone à *laeviscula*), était exploitée, de préférence, pour le façonnage de pavés, et les calcaires durs de l'Aalénien et du toit du Toarcien pour la confection de « pierre de seuil ».

Les marnes grises du Toarcien étaient utilisées pour la production de tuiles et fournissaient les argiles nécessaires à la fabrication de chaux.

Les calcaires divers de l'Hettangien-Pliensbachien fournissaient le matériau pour la production de moellons.

## Granites du Bas-Bocage vendéen

Sur le territoire de la carte Luçon, il n'y avait plus, en 2008, aucune carrière en activité au sein du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. En revanche, de nombreuses carrières abandonnées, d'extension variable, qui ont servi à l'extraction de blocs rocheux et/ou à la confection de granulats ou encore d'arène granitique ont été recensées et reportées sur la carte. Les principales de ces carrières abandonnées sont, du Nord et au Sud :

- les carrières de la Chevalerie et de la Merlerie, sur la commune de Nesmy, implantées dans un granite subleucocrate à leucocrate à deux micas (échantillon LU1B26, pour la Merlerie) ;
- la carrière de la Proutière, sur la commune de Saint-Florent-des-Bois, implantée dans un monzogranite à grain fin-moyen à biotite (échantillon LU1A29) ;
- la petite carrière de l'Aubonnière, en rive gauche de l'Yon, sur la commune de Chaillé-sous-les-Ormeaux, implantée dans un monzogranite porphyroïde à biotite (échantillon LU2C02) du massif du Tablier et célèbre du fait que Georges Clémenceau l'a visitée au cours d'une campagne de recherche de blocs de granite pour un monument à la mémoire des « Poilus » morts pour la France lors de la guerre de 1914-18 ;
- les carrières situées au Nord-Ouest de Moutiers-les-Mauxfaits et implantées dans le monzogranite porphyroïde à biotite du massif circonscrit d'Avrillé.

En outre, le monzogranite d'Avrillé a été utilisé au Néolithique pour plusieurs mégalithes, situés sur le territoire de la commune Le Bernard :

- **les menhirs du Plessis**, alignés suivant une direction N30°E sont situés en limite orientale de la carte Les Sables-d'Olonne – Longeville (Ters et Gabilly, 1986) ; sur le territoire de la carte Luçon, un menhir est figuré à l'Est du hameau du Plessis sur la carte topographique à 1/25 000, mais il semble qu'il s'agisse plutôt d'un petit chaos naturel de grosses boules de monzogranite porphyroïde ;
- **le dolmen des Pierres Folles**, situé au Sud du Plessis, est constitué de dalles de deux types de roches très différentes : le monzogranite porphyroïde à biotite d'Avrillé d'une part et un grès d'autre part.

## Filon de microgranite porphyrique des Pineaux

Dans ce filon, de direction N20°E et d'une vingtaine de mètres de puissance, est implantée une petite carrière artisanale abandonnée, située à environ 1 km au Sud du bourg des Pineaux. Une seconde carrière abandonnée se trouve à 900 m à l'Est des Pineaux, en bordure de la D 88. Cette roche a été utilisée, principalement, pour l'empierrement des chemins.

### **Micaschistes gris sombre à éclat métallique**

Cette formation a été localement et temporairement exploitée comme granulats lors de la réalisation de l'échangeur de Le Givre.

### **Micaschistes quartzeux et métaquartzites subordonnés**

Cette série a été exploitée en carrières, au Sud et à l'Ouest de Saint-Vincent-sur-Graon respectivement à Moque-Souris et à la Paynière.

### **Métaphtanites de la série des micaschistes quartzeux et métaquartzites**

Les métaphtanites ont été exploitées tant pour moellons que pour granulats dans d'anciennes carrières aujourd'hui plus ou moins comblées situées d'une part à le Vigneau près de la « Pierre aux fées » et d'autre part au Sud-Ouest de Rosnay. Enfin, une ancienne carrière est notée aussi en limite nord de la feuille au « Petit-Moulin ».

### **Micaschistes fins et métagrauwackes**

Cette série a été exploitée, pour empierrement, en une carrière situé au Nord-Est de la carte, près de Trizay.

### **Métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier**

Les métarhyolites de la formation de La Chapelle-Hermier sont les seules encore exploitées actuellement pour granulats. Deux carrières sont actives, la carrière des « Roches bleues-la Poupetière » au Nord de Mareuil-sur-Lay et la carrière du Danger au Sud-Ouest de Champ-Saint-Père.

Dans ce même type de roches, les principales anciennes carrières sont situées au Sud-Ouest de Champ-Saint-Père près du hameau de Le Vivier, au Sud de Rosnay en bordure nord de la D19 au lieu-dit « les Carrières », à l'Ouest de Mareuil-sur-Lay, en bordure nord de la D19 au lieu-dit « les Tours », à l'Ouest du Pont-des-Roches en bordure sud de la route menant à la Mainborgère, au Nord de Saint-Florent-des-Bois à le Garçais.

## **Porphyroïdes de la formation de La Sauzaie**

Les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie ne sont plus exploités aujourd'hui, mais on recense néanmoins quelques anciennes carrières telles à l'Ouest de Thorigny à La Ménardière, à l'Ouest de Lavaud en bordure de la D88, au Sud des Pineaux en bordure de la D88, au Nord-Est des Pineaux en bordure de la D131 près de La Châtaigneraie.

### *GITES ET INDICES MINÉRAUX*

Sur le territoire de la carte à 1/50 000 Luçon, un seul indice minéral a été reconnu, lors de la campagne de reconnaissance minière stratégique réalisée par le BRGM sur le Massif armoricain, au lieu-dit « les Guindonnières » (commune de Le Bernard), dans l'angle sud-ouest de la carte, dans le bois situé au Sud du hameau le Pont-Rouge. Il est noté dans le fichier de la BSS sous l'intitulé 0585 5x 4001. Il s'agit d'un filon à barytine et fluorine, encaissé dans des micaschistes du groupe de Nieul-le-Dolent, à proximité de la bordure orientale du massif monzogranitique d'Avrillé et de lambeaux de couverture liasique. Ce filon, reconnu par un sondage carotté du BRGM en 1965, n'a pas d'intérêt économique dans la conjoncture actuelle.

Lors du lever de la carte, un autre indice de barytine a été découvert, situé à 625 m à l'WNW de la ferme de la Grosnière, au Nord de Moutiers-les-Mauxfaits, près de la limite occidentale de la carte. Au sommet de la colline, immédiatement à l'Ouest du point coté Z = 72 sur la carte à 1/25 000, s'observent de petits blocs épars, constitués d'une roche silicifiée et renfermant de petits cristaux de barytine.

Dans les deux cas, il s'agit vraisemblablement de minéralisations en barytine ± fluorine ± quartz, se trouvant à l'interface entre le socle varisque et la base de la couverture sédimentaire mésozoïque. De telles minéralisations sont fréquentes dans le Massif armoricain et le Massif central et sont d'âge liasique d'après une datation par la méthode K/Ar de filons à quartz et fluorine du Massif central (Baubron *et al.*, 1980).

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

#### **Socle dans la moitié occidentale de la carte**

**Affleurement A1** : (croisement de la D949 et de la D747, au Sud de Moutiers-les-Mauxfaits). *Micaschistes gris sombre à éclat métallique* ( $\xi_s$ ) du



*groupe de Nieul-le-Dolent*. Les travaux routiers récents (46 27 377 - 1 24 983) ont profondément entaillé cette série. Les micaschistes, d'aspect assez massifs, se caractérisent par une teinte gris sombre et une patine rouge sombre du fait de l'altération. Le débit de la roche est aisé et subvertical et une observation rapprochée permet de constater que ce débit nettement prépondérant correspond à une schistosité de crénulation très pénétrative qui recoupe une foliation plus ancienne et à pendage modéré. De plus, la roche apparaît truffée de minéraux sombres plurimillimétriques qui, en lame mince, se révèlent être pour partie, de l'andalousite généralement très altérée et de la cordiérite. Ces minéraux témoignent du métamorphisme de contact initié dans la série par le massif monzogranitique d'Avrillé.

*Prendre la D747 en direction de Moutiers-les-Mauxfaits, se garer sur le parking situé à l'Ouest de la route, à l'entrée du bourg. Prendre le sentier qui descend vers le ruisseau et emprunter la passerelle qui permet de le franchir et d'arriver à un parc public.*

**Affleurement A2** : (parc public de Moutiers-les-Mauxfaits, en rive sud du ruisseau). Microgranite à biotite ( $\mu\gamma^3A$ ) et monzogranite porphyroïde à biotite ( $\rho\gamma^3A$ ) du massif d'Avrillé. Sur le GR qui part du ruisseau vers le Sud-Ouest, affleure un microgranite mésocrate de grain fin à moyen, de teinte grise, dans laquelle il est possible de distinguer avec une loupe, du quartz, des feldspaths et de la biotite ; ce microgranite a été échantillonné pour étude pétrographique et géochimique (LU5A28, tableau annexe 3). Plus à l'Ouest, se trouve un monzogranite franchement porphyroïde, à biotite.

*Revenir au parking, traverser la route principale et prendre la petite rue qui descend vers le ruisseau puis se poursuit par un chemin qui longe le collège privé de Saint-Jacques-le-Majeur et suit la vallée vers l'Est.*

**Affleurement A3** : (talus coté nord du chemin, en bordure méridionale du collège privé Saint-Jacques-le-Majeur). Microgranite à biotite et micaschistes « tachetés » appartenant au groupe de Nieul-le-Dolent. Le microgranite à biotite analogue au précédent (A2), est en contact avec des micaschistes « tachetés » témoins du métamorphisme thermique associé à l'intrusion granitique.

*Revenir au parking, repartir en voiture vers le Nord et prendre la première route à gauche, qui part vers le Nord-Ouest en direction de la Sicaudière en suivant le ruisseau sur sa rive droite. Traverser la D19 et continuer sur la même route sur un peu plus de 100 m, et se garer à droite près de maisons attendant à une carrière abandonnée, située au Nord de la route.*

**Affleurements A4** : (carrière abandonnée dans le bourg de Moutiers-les-Mauxfaits et/ou affleurements naturels plus à l'Ouest). Monzogranite porphyroïde à biotite ( $\rho\gamma^3A$ ) du massif d'Avrillé, fractures, filons de leucogranite

*et de quartz.* La carrière se trouvant sur deux propriétés privées, il n'est possible d'y accéder qu'avec l'autorisation de l'un et/ou l'autre des propriétaires. La partie orientale de la carrière est la plus intéressante car elle permet d'observer non seulement un monzogranite porphyroïde, caractérisé par la présence de tablettes de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur, mais encore des plans de faille, des diaclases et deux types de filons : un filon de leucogranite à grain fin et un mince filon lenticulaire de quartz. À défaut de pouvoir accéder à la carrière abandonnée, le monzogranite porphyroïde à biotite peut aussi être observé sur des affleurements rocheux situé à environ 200 m plus au Nord-Ouest, en rive gauche (est) d'un petit ruisseau N-S, en amont de son confluent avec le ruisseau NW-SE précédent.

