

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

COSSÉ-LE- VIVIEN

par

**Y. VERNHET, J. PLAINE, F. TRAUTMANN,
B. PIVETTE**

Avec la collaboration de

P. CHÈVREMONT, C. BOURDILLON, A. COCHERIE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
COSSÉ-LE-VIVIEN À 1/50 000**

par

Y. VERNHET, J. PLAINE, F. TRAUTMANN, B. PIVETTE

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

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : VERNHET Y., PLAINE J., TRAUTMANN F., CLÉMENT J.P. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Cossé-le-Vivien (355). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Plaine J., Trautmann F., Pivette B. avec la collaboration de Chèvremont P., Bourdillon C., Cocherie A. (2009), 222 p.

– *pour la notice* : VERNHET Y., PLAINE J., TRAUTMANN F., PIVETTE B. avec la collaboration de CHÈVREMONT P., BOURDILLON C., COCHERIE A. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cossé-le-Vivien (355). Orléans : BRGM, 222 p. Carte géologique par Vernhet Y., Plaine J., Trautmann F., Clément J.P (2009).

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

ISBN : 978-2-7159-1355-4

SOMMAIRE

| | |
|--|------------|
| RÉSUMÉ | 9 |
| ABSTRACT | 11 |
| INTRODUCTION | 13 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 13 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 15 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i> | 18 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 20 |
| <i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS</i> | 22 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 24 |
| <i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN</i> | |
| <i>INFÉRIEUR (BRIOVÉRIEN)</i> | 24 |
| Briovérien supérieur s.l. | 26 |
| Auréole de métamorphisme du massif du Pertre | 32 |
| <i>PALÉOZOÏQUE DE LA BORDURE SUD DU BASSIN DE LAVAL</i> | 32 |
| Ordovicien | 33 |
| Silurien | 43 |
| Dévonien | 46 |
| Carbonifère | 47 |
| <i>ROCHES MAGMATIQUES EN PETITS MASSIFS OU FILONS</i> | 66 |
| <i>MASSIF GRANITIQUE DU PERTRE (LEUCOGRANITES ET ROCHES ASSOCIÉES)</i> | 75 |
| Âge du massif du Pertre | 83 |
| <i>MÉSOZOÏQUE-TERTIAIRE</i> | 85 |
| Formations à sables, argiles, graviers ou galets, (âge indéterminé ou imprécis) | 85 |
| <i>QUATERNAIRE, FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION</i> | 104 |
| Formations d'altération | 104 |
| Grès et ferruginisations cénozoïques | 106 |
| Épandages continentaux | 107 |
| Formations éoliennes | 110 |
| Formations alluviales | 111 |
| CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES | 113 |
| <i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (BRIOVÉRIEN)</i> | 113 |

| | |
|--|-----|
| <i>PALÉOZOÏQUE</i> | 114 |
| <i>MÉSOZOÏQUE</i> | 117 |
| <i>CÉNOZOÏQUE</i> | 118 |
| ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE | 120 |
| <i>DÉFORMATIONS</i> | 120 |
| Déformations souples | 121 |
| Fracturation | 126 |
| Métamorphismes | 129 |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 130 |
| <i>NÉOPROTÉROZOÏQUE TERMINAL – CAMBRIEN BASAL</i> (<i>BRIOVÉRIEN</i>) | 130 |
| <i>PALÉOZOÏQUE</i> | 130 |
| <i>MÉSOZOÏQUE</i> | 135 |
| <i>CÉNOZOÏQUE</i> | 136 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 138 |
| <i>SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES</i> | 138 |
| <i>GÉOGRAPHIE HUMAINE</i> | 141 |
| <i>RISQUES NATURELS</i> | 145 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 145 |
| <i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i> | 160 |
| Matériaux | 160 |
| Gisements minéraux | 161 |
| <i>AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</i> | 181 |
| PRÉHISTOIRE, PROTOHISTOIRE ET ANTIQUITÉ | |
| GALLO-ROMAINE | 188 |
| <i>PRÉHISTOIRE</i> | 188 |
| <i>PROTOHISTOIRE</i> | 188 |
| <i>ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE</i> | 190 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 191 |
| <i>DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE</i> | 191 |
| <i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i> | 192 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 192 |
| AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE | 205 |
| <i>LA NOTICE</i> | 205 |
| <i>LA CARTE</i> | 206 |

| | |
|---|------------|
| ANNEXES | 207 |
| <i>ANNEXE 1 - DATATION DU GRANITE DU PERTRE</i> | 209 |
| <i>ANNEXE 2 - DATATION D'UNE IGNIMBRITE DU MASSIF D'ENTRAMMES</i> | 216 |
| <i>ANNEXE 3 - RECHERCHES MENÉES SUR L'INDICE AURIFÈRE DE RAFEU-LA-VIEUVILLE</i> | 222 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|-----------|
| Fig. 1 - Carte structurale des différents domaines constituant le Massif armoricain. D'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine <i>et al.</i> , 1996) modifiée par C. Gumiaut (2003) | 16 |
| Fig. 2 - Domaines synsédimentaires et unités paléozoïques du Massif armoricain. Localisation du synclinal de Laval (<i>in</i> Le Corre <i>et al.</i> , 1991) | 34 |
| Fig. 3 - Log lithostratigraphique synthétique du Paléozoïque de la bordure sud du synclinal de Laval – Région sud de Laval (d'après Pelhâte, 1974 ; <i>in</i> Plaine, 1976) | 35 |
| Fig. 4 - Log lithologique synthétique de la formation d'Andouillé (Plaine, 1976) | 36 |
| Fig. 5 - Schéma de localisation des coupes effectuées dans la formation d'Andouillé (feuille Cossé-le-Vivien ; Plaine, 1976) | 38 |
| Fig. 6 - Coupes dans la formation d'Andouillé (feuille Cossé-le-Vivien ; Plaine, 1976) | 39 |
| Fig. 7 - Log lithostratigraphique de la formation de Saint-Germain-sur-Ille au Sud de Laval (Plaine, 1976) | 42 |
| Fig. 8 - Les volcanites acides dans le synclinorium de Laval. Localisation du massif d'Entrammes (d'après Pelhâte, 1967) | 52 |
| Fig. 9 - Carte géologique du massif volcanique d'Entrammes (d'après Plaine, 1976) | 53 |
| Fig. 10 - Carte géologique d'ensemble du massif leucogranitique du Pertre (feuilles 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne et Cossé-le-Vivien ; Trautmann <i>et al.</i> , <i>in</i> Géologie de la France, n° 1, 2002) | 74 |
| Fig. 11 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1998) pour un échantillon de filon rhyolitique recoupant le granite du Pertre, deux échantillons de ce granite et une lave acide du Carbonifère inférieur de la Porte-aux-Moines (analyse dans Villanova, 1995) (<i>in</i> Trautmann <i>et al.</i> , 2002) | 79 |

| | |
|--|------------|
| Fig. 12 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour un échantillon de filon rhyolitique recoupant le granite du Pertre, deux échantillons de ce granite et une lave acide du Carbonifère inférieur de la Porte-aux-Moines (analyse dans Villanova, 1995) (<i>in</i> Trautmann <i>et al.</i> , 2002) | 80 |
| Fig. 13 - Répartition des sables dans le Maine méridional et le Nord de l'Anjou. Localisation des carrières ou affleurements étudiés par L. Fleury <i>et al.</i> et cités dans le texte (d'après Fleury <i>et al.</i> , 1989, modifié) | 88 |
| Fig. 14 - Localisation des anciennes carrières de sables de Thévalles, de la Tangourderie, de la Croix-Bataille, de la Rousine, de la Nez-Brûlée, et des sites de Saint-Nicolas et de la Coconnière (<i>in</i> Ollivier-Pierre, 1963) | 89 |
| Fig. 15 - Coupe géologique au travers du bassin de Laval. D'après E. Houlgatte <i>et al.</i> 1988, modifié par C. Gumiaux (2003) | 122 |
| Fig. 16 - Schéma d'évolution en poinçonnement des blocs de Rennes et de la Mancellia au cours du Carbonifère (d'après Houlgatte <i>et al.</i> , 1988) | 134 |
| Fig. 17 - Carte des épicentres dans le département de la Mayenne (données fournies par le site Sis France-BRGM ; www.sisfrance.net) | 148 |
| Fig. 18 - Carte des séismes ressentis dans et en bordure du département de la Mayenne (données fournies par le site Sis France-BRGM ; www.sisfrance.net) | 149 |
| Fig. 19 - Graphique des précipitations efficaces (données Météo-France) | 150 |
| Fig. 20 - Évolution piézométrique. Source : BRGM SGR Pays-de-la Loire | 158 |
| Fig. 21 - Nombre de forages particuliers réalisés entre 1983 et 2007. Source BRGM-BSS | 159 |
| Fig. 22 - La cassitérite alluvionnaire dans la région de Cossé-le-Vivien, Château-Gontier, Craon (d'après l'atlas des minéraux d'alluvions du Massif armoricain à 1/50 000, BRGM, Nantes) | 163 |
| Fig. 23 - L'or dans les alluvions du Massif armoricain (<i>in</i> J. Guigues et P. Devismes, 1969) | 164 |
| Fig. 24 - L'or alluvionnaire dans la région de Cossé-le-Vivien, Château-Gontier, Craon (d'après l'atlas des minéraux d'alluvions du Massif armoricain à 1/50 000, BRGM, Nantes) | 166 |
| Fig. 25 - L'exploitation de l'or dans le Craonnais. L'axe aurifère des Miaules (Meuret, 1993) | 168 |

| | |
|---|------------|
| Fig. 26 - Le district aurifère de Château-Gontier (prospects de La Selle-Guerchaise, de La Selle-Craonnaise et de Châtelain. PER de la Vieuville-les-Miaules ; <i>in Vasquez-Lopez et al.</i> , 1985) | 169 |
| Fig. 27 - Le prospect de la Vieuville. Synthèse des travaux réalisés (sondages, tranchées, géochimie) (<i>in Vasquez-Lopez et al.</i> , 1985) | 170 |
| Fig. 28 - Le prospect de la Vieuville. Aurières et prospection alluvionnaire (<i>in Vasquez-Lopez et al.</i> , 1985) | 171 |
| Fig. 29 - Plan des anciennes concessions de charbon de Montigné-le-Brillant et de l'Huisserie (d'après B. Mulot, 1974) | 178 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|------------|
| Tabl. 1 - Analyses chimiques réalisées sur des ignimbrites (<i>in Plaine</i> , 1976) | 56 |
| Tabl. 2 - Analyses chimiques des dolérites et laves basiques du bassin de Laval (éléments majeurs en % ; éléments en trace et Terres Rares en ppm) (Le Gall, 1999) | 68 |
| Tabl. 3 - Analyses chimiques de 3 échantillons de microgranites prélevés entre les fermes des Ruaux et de Choiseau (<i>in Plaine</i> , 1976) | 70 |
| Tabl. 4 - Analyses chimiques du microgranite porphyrique à biotite (type microgranite de Nuillé-sur-Vicoin ; <i>in Plaine</i> , 1976) | 71 |
| Tabl. 5 - Analyse chimique réalisée sur la microtonalite porphyrique à biotite de Louvigné-de-Bais (feuille La Guerche-de-Bretagne ; Trautmann <i>et al.</i> , 1997) | 73 |
| Tabl. 6 - Analyses chimiques d'une rhyolite d'Argentré du Plessis (feuille 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne) et de deux granites du Pertre (Trautmann <i>et al.</i> , 2002) | 78 |
| Tabl. 7 - Résultats isotopiques obtenus sur l'échantillon CV2 par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon (Trautmann <i>et al.</i> , 2002) | 82 |
| Tabl. 8 - Quelques séismes ressentis dans la région (Vogt <i>et al.</i> , 1979) | 146 |
| Tabl. 9 - Séismes dont les épicentres figurent dans le département de la Mayenne (53) (Vogt <i>et al.</i> , 1979) | 147 |
| Tabl. 10 - Ouvrages AEP exploités sur la feuille de Cossé-le-Vivien. Source BRGM-BSS | 154 |
| Tabl. 11 - Principales caractéristiques physicochimiques d'eaux brutes de captages AEP | 156 |
| Tabl. 12 - Indices miniers répertoriés sur la feuille de Cossé-le-Vivien. Banque de données nationale du sous-sol (BSS-BRGM) | 162 |

| | |
|--|-------------------|
| Tabl. 13 - Teneurs en or (mg/t) dans le Briovérien, les filons de quartz et le Tertiaire du Massif armoricain (dosage par fluorescence X ; Sagon <i>et al.</i> , 1985) | 174 |
| Tabl. 14 - Les concessions houillères du bassin de Laval | 176 |
| Tabl. 15 - Quelques sondages réalisés sur la coupure Cossé-le-Vivien n° 355, enregistrés dans la Banque des données du sous-sol (BSS-BRGM) | Hors texte |

ANNEXE 1 - LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

| | |
|--|------------|
| Fig. 1 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du leucogranite le Pertre 1, portées sur le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2007) | 210 |
| Fig. 2 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du leucogranite le Pertre 4, portées sur le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2007) | 211 |
| Fig. 3 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du leucogranite aplitique le Pertre 6, portées sur le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2007) | 212 |
| Tabl.1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Leucogranite de le Pertre 1 (Cocherie, 2007) | 213 |
| Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Leucogranite de le Pertre 4 (Cocherie, 2007) | 214 |
| Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Leucogranite aplitique le Pertre 6 (Cocherie, 2007) | 215 |

ANNEXE 2 - LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

| | |
|---|------------|
| Tabl. 1 - Échantillon Entrammes 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons (Cocherie, 2010) | 218 |
| Fig. 1 - Diagramme de Tera et Wasserburg utilisé pour déterminer l'âge des zircons dépourvus de Pb commun (échantillon Entrammes 1) (Cocherie, 2010) | 219 |
| Tabl. 2 - Échantillon Entrammes 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ²⁰⁴ Pb (Cocherie, 2010) | 220 |
| Fig. 2 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons de l'échantillon Entrammes 1 (Cocherie, 2010) | 221 |

ANNEXE 3

| | |
|---|-------------------|
| Tabl. 1 - Sondages carottés inclinés réalisés par le BRGM sur l'indice aurifère de Rafeu – la Vieuville entre 1970 et 1984 (Vasquez-Lopez <i>et al.</i> , 1985) | Hors texte |
|---|-------------------|

RÉSUMÉ

La carte Cossé-le-Vivien à 1/50 000 est localisée pour l'essentiel dans le département de la Mayenne, dans la partie nord de la région des Pays de la Loire. Elle se situe dans la partie centre-est du Massif armoricain au niveau de deux domaines géologiques bien distincts séparés par le Cisaillement nord-armoricain (CNA) : au Nord le bassin sédimentaire de Laval constitué de terrains sédimentaires et magmatiques de l'ère primaire, et au Sud, l'unité de Bretagne centrale, ou Domaine centre-armoricain, représentée par des terrains sédimentaires précambriens. La diversité de ces terrains explique le caractère très contrasté des paysages présents dans cette région. L'histoire géologique de ce secteur s'étale sur près de 600 millions d'années depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire. Les terrains les plus anciens (le Briovérien s.l) sont représentés par des accumulations en milieu marin de plusieurs centaines de mètres de sables et d'argiles dont la compaction va aboutir aux grès immatures et siltites-argilites visibles actuellement. Cette sédimentation détritique, initiée au Néoprotérozoïque va se prolonger jusqu'au début du Cambrien avec la mise en place de plus en plus en plus marquée (sur Ballots) de faciès quartzitiques proches de ceux de l'Ordovicien. Après une période d'émersion supposée au Cambrien moyen et supérieur (lacune sédimentaire), la mer ordovicienne envahit progressivement la région avec le dépôt en milieu marin littoral du Grès armoricain. L'absence de ce dernier sur cette bordure sud du bassin de Laval est sans aucun doute liée au jeu du cisaillement nord-armoricain. Le niveau marin et la profondeur du bassin vont fluctuer tout au long de l'Ordovicien et du Silurien avec une succession de dépôts distaux et argileux (formation d'Andouillé, ampélites siluriennes) et proximaux et sableux (Grès armoricain, grès de Saint-Germain-sur-Ille). Le Dévonien inférieur marque le retour sur l'ensemble du Massif armoricain à une sédimentation arénacée (grès de Gahard), toujours en milieu marin, en domaine de plateforme littorale et avec une faune benthique développée. Aucun dépôt du Dévonien moyen et supérieur n'est ici présent, laissant envisager une émersion partielle de cette zone. Cette lacune sédimentaire correspond aux prémices de la mise en place de la chaîne montagneuse varisque, auxquelles est associé entre Houssay et Laval un champ filonien doléritique. Le Carbonifère inférieur marque le retour progressif de la mer sur la région avec la mise en place, en discordance sur les terrains précédents, de sédiments terrigènes en contexte lacustre à deltaïque évoluant progressivement vers un milieu marin (formation de l'Huisserie). Le milieu est très instable (importantes variations de faciès et d'épaisseurs, décharges conglomératiques), avec une sédimentation s'effectuant dans un bassin subsident à bordures abruptes sans cesse réactivées par le jeu de failles bordières. Des dépôts de houille se forment dans des domaines plus protégés permettant de piéger les débris phytogènes. Cette période (Tournaisien) est marquée par une importante activité magmatique, à l'origine des importants épanchements volcaniques acides rhyolitiques et ignimbritiques d'Entrammes intercalés dans la formation de l'Huisserie. À l'Ouest, cette activité magmatique conduit à la

mise en place du granite du Pertre, intrusif dans la série briovérienne. C'est également au cours de cette période que la région est soumise à d'importants accidents tels que le Cisaillement nord-armoricain (CNA) mettant en contact anormal le Briovérien et le Paléozoïque.

Ce bassin marin s'ouvre progressivement tout au long du Tournaisien-Viséen, les sédiments deviennent de plus en plus carbonatés (formations des Calcaires de Laval et de Sablé). Le bassin de Laval correspond à ce moment là à une véritable plate-forme carbonatée. La mer est chaude, peu profonde, avec quelques points hauts permettant le développement de calcaires récifaux. À la fin du Viséen, la plateforme s'envase, la mer régresse. Brutalement, en liaison avec une réouverture du bassin (mouvements tectoniques), la sédimentation redevient détritique, fine (schistes de Laval) puis très rapidement grossière (conglomérats). Le milieu de sédimentation devient progressivement lacustre. Entre le Namurien inférieur et le Stéphaniens, la mise en place de la chaîne varisque s'accompagne d'une importante phase de plissement affectant et structurant l'ensemble des terrains ici présents. Le bassin est définitivement comblé, la région émerge totalement et est dès lors soumise aux agents de l'érosion. Les matériaux issus du démantèlement des terrains précambriens à carbonifères sont évacués au cours du Carbonifère supérieur dans des dépressions locales (bassin stéphanien de Saint-Pierre-la-Cour près de Laval).

La région reste émergée et soumise à l'altération, l'érosion, et l'aplanissement des reliefs au moins jusqu'au Crétacé supérieur. Le retour de la mer sur cette zone ne s'effectue qu'au Crétacé supérieur avec la grande transgression cénomaniens ainsi que l'attestent les argiles fossilifères (Laval, quartier Saint-Nicolas ; Mayenne) observées à la base des grands épandages sablo-graveleux. Une partie des sables et graviers ici présents a probablement été transportée d'Ouest en Est par les fleuves descendant du Massif armoricain et a été déposée en avant de la transgression sur la bordure littorale.

La mer se retire définitivement à la fin du Cénomaniens, faisant émerger toute la région. Des petits fossés d'effondrement s'individualisent ou se consolident avec d'importants dépôts de sables et graviers résultant de la reprise de matériaux préexistants. Le milieu est continental, fluvial, lacustre à marécageux, sous un climat chaud et humide ou sec favorisant les processus de latéritisation-ferruginisation (roussard) et de silicification (dalle gréseuse, silcrète).

Au cours du Quaternaire, l'altération et l'érosion des roches se poursuivent, en particulier sous les effets des périodes glaciaires et interglaciaires qui vont s'y succéder et faciliter la formation de dépôts de colluvions et de solifluxion. C'est enfin au cours de cette période que vont se mettre en place les principales couches de limon.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Cossé-le-Vivien map mostly covers the Mayenne department in the north of the des Pays de la Loire region. It lies in the centre-east of the Armorican Massif and is underlain by two quite distinct geological domains separated by the North Armorican Shearzone (CNA on the map). To the north lies the sedimentary Laval basin filled with sedimentary and crystalline rocks of Paleozoic age, whereas to the south lies the Central Brittany unit, or Central Armorican Domain, underlain by Precambrian rocks. The diversity of these rocks explains the quite contrasting character of the landscape in this region. The geological history of the quadrangle covers almost 600 million years, from the Precambrian until the Quaternary. The oldest Brioverian s.l.rocks are represented by marine accumulations of several hundreds of metres of sand and clay, whose compaction led to creating the immature sandstone and siltstone-claystone seen today. This detrital sedimentation, which started during the Neo-Proterozoic, continued until the Early Cambrian with the increasingly marked (on Ballots) deposition of quartzitic facies similar to those of Ordovician age. After a –supposed– period of emergence during the Middle and Late Cambrian (sedimentary hiatus), the Ordovician sea progressively covered the area with the deposition of the marine Armorican Sandstone. The absence of the latter from the southern edge of the Laval basin is no doubt due to the North-Armorican shearing. Sea level and basin depth fluctuated during the Ordovician and Silurian, with a succession of distal-clayey deposits (the Andouillé formations, Silurian ampelite) and proximal-sandy deposits (Armorican Sandstone, Saint-Germain-sur-Ille sandstone). The Early Devonian saw the return of sandy sedimentation (Gahard sandstone) over all of the Armorican Massif, still in a marine environment on a coastal platform domain with a well-developed benthic fauna. No Middle or Late Devonian deposits exist in this area, indicating a possible emersion during this period. This sedimentary hiatus corresponds to the first indications of the creation of the Variscan mountain chain, to which the dolerite-dyke swarm between Houssay and Laval can be attributed. The Early Carboniferous marks the progressive return of the sea over the region, with the unconformable emplacement over older rocks of terrigenous lacustrine-to-deltaic sediments that gradually evolved toward a marine environment (l’Huisserie formation). The environment remained unstable, as seen by the strong variations in facies and thickness, and the conglomeratic accumulations, with sedimentation that took place in a subsiding basin with steep edges that were without doubt constantly reactivated by movement along the border faults. Coal deposits could form in more protected areas that allowed trapping of plant debris. This Tournaisian period was marked by strong magmatic activity, at the origin of the thick Entrammes volcanic deposits of rhyolite and ignimbrite intercalated in the l’Huisserie formation. To the west, this magmatic

activity led to the emplacement of the Pertre granite that intruded the Brioverian succession. Again during this period, the region was affected by strong faulting such as along the CNA, which brought the Brioverian and the Paleozoic into lateral contact.

During the Tournaisian-Visean this marine basin progressively opened and the sediments became increasingly carbonaceous, with the Laval and Sablé limestones. At that time, the Laval basin corresponded to a true carbonate platform, where a shallow warm sea allowed the development of reef limestone. At the end of the Visean, the platform silted up and the sea regressed. Abruptly, connected with a reopening of the basin through tectonic movements, the sedimentation became fine-detrital again as seen in the Laval shale, after which it rapidly became coarse-grained with conglomerates before becoming progressively lacustrine. Between the Early Namurian and the Stephanian, the emplacement of the Variscan chain was accompanied by major deformation that folded and faulted all pre-existing rocks. By now, the basin was definitively filled and the region was entirely above base level and thus subject to erosion. The materials resulting from this erosion of Precambrian to Carboniferous rocks were deposited in local depressions during the Late Carboniferous, such as the Stephanian Saint-Pierre-la-Cour basin near.

The region remained emerges and subject to weathering, erosion and peneplanation until at least Late Cretaceous times. It was only then that the great Cenomanian transgression covered the region again, as shown by the fossiliferous claystones of Laval (quartier Saint-Nicolas; Mayenne) seen at the base of great sand and gravel flood deposits. Part of this sand and gravel was probably deposited from west to east, by rivers descending from the Armorican mountains, before being deposited on the coast ahead of the transgression.

At the end of the Cenomanian, the sea retreated for the last time, and the whole region emerged. Small grabens formed or were consolidated, in which major deposition took place of reworked older sand and gravel in a fluvatile, lacustrine to marshy continental environment, subject to a warm and humid or dry climate that favoured lateritization-ferruginization (red paleosol) and silicification (silcrete) processes.

During the Quaternary, the weathering and erosion of the rocks continued, in particular under the influence of repeated glacial and interglacial periods, creating solifluction phenomena and the deposition of colluvium and loess.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La zone couverte par la feuille 1/50 000 de Cossé-le-Vivien est pour l'essentiel localisée dans la partie nord de la région des Pays de la Loire, au niveau du département de la Mayenne (53), avec une légère incursion en région Bretagne dans le coin nord-ouest de la carte autour de la commune du Pertre (département de l'Ille-et-Vilaine 35). Ce secteur se situe dans la région naturelle du Bas-Maine, également subdivisée en « région de Laval » au Nord et région Sud-Mayenne pour les $\frac{3}{4}$ Sud de la zone à laquelle est également rattaché le Pays de Craon.

Elle est couverte par les coupures IGN n° 1419 Cossé-le-Vivien 1/50 000 de la série orange et Cossé-le-Vivien 1/25 000 Est n° 1419E et Ouest n° 1419O de la série bleue.

Relief

Bien que faisant partie des Pays de la Loire, cette zone présente encore des paysages typiques du bocage normand caractérisés par de nombreuses parcelles de taille plus ou moins importante bordées de haies. Les paysages y sont assez contrastés, très vallonnés et pentés avec des petites vallées encaissées, principalement dans le quart nord-est, mais également au Nord-Ouest autour du massif du Pertre et au Sud-Ouest au niveau de la forêt de Craon. Ailleurs, les pentes sont beaucoup plus douces avec de grandes collines à pentes modérées, de vastes étendues planes notamment au Nord de Ballots ou au Sud de Quelaines – Saint-Gault, et quelques zones en dépression, le tout à couverture de limons, d'altérites, ou de sables et graviers tertiaires. Cette monotonie peut être interrompue au voisinage des grands cours d'eau notamment la Mayenne, l'Oudon et le Vicoin dont les abords sont fréquemment marqués par des zones très accidentées à forts dénivelés.

La variabilité de ces paysages est loin d'être anodine et apparaît directement liée à la nature des formations géologiques présentes, ainsi qu'aux différents phénomènes structuraux, en particulier les grands accidents, ayant pu affecter ces ensembles.

L'existence dans le quart nord-est de la feuille de zones à reliefs contrastés est directement liée à la présence des formations paléozoïques constituant la bordure sud du synclinorium de Laval. Les reliefs sont très accentués dans les secteurs correspondant au contact entre le Paléozoïque et le Néoprotérozoïque (Nuillé-sur-Vicoin, Montigné-le-Brillant) avec probablement également une intervention tectonique.

Dans la région du Pertre au Nord-Ouest, le relief visible à plus de 20 kilomètres à la ronde par temps clair est directement lié à la présence d'un massif granitique, « le massif du Pertre », injecté dans les formations sédimentaires du Néoprotérozoïque. Un jeu d'accidents majeurs a probablement également accentué le phénomène. Concernant la forêt de Craon au Sud de Ballots, la zone en relief est directement liée à la présence de formations briovériennes grès-quartzitiques, qui bien que très altérées en surface, ressortent très distinctement dans le paysage local.

Les filons gabbro-doléritiques, abondants au Sud-Est entre Quelaines – Saint-Gault et Houssay jouent également un rôle important dans le paysage dans la mesure où ils constituent fréquemment l'armature des collines.

Les grandes étendues à relief modéré, planes ou en dépressions correspondent en majorité aux terrains sédimentaires protérozoïques, en proportion moindre aux plateaux paléozoïques, et se marquent par une forte proportion d'altérites, d'accumulations de limons plus ou moins lessiques et, sur certains plateaux, de dépôts sablo-graveleux.

Cet aspect contrasté du paysage est également étroitement lié à la présence d'importants réseaux de failles structurant la région et le réseau hydrographique, de directions variées, N100° à N130°E, N50° à N70°E, ou N160° à N180°E, matérialisés sur le terrain par de très nombreux filons de quartz, des décalages cartographiques ou d'importants rejets, notamment en bordure de la Mayenne.

L'altitude moyenne de la zone couverte varie entre 70 et 100 m dans la moitié sud de la coupure, entre 100 et 120 m dans le quart nord-est, le point culminant étant localisé au niveau du massif du Pertre avec une altitude de 172 m.

Ce contraste au niveau relief influe directement sur l'économie et l'agriculture de la région, les zones à relief contrasté étant majoritairement occupées par des herbages pour l'élevage de bovins ou d'ovins, ou par des massifs forestiers, alors que les zones à relief modéré sont consacrées aux cultures que ce soit le maïs d'ensilage ou en grain pour les animaux, le blé, l'orge, l'avoine, le colza, le pois, le sorgo.

Hydrographie

Le territoire couvert par la feuille Cossé-le-Vivien est principalement alimenté par le bassin de la Mayenne, rivière coulant en bordure est de la carte et traversant au Nord la ville de Laval. La rivière Mayenne est alimentée en rive gauche par la rivière Jouanne qui se jette dans la Mayenne

en aval d'Entrammes, et en rive droite par les deux principales rivières présentes sur ce secteur, le Vicoin et l'Oudon. Cette dernière recoit en rive droite au niveau de Livré-la-Touche, la Mée. L'ensemble alimente plus au Sud le bassin de la Loire.

Le coin nord-ouest de la carte est irrigué par la rivière la Seiche dont la source se situe au Pertre et qui rejoint à l'Ouest le bassin de la Vilaine.

La nature lithologique et la disposition des différents ensembles géologiques ont une influence plus que modeste sur la structuration du réseau hydrographique. Le tracé des différents cours d'eau est en effet, en dehors de quelques tronçons, plus ou moins parallèle aux terrains briovériens ou au contact Briovérien-Paléozoïque, globalement sécant sur la structuration géologique régionale.

Le contrôle structural apparaît par contre nettement marqué avec un alignement régulier (par tronçon) des rivières et ruisseaux selon des directions majeures N100° à 130°E, N160° à N180°E ou N50° à N70°E correspondant aux grandes directions de fracturation relevées sur cette zone d'étude.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région de Cossé-le-Vivien se situe dans la partie centre-est du Massif armoricain. Elle couvre deux domaines différents séparés par une branche du Cisaillement nord-armoricain (CNA), au Nord du CNA le bassin sédimentaire de Laval, constitué de terrains paléozoïques (Ordovicien à Carbonifère), au Sud, l'unité de Bretagne centrale (domaine centre-armoricain) représentée par des terrains néoproterozoïques intrudés par le massif granitique du Pertre. Ce domaine est lui-même au niveau régional limité au Sud par le cisaillement majeur sud-armoricain (CSA) qui le sépare du domaine ligérien (Chauris *et al.*, 1956 ; Cogné, 1972 ; Chantraine *et al.*, 1982, 1989 ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Hébert, 1993) (fig. 1).

Sur le plan régional, le domaine centre-armoricain est composé de terrains paléozoïques épicontinentaux reposant sur les formations du Néoproterozoïque, et affectés par des déformations et une granitisation varisques croissantes d'Est en Ouest.

La zone d'étude est pour plus des ¾ essentiellement constituée de terrains d'âge néoproterozoïque à tardi-néoproterozoïque, sédimentaires détritiques et marins constituant le « Briovérien » (cf. schéma structural). Ils sont essentiellement représentés par des siltites, localement à tendance ardoisière, et des grès-grauwackes, les faciès argilitiques étant très réduits. Ces terrains

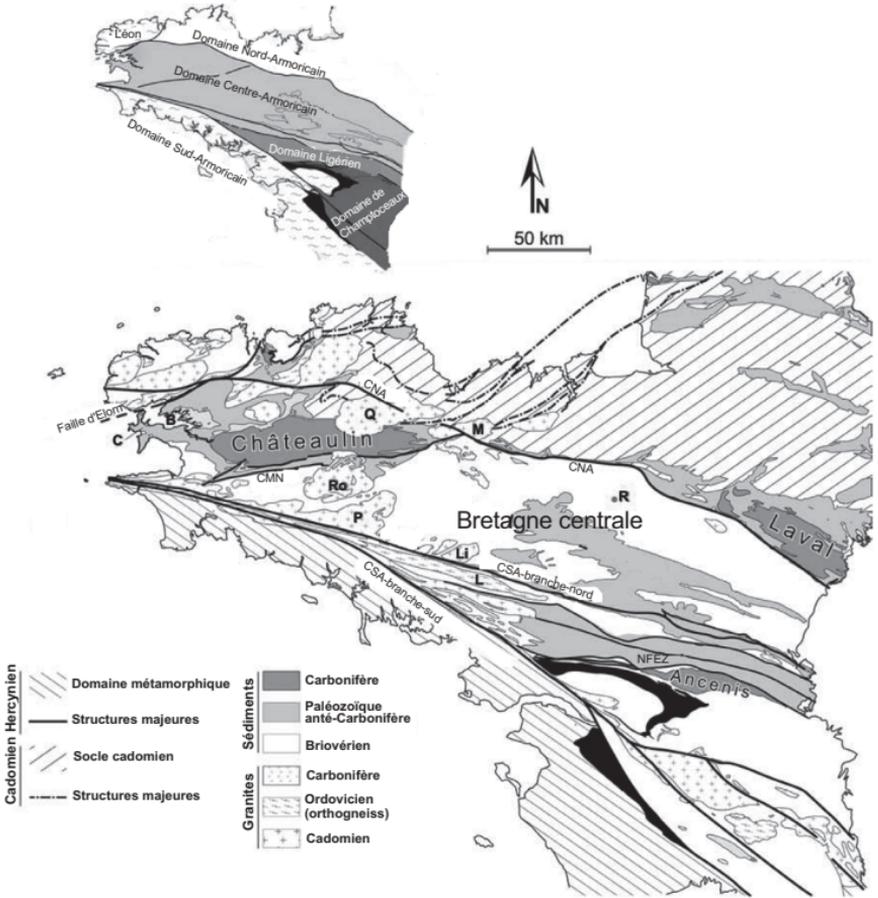


Fig. 1 - Carte structurale des différents domaines constituant le Massif armoricain. D'après la carte géologique de la France au 1/1000 000 (Chantraine *et al.*, 1996) modifiée par C. Gumiaux (2003) R : Rennes ; B : Brest ; C : presqu'île de Crozon ; Ro : granite de Rostrenen ; P : granite de Pontivy ; Li : granite de Lizio ; Q : granite de Quintin ; M : granite de Montcontour ; L : orthogneiss de Lanvaux ; CSA : Cisaillement Sud-Armoricain ; CNA : Cisaillement Nord-Armoricain ; CMN : Cisaillement des Montagnes Noires ; NEFZ : zone faillée de Nort-sur-Erdre

sont affectés par des plis synschisteux d'amplitude régionale liés à l'orogénèse varisque et recoupés par divers filons ou massifs acides à basiques (de type microgranite et gabbro-dolérite) engendrant localement un métamorphisme de contact (massif du Pertre). Les réseaux de failles y sont très développés, soulignés notamment par de nombreux filons de quartz.

Les niveaux conglomératiques présents plus au Nord dans le domaine mancennien de la région de Mayenne, mais également les niveaux à phtanites qui constituent l'un des marqueurs principaux du Briovérien inférieur, sont absents sur ce secteur. L'absence d'horizons marqueurs caractéristiques du Briovérien inférieur tels que les niveaux à phtanites cités précédemment permet logiquement de considérer ces terrains comme étant au moins d'âge briovérien supérieur (ou « post-phtanitique ») voire Cambrien comme cela est maintenant admis (cf. âge de ces formations).

Le ¼ restant de la carte est occupé au Nord-Ouest par le massif du Pertre et au Nord-Est par les terrains paléozoïques. Le massif du Pertre est représenté par un leucogranite à faciès différenciés, intrusif dans les siltites et grès briovériens qu'il métamorphise et dont l'âge de mise en place, précédemment attribué au Dévonien moyen à supérieur (Trautman *et al.*, 2002) a été révisé (Carbonifère inférieur). Les formations sédimentaires paléozoïques constituent la bordure sud du bassin de Laval. Elles s'étagent depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère, avec au cours de cette dernière période une importante activité volcanique caractérisée par la mise en place du massif ignimbritique et rhyolitique d'Entrammes. Ces terrains sédimentaires sont également recoupés par des petits massifs ou filons de microgranites tels que celui de Nuillé-sur-Vicoïn, ainsi que par des dykes basiques présents notamment dans le Silurien en bordure de la Mayenne.

Ces terrains sont affectés par des plis synschisteux d'amplitude régionale liés à la tectonique varisque, ainsi que par plusieurs réseaux de fracturation.

Ces formations sédimentaires protéro et paléozoïques peuvent sur l'ensemble de la carte être surmontées par des niveaux de sables, graviers et galets notamment sur les communes de Ballots, Quelaines – Saint-Gault et Nuillé-sur-Vicoïn. La puissance et l'extension de ces dépôts fluvio-marins (?) sont extrêmement variables, donnant lieu à de simples placages résiduels ou à des petites cuvettes avec des puissances atteignant jusqu'à une vingtaine de mètres.