*Faire demi-tour et retourner à l'intersection de la D19 ; tourner à gauche et traverser le bourg jusqu'à la D747 ; tourner à gauche, la suivre en direction du Nord. Immédiatement au Sud du hameau de Saint-Jean-Neuf, prendre à gauche un chemin carrossable qui part vers l'Ouest. Avant d'arriver à l'étang de la Grosnière, s'arrêter en bordure du chemin, à l'orée du bois et partir à pied vers le Nord.*

**Affleurement A5 :** (les prés au Nord de l'étang de la Grosnière). *Filon neptunien de calcaires fossilifères du Crétacé supérieur, bréchifiés et silicifiés, encaissé dans le massif monzogranitique d'Avrillé.* Dans les prés s'observent d'abondants petits blocs épars et quelques têtes rocheuses, constitués de silice cryptocristalline de teinte gris clair, localement bréchique. Ces éléments rocheux jalonnent un « filon sédimentaire » de direction NW-SE, qui se suit en discontinu sur environ 3 km de long et que recoupe, à environ 250 m au Nord de l'étang de la Grosnière, le tracé de la déviation de Moutiers-les-Mauxfaits par le Nord. La confection d'une lame mince a révélé la surprenante présence de nombreux petits débris de fossiles du Crétacé supérieur, silicifiés en même temps que le calcaire micritique qui les renferme. Il s'agit donc d'une entité géologique exceptionnelle : une relique d'un « filon neptunien » du Crétacé supérieur, encaissé dans le massif de monzogranite porphyroïde d'Avrillé, lequel a été daté du Carbonifère supérieur.

*Faire demi-tour et reprendre la D747 vers le Sud ; prendre la première route à gauche (est) en direction de la ferme de la République puis de celle de Bellevue.*

**Affleurement A6 :** (à proximité de la ferme de Bellevue). *Filon de quartz et source d'eau à 30 °C.* Entre les fermes de la République et de Bellevue, la route est bordée de blocs de quartz blanc, en partie bréchique et/ou géodique. À l'Est de la ferme de Bellevue, au bout de la route se trouve un hangar qui abrite un élevage de poissons exotiques, dans des aquariums alimentés par une source d'eau à 30 °C, qui se trouve immédiatement à l'Ouest. Pour accéder au hangar, il convient d'en demander l'autorisation au propriétaire.

*Faire demi-tour et reprendre la route principale vers le Nord jusqu'au bourg de Saint-Vincent-sur-Graon ; prendre la D85 en direction du Sud puis, à la sortie sud du bourg, la D13 qui suit la rive sud du Graon, jusqu'à Champ-Saint-Père.*

**Affleurement A7 :** (bourg de Champ-Saint-Père). *Schistes gris-beige à rosé (SSP), groupe de Nieul-le-Dolent.* Cette série affleure d'une part au Sud immédiat de la gare dans la nouvelle zone industrielle (46 30 744 - 1 20 746) et d'autre part dans le quartier du Petit-Landais (46 30 664 - 1 20 415). Elle est constituée de schistes gris-beige légèrement rosé, qui se débitent très aisément en feuillets et qui correspondent à d'anciennes argilites plus ou moins silteuses, affectées par un métamorphisme de faciès schiste vert de bas-grade.

*Prendre la D12 vers le Nord jusqu'au hameau de la Glorandière ; tourner à droite (Sud) pour prendre la D85 jusqu'au croisement des Grandes-Touches ; prendre sur la gauche (Est) la route de Chauveteau jusqu'à son extrémité sud et descendre à pied jusqu'à la rive de la retenue du Graon.*

**Affleurement A8 :** (bordure nord de la retenue du Graon, bois du Chauveteau). *Filon de microgranite porphyrique à biotite ( $\mu\text{p}\sqrt{\text{V}}$ ) de Saint-Vincent-sur-Graon.* En descendant le chemin, on arrive rapidement à un chaos de boules plurimétriques de microgranite (46 31 116 - 1 23 279), bien visible et facilement accessible. Au cœur du sill, le microgranite présente une texture franchement porphyrique avec des phénocristaux de 1 mm à 3 cm de long. En période d'étiage, il est possible d'observer, sur la berge nord de la retenue, l'éponte méridionale du sill, caractérisée par l'existence d'une « bordure figée » au contact des micaschistes encaissants, qui de leur côté, montrent localement des « tâches » témoins d'un métamorphisme de contact.

*Faire demi-tour et repartir vers la Glorandière ; prendre la D12 vers l'Ouest, puis, sur la droite, la D85 jusqu'au bourg de Nesmy ; garer sa voiture sur un des parkings proches de l'église et descendre à pied vers le Sud pour rejoindre la D 36, puis suivre cette route vers l'Ouest.*

**Affleurement A9 :** (au 22 rue de Lattre de Tassigny). *Granite subleucocrate à grain moyen à deux micas ( $\text{Yh}$ ), massif de La Roche-sur-Yon – Venansault.* En bordure nord de la D36, un mur construit avec des blocs de granite repose en partie sur des affleurements naturels du même granite. Ces affleurements du massif de La Roche-sur-Yon – Venansault sont remarquables par un débit du granite ( $\text{Yh}$ ) en dalles subhorizontales, caractéristique de l'horizon fissuré ; le granite à deux micas, à grain moyen ( $\leq 1$  cm) et à nette fabrique planaire est homogène en dehors du fait qu'il soit recoupé par un filonnet de leucogranite à muscovite plus tourmaline et par une veinule de quartz.

*Revenir à la voiture et suivre la D36 vers l'Est jusqu'au bourg de Chaillé-sous-les-Ormeaux. Dans ce bourg, tourner à droite un peu avant l'église, pour prendre la D101 en direction du Sud jusqu'au Moulin-de-Chaillé et si le propriétaire du moulin est présent, lui demander l'autorisation d'accéder à la carrière abandonnée, attenante aux bâtiments.*

**Affleurement A10** : (petite carrière abandonnée du Moulin-de-Chaillé, en rive droite de l'Yon). *Grosse enclave de mélasynite à amphibole et biotite ( $\sigma\eta$ ) dans le monzogranite porphyroïde à biotite ( $\rho\gamma^3$ ), massif du Tablier.* L'enclave affleure à flanc de coteau, boisé et d'accès peu aisé. Elle est constituée d'une roche à grain moyen, de teinte très sombre par suite de l'abondance de deux types de minéraux colorés visibles à l'œil nu : d'une part, de la biotite, en lamelles de 1 à 5 mm de longueur, et d'autre part, une amphibole vert sombre ; le reste de la roche est constitué de minéraux leucocrates : feldspaths et quartz. Le monzogranite porphyroïde encaissant est mieux visible un peu plus au Nord, dans le talus ouest de la D101, où il est de plus recoupé par un filon de leucogranite à muscovite.

*Continuer de suivre la D101 vers le Sud, jusqu'au hameau du Fraigneau ; tourner à gauche et prendre la petite route qui mène au hameau du Petit-Bois-Clos, au gîte d'étape de l'Aubonnière, qui correspond à une ancienne seigneurie, bien restaurée. Se garer sur le parking, à l'extérieur du gîte, et descendre à pied vers le Nord-Est pour rejoindre les « gorges de la vallée de l'Yon » qui, entre le Ripaud au Nord et Piquet au Sud, est un véritable torrent de montagne par suite d'une pente de l'ordre de 5 %.*

**Affleurement A11** : (les gorges de l'Yon, entre le Moulin-Borget et la Filature-de-Piquet, tous deux en ruines). *Spectaculaire chaos de monzogranite porphyroïde à biotite ( $\rho\gamma^3$ ), massif du Tablier.* En descendant la vallée de l'Yon, en rive droite puis, après avoir franchi la rivière sur une passerelle, en rive gauche, on traverse un magnifique site sauvage dans lequel le monzogranite porphyroïde à biotite affleure de façon spectaculaire : d'abondants rochers, plus ou moins arrondis, et d'innombrables boules, de taille variable et plus ou moins déplacées par la nature, se trouvent d'une part sur les deux rives de l'Yon et, d'autre part, dans le lit vif de la rivière où ce granite forme des « marmites de géants ». La longueur du parcours est de l'ordre de 1 km. En aval du Piquet, la vallée s'élargit et le site devient moins spectaculaire, de sorte qu'il est préférable de rebrousser chemin, sauf si l'on désire aller jusqu'à la limite sud du massif granitique du Tablier, qui se trouve à environ 1 km en aval de la Filature-de-Piquet.

*Faire demi-tour et repartir vers le Sud jusqu'au hameau de la Baffardière ; suivre le GR du pays de Moutiers-les-Mauxfaits qui traverse la vallée du Péron, jusqu'au site de « la Pierre-aux-Fées ».*

**Affleurement A12 :** (GR du Pays de Moutiers-les-Mauxfaits, la Baffardière). *Micaschistes quartzeux et métaquartzites, métaphtanites du groupe de Nieul-le-Dolent.* Tout au long du GR dans la traversée de la vallée du Péron, affleurent des micaschistes quartzeux, gris argenté qui, sur la rive nord, montrent de fréquentes interstratifications de métaphtanites à débit en plaquettes. La « Pierreaux-Fées » (46 31 984 - 1 20 317) est elle-même constituée de métaphtanites très fracturées, intensément plissées et recoupées par de nombreux filonnets de quartz laiteux. De même, à l'Est de la Baffardière, au Vrigneau, ces métaphtanites, ici particulièrement puissantes, sont encore bien visibles dans d'anciennes carrières, en dépit de la végétation envahissante.

*À partir de la Baffardière, reprendre la route vers le Sud et après la traversée de la vallée du Péron, prendre la première route à gauche (Est) jusqu'à rejoindre la D19. Prendre cette dernière vers l'Est puis la D29 jusqu'au bourg de Rosnay ; prendre sur la droite la D50 jusqu'au hameau de le Plessis puis la première vicinale sur la droite sur 150 m.*

**Affleurement A13 :** (hameau de le Plessis, à l'Est de Rosnay). *Gneiss leptynitiques rhyolitiques du Plessis (ζλρ).* Au Sud du hameau de le Plessis (46 32 238 - 1 17 435), en bordure de route et dans une ancienne carrière affleure un gneiss leptynitique gris clair, à grain fin à très fin, assez massif mais néanmoins folié, qui dessine un corps ovaliforme au sein des métarhyolites encaissantes de la formation de La Chapelle-Hermier. Au vu de sa texture grano-porphyroclastique fine et de sa composition, avec une matrice très fine essentiellement quartzo-feldspathique qui emballe de petits clastes de quartz, feldspath K et plagioclase, cette leptynite correspond probablement à une ancienne intrusion hypovolcanique de composition rhyolitique mais néanmoins plus sodique que les rhyolites potassiques environnantes.