Ces niveaux ont été et sont encore localement exploités. L'âge de ces formations reste ici comme à l'échelle régionale encore très problématique, présumé Pliocène sur l'ensemble des cartes 1/80 000 et 1/50 000 de la région. La similitude de ces formations, en particulier celles cartographiées à l'Est sur Quelaines – Saint-Gault, Origné, Nuillé-sur-Vicoïn, avec celles observées plus

au Nord dans la région de Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009) permet cependant d'envisager un âge basal possible *pro-parte* crétacé supérieur. Des argiles situées à la base de cet ensemble de sables et galets de quartz ont en effet, sur la feuille 1/50 000 de Mayenne, été datées par leur contenu faunistique du Cénomanién (détermination Fauconnier, BRGM). Dans la mesure où ces sables et graviers sont dans la continuité verticale de ces argiles, on peut logiquement considérer que ces dépôts organisés en apparence en séquences fluviales à deltaïques se sont mis en place *pro-parte* au Crétacé supérieur avant d'être soumis ensuite à l'altération et à l'érosion pendant tout le Cénozoïque.

La région a subi au moins pendant le Tertiaire, mais également certainement avant au cours du Paléozoïque supérieur, une importante phase de démantèlement et d'altération se traduisant sur cette zone d'étude par une très forte argilisation des terrains notamment briovériens, une forte arénisation des granites, et des dépôts de versants localement très développés. Les roches saines sont peu nombreuses et n'apparaissent véritablement sur cette carte que dans les zones les plus encaissées, principalement en bordure des rivières Mayenne, Oudon, Vicoin et Seiche.

Enfin, durant le Quaternaire, outre la mise en place d'alluvions grossières liée à l'enfoncement des rivières, la région est également marquée par la présence de nombreux placages lœssiques sur les surfaces planes et sur les versants orientés majoritairement à l'Est.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La première couverture géologique de la feuille Cossé-le-Vivien a été réalisée en 1837 par E. Blavier (carte du département de la Mayenne) et en 1866 par MM. Massieu, Lorieux et Durocher (carte du département d'Ille-et-Vilaine).

La carte de Cossé-le-Vivien 1/50 000 est couverte pour le tiers nord par la coupure 1/80 000 de Laval n° 76 (2^e édition de 1960 par Milon *et al.*) et pour les 2/3 sud par la coupure 1/80 000 de Château-Gontier n° 91. Cette dernière couvrant plus de 60 % de la zone d'études a été réalisée en 1895 par L. Bureau *et al.*, réimprimée en 1941 et fait l'objet d'une 3^e édition en 1967 par E. Raguin *et al.*

Sur les dernières versions de Laval et Château-Gontier à 1/80 000, les grands ensembles sédimentaires précambrien et paléozoïque figurant sur la zone d'étude (1/50 000 Cossé-le-Vivien) sont déjà clairement identifiés, bien subdivisés au niveau du Paléozoïque avec la distinction des formations ordoviciennes, siluriennes, dévoniennes et carbonifères. Le domaine du Précambrien est par contre totalement indifférencié lithologiquement et les

termes silteux et gréseux sont regroupés sous l'appellation de « schistes précambriens X ».

Le Tertiaire-Quaternaire y est représenté de façon très succincte et incomplète, la cartographie des alluvions est restreinte, celle des formations d'altération, des limons, des dépôts de versants est très simplifiée, inexistante pour les autres formations.

Concernant le magmatisme, si les contours des massifs du Pertre et de Nuillé-sur-Vicoïn sont parfaitement marqués, aucune différenciation pétrographique n'y est signalée. Les filons et divers petits pointements microgranitiques, doléritiques ou gabbroïques n'ont été que partiellement distingués et en particulier totalement absents dans la zone aurifère des Míaules près de Livré-Ballots. Le volcanisme présent au niveau du massif d'Entrammes est très partiellement identifié et représenté par des « schistes pétrosilicifiés » et quelques pointements de « porphyres pétrosiliceux ». Enfin, les filons de quartz pourtant extrêmement nombreux sur cette zone et très importants sur le plan structural et minier sont quasiment absents.

Au niveau métamorphisme et tectonique, les observations sont limitées, absentes pour ce qui est du métamorphisme de contact du massif du Pertre, et représentées au niveau structural par quelques failles uniquement dans le Paléozoïque, quelques contacts anormaux entre le Précambrien et le Paléozoïque, et la citation en notice de quelques structures antifformes ou synformes dans le Précambrien et le Paléozoïque.

Depuis, le lever des feuilles à 1/50 000 de cette région telles que celles de Meslay-du-Maine (Manigault *et al.*, 1987), La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997), Châteaubriand (Herrouin *et al.*, 1990), Janzé (Trautmann, 1994), Château-Gontier (Brossé, 1987), Bain-de-Bretagne (Dadet, 1987), Rennes (Trautmann *et al.*, 2000), Évron (Mary *et al.*, 1987), Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009), Landivy (Vernhet *et al.*, 1997), Ernée (Lerouge *et al.*, 2009), a fortement contribué à améliorer les connaissances sur la géologie régionale, que ce soit sur le plan lithostratigraphique, chronologique, ou structural. Plusieurs études ont dans le même sens permis de faire évoluer les idées telles que celles de J. Cogné (1972), C. Le Corre (1977), C. Le Corre *et al.* (1991), J. Chantraine *et al.* (1982, 1986, 1988) pour le Briovérien, de M. Robardet (1981, 2003), J. Plaine (1976), C. Le Corre (1976), F. Paris *et al.* (1986) pour le Paléozoïque, de J. Le Gall pour le paléovolcanisme ignimbritique cambrien (1993) et les dolérites (1999), de J.-P. Lautridou (1985, 1991, 2002), J. Estéoule-Choux *et al.* (1986, 1988), et M.F. Ollivier-Pierre *et al.* (1988) pour les formations tertiaires et superficielles, et de C. Guerrot *et al.* (1992 ; *in* Trautmann *et al.*, 2002), J.L. Bonjour *et al.* (1987) et A. Cocherie (2007) pour la géochronologie, et de D. Berthé *et al.* (1979), P. Jégouzo (1980), D. Gapais *et al.* (1980), B. Goré *et*

al. (1987), C. Le Corre *et al.* (1991), C. Gumiaux (2003), C. Gumiaux *et al.* (2004), M. Ballèvre (2008) pour la tectonique.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Cossé-le-Vivien n° 355 a été élaborée dans le cadre du programme national de lever de la carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000 confié par l'État au BRGM.

Les principales difficultés rencontrées lors du lever de cette feuille sont essentiellement liées aux conditions d'affleurement et au contexte géologique.

Les conditions d'affleurement sont dans l'ensemble médiocres, la roche « saine » n'apparaissant véritablement en place qu'au niveau des vallées très encaissées. Les zones à substratum briovérien sont majoritairement altérées, avec une roche à l'état de fragments altérés dans les champs, voire presque intégralement argilisés, en particulier dans la moitié ouest de la carte. Au niveau du Paléozoïque, les formations sont en général moins altérées, en raison du relief, fragmentées, et plus ponctuellement argilisées notamment au niveau des replats. Le problème d'identification du substrat en raison de l'abondance de ces altérites a néanmoins pu être en partie résolu grâce à la très forte proportion de zones cultivées principalement au niveau du domaine briovérien, qui a permis pour ce dernier de prospecter la majeure partie de la surface concernée et d'obtenir les informations nécessaires à la cartographie de ces terrains.

Les zones à recouvrement terrigène (limons, alluvions, colluvions) mais surtout végétal (paturages, marécages, massifs forestiers) ont également posé des problèmes notamment dans le massif forestier de Craon au Sud de Ballots en contexte briovérien, dans ceux de Concise et de l'Huisserie en contexte paléozoïque, et dans la forêt du Pertre sur sol briovérien et granitique.

La cartographie dite « en pierres volantes » dans les labours a constitué la principale source d'information qui a pu être contrôlée et validée par des points de calage obtenus par exemple dans les talus, fossés de routes, ou bordures de rivière.

Contexte géologique

La limite entre les deux grands ensembles néoprotérozoïque et paléozoïque apparaît globalement relativement bien marquée sur le terrain, à l'exception du contact sud entre Origné et Nuillé-sur-Vicoin où les siltites

et grès de la formation d'Andouillé apparaissent directement en contact avec les siltites du Briovérien, ceci dans un contexte fortement altéré, argilisé, affecté par des jeux de failles, et masqué en partie par des dépôts limoneux, des dépôts de pente et des sables et graviers tertiaires. La limite qui a été fixée sur la carte 1/50 000 correspond à ce qui paraît être le plus logique d'après les observations de terrain, mais elle reste cependant sujette à caution, notamment vis-à-vis de l'extension donnée sur Cossé à la formation d'Andouillé par rapport à sa représentation en limite de carte sur la feuille 1/50 000 Meslay-du-Maine.

Un autre problème de contact entre le Briovérien et les grès paléozoïques de Saint-Germain-sur-Ille a été relevé à l'extrême nord de la carte au niveau de la commune de Loiron, avec une limite également sujette à caution, en raison de l'absence d'affleurements (contexte urbain ; pas d'information en BSS) mais également d'une zone très fortement argilisée.

Concernant les terrains briovériens, si une cartographie lithologique fine a pu être établie avec l'individualisation d'horizons silteux et gréseux, la distinction basée sur la couleur de la roche, telle qu'elle est signalée sur certaines cartes (siltites ou grès verts) apparaît ici difficilement réalisable étant donné le degré d'altération, d'argilisation de ces roches, même si effectivement ponctuellement ces niveaux peuvent être observés. Aucun niveau repère (conglomérats, niveau carbonaté) n'a pu être identifié sur cette feuille.

Pour ce qui est du massif granitique du Pertre, s'il a longtemps été considéré comme n'engendrant aucune auréole de métamorphisme de contact dans les terrains briovériens qu'il intrude, les travaux récents de F. Trautmann *et al.* (La Guerche-de-Bretagne, 1997) ont permis de mettre en évidence, non sans mal, ce métamorphisme de contact, caractérisé par la présence de grès ou siltites briovériens cornéifiés ou tachetés. Ces faciès métamorphiques ont été retrouvés ponctuellement sur la carte de Cossé-le-Vivien, sur les bordures nord et sud du massif, mais très fortement décomposés et argilisés. Vu leur degré d'altération, aucune distinction précise n'a pu être réalisée. Ces faciès tachetés et cornéifiés ont été regroupés sous la dénomination de Briovérien métamorphique indifférencié (b2SK~~SA~~). L'auréole de métamorphisme de contact définie cartographiquement paraît réduite, limitée à environ 300 m au Sud et moins d'un kilomètre au Nord.

Le contexte humain : malgré l'existence sur ce secteur de trois projets sensibles (la ligne TGV Laval-Rennes au Nord-Ouest entre Loiron et le Sud du Pertre, le projet de passage d'une ligne THT en liaison avec la construction du nouveau réacteur EPR de la Manche, le projet du contournement sud de Saint-Berthevin), cette carte a pu être menée à bien grâce à la coopération des différents responsables municipaux rencontrés et à l'accueil de la population,

en particulier des nombreux agriculteurs avec lesquels nous avons pu discuter et que nous remercions.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS

Les levés réalisés sur cette feuille de Cossé-le-Vivien ont permis d'apporter par rapport aux anciennes cartes géologiques 1/80 000 de Laval et Château-Gontier de nombreuses améliorations sur la nature et la distribution des terrains déjà connus, d'en préciser les contours, mais également d'identifier et surtout cartographier de nouvelles formations jusqu'alors peu ou pas prises en compte (altérites, formations de versant, limon, alluvions etc..) et présentant un intérêt aussi bien scientifique qu'économique (aménagement du territoire, problématique « retrait-gonflement des argiles », etc..). Dans cette optique aussi bien scientifique qu'économique, les différents substrats briovériens et paléozoïques ont été cartographiés selon trois critères d'altération (cf. légende carte) :

- la roche est saine (exemple : b2) ;
- la roche est altérée, fragmentée, en volantes, mais encore identifiable (exemple : b2~~o~~) ;
- la roche est totalement désagrégée, argilisée, réduite à l'état de fragments millimétriques argileux dans une matrice argileuse brune (exemple : ~~o~~b).

Au niveau de la lithostratigraphie, une cartographie détaillée des différents faciès lithologiques du Briovérien a pu être réalisée sur l'ensemble de la zone couverte ceci malgré le degré d'altération des formations. Cette cartographie basée sur la différenciation de niveaux grésograuwaqueux et de niveaux silteux permet de visualiser la structuration et la répartition de cet ensemble protérozoïque, ceci en y intégrant les zones d'altération. Elle permet également d'affiner les limites et relations entre ces terrains « briovériens » et le Paléozoïque d'une part, mais également avec les différents intrusifs, massifs (massif du Pertre, massif de Nuillé-sur-Vicoin) ou filoniens, et les formations à sables, graviers et galets.

Pour le massif du Pertre, la cartographie réalisée au cours du levé de cette feuille a permis de préciser le contact entre les terrains briovériens et le « granite », l'extension de l'auréole de métamorphisme de contact au sein du Briovérien, et de définir les zones d'altération. La cartographie de l'ensemble du massif a été réalisée entre 1991 et 1994 par F. Trautmann *et al.*, lors du levé de la feuille 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne. Ce travail, repris intégralement dans le cadre de la coupure de Cossé-le-Vivien, a permis de distinguer différents faciès pétrographiques constituant ce massif et de le dater à 374 ± 16 Ma, soit un âge dévonien moyen à supérieur (Trautmann *et al.*, 2002). Des filons de microgranites et de rhyolites y ont également été signalés,

ainsi qu'une zone de greisen, symptomatique d'une phase pneumatolytique. Dans le cadre de l'étude de la feuille Cossé-le-Vivien, de nouvelles datations ont été réalisées sur ce massif (Cocherie, 2007) permettant de positionner maintenant l'âge de mise en place de ce leucogranite à 343 ± 3 Ma, soit au Carbonifère inférieur, probablement en liaison avec l'importante activité magmatique qui va se manifester durant cette période.

Les travaux réalisés par J. Plaine en 1976 dans le cadre de sa thèse sur la bordure sud du bassin de Laval, mais également dans le cadre de la feuille 1/50 000 Meslay-du-Maine (Manigault *et al.*, 1987) ont été intégralement repris pour le Paléozoïque de la feuille Cossé-le-Vivien. Ses travaux ont permis d'affiner la nature, les contacts et les relations entre les différentes formations sédimentaires ordoviciennes, siluriennes, dévoniennes et carbonifères, de mettre en évidence une importante phase d'activité volcanique associée au Carbonifère soulignée par des massifs ignimbritiques et des rhyolites. Ils ont également permis de mieux cerner les contours et la nature du massif « granitique » de Nuillé-sur-Vicoin. Un lever complémentaire a été réalisé en 2007 (Vernhet) sur ces terrains paléozoïques afin d'y délimiter les principales zones d'altération.

Concernant les dykes, filons ou petits pointements doléritiques à gabbroïques, microgranitiques, plusieurs nouveaux affleurements ont pu être recensés notamment au Sud-Ouest dans la zone aurifère de Ballots – Livré-la-Touche, et dans le secteur de Houssay en bordure de la Mayenne.

Les filons de quartz, inexistant sur les cartes 1/80 000, sont très nombreux et constituent d'excellents marqueurs pour la caractérisation des déformations ainsi que pour la recherche de minéralisation en domaine hydrothermal.

Au niveau des formations sablo-graveleuses, l'extension des grands dépôts déjà reconnus à l'échelle du 1/80 000 sur Ballots au Sud-Ouest et sur toute la bordure est de la carte (Quelaines – Saint-Gault, Houssay, Peuton, Nuillé-sur-Vicoin, Laval-sud) a été précisée. De nombreux petits dépôts complémentaires ont été identifiés, principalement en contexte protérozoïque. Différents types de concentrations ont été visualisés mais l'âge de ces formations reste pour le moment incertain.

Enfin, un effort particulier a été mis sur la cartographie des formations superficielles quaternaires (alluvions, lèss et formations périglaciaires) et formations d'altération, peu décrites jusqu'à présent, permettant de visualiser l'importance et la répartition de ces formations, tout en conservant cartographiquement la structuration du substratum.

Sur le plan métamorphique et structural, l'étude réalisée sur cette feuille a confirmé les observations faites sur les feuilles 1/50 000 voisines à savoir, l'existence :

- d'une discordance cartographique entre le Briovérien et le Paléozoïque ;
- d'une évolution en apparence continue de la tectonique hercynienne marquée notamment par le jeu dextre de grands cisaillements (CNA), l'existence d'une phase de plissement majeure synschisteuse accompagnée d'un métamorphisme de faible intensité, dans l'unité de Bretagne centrale et dans celle du bassin de Laval, et la mise en place de granites syntectoniques.

Les levés effectués autour du massif du Pertre attestent de l'existence d'une auréole de métamorphisme de contact. Ils ont permis d'en préciser les limites.

Sur le plan fracturation, les études réalisées sur le Paléozoïque (Plaine) et le Briovérien ont permis de mettre en évidence des directions majeures de fracturation, N100° à N130°E, N50° à N70°E et N160° à N180°E, caractérisées par des failles ou de grands accidents probablement à valeur régionale, fréquemment soulignés par des filons de quartz (cf. chapitre déformations).

La répartition des formations sablo-graveleuses laisse entrevoir une réactivation de certains de ces grands accidents avec la mise en place finicrétacé à pliocène (?) de petits bassins d'effondrement à l'origine du piégeage de ces sédiments.

Au niveau des minéralisations (Au), la cartographie du secteur aurifère de Livré-la-Touche – Ballots (axe aurifère des « Miaules ») a été précisée, confirmant la liaison étroite entre les minéralisations aurifères et les filons de quartz, très abondants, mais faisant également clairement apparaître dans cet environnement l'existence de petits pointements de microtonalites ayant probablement joué un rôle majeur, direct ou indirect, dans la concentration de l'or. Dans ce contexte aurifère, la mise en évidence de nombreuses structures filoniennes quartzzeuses et de nouveaux critères de recherche peut constituer un nouveau guide pour la découverte de nouvelles concentrations aurifères.

DESCRIPTION DES TERRAINS

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN INFÉRIEUR (BRIOVÉRIEN)

Rappel : Le terme de Briovérien fût introduit par Barrois en 1899 pour désigner l'ensemble des terrains azoïques situés sous la discordance du

Cambrien de la Mancellia (fig. 1), et étendu ensuite à ceux de Bretagne centrale situés sous la discordance de l'Ordovicien. La stratigraphie du Briovérien s'articule autour de deux ensembles définis par J. Cogné (1972) et C. Le Corre (1977) : un Briovérien inférieur ou phtanitique, à caractère volcanique et volcano-sédimentaire à phtanites, et un Briovérien supérieur ou post-phtanitique à caractère détritique terrigène.

En Bretagne centrale, l'âge exact de ces terrains reste encore à l'heure actuelle incertain et sujet à discussion. Sur les cartes les plus anciennes à 1/80 000, ces formations étaient traditionnellement attribuées au Précambrien sous la dénomination de « Schistes X ». Jusqu'à il y a une quarantaine d'années, ce Précambrien ou Briovérien de Bretagne centrale était considéré comme étant d'âge protérozoïque supérieur, notamment par comparaison avec celui de Normandie, déformé au Cadomien, métamorphisé par les granodiorites finicadomiennes et recouvert en discordance par des conglomérats pourprés datés du Cambrien inférieur. Les études réalisées à partir des années 70-80 (Le Corre, 1976, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1982, 1988) ont conduit ces auteurs à considérer les terrains sédimentaires du Briovérien de Bretagne centrale comme étant différents de ceux du Briovérien normand, avec deux phases de structuration distinctes régionalement, cadomienne en Normandie et varisque en Bretagne centrale, mais en conservant malgré tout un âge protérozoïque supérieur. Si l'âge cambrien inférieur des conglomérats normands était admis, l'âge des formations paléozoïques bretonnes discordantes sur le Briovérien restait incertain, notamment pour la formation de Pont-Réan attribuée au Cambro-Trémadocien. Les études effectuées en 1992 par C. Guerrot *et al.* sur des volcanites situées à la base de cette formation de Pont-Réan (Pb/Pb sur monozircon) ont fourni un âge de 486 ± 28 Ma, situant la mise en place de ces volcanites autour de la limite Cambrien-Ordovicien et permettant par conséquent d'attribuer un âge arénigien basal aux premiers sédiments paléozoïques de Bretagne centrale. Cette étude, conférant par conséquent aux terrains briovériens un âge anté-arénigien, a confirmé les données obtenues par J.L. Bonjour *et al.* (1987), qui obtenait sur le même type de roches dans un contexte similaire un âge de 465 ± 1 Ma, donc clairement arénigien. Lors de ces mêmes études, C. Guerrot *et al.* ont également testé des grains détritiques de zircon contenus dans les grauweekes de ce Briovérien, mettant en évidence deux populations de zircon, l'une datée autour de 1 700 Ma et l'autre de 540 ± 17 Ma probablement issue du batholite mancennien et figeant l'histoire protérozoïque de cette région.

Ces différentes données ont donc permis de mettre en évidence dans cette partie de Bretagne centrale une importante lacune correspondant à l'ensemble du Cambrien et à envisager par conséquent pour les terrains dits « briovériens » de cette région un âge anté-arénigien allant du Néoprotérozoïque supérieur au Cambrien.

D'autre part, l'absence de niveau phtanitique dans ce Briovérien ainsi que la présence de phtanite à l'état de grains remaniés dans des niveaux quartzitiques, permet d'attribuer ces terrains au Briovérien supérieur post-phtanitique ainsi que l'indiquait déjà C. Le Corre en 1977. On peut donc attribuer aux terrains anté-paléozoïques de la région de Cossé-le-Vivien un âge briovérien supérieur post-phtanitique s'étendant jusqu'au Cambrien *pro-parte*. Ils sont ici décrits sous l'appellation de « Briovérien supérieur postphtanitique » (b2).

Briovérien supérieur s.I.

Les terrains briovériens ont longtemps été considérés comme constituant un ensemble monotone à l'échelle régionale figurés sur les cartes sous une couleur unique, verte, avec la dénomination de « schistes précambriens X » ou de « flysch briovérien ». Les études réalisées depuis les années 1990 dans le cadre du programme de lever de la carte géologique de la France au 1/50 000, tant sur cette région (feuilles La Guerche-de-Bretagne, Janzé, Rennes, Meslay-du-Maine, Évron, Château-Gontier, Châteaubriant, Mayenne et Ernée etc..) qu'au Nord dans le domaine normand (feuilles Coutance, Saint-Lô, Torigni-sur-Vire, Balleroy, Villers-Bocage, Domfront, Landivy, etc..) ont montré que cet empilement sédimentaire était dans le détail nettement plus complexe et constitué de différentes couches sédimentaires (siltites, grès, phtanites, conglomérats, calcaires) différenciables cartographiquement.

Sur la feuille Cossé-le-Vivien, l'étude de ces terrains a nécessité la réalisation d'une cartographie détaillée avec une maille d'observation très serrée, en contexte de labours, afin d'avoir une représentation la plus réaliste et la plus logique possible des différents niveaux lithologiques constituant cet ensemble. Cependant, vu les difficultés d'observation, mais également le contexte structural (notamment des chevauchements probables non identifiables), les limites de terrains présentées sur ce document ne doivent en aucun cas être considérées comme strictes.

Les terrains briovériens figurant sur cette carte sont essentiellement représentés par des alternances centimétriques à pluridécamétriques de bancs de siltites, localement à tendance ardoisière, d'argilites (peu), de grès-grauwackes et de grès-quartzites. Ces terrains sont, à l'exception de quelques traces de vers signalées localement dans la littérature, azoïques.

La cartographie détaillée qui a été réalisée sur cette feuille a fait ressortir pour cet ensemble une structuration générale NW-SE selon une direction moyenne N115°E à N120°E, marquée par quelques inflexions en direction N130°E et N100°E.

La répartition et la structuration des différents faciès lithologiques ont permis de distinguer de façon très grossière, perpendiculairement à la structuration de l'ensemble, 6 « tendances majeures » avec successivement du Sud-Ouest au Nord-Est :

- une bande gréso-quarzitique (b2GQ) présente au Sud de Ballots au niveau de la forêt de Craon et qui se poursuit sur la feuille de Craon au Sud ;
- au Nord de celle-ci, une zone constituée d'une alternance de siltites (b2S), en bancs plus développés, et de grès-grauwackes (b2G), disposée selon un axe Laubrières – Athée – Denazé (environ 4 km de large) ;
- puis une bande d'environ 2 km de large, à dominante gréso-grauwackeuse en bancs massifs, avec quelques horizons silteux intercalés, selon un axe partant du Nord de Peuton et passant au Sud de Saint-Poix ;
- au Nord de celle-ci, une 4^e bande d'environ 6 km de large constituée comme la seconde d'une alternance de niveaux silteux, dominants, et de niveaux gréso-grauwackeux, selon un axe Houssay – Quelaines – Cossé-le-Vivien – Méral jusqu'au Sud du Pertre ;
- puis une zone d'environ 4 km de large à très nette dominante silteuse sur Beaulieu-sur-Oudon, Montjean, Ahuillé, Montigné-le-Brillant, et Origné, qui pourrait correspondre à un milieu de dépôt plus profond, interrompue au Sud de Montigné-le-Brillant et de Nuillé-sur-Vicoin par d'importantes barres de grès, atteignant jusqu'à 500 m de large pour 4 km de long, disparaissant au Nord-Ouest (passage latéral de faciès ou en liaison avec une faille ?) ;
- enfin dans l'extrême nord, on assiste à un retour progressif à des alternances silto-gréseuses.

Cet ensemble briovérien marqué par une grande rythmicité des dépôts, des variations latérales de faciès fréquentes et parfois soudaines, le caractère immature des sédiments, la présence de figures sédimentaires, de failles synsédimentaires, correspond à un ensemble de type flyschöide dont l'alimentation est considérée comme étant liée au démantèlement de la chaîne cadomienne (Le Corre, 1977).

Description des faciès

Les terrains briovériens (b2) sont décrits sous la notation (b2S) pour les siltites, (b2G) pour les grès-grauwackes et (b2GQ) pour les grès-quartzites, la notation complémentaire *A* caractérisant successivement suivant sa position (rappel) :

- *A* placé derrière la notation : les faciès altérés, fragmentés, mais encore identifiables (ex : b2GQ *A*, b2S *A*, b2G *A*) ;
- *A* placé devant la notation : les faciès très altérés, argilisés, non différenciables (ex : *A*b).

D'un point de vue pratique, les limites figurées sur la carte entre les niveaux silteux et wackeux doivent être considérées comme des limites de passage et non comme des limites strictes en raison notamment de la médiocrité et de la discontinuité des affleurements.

Les grès-quartzites (b2GQ), (b2GQ ~~œ~~)

Cet horizon n'apparaît que de façon très restreinte, dans le coin sud-ouest de la carte, au Sud de Ballots au niveau de la forêt de Craon, où il constitue une zone de relief ressortant distinctement dans le paysage. Ce faciès décrit à l'Ouest sur la feuille La Guerche-de-Bretagne (bSX) (Trautmann *et al.*, 1997) et au Sud-Ouest sur la feuille Châteaubriant (b2-3X) (Herroin *et al.*, 1988) n'est nulle part visible à l'affleurement et n'apparaît qu'à l'état très altéré, en éléments et en blocs centimétriques à décimétriques, dispersés dans des argiles blanches à jaunâtres plus ou moins plastiques. D'où sa représentation sur cette carte sous la notation (b2GQ ~~œ~~).

La roche évolue entre des grès quartzeux et des quartzites, gris, blancs, rose-sombre à bruns, très durs, composés majoritairement de quartz en grains grossiers, irréguliers, anguleux à arrondis, jointifs, monocristallins, et souvent cataclasés, à extinction roulante. La matrice est en proportion très variable, en général très restreinte (localement 30 % à La Roë ; Trautmann *et al.*, 1997), composée de quartz recristallisé microcristallin et de séricite. Associés au quartz, on peut y observer des grains de microquartzite, de phtanite, parfois de feldspath, notamment plagioclasique, et quelques rares minéraux accessoires tels que le zircon, la tourmaline, la muscovite en paillettes, la chlorite et des minéraux opaques. Quelques intercalations silteuses peuvent y être distinguées.

Ces grès-quartzites constituent par rapport aux roches traditionnelles du Briovérien un faciès à part, susceptible d'être confondu avec les niveaux du Paléozoïque. Les observations réalisées par Y. Herroin *et al.* (1990) sur la feuille voisine de Châteaubriant ont permis de démontrer que ces grès-quartzites sont clairement associés aux Conglomérats de Gourin et quartzites réputés d'âge briovérien. Ils y sont d'autre part surmontés par des faciès typiques de la formation de Pont-Réan appartenant à la base des séries ordoviciennes. Ces grès-quartzites sont régionalement considérés comme correspondant à la partie sommitale du « Briovérien », et pourraient correspondre à une série intermédiaire assurant la transition entre le Briovérien *s.l.* et l'Ordovicien. Le phénomène est très bien marqué sur la feuille de Craon au Sud (Vernhet, 2010, à paraître) où ces niveaux, sub-parallèles aux couches paléozoïques, deviennent de plus en plus développés à l'approche de ces dernières, annonçant la sédimentation ordovicienne.

Les siltites, argilites dominantes (b2S), (b2S \mathcal{A}),

Les faciès silteux sont très largement dominants. Les faciès argilitiques n'apparaissent que très accessoirement en petits lits intercalés dans les niveaux silteux. Ces faciès, largement représentés et massifs dans la moitié nord de la carte notamment autour de Montjean, Ahuillé, Montigné-le-Brillant, constituent ailleurs des bancs plus ou moins développés à l'affleurement, de puissance apparente très variable, d'ordre plurimétrique à pluridécamétrique. Ils alternent plus ou moins régulièrement avec des bancs de grès et de grauwackes, selon une direction moyenne N115° à N120°E. Ces faciès fins sont constitués de siltites homogènes, de siltites plus ou moins straticulées, à l'aspect varvé, lié à une alternance rythmique de fines lamines silteuses et argileuses, et de siltites argileuses évoluant très localement vers des argilites. Des variations granulométriques ou minéralogiques peuvent y être observées tant latéralement que verticalement, mais trop fines et trop irrégulières pour être cartographiables. Localement, ces roches peuvent apparaître avec un caractère subardoisier, caractère cependant beaucoup trop frustré pour qu'elles soient exploitables si ce n'est au niveau artisanal. Quelques fines figures sédimentaires peuvent parfois y être distinguées telles que des stratifications obliques ou entrecroisées, des figures de tassement ou des microfailles synsédimentaires. Ces faciès siltio-argilitiques dominants sont loin d'être homogènes et peuvent être interrompus par de fines intercalations grauwackeuses.

Ces roches, massives, en plaques, sombres à noires à l'état sain, apparaissent à l'état altéré (b2S \mathcal{A}) en petites plaquettes d'épaisseur millimétrique, éparpillées dans les champs, grises, gris-verdâtre, gris-bleuté, à brunes lorsque l'altération est très prononcée. La surface bien plane et régulière de ces plaquettes contraste assez nettement avec celle des plaquettes de siltites et « schistes » paléozoïques altérés, en général plus épaisses, et très frustré.

Microscopiquement, les siltites sont principalement composées de quartz en petits éléments anguleux ($\leq 50 \mu\text{m}$), de chlorite et muscovite détritiques, parfois de quelques grains de feldspath très altérés, essentiellement de plagioclases acides, de biotite altérée, de tourmaline, zircon, leucoxène, pyrite, oxydes, hydroxydes, emballés dans une matrice quartzo-sériciteuse très abondante. Les argilites sont essentiellement phylliteuses (illites et chlorite), et en général fortement chargées en particules opaques. La proportion en illites est nettement supérieure à celle de la chlorite, à plus de 55 %, avec un indice de cristallinité s'établissant en moyenne dans ce secteur entre 1,9 et 2,5 ce qui situe le degré de métamorphisme régional à la limite anchizone-épizone. Des valeurs anormales comprises entre 1,6 et 1,8 ont également été signalées ponctuellement par B. Guérangé *et al.* (1983) dans le cadre d'une étude réalisée sur la région de Cossé-le-Vivien – Château-Gontier – Meslay-du-Maine et Craon. Ces valeurs avaient été interprétées comme étant éventuellement liées à des intrusions magmatiques ou à des manifestations hydrothermales ayant perturbé le réseau

crystallin des illites. Les levés cartographiques réalisés sur la feuille Cossé-le-Vivien ont effectivement confirmé la présence sur toute cette zone de nombreux filons et petits pointements acides à basiques.

Ces faciès silteux à fines intercalations grauwackeuses correspondent à des dépôts de type turbidites mis en place dans un bassin marin tectoniquement instable, alimenté de façon rythmique par des matériaux accumulés en bordure de ce bassin et remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires.

La géographie du bassin briovérien reste difficile à visualiser, en l'absence de recul à l'échelle régionale, mais également en raison des phénomènes sédimentaires, magmatiques et structuraux post-briovériens et du degré d'altération de ces roches. L'existence dans la moitié nord de la zone d'une importante zone silteuse paraissant se poursuivre à l'Ouest sur la feuille La Guerche-de-Bretagne peut éventuellement être assimilée à une partie un peu plus profonde et plus distale du bassin.

Les grès-grauwackes dominants (b2G, b2G ~~A~~)

Les faciès détritiques grés-grauwackeux sont préférentiellement concentrés dans la moitié sud de la surface étudiée, en bancs de puissance plurimétrique à pluridécamétrique, alternant, selon une direction moyenne N115°-N120°E, avec les horizons silto-argilitiques décrits précédemment. Ces horizons plus grossiers sont localement dominants sur les faciès silteux, en bancs massifs d'une largeur variant cartographiquement entre 50 et 750 m et que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres de long, tel que cela a été indiqué plus haut, entre la zone nord de Peuton et la région sud de Saint-Poix.

Deux faciès ont été distingués sur le terrain, des grès à matrice quartzo-sériciteuse, et surtout des grauwackes, sans que l'on puisse pour autant les individualiser cartographiquement, en raison des conditions d'affleurement et d'altération. Ces roches sont à l'état sain, massives, à débit très frustré en blocs, gris-sombre, vert-sombre à noires. À l'état altéré, elles sont grises, brunes à verdâtres, localement vert-sombre, fréquemment désagrégées, à caractère sableux et à débit quelconque. Les variations granulométriques et minéralogiques sont fréquentes, avec des grès à grain très fin à moyen, des grauwackes fins à grossiers, évoluant entre un pôle quartzeux et un pôle phylliteux. Un granoclassement vertical des particules ainsi que quelques figures sédimentaires telles que des stratifications obliques peuvent y être observés. De même que précédemment pour les siltites, ces faciès gréseux sont loin d'être homogènes et peuvent également renfermer de fines intercalations silteuses.

Les grauwackes correspondent à des wackes très immatures, à granulométrie fine à grossière, très riches en éléments anguleux non classés pris dans une matrice abondante. Les éléments les plus représentatifs sont le quartz, en

éléments mono ou polycristallins anguleux ou esquilles représentant 50 à 80 % du volume des grains (grain moyen autour de 200 μm), et dont certains sont d'origine volcanique, les feldspaths, majoritairement plagioclasiques de type albite, plus ou moins séricitisés, plus accessoirement le feldspath potassique souvent perthitique et, en proportion plus faible, des fragments lithiques anguleux de microquartzite, phtanite, grès, siltite, microgranite, volcanites acides et basiques. On peut également y observer quelques grandes paillettes détritiques de muscovite et de biotite chloritisée. La matrice, abondante (20 à 40 %), est principalement constituée de petits grains de quartz, de feldspaths et surtout de fines paillettes de séricite et chlorite. Accessoirement on peut y distinguer des grains de tourmaline, de zircon, d'épidote, ainsi que de la pyrite, des oxydes et hydroxydes de fer.

Les faciès grauwakeux de couleur vert-sombre décrits dans la littérature n'ont pu être observés que très ponctuellement en raison des conditions d'affleurement. Bien que non cartographiables, ils semblent malgré tout se localiser préférentiellement dans la moitié ouest de la zone étudiée.

La reconstitution de l'organisation verticale de ces différents horizons silto-gréseux reste ici extrêmement délicate en raison :

- de l'absence de niveaux-repères caractéristiques tels que les conglomérats, notamment ceux de Gourin, les phtanites, ou les faciès carbonatés ;
- des variations tant verticales que latérales d'une zone à l'autre, que ce soit simplement au niveau puissance mais également au niveau granulométrie et minéralogie ;
- et du caractère répétitif de ces horizons lié à la nature rythmée des dépôts mais également au plissement de cet ensemble sédimentaire.

Par rapport aux différentes études réalisées sur la région (sur les feuilles 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne, Châteaubriant, Meslay-du-Maine, Château-Gontier) (travaux de Chantraine *et al.*, 1982), le seul « niveau-repère » réellement utilisable sur cette zone de Cossé-le-Vivien est celui des grès-quartzites gris à rosés observés au Sud de Ballots permettant de situer ce secteur dans la formation supérieure du Briovérien de La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997), dans la séquence quartzitique terminale de la formation des Siltites vertes de Meslay-du-Maine (Manigault, 1987), Château-Gontier (Brossé, 1987) et Châteaubriant (Herroin, 1988).

Enfin, ces différents faciès apparaissent régulièrement très fortement altérés (*Ab*), notamment dans la moitié ouest de la carte, à l'état de fragments millimétriques à centimétriques de couleur brune à ocre, régulièrement accompagnés de petits fragments de quartz filonien blanc, dispersés dans une matrice argileuse à argilo-sableuse brune. En contexte silteux, ces altérites

argileuses peuvent constituer des couches de quelques mètres de puissance (2 à 3 m) assimilables à des limons de plateaux.