### **Le socle dans la moitié orientale de la carte**

*Départ du bourg de Mareuil-sur-Lay, vers l'Ouest, en prenant successivement la D746 puis la D19.*

**Affleurement B1 :** (sortie ouest de Mareuil-sur-Lay, lieu-dit « les Tours »). *Gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath K, formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier (ρζρCH).* Le parking des « Tours » (46 32 138 - 1 14 542) est une ancienne carrière qui entaille un gneiss gris, parfois à reflets légèrement violacés, lustré, bien folié, à débit en dalles ou en plaquettes régulières ; il comporte une matrice fine relativement micacée, qui emballe de nombreux clastes de 1 à 6 mm moulés par la foliation principale (S1). Les plans de cette (S1) prépondérante, portent une fine linéation d'intersection qui souligne l'existence d'une schistosité (S2) de crénulation. Ces gneiss ont une texture grano-lévido-porphyroclastique avec une

matrice fine constituée de quartz cryptocristallin, de très petites paillettes orientées de mica blanc, de petites plages xénomorphes de feldspath potassique et d'opaques, qui emballent et moule des cristaux de quartz parfois rhyolitiques et des porphyroclastes sub-automorphes de feldspath potassique. Cette roche correspond à une ancienne rhyolite potassique.

*Faire demi-tour et revenir par la D19 vers le bourg de Mareuil-sur-Lay ; traverser la D746 et prendre, en face, la D60 ; après avoir dépassé la « carrière des roches bleues » en exploitation, prendre la première vicinale sur la gauche (Ouest), qui mène au barrage du Marillet ; se garer sur le parking situé du côté sud de la route juste avant le barrage.*

**Affleurement B2** : (barrage du Marillet). *Gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath K, formation des porphyroïdes et métarhyolites de La Chapelle-Hermier (pζρCH). Sables et argiles silteuses à graviers roulés abondants, formation des « sables des Essarts » (pβE), Pliocène supérieur – Tiglien possible. De part et d'autre du barrage du Marillet (46 33 431 - 1 14 154) affleure, en bord de route, un gneiss gris sombre parfois légèrement violacé, assez massif mais néanmoins régulièrement folié ; il est constitué d'une matrice fine qui emballent des clastes millimétriques et plurimillimétriques de quartz et de feldspath noir. Ces gneiss ont une texture grano-lérido-porphyroclastique avec une matrice fine à quartz, feldspath K, mica blanc en paillettes orientées et opaques, qui emballent des plages de quartz souvent rhyolitiques et des porphyroclastes sub-automorphes de feldspath k souvent pigmentés de noir. Cette roche représente une ancienne rhyolite potassique qui a été datée en U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazite à  $486 \pm 6$  Ma (Ordovicien inférieur). D'autres datations effectuées en U-Pb à la Shrimp sur zircons ont confirmé cet âge à  $479 \pm 4$  Ma et elles ont de plus mis en évidence des zircons hérités d'âge protérozoïque à  $2\ 018 \pm 21$  Ma.*

Dans la coupe du talus nord de la route affleurent aussi des sables à matrice argilo-silteuse avec graviers subanguleux, rougeâtres à jaunâtres et blanchâtres vers la base ; ces sables montrent des structures chenalisantes typiques de formations fluviales. Ces dépôts surmontent en discordance les porphyroïdes de la formation de La Chapelle-Hermier.

*Traverser le barrage du Marillet et au hameau des « Trois Moineaux », prendre la première vicinale à droite (Nord) en direction de la Poterie ; à l'intersection, au Nord du ruisseau de la Rochette, prendre à droite (Est) la route menant au pont des Roches. Stationner en bord de route avant de franchir le pont.*

**Affleurement B3** : (le pont des Roches, rive ouest de la retenue du Marillet). *Gneiss micacés gris-vert à petits clastes de quartz et de feldspath, formation des Roches (ζtf). Sur la rive occidentale de la retenue du Marillet (46 34 520 -*

1 14 825) affleure un gneiss fin, gris-beige-vert, micacé, bien et finement feuilleté, avec alternance de lits infra-millimétriques discontinus soit leucocrates, quartzeux ou quartzofeldspathiques, soit gris-beige-vert essentiellement micacés et présentant de nombreux petits clastes infra-millimétriques/millimétriques (0,5-2 mm) blancs, aplatis dans la foliation. Ces derniers moulés par la foliation principale (S1) sont fréquemment du quartz, parfois rhyolitique, et dans une moindre mesure, du feldspath plagioclase. La texture et la composition minéralogique de ces roches évoque celles de métatuffites et de méta-grauwackes.

*Traverser le pont des Roches et suivre la route jusqu'au bourg de Château-Guibert ; prendre la D60 en direction du Sud jusqu'à la sortie du village et se garer sur le bas-côté.*

**Affleurement B4 :** (Château-Guibert, bordure de la D 60). *Gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath (plagioclase > FK), formation des porphyroïdes de La Sauzaie (ρξρS)*. Au Sud immédiat du bourg de Château-Guibert (46 34 697 - 1 14 187), les travaux routiers récents ont dégagés des affleurements de gneiss gris assez clair, massifs mais bien foliés, comportant des niveaux relativement riches en yeux infra-centimétriques de quartz et de feldspath dont la géométrie est parfois compatible avec un cisaillement dextre. La foliation principale (S1) est souvent déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. La texture de ces roches est grano-lépidoporphyroclastique et elles comportent une matrice fine organisée en lits quartzeux ou quartzofeldspathiques qui alternent avec des lits micacés et qui emballent des porphyroclastes de quartz (1-10 mm) parfois rhyolitiques, de feldspath plagioclase et dans une moindre mesure de feldspath K. La texture et la minéralogie de cette roche évoque celle d'une rhyolite qui a été datée en U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazites à  $483 \pm 4$  Ma (Ordovicien inférieur).

*Faire demi-tour et reprendre la D60 en direction du Nord jusqu'à l'entrée du bourg de Thorigny, à Bel-Air ; se garer sur le bas-côté.*

**Affleurement B5 :** (bourg de Thorigny). *Gneiss micacés à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath K, formation des porphyroïdes et des métarhyolites de La Chapelle-Hermier (ρξρCH) ; gneiss micacé à porphyroclastes de quartz rhyolitiques et de feldspath, formation des porphyroïdes de La Sauzaie (ρξρS) ; Ultramylonite*. À l'entrée méridionale du bourg de Thorigny près de Bel-Air en bordure est de la D 60 (46 36 520 - 1 14 404), d'anciennes petites carrières entaillent un gneiss gris à reflets rose violacé, montrant une matrice fine qui emballe des clastes plurimillimétriques de quartz et de feldspath. Les plans de la foliation principale (S1) bien marquée, portent une fine linéation d'intersection qui correspond à une schistosité de crénulation (S2). Ce gneiss correspond à une méta-rhyolite hyperpotassique, appartenant à

la formation de La Chapelle-Hermier qui forme ici une petite occurrence enveloppée par les méta-tuffites de la formation des Roches.

Au centre du bourg de Thorigny, en bordure de la D29 (46 36 853 - 1 14 491), affleure des gneiss gris clair, assez massifs mais bien foliés, montrant une matrice fine qui moule des yeux infra-centimétriques de quartz parfois rhyolitique et de feldspath plagioclase et dans une moindre mesure de feldspath K. Cette roche appartient à la formation de La Sauzaie et correspond à une ancienne rhyolite.

À la sortie orientale du bourg de Thorigny, en bordure sud de la D36 en arrière du « calvaire », (46 36 797 - 1 14 129), d'anciennes petites carrières entaillent une roche gris clair, massive, aphanitique, très dure, qui se révèle être une mylonite avec une matrice aphanitique emballant de petits tecto-clastes anguleux de quartz et de plagioclase ; ces mylonites jalonnent le tracé d'une faille orientée NE-SW.

*Faire demi-tour et repartir vers le Sud sur la D60 jusqu'à sa jonction avec la D88 qu'il faut suivre ensuite, jusqu'au village des Pineaux ; dans le bourg, suivre la D88, en direction de Moutiers-sur-Le-Lay, et au niveau du cimetière prendre à droite un chemin carrossable qui part vers le Sud et mène au lieu-dit « le Pont-Neuf ».*

**Affleurement B6 :** (les Pineaux). *Filon de Microgranite des Pineaux (μγP)*. Ce filon affleure en un grattage décamétrique située au Sud des Pineaux, à flanc de coteau dans les prés de la rive droite de la Doulaye, (46 35 054 - 1 10 841). Ce microgranite est intrusif dans les porphyroïdes de la formation de La Sauzaie et se présente comme une roche aphanitique très dure, de teinte fauve à l'altération. Sa texture est microgrenue avec une matrice très fine à quartz et feldspath qui emballent des porphyroblastes sub-automorphes de quartz, feldspath K et dans une moindre mesure de plagioclase. Une datation en U-Th-Pb à la microsonde électronique sur monazites a donné un âge à  $329 \pm 6$  Ma (Viséen).

*Faire demi-tour et regagner le bourg des Pineaux ; prendre la D48 en direction du Nord et après avoir dépassé la ferme de la Jarrière, se garer sur le petit parking situé avant le franchissement du ruisseau de Pierre.*

**Affleurement B7 :** (la Jarrière - le Thibœuf). *Micaschistes fins, gris argenté plus ou moins sombre, métagrauwackes, micaschistes quartzeux groupe de Nieul-le-Dolent (ξ-ξq)*. De part et d'autre de la D48, au Sud immédiat de la vallée du Ruisseau de Pierre (46 36 784 - 1 10 449), affleure une série de micaschistes gris argenté assez sombre, à grain fin, compacts mais finement feuilletés. Cette schistosité principale (S1) est déformée par de nombreux plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. Au sein de



ces micaschistes sont localement (au niveau de l'embranchement de la route de le Thibœuf) interstratifiés de rares horizons, de puissance décimétrique ou pluridécimétrique, de méta-grauwackes gris-vert. Les micaschistes ont une paragenèse essentiellement constituée de muscovite en paillettes orientées suivant (S1) et dans une moindre mesure de quartz. Les méta-grauwackes ont une matrice fine à mica blanc et quartz cryptocristallin qui emballe des clastes de quartz.

*Continuer sur la D48 et prendre, sur la droite, la première route vicinale en direction de le Thibœuf ; suivre cette route jusqu'à atteindre la D948 ; suivre cette dernière jusqu'à son embranchement avec la D52E ; prendre cette dernière jusqu'à la ferme de Trizay puis prendre à gauche la vicinale en direction du motocross de la Buzinière ; se garer au niveau du motocross.*

**Affleurement B8 :** (motocross de la Buzinière). *Micaschistes fins, gris-argenté plus ou moins sombre, métagrauwackes, micaschistes quartzeux* ( $\xi$ - $\xi$ q), *groupe de Nieul-le-Dolent*. En bordure ouest de la route menant du « motocross de la Buzinière » (46 35 867 - 1 07 020) à l'Augoire, affleurent des micaschistes gris-beige à débit en plaquettes. Ces derniers comportent une matrice fine essentiellement composée de petites paillettes orientées de muscovite et accessoirement de quartz, qui emballe des clastes hétérométriques (0,1 à 0,5 mm) de quartz. De plus, ici, ces micaschistes sont caractérisés par la présence de nombreuses blastes non orientés de biotite, témoignant d'un métamorphisme de contact initié par le Granite de la Mènerie.

Ce faciès évolue latéralement et on passe alors soit à une métagrauwacke quartzreuse micacée soit à un micaschiste quartzeux ; la métagrauwacke micacée affleure au Nord du « motocross » à l'Est de la route de la Buzinière (46 35 833 - 1 06 660) et elle montre une matrice dans laquelle la proportion de quartz atteint 50 % et emballe de nombreux clastes de quartz (20 %) et accessoirement de feldspath (2 %). Le micaschiste quartzeux affleure en une carrière abandonnée en rive orientale du ruisseau du Pont-Emery, au Nord immédiat de Trizay (46 35 625 - 1 06 804) et il est constitué en proportion égale de quartz et de muscovite avec toujours quelques petits clastes de quartz.

*Faire demi-tour et rejoindre à nouveau la ferme de Trizay ; prendre la D52E sur la gauche jusqu'au bourg de Saint-Vincent-Puymaufrais ; dans le bourg prendre la route menant au Lay, puis suivre le chemin carrossable qui le longe.*

**Affleurement B9 :** (rive ouest du Lay, au Nord de Saint-Vincent-Puymaufrais). *Métaquartzites micacés massifs et micaschistes quartzeux de la « Vierge »* ( $\chi$ - $\xi$ q), *groupe de Nieul-le-Dolent*. Sur la rive ouest du Lay, au Nord de Saint-Vincent-Puymaufrais, affleure des métaquartzites gris assez sombre ou parfois gris clair, massifs mais néanmoins finement foliés avec alternance de lits infra-millimétriques soit leucocrates soit gris. Cette foliation est déformée par de

petits plis en chevrons et localement par des ondulations métriques. La paragenèse de ces faciès est constituée de quartz (65 à 90 %) et de muscovite.

*Regagner le bourg de Saint-Vincent-Puymaufrais, puis la D948 ; suivre cette dernière vers le Sud jusqu'au hameau de la Surie et prendre à droite la vicinale qui, après avoir franchi l'A83, mène à Sainte-Pexine puis à Moutiers-sur-le-Lay.*

**Affleurement B10** : (Moutiers-sur-le-Lay). *Micaschistes à lits leucocrates, gneiss micacés, Formation de Saint-Gilles (ζξSG)*. Dans le bourg de Moutiers-sur-le-Lay le long de la D7 (46 33 582 - 1 09 589), et le long de la route qui longe la rive nord du Lay à l'Ouest de ce même bourg (46 33 278 - 1 10 186), affleurent des micaschistes finement lités avec alternance de lits millimétriques leucocrates quartzeux et de lits micacés avec de fréquents exsudats de quartz. Cette foliation principale (S1) est déformée par de nombreux petits plis en chevron auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation.

*Suivre depuis Moutiers-sur-le-Lay la route vicinale qui longe le Lay sur sa rive septentrionale ; se garer en bordure de la route à l'Ouest de la ferme de Moulin-Bodin.*

**Affleurement B11** : (Moulin-Bodin, rive nord du Lay). *Micaschistes et gneiss très micacés gris bleuté, lustrés, à porphyroclastes de quartz rhyolitique et de feldspath (plagioclase > FK) (ρζρS), formation de La Sauzaie*. En bordure nord de la route longeant la rive nord du Lay, face au Moulin Bodin (46 32 817 - 1 11 535) un grattage pluri-décamétrique à flanc de coteau a dégagé un affleurement de micaschistes et gneiss gris argenté clair, moirés, lustrés, très micacés, avec une foliation principale (S1) soulignée par un très fin litage, qui emballe des yeux centimétriques de quartz et de feldspath, relativement abondants ; cette foliation est déformée par de nombreux petits plis en chevron auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation plus ou moins accentuée. D'autres affleurements de ce type de roches sont observables aussi un peu plus vers l'Ouest dans le talus bordant la route.

### **La couverture sédimentaire du bassin d'Aquitaine dans le quart sud-est de la carte**

L'itinéraire géologique débute à Luçon, ville où Armand du Plessis de Richelieu fût nommé évêque en 1605, et dont la statue se dresse sur la place de la cathédrale. Prendre la direction de Sainte-Gemme-la-Plaine, le long de la route, les calcaires du Bathonien affleurent et sont parfois visibles dans des carrières abandonnées.

**Affleurement C1** : (Sainte-Gemme-la-Plaine, champ en bordure de la N137). *Altérites des calcaires bathoniens*. Les altérites des calcaires bathoniens sont

représentées par des limons argileux brun rougeâtre, caractéristiques de la décalcification des carbonates.

*Suivre la N137 vers le Nord et à Saint-Jean-de-Beugné, prendre la D88 en direction de Les Mottes.*

**Affleurement C2 :** (D88 Les Mottes – Saint-Jean-de-Beugné). *Bajocien, Formation des Calcaires ponctués, calcaires blanchâtres à ponctuations rouges, intercalations de marnes grises à la base (j2Cp).* De part et d'autre de cette route, affleurent les calcaires blanchâtres à ponctuations rouges du Bajocien.

*Rejoindre le bourg de Les Mottes et prendre sur la droite la vicinale en direction du Sud.*

**Affleurement C3 :** (bord de la route au Sud de Les Mottes). *Toarcién, marnes noires à ammonites et calcaires argileux gris (A4) ; Aalénien, calcaires gris, durs et marnes grises à *Catinula beaumonti* (j1).* La série toarciénne est ici constituée de bancs marno-calcaires, de couleur gris-bleu à jaunâtre, et d'argiles fossilifères à *Dactylioceras tenuicostatum*, *Harpoceras falciferum*, *H. pseudoserpentinum* et *Hildoceras bifrons*. La série aalénienne, peu épaisse (2 m), débute par un calcaire bioclastique, gris, dur, à oolites ferrugineuses et se termine par une alternance de calcaires gris, durs et de marnes grises à *Graphoceras concavum* et *Catinula beaumonti*.

*Faire demi-tour et revenir dans le bourg de Les Mottes, puis reprendre la D88 vers l'Ouest ; après la traversée de La Smagne prendre sur la droite la route de Bel-Air et la suivre jusque la ferme de la Gravelle, en bordure occidentale de l'A86.*

**Affleurement C4 :** (près de l'autoroute A83, au lieu-dit « la Gravelle »). *Toarcién, marnes noires à ammonites et calcaires argileux gris (A4) ; Aalénien, calcaires gris, durs et marnes grises à *Catinula beaumonti* (j1).* À cet endroit les marnes du Toarcién ont livré un *Harpoceras pseudoserpentinum* et les calcaires aaléniens *Catinula beaumonti*.

*Faire demi-tour et prendre la route vers le Nord-Ouest en direction de les Touches puis vers l'Est en bordure de l'A83 au lieu-dit « la Cognasse ».*

**Affleurement C5 :** (près de l'autoroute A83, à l'Est de les Touches, au lieu-dit « la Cognasse »). *Cuirasse latéritique, marnes du Toarcién (A4), calcaires gréseux du Pliensbachien (I3a), Calcaire jaune nankin de l'Hettangien-Sinémurien (I1-2N).* À la Cognasse, les altérites des marnes toarciennes sont chapeautées par les résidus d'une croûte latéritique à pisolites de fer.

En longeant l'autoroute, vers le Nord, on descend la série avec les calcaires gréseux gris-beige à patine ocre du Pliensbachien, souvent riches en *Pseudopecten aequivalvis*, *Pleuromia* sp., bélemnites, térébratules, gastéropodes, puis, peu avant Saint-Linaire, les calcaires dolomitiques jaune Nankin. Les calcaires sont souvent carginés et renferment de nombreuses dendrites de manganèse.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ANDERSON (1989) - The theory of the earth. *Blackwell Scientific Publications*, London, Oxford, 366 p.
- 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.
- AUDREN C., JÉGOUZO P., BARBAROUX L. *et al.* (1975) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Roche-Bernard (449) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Audren C., Jégouzo P., Barbaroux L., Bouysse P. (1975).
- AUDREN C., PLAINE J. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Belle-Île-en-Mer – Îles Houat et Hoedic (477) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Audren C., Plaine J. (1985).
- BAUBRON J.C., JÉBRAK M., JOANNES C., LHÉGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) - Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 290, n° 14, sér. D, p. 951-953.
- BÉCAUD M. (2002) - Le Toarcien de la bordure sud et sud-est du Massif armoricain (Deux-sèvres et Vendée). *Le Naturaliste Vendéen*, n° 2, p. 3-33.
- BÉCAUD M. (2006) - Les Hippoceratinae, Hildoceratinae et Paroniceratinae du Toarcien de la Vendée et des Deux-Sèvres (France). Doc. STU Lyon, n° 162, 245 p.
- BÉCHENNEC F., CHÈVREMONT P., STUSSI J.-M., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de Cocherie A., Roy C. (2008) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Poiré-sur-Vie (561) - Orléans : BRGM, 180 p. Carte géologique par Béchenne F., Chèvremont P., Schuster M., Lacquement F. (2008).
- BITRI A., BALLÈVRE 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.

- BOCQUIER E. (1900) - Monographie de Chaillé-sous-les-Ormeaux. Annuaire de la Soc. d'Émulation de la Vendée. Étude de la géographie physique ancienne et actuelle de la commune. Carte de la zone étudiée (4), 10, p. 126-214.
- BOSSE V., FÉRAUD G., BALLÈVRE M. *et al.* (2000) - Petrological and geochronological constraints in the Ile de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *Basement Tectonics*, 15, p. 63-66.
- BOURDILLON C. (2008) - Expertise stratigraphique d'un échantillon de sédiment silicifié de la région de Luçon (Vendée) : microfaciès, biostratigraphie et paléoenvironnement. ERADATA, Étude 159/10-08FR, 6 p.
- BOUTON P., BRANGER P. (2007) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l'Autize (587). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par Bouton P., Branger P., (2007).
- BOUTON P., BÉCAUD M., BESSONNAT G., BRANGER P., VIAUD J.M. (2005) - L'Hettangien de la bordure nord du Bassin aquitain (Vendée, Deux-Sèvres, France). *In* Hanzo M. (coord) : Coll. L'Hettangien à Hettange, de la science au patrimoine, Hettange, 1-3 avril 2005. Nancy, Univ. Henri Poincaré, p. 83-88.
- BRANGER P. (2007) - Nouvelles données biostratigraphiques dans le Sinémurien du Poitou (France). *Nature entre Deux-Sèvres* - n° 1, p. 18-22.
- BRILLANCEAU A. (1962) - Sur la présence de l'Ordovicien dans le Bas-Bocage vendéen. Région de La Roche-sur-Yon. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 255, p. 2477-2478.
- BRILLANCEAU A., MATHIEU G. (1965) - Sur l'extension notable du Silurien dans le Bas-Bocage de Vendée. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 261, p. 1879-1881.
- BUTEL P., MATHIEU G., TERS M. (1965) - Carte géologique à 1/80 000, 2<sup>e</sup> édition, Les Sables-d'Olonne (140), BRGM, Orléans, France.
- 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.
- CANNAT M., BOUCHEZ J.-L. (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.
- CARPENTIER A. (1941) - Sur les végétaux infraliasiques des environs de Niort. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 212, p. 171-173.
- CARPENTIER A. (1947-1949) - Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléont.*, t. XXIII, p. 181-190, t. XXIV, p. 1-16, t. XXV, p. 1-23.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2005) - Notice explicative, Carte géologique du Massif armoricain (1/250 000). Carte géologique par Chantraine J., Rabu D., Béchenne F. (2005). BRGM, Orléans, France.
- 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.
- CHARTRON C., COSSMANN M. (1902) - Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune du Simon-la-Vineuse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4<sup>e</sup> sér., t. 2, p. 163-203, 2 pl.
- COCHERIE A. (2005) - Datations U-Th-Pb (MSE) sur monazites de Vendée. Note BRGM MMA/ISO-244/2005, 10 p., 8 fig.
- COCHERIE A. (2006) - Datation U-Th-Pb (MSE) sur monazite PV8C04 : monzogranite à biotite + muscovite accessoire de la carrière des Clouzeaux - carte Le Poirée-sur-Vie (Vendée). Note BRGM MMA/ISO-261/2006, 7 p., 3 fig.
- COCHERIE A. (2007a) - Datation U-Th-Pb sur monazite du monzogranite porphyroïde à biotite de Legé (Massif armoricain). Échantillon PL7B33. BRGM - Rapport d'essais : 2007.
- COCHERIE A. (2007b) - Datations 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 - Rapport d'essais : 2007/90, 15 p., 14 fig.
- COCHERIE A. (2008a) - Datations U-Th-Pb sur monazites (MSE) ; projet « carte 1/50 000, Luçon ». Note BRGM MMA/ISO-312-317/2008, 13 p., 7 fig.
- COCHERIE A. (2008b) - Datations U-Pb (SHRIMP) sur zircons ; projet « carte 1/50 000, Luçon ». Note BRGM MMA/ISO-312/2008, 8 p., 3 fig.
- COCHERIE A. (2009) - Datations U-Pb SHRIMP sur zircons ; projet « carte 1/50 000, Luçon ». Note BRGM MMA/ISO-2009/312-317, 17 p., 8 fig.
- 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.
- COSSMANN M. (1903) - Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), t. III, p. 497-545.
- CUNNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M. (2001) - Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou à l'Ouest du Massif central français. *Géologie de la France*, 1-2, p. 117-142.