Auréole de métamorphisme du massif du Pertre

Le Briovérien métamorphique : schistes tachetés et cornéennes (b2SK ∞)

La mise en place du massif granitique du Pertre au cours du Dévono-Carbonifère a engendré dans les terrains intrudés du Briovérien un métamorphisme de contact (Trautmann *et al.*, 1997). Celui-ci se traduit par une recristallisation plus ou moins prononcée des faciès silteux et gréseux situés sur le pourtour du massif, sous la forme de « schistes tachetés » et de cornéennes. Cette auréole de métamorphisme reste cependant restreinte, limitée à environ 300 m au Sud du massif (en liaison avec un contact tectonique probable), pour moins d'un kilomètre au Nord. Elle se situe dans un contexte très fortement accidenté, notamment sur la bordure nord du massif, marqué par la présence de très nombreux filons et blocs de quartz, caractérisant sur cette zone deux réseaux de failles majeurs de direction N60°E et N120°E. Ces failles et filons de quartz associés constituent d'excellents drains ayant sans aucun doute facilité la circulation des eaux météoriques et accéléré le processus d'altération des roches briovériennes, très fortement argilisées autour de ce massif. Bien que cette auréole de métamorphisme de contact ait pu être mise en évidence, les observations sur les formations tachetées et cornéifiées restent cependant trop restreintes en raison du degré d'argilisation, pour que l'on puisse réellement les individualiser cartographiquement. Ces deux faciès, tachetés et cornéifiés, ont été ici regroupés sous la notation (b2SK ∞).

Ces roches sont à l'affleurement brunes, très altérées, à débit quelconque et à caractère sableux. Elles sont fortement recristallisées, à texture massive, caractérisées par la présence de taches sombres, grises à marron-vert, plurimillimétriques, ovoïdales à amiboïdes, correspondant à des lamelles blastiques de biotite plus ou moins altérée en chlorite, et à de la muscovite. La recristallisation se traduit par un assemblage finement cristallisé de quartz, de biotite en voie de chloritisation, de chlorite en gerbes, de plagioclases, de tourmaline verte et de pyrite. Les oxydes et hydroxydes de fer y sont abondants, à l'origine de la teinte brune à rougeâtre de la roche et se marquant au niveau des forages agricoles par de fortes concentrations en fer dans les eaux et des encrassements réguliers des systèmes de pompage.

PALÉOZOÏQUE DE LA BORDURE SUD DU BASSIN DE LAVAL

Les terrains paléozoïques représentent environ 1/8 de la zone d'étude. Ils sont localisés dans le quart nord-est de la feuille, et font partie intégrante du

vaste synclinorium de Laval (schéma structural et fig. 2) constitué sur sa bordure méridionale de terrains sédimentaires s'étageant de l'Ordovicien au Carbonifère, avec une importante activité volcanique acide au cours de cette dernière période (fig. 3). Les levés ainsi que les descriptions de ces terrains présentés ici sont les résultats des travaux réalisés par J. Plaine en 1976, travaux couvrant plus des $\frac{3}{4}$ du Paléozoïque présent sur la zone d'étude. Ces résultats ont été intégralement repris aussi bien pour la carte que pour la notice, et complétés par les données de la carte et de la notice de Meslay-du-Maine également étudiée par J. Plaine. Les notations et appellations utilisées sur la carte Meslay-du-Maine ont été ici conservées dans un souci d'homogénéité.

Ordovicien

La série ordovicienne du synclinorium de Laval correspond à un cycle sédimentaire s'étageant depuis l'Arénigien jusqu'à l'Ashgillien et se décomposant en trois formations :

- la Formation du Grès armoricain, d'âge Arénigien inférieur à moyen ;
- la Formation d'Andouillé, d'âge Arénigien moyen à Caradocien ;
- la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, d'âge Caradocien à Ashgillien.

Sur la bordure sud du bassin de Laval, les grès-quartzites blancs et massifs, typiques de la formation du Grès armoricain et atteignant régionalement plusieurs dizaines voire centaines de mètres n'ont pas été identifiés sur cette partie sud du synclinal, aussi bien sur la feuille Cossé-le-Vivien que sur celle de Meslay-du-Maine, alors qu'ils sont présents sur la bordure nord. De rares éléments de grès fins plus ou moins quartziteux, peuvent ponctuellement être observés dans les dépôts de pente au voisinage des terrains briovériens mais sans que l'on puisse véritablement les attribuer au Grès armoricain. L'absence de cette formation peut s'expliquer de plusieurs façons, soit simplement par une lacune de sédimentation dans ce domaine sud, soit par une variation latérale de faciès avec des dépôts différents de ceux reconnus régionalement, ou soit en liaison avec des accidents chevauchants majeurs ayant masqué régionalement ces grès (cf. chapitre Déformations).

Les premiers terrains ordoviciens observables sur la bordure sud du bassin de Laval ont été rapportés à la formation d'Andouillé, avec toutefois la possibilité d'inclure dans la partie basale de cette formation des termes attribuables à la formation du Grès armoricain.

Le contact avec la série briovérienne sous-jacente est extrêmement difficile à saisir, notamment en limite est de la zone d'étude où les faciès paléozoïques et briovériens sont argilisés ou masqués par des limons ou des

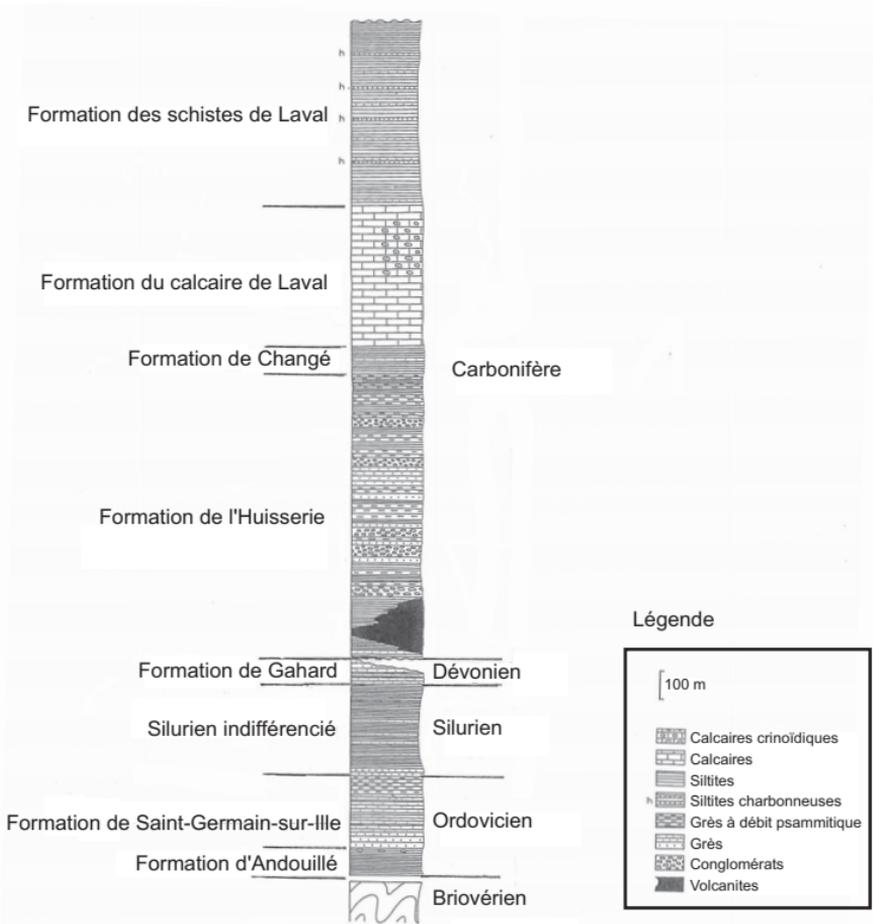


Fig. 3 - Log lithostratigraphique synthétique du Paléozoïque de la bordure sud du synclinal de Laval – Région sud de Laval (d'après Pelhâte, 1974 ; in Plaine, 1976)

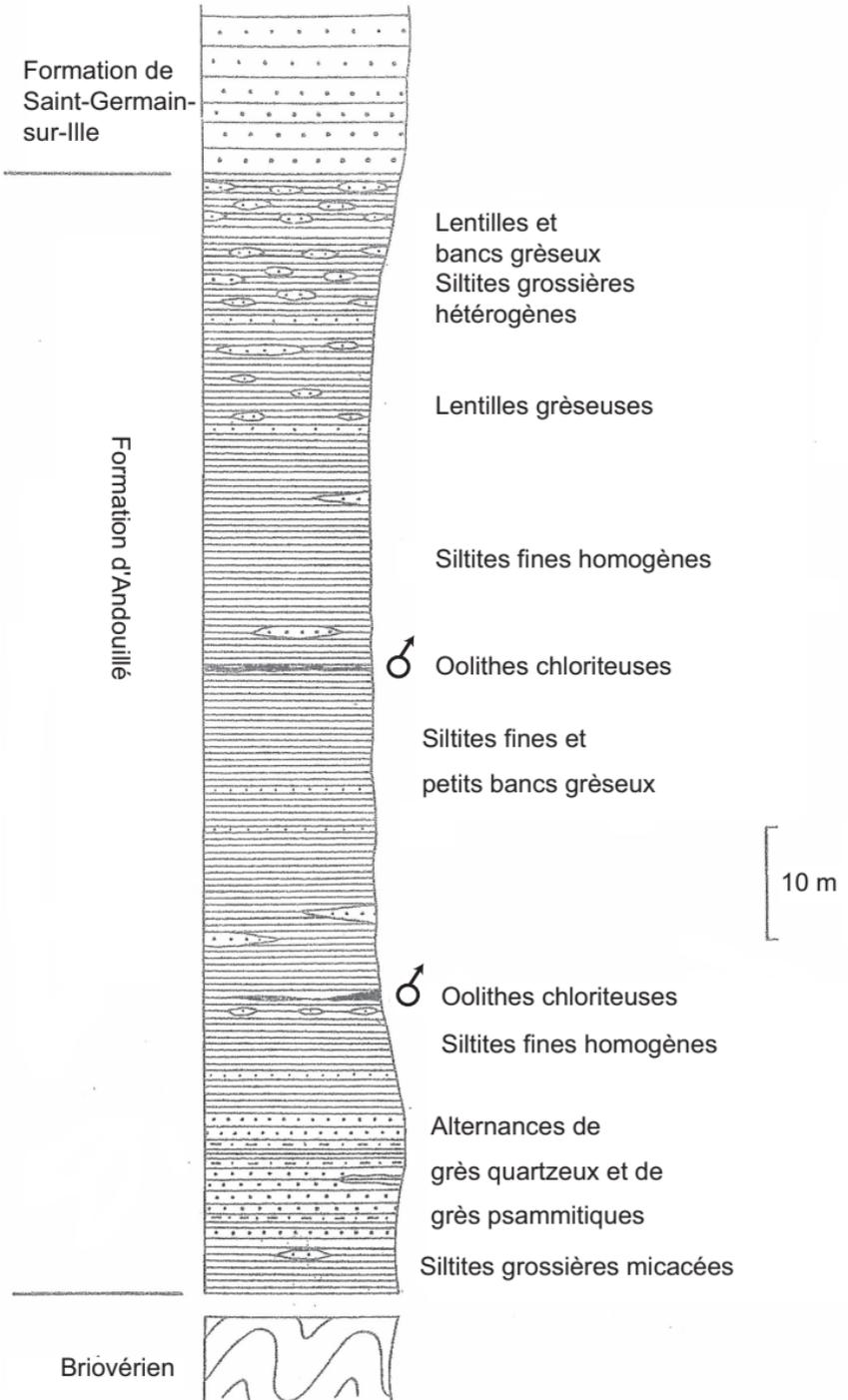


Fig. 4 - Log lithologique synthétique de la Formation d'Andouillé (Plaine, 1976)

dépôts cénozoïques de sables et graviers. La cartographie réalisée sur cette zone de contact permet cependant de faire apparaître une discordance cartographique relativement faible comprise entre 5 et 10° maximum. Entre Nuillé-sur-Vicoïn et Montigné-le-Brillant, le cours du Vicoïn marque par contre clairement la limite entre ces deux ensembles.

La Formation d'Andouillé (o2b-5a ; o2b-5a~~o~~) : arénites, siltites, grès feldspathiques (Arénigien moyen-Caradocien ; 90 à 100 m)

Cette formation représentant le terme médian de la série ordovicienne est composée d'arénites, de siltites et de grès feldspathiques (fig. 4). Elle correspond dans l'ancienne nomenclature aux « Schistes à Calymènes » ou « Schistes ardoisiers inférieurs à *Calymene tristani* » (Oehlert, 1882, 1900). Elle constitue une bande d'environ 250 m de large en moyenne (jusqu'à 500 m au Sud d'Origné) visible sur environ 12 km de long depuis la limite est de la carte (Origné) jusqu'au Nord de Montigné-le-Brillant. La coupe ayant servi de référence à J. Plaine pour la définition de cette formation a été établie au lieu-dit de Montebert, au Nord-Ouest de Nuillé-sur-Vicoïn et complétée par les affleurements du bois-de-Courcelles situés au Nord-Ouest. Plusieurs carrières anciennement exploitées sont encore visibles notamment en bordure de la rivière le Vicoïn.

Cette formation a été subdivisée en deux ensembles :

- un ensemble inférieur (10 à 20 m et plus) constitué de siltites grossières et micacées surmontées d'arénites en bancs massifs bien individualisés ;
- un ensemble supérieur de 60 à 70 m de puissance, essentiellement représenté par des siltites fines et homogènes, à débit ardoisier, surmontées par des siltites plus grossières à lentilles et bancs gréseux, et comportant des niveaux silteux à oolites chloriteuses.

Les siltites grossières micacées inférieures sont de couleur bleu-noir, à débit ardoisier, composées d'une matrice quartzo-séricito-chloriteuse représentant 80 à 90 % du volume de la roche, renfermant quelques grains de quartz détritiques, plus ou moins arrondis, de nombreuses plages détritiques de muscovite, ainsi que quelques grains de zircon et de tourmaline. Les arénites inférieures sont homogènes et bien classées, à matrice réduite sériciteuse, et constituées majoritairement de quartz en grains engrénés (taille moyenne de 250 µm), de muscovite détritique, de feldspath microcline et accessoirement de fragments lithiques (microquartzite), de zircon, tourmaline et épidote. Ces arénites alternent avec des faciès gréseux de même composition minéralogique mais plus fins au niveau granulométrie, plus riches en muscovite détritique et avec une matrice séricito-chloriteuse plus abondante.

Les siltites supérieures sont fines, de couleur bleue à noire, se clivant très facilement selon le plan de schistosité. Elles sont composées de quelques

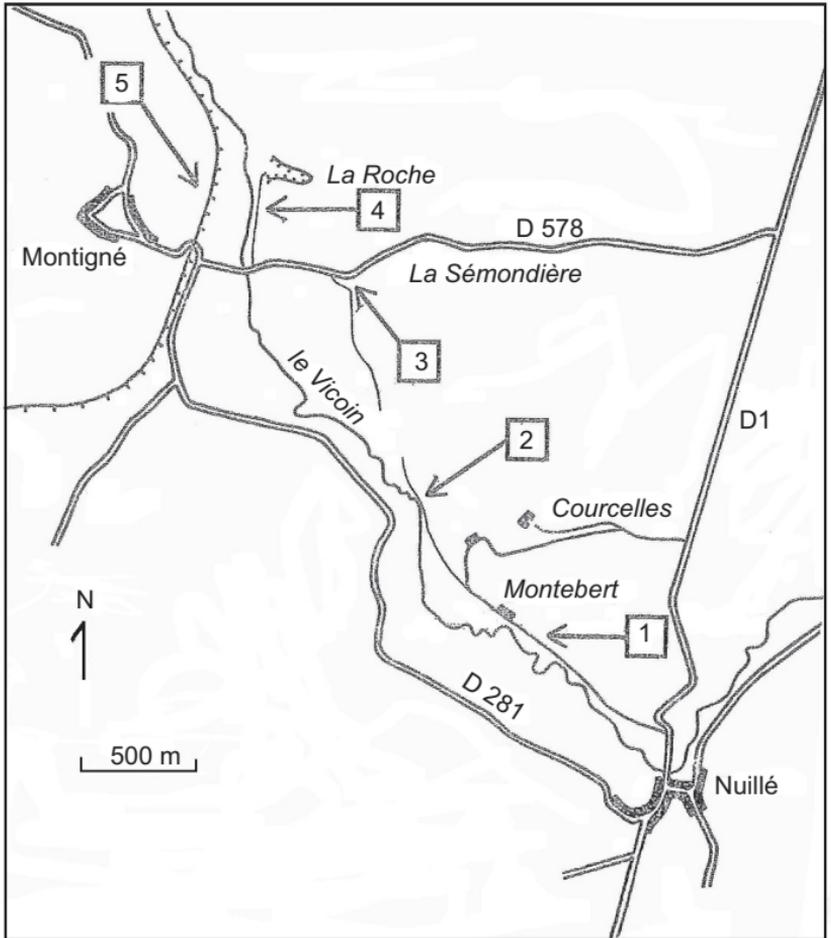


Fig. 5 - Schéma de localisation des coupes effectuées dans la Formation d'Andouillé (feuille Cossé-le-Vivien ; Plaine, 1976). 1 ; Montebert ; 2 : Courcelles ; 3 : la Sémondrière ; 4 : la Roche ; 5 : voie ferrée de Montigné-le-Brillant

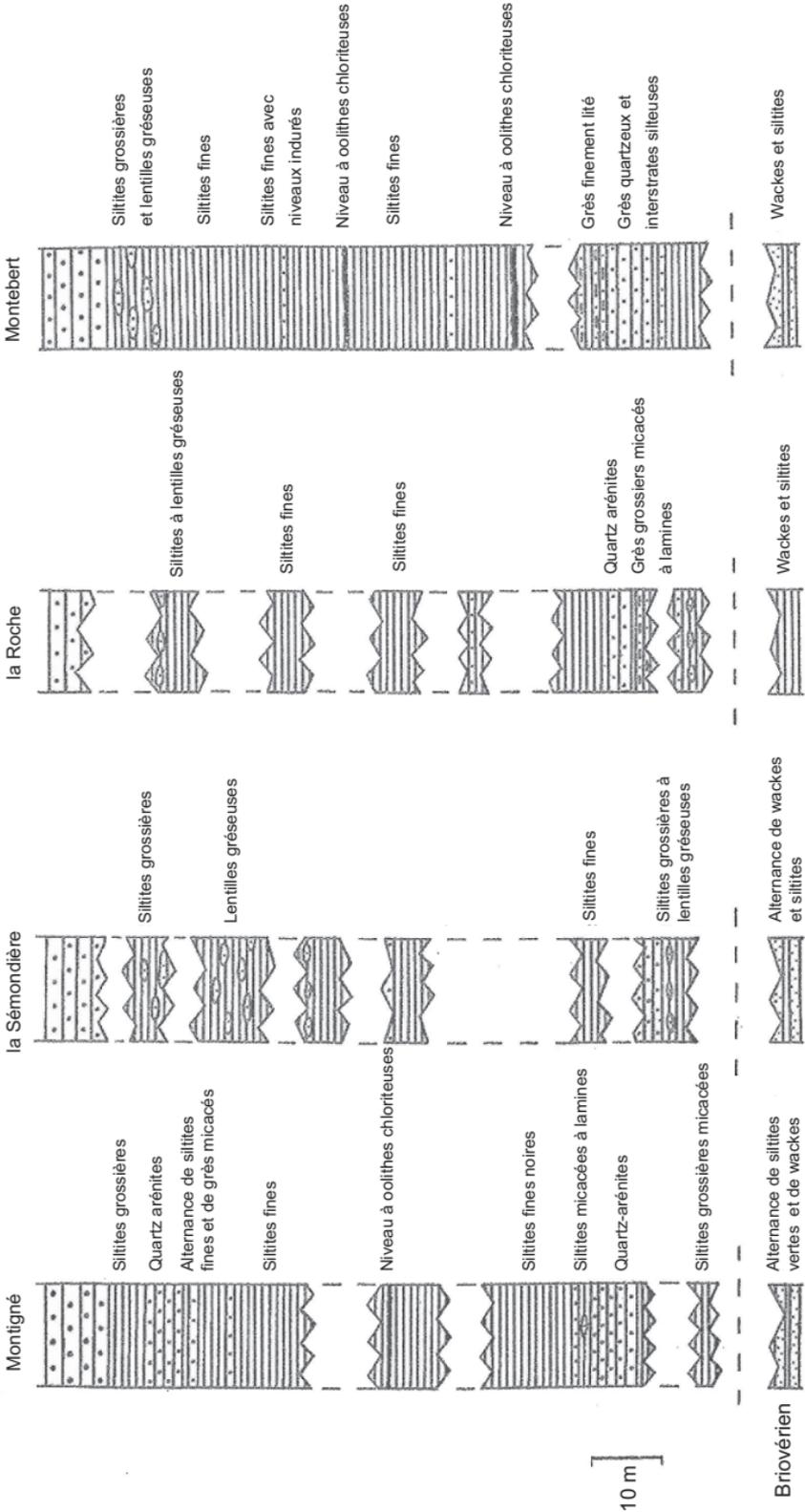


Fig. 6 - Coupes dans la Formation d'Andouillé (feuille Cossé-le-Vivien ; Plaine, 1976)

grains détritiques de quartz, de muscovite détritique, relativement abondante, accessoirement de zircon et tourmaline, pris dans une matrice très développée à quartz-séricite-chlorite. Les proportions en grains de quartz et phyllites peuvent évoluer d'un banc à l'autre, conférant à ces roches un caractère plus quartzeux ou plus phylliteux. Des lentilles ou petits bancs de grès sont également observables dans la partie supérieure de cet ensemble silteux, conférant à la stratification un caractère œillé ou confus.

Les siltites à oolites chloriteuses constituent deux niveaux très particuliers, métriques, visibles en particulier dans la coupe de Montebert (fig. 5 et 6). Ces roches sont constituées d'une matrice en proportion variable, à fines chlorites vertes, quelques grains de quartz, des oxydes et hydroxydes et de l'apatite, renfermant des oolites chloriteuses carbonatées (sidérite) à structure concentrique très fine. Ces oolites dont le diamètre peut atteindre jusqu'à 250 µm sont fréquemment déformées, aplaties, moulées les unes sur les autres lorsqu'elles sont abondantes. Le nucléus lorsqu'il est présent, est constitué de grandes chlorites et/ou de grains de quartz, de silice cryptocristalline. Ces niveaux oolitiques ravinent fréquemment les niveaux sous-jacents.

Cette formation, à nette dominante silteuse, caractérise un milieu de sédimentation marin calme, quelque peu distal par rapport au continent, seulement perturbé par quelques décharges plus grossières, ou des arrêts de sédimentation (oolites chloriteuses).

Âge de la formation d'Andouillé

Quelques fragments de trilobites et d'orthidés, non déterminables, ont été découverts près du cimetière de Nuillé-sur-Vicoin. Des chitinozoaires, de rares acritarches et quelques scolécodontes ont été décelés dans un niveau ferrugineux de la coupe de Montebert. Les chitinozoaires, en grand nombre, ont été étudiés par F. Paris qui a mis en évidence *Cyathochitina campanulaeformis* et *Cyathochitina cf. calix* d'âge Llanvirnien pour cette partie de la coupe. En dehors de la carte, différents gisements de graptolites, trilobites et chitinozoaires situés à différents niveaux de cette formation ont été étudiés dans le synclinal de Laval conférant à cette formation un âge compris entre l'Arénigien et le Caradocien (carrière de Camp-Français à Saint-Jean-sur-Mayenne : biozone de chitinozoaires à *Cyathochitina protocolix*-limite Arénigien-Llanvirnien pour la partie basale ; Paris, 1981) ; à Montfleurs : pygidium de *Neseuretus tristani* et acritarches d'âge Arénigien, Chauvel *et al.*, 1970 ; zones de trilobites à *Coplocoparia tournemini*, *Coplocoparia borni*, *Marrolithus bureaui* (Henry, 1980) ; La Touche-en-Andouillé : chitinozoaires de la biozone à *Lagenochitina deunffise* plaçant ces terrains à la limite Llandeilien-Caradoc ; Paris, 1981) ; Bois du Creux près de Saint-Denis-d'Orques dans un niveau à oolites chloriteuses : trilobites du Llanvirnien et du Llandeilien (*Placoparia cambriensis* et *C. tournemini*) (Henry, 1980).

Concernant le problème de la présence ou non du Grès armoricain sur ce secteur, les faciès gréseux de cette formation ne présentent aucune affinité avec le Grès armoricain présent sur la bordure nord du synclinal de Laval (Chauvel *et al.*, 1970 ; Deunff *et al.*, 1970), dans le synclinorium de Ménez-Bélaïr (Paris, 1981) ou ceux du Sud de Rennes (Chauvel, 1968 ; Le Corre, 1969 ; Quété, 1975).

La Formation de Saint-Germain-sur-Ille (o5b-6, o5b-6A) (environ 200 m) : grès, grès micacés, grès psammitiques (Caradocien-Ashgillien)

La formation de Saint-Germain-sur-Ille a été définie dans le synclinorium de Ménez-Bélaïr au Nord de Rennes (Delage, 1875). Elle regroupe ici les « Grès à *Calymenella Bayani* » et les « Schistes à *Trinucleus* » anciennement distingués sur les feuilles 1/80 000 de Laval et de Château-Gontier (S2b, S2c). Cette formation, largement représentée au Nord entre Ahuillé et Loiron est principalement composée de grès, alternant avec des niveaux de siltites en général peu développés (fig. 7). Les grès constituent l'armature des principales crêtes situées au voisinage immédiat ou au contact direct avec les terrains briovériens. Ils ont fait l'objet de petites exploitations en carrière (la Forte-Écuyère sur Montigné-le-Brillant) et sont encore exploités industriellement en bordure de la Mayenne, sur Villiers-Charlemagne (carrière de la Fosse, feuille 1/50 000 Meslay-du-Maine).

Cette formation d'une puissance d'environ 200 m peut être subdivisée en trois parties :

– une partie basale d'environ 80 m d'épaisseur, monotone, constituée de bancs de grès assez fins, métriques, massifs, séparés par des joints silteux à ampéliteux. Les grès sont clairs, blancs à verdâtres, plus ou moins micacés, et évoluent entre des arénites quartzieuses, dominantes, et des wackes quartzieuses. Ils sont constitués de quartz en grains détritiques (80 à 200 μm ; 90 à 95 % du volume de la roche), de muscovite détritique, plus abondante et plus fine dans les wackes, de minéraux accessoires parfois abondants tels que tourmaline, zircon et épidote. Quelques grains de plagioclases ou de microcline y sont associés dans les faciès wackeux. La matrice, séréciteuse et réduite dans les arénites quartzieuses (environ 5 % du volume de la roche), est plus chloriteuse et plus abondante dans les wackes (15 à 25 %) ;

– une partie médiane d'une puissance estimée à environ 100 m, se marquant par l'apparition de petits bancs gréseux, de puissance n'excédant pas 40 cm, riches en figures et structures sédimentaires, telles que stratifications obliques ou entrecroisées, figures de courant (« flute-casts »), figures d'impacts (« tool-marks »), figures de charge (« load-casts »), rides de vagues (« ripple-marks »), rides de courant, et des structures de type litage oblique, structures madrées (« flaser-bedding »), lenticulaires (« lenticular bedding ») ou ocellées. Ces figures et structures ont été identifiées en majeure partie dans la carrière de la Fosse

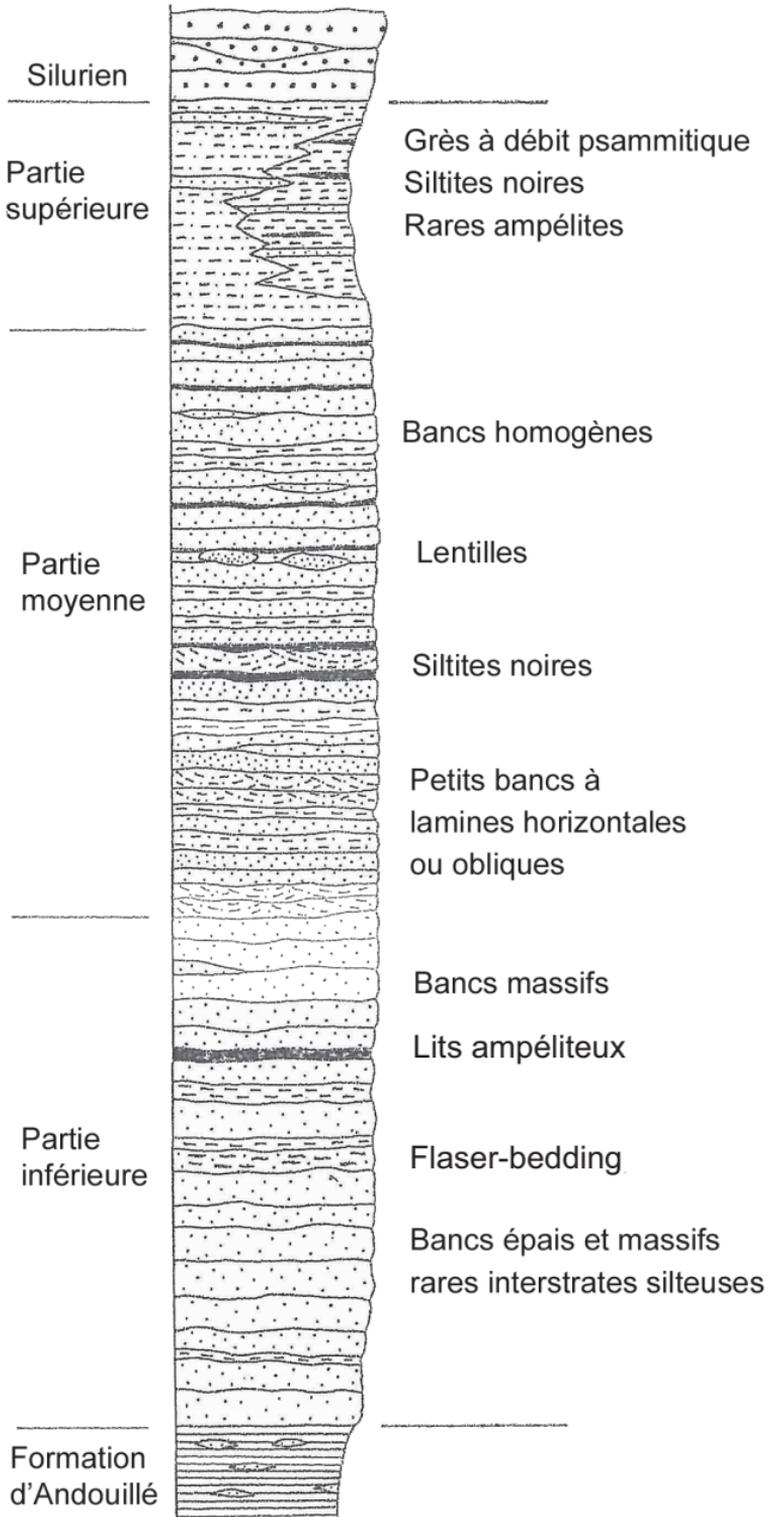


Fig. 7 - Log lithostratigraphique de la formation de Saint-Germain-sur-Ille au Sud de Laval (Plaine, 1976)

(Plaine, 1976 ; Ménéillet *et al.*, 1988). Cette partie médiane est également marquée par la présence de très nombreuses lamines sombres ou claires, essentiellement quartzieuses ou riches en lamelles de muscovite, conférant à la roche un aspect rubané caractéristique. Les grès sont composés de quartz en grains anguleux bien classés (75 % du volume de la roche ; taille moyenne de 100 µm), accompagné de muscovite détritique, de quelques grains de plagioclases, de tourmaline, zircon, épidote, pyrite. La matrice est sériciteuse à séricito-chloriteuse (jusqu'à 20 % du volume de la roche). Les faciès à lamines sont plus fins avec les mêmes constituants minéralogiques que précédemment. Les siltites sont sombres et micacées à quartz en grains anguleux de petite taille, muscovite, et toujours zircon, tourmaline et épidote, dans une matrice à chlorite ;
– une partie supérieure, d'une trentaine de mètres, composée de grès fins à débit psammitique et de siltites grossières. La composition minéralogique demeure identique à celle des faciès précédents. Quelques fragments lithiques y sont observables.

Âge de la formation de Saint-Germain-sur-Ille

Les organismes à l'origine des nombreuses traces d'activité telles que terriers et pistes diverses ne sont que très exceptionnellement conservés. Le seul gisement fossilifère reconnu est celui de la carrière en exploitation de la Fosse (commune de Villiers-Charlemagne ; feuille 1/50 000 Meslay-du-Maine) au niveau de laquelle des lentilles argilo-sableuses ont fourni des trilobites (trinuclidés : *Onnia grenieri*), des brachiopodes (orthidés), des mollusques gastropodes et des bryozoaires. La présence d'*Onnia grenieri* permet de proposer un âge Caradocien supérieur pour la partie médiane de la formation. La présence dans cette formation d'une faune ashgillienne a également été démontrée dans la localité type de Saint-Germain-sur-Ille (graptolites de la zone à *Dicellograptus anceps* et peut être de la partie supérieure de la zone à *Dicellograptus complanatus*) (Skevington *et al.*, 1975), le Caradocien paraissant être représenté par une association de chitinozoaires pauvre en espèces (Paris, 1986). Ces données paléontologiques ont permis d'attribuer à la formation de Saint-Germain-sur-Ille un âge caradocien supérieur-ashgillien.

Silurien

Les terrains siluriens sont essentiellement caractérisés dans la région par des siltites, des ampélites et des quartzites, constituant les formations de la Lande-Murée située à la base (S1-3), et du Val (S3-4), parfaitement identifiées dans la bordure nord du synclinorium de Laval. Cette différenciation n'a pu être clairement établie au niveau de la bordure méridionale du synclinorium, notamment de la zone concernée, en raison des conditions d'affleurement, très mauvaises et trop ponctuelles, et de l'absence de repère lithologique. L'ensemble des terrains siluriens a été regroupé sous la notation (S1-4).

Le Silurien indifférencié (s₁₋₄ ; s₁₋₄ ~~œ~~) (Llandovérien à Pridolien) : siltites, arénites, quartzites, ampélites (300 m maximum)

Les terrains siluriens forment sur la carte de Cossé-le-Vivien une bande d'environ 1 à 2 km de large pour environ 15 km de long, plus ou moins affectée par le jeu des failles N45° à N60°E, depuis Origné au Sud-Est jusqu'au Nord de la forêt de Concise au Nord-Ouest. Les observations réalisées par J. Plaine (1976) au niveau de la carrière de Tubœuf (au Nord-Est de Nuillé-sur-Vicoin) lui ont permis de distinguer ponctuellement un ensemble gréseux basal d'une vingtaine de mètres de puissance surmonté par des siltites, des grès en petits bancs et des ampélites.

Les grès de base apparaissent sous deux faciès : sombres, gris-bleu à noirs à l'état sain, blanchâtres et pulvérulents à l'état altéré et visibles notamment au Moulin-de-la-Roche (à l'Est de Nuillé-sur-Vicoin), ou clairs, en amas chaotiques observables très localement (fermes de la Coudre et de la Roche-Foucault).

Les grès sombres sont constitués de quartz et de muscovite, alternant en lits peu épais, accompagnés de quelques plages de plagioclase, de zircon, tourmaline, pyrite, dans une matrice chloriteuse. Les grès clairs sont quartzitiques, à plages de quartz engrenées avec quelques chlorites intergranulaires.

Les faciès sus-jacents peuvent être observés entre autre en bordure de la Mayenne sous le château de la Morlière (au Sud de l'abbaye du Port-du-Salut) ou sous Origné, au niveau de la carrière de Tubœuf, le long de la route entre Origné et l'Huisserie, ainsi qu'au Sud de l'hippodrome de Laval au niveau de l'intersection entre la nationale 171 et la rocade menant à la commune de l'Huisserie.

Les siltites sont largement dominantes, souvent très altérées, avec des intercalations gréseuses en petits bancs discontinus bleu foncé, ou indurées, plus massives, à débit psammitique. Des passées à nodules argileux, sableux ou pyriteux peuvent également y être rencontrées (faciès à « sphéroïdes » des anciens auteurs). Les ampélites sont très présentes notamment aux moulins du Bois et de Régereau.

Les siltites sont homogènes à quartz en grains arrondis à subanguleux, muscovite détritique, tourmaline, zircon et pyrite, ou à lamines avec dans ces dernières des variations dans les proportions en phyllites ou en quartz conférant à la roche un aspect rubané. La matrice est séricito-chloriteuse. Ces siltites renferment localement des nodules ovoïdes centimétriques à décimétriques (fermes de Benâtre, la Baudelière, Marthebise, Moulin-de-Régereau) tapissés à l'intérieur de cristaux de pyrite très altérés, probablement initialement carbonatés, et fossilifères (céphalopodes, ostracodes).

Les grès sont en bancs peu épais, quartzitiques, très foncés, souvent lardés de filonnets de quartz. Ils sont constitués majoritairement de grains anguleux de quartz imbriqués (90 %), de chlorite détritique, et de grains de tourmaline et épidote. La matrice est chloriteuse. Localement des wackes quartzieuses ocres et en bancs mal individualisés peuvent être distinguées notamment au Sud du chemin de la ferme du Bordage. Ce faciès est à matrice séricito-chloriteuse, englobant des petits grains de quartz anguleux ainsi que de nombreuses muscovites.