- DEFLANDRE G., TERS M. (1966) - Sur la présence d'Acritarches ordoviciens dans les schistes subardoisiers de la région de La Mothe-Achard (Vendée). Extension du Silurien en Vendée littorale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 262, p. 237-240.
- DIOT H., FEMENIAS O., MOREAU C., GAUFRIAU A., ROY C., KARNAY G. (2007) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fontenay-le-Comte (586). Orléans : BRGM, 96 p. Carte géologique par Moreau C., Femenias O., Diot H., Karnay G., (2007).
- DUPUIS J., CARIOU E., COIRIER B., DUCLOUX J. (1975) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Marans (609). Orléans : BRGM, 19 p. Carte géologique par Dupuis J., Ducloux J., Cariou E., (1975).
- 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.
- GABILLY J. (1964) - Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Trav. Inst. Géol. Anthropol. Préhist. Fac. Sci. Poitiers*, t. V, p. 66-107.
- GABILLY J., CARIOU E. (1974) - Journées d'étude et excursion en Poitou. Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Lab. Géol. Sédim. & Paléobiol.*, Univ. Poitiers, 14 p., 34 fig.
- GABILLY J. (1976) - Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France : biostratigraphie, évolution de la faune. *Publ. Com. Fr. Strat.* « Les stratotypes français », éd. CNRS, vol. 3, 217 p., 29 pl.
- GABILLY J., CARIOU E., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) - Poitou – Vendée – Charentes. *Guide géologiques régionaux*. Masson, Paris, 22 p., 8 pl., 121 fig.
- GAPAIS D., LAGARDE J.-L., LE CORRE C., AUDREN C., JÉGOUZO 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*, t. 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 écolites de Vendée. Thèse, Univ. Nantes. Inédit.
- 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. (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., BARDET N., BÉCAUD M., POUIT D. (2008) - Les ichthyosaures de la bordure jurassique du Massif vendéen. *Le Naturaliste Vendéen*, n° 8, p. 3-12.
- GODARD G., BOUTON P., PONCET D. *et al.* (2010) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaigu (536) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Godard G., Poncet D., Chevalier M., Bouton P., Carlier G. (2007).
- 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, n° 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). BRGM, Orléans. Carte géologique par Ters M. et Gabilly J. (1986).
- GRACIANSKY (de) P.-C., Hardenbold, Jacquin T. (1998) - Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. SEPM Spec Publ. 60 786 p.
- 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. *J. 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 H<sub>2</sub>O 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). *Bull. Soc. géol. France*, 18, 6, p. 1443-1452.
- JACQUES G., PALLARD G., CHAPON C., PÉTRELLA L., LAURENT-CHARVET S., FAURE M., TUDURI J., AUGIER R., MELLETON J., BABOULÈNE E., ROCHAT B. (2008) - Nouvelles données géochronologiques U-Th-Pb sur monazite et contraintes sur l'évolution tectonothermale de la série métamorphique des Sables d'Olonne. *Réunion des Sciences de la Terre*, Nancy.
- JEZEQUEL P. (2008) - Extraction et typologie monazite et zircon d'une roche en provenance de la feuille Luçon, Vendée (échantillon LU5C04). Rapport d'essais 08-1-011-AU, BRGM, Orléans, 3 p., 2 fig.
- 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) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Lahondère D., Chèvremont P., Godard G., Bouton P., Béchenne C., Rebay G., Santarelli N., Viaud J.-M. (2008).



- 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'État, 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.
- LOUAÏL 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.
- MATHIEU G. (1949) - Carte géologique à 1/80 000, 2<sup>e</sup> édition, La Roche-sur-Yon (130), BRGM, Orléans, France.
- MATHIEU G., VERGER F., TERS M. (1968) - Carte géologique à 1/80 000, 3<sup>e</sup> édition, Fontenay-le-Comte (141), BRGM, Orléans, France.
- MELLETON J. (2008) - Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage *in situ* des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS). Thèse Univ. d'Orléans, 261 p.
- MINOT J.-M. 2007 - Les Brachiopodes du Jurassique du Poitou. Ed. DSNE-APGP, Niort. 256 p.
- MONTEL J.-M. (1986) - Experimental determination of the solubility of Ce monazite in  $\text{SiO}_2$   $\text{Al}_2\text{O}_3$   $\text{K}_2\text{O}$   $\text{Na}_2\text{O}$  melts at 800 °C, 2 kbar, under  $\text{H}_2\text{O}$  saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659-662.
- PATIÑO-DOUCE A.-E., JOHNSON A.-D. (1991) - Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, p. 202-218.
- PATIÑO-DOUCE A.-E., BEARD J.-S. (1995) - Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz-amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrol.*, 36, 3, p. 707-738.
- 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 Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.
- 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.
- POITRASSON F., PIN C. (1993) - Extreme Nd isotopic homogeneity in a large rhyolitic province: the Estérel Massif, SE France. *Bull. Volcanology*, 60, p. 213-223.

- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E. *et al.* (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). BRGM, Orléans. Carte géologique par Rollin P., Audru J.-C., Bouroulllec I., Wyns R. (2000).
- SABATIER H. (1980) - Vaugnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. minéral.*, 103, p. 507-522.
- SABATIER H. (1984) - Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif central français : une association particulière de roches acides et basiques. Thèse d'État, Paris VI, n° 84-56.
- 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. (1971) - Étude géologique du Bas-Bocage vendéen : région de Mareuil-sur Lay. Thèse Univ. Poitiers. 101 p.
- 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. (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. (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., MATHIEU G. (1972) - Carte géologique à 1/80 000, 2<sup>e</sup> édition, Palluau – Île d'Yeu. BRGM, Orléans. Notice explicative par Ters M. *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) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Ters M. (1979).

- TERS M., VIAUD J.-M. (1983) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Challans (534) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Ters M., Viaud J.M., Verger F., Gouleau D. (1983).
- TERS M., GABILLY J. (1986) - Carte géologique à 1/50 000 Les Sables d'Olonne - Longeville (584). 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). BRGM, Orléans. Carte géologique par Ters M., Viaud J.-M., Verger F., Vanney J.-R. (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, p. 1-365.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R., TREUIL M. (1987) - Étude géochimique (majeurs et races) de la formation amphibolitique de Saint-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., 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.
- TRIBOULET C. (1991) - Étude géothermo-barométrique comparée des schistes bleus de l'Ouest de la France (Île-de-Groix, Bretagne méridionale et Bois de Cené, Vendée). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 312, p. 1163-1168.
- 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.
- VERGER F., BRESSON G, LIMASSET O., BARRUOL J. (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille L'Aiguillon-sur-Mer (608). BRGM, Orléans. Notice explicative par Verger F., Bresson G, Limasset O., Barruol J. (1975), 22 p.
- 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., LABLANCHE G, LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G, BIRON R. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) Chantonnay (563). Orléans : BRGM, 76 p. Carte géologique par Wyns R., Lablanche G, Lefavrais-Raymond A., (1984).

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). BRGM, Orléans. Carte géologique par Wyns R., Le Goff E., Lablanche G., Godard G., Ters M., Clément J.-P. (1988).

ZEILLER R. (1911) - Note sur quelques végétaux infraliasiques des environs de Niort. *Bull. Soc. géol. France*, 4<sup>e</sup> sér., t. 11, p. 321-328, 1 pl.

## AUTEURS

Coordination : F. Béchenec (BRGM).

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

- introduction : F. Béchenec ;
- description des terrains : F. Béchenec pour les unités du socle métamorphique ; P. Chèvremont pour le Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen ; A. Cocherie pour la géochronologie ; P. Bouton et G. Karnay pour la couverture sédimentaire ;
- condition de formation des entités géologiques : F. Béchenec, J.-M. Stussi, D. Thiéblemont, P. Chèvremont ;
- évolution tectono-métamorphique : F. Béchenec ;
- synthèse géodynamique régionale : F. Béchenec et P. Bouton ;
- géologie de l'environnement : F. Béchenec, P. Chèvremont et C. Roy pour les ressources en eau ;
- documentation complémentaire : F. Béchenec, P. Chèvremont et G. Karnay ;
- analyses : elles ont été effectuées pour partie au BRGM, au CRPG de Nancy, au laboratoire GCS de l'Université P. et M. Curie et au laboratoire P. Sue du CEN de Saclay ;
- géochimie : interprétation par D. Thiéblemont pour les porphyroïdes et J.-M. Stussi pour les granites ;
- typologie des zircons : P. Jézéquel ;
- géochronologie : A. Cocherie.



**ANNEXES**



Éch.	FB2213	FB2252	DOV24	DOV25	DOV26
SiO <sub>2</sub> (%)	73,1	70,3	73,4	70,8	71,3
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,48	0,31	0,32	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,7	14,5	13,17	13,96	14,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,86	3,28	1,22	1,69	0,88
MnO	nd	0,05	nd	0,02	nd
MgO	0,2	0,8	0,23	0,38	0,26
CaO	0,2	0,3	0,29	0,47	0,36
Na <sub>2</sub> O	0,5	2,9	1,47	1,14	1,42
K <sub>2</sub> O	8,03	4,67	7,81	9,16	9,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,17	0,14	0,16	0,16
PF	1,24	1,67	na	na	na
Total	99,27	99,12	na	na	na
Li (ppm)	11	17			
Rb	240	197	210	200	
Ba	620	701	510	590	
Sr	60	50	39	28	
U	2,3	4,8	2,6	16	
Th	17	19	15	15	
Ta	1	1,1	0,85	0,82	
Nb	13	16	na	na	
Hf	5,1	7,2	4,1	4,2	
Zr	148	241	190	330	
Y	37	32	na	na	
V	13	36	na	na	
Co	nd	10	4,1	1,4	
Cr	29	45	7,6	7,9	
Ni	15	27	4,9	0	
La	34	39	35	34	
Ce	59	72	61	64	
Pr	8,3	9,4	na	na	
Nd	31	35	37	38	
Sm	6,5	7	5,9	7,4	
Eu	0,8	0,9	0,8	0,77	
Gd	6,1	6,2	na	na	
Tb	1	1	0,76	0,79	
Dy	6,7	6	na	na	
Ho	1,3	1,2	na	na	
Er	3,8	3,4	na	na	
Tm	0,5	0,5	na	na	
Yb	3,4	3,2	2,9	2,6	
Lu	0,5	0,5	0,46	0,67	
Sn	4,7	5,5	na	na	
W	3,6	3,2	na	na	
A/CNK	1,38	1,40	1,15	1,10	1,05

**Ann. 1 - Analyses chimiques des échantillons de porphyroïdes de la carte Luçon.** L'indice d'aluminosité A/CNK est le rapport  $Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O)$  en proportions atomiques



labo	Symboles	notation diags	n° éch.	X	Y	lithologie	gisement	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	Total
SARM	σq	sq	LU1B71	316,22	2181,84	mélasyénite quartzifère à biotite + amphibole	enclave dans le massif du Tablier	52,26	0,99	12,89	7,23	0,10	9,07	5,04	1,51	6,25	1,33	1,83	96,51
SARM	p <sub>4</sub> CH	ogn	LU1D13	313,90	2179,92	orthogneis mylonitique très potassique à biotite*	enclave dans le massif du Tablier	66,71	0,76	14,17	5,24	0,04	2,35	0,12	1,17	8,47	0,14	0,87	100,04
BRGM	hy <sup>p</sup>	mpg	FB2617	331,10	2182,48	microgranite à biotite allérée et mica blanc II	filon des Pineaux	66,60	0,71	17,10	3,20	0,04	0,60	0,40	2,40	5,02	0,36	2,89	99,12
SARM	py <sup>3</sup>	pg3	LU1C09	310,52	2181,50	monzogranite porphyroïde à biotite	massif du Tablier	65,80	0,66	15,89	3,16	0,04	1,36	2,45	3,15	4,89	0,39	0,76	96,52
SARM	py <sup>3</sup>	pg3	LU1D32	313,82	2179,42	monzogranite porphyroïde à biotite	massif du Tablier	66,14	0,61	15,73	3,11	0,04	1,49	2,47	3,17	4,84	0,39	0,74	96,73
SARM	py <sup>3</sup>	pg3	LU2C02	318,07	2176,46	monzogranite porphyroïde à biotite	massif du Tablier	67,87	0,52	15,46	2,59	0,04	1,08	2,23	3,22	4,75	0,30	0,90	96,95
BRGM	γ	g3	LU2C66	317,60	2179,60	monzogranite à grain fin-moyen à biotite	petit corps au sein du massif du Tablier	67,20	0,63	15,60	3,03	0,04	1,00	2,20	3,30	4,82	0,43	0,65	96,90
SARM	γ	g3	LU1A29	311,03	2183,70	monzogranite à grain fin-moyen à biotite	bordure nord du massif du Tablier	67,85	0,59	15,52	2,68	0,03	0,95	1,88	3,06	5,15	0,32	0,89	96,92
BRGM	py <sup>3</sup> A	pg3A	LU5A17	310,82	2172,92	monzogranite porphyroïde à biotite	massif d'Avrillé	70,70	0,40	14,40	2,56	0,05	1,10	1,70	3,60	4,14	0,15	0,81	99,61
BRGM	py <sup>3</sup> A	pg3A	LU5C04	310,33	2167,15	monzogranite porphyroïde à biotite	massif d'Avrillé	70,30	0,39	14,60	2,55	0,05	0,90	1,80	3,50	4,46	0,14	0,87	99,56
BRGM	py <sup>3</sup> A	mg3A	LU5A28	311,15	2172,30	microgranite à biotite	bordure est du massif d'Avrillé	73,30	0,31	13,10	2,16	0,04	0,60	0,70	3,10	4,96	0,11	0,61	98,89
SARM	yh	gh	LU1B58	314,24	2183,85	granite à grain fin- moyen à biotite >>> muscovite	massif hétérogène de La Roche-sur-Yon	70,05	0,41	15,36	1,89	0,03	0,57	1,14	3,18	4,83	0,24	1,30	96,98
SARM	yh	gh	LU1B26	315,85	2183,52	granite subleuco à grain fin-moyen à 2 micas	massif hétérogène de La Roche-sur-Yon	72,07	0,22	15,04	1,24	0,01	0,37	1,05	3,62	4,44	0,18	0,99	99,23
SARM	yh	gh	LU1A16	313,95	2186,20	leucogranite à grain fin-moyen à 2 micas	massif hétérogène de La Roche-sur-Yon	73,77	0,06	14,85	0,65	0,02	0,11	0,61	3,47	4,76	0,13	1,00	99,43
BRGM	my <sup>3</sup>	mg2	LU2C17	319,90	2180,00	leucogranite à grain moyen à 2 micas	massif de la Gerbaudière	72,40	0,18	14,40	1,38	0,02	0,20	0,70	3,50	4,53	0,18	0,89	96,38
SARM	ly	Lg	LU1B62	316,85	2183,07	leucogranite à grain fin à muscovite	peil stock intrusif dans le massif du Tablier.	73,83	0,04	14,64	0,30	0,01	0,08	0,50	3,45	4,51	0,25	1,11	96,71
l'eneurs en %						* de type porphyroïde de La Chapelle-Hermier													

SARM : analyses par ICP-AES au SARM-Nancy en 2008; BRGM : analyses par fluoX au BRGM-Orléans en 2008

## Ann. 2 - Analyses chimiques d'éléments majeurs pour divers types de granite et microgranite de la carte luçon et deux de leurs enclaves

labo	symbole	notation diags	n° éch.	lithologie	gisement	A/CNK	Q	P	A	B	F	(Ca+Na)/K	Q %	F %	B %
SARM	σq	sq	LU1B71	mélange de quartzifère à biotite + amphibole	enclave dans le massif du Tablier	0,70	48,6	-5,7	-108,9	329,5	176,9	1,04	8,8	31,9	59,4
SARM	p <sub>3</sub> CH	ogn	LU1D13	orthogneiss mylonitique à biotite	enclave dans le massif du Tablier	1,25	151,2	140,3	55,6	133,8	270,0	0,22	27,3	48,7	24,1
BRGM	μ <sub>3</sub> P	mpg	FB2617	microgranite à biotite altérée et mica blanc II	filon des Pineaux	1,69	181,0	22,3	136,8	63,9	310,1	0,79	32,6	55,9	11,5
SARM	py <sup>3</sup>	pg3	LU1C09	monzogranite porphyroïde à biotite	massif du Tablier	1,06	130,7	41,3	18,4	81,8	342,5	1,40	23,6	61,7	14,7
SARM	py <sup>3</sup>	pg3	LU1D32	monzogranite porphyroïde à biotite	massif du Tablier	1,05	132,8	-43,4	15,0	83,8	338,5	1,42	23,9	61,0	15,1
SARM	py <sup>3</sup>	pg3	LU2C02	monzogranite porphyroïde à biotite	massif du Tablier	1,07	145,6	-42,6	18,6	65,9	343,6	1,42	26,2	61,9	11,9
BRGM	γ <sup>3</sup>	g3	LU2C66	monzogranite à grain fin-moyen à biotite	petit corps au sein du massif du Tablier	1,06	138,1	-43,2	18,3	70,8	346,1	1,42	24,9	62,4	12,8
SARM	γ <sup>3</sup>	g3	LU1A29	monzogranite à grain fin-moyen à biotite	bordure nord du massif du Tablier	1,10	146,3	-22,7	28,9	64,6	344,1	1,21	26,4	62,0	11,6
BRGM	py <sup>3</sup> A	pg3A	LU5A17	monzogranite porphyroïde à biotite	massif d'Avrillé	1,07	168,3	-58,4	17,4	64,5	322,2	1,66	30,3	58,1	11,6
BRGM	py <sup>3</sup> A	pg3A	LU5C04	monzogranite porphyroïde à biotite	massif d'Avrillé	1,05	161,3	-50,2	14,2	59,3	334,4	1,53	29,1	60,3	10,7
BRGM	μ <sub>3</sub> A	mg3A	LU5A28	microgranite à biotite	bordure est du massif d'Avrillé	1,11	193,4	-7,0	26,3	45,9	315,8	1,07	34,8	56,9	8,3
SARM	γ <sup>h</sup>	gh	LU1B58	granite à grain fin-moyen à biotite >> muscovite	massif hétérogène de La Roche-sur-Yon	1,22	170,3	-20,2	55,1	43,0	341,8	1,20	30,7	61,6	7,8
SARM	γ <sup>h</sup>	gh	LU1B26	granite subleuco à grain fin-moyen à 2 micas	massif hétérogène de La Roche-sur-Yon	1,19	176,7	-41,1	46,2	27,5	350,9	1,43	31,8	63,2	5,0
SARM	γ <sup>h</sup>	gh	LU1A16	leucogranite à grain fin-moyen à 2 micas	massif hétérogène de La Roche-sur-Yon	1,24	189,4	-21,6	56,2	11,6	354,0	1,21	34,1	63,8	2,1
BRGM	my <sup>2</sup>	mg2	LU2C17	leucogranite à grain moyen à 2 micas	massif de la Gerbaudière	1,21	184,6	-29,0	48,1	24,5	345,9	1,30	33,3	62,3	4,4
SARM	γ <sup>y</sup>	Lg	LU1B62	monzogranite à grain fin à muscovite	petit stock intrusif dans le massif du Tablier	1,28	197,0	-24,3	62,0	6,3	351,8	1,25	35,5	63,4	1,1

Les paramètres multicationnels sont calculés à partir des teneurs en éléments majeurs (tabi. G1)