Des traces de matière organique sont signalées dans pratiquement tous les faciès du Silurien. Les figures sédimentaires sont, vu l'état des affleurements, rarement observables. Signalons toutefois quelques rides de courant (fermes de la Baudelière et Persignan), ou de structures de charge (ferme de Jarreté, au Sud-Ouest d'Entrammes).

Bien que certains de ces faciès puissent être attribuables à l'une ou l'autre des formations de la Lande-Murée ou du Val (faciès à nodules, grès-quartzite), les observations restent trop discontinues pour que l'on puisse réellement valider ces attributions.

Ces terrains siluriens sont déformés, faillés, plissés, et recoupés par des injections basiques de dolérites et microgabbros, notamment en bordure de la Mayenne.

L'âge des terrains siluriens (s1-4)

L'âge de ces terrains a fait l'objet de nombreuses recherches réalisées majoritairement en dehors de la zone d'étude mais au voisinage direct de celle-ci. Ainsi, les graptolites découverts sur la feuille Meslay-du-Maine ont permis de confirmer la présence d'une faune du Llandovérien supérieur (*Monograptus turriculatus*) et du Wenlockien. Le gisement du Moulin-du-Bois, situé dans des ampélites, en bordure de la Mayenne à 1 km au Sud d'Origné (feuille Meslay-du-Maine) a livré une faune de graptolites, ainsi qu'un trilobite à pygidium à 6 épines pleurales (*Prionopeltis sp.*) d'âge ludlow à post-ludlow. Le gisement fossilifère du Moulin-de-Régereau, situé sur la carte de Cossé-le-Vivien, a été placé par D. Oehlert *et al.* au sommet du Silurien en 1895, ce qui a été confirmé par J. Péneau (1936) par la découverte de valves d'*Estheria buchoti*, des ostracodes et des fragments de crinoïdes (*Scyphocrinus elegans* ?). La présence confirmée de *Scyphonus cf. elegans* Zenker a permis à A. Philippot (1964) de préciser cet âge et de le situer au Ludlowien supérieur voire même au Pridolien. La faune recueillie par J. Plaine (columnales de *Scyphocrinus*, bivalves, et microfaune à acritarches et chitinozoaires dont *Linochitina cingulata*) a confirmé cette dernière hypothèse et conduit à admettre un âge ludlowien très supérieur correspondant au sommet de la zone à *Pristiograptus transgrediens*. Les indices de la biozone à

Urnochitina urna découverts par F. Paris (1981) ont confirmé ces résultats en situant ces niveaux encore un peu plus haut dans l'échelle, dans la partie supérieure du Pridolien.

Les deux formations identifiées sur la bordure nord du bassin de Laval (formations de la Lande-Murée et du Val) n'ayant pu être individualisées cartographiquement sur la bordure méridionale, un âge llandovérien à pridolien sera donc admis pour cet ensemble silurien indifférencié.

Dévonien

Les siltites, ampélites et grès-quartzites du Silurien sont surmontés par une formation gréseuse attribuée au Dévonien inférieur et définie dans le synclinorium de Ménez-Belair sous l'appellation de « Formation de Gahard » ou, à plus grande échelle, de Formation des Grès à *Platyorthis monnieri*. Cette formation constitue le seul témoin de la période dévonienne, l'absence dans tout le bassin de Laval des termes moyen et supérieur, par absence de dépôt ou érosion, étant interprétée comme consécutive à la phase de plissement majeure (« phase bretonne ») ayant affecté le Sud du Massif armoricain à cette époque.

La Formation de Gahard s.l. (s4-d1a, s4-d1a~~0~~) (Pridolien à Gédinnien inférieur) : siltites argilo-micacées et quartzo-arénites gris-clair (environ 200 m)

Cette formation contraste assez nettement avec les terrains sous-jacents siluriens. Sa lithologie est à dominante gréseuse ce qui se traduit dans le paysage par un aspect plus massif, avec des reliefs à forts dénivelés, contrairement à ceux du Silurien, à pente relativement douce.

Ces terrains sont principalement localisés au Sud-Ouest de Laval sous la forme de barres régulières de moins de 400 m de large, structurées NW-SE, mais tronçonnées et décalées par des jeux des failles N45° à N60°E et N180°E. Ces niveaux recouverts en partie par les terrains transgressifs du Carbonifère sont également en majorité masqués par un couvert forestier (forêts de Concise et de l'Huisserie) et difficilement observables en dehors des carrières. Cette formation est néanmoins visible entre les fermes du Pont-Pottier et de Bellevue, ou dans la forêt de Concise le long du chemin du Pâtis jusqu'au château de la Loge. Cette formation est en majeure partie composée de bancs gréseux interrompus par quelques intercalations silteuses, plus abondantes dans la partie basale et se raréfiant au sommet. Les quartz-arénites de base sont très homogènes, peu micacées, en bancs décimétriques alternant avec des passées un peu plus wackeuses. L'ensemble est de couleur blanchâtre, jaunâtre à brun-rouille. Les quartz-arénites sont constituées de quartz en grains anguleux (90 % du volume

des grains), de muscovite détritique, avec une matrice réduite (5 %) sériciteuse. Les passées wackeuses sont plus riches en muscovite détritique, de couleur ocre et marquées par la présence de nombreuses figures sédimentaires (figures de charge, stratification œillée et confuse, etc...). Les constituants minéralogiques restent identiques (quartz, muscovite, parfois biotite chloritisée) mais la matrice y est plus développée (15 à 30 % du volume de la roche), quartzo-sériciteuse, et parfois chargée en oxydes de fer. Les siltites intercalées sont bleu-noir à noires, à nombreuses structures et figures sédimentaires, composées de quartz en grains anguleux, de muscovite, biotite et chlorite, la matrice étant quartzo-séricito-chloriteuse.

Dans la partie supérieure de la formation, les grès-quartzites deviennent plus massifs, blancs, très durs à l'état sain, sableux et pulvérulents à l'état altéré, blanchâtres à rouilles, à grains de quartz de grande taille (300 à 400 µm), en plages recristallisées et engrénées, représentant 90 à 95 % de la fraction sableuse. Quelques paillettes de muscovite et grains de tourmaline, zircon et rutile y sont également présents. La matrice est très réduite et se limite à quelques plages de séricite intergranulaires.

L'âge de la formation de Gahard (s4-d1a)

La faune est localement très abondante, pouvant constituer de véritables accumulations, principalement composées de brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Proschizophoria*), de nautiloïdes orthocônes, de tabulés (*Cleistopora*), de crinoïdes, de quelques bivalves (*Grammysia*) et de trilobites (*Acastella*). Sur la feuille de Meslay-du-Maine, la carrière de la Morlière (ESE de Beaumont-Pied-de-Bœuf) a livré des crinoïdes (*Poteriocrinites mormierensis*, Le Menn, 1985), des brachiopodes (*Isorthis miloni*, *Platyorthis*, *Howellella Strophomenidae*), des tabulés (*Cleistopora*) et des trilobites (*Acastella*). À Saint-Pierre-sur-Erve, des spores (*Steelispora newportensis* ; Erceville, 1979) et des chitinozoaires de la biozone à *Ancyrochitina fragilis* (Paris, 1981) ont permis d'attribuer à la base de cette formation un âge lochkovien inférieur. Cette formation est considérée d'âge pridolien à gédinnien inférieur.

Carbonifère

Les formations carbonifères sont très présentes dans cette région où elles constituent toute la partie centrale du synclinorium de Laval. Elles sont localisées dans le coin nord-est de la feuille Cossé-le-Vivien, visibles notamment en bordure de la Mayenne le long du chemin de halage depuis l'abbaye du Port-du-Salut au Sud jusqu'à Laval au Nord. Le Carbonifère est représenté sur cette bordure sud du synclinorium de Laval par des terrains sédimentaires variés, silteux, gréseux, conglomératiques ou quartzitiques,

avec localement quelques niveaux charbonneux. Cette période du Carbonifère est également le siège d'une importante activité volcanique, se marquant ici par la mise en place de puissants niveaux volcano-sédimentaires et de massifs volcaniques acides ignimbritiques et rhyolitiques, notamment entre Entrammes et l'Huisserie.

Le découpage lithostratigraphique introduit ici pour cet ensemble sédimentaire est le résultat des différents travaux réalisés par D. Oehlert (1882), Y. Milon (1928) et A. Pelhâte-Peron (1971).

Il se traduit par la distinction de quatre formations avec de bas en haut (fig. 3) :

- la Formation de l'Huisserie (h1) (« Culm inférieur » des anciens auteurs), développée autour de cette commune, et correspondant à une formation détritique terrigène, dans laquelle s'inscrivent les niveaux houillers de la région ainsi que les témoins de l'activité volcanique (sédiments et volcanites) ;
- la Formation de Changé (h1b) dénommée également Formation à grauwackes à Paléchinides, caractérisant un terme franchement marin du « Culm inférieur » ;
- la Formation des Calcaires de Laval, correspondant aux niveaux carbonatés surmontant les grauwackes à Paléchinides, passant latéralement à la Formation des Calcaires de Sablé ;
- la Formation des Schistes de Laval (ou de Heurtebise), correspondant à une reprise de la sédimentation détritique et, anciennement au « Culm supérieur ».

Sur la carte de Cossé-le-Vivien, la formation de l'Huisserie est largement représentée dans le coin nord-est de la feuille, sous ses faciès sédimentaires et volcaniques, les trois autres formations n'apparaissant que très réduites au niveau des faubourgs sud de Laval. Elles sont généralement assez, voire très fortement altérées, plus ou moins sous couvert végétal notamment forestier, et ne peuvent réellement être observées dans de bonnes conditions qu'en bordure des rivières, principalement la Mayenne (le long du chemin de halage).

La Formation sédimentaire et volcanique de l'Huisserie (h1) (Tournaisien indifférencié)

Cette formation sédimentaire détritique (« Culm inférieur ») constitue un ensemble transgressif pouvant recouvrir aussi bien les terrains d'âge dévonien, que ceux du Silurien voire même de l'Ordovicien (Villiers-Charlemagne, feuille Meslay-du-Maine).

La présence dans sa partie basale de niveaux volcaniques et volcanoclastiques de faible épaisseur et d'extension réduite, marque le début

de l'activité volcanique carbonifère. Ces faciès sont représentés par des tufs et des rhyolites plus connus régionalement dans la littérature ancienne sous l'appellation de « blaviérite ».

La lithostratigraphie de la formation de l'Huisserie ainsi que sa puissance restent encore imprécises en raison de la discontinuité et de la qualité des affleurements. Sa puissance apparaît notamment très fluctuante d'une bordure à l'autre du synclinorium de Laval mais semble en apparence nettement plus développée sur sa bordure méridionale.

La formation de l'Huisserie a été dans la partie qui suit subdivisée en deux membres :

- un membre sédimentaire (h₁) ;
- un membre volcanique et volcanoclastique, regroupant tous les faciès caractérisant le volcanisme acide et faisant partie intégrante du Massif d'Entrammes (ρΣh₁).

Le membre sédimentaire de l'Huisserie (h₁, h₁ ~~Σ~~) (Tournaisien indifférencié) : siltites, grès, grès psammitiques, conglomérats, niveaux charbonneux, tuffites

La formation de l'Huisserie démarre par des tufs et des rhyolites (« blaviérite » ; cf. volcanisme) dont l'extension reste cependant très imprécise en raison des conditions d'affleurement. Au-dessus et latéralement à ces niveaux volcaniques se mettent en place des dépôts détritiques terrigènes silto-gréseux plus ou moins riches en matière organique, comportant localement des niveaux charbonneux. Postérieurement aux « blaviérites », un important complexe volcanique et volcanoclastique se met en place dans le secteur de l'Huisserie et d'Entrammes. La partie sus-jacente à ces niveaux sédimentaires et volcaniques, nettement plus puissante, est représentée par des conglomérats et microconglomérats, des grès, des siltites, des brèches dont la distribution verticale et spatiale reste encore à l'heure actuelle très imprécise.

Cette formation reste majoritairement constituée par une alternance de petits bancs de grès, siltites, argilites, microconglomérats et microbrèches, comportant des passées très grossières conglomératiques et quelques niveaux charbonneux. Le passage au sein d'une séquence sédimentaire peut être très progressif avec une granulométrie de plus en plus fine mais également très brutal avec un passage direct des faciès grossiers aux faciès fins. Les siltites sont de teinte verdâtre, gris-sombre à noire, parfois rougeâtre à l'altération, localement à débris charbonneux, avec une matrice abondante plus ou moins riche en quartz, en muscovite et en chlorite (siltites-argilites). La pyrite y est fréquente. Ces roches montrent en général une schistosité ardoisière très marquée. Les grès sont de teinte et de granulométrie variables, blancs, bleutés à verdâtres, fins à moyens, voire grossiers et hétérogranulaires, à matrice plus ou moins abondante, plus ou moins

feldspathiques, en bancs métriques, évoluant entre un terme dominant de wacke quartzeuse à matrice quartzo-sériciteuse à sériciteuse, et un terme plus franchement quartzitique. Ces faciès gréseux sont d'après les différentes études réalisées sur ce synclinorium de Laval plus abondants dans la partie supérieure de la formation. Les conglomérats sont peu visibles à l'affleurement et se marquent par la présence de galets atteignant jusqu'à 25 cm dispersés dans les labours, comme par exemple autour des fermes du Haut et du Bas-Fougeray, et à l'Ouest de celle du Pâtis. De beaux affleurements peuvent toutefois être observés en bordure de la Mayenne le long du chemin de halage entre les fermes du Bas-Fougeray et de l'Enclos, et sur le chemin menant à la ferme du Pâtis au Nord de l'Huisserie. Ces roches sont constituées de galets très émoussés, massifs ou de forme ovoïde, de quartz, de quartzites et de schistes notamment à acritarches du Dévonien inférieur, de roches volcaniques acides et de dolérite-gabbro. La matrice est plus ou moins abondante selon les secteurs, grauwackeuse, à séricite-chlorite.

Les microconglomérats et microbrèches sont composés de quartz en fragments millimétriques, dont certains d'origine volcanique, d'éléments lithiques gréseux, rhyolitiques, silteux, pris dans une matrice plus ou moins abondante à séricite-chlorite.

Outre le quartz, les feldspaths et les micas, ces différents faciès peuvent renfermer des minéraux accessoires tels que le zircon, le rutile, l'anatase, la brookite, la tourmaline, le disthène, le grenat, l'andalousite ou la staurotide.

L'âge du membre sédimentaire de l'Huisserie (h1)

Le seul gisement connu sur la feuille Cossé-le-Vivien se situe à environ 1 km au Sud de Laval à Bois-Gamats. Ce gîte fossilifère, interstratifié dans les « schistes à plantes ou schistes à Rhodea » a été reconnu par Y. Milon en 1923 et a livré une faune à *Productus (Dictyoclostus) vaughani* Muir-Wood permettant non seulement d'attribuer un âge tournaisien supérieur à ce gisement mais également de mettre en évidence un horizon marin réduit au sein de cette formation continentale. De la flore y a également été trouvée, mais sans valeur stratigraphique précise (*Rhodea*, *Adiantites*, *Asterocalamites* et *Lepidodendron corrugatum* (Dawson)). À Beaumont-Pied-de-Bœuf (feuille Meslay-du-Maine), des associations de spores (*Retuotriletes incohatus*, *R. leptocentrum*, *Cyrtospora cristifer*, *Camptotriletes paprothii*, *Lophozonotriletes triangulatus*) contenues dans des siltites noires et conglomérats intercalés dans le complexe volcanique rhyolitique ont permis d'attribuer un âge tournaisien inférieur à ces niveaux. À Saint-Pierre-le-Potier (feuille Meslay-du-Maine) des assemblages de spores du Tournaisien moyen à supérieur ont été décrits en 1983 par A. Lejal-Nicol *et al.*

Ces différentes études confirment un âge tournaisien quasiment applicable à toute la formation de l'Huisserie. Cet âge est également confirmé par les datations radiochronologiques Rb/Sr effectuées par P. Vidal (*in* Boyer-Guilhaumaud,

1974 ; 1980) sur les volcanites acides du massif d'Entrammes, conférant un âge de 346 ± 6 Ma à ces roches situées dans la partie inférieure de la formation.

Une datation complémentaire a été réalisée en 2010 par A. Cocherie sur des zircons extraits des ignimbrites d'Entrammes (datation U-Pb ; laser ICPMS-MC). L'âge obtenu se situe à 336 ± 6 Ma soit quasiment à la limite tournaisien-viséen (cf. paragraphe « Chronologie du volcanisme d'Entrammes »).

Le membre volcanique et volcanoclastique de l'Huisserie : le massif d'Entrammes ($\rho\Sigma h_1$, ~~$\rho\Sigma h_1$~~) (Tournaisien indifférencié)

Ce membre volcanique se situe à la base ou dans la partie inférieure de la formation de l'Huisserie. Il est ici à dominante acide représenté, à la base, par des tufs et coulées rhyolitiques, les « blaviérites » marquant une première phase d'activité volcanique et, un peu au-dessus, par une importante masse volcanique formant le massif d'Entrammes et composée de rhyolites, de pyromérides, ignimbrites, tufs acides, brèches pyroclastiques et épicalistiques. De nombreuses études ont été réalisées sur ces roches (cf. Plaine, 1976) notamment des datations Rb/Sr (cf. paragraphe précédent) confirmant la contemporanéité de ce volcanisme avec la formation de l'Huisserie datée du Tournaisien.

Les « blaviérites » : tufs et rhyolites de la base de la série carbonifère ($\rho\Sigma h_{1a}$, ~~$\rho\Sigma h_{1a}$~~)

Le terme de « blaviérite » a été créé par E. Munier-Chalmas en 1881, en hommage à E. Blavier qui fût le premier à décrire ces roches en 1837, dans le bassin de Laval et en particulier le département de la Mayenne.

Elles correspondent à des coulées et tufs acides, rhyolitiques, fortement schistosés, observables à la base de la formation de l'Huisserie. De faible puissance (moins de 10 m), ce niveau affleure très mal, est très altéré et probablement plus étendu que ce qui a été figuré sur la carte de Cossé-le-Vivien. Les principaux affleurements reconnus se situent au niveau de la Véronnière, à l'Ouest de l'abbaye du Port-du-Salut en rive droite de la Mayenne, et à l'Ouest de l'Huisserie entre la Plaine et les Telliers. La coupe de la Véronnière permet de distinguer au dessus des terrains siluriens des coulées de rhyolites de teinte claire, vertes à beiges, pyromériques et riches en sphérophyses, ou pauvres en phénocristaux feldspathiques, et accompagnées de tufs rhyolitiques. Cet ensemble fortement schistosé correspondant aux blaviérites est surmonté par des siltites et grès carbonifères.

Les rhyolites pyromériques sont constituées de très nombreux corpuscules sphériques ou aplatis, blancs, centimétriques (1 à 3 cm), fissurés, et moulés les uns sur les autres faisant apparaître une pseudofluidalité pouvant conduire à l'extrême à la formation de « croûtes » allongées. Ces éléments ou sphérophyses sont pris dans une mésostase ocre à noirâtre. Microscopiquement, ils sont

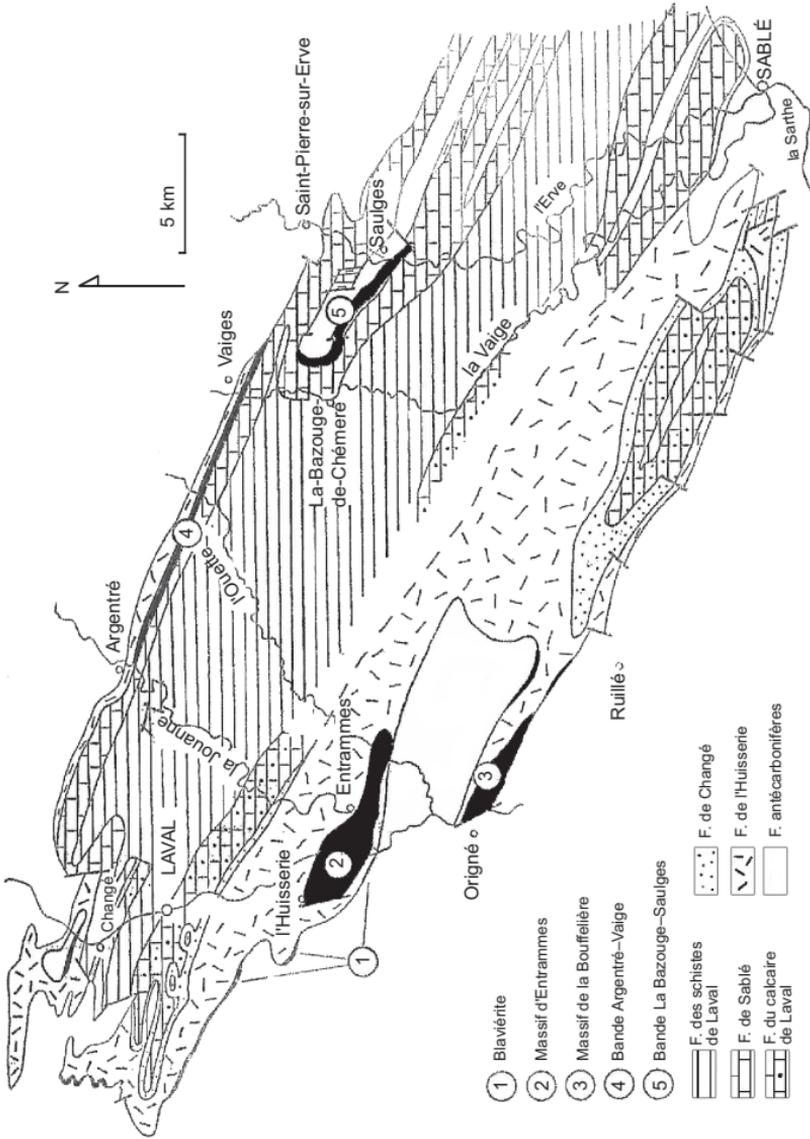


Fig. 8 - Les volcanites acides dans le synclinalium de Laval. Localisation du massif d'Entrammes (d'après Pelhâte, 1967)

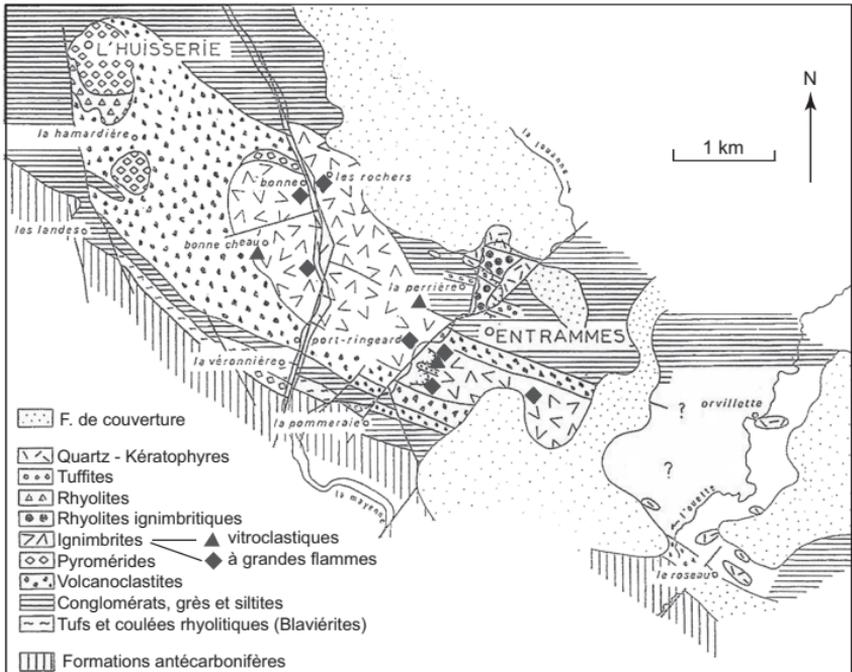


Fig. 9 - Carte géologique du massif volcanique d'Entrammes (d'après Plaine, 1976)

constitués de quartz xénomorphe, en structures plus ou moins concentriques développées autour d'un nucléus de quartz. La limite sphérophyse-mésostase est franche et soulignée par un fin liseré de séricite. La mésostase est felsitique à microgrenue, et quartzo-sériciteuse.

Les tufs rhyolitiques sont verts à beiges, schistosés, avec dans les feuillettes phylliteux de nombreux éléments de quartz volcanique de petite taille. Ces roches sont composées de quartz à caractère volcanique, en cristaux automorphes, avec golfes de corrosion, ou en esquilles dispersées dans la matrice. Quelques fragments lithiques issus du substratum, silurien (siltites ; la Véronnière), ou ordovicien-silurien-dévonien (grès et siltites ; la Plaine) y sont observables, en proportion variable, dans une matrice quartzo-sériciteuse.

Dans l'environnement de ce premier niveau volcanique (« blaviérite »), tous les termes de passage peuvent être observés depuis les coulées rhyolitiques, les tuffites jusqu'aux sédiments remaniant ces faciès volcaniques.

Le Massif d'Entrammes (fig. 8 et 9)

Les rivières de la Mayenne et de la Jouanne entaillent profondément ce massif elliptique d'environ 8 km de long pour 2 km de large constitué d'ignimbrites ($i\rho\Sigma h_1$), de rhyolites ($\rho\Sigma h_1$), de pyromérides ($\rho\Sigma h_1P$), et de tufs acides et brèches pyroclastiques et épyclastiques ($\rho\Sigma h_1BT$). Les meilleurs affleurements pour observer ces roches se situent en bordure de ces rivières ainsi que dans la carrière en exploitation d'Entrammes, en bordure de la Jouanne (depuis la limite nord de la Jouanne sur la carte jusqu'à la Pommeraie au Sud ; **exploitation privée interdite au public sans autorisation**). Concernant les volcanites, leur différenciation sur le terrain reste délicate en raison de la qualité des affleurements mais également de l'hétérogénéité du massif avec des termes évoluant entre des ignimbrites rhyolitiques, des rhyolites ignimbritiques, des rhyolites pyroméridiques etc.. Les faciès décrits ci-dessous constituent les termes les plus représentatifs du massif d'Entrammes.

Les ignimbrites ($i\rho\Sigma h_1$, $i\rho\Sigma h_1 \mathcal{A}$, $i\rho\Sigma h_1(a)$, $i\rho\Sigma h_1(b)$)

Ce sont les volcanites les mieux représentées dans le massif d'Entrammes. Elles sont sur les plateaux très fortement altérées, et ne s'observent correctement qu'en bordure de la Mayenne, le long du chemin de halage (en rive droite) et dans la carrière d'Entrammes. Elles présentent d'importantes variations de faciès liées à des différences de mode de mise en place et de proportion entre les flammes, la matrice et la nature des éléments clastiques, et se montrent fortement dévitrifiées et recristallisées.

Trois principaux types d'ignimbrites ont été distingués par J. Plaine :
– les ignimbrites flammées ;

- les ignimbrites à texture vitroclastique ;
- les ignimbrites rubanées.

En l'absence de différenciation cartographique, ces faciès ont été regroupés sous la notation ($i\rho\Sigma h_1$, $i\rho\Sigma h_1 \in \mathcal{A}$) (ignimbrites indifférenciées).

Les ignimbrites flammées $i\rho\Sigma h_1(b)$ n'ont été vues que ponctuellement au Sud-Est de l'Huisserie en bordure de la Mayenne au niveau de l'écluse de Bonne et près des Rochers, et dans la grande carrière d'Entrammes. Ces roches assez spectaculaires de par la taille pluricentimétrique des flammes sont de couleur claire, blanches, vertes, bleutées, à rosées, parfois sombres (carrière d'Entrammes), sonores sous le marteau, à cassure esquilleuse et pratiquement aphyriques. Elles se caractérisent par de nombreuses structures, fusiformes (« les flammes »), trapues (« les lentilles »), ou parfois en enclaves, enrobées dans une mésostase finement cristallisée à felsitique. Cette mésostase est abondante (plus de 50 % du volume) très riche en quartz, mais très hétérogène en relation avec d'importants phénomènes de dévitrification se traduisant par des sphérolites, des néoformations de chlorite et séricite, des réarrangements granophyriques, l'apparition de texture microgrenue, ou de fissures perlitiques. Les phénocristaux s'y développant sont uniquement feldspathiques, millimétriques, évoluant entre du plagioclase (An5-10) mâclé albite ou en échiquier et du feldspath alcalin fortement albitisé ou perthitique, riche en inclusions brunâtres. Ces phénocristaux ont été interprétés par C. Boyer *et al.* (1973) comme des « hyaloblastes ». Les flammes sont sombres par rapport au reste de la roche, et ont en plan l'aspect de lentilles ou de galettes vitreuses aplaties dans le plan de dépôt, s'allongeant parfois en minces rubans. Leurs extrémités sont très fines et effilochées. Ces flammes se « relayent » entre elles dans la roche faisant apparaître une pseudo-fluidalité, et peuvent lorsqu'elles sont abondantes et concentrées, conduire à la formation d'un pseudo-litage discontinu. Le « cœur » de ces flammes est d'aspect vitreux, largement cristallisé, à quartz en mosaïque en plages de taille variable, alors que le « cortex » est plus sombre, constitué de microlites de feldspath alcalin cristallisés perpendiculairement à l'allongement de la flamme (structure axiolitique). Les feldspaths se développent toutefois le plus souvent de façon anarchique en particulier à l'intérieur du cœur quartzeux. Des sphérolites ou des phénocristaux peuvent également se développer dans le cœur de ces flammes.

À la différence des flammes, les lentilles n'ont pas de cortex feldspathique et sont formées d'une mosaïque de quartz et de feldspath équigranulaire, avec parfois des sphérolites ou des phénocristaux de feldspath ou de chlorite, et des minéraux accessoires (zircon, épidote).

Les enclaves sont très rares, et correspondent à des fragments de laves arrachés à des dépôts ignimbritiques antérieurs. Elles sont à texture felsitique ou microgrenue.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| N° échantillon | 30-83 | 30-12 | B3 | B4 | A | B | I | II | III |
| SiO ₂ | 75,20 | 77,10 | 75,10 | 74,50 | 75,48 | 77,46 | 75,81 | 73,65 | 74,40 |
| Al ₂ O ₃ | 13,49 | 13,01 | 14,02 | 13,90 | 10,93 | 10,50 | 12,64 | 12,74 | 13,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,09 | 0,87 | 0,89 | 1,57 | 2,08 | 2,71 | 1,54 | 2,56 | 1,53 |
| MnO | < 0,05 | - | - | 0,07 | - | - | 0,02 | - | 0,01 |
| MgO | 0,10 | 0,10 | 0,15 | 0,30 | 0,01 | 0,01 | 0,11 | - | 0,18 |
| CaO | 0,13 | 0,15 | 0,03 | 0,04 | 1,04 | 1,19 | 0,43 | 0,73 | 0,06 |
| Na ₂ O | 2,35 | 3,75 | 2,36 | 2,69 | 3,38 | 0,17 | 2,45 | 2,62 | 3,32 |
| K ₂ O | 5,42 | 4,29 | 6,25 | 6,06 | 4,81 | 4,91 | 5,29 | 5,18 | 5,31 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,20 | 0,22 | 0,24 | 0,11 | 0,06 | 0,17 | - | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | < 0,10 | - | - | - | 0,03 | - | 0,02 | - | - |
| H ₂ O ⁺ | 1,01 | 0,38 | 1,17 | 0,85 | 1,36 | 1,92 | 1,12 | 1,75 | 0,71 |
| H ₂ O ⁻ | 0,25 | 0,10 | 0,07 | 0,02 | 0,30 | 0,44 | 0,20 | - | 0,08 |
| Total | 99,40 | 99,95 | 100,26 | 100,24 | 99,83 | 99,81 | 99,80 | 99,23 | 99,46 |

Tabl. 1 - Analyses chimiques réalisées sur des ignimbrites (in Plaine, 1976)

1, 2, 3 et 4 : échantillons d'Entrammes prélevés par J. Plaine (1976)

5, 6 : échantillons d'Entrammes étudiés par C. Boyer-Guilhaumaud (1974)

7 : moyenne des 6 analyses (1 à 6)

8 : moyenne de 50 analyses d'ignimbrites armoricaines (Boyer-Guilhaumaud, 1974)

9 : moyenne de 17 analyses d'ignimbrites armoricaines (Auvray, 1975)

Les ignimbrites à texture vitoclastique $\rho\Sigma h_{1(a)}$ n'ont également été observées que ponctuellement près du château de Bonne au Sud-Est de l'Huisserie et ne se différencient des autres faciès que microscopiquement. À l'affleurement, elles sont assimilables à des rhyolites massives beiges à vertes, avec quelques phénocristaux de feldspath. Elles sont constituées d'une accumulation d'échardes vitreuses, de formes variées, et d'éclats de verre courbes, plus ou moins compactés, et présentent une structure vitoclastique typique. Les échardes sont dévitrifiées et recristallisées en quartz microgrenu. L'empilement de ces échardes et éclats aplatis et soudés entre eux se traduit par une fluidalité apparente, accentuée par de fins liserés de séricite et de chlorite résultant de la dévitrification de la matrice. Les phénocristaux de feldspath sont peu nombreux, cataclasés et altérés (albite-oligoclase, feldspath alcalin perthitique). Les enclaves y sont très rares sauf près de l'étang du château de Bonne où elles sont centimétriques et composées de siltites et grès du Silurien et de volcanites rhyolitiques.

Les ignimbrites rubanées (non représentées cartographiquement) se distinguent des autres faciès par la présence de structures continues conférant à la roche un aspect rubané millimétrique. Elles n'ont été observées que très ponctuellement dans la partie sud-ouest de la carrière d'Entrammes.

Analyses chimiques des ignimbrites (tabl. 1)

Les analyses réalisées sur les ignimbrites du massif d'Entrammes confirment le caractère acide et alcalin de ces roches, avec des teneurs en SiO_2 très élevées, supérieures à 75 %, une somme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) toujours voisine de 8 % et des valeurs en fer total, CaO et MgO très faibles. Elles ont une composition de rhyolites potassiques à sodi-potassiques. Ce chimisme est comparable à celui décrit par C. Boyer-Guilhaumaud (1974) et B. Auvray (1975) dans d'autres secteurs du Massif armoricain.

Les rhyolites ($\rho\Sigma h_1$, $\rho\Sigma h_1 \text{A}$)

Ces roches n'ont été distinguées qu'entre l'Huisserie et la ferme de la Hamardière, mais très fortement altérées, ainsi que dans la carrière de la Roche-sur-Entrammes (feuille Meslay-du-Maine). Ce sont des rhyolites massives, beiges à verdâtres, bleu-foncé à noires, évoquant un faciès quartzitique. La mésostase est quartzo-feldspathique avec développement de séricite ou de chlorite. Leur composition minéralogique est similaire à celle des ignimbrites avec quartz, feldspath plagioclasique à mûcles en échiquier et feldspath alcalin perthitique. Les phénocristaux sont peu nombreux.

Les pyromérides ($\rho\Sigma h_{1P}$, $\rho\Sigma h_{1P} \text{A}$)

Elles sont essentiellement localisées autour de l'Huisserie, ainsi qu'au Sud de l'Huisserie au niveau du Tertre, et au Sud-Est près de la Mayenne, entre l'écluse

de Bonne et l'Enclos. La roche est bleu-foncé, aphanitique, marquée par un rubanement millimétrique à l'état altéré. Elle est à texture hyalosphérolitique fluidale et constituée de sphérolites de taille proche du millimètre. Ces derniers sont composés de petites plages de quartz et de feldspath en cristallisation radiale autour d'un nucléus de quartz ou de feldspath. La cristallisation peut également être concentrique, chaque auréole de croissance étant soulignée par des granules d'oxydes de fer. Entre ces sphérolites subsistent des passées cryptocristallines témoignant de la structure vitreuse de la roche à l'origine. Ces roches renferment également quelques plages de quartz volcanique. Des faciès pyromériques ont également été décrits par J. Plaine au Nord de la ferme de la Pommeraie en bordure de la Jouanne. Ces roches situées dans un contexte fortement tectonisé, correspondent à des rhyolites pyromériques fluidales à rubanement millimétrique à centimétrique, très pauvres en phénocristaux de quartz et plagioclases mais riches en sphérolites cristallisés dans une mésostase felsitique. Elles se caractérisent ici par la présence de cavités, les « lithophysés » à structure interne variable, à bordure externe de petits sphérolites et cœur felsitique, ou à bordure externe sphérolitique et cœur grenu avec microlites feldspathiques. Ces rhyolites pyromériques fluidales sont au niveau de la Pommeraie recoupées par un dyke pyromérique massif de 4 à 5 m de large, constitué de nombreux sphérolites baignant dans une mésostase aphanitique.