### Ann. 3 - Paramètres multicationnels pour divers types de granite et microgranite de la carte Luçon et deux de leurs enclaves

labo	n° éch.	Rb	Ba	Sr	Th	U	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	V	Co	Cr	Ni	Ag	Sn	W	Li	Be	As	B	Cu	Pb	Zn	Ga	Ge
SARM	LU1B71	200	4899	1440	26	5,2	17	1,0	8,5	371	34	115	31	524	125	na	1,9	0,4	na	3,9	2,2	na	26	36	86	19	1,7
SARM	LU1D13	270	1440	348	28	6,7	15	0,8	10,0	379	44	60	7	38	14	na	5,1	0,3	na	<1,0	<0,5	na	<5	103	39	21	1,0
BRGM	FB2617	217	1731	216	56	14,0	18	1,4	5,9	240	21	79	10	23	17	1,0	4,1	1,5	14	5,0	60	66	20	38	91	na	na
SARM	LU1C09	192	1900	1107	43	6,4	12	1,0	8,1	306	13	52	5	25	10	na	4,9	0,8	na	5,4	2,4	na	<5	50	73	27	1,4
SARM	LU1D32	202	1844	1232	58	5,3	14	1,1	8,0	297	14	51	5	33	15	na	4,9	0,4	na	5,4	2,0	na	6	53	68	27	1,4
SARM	LU2C02	203	1523	1036	39	6,4	13	1,2	6,8	249	11	42	4	19	8	na	5,3	1,3	na	4,6	1,6	na	<5	50	56	27	1,3
BRGM	LU2C66	176	1747	1235	54	5,5	17	0,9	5,4	200	14	44	7	23	12	<0,2	4	0,5	59	na	<20	14	<5	46	69	na	na
SARM	LU1A29	248	1367	822	57	8,6	9	0,7	8,3	327	10	40	4	15	7	na	4,9	2,1	na	4,2	2,0	na	<5	53	72	28	1,5
BRGM	LU5A17	182	376	125	22	5,3	14	1,2	3,8	137	18	24	7	36	20	0,3	7,2	0,4	66	na	23	22	5	35	65	na	na
BRGM	LU5C04	186	474	129	24	2,1	15	1,2	3,5	128	17	18	7	31	17	<0,2	7,2	0,6	87	na	<20	13	13	24	51	na	na
BRGM	LU5A28	240	231	52	29	3,3	16	1,8	3,4	108	21	11	5	27	16	<0,2	5,1	0,4	49	na	<20	12	<5	32	48	na	na
SARM	LU1B58	255	1029	539	40	6,7	11	1,1	6,2	227	8	26	2	12	5	na	4,3	0,3	na	3,8	<0,5	na	<5	50	55	29	1,3
SARM	LU1B26	196	102	67	1	1,5	7	1,9	1,0	21	9	<10	<5	8	5	na	10,8	3,2	na	2,1	<0,5	na	<5	37	9	19	2,0
SARM	LU1A16	182	276	100	3	6,6	4	0,4	0,7	18	3	<10	<5	6	4	na	3,8	0,4	na	3,5	2,1	na	<5	41	13	23	1,4
BRGM	LU2C17	207	559	219	21	4,3	14	1,0	2,9	95	9	<10	<5	10	<10	<0,2	5,7	1,2	82	na	<20	15	<5	36	56	na	na
SARM	LU1B62	230	553	303	16	9,9	7	0,6	3,3	107	7	11	1	11	17	na	5,4	<0,1	na	5,5	<0,5	na	<5	47	43	26	1,3

Teneurs en ppm

na = non analysé

SARM : analyses par ICP-MS au SARM-Nancy en 2008

BRGM : analyses par ICP et ICP/MS au BRGM-Orléans en 2008

### Ann. 4a - Analyses chimiques d'éléments en traces pour divers types de granite et microgranite de la carte Luçon et deux de leurs enclaves

labo	n° éch.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma TR$
SARM	LU1B71	101	186	24,3	93	18,2	4,7	12,9	1,6	7,5	1,1	2,8	0,4	2,1	0,3	456,2
SARM	LU1D13	64	133	15,4	57	11,1	1,6	9,1	1,4	8,0	1,5	4,1	0,6	3,7	0,6	310,1
BRGM	FB2617	102	185	23,0	82	13,0	2,9	7,5	0,8	4,2	0,7	1,9	0,2	1,6	0,2	425,0
SARM	LU1C09	119	219	24,1	84	12,4	2,5	7,2	0,8	3,2	0,5	1,1	0,1	0,9	0,1	474,1
SARM	LU1D32	114	215	23,9	86	13,1	2,7	7,4	0,8	3,5	0,5	1,3	0,2	1,1	0,2	469,5
SARM	LU2C02	101	190	21,0	73	11,0	2,2	6,1	0,7	2,9	0,4	1,0	0,1	0,8	0,1	410,4
BRGM	LU2C66	136	251	27,0	100	13,0	2,4	7,0	0,7	3,4	0,5	1,3	0,2	1,0	0,1	543,6
SARM	LU1A29	136	263	28,5	99	13,9	2,0	7,1	0,7	2,8	0,4	0,9	0,1	0,7	0,1	554,5
BRGM	LU5A17	26	55	6,4	24	4,9	0,7	4,1	0,6	3,6	0,7	2,0	0,3	1,9	0,3	130,5
BRGM	LU5C04	27	57	6,6	25	5,0	0,7	4,0	0,6	3,4	0,7	1,9	0,3	1,7	0,2	134,1
BRGM	LU5A28	19	43	5,4	21	5,0	0,4	4,4	0,7	4,1	0,8	2,3	0,3	2,2	0,3	108,9
SARM	LU1B58	93	178	19,6	66	9,9	1,6	5,3	0,5	2,1	0,3	0,7	0,1	0,5	0,1	377,7
SARM	LU1B26	4	9	1,0	4	1,3	0,2	1,2	0,3	1,6	0,3	0,8	0,1	0,9	0,1	24,2
SARM	LU1A16	6	12	1,4	5	1,2	0,4	0,9	0,1	0,7	0,1	0,4	0,1	0,5	0,1	29,2
BRGM	LU2C17	27	54	5,9	21	4,2	0,7	3,1	0,4	2,1	0,3	0,9	0,1	0,7	0,1	120,5
SARM	LU1B62	32	64	6,9	24	4,6	0,8	2,9	0,3	1,5	0,2	0,6	0,1	0,5	0,1	138,5

Ann. 4b - Analyses chimiques d'éléments en traces pour divers types de granite et microgranite de la carte Luçon et deux de leurs enclaves



## LABORATOIRE DÉPARTEMENTAL D'ANALYSES DE LA VENDÉE

BIOLOGIE VÉTÉRINAIRE - CHIMIE ET BACTÉRIOLOGIE ALIMENTAIRE - EAUX ENVIRONNEMENT

### RAPPORT D'ANALYSE

Dossier N° **HYDR0001-020829-17683**  
 Echantillon N° **1EAU-020829-105103**  
 Produit : **Eau d'Alimentation**  
 Client : **SERVICE HYDROGÉOLOGIE ED**  
 Bulletin N° **020933020** Page : **1**

SERVICE HYDROGÉOLOGIE ED

**585-5-33**

C.G. 85 Deu

BP 823

85021 LA ROCHE SUR YON

Date de réception : 29/08/2002	Nature échantillon : Eau de forage	
Heure de réception : 10:19	Type de Traitement :	Observations :
Date de prélèvement : 29/08/2002		
Prélevé par : R. INGOIF		
Heure de prélèvement :		
Lieu de prélèvement : Bellevue Le Givre		

ANALYSE	METHODE	RESULTAT	UNITE	NORME BASSE	NORME HAUTE
<b>Examen Organoleptique</b>					
Couleur		Absence			
Odeur		Absence			
<b>Examen Physico-Chimique</b>					
pH	NF T 90-008	7.30	unité pH	6.50	9.00
Température de mesure du pH		22.50	°C		
pH Equilibre Calculé 20°C		7.28	unité pH		
Conductivité à 20°C	NF EN 27888	2372	µS/cm		
Turbidité Néphélobimétrique	NF EN ISO 7027	0.14	NTU		2.00
Titre Alcalimétrique	NF EN ISO 9963-1	0.00	°F		
Carbonates	NF EN ISO 9963-1	0.00	mg/l CO3		
Titre Alcalimétrique Complet	NF EN ISO 9963-1	15.70	°F		
Hydrogencarbonates	NF EN ISO 9963-1	191.54	mg/l HCO3		
Anhydride Carbonique libre calculé		14.19	mg/l CO2		
Titre Hydrochimétrique	NF T 90-003	43.90	°F		
Oxydabilité KMnO4 en Milieu Acide à Chaud	NF EN ISO 8467	0.83	mg/l O2		2.00
Ammonium (en NH4)	NF T 90-015-2	< 0.02	mg/l		0.20
Nitriques (en NO2)	NF EN ISO 13395	< 0.02	mg/l		0.10
Nitrates (en NO3)	NF EN ISO 13395	3.54	mg/l		
Orthophosphates (en PO4)	NF EN 1189	< 0.03	mg/l		
Chlorures (en Cl)	NF ISO 9297	739.0	mg/l		
Sulfates (en SO4)	NF T 90-040	31.10	mg/l		250.00
Silicates (en SiO2)	NF T 90-007	39.30	mg/l		
Calcium	NF EN ISO 11885	166.37	mg/l		
Magnésium	NF EN ISO 11885	4.96	mg/l		50.00
Sodium	NF EN ISO 11885	<b>353.66</b>	mg/l		150.00
Potassium	NF EN ISO 11885	<b>12.47</b>	mg/l		12.00
Fer total	FD T 90-112	< 0.05	mg/l		
Manganèse total	FD T 90-112	< 0.025	mg/l		

Rond-Point Georges Duval - BP 802 - 85021 La Roche sur Yon Cedex - Tél. : 02 51 24 51 51 - Fax : 02 51 24 51 50 - labo@vendee.fr

**Ann. 5 - Analyses physico-chimiques de l'eau captée au lieu-dit « Bellevue » (commune de Le Givre)**



## LABORATOIRE DÉPARTEMENTAL D'ANALYSES DE LA VENDÉE

BIOLOGIE VÉTÉRINAIRE - CHIMIE ET BACTÉRIOLOGIE ALIMENTAIRE - EAUX ENVIRONNEMENT

### RAPPORT D'ANALYSE

Dossier N° **HYDR0001-030912-18761**  
 Echantillon N° **EP-030912-106616**  
 Type d'eau : Eau brute souterraine  
 Exploitant : **SERVICE HYDROGÉOLOGIE ED**  
 Bulletin N° **031035459** Page : **1**