Les kératophyres

Ces roches n'ont été observées par J. Plaine (1976) que sur la feuille Meslay-du-Maine. Bien qu'absentes sur la zone d'étude (absence ou lacune d'observation en raison de l'altération ?), leur description est donnée à titre indicatif dans la mesure où elles font partie intégrante du volcanisme d'Entrammes. Ces roches en « dyke ou filons », connues autrefois sous la dénomination « d'orthophyres, d'albitophyres ou d'ortho-albitophyres » (Oehlert, 1882, 1895 ; Michel-Lévy, 1896 ; Vandernotte, 1913) accompagnent au Sud-Est et au Nord d'Entrammes les niveaux sédimentaires et volcaniques de la formation de l'Huisserie. C. Boyer-Guilhaumaud les a rattachées aux quartz-kératophyres, disposés en coulées microlitiques (1968). Ces roches ont une coloration lie-de-vin caractéristique, à débit en « lauzes » ou parallépipédique et sont composées de nombreux phénocristaux de feldspath de taille plurimillimétrique disposés dans une pâte aphanitique. La texture est microlitique porphyrique, avec des phénocristaux d'albite, trapus, maclés, et de feldspath sodi-potassique fréquemment perthitique. La composition des microlites est identique. La mésostase est faite d'un assemblage microcristallin de quartz, feldspath, et chlorite, cette dernière pouvant envahir toute la roche, mais pouvant également se présenter en grandes plages aux formes régulières (pseudomorphose de minéraux ferromagnésiens ?). Localement, on y distingue également de petites amphiboles (riebeckite ?) et de l'épidote, abondante. Au niveau chimisme, cette roche est hypersiliceuse (plus de 65 % de SiO₂), très sodique (Na₂O supérieur à 6 %), avec un rapport Na₂O/K₂O supérieur à 4. Le chimisme et la minéralogie en font des kératophyres (Boyer-Guilhaumaud, 1974).

Les volcanoclastites : les brèches pyroclastiques et épicastiques, tufs acides et fragments ponceux ($\rho\Sigma h_1 BT$, $\rho\Sigma h_1 BT \infty$)

Les volcanoclastites sont très développées entre l'Huisserie et Entrammes où elles constituent l'enveloppe des volcanites du massif d'Entrammes. Les meilleurs affleurements se situent entre l'Huisserie, Port-Ringard et Bonne et permettent d'y observer les différents types de roches accompagnant ces volcanites et évoluant entre des brèches pyroclastiques, épicastiques, autoclastiques, des tufs, fins, grossiers, à cristaux, ou à lapillis et fragments ponceux, et des tuffites. Ces différents faciès non individualisables cartographiquement en raison de la médiocrité des affleurements ont été regroupés sous la notation ($\rho\Sigma h_1 BT$).

Les brèches

Les brèches constituent un niveau de transition intermédiaire entre les volcanites ignimbritiques et les faciès volcanoclastiques fins tufeux. Elles sont visibles dans les fossés et talus le long de la D 112 au Sud de l'Huisserie et plus à l'Est entre le château de Bonne et la ferme de l'Égletais. Elles sont généralement assez fines, la taille des éléments restant majoritairement inférieure au centimètre. Quelques faciès très grossiers ont toutefois été observés par J. Plaine dans la carrière de la Fosse, faciès caractérisés par des éléments anguleux de la taille du poing principalement issus de la formation dévonienne de Gahard.

Les faciès les plus fréquents (Plaine, 1976) correspondent à :

- des brèches pyroclastiques ;
- des brèches épicastiques ;
- des brèches autoclastiques.

Les brèches pyroclastiques

Elles constituent le faciès bréchiq dominant et sont de teinte claire, beige, verte ou rouge. Elles sont fortement déformées, schistosées, dépourvues en apparence de litage ou de granoclassement. La matrice est crypto à microgrenue, constituée de quartz, de phyllites et de produits de dévitrification. Elle renferme de nombreux fragments de roches sédimentaires, de nature différente selon le milieu de dépôt (grès et siltites ordoviciens ou siluriens) et de nombreux éléments de roches volcaniques notamment de rhyolites, de pyromérides, ou d'ignimbrites. Au niveau du château de Bonne, un faciès particulier a pu être observé, constitué de fragments volcaniques et sédimentaires noyés dans une matrice volcanique à phénocristaux de feldspath altérés et nombreuses échardes de verre entièrement recristallisées. La roche correspond ici à une brèche ignimbritique à matrice vitroclastique.

Les brèches épicastiques

Elles ont été principalement observées de part et d'autre de la Jouanne entre la carrière de la Pommerai et la ferme du Châtelier au Nord. Elles sont très fortement schistosées, composées d'une matrice silteuse bleu-foncé renfermant des éclats lithiques aplatis et étirés. La matrice est sédimentaire, finement grenue, quartzo-sériciteuse, avec quelques quartz volcaniques plus ou moins fragmentés. Les lithoclastes sont d'origine sédimentaire, silteux, quartzitiques ou gréseux, provenant des formations de Saint-Germain-sur-Ille, du Silurien ou de la base du Carbonifère, volcanique avec des fragments de tufs rhyolitiques genre « blaviérite » et de laves microgrenues altérées, ou filonienne avec des éléments de roches basiques analogues à celles observées dans le Silurien. La mise en place de ces basites peut donc être considérée comme antérieure à cette phase volcanique tournaisienne. Cette brèche est le résultat des phénomènes d'altération et d'érosion ayant affecté les formations sédimentaires anté-carbonifères et les niveaux de base de la formation carbonifère de l'Huisserie.

Les brèches autoclastiques

Peu répandues, elles sont signalées ici à titre indicatif. Ce faciès correspond à la fragmentation *in situ* de la base de la nappe ignimbritique, processus entraînant la formation de brèches locales monogéniques. Ce phénomène a été distingué par J. Plaine à l'Ouest du château de Bonne, le long de la route menant à la ferme de la Guesnerie. La roche est caractérisée par la présence de très nombreux éléments centimétriques à décimétriques d'ignimbrite flammée, pris dans une matrice volcanique à quartz xénomorphe.

Les Tufs

Les tufs sont également très variés présents sous différents faciès, principalement :

- des tufs grossiers ;
- des tufs fins, à cristaux, ou à lapillis cristallins et fragments ponceux.

Les tufs grossiers

Ils sont très répandus dans la partie ouest du massif d'Entrammes et sont étroitement liés aux brèches fines pyroclastiques, dont ils ne diffèrent que par la taille des éléments.

Les tufs fins

Ils sont en général difficiles à identifier sur le terrain en raison de leur état d'altération. **Les tufs fins à cristaux** sont visibles en bordure de la Mayenne sur la commune d'Entrammes près de la ferme de l'Écluse. Ce sont des roches à litage et granoclassement très frustes, renfermant de nombreux clastes millimétriques de quartz et de feldspath (environ 30 % du volume total de la

roche) et quelques fragments lithiques. La matrice est felsitique à microgrenue et quartzo-sériciteuse. Les phénoclastes sont de taille très variable, en majorité cataclasés, et représentés par du quartz (45 % du volume des fragments) en esquilles ou cristaux automorphes à golfe de corrosion, et du feldspath (52 % du volume des fragments) en plages automorphes, et fragments anguleux à arrondis (albite et feldspath potassique perthitique). Les éléments lithiques (1 à 5 % du volume des éléments) sont de grande taille, gréseux, silteux ou ignimbrtiques. **Les tufs fins à lapillis cristallins et fragments ponceux** sont observables dans le parement sud de la carrière d'Entrammes. Ce sont à l'affleurement des roches verdâtres à phénoclastes feldspathiques, lentilles vitreuses noirâtres, fragments blanchâtres et clastes rhyolitiques de grande taille. La matrice est envahie par de la séricite et de la chlorite de néoformation. Quelques petits clastes cristallins peuvent cependant y être distingués ainsi que des échardes d'ignimbrites. Les phénoclastes (1 à 5 % du volume de la roche) correspondent à des plages de feldspath potassique ou sodi-potassique altérées et craquelées atteignant jusqu'à 3 mm. Ils sont assimilables à des lapillis cristallins. Les lentilles vitreuses correspondent à un matériel à l'origine cryptocristallin ayant été dévitrifié en chlorite verte (éjecta de lave fluide ?). Les fragments blanchâtres sont très finement cristallisés en quartz et parcourus de fissures perlitiques. Ils englobent en général un ou plusieurs cristaux de feldspath et peuvent être interprétés comme des fragments ponceux éjectés lors de l'explosion du magma ignimbrtique.

Ces tufs ont été interprétés comme résultant de la projection d'éléments de ponce, de lapillis cristallins et de scories dans des cendres volcaniques très fines.

Signalons que des tufs cinéritiques (non cartographiés) peu épais à matrice cryptocristalline quartzo-sériciteuse sont également signalés dans les carrières au Sud-Ouest d'Entrammes (Plaine, 1976).

Les tuffites

Les affleurements de tuffites sont localisés dans la carrière de la Roche au Nord d'Entrammes et près de la ferme de la Perrière (feuille Meslay-du-Maine, Ménillet *et al.*, 1988). Bien que ces roches n'aient pas été distinguées sur la feuille Cossé-le-Vivien (absence ou non observées en raison de l'altération), elles sont décrites ici à titre indicatif dans la mesure où elles font également partie intégrante du volcanisme d'Entrammes.

Dans la carrière de la Roche au Nord d'Entrammes, ces roches surmontent les rhyolites ignimbrtiques. Elles sont à matrice ocre à verdâtre, grossières parfois granoclassées et renferment de nombreux quartzs volcaniques et quelques fragments lithiques. La matrice est quartzo-sériciteuse grenue à microgrenue à nombreux quartzs volcaniques (jusqu'à 80 % du volume de la roche) anguleux ou en esquilles atteignant jusqu'à 5 mm de diamètre. Les fragments lithiques

sont des clastes globuleux de volcanites acides (rhyolites et rhyolites ignimbrtiques).

Chronologie du volcanisme d'Entrammes

Les études réalisées par J. Plaine dans le cadre de sa thèse (1976) et dans le cadre de la feuille 1/50 000 Meslay-du-Maine (Ménillet *et al.*, 1988) ont permis de distinguer pour la région d'Entrammes 4 épisodes volcaniques principaux, de nature ignimbrtique :

- le premier correspondant aux « blaviérites » est caractérisé par des dépôts en milieu subaérien et aérien de brèches et tufs acides accompagnant des coulées rhyolitiques ;
- le second est séparé du premier par un épisode sédimentaire relativement restreint, probablement en milieu aquatique confiné (tuffites, siltites, grès, et « houille ») et des épicastites résultant de l'érosion des « blaviérites ». Cet épisode démarre par des projections de cendres et de lapillis, dont la compaction et cimentation vont conduire à la formation de brèches et de tufs à l'origine de l'enveloppe pyroclastique du massif ignimbrtique d'Entrammes. Ces dépôts pyroclastiques sont suivis de coulées rhyolitiques à caractères ignimbrtiques puis de véritables ignimbrites, en flammes, qui vont constituer le faciès dominant de cet épisode. Après la mise en place de cette nappe ignimbrtique, on assiste à une phase explosive avec de nouveau la projection de cendres, de fragments de ponce et de lapillis cristallins. Ces projections se seraient accumulées dans un milieu lacustre réducteur ;
- le troisième épisode correspond à une nouvelle phase ignimbrtique, caractérisée par des ignimbrites flammées et vitroclastiques (Entrammes, Bonne, Port-Ringard) auxquelles succèdent des rhyolites pyromériques puis des tufs (Bonne). Cet épisode se termine par la mise en place de tuffites ;
- le dernier épisode distingué se traduit par la mise en place au-dessus des tuffites de coulées de kératophyres.

Ces 4 épisodes acides sont précédés par un épisode basique recoupant entre autre sur la feuille Cossé-le-Vivien les terrains siluriens (S1-4) sous la forme de dolérite et de gabbro et apparaissant en éléments remaniés dans les brèches volcanoclastiques de la formation de l'Huisserie.

Du point de vue datation, rappelons que les mesures radiochronologiques effectuées sur ces roches par la méthode Rb/Sr ont donné un âge de 346 ± 6 Ma (P. Vidal, *in* Boyer-Guillaumaud, 1974) en accord avec l'âge tournaisien de la formation de l'Huisserie.

Récemment en 2010, un échantillon d'ignimbrite prélevé à 1,5 km au Nord de l'abbaye du Port-du-Salut en rive droite de la Mayenne (entre l'écluse de Bonne et la ferme de la Mancellière) a fait l'objet d'une datation sur zircon par

la méthode U-Pb par couplage laser ICPMS-MC (Neptune) (Cocherie, 2010 ; annexe 2). Les zircons peu nombreux, petits et très altérés ont donné des âges compris, selon les diagrammes (Terra et Wasserburg, Concordia), entre 372 ± 27 Ma et 336 ± 6 Ma, ce dernier étant considéré comme représentant l'âge le plus jeune et le mieux défini.

Cet âge de 336 ± 6 Ma, plus jeune de 10 Ma que celui obtenu par P. Vidal en 1974, ne remet pas en cause celui de P. Vidal, mais situerait, si l'on tient compte de la marge d'erreur, cet épisode ignimbritique à la limite entre le Tournaisien et le Viséen. Il pourrait caractériser, dans l'histoire chronologique du volcanisme d'Entrammes, l'une des phases les plus tardives de cette activité volcanique acide.

Cette activité volcanique acide au cours du Tournaisien n'est pas spécifique à la région d'Entrammes et s'exprime notamment :

- sur le flanc sud du synclinorium de Laval, à quelques kilomètres au Sud d'Entrammes avec le massif de la Bouffelière principalement composé de volcanoclastites et de coulées de rhyolites ;
- sur le flanc nord du synclinorium de Laval à Vaiges, avec des rhyolites, notamment à texture perlitique, des tufs et quelques intercalations ignimbritiques et volcanoclastiques ;
- dans le massif de Saulges, à ignimbrites flammées, ignimbrites porphyriques, tufs et brèches pyroclastiques, rhyolites ignimbritiques (flanc nord du synclinorium).

La Formation de Changé (h1b, h1b~~A~~) (Tournaisien supérieur) : les grauwackes à Paléchinides (puissance : environ 100 m) (fig. 3)

La Formation de Changé, ou « Grauwackes à Paléchinides » (Oehlert, 1898 ; Pelhâte, 1967), bien représentée dans le synclinorium de Laval, n'apparaît que de façon très limitée sur la zone étudiée, en raison de l'altération, de l'urbanisation, et du recouvrement par les sables et graviers du Cénozoïque. Elle est cantonnée dans le coin nord-est de la carte, formant une bande de 500 m de large au maximum sur 3 km de long, orientée NW-SE et passant par Thévalles et les faubourgs sud de Laval. Cette formation surmontant celle de l'Huisserie est constituée d'une alternance de siltites et de grès fins à grossiers, fréquemment granoclassés, souvent fossilifères, renfermant parfois quelques plages de carbonates. Les niveaux silteux sont dominants, verdâtres, rougeâtres, souvent micacés à chlorite et séricite. Les grès sont très caractéristiques, fins à grossiers, ocres ou brun-verdâtre à l'état altéré. La proportion en carbonates augmente progressivement dans la partie supérieure et annonce la transition avec la formation sus-jacente, le Calcaire de Laval.

Âge de la Formation de Changé

Cette formation a été datée du Tournaisien supérieur par les calcisphères qu'elle renferme à Changé, A. Pelhâte (1967) envisageant même la possibilité d'un prolongement jusqu'au Viséen inférieur. Un âge identique a été trouvé pour des grauwackes prélevées dans la vallée de la Mayenne au niveau de Saint-Berthevin. (Pelhâte *in* Morzadec *et al.*, 1979).

La Formation du Calcaire de Laval (h2a-b, h2a-b~~0~~) (Viséen inférieur à moyen) (fig. 3)

Cette formation se limite comme la précédente à une étroite bande dans le coin nord-est de la feuille, au niveau des faubourgs sud de Laval. Elle caractérise une phase de sédimentation carbonatée bien exprimée, s'amorçant déjà dans les termes supérieurs de la formation de Changé, et donnant sur ce secteur des calcaires caractérisés par des faciès récifaux waulsortiens et des biomicrocrites à débris crinoïdiques. Cette formation passe latéralement au Nord-Est d'une ligne Changé-Sablé (coupure Meslay-du-Maine, Ménillet *et al.*, 1988) à celle du Calcaire de Sablé à faciès bioclastiques et oolithiques et très fossilifère.

Le calcaire de Laval est de teinte variable, gris, vert à rosé, et en dehors de débris de crinoïdes, très pauvre en macro et micro-faune. Sur Laval, il se présente sous la forme d'une alternance de petits bancs de calcaire gris-bleu à noir souvent putride et de lits silteux, très schistosés, lui conférant un aspect amygdalaire. Le calcaire est micritique, à éléments crinoïdiques épars, à dolomie dominante et calcite (Pelhâte, 1971). Quelques passées pélitiques à spongiaires peuvent être distinguées dans sa partie supérieure. Ces calcaires lités ou de Forcé sont d'après Y. Milon (1928) considérés comme étant des faciès d'accompagnement des calcaires massifs récifaux à veines bleues (faciès waulsortien). Signalons que sur le plan régional, ce calcaire de Laval peut apparaître sous trois faciès :

- un calcaire lité présent dans la localité de Forcé et sur la zone d'étude ;
- un calcaire silicifié, à silicification diffuse, massive ou en accidents siliceux, formant une longue bande depuis Forcé jusqu'à La Cropte (feuille Meslay-du-Maine) ;
- un calcaire waulsortien, récifal, anciennement exploité en marbrerie, identifié notamment à l'Est dans le synclinal de Grez-en-Bouère.

Âge de la formation du Calcaire de Laval

Sur Laval même, des échantillons prélevés dans ce calcaire ont livré une faune de conodontes de la zone à *Anchoralis* avec *Anchoralis interregnum*, et *Anchoralis bilineatus* de la zone à *Bilineatus*, indiquant un âge viséen inférieur à moyen.

La Formation des Schistes de Laval (h2c-3, h2c-3 ~~3~~) (Viséen supérieur-Namurien) (fig. 3)

La Formation des Schistes de Laval (ou formation de Heurtebise) marque un changement brutal dans le régime sédimentaire probablement en relation avec des événements orogéniques intraviséens. Elle se caractérise par le retour à une sédimentation détritique grossière à fine caractérisée par des conglomérats en partie basale, des siltites et des wackes fines, très bien développées dans la partie centrale du bassin de Laval. Sur la zone concernée, ces niveaux détritiques n'occupent qu'une surface très restreinte au niveau de la zone d'activité est de Laval (coin nord-est de la carte). La roche est en général très altérée, en majorité masquée par le couvert végétal, décapée à l'occasion de l'aménagement de la zone d'activité est de Laval et des travaux routiers (talus et fossés ; exemple : rond point des Brétignolles).

La succession lithologique de cette formation reste difficile à saisir en raison de l'altération prononcée des roches, des recouvrements, de la discontinuité des affleurements et des nombreux plissements et plis qui l'affectent. Les alternances de grès et siltites sont très irrégulières et renferment des niveaux microconglomératiques à matrice tuffacée abondante, en particulier à la base, ainsi que des conglomérats à éléments variés notamment de quartz, de débris de roches volcaniques et de calcaire. Ces derniers sont caractérisés par la présence d'intercalations charbonneuses (houille et anthracite) exploitées au XIX^e siècle (Bazouger, Cheméré-le-Roi, etc. ; cf. notice Meslay-du-Maine, Ménillet *et al.*, 1988).

Les grès et siltites sont immatures, souvent micacés, à matrice séricito-chloriteuse (70 % du volume total pour les siltites, 55 % pour les grès) et composés de grains de quartz (85 % des grains), de feldspath potassique et de plagioclases, de muscovite et de biotite.

Âge de la formation des Schistes de Laval

Les fossiles sont peu abondants et essentiellement représentés sur les feuilles voisines de Laval et de Loué par des brachiopodes et des poissons (Carpentier *et al.*, 1935 ; Pelhâte, 1971) et, dans les niveaux charbonneux, des restes de végétaux tels que *Sphenopteris adiantoides*, *Mesocalamites*, *Sphenophyllum tenerrimum* (Roy, 1979) indiquant un âge viséen supérieur à namurien. Des trilobites (*Phillipsidae*) y sont également signalés dans le secteur de Bazougers (Ménillet *et al.*, 1988).

ROCHES MAGMATIQUES EN PETITS MASSIFS OU FILONS

En dehors du massif granitique du Pertre, les petites intrusions basiques (dolérite-microgabbro) à acides (granite-microgranite) en filons ou petits massifs sont assez fréquentes dans la région.

Leur répartition n'est pas anodine et permet de visualiser trois concentrations majeures :

- une composée de dolérite-gabbro et microleucogranite sodi-potassique, recoupant les terrains briovériens, située dans l'environnement proche de la rivière Mayenne, mais également de part et d'autre du ruisseau de Brault entre Quelaines et Houssay ; des petits massifs gabbrodoléritiques intrudant le Silurien forment également une petite concentration au voisinage de la confluence entre les rivières Mayenne et le Vicoin ;
- une seconde essentiellement localisée au Sud de Nuillé-sur-Vicoin et du Vicoin, avec quelques pointements dispersés vers le Nord jusqu'à Montigné-le-Brillant et à laquelle il faut rajouter le massif d'extension kilométrique de Nuillé-sur-Vicoin. Cette concentration, observable dans les terrains briovériens et plus accessoirement paléozoïques, est majoritairement représentée par des microgranites porphyriques à biotite ;
- une dernière représentée par des petits pointements de microtonalites visibles au Sud-Ouest de la zone étudiée, à l'Est de l'Oudon, en contexte briovérien et dans l'environnement immédiat de l'axe aurifère dit « des Miaules ».

L'identification de ces différentes roches a été réalisée en lames minces par P. Chèvremont (BRGM).

Les dolérites et microgabbros indifférenciés ($\epsilon\theta$)

Ces roches sont principalement localisées entre les localités de Houssay à l'Est (en bordure de la Mayenne) et de Queslaines – Saint-Gault à l'Ouest, de part et d'autre du ruisseau de Brault, où elles constituent sur environ 4 km d'Est en Ouest un véritable champ filonien recoupant les terrains briovériens. Des petits massifs et filons sont également observables au Nord, entre Origné et l'abbaye du Port-du-Salut, notamment au niveau de la confluence entre la Mayenne et le Vicoin, recoupant les terrains anté-carbonifères. Les filons ont une puissance de l'ordre d'une cinquantaine de mètres maximum et sont espacés en moyenne de 500 m. Ils constituent dans le paysage l'armature des collines. Ils ont une extension moyenne visible de l'ordre de 300 à 400 m de long, dépassant localement au Sud d'Houssay 1,5 km. Ils sont orientés selon une direction moyenne comprise entre N10° et N20°E, certains étant franchement N-S. À l'affleurement ces roches sont massives, très dures, denses, vert-sombre à noirâtres, à patine et taches brunâtres (oxydation des sulfures), en blocs plurimétriques subaffleurants à surfaces arrondies ou en petites boules dispersées dans les labours, avec une altération typique « en pelures d'oignons ».

Le grain est variable, fonction de la taille du filon, très fin pour les petits filons, à cœur bien cristallisé légèrement porphyrique et épontes fines pour les masses importantes. Les roches briovériennes situées au contact de ces filons peuvent être affectées sur quelques mètres (non cartographiable) par un métamorphisme de contact, engendrant une recristallisation plus ou moins nette dont l'intensité est directement liée à la taille de l'intrusion. Ces roches se marquent également sur le terrain par des terres brunes à rougeâtres, teinte due à la libération du fer contenu dans les minéraux ferromagnésiens et sulfures par lessivage.

Au niveau pétrographie, ces roches évoluent entre des dolérites et des microgabbros plus ou moins quartzifères et porphyriques. Elles sont microgrenues à grenues, à texture microlitique à doléritique intersertale, plus ou moins porphyriques pour certaines. Leurs constituants minéralogiques sont sensiblement identiques, représentés par des plagioclases en phénocristaux, lattes (oligoclase-andésine) ou en agrégats, plus ou moins séricitisés, du clinopyroxène en cristaux trapus plus ou moins ouralitisés, des amphiboles (hornblende), de la biotite, de la chlorite, souvent abondante issue de la rétomorphose de minéraux ferromagnésiens primaires, du quartz interstitiel, des oxydes de fer et de titane, des sulfures, de l'apatite et du sphène. Le fond est constitué de chlorite, plagioclases, quartz, ilménite, leucoxène, et de quelques plages de calcite. Ces roches sont souvent déformées, fracturées, mylonitisées et affectées par des phénomènes hydrothermaux (abondance de chlorite, épidote).

Au niveau de la représentation cartographique, les faciès altérés ont, vu la taille de ces filons, été figurés sous la même notation que les faciès sains (εθ).

Âge des dolérites et microgabbros

Ces roches présentes en filons, sills, dykes ou petits massifs sont nettement intrusives dans les terrains briovériens mais ne recourent par contre que les terrains anté-carbonifères (Ordovicien à Silurien) du bassin de Laval.

Les différentes études qui ont été menées jusqu'à présent sur ces roches basiques, notamment récemment par J. Le Gall (1999) sur la région comprise entre le bassin de Laval et le secteur de Caen – Saint-Lô, tendent à démontrer que les filons doléritiques isolés ou en essaims recoupant dans toute cette région (feuilles 1/50 000 Mayenne, Ernée, Landivy, Balleroy, Saint-Lô, etc...) les terrains protéro et paléozoïques sont contemporains de l'émission des coulées basaltiques épanchées à la base des séries carbonifères du bassin de Laval et des sills doléritiques injectés dans les formations siluro-dévonniennes de ce même bassin. Pour J. Le Gall, cette activité magmatique est contemporaine d'un évènement majeur précoce dans l'histoire varisque de la région et se situant à la limite dévono-carbonifère. Cette activité est par conséquent antérieure à la phase compressive majeure du Carbonifère supérieur. Dans le bassin de Laval, les datations réalisées sur les volcanites basiques, situées à la base de la série

| | M 15 | M 19 | M 16 | M 14 | NW | M 12 | 1525 | ARG. | 1435 | 1436 | 1437 | E 15 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 47,35 | 40,75 | 42,32 | 42,45 | 43,40 | 49,74 | 44,65 | 47,01 | 47,28 | 48,01 | 47,49 | 44,05 |
| Al ₂ O ₃ | 14,84 | 11,87 | 11,75 | 13,03 | 15,33 | 14,39 | 15,46 | 15,70 | 14,23 | 12,97 | 12,60 | 15,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,51 | 12,67 | 12,86 | 12,52 | 11,30 | 12,74 | 11,98 | 12,46 | 13,90 | 13,36 | 9,79 | 13,91 |
| MnO | 0,19 | 0,14 | 0,11 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,22 | 0,16 | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,17 |
| MgO | 5,84 | 11,53 | 11,15 | 8,38 | 11,38 | 3,17 | 8,16 | 5,81 | 3,36 | 4,86 | 5,41 | 6,67 |
| CaO | 9,67 | 7,13 | 6,04 | 6,78 | 9,32 | 7,16 | 8,30 | 8,89 | 7,73 | 7,10 | 7,74 | 4,60 |
| Na ₂ O | 3,03 | 1,61 | 1,45 | 1,30 | 1,79 | 2,91 | 2,27 | 3,12 | 2,81 | 2,57 | 2,39 | 3,77 |
| K ₂ O | 0,62 | 0,12 | 0,10 | 0,04 | tr | 1,66 | 0,15 | 0,01 | 1,82 | 0,31 | 1,02 | 0,15 |
| TiO ₂ | 2,54 | 1,69 | 2,58 | 2,78 | 1,20 | 2,68 | 3,12 | 3,18 | 3,20 | 3,04 | 1,82 | 4,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,33 | 0,28 | 0,38 | 0,44 | 0,17 | 0,78 | 0,89 | 0,46 | 0,77 | 0,57 | 0,26 | 0,63 |
| PF | 2,24 | 11,93 | 11,60 | 12,29 | 4,69 | 4,40 | 4,40 | 3,37 | 3,36 | 7,06 | 10,05 | 5,45 |
| TOTAL | 100,15 | 99,72 | 100,34 | 100,15 | 98,73 | 99,78 | 99,60 | 100,16 | 98,63 | 100,00 | 98,69 | 99,58 |
| Ba | 101 | 147 | 47 | 108 | 127 | 486 | 303 | 88 | 483 | 151 | 327 | 66 |
| Co | 59 | 72 | 69 | 56 | 61 | 39 | 41 | 45 | 91 | 99 | 91 | 78 |
| Cr | 279 | 695 | 384 | 522 | 777 | 80 | 409 | 121 | 47 | 42 | 64 | 87 |
| Cu | 65 | 61 | 57 | 51 | 72 | 25 | 336 | <10 | <10 | <10 | 20 | 18 |
| Nb | nd | nd | nd | nd | 8 | 40 | 56 | Nd | | | | |
| Ni | 155 | 343 | 345 | 239 | 286 | 69 | 151 | 83 | 67 | 96 | 85 | 83 |
| Rb | 20 | < 10 | < 10 | < 10 | 6 | 38 | 6 | 14 | 41 | 10 | 27 | 35 |
| Sc | nd | nd | nd | nd | 31,2 | 24,7 | 30,2 | nd | | | | |
| Sr | 350 | 449 | 222 | 268 | 284 | 371 | 614 | 701 | 340 | 268 | 262 | 374 |
| Th | nd | nd | nd | nd | <5 | 7 | <5 | nd | | | | |
| V | 285 | 180 | 226 | 228 | 235 | 206 | 246 | 300 | 152 | 195 | 143 | 300 |
| Zn | nd | nd | nd | nd | 55 | 150 | 101 | nd | | | | |
| Zr | nd | nd | nd | nd | 55 | 483 | 305 | nd | | | | |
| La | 12,10 | 11,60 | 14,17 | 19,16 | 5,41 | 41,07 | 40,61 | 23,64 | | | | |
| Ce | 30,10 | 26,28 | 35,05 | 45,37 | 14,87 | 96,00 | 87,08 | 65,74 | | | | |
| Nd | 19,92 | 15,47 | 21,71 | 27,34 | 8,30 | 60,20 | 49,71 | 36,42 | | | | |
| Sm | 5,75 | 3,89 | 5,84 | 6,64 | 2,61 | 14,00 | 11,05 | 9,27 | | | | |
| Eu | 1,97 | 1,15 | 1,99 | 1,96 | 0,89 | 4,35 | 3,21 | 3,09 | | | | |
| Gd | 6,16 | 3,61 | 5,75 | 6,62 | 2,75 | 13,05 | 9,47 | 8,14 | | | | |
| Dy | 5,76 | 1,89 | 4,87 | 5,06 | 2,99 | 11,01 | 7,11 | 7,37 | | | | |
| Er | 2,66 | 1,21 | 2,03 | 2,03 | 1,64 | 4,97 | 3,45 | 3,07 | | | | |
| Yb | 2,44 | 1,11 | 1,76 | 1,69 | 1,69 | 4,42 | 2,75 | 2,59 | | | | |
| Lu | 0,35 | 0,18 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,69 | 0,55 | 0,37 | | | | |
| Y | 32,24 | 16,13 | 25,17 | 25,18 | 19,64 | 61,32 | 34,79 | 41,85 | | | | |
| La/Yb | 4,96 | 10,45 | 8,05 | 11,34 | 3,20 | 9,29 | 14,78 | 9,13 | | | | |

Tabl. 2 - Analyses chimiques des dolérites et laves basiques du bassin de Laval (éléments majeurs en % ; éléments en trace et Terres Rares en ppm) (Le Gall, 1999)

M 15 : filon doléritique dans le Briovérien ; Houssay, vallée de la Mayenne

M 19 : sill doléritique ; flanc sud du synclinal de Laval ; Souvigné-sur-Sarthe

M 16 : sill doléritique ; flanc sud du synclinal de Laval ; Nord embouchure du Vicoin, vallée de la Mayenne

M 14 : sill doléritique ; flanc sud du synclinal de Laval ; la Clavière, Bignon-du-Maine

NW : sill doléritique ; flanc nord du synclinal de Laval ; Nullé-sur-Ouette

M 12 : sill doléritique ; flanc nord du synclinal de Laval ; carrière de la Raganière, Saint-Denis-d'Orques

1525 : basalte ; flanc sud du synclinal de Laval ; Auvers-le-Hamon, au Nord de Launay

ARG : basalte ; flanc nord du synclinal de Laval ; Argentré, rive gauche de la Jouanne

1435 : sill doléritique ; bassin de Laval ; Saint-Denis-d'Orques

1436 : sill doléritique ; bassin de Laval ; Helberdière

1437 : sill doléritique ; bassin de Laval ; Vaiges

E 15 : lave basique ; bassin de Laval ; Argentré, rive gauche de la Jouanne

carbonifère et discordantes sur les terrains du Dévonien inférieur, ont donné un âge à 310 ± 5 Ma (*in* Le Hérisse *et al.*, 1982 ; méthode K/Ar, sur minéral ou roche totale ? non précisé) âge reflétant plus la phase de structuration majeure de la série carbonifère que celui des épanchements basiques. Or les différentes études réalisées sur le bassin de Laval (Boyer, 1974 ; Plaine, 1976 ; Houlgatte *et al.*, 1988) montrent très clairement que ces coulées basaltiques précèdent les importants épanchements ignimbritiques datés à 342 ± 6 Ma (isochrone Rb/Sr sur roche totale ; Vidal, 1980), soit encore un âge très proche de la limite Tournaisien-Viséen, et seraient à rapporter au Tournaisien inférieur, voire au Siluro-Dévonien (coulées dans le flanc sud du synclinorium de Laval). Rappelons également que les filons doléritiques apparaissent à l'état de blocs remaniés dans les conglomérats carbonifères du synclinal de Laval, ce qui est en accord avec un âge maxi tournaisien inférieur.

De par leur composition minéralogique et géochimique (tabl. 2), ces matériaux basiques se situent dans le domaine des tholéiites continentales, avec un degré de cristallisation directement contrôlé par l'épaisseur de la croûte traversée. Ces magmas tholéiitiques sont à mettre en relation avec une fusion partielle d'un manteau à forte composante asthénosphérique. Pour toutes informations complémentaires, nous renvoyons aux travaux de J. Le Gall (1999).

Les microleucogranites à biotite ($\mu\gamma$) (type microgranite des Ruaux)

Les microleucogranites sont essentiellement concentrés sur la commune de Houssay à la confluence de la Mayenne et du ruisseau de Brault. Ils constituent notamment le menhir de la Baronnière. Ils apparaissent en filons étroitement associés au champ filonien doléritique décrit précédemment, avec des orientations proches de celles des filons doléritiques. Ils restent de dimension mineure, de puissance inférieure à celle des dolérites, et d'extension de l'ordre de 200 à 300 m au maximum. Également en relief dans le paysage, la roche est très claire, gris-clair à blanchâtre, dure, à grain fin, avec quelques fines ponctuations noires et cristaux millimétriques de feldspath. Elle est à texture microgrenue plus ou moins porphyrique, et composée de feldspaths, principalement d'albite-oligoclase en phénocristaux automorphes à contours émoussés, à macles polysynthétiques ou de Carlsbad, isolés ou groupés, de feldspath potassique (peu) parfois perthitique, de quartz en plages corrodées à facture rhyolitique, de biotite (peu) brune à verte plus ou moins chloritisée, et d'amas de chlorite. La mésostase est granophyrique, composée de quartz, feldspath et chlorite en agrégats de petite taille, finement cristallisée, renfermant fréquemment des assemblages micropegmatitiques avec des plages à texture graphique associant le quartz, l'albite et le feldspath potassique.

L'analyse chimique (tabl. 3) de ces microleucogranites est donnée dans le tableau ci-dessous. Elle fait ressortir la richesse en silice (75 %), une pauvreté en MgO et CaO et une somme Na₂O + K₂O voisine de 8.

| | les Ruaux-Nord | les Ruaux-Sud | la Gaudrée |
|--------------------------------|----------------|---------------|---------------|
| N° d'échantillon | 267-35 | 267-35K | 267-41 |
| SiO ₂ | 75,4 | 75,20 | 75,80 |
| Al ₂ O ₃ | 13,58 | 13,84 | 13,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,69 | 2,60 | 1,85 |
| MnO | - | - | - |
| MgO | 0,11 | 0,11 | 0,10 |
| CaO | 0,17 | 0,39 | 0,21 |
| Na ₂ O | 4,03 | 3,95 | 4,29 |
| K ₂ O | 4,30 | 4,02 | 4,00 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,33 | 0,16 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - |
| H ₂ O ⁺ | 0,63 | 0,88 | 0,73 |
| H ₂ O ⁻ | 0,01 | 0,08 | 0,01 |
| Total | 100,00 | 101,40 | 100,36 |

Tabl. 3 - Analyses chimiques de 3 échantillons de microgranites prélevés entre les fermes des Ruaux et de Choiseau (in Plaine, 1976)

Au niveau de la représentation cartographique, les faciès altérés ont, vu la taille de ces filons, été figurés sous la même notation que les faciès sains ($\mu\gamma$).

Les microgranites porphyriques à mésostase granophyrique à biotite ($\mu\gamma$, $\mu\gamma\mathcal{A}$) (type microgranite de Nuillé-sur-Vicoin)

Les microgranites porphyriques apparaissent sous la forme de petits pointements d'extension en apparence restreinte vu les conditions d'affleurements (quelques dizaines à quelques centaines de mètres), essentiellement concentrés au Sud du Vicoin entre Montigné-le-Brillant et Nuillé-sur-Vicoin, dans les terrains briovériens. Ces petits intrusifs sont à tout point de vue identiques au massif microgranitique de Nuillé-sur Vicoin et doivent être considérés comme des petits satellites de ce dernier. Le massif de Nuillé-sur-Vicoin apparaît sous une forme très allongée, étirée sur environ 7 km de long (depuis le Nord de Montigné-le-Brillant jusqu'au Sud-Est de Nuillé-sur-Vicoin) pour 300 m de large en moyenne (maximum de 500 m), selon une orientation NW-SE proche de celle des terrains sédimentaires paléozoïques. Il intrude la formation ordovicienne de Saint-Germain-sur-Ille, et se montre comme cette dernière décalé par des jeux de failles N170° à N180°E. À l'affleurement, la roche est généralement très altérée, beige à grisâtre, en boules ou blocs épars, ou totalement arénisée à l'état de sable quartzo-feldspathique ($\mu\gamma\mathcal{A}$) plus ou moins mélangé avec des limons. Elle

est observable en carrière à Nuillé-sur-Vicoin en bordure du Vicoin et plus au Nord au niveau du château de Courcelle. Elle est caractérisée par de nombreux phénocristaux plurimillimétriques de feldspath et des paillettes de biotite. Cette roche est à texture microgrenue à grenue porphyrique et composée de phénocristaux automorphes de plagioclase (albite-oligoclase) isolés ou regroupés en amas envahis par des minéraux phylliteux de néoformation, de quartz en sections subautomorphes mono à polycristallines, de feldspath potassique, automorphe et perthitique, en proportion et en taille plus limitées, et de biotite brune en général fortement chloritisée. La mésostase est granophyrique, riche en chlorite, avec développement fréquent d'associations micropegmatitiques graphiques. De la muscovite secondaire en rosettes ainsi que de l'épidote peuvent également y être observées. Ces roches apparaissent sur le terrain très souvent cataclasées, notamment au niveau des petits massifs. Les épontes de ce microgranite de Nuillé-sur-Vicoin sont souvent modifiées, homogènes, hololeucocrates, à rares phénocristaux et traces de fluidalité frustrée et à texture microgrenue porphyrique. Elles sont caractérisées par l'absence de micropegmatites et le développement de sphérolites. Des faciès bréchiques peuvent également être observés sur les bordures, faciès caractérisés notamment par la présence de fragments de la formation de Saint-Germain-sur-Ille.

Les analyses chimiques réalisées sur ce microgranite (tabl. 4) confirment son caractère acide, avec environ 70 % de SiO₂, et sodi-potassique, le potassium étant toutefois nettement dominant sur le sodium. Ses teneurs sont par rapport à celles des microleucogranites plus faibles en silice (70 % au lieu de 75 %), mais par contre plus élevées en potassium (feldspath potassique plus abondant) et en fer total (biotite).

| N° d'échantillon | la Crotellière | Château de Courcelle |
|--------------------------------|----------------|----------------------|
| SiO ₂ | 69,70 | 73,50 |
| Al ₂ O ₃ | 15,06 | 13,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,35 | 4,09 |
| MnO | - | - |
| MgO | 0,23 | <0,10 |
| CaO | 0,12 | 0,11 |
| Na ₂ O | 2,42 | 2,31 |
| K ₂ O | 5,60 | 5,27 |
| TiO ₂ | 0,33 | 0,31 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,13 |
| H ₂ O ⁺ | 2,10 | 1,58 |
| H ₂ O ⁻ | 0,01 | 0,01 |
| Total | 100,09 | 101,13 |

Tabl. 4 - Analyses chimiques du microgranite porphyrique à biotite (type microgranite de Nuillé-sur-Vicoin) (in Plaine, 1976)

Les microtonalites porphyriques à biotite ($\mu\eta$)

Les microtonalites sont concentrées dans le coin sud-ouest de la carte de Cossé-le-Vivien, entre les communes de Livré et Ballots. Elles se présentent sous la forme de petits corps circulaires à ovoïdes, d'extension très restreinte (moins de 250 m), grossièrement alignés selon une direction N115° à N120°E, proche de celle des terrains briovériens qu'ils intrudent. Leur distribution présente un intérêt tout particulier dans la mesure où ils jalonnent l'axe quartzo-aurifère des « Miaules », axe exploité sur cette zone à l'époque gallo-romaine au niveau de la ferme de la Vieuville. Le rôle exact joué par ces microtonalites sur ces concentrations aurifères filoniennes reste à démontrer mais leur présence dans cet environnement n'est probablement pas anodine et peut constituer un guide éventuel pour la recherche de concentrations aurifères (cf. chapitre Ressources minérales). Bien qu'apparaissant toujours très altérées, ces roches ont été figurées sur la carte sous la notation ($\mu\eta$). Ces roches ne sont observables que sous la forme de blocs remontés par les charrues, plus ou moins concentrés, mélangés à des sables et argiles issus de l'altération ainsi qu'à des limons. La roche est beige à verdâtre, plus ou moins déformée, fortement séricitisée, à phénocristaux plurimillimétriques altérés et à texture microgrenue porphyrique. La mésostase est composée de plagioclase séricitisé, de quartz plus ou moins abondant, de biotite altérée chloritisée, d'apatite, de zircon, d'oxydes de fer. Les phénocristaux sont essentiellement plagioclasiques, en lattes isolées ou groupées pseudomorphosées en paillettes phylliteuses, le quartz plus ou moins abondant apparaissant en plages xéno à subautomorphes.

Ces roches sont souvent hydrothermalisées avec notamment cristallisation d'épidote.

Analyse chimique

Ce faciès a été identifié et analysé (tabl. 5) sur la feuille voisine de la Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997). Les résultats sont figurés dans le tableau suivant.

Les filons de quartz (Q)

Le quartz est abondant sur la feuille Cossé-le-Vivien, présent sous la forme de filons plus ou moins démantelés, en blocs pluricentimétriques à décimétriques, éparpillés dans les labours et accumulés dans les fonds de vallées. En dehors de quelques blocs de quartz observés dans le Paléozoïque, les filons de quartz se distribuent majoritairement dans les terrains briovériens qu'ils affectent et en proportion moindre dans les différents faciès granitiques présents. Leur puissance n'est pas très importante, pluridécimétrique à métrique (2-3 m maxi), mais leur extension a pu être définie cartographiquement à travers les roches saines, les altérites, voire les limons peu épais sur des distances atteignant jusqu'à 2 km de long (Ballots). Ils sont principalement concentrés dans la moitié

| Échantillon 2AY | |
|------------------------------------|-------|
| SiO₂ | 66,96 |
| TiO₂ | 0,38 |
| Al₂O₃ | 16,59 |
| Fe₂O₃ | 3,29 |
| MnO | 0,07 |
| MgO | 1,43 |
| CaO | 3,09 |
| Na₂O | 4,70 |
| K₂O | 1,37 |
| P₂O₅ | 0,09 |
| P.F. | 1,36 |
| Total | 99,33 |

Tabl. 5 - Analyse chimique réalisée sur la microtonalite porphyrique à biotite de Louvigné de Bais (feuille La Guerche-de-Bretagne) (Trautmann *et al.*, 1997)

ouest de la carte notamment entre Ballots et Livré au niveau de la zone aurifère des Miaules, et sur tout le pourtour du massif granitique du Pertre.

Plusieurs réseaux filoniens quartzeux ont pu être distingués dans les terrains briovériens, avec des orientations très variables :

- un réseau N-S essentiellement développé dans le quart sud-est de la feuille ;
- un réseau N100° à N120°E, jalonnant la ligne aurifère des Miaules entre Ballots et Livré-Athée, ainsi que la bordure nord du massif du Pertre ;
- et un réseau N60° à N70°E, le plus développé sur la carte, depuis Courbeveille à l'Est jusqu'à Ballots au Sud et Le Pertre au Nord.

Ces filons sont isolés ou groupés et constituant un véritable champ filonien tel que le long de la ligne des Miaules où plusieurs filons s'alignent sur plus de 6 km, ou entre Courbeveille et Montjean, au Nord de Saint-Poix, ou à l'Est de Méral.



Fig. 10 - Carte géologique d'ensemble du massif leucogranitique du Pertre (feuilles 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne et Cossé-le-Vivien ; Trautmann *et al.*, in *Géologie de la France*, n° 1, 2002)

Leur mise en place est soit associée à celle des différents massifs intrusifs, présents sur cette zone, soit liée à des phases de déformations cassantes majeures affectant le secteur. Le quartz est blanc laiteux à grisâtre, massif, plus ou moins fracturé, parfois accompagné de quelques plages éparses de chlorite, de paillettes de micas, ou d'enduits ferrugineux. Ces filons peuvent renfermer des plages de sulfures et d'or (les Miaules ; ferme de la Vieuville sur Livré ; cf. minéralisations). De très rares blocs de quartz filonien noir (modification du réseau cristallin sous l'effet de contraintes tectoniques) ont pu être observés.

*MASSIF GRANITIQUE DU PERTRE (leucogranites
et roches associées) (schéma structural et fig. 10)*

Le massif du Pertre est localisé dans le coin nord-ouest du secteur étudié, à cheval sur les feuilles géologiques 1/50 000 de Cossé-le-Vivien à l'Est et de La Guerche-de-Bretagne à l'Ouest, mais également sur les départements de la Mayenne et de l'Ille-et-Vilaine. Le massif est de forme ovoïde, d'environ 11 km de long pour une largeur maximum de 4 km, grossièrement étiré selon la structuration NW-SE du Briovérien qu'il intrude. Près des 2/3 de sa surface sont présents sur la région concernée, au niveau des communes du Pertre, de Saint-Cyr-le-Gravelais et de Beaulieu-sur-Oudon. Il constitue le point le plus élevé de la région avec une altitude de 183 m et alimente les principaux bassins hydrographiques situés à l'Ouest de ce secteur notamment celui de la Seiche qui prend sa source au Pertre. La cartographie et l'étude de l'ensemble du massif ont été réalisées entre 1991 et 1994 par F. Trautmann et J.P. Clément (BRGM), *pro parte* dans le cadre du lever de la feuille 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997). Les études pétrographiques des différents faciès distingués sur le terrain ont été effectuées par P. Chèvremont (BRGM). La cartographie du contact entre les terrains briovériens intrudés et ce massif intrusif, notamment l'auréole de métamorphisme de contact, a été précisée lors des levés effectués en 2006 et 2007. Le lever des formations superficielles et notamment des altérites y a été réalisé au cours de cette même période. Ce massif du Pertre correspond à un leucogranite à structure zonée avec un cœur de leucogranite à grain fin à 2 micas, une auréole majeure représentée par un leucogranite aplitique porphyroïde à 2 micas et une auréole externe en bordure nord à leucogranite à gros grain et à 2 micas. Ce massif leucogranitique est recoupé par des filons de quartz, des microgranites (feuille La Guerche-de-Bretagne) et des filons de rhyolites tardifs. Des faciès de type greisen, symptomatiques d'une phase pneumatolytique, ont été identifiés sur la bordure sud du massif. Ces différents types de roches sont dans leur ensemble majoritairement altérés, à l'état d'arène avec quelques blocs ou boules dispersés dans les labours. Les sables issus de cette altération sont fréquemment mélangés à des limons.

Les affleurements les plus caractéristiques se situent sur la commune du Pertre :

- à proximité de la source de la Seiche, entre la Croix-de-Bois et le Pâtis-Vert ou d'anciennes carrières sont encore visibles ;
- sur la D 43 au niveau des buttes entre Clermont et la Haute-Mellerais ;
- au Nord-Est du Pertre au niveau de l'intersection entre la D 29 et le chemin menant à la ferme de la Haye (carrière sous la route) ;
- à l'Ouest du Pertre, sur la Faucaudière, et sur le Bas-Chevrier ;
- au Nord du Pertre le long de la D 43 entre Le Pertre et la ferme du Poirier ;
- au Sud du Pertre à l'intersection entre la D 29 et le chemin de la Bretonnière (petite carrière) et un peu plus à l'Est au niveau des fermes de la Blancheterie et de la Grande-Gautrie ;
- sur Saint-Cyr-le-Gravelais, la roche affleure le long de la D 33 au niveau de la ferme des Aulnais.

Les descriptions présentées ici sont en majeure partie extraites de la notice de la carte La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997) et de l'article paru dans « Géologie de la France » (Trautmann *et al.*, 2002).

Le leucogranite aplitique porphyrique à deux micas ($\rho\gamma$, $\rho\gamma\mathcal{A}$)

Erratum : une erreur est survenue lors de la fabrication de la carte Cossé-le-Vivien. Dans la légende, pour le faciès altéré du leucogranite aplitique porphyrique à deux micas, il faut lire $\rho\gamma\mathcal{A}$ et non $\rho\gamma\mathcal{A}$.

Ce leucogranite représente de loin le faciès majeur de l'ensemble de ce massif, dont il constitue ici les bordures sud et est. La roche est leucocrate, beige clair, à grain très fin compris entre 0,2 et à 0,5 mm, à texture aplitique porphyrique avec phénoblastes de feldspath et de quartz. Le quartz, les feldspaths et la biotite en sont les principaux constituants minéralogiques. Le quartz est en cristaux xénomorphes engrénés ou en phénocristaux globulaires (5 mm de diamètre) craquelés. Les feldspaths sont représentés par de l'orthose perthitique, du microcline et des plagioclases plus ou moins damouritisés. La biotite est plus ou moins abondante, fréquemment chloritisée, la muscovite n'apparaissant que très accessoirement. Des minéraux lourds tels que le zircon, la tourmaline, l'indicolite et la staurotite y ont également été identifiés par L. Berthois (1935) au niveau de la ferme de la Guérinière (feuille La Guerche-de-Bretagne).

Le leucogranite à gros grain à deux micas (${}^L_g\gamma$, ${}^L_g\gamma\mathcal{A}$)

Ce faciès constitue la bordure externe nord du massif. En majorité arénisé, il peut être observé en carrière près du château de Bel-Air (chemin de la Haye). La roche est également claire, isogranulaire à texture grenue, et se caractérise par une proportion en phénocristaux plus abondante que dans le faciès précédent, au dépend de la trame. Les phénocristaux atteignent jusqu'à 3 cm de long et sont

constitués d'orthose perthitique et de quartz pris dans une matrice finement cristallisée. Des plagioclases très séricitisés et des biotites et muscovites peuvent également y être observés. Cette paragenèse est complétée par de la monazite, du zircon, du sphène et du grenat almandin. Ce leucogranite renferme localement (carrière de la Goupillière, feuille La Guerche-de-Bretagne) des enclaves de « schistes » briovériens non totalement assimilés par le magma. Des filons de « rhyolites » sont également signalés dans le même secteur (Berthois, 1935).

Le leucogranite à grain fin à deux micas (f₁γ, f₁γ₂)

Ce faciès occupe la partie centrale du massif, bordé au Sud par le leucogranite aplitique et au Nord par le leucogranite à grain grossier. Il est altéré, arénisé comme les faciès précédents, les meilleurs affleurements se situant au niveau des carrières proches de la source de la Seiche, entre la Croix-de-Bois et le Pâtis-Vert. La roche est de couleur beige à texture hypidiomorphe grenue avec parfois des plages de quartz centimétriques lui conférant une tendance porphyrique. Elle est essentiellement constituée de quartz en plages polycristallines, de feldspath potassique très perthitique, à films et taches d'albite en plages xénomorphes à subautomorphes englobant ponctuellement des lattes de plagioclases acides subautomorphes, plus ou moins séricitisés et parfois zonés. Les micas sont représentés par la biotite, en général totalement remplacée par de la chlorite verte ou des micas, et de la muscovite primaire en lamelles isolées ou en petits agrégats plus ou moins liés aux biotites. Micas et plagioclases sont également visibles en fines inclusions dans le quartz. Accessoirement on y distingue de l'apatite, de l'ilménite et du rutile. Des filons pegmatitiques à quartz, feldspath, tourmaline et fluorine y sont également signalés dans la carrière dite du « Chardonneret » (Bézier, 1908).

Analyse chimique des leucogranites

Deux échantillons ont été prélevés et analysés en 1994 au BRGM. Les résultats (tabl. 6) font ressortir le caractère très acide ($\text{SiO}_2 > 75\%$) et peralumineux de ces roches (indice A/CNK = 1,16 et 1,36), en accord avec la présence de muscovite. Les teneurs en Li (24 et 98 ppm), Rb (175 et 241 ppm), Ta (1,5 et 2,8 ppm) et U (4,7 et 6,5 ppm) sont élevées alors que celles en Sr (< 40 ppm), Ba (< 230 ppm), Zr (< 60 ppm), Th (< 6 ppm) et La (< 11 ppm) sont faibles. Les spectres multi-élémentaires (fig. 11 et 12) montrent les traits communs des leucogranites peralumineux (Pearce *et al.*, 1984 ; Thiéblemont et Cabanis, 1990) avec des « pics » en Rb, U et Th et des « effondrements » en Ba, Th, Terres Rares légères, Sr, Zr et Hf.

Les roches associées à ces leucogranites

Elles sont représentées par des greisens, des filons de microgranite porphyrique à biotite, et des intrusions de rhyolites.

| | Rhyolite | Leucogranite à 2 micas | Leucogranite porphyrique à 2 micas |
|---------------------------------|---------------------|------------------------|------------------------------------|
| | Argentré-du-Plessis | Le Pertre Pâtis-Vert | Le Pertre Bas-Chevrier |
| N° échantillon | 4A-88 | CLV-18 | CLV-40 |
| SiO ₂ (%) | 75,8 | 76 | 75,74 |
| TiO ₂ | 0,16 | < 0,05 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 12,00 | 13,36 | 12,59 |
| Fe ₂ O _{3t} | 1,96 | 1,21 | 1,37 |
| MnO | 0,07 | 0,03 | 0,02 |
| MgO | < 0,2 | < 0,2 | < 0,2 |
| CaO | < 0,1 | 0,19 | 0,17 |
| Na ₂ O | 4,54 | 2,85 | 2,98 |
| K ₂ O | 4,18 | 4,42 | 5,21 |
| P ₂ O ₅ | < 0,05 | 0,18 | 0,09 |
| PF | 0,37 | 1,26 | 1,00 |
| Trace elements (ppm) | | | |
| Li (ppm) | < 10 | 98 | 24 |
| Rb | 65 | 241 | 175 |
| Ba | 652 | 58 | 227 |
| Sr | 70 | 16 | 34 |
| Th | 10,6 | 2,5 | 5,1 |
| U | 4,2 | 4,7 | 6,5 |
| Ta | 1,6 | 2,8 | 1,5 |
| Nb | 18 | 16,1 | 12,7 |
| Hf | 4,9 | 1,7 | 2,5 |
| Zr | 117 | 30 | 55 |
| Y | 28,9 | 10,6 | 20,4 |
| V | < 10 | < 10 | < 10 |
| Co | <5 | < 5 | < 5 |
| Cr | 61 | 16 | 20 |
| Ni | 29 | 23 | 16 |
| La | 34,9 | 2,5 | 10,4 |
| Ce | 71,1 | 6,0 | 25,3 |
| Pr | 7,8 | 0,8 | 3,3 |
| Nd | 29 | 4 | 15 |
| Sm | 5,4 | 1,5 | 4,0 |
| Eu | 0,6 | < 0,1 | 0,4 |
| Gd | 5,4 | 2 | 4,9 |
| Tb | 0,9 | 0,4 | 0,8 |
| Dy | 5,6 | 2,7 | 4,7 |
| Ho | 1,1 | 0,4 | 0,7 |
| Er | 3,2 | 0,7 | 1,3 |
| Tm | 0,4 | 0,1 | 0,2 |
| Yb | 3,2 | 0,6 | 0,8 |
| Lu | 0,5 | < 0,1 | 0,1 |
| Geochemical indices | | | |
| A/CNK | 1,00 | 1,36 | 1,16 |
| (Nb/Zr)N | 2,42 | 8,44 | 3,63 |
| Nb/Ta | 11,25 | 5,75 | 8,47 |
| Th/Ta | 6,63 | 0,89 | 3,40 |
| La/Th | 3,29 | 1,00 | 2,04 |

Tabl. 6 - Analyses chimiques d'une rhyolite d'Argentré-du-Plessis (feuille 1/50 000 La Guerche-de-Bretagne) et de deux granites du Pertre (Trautmann *et al.*, 2002)

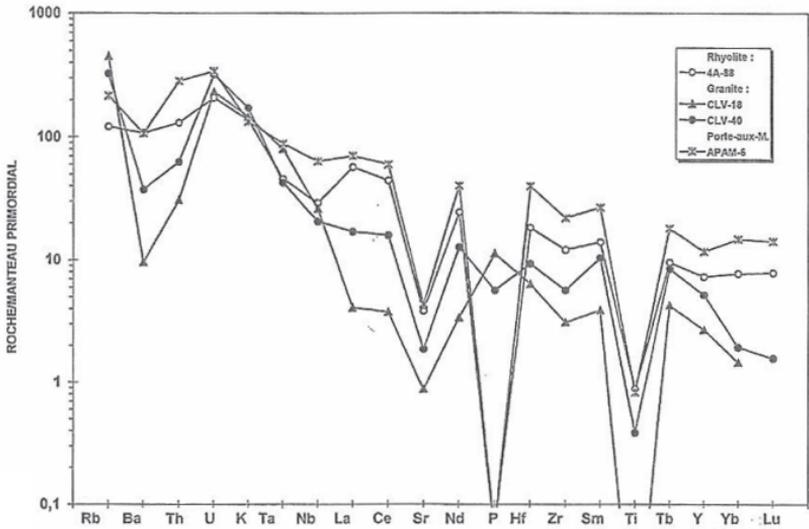


Fig. 11 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1998) pour un échantillon de filon rhyolitique recoupant le granite du Pertre, deux échantillons de ce granite et une lave acide du Carbonifère inférieur de la Porte-aux-Moines. (analyse dans Villanova, 1995) (in Trautmann et al., 2002)

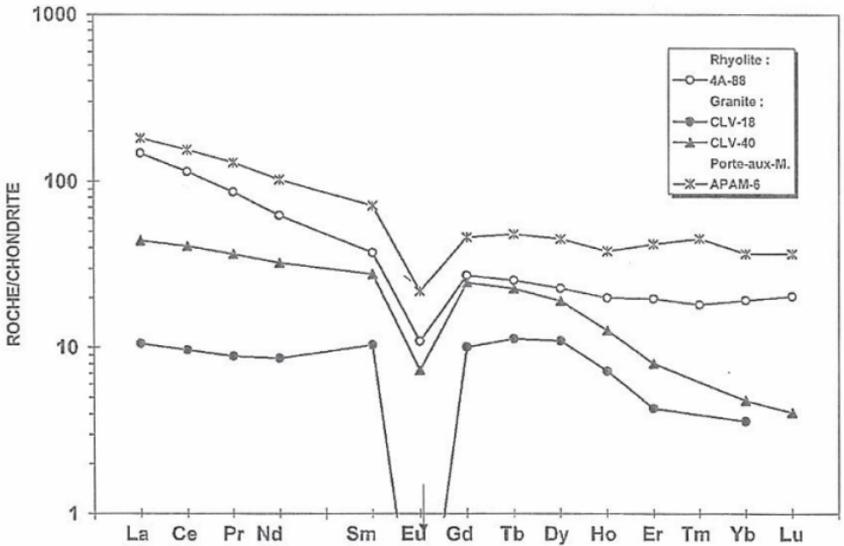


Fig. 12 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour un échantillon de filon rhyolitique recoupant le granite du Pertre, deux échantillons de ce granite et une lave acide du Carbonifère inférieur de la Porte-aux-Moines (analyse dans Villanova, 1995) (in Trautmann *et al.*, 2002)

Les greisens (GR, GR~~∞~~)

Ces roches sont localisées dans la bordure sud du massif, au niveau du leucogranite aplitique porphyrique à deux micas, entre la Gacillère, la Houlaudière et le Puits. La roche y est altérée, en blocs plus ou moins dispersés dans les labours. Le faciès est à texture xénomorphe grenue, composé de quartz riche en lamelles et amas de mica blanc et en inclusions fluides. Ce faciès correspond à une greisenification du granite leucocrate liée à une phase pneumatolytique tardive caractérisant la fin de l'activité magmatique.

Les filons de microgranite porphyrique à biotite ($\mu\gamma_{3-4}$)

Bien qu'étant également altérés, ces filons ont été donnés leurs petites tailles et représentés sous la notation unique ($\mu\gamma_{3-4}$).

Au nombre de trois, ils sont localisés au Nord-Ouest du Pertre, près des fermes de la Croix-Moreau, du Haut-Châble et de Bellevue et recourent les deux faciès leucogranitiques à grain fin, et aplitique porphyrique.

La roche est à texture microgrenue porphyrique et principalement composée de phénocristaux de plagioclases acides en assemblage ou isolés et de quartz à golfes de corrosion couronnés d'albite. La biotite est assez rare et pseudomorphosée en agrégats de phyllites verdâtres. Ces phénocristaux sont pris dans une mésostase à quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, biotite chloritisée ou décolorée, avec accessoirement du zircon et des minéraux de fer et titane.

Les filons de rhyolites (ρ)

Ces roches sont largement représentées au niveau de l'extrémité ouest du massif du Pertre (feuille La Guerche-de-Bretagne). Sur le secteur de la feuille Cossé-le-Vivien, seules deux intrusions de rhyolites ont été distinguées (Trautmann *et al.*, 1997), dans la bordure nord du massif, au niveau du faciès leucogranitique à gros grain (forêt du Pertre, au Nord du Haut-Châble). Ces roches n'ont, en raison du couvert forestier, été observées qu'à l'état de « pierres volantes ». Elles sont composées de quartz en amygdales, de feldspath plus ou moins sphérolitique, dans une mésostase très fine (la Poulinière sur La Guerche-de-Bretagne ; Vandernotte, 1913), et montrent localement (le Haut-Châble) une structure de dévitrification perlitique. Ces roches ont été décrites dans la littérature notamment par L. Berthois (1935) lequel signale dans la carrière de la Goupillière un filon de 10 m de puissance au sein du leucogranite à gros grain. Elles apparaissent fréquemment mylonitisées, particulièrement sur la bordure nord du massif.

Analyse chimique des rhyolites

Le filon rhyolitique d'Argentré-du-Plessis situé à l'Ouest sur la coupure voisine de La Guerche-de-Bretagne a été analysé au BRGM en 1994. Les

| Éch. n° CV2 | Typologie zircon | T°C de palier | Nbre de rapport | 206Pb ----- 204Pb | 208Pb ----- 206Pb | 207Pb ----- ± 1σ 206Pb | Âge par palier | Âge par zircon | Âge moyen |
|----------------|-----------------------|------------------|--------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------------|-------------------|-------------------|----------------------------|
| | Zr B | a/1 440 | 46 | 2 000 | 0,167 | 0,06082 ± 31 | 633 ± 11 | | |
| | | b/1 460 | 28 | 3 150 | 0,201 | 0,06077 ± 74 | 631 ± 26 | | |
| | Zr B | (a,b) | 74 | | | | | 632 ± 18 | |
| | Zr D | a/1 440 | 12 | 1 900 | 0,106 | 0,05426 ± 22 | 382 ± 9 | | |
| | | b/1 460 | 51 | 2 150 | 0,125 | 0,05419 ± 17 | 379 ± 7 | | |
| | | c/1 480 | 59 | 7 770 | 0,211 | 0,05407 ± 41 | 374 ± 17 | | |
| | Zr D | (a,b,c) | 122 | | | | | 377 ± 13 | |
| | Zr E | a/1 440 | 21 | 1 740 | 0,155 | 0,05386 ± 48 | 365 ± 20 | | |
| | Zr F | a/1 440 | 18 | 3 240 | 0,200 | 0,06085 ± 54 | 634 ± 19 | | |
| | Zr G | a/1 440 | 45 | 7 100 | 0,083 | 0,05390 ± 34 | 367 ± 14 | | |
| | | b/1 460 | 6 | 1 600 | 0,198 | 0,05438 ± 66 | 387 ± 27 | | |
| | Zr G | (a, b) | 51 | | | | | 369 ± 17 | |
| | Zr D + Zr E + Zr G | | 194 | | | | | | 377,6 ± 9,2 MSWD = 0,28 |

Tabl. 7 - Résultats isotopiques obtenus sur l'échantillon CV2 par la méthode d'évaporation du plomb sur mono-zircon (Trautmann *et al.*, 2002). Les erreurs sur les âges par palier et par zircon sont données à 1σ (écart-type). L'âge moyen est la moyenne pondérée des différents paliers conservés et est donné à +/-2σ (95 % limite de confiance)

résultats obtenus (tabl. 6) font ressortir le caractère très acide (75,8 % de SiO₂) et métalumineux (A/CNK = 1) de cette roche, sa faible teneur en alumine (Al₂O₃ = 12 %) et sa teneur élevée en Yb (= 3,2 ppm). De part ces valeurs, elle est à rattacher au type « low-Al – hig-Yb » de la nomenclature de J.G. Arth (1979) et F. Barker (1979). Comparée au leucogranite du Pertre, sa teneur en silice est similaire, mais elle est plus riche en Ba (652 ppm), Th (10,6 ppm), La (34,9 ppm) et Zr (117 ppm) mais par contre plus pauvre en Rb (65 ppm). Ces résultats montrent que ces deux roches ont évolué à partir de magmas distincts. Ces rhyolites présentent par contre de nombreux caractères communs avec les roches volcaniques du massif d'Entrammes, ce qui permet éventuellement d'envisager sur cette zone du Pertre une phase d'activité volcanique contemporaine de celle développée dans la formation de l'Huisserie.

Les filons de quartz et mylonites du massif du Pertre

Un seul filon de quartz blanc laiteux a été cartographié dans ce massif au Sud-Ouest du Pertre au niveau de la ferme du Bois-Clermont. Le quartz apparaît majoritairement sous la forme de filonnets de quartz blanc, non figurables vu leur taille, associés aux zones fracturées et cataclasées. Ces leucogranites apparaissent également fortement fracturés, voire mylonitisés avec une bréchification plus ou moins prononcée de la roche. Ceci est notamment visible dans le leucogranite à grain fin au voisinage des Aulnaies sur la D 33 et dans le secteur du Pâtis-Vert au Sud du Pertre.

Ce massif est affecté par plusieurs réseaux de failles, et notamment sur sa bordure externe nord où la présence de nombreux filons de quartz alignés N110° à N130°E permet clairement d'envisager l'existence d'un accident majeur de nature cisailante. (cf. Évolution tectonométamorphique).

Âge du massif du Pertre

Rappel des anciens travaux

Les informations dont on dispose sur l'âge du massif du Pertre sont très restreintes. En dehors des travaux de D.P. Oehlert qui en faisait un massif anté-carbonifère, les travaux les plus récents sont ceux réalisés en 1994 par C. Guerrot dans le cadre du lever de la feuille 1/50 000 de La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997). L'analyse géochronologique effectuée sur un échantillon de leucogranite grossier à deux micas du Pertre a été effectuée avec la méthode Pb/Pb par évaporation directe du plomb sur monozircon (tabl. 7). Sur une trentaine de zircons obtenue au tri, seulement cinq en final ont donné en spectrométrie une émission de plomb enregistrable, avec des âges à 630 Ma pour les plus sombres et arrondis, et à **374 ± 16 Ma** (moyenne) pour les faciès translucides et allongés. Cet âge de 374 ± 16 Ma (limite Dévonien moyen-

Dévonien supérieur) est interprété comme correspondant à l'âge de cristallisation du granite du Pertre.

Une analyse K-Ar a également été réalisée sur les muscovites de l'échantillon CLV18 prélevé au même endroit que l'échantillon CV2 daté en zircon. Cette méthode a donné pour les muscovites du granite du Pertre un âge de $367,5 \pm 7$ Ma, en accord avec celui obtenu sur zircon, situant donc ce granite (phase de cristallisation) à la limite Dévonien moyen-Dévonien supérieur.

Le massif du Pertre était donc en 2002 le seul témoin connu d'un plutonisme granitique peralumineux de cet âge en Bretagne centrale.

Nouvelles données géochronologiques

Dans le cadre du lever de la feuille Cossé-le-Vivien, des analyses complémentaires ont été réalisées en 2007 par A. Cocherie avec les méthodes U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites. Trois échantillons du massif ont été prélevés et étudiés avec ces méthodes, deux de leucogranite, grossier (Pertre 1), à grain fin (Pertre 4) et un troisième de leucogranite aplitique (Pertre 6). Les tableaux et figures correspondant à ces analyses sont joints en annexe (annexe 1).

Les résultats obtenus montrent que les monazites et les zircons ont enregistré plusieurs événements. Concernant les deux faciès leucogranitiques fin et grossier, ils se mettent en place probablement de manière synchrone à 343 ± 3 Ma (2σ), selon les zircons de Pertre 1, l'âge U-Pb sur les zircons de Pertre 4 étant très mal contraint sur 3 analyses (348 ± 19 Ma).

Deux héritages ont été définis pour les échantillons de leucogranites (1 et 4) l'un très bien marqué sur Pertre 4 à 627 ± 11 Ma, l'autre à 383 ± 8 et 387 ± 16 Ma pour les monazites de Pertre 1 et 4. Le faciès aplitique Pertre 6 se met quant à lui en place sans doute un peu plus tardivement à 340 ± 2 Ma (U-Pb, zircon), avec cependant un groupe de zircons daté à 360 ± 3 Ma et deux monazites riches en U à 363 ± 18 Ma. La majorité des monazites conduisent à nouveau à un âge de 387 ± 13 Ma correspondant probablement à un héritage lié à l'activité tectonique affectant plus particulièrement les domaines sud au cours du Dévonien supérieur.

Les âges obtenus de **343 ± 3 Ma et 340 ± 2 Ma** permettent de situer la mise en place de ces granites non pas au Dévonien moyen à supérieur mais au Carbonifère, et plus précisément à la limite Tournaisien – Viséen. Ces granites seraient par conséquent contemporains des granites intrusifs de la partie ouest de Bretagne centrale, de type Pontivy et Questembert, datés autour de 340 Ma par J.J. Peucat *et al.* (1979) à la limite Tournaisien-Viséen. Le leucogranite de Craon (feuille sous-jacente, à paraître, 2010) serait également contemporain de cette

activité magmatique (Brossé *et al.*, 1988). Ces granites considérés comme étant d'origine crustale sont contemporains de la structuration principale affectant les terrains protéro et paléozoïques de Bretagne centrale au cours du Carbonifère inférieur et induite par le jeu régional cisailant intracrustal de sens dextre qui affecte les domaines situés entre les deux grandes structures sud et nord-armoricaines. Il faut rappeler que l'important épisode volcanique acide d'Entrammes a été daté par la méthode Rb/Sr à 346 ± 6 Ma (Vidal, *in* Boyer-Guillaumaud, 1974 ; Vidal, 1980) en accord avec l'âge tournaisien de la formation de l'Huisserie, soit un âge très proche voire contemporain de la mise en place du massif du Pertre. Cette limite Tournaisien-Viséen se marque donc par une intense activité magmatique acide à basique, se concrétisant par la mise en place à l'Ouest du massif plutonique du Pertre, et à l'Est sur Entrammes par un important volcanisme aérien acide à rhyolites-ignimbrites. Les nombreux filons microgranitiques et rhyolitiques recensés sur toute la région sont probablement à mettre au compte de cette activité magmatique.

MÉSOZOÏQUE-TERTIAIRE

Formations à sables, argiles, graviers ou galets (âge indéterminé ou imprécis)

Les terrains attribués au Mésozoïque-Tertiaire sont représentés sur la région par des dépôts de sables fins à grossiers, plus ou moins argileux, blancs à ocres, et plus ou moins accompagnés de graviers et galets. Ces dépôts sont présents sur l'ensemble de la zone avec des épaisseurs et des extensions très variables. Ils apparaissent à l'état de placages résiduels mélangés aux altérites ou limons, en remplissage de petites cuvettes limitées en extension (jusqu'à une vingtaine de mètres) mais avec des puissances atteignant jusqu'à 2-3 m, ou couvrant sur plusieurs kilomètres de long de vastes surfaces avec localement des puissances atteignant jusqu'à 20 à 25 m (région de Mayenne).

Sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien, plusieurs types de dépôts ont été distingués en fonction de leurs éléments (nature, granulométrie, couleur etc..) mais également de leur répartition :

- des dépôts sablo-argileux blancs à rougeâtres, à graviers, galets et encroûtements ferrugineux, les plus abondants, notés (C1-pSG) ;
- des dépôts sableux grossiers, beiges, quartzo-feldspathiques et micacés, à petits graviers, observés très localement, notés (C1-pA) ;
- des niveaux de sables fins et de graviers, beiges à rougeâtres, correspondant aux sables de Beaulieu-sur-Oudon, notés (C-pBe) ;
- des accumulations de sables fins à moyens, blancs à beiges, avec quelques lits intercalés de graviers, correspondant aux sables de Ballots notés (C-pSBa).

Les distinctions entre ces différents faciès restent cependant très suggestives, les variations latérales de faciès n'étant pas à exclure et l'âge de ces formations restant encore aujourd'hui très problématique étant donné la rareté et la médiocrité de la faune ou flore, peu ou pas conservées dans ces milieux acides et remaniés.

Les sables, graviers, galets, argiles et encroûtements ferrugineux (c1-pSG)

Ces niveaux sablo-graveleux sont de loin les mieux représentés et principalement localisés sur toute la bordure est de la carte. Ils forment une série de dépôts alignés N170° à N180°E, atteignant pour les plus importants jusqu'à 7 km de long pour 4 km de large, avec des puissances très variables évoluant très rapidement sur un même site et pouvant atteindre au moins une quinzaine de mètres.