SERVICE HYDROGÉOLOGIE ED

C.G. 85 Den  
 BP 823

85021 LA ROCHE SUR YON

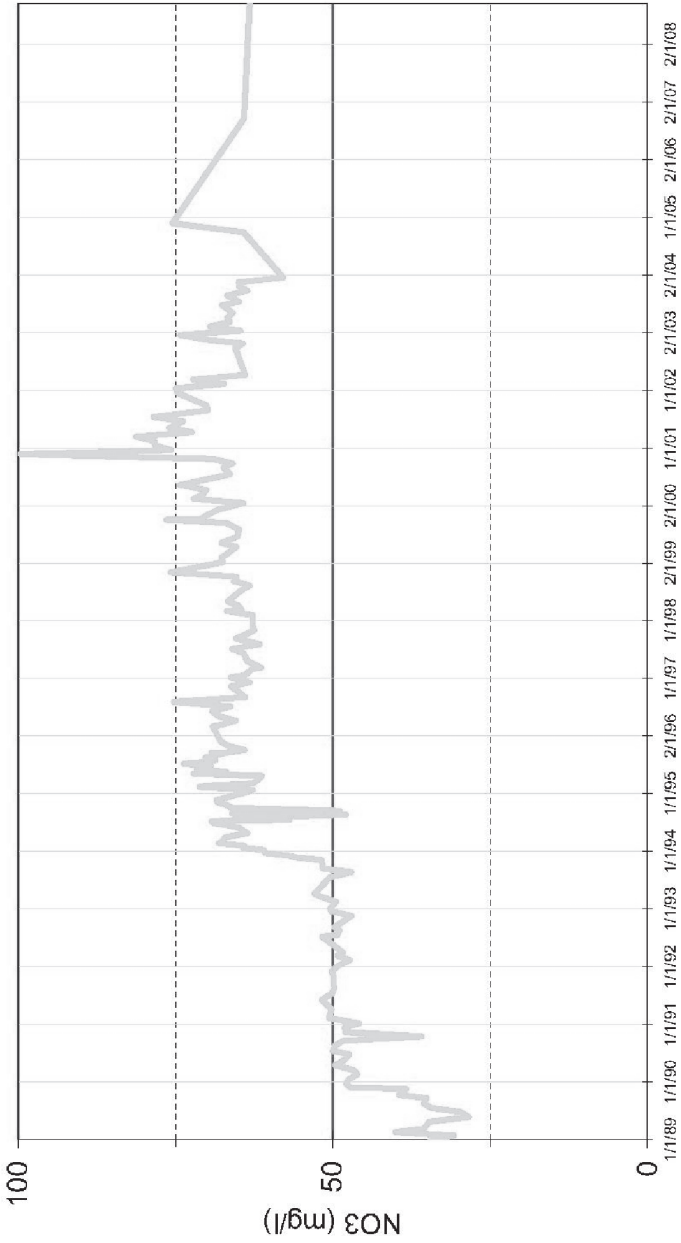
Date de réception : 12/09/2003	Localisation exacte : <b>eau exhaure pompage</b>
Heure de réception : 13:34	N° Analyse DDASS / N° Prélèvement DDASS
Date de prélèvement : 12/09/2003	Conditions de prélèvement
Prélevé par : <b>CLIENT</b>	Motif de la visite
Heure de prélèvement : 11:00	Type de visite
Lieu de prélèvement : <b>Sablrière de la Lande</b>	

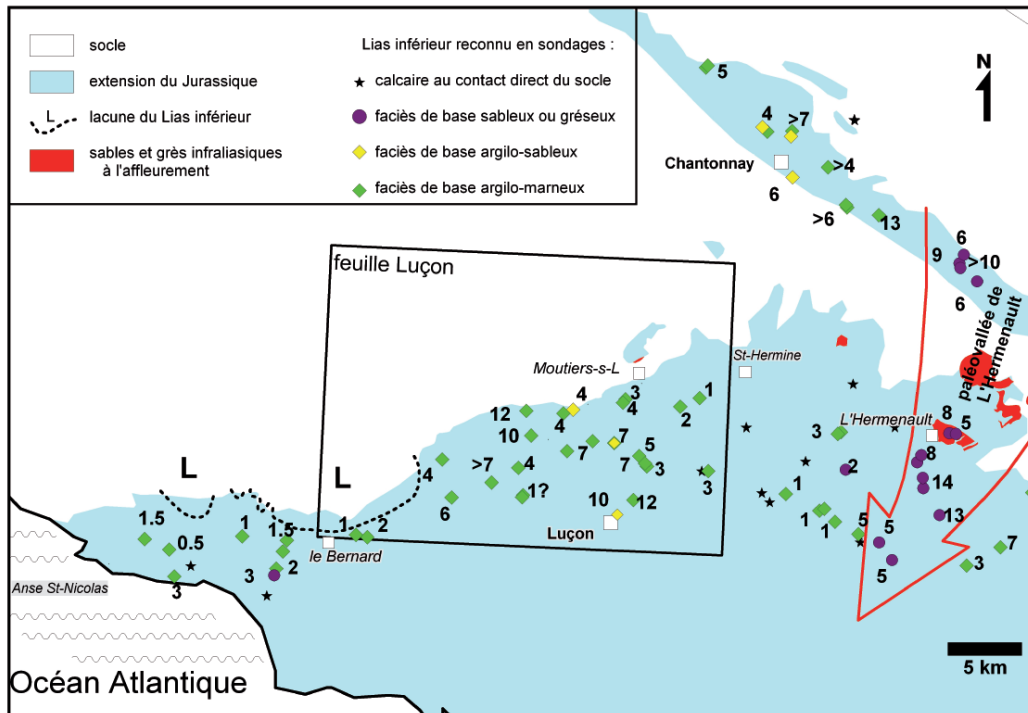
ANALYSE	METHODE	RESULTAT	UNITE	NORME BASSE	NORME HAUTE
<b>Examen Organoleptique</b>					
Couleur		Absence			
Odeur		Absence			
<b>Examen Physico-Chimique</b>					
pH	NF T 90-008	6.50	unité pH		
Température de mesure du pH		18.30	°C		
pH Equilibre Calculé 20°C		7.22□	unité pH		
Conductivité à 25°	NF EN 27888	233	µS/cm		
Turbidité Néphélobimétrique	NF EN ISO 7027	6.80	NTU		
Titre Alcalimétrique	NF EN ISO 9963-1	0.00	°F		
Carbonates	NF EN ISO 9963-1	0.00	mg/l CO <sub>3</sub>		
Titre Alcalimétrique Complet	NF EN ISO 9963-1	2.60	°F		
Hydrogénocarbonates	NF EN ISO 9963-1	31.72	mg/l HCO <sub>3</sub>		
Anhydride Carbonique libre calculé		15.708	mg/l CO <sub>2</sub>		
Titre Hydrométrique	NF T 90-003	6.02	°F		
Oxydabilité KMnO <sub>4</sub> en Milieu Acide à Chaud	NF EN ISO 8467	0.90	mg/l O <sub>2</sub>		
Ammonium (en NH <sub>4</sub> )	NF T 90-015-2	0.08	mg/l		
Nitrites (en NO <sub>2</sub> )	NF EN ISO 13395	0.03	mg/l		
Nitrates (en NO <sub>3</sub> )	NF EN ISO 13395	13.00	mg/l		
Orthophosphates (en PO <sub>4</sub> )	NF FN 1189	0.08	mg/l		
Chlorures (en Cl)	NF EN ISO 10304-1	41.5	mg/l		
Sulfates (en SO <sub>4</sub> )	NF EN ISO 10304-1	4.51	mg/l		
Silicates (en SiO <sub>2</sub> )	NF T 90-007	12.70	mg/l		
Calcium	NF EN ISO 11885	9.43	mg/l		
Magnésium	NF EN ISO 11885	5.56	mg/l		
Sodium	NF EN ISO 11885	22.82	mg/l		
Potassium	NF EN ISO 11885	2.68	mg/l		
Fer total	FD T 90-112	0.36	mg/l		
Manganèse total	FD T 90-112	0.285	mg/l		

Rond Point Georges Duval - BP 802 - 85021 La Roche sur Yon Cedex - Tél. : 02 51 24 51 51 - Fax : 02 51 24 51 50 - labo@vendee.fr

**Ann. 6 - Analyses physico-chimiques de l'eau de la nappe du lieu-dit  
« la Lande » (commune de La Boissière-de-la-Lande)**



Ann. 7 - Fluctuation des taux de nitrates dans le captage de Sainte-Germaine dans la nappe captive du Lias inférieur



**Fig. 22 - Faciès et épaisseur des assises basales du Lias inférieur au Sud de la Vendée.** Les « sables et grès de L'Hermenault » dessinent un drain subméridien à l'Est de la carte Luçon. Les détritiques sont peu représentés à l'Ouest où dominent des argiles et des marnes



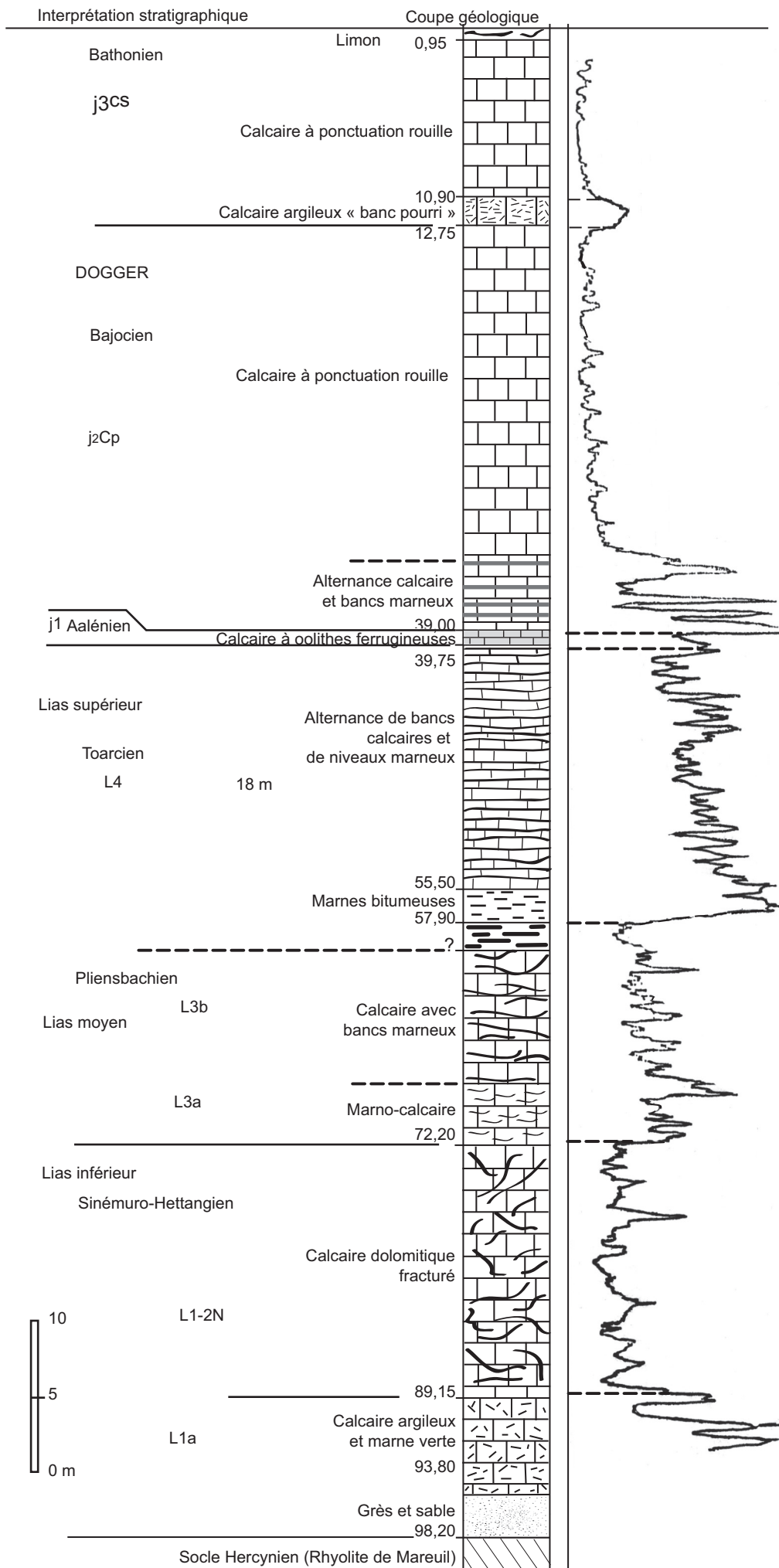


Fig. 23 - Coupe lithostratigraphique et diagraphie gamma-ray du sondage carotté 585-7-135 de Luçon, d'après Schmidt, Bresson et Mévert (inédit)