Les principaux gisements se situent :

- au Sud de Nuillé-sur-Vicoin où l'on observe une bande N-S d'environ 4 km de long pour 300 m de large ;
- sur Origné même et à 2 km au Sud-Ouest de cette localité avec une bande de 250 à 300 m de large pour 2,5 km de long ;
- tout le long de la N 162 depuis Laval jusqu'à la limite de la carte où le gisement atteint 8 km de long et jusqu'à 2 km de large ;
- enfin au Sud sur les communes de Saint-Gault (Quelaines – Saint-Gault) et de Houssay où ces accumulations s'étalent sur 4 km de large d'Est en Ouest, sur une longueur partielle de 4 km de long (limite de carte). Cette bande orientée N-S se prolonge sur la feuille 1/50 000 de Craon, sur une distance totale d'environ 18 km de long.

Outre ces concentrations majeures, de nombreux petits placages résiduels ont pu être distingués sous forme de graviers dispersés dans les labours, ou d'accumulations de puissance réduite mais suffisante pour avoir été autrefois exploitées artisanalement (la Rimbaudière à l'Est de Courbeville ; l'Ouche au Sud-Est de Ahuillé). Ces placages sont présents sur pratiquement l'ensemble de la carte, reposant aussi bien sur les terrains paléozoïques que sur ceux du Briovérien. Contrairement aux sables de Ballots situés dans le fond d'une dépression (*cf.* paragraphe suivant), ils occupent une position haute dans le paysage, à la surface des plateaux, à une altitude généralement comprise entre 95 et 105 m (en moyenne 100 m). Au-delà de l'altitude 105 m, ces sables et graviers sont fréquemment (Saint-Gault) recouverts par des limons très fins et très purs, à caractère loessique. Cette corrélation altimétrie-sables présente des exceptions qui s'expliquent en grande partie par le démantèlement et le colluvionnement de ces formations sur le substratum. Cette observation permet d'envisager l'existence à l'échelle de la carte voire à l'échelle

régionale d'une ancienne surface structurale située à la côte moyenne de 100 m et sur laquelle se sont mises en place (à quelle époque ?) ces formations à sables, graviers et galets. Du point de vue affleurement, toutes les petites carrières exploitant autrefois ces niveaux sont maintenant comblées. Ces faciès sont essentiellement observables actuellement dans les labours, à l'état d'épandages de sables mélangés aux altérites sous-jacentes ou aux limons, caractérisés par l'abondance de graviers et galets, et ponctuellement au niveau des talus ou fossés de route. La taille des galets est en moyenne de 3 à 4 cm, avec une composition à dominante quartzreuse. Les sables associés sont fins à grossiers, en apparence assez mal triés, plus ou moins argileux, verdâtres à blanchâtres, à tendance rougeâtre à ocre dans la partie supérieure (pédogenèse de surface). Ce matériel évolue cependant à l'approche des terrains paléozoïques, notamment à proximité de Laval au niveau de l'aéroport, avec la présence d'éléments plus frustes, nettement moins roulés pouvant atteindre jusqu'à 15 cm de long et issus du démantèlement des terrains paléozoïques environnants. À l'inverse, si l'on se réfère aux nombreux petits placages identifiés à l'Ouest de la masse principale, plus l'on s'éloigne des reliefs paléozoïques, plus la composition devient essentiellement quartzreuse et plus la taille des galets diminue.

L'âge de ces formations reste actuellement encore très problématique. Si elles sont sur les anciennes cartes en majorité attribuées au Tertiaire et en particulier au Pliocène, la distinction entre ces sables et les sables cénomaniens, présents plus à l'Est, reste délicate dans la mesure où ce sont probablement les mêmes matériaux issus du Protérozoïque et du Paléozoïque qui ont été remaniés par les rivières et mers cotières depuis le Cénomaniens jusqu'au Tertiaire.

Plusieurs exemples sont présentés ci-dessous afin de replacer ces différents dépôts dans leur contexte et de « tenter » de préciser leur âge. Ces exemples situés sur la feuille Cossé-le-Vivien ou en limite, sont tirés des travaux réalisés lors des levés des cartes géologiques à 1/50 000 de Château-Gontier et Meslay-du-Maine, des études sédimentologiques de M.F. Ollivier-Pierre (1963) et L. Fleury *et al.* (1989) sur la région d'Entrammes et de Laval. Ces observations ont été complétées par celles effectuées lors de nos levés des cartes de Cossé-le-Vivien et de Craon (fig. 13 et 14).

La sablière de l'Huisserie (ou du bois de Bourg-en-Bourg ; feuille Cossé-le-Vivien)

Elle est située à l'extrémité orientale du plateau de la Croix-Bataille, juste au Sud-Est du bois de Bourg-en-Bourg (point côté 101 m) (fig. 13).

Les coupes réalisées en 1989 par L. Fleury *et al.* dans cette carrière aujourd'hui comblée avaient permis de distinguer 3 niveaux avec de haut en bas :

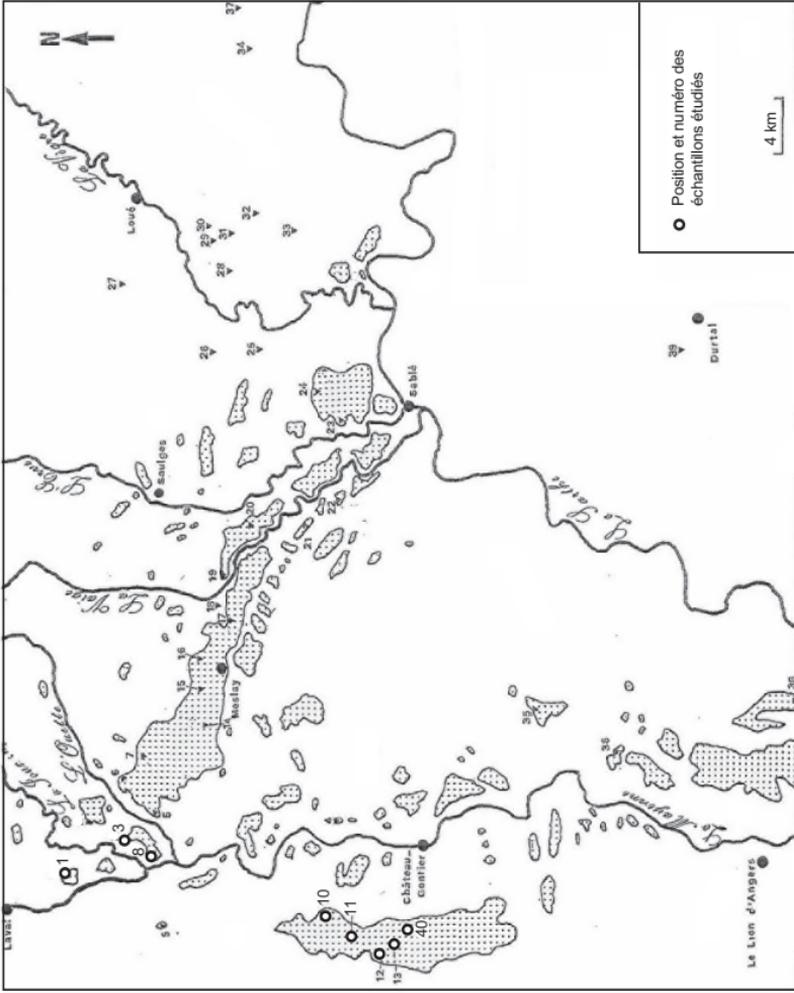


Fig. 13 - Répartition des sables dans Le Maine méridional et le Nord de l'Anjou. Localisation des carrières ou affleurements étudiés par L. Fleury et al., et cités dans le texte (d'après Fleury et al., 1989, modifié). 1 : l'Huisserie ; 3 : la Tancheonnière ; 8 : la Bétonnière ; 10 : la Grande-Tuilère ; 11 : les Globinières ; 40 : Bel-Air

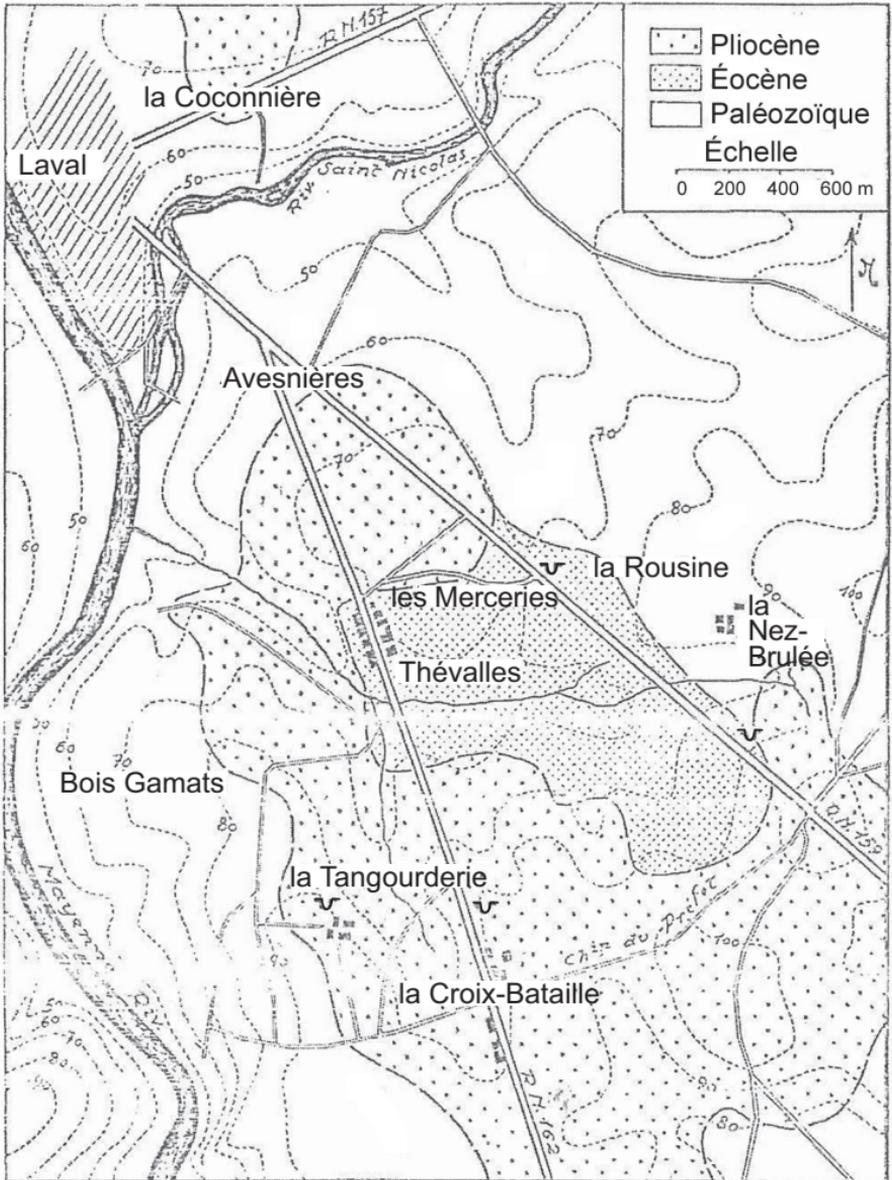


Fig. 14 - Localisation des anciennes carrières de sables de Thévalles, de la Tangourderie, de la Croix Bataille, de la Rousine, de la Nez-Brûlée, et des sites de Saint-Nicolas et de la Coconnière (in Ollivier-Pierre, 1963)

– un niveau 1 de 3,50 m de puissance à sables rouges grossiers, graviers et galets, à stratification horizontale. Les galets sont principalement localisés dans la partie supérieure, les parties moyenne et inférieure étant essentiellement constituées par des sables grossiers et des graviers de 1,25 à 10 mm de longueur. Les grains sont essentiellement quartzeux (rares grains feldspathiques), à quartz blanc ou légèrement translucide et mat, parfois gris et finement piqueté, de forme subanguleuse à arêtes émoussées. Quelques grains de forme subarrondie sont présents dans les fractions les plus grossières. Dans la fraction sableuse moyenne à fine (20 %), les grains restent subanguleux et émoussés, mais plus transparents et moins piquetés. La fraction fine silto-argileuse représente environ 10 % de l'ensemble et est à l'origine de la teinte rouge de ce niveau ;

– un niveau 2 à sables moyens à grossiers, à passées de graviers, et à stratification entrecroisée. Ce niveau se caractérise par une puissance très fluctuante évoluant entre 2 m et plus de 8,50 m. Nettement moins homogène que le niveau précédent, il est composé de sables assez fins à grossiers, mal triés, à passées graveleuses proches du niveau précédent, avec des lamines d'inclinaison maximum de 10°. Des accumulations ferrugineuses atteignant jusqu'à 10 cm d'épaisseur pour 1 m de long y sont observables, principalement dans les faciès grossiers de la partie supérieure. Cet horizon renferme également quelques intercalations silto-argileuses, gris très clair à rosâtres, azoïques. Les grains sont toujours essentiellement quartzeux, à forme anguleuse à arêtes émoussées, à faces luisantes ou mates, presque toujours piquetés. Ces grains de quartz sont fréquemment altérés, avec des cavités de dissolution visibles à l'œil nu. Enfin, des petites concrétions siliceuses en forme de cylindre plein sont ponctuellement observables ;

– un niveau 3 visible sur 4 m d'épaisseur, raviné par le niveau précédent, à sables très fins blancs et sables moyens, à stratification horizontale à localement entrecroisée. Il ne diffère du précédent que par la stratification, subhorizontale ou très peu inclinée ici, et ses passées de sable blanc très fin.

Ces observations ont été complétées par un sondage exécuté par le BRGM (n° BSS : 355-4-17) réalisé dans la partie la plus profonde de la carrière et débutant dans le 2^e niveau. Ce sondage a recoupé successivement de haut en bas :

– 0,30 m de sable grossier argileux rouge ;

– 6,00 m de sable grossier argileux jaune à passées de galets de quartz atteignant jusqu'à 7 cm de longueur ;

– 0,50 m d'argile un peu sableuse, jaune ocre, légèrement panachée de gris et de rose ;

– 1,00 m d'argile grise très claire, un peu panachée de jaune ocreux et de rose ;

– 5,00 m d'argile gris-clair, un peu panachée de rose ;

– 0,70 m d'argile gris-foncé avec fragments de schistes.

Les niveaux argileux inférieurs dépourvus de microflore et de microfaune ont été interprétés comme correspondant à des altérites du Paléozoïque sous-jacent, les niveaux de sable grossier étant, en l'absence de sables fins, rattachés à l'horizon 2 identifié en carrière.

La sablière de la Grande-Tuilerie

Elle est localisée en bordure sud de la carte Cossé-le-Vivien sur la commune de Loigné-sur-Mayenne (X = 368,300 ; Y = 324,875 ; Z = 95 à 101 m) (fig. 13). Les études réalisées sur cette sablière (Fleury *et al.*, 1989) ont permis de distinguer sur environ 6 m de puissance, des graviers de quartz de 0,5 à 5 cm de long, pris dans une matrice sableuse rougeâtre légèrement silteuse, avec de place en place, des lentilles sableuses rouges d'épaisseur inférieure à 0,50 m, localement à sable silteux gris dans la partie centrale. À l'exception de quartz de forme très arrondie, ovoïdale, dans la fraction 3,15-5 mm, les graviers et grains de quartz de la fraction sableuse sont du point de vue aspect et morphologie identiques à ceux de la première couche de la carrière de l'Huisserie. À noter que la découverte d'un galet de 8 cm de siltite complètement altérée atteste de la présence du substratum briovérien silteux identifié sur ce secteur.

La sablière des Globinières

Elle est localisée au Sud de la précédente, à une altitude de 97-98 m, sur la commune de Marigné-Peuton (feuille Craon, à paraître, 2010) (fig. 13). Les observations faites dans cette sablière (Fleury *et al.*, 1989) sont similaires à celles de la carrière de la Grande-Tuilerie, avec une masse de sables et graviers à fines lentilles de sable silteux gris (5 cm), une fraction sableuse moyenne à fine, quelques concrétions siliceuses et des grains de la fraction 3,15-5 mm à forme assez arrondie. Ce niveau est sensiblement identique à la couche 1 de la Grande-Tuilerie.

La sablière de la Tanchonnière

Cette ancienne sablière est située sur la carte de Meslay-du-Maine, en rive gauche de la Mayenne, à 750 m au Nord-Ouest du bourg d'Entrammes, et à une altitude de 60-70 m (fig. 13). Les observations faites en 1989 (Fleury *et al.*) font état d'une masse sableuse rouge (6 m et plus) reposant sur des **argiles** selon une surface irrégulière, verdâtres à jaunâtres dans la partie sud-est de la carrière, grises dans la partie nord-ouest, la plus profonde. Le sable est assez grossier, un peu argileux (10 %), assez mal trié et sans stratification apparente. Les grains de quartz ont une morphologie semblable à celle observée dans la sablière de l'Huisserie avec une population de grains très émoussés dans la fraction 0,5-0,8 mm. Ces sables renferment juste au-dessus des argiles vertes des fragments de mylonites paléozoïques et des nodules ferrugineux, et sont surmontés en sommet de carrière par des sables résiduels à galets de quartz de

0,5 à 5 cm de long, abondants, de forme anguleuse à émoussée avec de rares blocs de grès anguleux. Ces sables rouges sus-jacents aux argiles ravinées et sous-jacents aux sables à galets, seraient l'équivalent de la couche 2 de la sablière de l'Huisserie.

Les **argiles grises** situées au fond de la sablière ont été étudiées par G. Farjanel (BRGM) et ont livré une abondante microflore représentée notamment par :

des spores :

- *Foveolatisporites* sp.
- *Echinatisporis* sp.
- *Leiotriletes* cf. *regularis*

des pollens :

- *Pityosporites microalatus* 90,5 %
- *Inaperturopollenites hiatus* 8,1 %
- *Aglaoreidia cyclops*
- *Milfordia minima* cf. *Oleaceae*
- *Triatriopollenites engelhardtoides*
- *Tricolporopollenites retiformis*
- Groupe *Tricolporopollenites cingulum*
- *Caryapollenites simplex*
- *Caryapollenites circulus*
- *Tricolporopollenites villensis*
- *Ephedripites*
- *Tricolporopollenites microhenrici*
- *Myricaceae*
- *Tetradopollis callidus* (*Ericaceae*)
- *Compositoipollenites* sp.
- *Tricolporopollenites microreticulatus*

La présence d'*Aglaoreidia cyclops* qui suggère un âge bartonien à oligocène, l'abondance des pollens de *Pityosporites microalatus* associés à *Plicapollis pseudoexcelsus*, forme disparaissant vers l'extrême base du Stampien, et l'absence de formes de la base du Stampien (notamment *Boehlensipollis hohli*) sont en faveur d'un **âge ludien terminal, très proche de celui des Marnes à striatelles de Thévalles et de Laval**, qui seront évoquées par la suite. On signalera également dans les argiles de cette carrière la présence de microflore marine **jurassique remaniée** (*Circatricorisporites* et *Ctenododinium* ; in Fleury et al., 1989).

Ces indications tendent donc ici à rapporter ces formations sableuses au moins à l'Éocène terminal-Oligocène, et Pliocène.

La sablière de Bel-Air (fig. 13)

Localisée à l'Ouest de Château-Gontier (feuille Craon, Vernhet *et al.*, à paraître, 2010) et exploitée actuellement par le groupe Lafarge, elle permet d'observer un front de taille d'environ 5 à 6 m de haut attaquant ces formations, avec à la base des argiles plastiques verdâtres à jaunâtres correspondant à des altérites de siltites briovériennes, au-dessus, un niveau métrique à galets abondants, souvent à enduits noirâtres et à matrice sablo-argileuse réduite, passant assez rapidement à un niveau plus fin sablo-argileux gris, jaune à roux, à graviers et petits galets. Ces faciès plus fins alternent ensuite régulièrement jusqu'au sommet du front de taille avec des niveaux riches en galets et à matrice argilo-sableuse plus développée. Les épaisseurs de ces différentes couches sont très variables, comprises entre 10 et 50 cm. Ces couches horizontales à faiblement inclinées, paraissent définir des structures chenalisantes de grande amplitude, avec présence de figures de stratification entrecroisée. Les éléments sont millimétriques à pluricentimétriques, atteignant ici pour les galets jusqu'à 5 à 6 cm, en majorité bien roulés, constitués de quartz, blanc ou gris, de quartzite, et dans la partie basale de grès ou siltites briovériens complètement décomposés. Quelques nodules ferrugineux y sont également présents. Plusieurs échantillons ont été prélevés à différents niveaux et étudiés par C. Bourdillon en 2007 (société ERADATA ; Le Mans). Les résultats ont fait ressortir pour les faciès riches en galets une fraction grossière abondante de la classe des rudites avec des petits galets à patines diverses, très recristallisés (quartzite et quartzarénite) atteignant jusqu'à 2,5 cm, une importante fraction détritique de quartz de la classe des arénites en grains subanguleux à arrondis, très choqués et d'aspect sale, ou anguleux à émoussés luisants, plus accessoirement des grains de quartz silteux, des débris siliceux ou silicatés à patine rouille, des débris pyriteux et ferro-magnésiens, de rares grains de minéraux opaques.

Les faciès sableux fins sont constitués de petits grains détritiques de quartz fins, anguleux à émoussés luisants à surface finement piquetée, translucides à transparents ou plus laiteux, et d'une fraction très abondante (40 % du total) de quartz silteux anguleux. Les niveaux de base sont constitués d'argile feuilletée silteuse beige à reflets verdâtres, de grains détritiques de quartz anguleux à émoussés luisants avec de nombreuses traces de choc, parfois à aspect sale, de la classe des arénites, de grains détritiques de quartz anguleux très altérés plus fins (et feldspath ?), de débris limonitiques ou argileux ocres à rouilles, et de quelques microcristaux de pyrite et débris d'encroûtements et de nodules ferrugineux. Des débris ligniteux et enduits bitumineux ont été observés dans les faciès grossiers et argileux. Le test palynologique effectué sur la matière organique extraite de ces débris ligniteux et enduits s'est avéré stérile en raison du degré d'altération de ces matériaux.

Pour C. Bourdillon, les faciès présents dans cette carrière de Bel-Air sont d'origine continentale, probablement dès l'origine, *de milieu de type deltaïque, fluvial à estuarien ayant enregistré une altération secondaire.*

La sablière de la Tangourderie (fig. 14)

Située à un peu plus d'un kilomètre au Sud de Thévalles (fig. 14) et aujourd'hui comblée, elle entamait (Ollivier-Pierre, 1963) des sables à stratification entrecroisée, surmontés par des sables à galets, identiques à ceux présents au bourg de Thévalles.

La sablière de la Croix-Bataille (fig. 14)

Située à l'Est de la précédente en bordure de la N 162 et aujourd'hui comblée, elle permettait d'observer (Ollivier-Pierre, 1963) des sables rosés ravinés au sommet par des sables à nombreux galets de quartz bien roulés, plus ou moins argileux (illites, montmorillonite, kaolinite).

Les sablières de la Nez-Brûlée et de la Rousine (fig. 14) (anciennes carrières Moreau)

Distantes de quelques centaines de mètres l'une de l'autre, au Sud-Est de Laval le long de la D 21, elles sont aujourd'hui comblées. On y observait (Ollivier-Pierre, 1963) des sables de couleur claire à stratification entrecroisée, constitués d'une alternance de niveaux grossiers à galets de quartz anguleux et de niveaux fins. Ces sables renferment (la Rousine et base de la Nez-brûlée) de la tourmaline, du zircon et du rutile. À la Nez-Brûlée, la partie supérieure de la carrière est composée de sables à galets de quartz très arrondis reposant sur des sables rouges, et renfermant des minéraux de métamorphisme et quelques grains de feldspath.

Le site de la Coconnière

Ce site est situé dans les quartiers est de Laval sur la RN 157 (fig. 14). Les travaux qui y furent réalisés (terrassements, forages ?) ont permis de distinguer (Ollivier-Pierre, 1963) de haut en bas les niveaux suivants :

- des sables à galets de quartz bien roulés, rouges, grossiers, à grains de feldspath ;
- des **argiles noires**, discontinues ;
- des sables blancs puis brunâtres.

Les argiles noires ont livré d'abondants grains de pollens rapportés au groupe des Myricacées et des Taxodiacés dont *Monocolpopollenites zivelensis*, espèce ne dépassant pas l'Éocène inférieur. Un fragment de colonies de *Botryococcus* est également signalé, évoquant un dépôt d'eau noire en zone libre et dormante de contexte marécageux (Durand et Pierre,

1962). Pour M.F. Ollivier-Pierre (1963), ces indications permettent d'attribuer la zone sableuse inférieure du site de la Coconnière à l'**Éocène inférieur**, les sables rouges supérieurs étant probablement à rapporter au **Pliocène**. Toujours d'après cet auteur, ce niveau de **sables éocènes** aurait également été signalé dans la partie **inférieure** des anciennes carrières Moreau (la Rousine et la Nez-Brûlée).

Le site de Saint-Nicolas (fig. 14)

Ce site situé dans le quartier Saint-Nicolas (quartier sud de Laval) a été étudié par S. Durand *et al.* en 1973, afin d'effectuer une comparaison avec le gisement de Thévalles décrit par G.F. Dollfus (1921), disparu à l'époque (1973).

Deux sondages espacés de 42 m et situés à 500 m à l'Est du gisement de Thévalles y ont été réalisés et ont permis de dresser la coupe suivante avec successivement de haut en bas :

- de 0,10 à 2,40 m, des argiles grises et ocres renfermant des galets de quartz ;
- de 2,40 à 4,50 m, des argiles gris bleuté ;
- de 4,50 à 13,60 m, des argiles noires à vertes alternant avec des niveaux plus sableux ou des « boues » calcaires grises, et très riches en gastéropodes et à oogones de Chara entre 7,30 et 13,60 m. Du gypse y est également abondant entre 5,20 et 5,90 m et entre 12,30 et 13,60 m.
- de 13,60 à 25 m, des sables noirs fins ligniteux très calcaires et renfermant également du gypse dans l'un des sondages, des sables argileux gris et pyriteux légèrement micacés dans le second sondage.

Du point de vue minéralogie, la fraction argileuse des sables inférieurs est représentée essentiellement par de la kaolinite associée à une faible proportion d'argile micacée et de montmorillonite. Cette dernière est par contre dominante sur les précédentes dans les niveaux à gastéropodes situés entre 7,30 et 13,60 m. La kaolinite redevient importante entre 7,30 et 4,50 m, et reste dominante pour la tranche comprise entre 0,10 et 4,50 m, associée à des argiles micacées, de la montmorillonite, des interstratifiés et, fait marquant, de la pyrophyllite.

L'étude paléontologique réalisée sur ces sondages a donné les résultats suivants :

- entre 13,60 et 25 m, les échantillons sont riches en débris végétaux mais relativement pauvres en spores et pollens avec cependant des assemblages palynologiques caractérisés par la fréquence des Appendicisporites et Cicatricosisporites, la diversité des Gymnospermes, et la présence d'Angiospermes (12 % des grains). Associés à cette flore, des Acritarches et

Dinoflagellés, et la présence de *Classopollis*, attestant de la proximité d'un rivage. Cette association, proche de celle du gisement de Néau (Nord-Est de Laval), a été rapportée au **Cénomanién** (Durand *et al.*, 1973) ;

– entre 13,60 et 7,30 m, les échantillons ont livré une abondante faune de gastéropodes, identique à celle de Thévalles, avec *Bithynia monthiersi* Carez, *B. epiedensis* Carez, *Giraulus bosqueti* Glibert et une petite limnée, mais avec une nuance marquée par la présence d'une faune typiquement d'eau douce à *Pseudamnicola helicella* Sandberger et *P. angulifera* Dunker inconnue sur Thévalles ou des petits foraminifères et des sporanges de Boretellés caractérisaient une influence plus marine. Des réserves ont toutefois été émises sur cette tendance marine par R. Rey (1972) vu le mauvais état de conservation de ces foraminifères par rapport aux tests de coquilles d'eau douce. Du point de vue âge, cette malacofaune correspondant probablement à un milieu **fluvio-lacustre**, serait d'âge **sannoisien (Oligocène)** ; horizon à Striatelles) et serait en comparaison, légèrement postérieure à celle du gisement de Thévalles ;

– au niveau palynologie, la zone située entre 4,50 et 13,60 m a livré des assemblages palynologiques très peu concentrés avec des spores rares sans formes cicatricosées. L'élément « crétacé » de la flore avec un seul genre de Normapolles (*Plicapollis* PF.) a un rôle effacé, alors que la fréquence des gymnospermes est élevée : *Pinus*, type haploxyton (16 à 18 %), Cupressacées-Taxodiacées (7 à 16 %). Les formes quercoides à *Tricolpopollenites microhenrici* (R. Pot.) Th. et PF. (5 à 15 %), *T. liblarensis* (Th.) Th. et Pf., *T. asper* Th. et Pf. sont plus nombreuses que celles du type *cingulum*. Cette flore est dans son ensemble très semblable à celle connue dans le gisement de Landéan (Durand, 1960) attribuée au Sannoisien. Cette flore à Nyssacées, Cyrillacées, Sparganiacées, Myricacées, Cupulifères et Pinacées témoigne du développement dans ce secteur au **Sannoisien** d'une végétation de **marécage** à proximité d'une zone de forêt.

L'étude de ce gisement réalisée par S. Durand *et al.* en 1973 a apporté des informations majeures pour la compréhension de ces formations et le contexte paléogéographique régionale, en confirmant l'existence de terrains d'âge Paléogène (Éocène à Oligocène selon les auteurs), mais surtout la présence de « reliques » cénomaniennes permettant de préciser l'extension vers l'Ouest de la **transgression cénomanienne**.

Le site de Thévalles (fig. 14)

La description de ce gîte fossilifère, aujourd'hui disparu, est donnée à titre indicatif, la localisation exacte du gisement de Thévalles décrit par G.F. Dollfus en 1921 étant imprécise. Il se situe d'après l'auteur dans le hameau de Thévalles, à 4 km au Sud de Laval sur la route d'Angers (RN 162), notamment près de l'église où G.-F. Dollfus décrit sous une couche de graviers rougeâtres un niveau de marnes et calcaires surmontant des sables fins blanchâtres. Un peu plus au

Sud, à la Chainais, les marnes ont totalement disparu et les sables à graviers rougeâtres reposent directement sur les altérites paléozoïques. En continuant vers le Sud, G.-F. Dollfus signale également au niveau de la Croix-Bataille (RN 162) une petite excavation permettant d'observer des galets et graviers ravinant des marnes verdâtres à bancs calcaires blanchâtres surmontant eux-même des sables blancs.

L'étude paléontologique réalisée par G.-F. Dollfus sur ces niveaux marneux lui a permis de distinguer une faune constituée notamment de mollusques d'eau douce caractérisant un **paysage lacustre aux rives marécageuses**. G.F. Dollfus a attribué un âge **oligocène** à ces faciès, en accord avec les observations faites sur le site de Saint-Nicolas par Durand *et al.* en 1973. Parmi ces mollusques citons :

- *Melanopsis (Stylospirula) mansiana* Noulet
- *Bithinella globuloides Forbes sp.* (Paludina)
- *Hydrobia Forbesi Morris sp.* (Melania)
- *Stenothyra Schwartzbergi Dunker sp.* (Hydrobia)
- *Planorbis (Anisus) elegans* Edwards
- *Planorbis landonensis* ? G.D.
- *Limnea strigosa* ? Brongt.
- *Limnea Morini* ? G. Dollf.
- *Chara Oehlerti* G.D. n. sp.
- *Chara Tournouëri* G.D. Var. *Thevallensis* n.v.

Le plateau de la Bétonnière (Fleury *et al.*, 1989) (fig. 13)

Les travaux routiers de la déviation de la N 162 effectués au Sud d'Entrammes (feuille Meslay-du-Maine) au niveau du plateau de la Bétonnière ont recoupé à une altitude de 90 m des sables grossiers à galets de quartz et de quartzite, en poches métriques reposant sur des sables rouges argileux. Ces sables sont grossiers, à grains de quartz à forme irrégulière à subarrondie, émoussés, à surface luisante et fréquemment piquetés. Les galets de quartz sus-jacents atteignent jusqu'à 8 cm de long et peuvent être assimilés à ceux de la première couche de l'Huisserie, les sables rouges sous-jacents étant par contre comparables à ceux des couches 1 et 2 de l'Huisserie. Cette formation à sable, graviers et galets est à tout point de vue similaire à ce qui est observable à l'Est sur la feuille de Meslay-du-Maine et attribué sur cette zone au Pliocène (Ménillet *et al.*, 1988).

À une échelle plus régionale, cette similitude de faciès se retrouve également plus au Nord, dans la région de Mayenne, où des niveaux similaires ont pu être observés notamment dans la carrière de Glaintin (Nord-Est de Mayenne ; carte géologique 1/50 000 de Mayenne ; Vernhet *et al.* ; 2009). Dans cette dernière,

les niveaux à sables, graviers et galets atteignent jusqu'à une vingtaine de mètres de puissance. Ils sont organisés en séquences fluviatiles, et surmontent des argiles grises à noires, à restes de bois fossiles, reposant elles même sur des altérites fortement kaolinisées du socle granitique cadomien. Ce site présente un intérêt tout particulier dans la mesure où les études réalisées sur la faune et la flore de ces argiles (Fauconnier, BRGM, 2004 ; *in* Mayenne ; Vernhet *et al.*, 2009) ont permis de mettre en évidence, associée à une matière organique abondante, une riche microflore d'origine continentale, à pollens de conifères, spores de ptéridophytes et quelques angiospermes (*Classopollis* sp, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Perinopollenites elatoides*, *Exesipollenites scabratus*, *Parvissacites radiatus*, *Abietinaepollenites microalatus*, *Eucommiidites* sp, *Complexiopollis* sp, *Osmundacidites wellmanii*, *Cyathidites australis*, *Gleicheniidites senonicus*, *Retitriletes lavatoides*, *Plicatella tricornitata*). La présence ponctuelle de microplancton à kystes de dinoflagellés (*Subtilisphaera* sp) très clairs, abîmés, difficilement déterminables, a mis l'accent sur l'existence d'une influence marine sur l'environnement du dépôt. Cette étude a permis d'attribuer à ces argiles un âge crétacé inférieur à moyen probable (Albo-Cénomaniens), ceci en l'absence de marqueurs du Crétacé supérieur.

Discussion

Si la majorité de ces dépôts sableux ont jusqu'à présent été attribués au **Pliocène**, plus rarement à l'**Éocène**, les résultats obtenus sur la feuille Mayenne sur des faciès similaires à ceux de Cossé-le-Vivien attestent de l'existence de sédiments argileux d'âge crétacé supérieur dans la partie basale de ces accumulations sableuses, sédiments mis en place au sein de dépressions situées en contexte marécageux. Ces sédiments ont été ensuite préservés par cette importante accumulation de sables et graviers, mise en place en contexte fluvio-deltaïque vraisemblablement en partie au cours du Crétacé supérieur (?) mais également au-delà au cours du Néogène. La présence de niveaux cénomaniens ne constitue pas une nouveauté (si ce n'est au niveau de l'extension de la transgression cénomaniennne), de tels niveaux ayant déjà été observés à Laval même au niveau du site de Saint-Nicolas.

Si l'on regarde l'ensemble des études réalisées sur ce secteur en carrières ou en sondages, ces formations sableuses ± à graviers et galets reposent :

– soit sur des argiles cénomaniennes ce qui permet éventuellement de supposer qu'une partie de ces sables azoïques puisse être d'âge cénomanien (exemple Mayenne-Glaintin), le restant pouvant correspondre à des dépôts mis en place entre l'Éocène et le Pliocène ;

– soit sur des argiles et sables éocènes à oligocènes, avec la possibilité d'avoir une proportion de dépôts sableux d'âge Éocène à Oligocène, et une mise en place de ces dépôts se prolongeant jusqu'au Pliocène (exemple : la Tanchonnière, la Coconnière, Thévalles). À noter que ces formations

éocènes identifiées sur la carte au 1/80 000 de Laval (notation e1) n'ont pas été retrouvées sur le terrain en raison du développement de l'agglomération de Laval et du recouvrement par les sables et graviers et altérites diverses ; – soit directement sur le socle paléozoïque ou protérozoïque complètement argilisé, et dont l'âge est jusqu'à présent sur la majorité des cartes voisines attribué au Pliocène (exemple : Bel-Air, la Bétonnière, l'Huisserie, la Grande-Tuilierie, etc..).

Si l'on se réfère à la topographie actuelle, les secteurs où ont été mis en évidence par sondages ou en plancher de carrière les terrains cénomaniens, éocènes et oligocènes correspondent globalement à des zones en dépression, que l'on peut interpréter comme correspondant à d'anciens grabens, dont le graben dit de « Conneré » (Wyns, 1991) sur la zone de Laval – Cossé-le-Vivien – Meslay-du-Maine, dans lesquels se sont sédimentés au cours du Cénomaniens et de l'Éocène-Oligocène ces argiles et sables fossilifères, avant d'être en partie repris et remaniés au cours du Pliocène.

La reprise de ces matériaux, issus de l'altération des socles protérozoïque et paléozoïque, durant toute cette période s'étendant depuis le Cénomaniens jusqu'au Pliocène explique la difficulté rencontrée par les différents géologues ayant étudié la région à donner un âge précis à ces formations azoïques, en l'absence de niveaux fossilifères bien calés. Ces formations à sables, graviers et galets ont, vu le degré d'incertitude concernant leur âge, été représentées sous la notation (c1-pSG).

Bien que les contours de ce graben de Conneré restent inconnus avec précision, on peut toutefois considérer que plus l'on se rapprochera de la dépression et plus l'on aura de chances de trouver en sondage des témoins préservés d'âge Cénomaniens à Oligocène. À l'inverse, les grands épandages situés sur les plateaux et reposant directement sur le socle sont probablement majoritairement d'âge Pliocène, rejoignant en cela les interprétations faites sur les cartes voisines.

Les milieux de sédimentation seront évoqués ultérieurement dans le chapitre « conditions de formation des entités géologiques », mais d'ores et déjà si des influences marines existent au Cénomaniens, voire à l'Éocène, la tendance paraît rester majoritairement continentale avec de grands épandages de type fluvio-deltaïque et des milieux fluvio-lacustres plus ou moins marécageux.

Les sables et graviers arkosiques (c1-pA) (bordure du massif du Pertre)

Ces horizons sont peu abondants constituant des accumulations sableuses dans des petites dépressions, de puissance inférieure au mètre et d'extension ne dépassant pas 250 m. Ces niveaux sont localisés en bordure immédiate du

massif granitique du Pertre. Ils sont constitués de matériaux directement issus de la désagrégation du massif et représentés par des sables constitués de grains de quartz anguleux à faiblement émoussés et non classés, de fragments plus ou moins altérés de feldspaths potassiques et plagioclasiques, de micas (biotite et muscovite), et de particules argileuses verdâtres. La proximité du massif granitique se marque également par la présence d'éléments anguleux à faiblement roulés de leucogranite et de quartz filonien. L'âge de ces dépôts est, en l'absence de faune ou de flore, inconnu, probablement récent (Pliocène ?), bien que l'altération du massif granitique du Pertre ait démarré dès la fin du Paléozoïque (?). Vu l'incertitude, ces terrains ont été, en regard de la formation précédente, représentés sous la notation C1-pA.

Les sables de Beaulieu-sur-Oudon et assimilés (c-pBe)

Cette formation à sables, graviers et galets est essentiellement localisée sur la bordure sud du centre ville de Beaulieu-sur-Oudon de part et d'autre du ruisseau rejoignant à l'Ouest l'étang de la Foy, sur un peu plus de 1 km de long en E-W pour moins de 500 m de large en N-S. Les sables à graviers et galets apparaissent essentiellement dispersés dans les labours, mélangés à des altérites du Briovérien, à des limons, ou à des colluvions fines à grossières. Cette formation s'observe en place sur environ 3 m de puissance au Sud du cimetière de Beaulieu-sur-Oudon (intersection entre la D 142 et la D 556). Une carrière surmontée actuellement par un oratoire exploitait autrefois ces sables. Elle est aujourd'hui comblée et a fait place à un lotissement. Sur les rares affleurements encore visibles (en montant vers la ferme du Bois-du-Faulx), cette formation apparaît composée de sables rouges très argileux renfermant de nombreux graviers et galets de quartz, quartzites, et de grès et siltites du Briovérien. Les études réalisées en 2007 par C. Bourdillon (société ERADATA, Le Mans) sur ces sables ont fait ressortir pour la lithophase de très abondants grains de quartz détritiques émoussés luisants, souvent à traces de choc de la classe des arénites, des grains de quartz détritiques arrondis, matifiés, parfois finement piquetés, quelques débris plus grossiers et débris limonitiques, caractéristiques d'un milieu continental de type faciès deltaïque ou estuarien. La biophase est absente. Ce faciès est assimilable aux sables et graviers « pliocènes » visibles sur le plateau au Sud de Beaulieu-sur-Oudon au niveau des fermes du Hommeau et de la Brisardière, mais également à ceux visibles plus à l'Est sur les plateaux. Ce gisement de Beaulieu-sur-Oudon est sur la carte 1/80 000 de Château-Gontier attribué au Miocène et situé à proximité immédiate de sables et graviers attribués eux au Pliocène. Les affleurements cités dans la littérature ancienne ont aujourd'hui totalement disparu. D'après C. Klein (1974), M. Tournouer fut le premier à repérer ce gîte et à évoquer des affinités avec la faune du Miocène supérieur et du Pliocène. Il y signale notamment au niveau de la ferme de la Chevalerie un puits établi dans 7 à 8 m de sables jaune siliceux avec une faune constituée de *Cyproea europea* (minor), *Marginella subcyproeola* (minor), *Conus Dujardini*, *C. Aldrovandi*, *Pleurotama*

interrupta ? var., et *Typhis tetraptus*. Les études réalisées par G.-F. Dollfus en 1906 (in Klein, 1974) lui permirent de classer ces niveaux dans le Redonien, âge qui fût confirmé par E. Buge en 1957 (in Klein, 1974) à partir de l'étude menée sur des bryozoaires (5 espèces). Bien que le gisement soit aujourd'hui entièrement masqué notamment en raison de l'urbanisation de Beaulieu-sur-Oudon, on peut logiquement considérer que ce gîte d'âge pliocène est constitué d'une couche de sables rouges argileux à graviers et galets surmontant un niveau de sables jaunes dont la puissance totale reste indéterminée. Un second puits réalisé un peu plus à l'Est de la ferme de la Chevalerie (position exacte ?) dans les années 1900 traversa ces sables jaunes sur 11 m sans atteindre le substratum briovérien. Cette lacune d'information entre ces sables et le substratum briovérien laisse la place à toute supposition notamment à la présence éventuelle de faciès éocènes voire cénomaniens. D'où la notation (c-pB) utilisée pour ces sables de Beaulieu-sur-Oudon.

Les sables fins de Ballots et assimilés (c-pSBa)

Cette formation sableuse est localisée dans le quart sud-ouest de la feuille Cossé-le-Vivien, au Nord d'une ligne Ballots-Livré, accumulée dans une dépression sur environ 7,5 km de long alignée selon une direction N115° à N120°E, pour une largeur maximale de l'ordre du kilomètre et une puissance atteignant dans les zones les plus puissantes jusqu'à une vingtaine de mètres. Ces sables ont été exploités au siècle dernier (société Pigeon) au Nord et Nord-Est de Ballots, principalement entre les fermes de Beau-Chêne et de Ronceray (carrières de Beau-Chêne, du Ronceray et de Cossumbre, en partie comblées ou noyées) à 100 m à l'Est de la station de pompage du Petit-Assé (carrière des Masses), et surtout le long de la route entre les fermes de l'Écorcherie et de l'Hommeau (carrière de l'Écorcherie, en majeure partie noyée). D'autres excavations artisanales ont été réalisées près de la station de pompage de Ballots (au Nord de la ferme des Miaules), près de la ferme de la Chulière, au point coté 64 m à l'Est de la station de pompage de Ballots et à environ 500 m au Nord de la ferme de Vieuville. Ces sables, attribués sur la carte 1/80 000 de Château-Gontier au Pliocène, sont à l'affleurement fins à grossiers, beiges à roux, à stratification entrecroisée, renfermant quelques éléments anguleux de quartz filonien, notamment dans le secteur quartzo-aurifère de la Vieuville. Dans les carrières de la Chulière, de la station de pompage de Ballots et de la Vieuville, on observe au sein et au sommet de ces sables à stratification entrecroisée et oblique (15 à 20°) des passées caillouteuses de 2 à 3 cm de puissance constituées de quartz filonien blanc anguleux, de quelques éléments briovériens altérés et ravinant à la base les sables sous-jacents. Quelques fins niveaux à graviers et galets peuvent être observés mais en proportion restreinte et sans comparaison avec les formations visibles à l'Est. Cette accumulation sableuse est encadrée au Nord comme au Sud par les terrains du Briovérien, qui sont majoritairement très altérés, argilisés. Enfin signalons que ces sables se situent grossièrement dans le même alignement que l'axe aurifère des

Miaules, qu'ils masquent en partie au niveau de la ferme de la Vieuville, et des microtonalites porphyriques à biotite, dont un pointement complètement altéré est encore visible à 250 m à l'Ouest de la ferme de la Chulière. Plusieurs échantillons prélevés sur les sites de la Chulière, de la station de pompage de Ballots, de la Vieuville, du Ronceray ont été étudiés par C. Bourdillon en 2007 (société Eradata). Aucune trace de faune ou de flore n'y a été décelée.

La lithophase est constituée :

- de très nombreux grains de quartz détritiques grossiers de la classe des arénites et de la base des rudites, d'aspect laiteux, émoussés luisants à arrondis, de plus rares mats, toujours altérés, souvent d'aspect sale avec matériel argileux ou ferrugineux dans les cupules de choc ;
- de grains de quartz silteux anguleux ;
- de rares grains de feldspath (probable) ;
- de débris siliceux de teinte ambrée, luisants, en plaquettes ou en agrégats ;
- de débris limonitiques de couleur rouille plus ou moins fréquents ;
- de rares grains de minéraux opaques.

Ces formations sableuses de Ballots ont également été étudiées en 1965 par P. Brabant (D.E.S., Rennes), notamment au niveau des carrières de Beau-Chêne, de la Cossumbre et de l'Écorcherie.

La carrière de Beau-Chêne (sous la ferme du même nom) :

Le front de taille permettait à l'époque de distinguer sous 30 cm de terre végétale et d'argile sableuse :

- un niveau supérieur de 50 cm à 1 m de sable et argile à galets ;
- puis un niveau inférieur visible sur 5 à 7 m de sable jaune en gros bancs à stratification oblique ou entrecroisée ;
- à la base du front de taille, un sable grisâtre, bien classé, à usure très forte, à grain plus fin que les niveaux sous et sus-jacents, dépourvu d'argile, renfermant très peu de graviers et quelques traces d'oxydes de fer. Le grain moyen est de l'ordre de 665 μm , la fraction supérieure atteignant jusqu'à 1 980 μm . Les grains sont en fonction de la taille émoussés luisants à sub-émoussés et peu luisants. Quelques grains de feldspath altéré y sont observables.

Les minéraux lourds ont été distingués dans les différents niveaux et représentés par de la tourmaline, du zircon, des minéraux de métamorphisme et minéraux titanés.

Le fait marquant est la découverte dans les sables grisâtres de base par P. Brabant de valves d'*Exogyra columba* (var. *minor*) du Cénomaniens, bien

conservées, épigénisées et couvertes d'orbicules. La description ne précise pas si ces valves ont ou pas été remaniées.

La carrière de Cossumbre

Située en face de la précédente de l'autre côté de la route Ballots – Cossé-le-Vivien, cette carrière, déjà abandonnée en 1965, permettait néanmoins d'observer globalement deux ensembles bien distincts avec de bas en haut :

Un premier ensemble à stratification oblique constitué :

– à la base d'un niveau de sable gris à grisâtre, visible au moins sur 1,50 m, bien classé à grain moyen, et comparable au niveau de base de Beau-Chêne ;

– au-dessus, en continu, un niveau de sable roux ou jaune pouvant atteindre jusqu'à 5 m de puissance, constituant la partie principale de l'affleurement, assez grossier, moyennement classé, comportant quelques graviers et de nombreux grains de feldspath.

Un deuxième ensemble à stratification subhorizontale :

– il ravine le précédent et démarre par un lit de sable grossier et de galets. Cet ensemble, sujet également à de fortes variations d'épaisseur (entre 0,30 m et 3 m) est essentiellement constitué de sables grossiers rouges à bruns, renfermant des passées plus argileuses, voire des lentilles d'argiles, et des intercalations grossières à graviers et galets.

Les minéraux lourds sont présents dans les deux ensembles avec de la tourmaline, du zircon, de la staurotite, de l'andalousite, de la sillimanite, du disthène, du sphène, de l'anatase et du rutile. Au niveau faune, seul le niveau de sable roux a livré 2 valves d'huîtres très mal conservées (donc a priori remaniées).

La carrière de l'Écorcherie

Cette carrière située au Nord de la ferme de l'Écorcherie près de la Marinière exploitée en 1965 (actuellement en partie noyée) permettait d'observer sur un front de taille d'environ 3 m de hauteur une masse sableuse constituée de sable roux, assez grossier à stratification oblique à la base, également grossier mais à stratification horizontale et à graviers et galets dans la partie supérieure (Brabant, 1965). Aucun fossile n'y est signalé.

La carrière de la Pelterie

La carrière de la Pelterie est située à l'Ouest de Ballots, en limite des cartes de Cossé-le-Vivien et de La Guerche-de-Bretagne, près de la ferme du Bocage. Aujourd'hui comblée, cette carrière permettait de faire les observations suivantes (Brabant, 1965) :

– à la base visible sur environ 4 m, des sables roux ou jaunes, devenant grisâtres dans la partie située sous le niveau de la nappe d'eau, se présentant en gros bancs à stratifications obliques (20 à 25°) entrecroisées. Le sable est assez grossier, relativement bien classé, avec quelques graviers et de rares galets bien calibrés. Les feldspaths sont très abondants et quelques grains de glauconie y sont observables ;

– au-dessus sur environ 1 m de puissance, un niveau sableux à stratification horizontale ravinant le précédent. Ce niveau débute par des lentilles d'argile grise, surmontées par une couche de sable grossier roux à graviers et galets en bancs interstratifiés, puis par un sable argileux à galets de quartz plus ou moins roulés passant vers le sommet à une argile sableuse. Les galets (jusqu'à 6-7 cm) sont essentiellement composés de quartz et de grès. Les feldspaths sont rares et certains grains de quartz portent la marque d'une action éolienne. Ces sables renferment des minéraux lourds tels que la tourmaline, le zircon, le sphène, en grains bien roulés, et de la staurotide.

Au niveau faune, le niveau inférieur a livré des valves d'huîtres (*Exogyra columba*) silicifiées, **brisées et corrodées**, épaisses et couvertes d'orbicules.

En résumé :

Ces différents affleurements attestent bien par conséquent de la présence de terrains cénomaniens dans la région, ayant été majoritairement décapés au Tertiaire, mais dont certains témoins ont pu être piégés et préservés dans des petites cuvettes ou fossés. Ces cuvettes permettront également de préserver les sédiments lacustres marécageux à fluvio-lacustres mis en place au cours de l'Éocène-Oligocène continental, se surimposant au Cénomancien marin en place ou remaniant celui-ci (tests d'*Exogyra columba* mais également d'autres fossiles du Crétacé plus ou moins remaniés) (Raimbault, 1958 ; Durand, 1960 ; *in* Klein, 1974). Le même matériel sera repris ultérieurement, probablement au cours du Pliocène dans un environnement continental sous faible influence marine de type estuarien ou deltaïque.

QUATERNAIRE, FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION

Formations d'altération

Les altérites des terrains paléozoïques et protérozoïques (A)

Rappel : les différents terrains paléozoïques et protérozoïques décrits précédemment présentent des degrés d'altération plus ou moins développés qui ont été représentés au niveau cartographie avec une notation suivie de la lettre A pour les termes altérés (exemple : S1-4 A) mais encore identifiables

(stade de la fragmentation), et précédée de la lettre \mathcal{A} pour les faciès complètement argilisés (altérites très évoluées) (exemple : $\mathcal{A}S1-4$).

Les altérites (\mathcal{A}) sont de façon générale très développées sur l'ensemble de la zone étudiée et concernent l'ensemble des terrains protérozoïques et paléozoïques, sédimentaires, plutoniques ou volcaniques décrits précédemment. Les faciès fortement argilisés sont très abondants dans la moitié ouest de la coupure, notamment en bordure du massif granitique du Pertre, ainsi que sur les secteurs d'Astillé, de Courbeveille, d'Ahuillé et de l'Huisserie. Dans la partie sud-est de la carte, les zones argilisées sont plus restreintes et essentiellement localisées dans l'environnement immédiat des formations sableuses « pliocènes » où le substratum briovérien apparaît complètement désagrégé et argilisé sur plusieurs mètres.

Concernant les altérites (*notation* + \mathcal{A}), les roches affectées par l'altération, qu'elles soient paléozoïques ou protérozoïques, apparaissent sur le terrain à l'état de fragments centimétriques à pluricentimétriques, plus ou moins friables, décolorés par rapport à leur couleur d'origine, fréquemment à patine oxydée, plus ou moins dispersés dans les labours et mélangés à des argiles d'altération ou des limons. Selon la nature de la roche les éléments se présentent soit en plaquettes devenant de plus en plus tendres et molles (siltites, schistes), soit en petits éléments ou blocs (grès, quartzites, volcanites, granites) soit à l'état de sables grossiers à éléments (arène granitique). Bien que la roche (volcanique, sédimentaire ou plutonique) soit désagrégée, sa nature demeure tout à fait identifiable. La puissance de ces altérites est très variable, d'ordre métrique lorsque la roche est sub-affleurante jusqu'à une bonne quinzaine de mètres.

La notation (\mathcal{A} +*notation*) caractérise des altérites très évoluées, pour lesquelles l'identification du substratum primaire n'a pu être précisée en raison de l'argilisation très prononcée de la roche. Les éléments centimétriques à pluricentimétriques visibles et identifiables dans les altérites (*notation* + \mathcal{A}) sont pratiquement complètement désagrégés, et réduits à l'état d'argile d'altération notamment pour les formations silteuses ou schisteuses, de sable argileux, notamment pour les grès, voire d'argile sableuse. Quelques éléments de couleur brun-foncé, très friables, mous, de taille de l'ordre de quelques millimètres peuvent encore y être observés, ainsi que quelques éléments de quartz filonien notamment en contexte briovérien. L'altération très prononcée des siltites-argilites-schistes du Briovérien ou du Paléozoïque peut conduire à la formation de ce que l'on peut appeler un « pseudo-limon » brun à jaunâtre, souvent difficilement différenciable à l'œil nu des vrais limons loessiques pédogénisés. La présence d'éléments de quartz filonien constitue, principalement au niveau des terrains briovériens, un excellent critère pour distinguer les vrais des « faux-limons ».

L'altération des différents minéraux ferromagnésiens et des sulfures et oxydes de fer présents dans les roches initiales se traduit par une importante libération de fer à l'origine de la coloration brunâtre à rougeâtre des terrains. La puissance de ces altérites est très variable, de l'ordre de plusieurs mètres, en fonction de la nature initiale de la roche, du contexte structural plus ou moins faillé et déformé pouvant faciliter la circulation des fluides, ou de la position topographique de la formation.

Concernant l'âge de ces altérites (\mathcal{A}), bien qu'elles soient traitées traditionnellement avec les formations superficielles quaternaires, il est évident que le processus d'altération des différentes roches a démarré très rapidement après la formation de chaque grande entité géologique et qu'il s'est poursuivi au cours des temps jusqu'à la période actuelle avec, en fonction des périodes de transgression et de régression, des érosions et des décapages plus ou moins prononcés de ces altérites. Les altérites briovériennes argilisées visibles notamment sous les formations sableuses ont par exemple probablement un âge anté-pliocène, voire même pour certaines dans la région de Laval anté-éocène à anté-cénomaniens. Les altérites représentées sur la feuille Cossé-le-Vivien sont essentiellement le résultat de la dernière « phase d'altération majeure » visible affectant le substratum, la plus récente et contemporaine du Quaternaire. Ces différentes altérites sont plus ou moins érodées, solifluées et colluvionnées sur les pentes et alimentent les différentes formations superficielles présentes sur cette feuille. Enfin concernant les différents niveaux sableux identifiés sur cette zone, bien qu'aucune notation (\mathcal{A}) n'y ait été affectée sur la carte, ces faciès sont également soumis aux phénomènes d'altération à l'origine notamment de la teinte rouille à rouge de ces terrains liée à la présence d'oxydes de fer.

Grès et ferruginisations cénozoïques

Les grès ferrugineux - cuirasses ferrugineuses (« Roussards » ; \mathcal{R})

Cette formation ferrugineuse n'a été observée que très ponctuellement, au Nord du massif du Pertre, à environ 2,8 km à l'WSW de Ruillé-le-Gravelais, sur une petite butte située entre les fermes de Ville-Trémaise et de la Haute-Trégonnerie. L'affleurement, en grande partie exploité (probablement en tant que minerai de fer) et démantelé, était constitué d'une dalle ferrugineuse, en apparence subhorizontale, de moins de 100 m d'extension, atteignant jusqu'à 1 m de puissance, et reposant sur un fin niveau de sables et graviers recouvrant les altérites du Briovérien. La roche est actuellement à l'état de blocs décimétriques à métriques, très durs, éparpillés sur le plateau et sur les pentes. Elle correspond à un grès ferrugineux de couleur ocre à brun-rouille, lité, avec des passées à grain fin, alternant avec des niveaux plus grossiers à granulométrie hétérogène constitués de grains de quartz millimétriques et

d'éléments altérés plus ou moins anguleux atteignant jusqu'à 5 mm, ainsi qu'avec des horizons gréseux fins à moyens à graviers et galets. Ces derniers sont composés majoritairement de quartz, mais également de grès et de quartzite du Briovérien et du Paléozoïque, et peuvent atteindre jusqu'à 15 cm. Ponctuellement, des éléments de cuirasse ferrugineuse peuvent apparaître remaniés au sein de ces grès. L'âge de cette formation et de cette ferruginisation n'est pas connu avec précision mais pourrait être attribué au Pliocène, présent sur place et sur les buttes avoisinantes avec les niveaux à sables graviers et galets.

Les grès-conglomérats ferro-manganiques type « alios, bétain, grison » (A)

Ces concentrations ferro-manganiques, dénommées « grison » au Nord de la zone, « bétain » dans le Sud, sont essentiellement localisées dans les secteurs mal drainés, que ce soit au fond de certains vallons ou sur de vastes étendues planes. L'absence de pente favorise la stagnation des eaux de surface et la précipitation des oxydes de fer et de manganèse. Ces niveaux sont localisés à la base des formations superficielles à une profondeur en général de l'ordre de 1 à 2 m, sous la forme d'une dalle très irrégulière et discontinue pouvant atteindre jusqu'à 1 m de puissance voire plus. Ils apparaissent dans les labours à la faveur de travaux agricoles ou de drainage, à l'état d'éléments pluricentimétriques à pluridécimétriques, voire de blocs pouvant dépasser le mètre cube. La roche est friable à indurée, brun-rougeâtre à grisâtre, à cassure quelconque, constituée d'éléments lithiques divers issus du substratum environnant (siltites, grès, etc.. du Protérozoïque ou Paléozoïque, graviers, galets). Ces différents éléments sont pris dans un ciment sablo-argilo-ferrugineux brun-noir plus ou moins développé, voire purement limonitique, noir et d'aspect terreux. Ces niveaux, observables ponctuellement sur l'ensemble du secteur étudié, sont visibles en particulier au Nord-Ouest entre le massif granitique du Pertre et Ruillé-le-Gravelais au niveau de dépressions à faibles pentes et dans le quart sud-est sur les zones planes situées à l'Est de Saint-Gault à forte proportion de sables et graviers. Sur cette zone de Saint-Gault, des traces d'anciennes forges peuvent être observées (terres noires avec résidus de fonte) attestant de l'utilisation ancienne de ces concentrations ferro-manganiques en tant que minerai de fer.

Ces agglomérats ferro-manganiques sont considérés comme étant récents et contemporains du Quaternaire récent à actuel.

Épandages continentaux

Les épandages continentaux ont été subdivisés en deux ensembles, les plus communs sur cette région. Ce sont :

- les colluvions de versants indifférenciées ;
- les épandages fluviatiles colluvionnés et soliflués.

Les colluvions de versants indifférenciées (C)

Les colluvions sont représentées par des dépôts à granulométrie dominante fine, accumulés dans le fond des vallons, les petites dépressions et surtout en bas de versant. Ces niveaux, bruns à beiges, sont le résultat du remaniement sur les pentes des différents substratums présents (sédiments briovériens ou paléozoïques, socle cristallin, ou sédiments plus récents), en particulier de leurs altérites, mais également, lorsqu'elles sont présentes des formations superficielles environnantes notamment des limons. Ils sont constitués d'une matrice fine dominante, argilo-sableuse ou sablo-argileuse, englobant des fragments lithiques de nature variée selon le substratum. Ces formations de versants sont de puissance très variable, évoluant très rapidement sur quelques mètres d'extension, pouvant passer de quelques décimètres à plusieurs mètres en l'espace d'une centaine de mètres. Elles apparaissent dans les zones très humides (bas-fonds) sous la forme d'argiles compactes et plus ou moins plastiques grises à blanchâtres (pseudogley).

Selon le contexte lithologique, quatre principaux types de colluvions peuvent être distingués :

- des colluvions sablo-argileuses issues du remaniement d'altérites granitiques ou volcaniques ou d'altérites gréseuses du Briovérien ou du Paléozoïque, plus ou moins limoneuses selon le contexte ;
- des colluvions argileuses provenant du remaniement des altérites silteuses, ampéliteuses, schisteuses du Briovérien ou du Paléozoïque, pouvant être également mélangées à des limons, eux-mêmes colluvionnés, en bas de pente ;
- des colluvions argileuses à graviers, galets, dans l'environnement des sédiments fluviatiles anciens à sables et galets, ou des sables à graviers et galets « tertiaires » ;
- des colluvions limoneuses issues du remaniement des limons et lœss de plateaux, mais également des altérites silteuses.

Ces colluvions qui se sont mises en place en partie au cours de l'Holocène (« érosion des sols ») continuent encore aujourd'hui à se déposer sous les effets du ruissellement. Les nombreuses modifications effectuées par l'homme sur son environnement, en particulier sur le paysage (remembrement) et la nature de la couverture végétale n'ont fait que faciliter et accélérer les phénomènes d'altération, de colluvionnement, de solifluxion, et de ruissellement, et par conséquent intensifier la formation actuelle de ces horizons sur les pentes et fonds de vallons.

Les épandages fluviaux colluvionnés et soliflués (FCS)

Ces dépôts sont localisés dans le quart nord-ouest de la zone d'étude dans la portion de terrains comprise entre la D 32, reliant Montjean à Laval, la bordure est du massif du Pertre jusqu'à Beaulieu-sur-Oudon, et la limite ouest des terrains paléozoïques (Loiron ; ruisseau des Rochettes jusqu'à la D 32). Ces terrains présentent la particularité d'être concentrés sur cette zone mais également d'être localisés en bordure des différents cours d'eau présents et, très majoritairement, sur les versants situés en rive droite. C'est par exemple le cas pour les ruisseaux de Housseau, du Grand Moulin, de la Papinière, de Ruillé-le-Gravelais, des Rochettes et de la rivière Oudon. Ils présentent la particularité d'être constitués de galets massifs, plus ou moins bien roulés, de taille moyenne comprise entre 10 et 15 cm mais pouvant atteindre jusqu'à 30 cm, essentiellement composés de quartz filonien blanc, jaune à grisâtre, de grès altérés et de quartzites grisâtres à patine brune. De rares éléments d'origine granitique y ont également été distingués. Ces formations à galets bordent les ruisseaux cités précédemment sur plusieurs kilomètres de long et s'observent majoritairement étalées sur les versants ouest, à pente relativement douce, à des côtes allant jusqu'à +15 voire +20 m par rapport aux lits actuels des cours d'eau. Elles sont par contre absentes en sommet de collines ou de plateaux, occupés ici par endroits par des placages de sables et graviers pliocènes. Ces galets sont mélangés avec des sables, des argiles d'altération, très abondantes, des graviers et petits galets du Pliocène, des éléments lithiques plus ou moins altérés silteux et gréseux du Briovérien et du Paléozoïque (sédimentaire et plutonique). Les terrains en résultant sont en général très argileux, lourds, plus ou moins imbibés d'eau et difficiles à cultiver étant donné la proportion et la taille des galets. On y retrouve également des éléments de bétain, ramenés en surface par les socs de charrues ou les travaux de drainage. L'épaisseur de cette formation à gros galets n'est pas connue avec précision mais semblerait pouvoir atteindre plusieurs mètres dans les fonds des vallées. Concernant son origine, la taille des galets et leur position à plus de 20 m au dessus du niveau actuel des cours d'eau apparaît difficilement compatible avec la dynamique de ces derniers, en dehors éventuellement de l'Oudon. Tous ces ruisseaux s'écoulent du Nord-Ouest vers le Sud-Est dans une étendue globalement en dépression délimitée à l'Ouest par les reliefs granitiques du Pertre et à l'Est par ceux du Paléozoïque. Étant donné la distribution et la nature de ces galets, on peut logiquement envisager à une période plus reculée (début du Quaternaire ?) l'existence d'un vaste cône de déjection NW-SE alimenté en régime torrentiel par les reliefs situés de part et d'autre du ou des bassins. Ces alluvions grossières, à l'état de head à l'origine, ont été ensuite reprises, remaniées, solifluées, et colluvionnées le long des pentes. L'absence de dépôts sur les versants est peut s'expliquer par la pente plus accentuée de ceux-ci ayant favorisé sous les effets des phénomènes gravitaires le décapage et le démantèlement de ces horizons à galets.

Formations éoliennes

Les galets éolisés (« dreikanter ») (▲)

Ils correspondent à des galets façonnés par le vent, visibles au sein de la formation précédente (FCS), ou épars dans les labours notamment sur les terrains briovériens de la région de Saint-Poix – Beaulieu-sur-Oudon. Atteignant jusqu'à une dizaine de centimètres de long, ces galets constitués principalement de quartz ou de grès (Briovérien, Paléozoïque) sont jaunes à bruns, voire rougeâtres, à patine de surface très douce au toucher, à faces usées et polies par le vent et délimitées par de fines arêtes adoucies. Ces critères caractérisent des cailloux dits « éolisés » c'est-à-dire soumis en milieu continental à une altération éolienne sous l'effet de vents forts à charge abrasive sableuse. Quelques points ont été figurés sur la carte mais ils sont certainement plus nombreux que ce qui a été indiqué.

Les limons de plateaux, limons lœssiés (LP-Œy)

Les limons sont assez largement répandus sur cette carte, en particulier sur les terrains briovériens, en dépression par rapport au massif du Pertre et aux reliefs du Paléozoïque. Leur distribution reste ainsi que cela a déjà été signalé sur cette région (cartes 1/50 000 Domfront, Landivy, Mayenne ; Vernhet *et al.*, 1995, 1997 ; 2009) étroitement conditionnée par la morphologie du paysage, les dépôts les plus importants étant majoritairement localisés sur les plateaux et les versants est des collines, ainsi qu'au niveau des zones en dépression. Ces zones de dépôts correspondent à des secteurs à l'abri des vents d'Ouest et du Nord-Ouest, au niveau desquels de fines particules argilo-sableuses transportées au cours du Weichsélien ont pu se déposer et s'accumuler. Ces dépôts sont homogènes, bruns à brun-jaune en profondeur, brun-rouge à l'état altéré, parfois finement lités, très doux au toucher (appelés « terre douce » par les agriculteurs). Ils présentent une courbe granulométrique bimodale caractéristique (Trautmann *et al.*, 1997) et sont composés d'environ 50 % d'argile (kaolinite dominante, illite, vermiculite, chlorite, interstratifiés) et d'une fraction sableuse constituée de quartz roulé et de minéraux lourds d'origine plutonique et métamorphique (analyses BRGM, 1992, *in* Trautmann *et al.*, 1997). La puissance de ces limons reste ici limitée, d'ordre métrique (1 à 2 m au maximum).

Ces limons lœssiés mis en place sur tout le Nord et le Centre du Massif armoricain au cours du Weichsélien ont été au cours du temps soumis à l'érosion et à l'altération et se sont plus ou moins mélangés aux altérites environnantes.

La notation (LP- Œy) employée sur cette carte a été introduite afin de signaler l'existence de plusieurs types de limons difficiles à distinguer sur le terrain en l'absence d'analyses :

- soit purement éoliens, allochtones, et amenés du Nord-Ouest et de l'Ouest (golfe normano-breton) par les vents sur plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres ;
- soit d'altération (« faux-limons »), correspondant à des altérites principalement de siltites, schistes ou ampélites complètement désagrégés, à l'état de fines poussières, et constituant une source d'alimentation locale. Ces « fines » sont accumulées sur place, colluvionnées, solifluées, ou peuvent être soufflées par les vents sur des distances plus faibles (Lautridou, 1985).

Ces deux faciès pouvant bien entendu également se mélanger, il convient par conséquent de rester extrêmement prudent avant d'utiliser la notation (Œy).

Au niveau de la représentation cartographique, les placages figurés sur la carte caractérisent des niveaux limoneux sains, quasiment non remaniés avec le substratum sous-jacent et par conséquent, étant donné la profondeur des labours dans la région (0,20 à 0,30 m) d'une puissance minimale de 0,50 m.

Ces terrains dits de « pleine-terre » par les agriculteurs sont bien évidemment très recherchés pour l'agriculture, et localement pour la poterie.

Formations alluviales

Les alluvions fluviales anciennes grossières (Fw, Fx, Fy) (Pléistocène)

Les principales terrasses alluviales observées sur cette coupure sont essentiellement localisées en bordure des rivières Mayenne, Vicoin et Oudon. Ces formations sont constituées de sables, de graviers et de galets issus de l'altération des différents terrains présents dans cette région à savoir les siltites, grès et quartzites du Protérozoïque et du Paléozoïque, les roches volcaniques et plutoniques, les filons de quartz, et les formations sablo-graveleuses tertiaires. Ces dépôts sont les vestiges de formations alluviales étagées, plus ou moins remaniées et démantelées, d'épaisseur très variable (quelques décimètres à plusieurs mètres) mises en place par les rivières Mayenne et Oudon au cours du Pléistocène. Les plus anciennes (Fw) visibles notamment au Sud-Est de la carte en bordure de la Mayenne se situent topographiquement à 20-25 m au-dessus du niveau actuel de ce cours d'eau.

Rappelons que des alluvions encore plus anciennes que (Fw) subsistent à l'état de lambeaux, totalement remaniées et colluvionnées dans le quart nord-ouest de la zone (FCS). La distinction sur le terrain entre ces différentes terrasses reste délicate à établir en raison de la similitude des différents constituants qui les composent, des phénomènes de solifluxion les affectant, engendrant une

contamination d'une terrasse à l'autre, et du faible décalage altimétrique les séparant. Les décalages topographiques et zones de replats visibles sur le terrain permettent néanmoins d'esquisser une limite logique entre ces différents niveaux. Cette difficulté est également accentuée par la présence notamment à l'Est d'importants dépôts cénozoïques sableux à graviers et galets, à caractère fluvial, dont le colluvionnement sur les pentes peut fausser les interprétations.

Trois niveaux d'alluvions (Fw, Fx, Fy) ont été individualisés au niveau des bassins de la Mayenne, du Vicoin et de l'Oudon :

– Fw, caractérisant les alluvions périglaciaires d'âge considéré du Pléistocène moyen (Elstérien), représentées par des accumulations de sables, graviers et galets. Les blocs gréseux à patine brune sont au niveau de la Mayenne essentiellement issus des formations paléozoïques. Ces terrasses se situent dans la région d'Origné et de Houssay à 20-25 m au-dessus du cours actuel de la Mayenne ;

– Fx, correspondant aux alluvions fluviales périglaciaires saaliennes constituant des terrasses d'extension relativement importante, à pente très progressive, situées entre 5 et 15 m au-dessus des cours de la Mayenne, du Vicoin ou de l'Oudon. Leur composition reste à tout point de vue identique à celle décrite précédemment (Fw), essentiellement caractérisée par d'importants épandages de galets dans les champs ;

– Fy, représenté par des alluvions occupant le fond des vallées, le plus souvent recouvertes par les alluvions fines de l'Holocène (Fz), et visibles dans le lit vif des rivières notamment en bordure de la Mayenne au Nord d'Origné où elles ont été fortement exploitées. Ces alluvions sont grossières, composées de sables, et de graviers et galets de roches issues du bassin versant. Ces niveaux alluviaux ont été mis en place lors de la dernière glaciation (Weichsélien), et stabilisés lors du passage à l'interglaciaire holocène. Elles ont été exploitées le long de la Mayenne notamment au Nord d'Origné ou d'importantes sablières abandonnées sont encore observables.

Les alluvions fluviales récentes (Fz) (Holocène)

Les alluvions récentes sont à dominante fine, argilo-limoneuses à argilo-sableuses, de puissance métrique (jusqu'à 2 m), et d'extension n'excédant pas en moyenne 250 m de large. Quelques grandes plaines alluviales actuelles de plus de 500 m de large sont cependant observables notamment au niveau du Vicoin entre Nuillé-le-Vicoïn et Montigné-le-Brillant, sur l'Oudon au Sud de Cossé-le-Vivien, ou au niveau de l'étang de la Géhardière. Ces alluvions fines occupent topographiquement le fond plat des vallées et délimitent la plaine inondable du lit majeur du cours d'eau. Cette zone plane est inondée lors des fortes crues mais également lorsque le sol est saturé d'eau, après une longue période pluvieuse.

Les dépôts anthropiques

Trop restreints pour être représentés cartographiquement, ces dépôts sont cependant présents sur cette carte, notamment le long de l'ancienne voie ferrée Laval-Nantes ou des grands axes routiers. Ils correspondent à des granulats amenés pour charger les axes routiers et voies du chemin de fer, très localement à des résidus de scories et de fonte (anciennes forges), ou à des déblais d'anciennes extractions artisanales ou industrielles.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les formations géologiques présentes sur la zone de Cossé-le-Vivien sont d'origine sédimentaire, plutonique et volcanique. Elles correspondent à différents épisodes de sédimentation et de magmatisme ayant affecté et façonné au cours des temps l'ensemble de la région, depuis le Néoprotérozoïque supérieur jusqu'au Cénozoïque.

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (BRIOVÉRIEN)

Les terrains les plus anciens présents à l'échelle de la carte et de la région sont représentés par les dépôts sédimentaires silto-gréseux dits « briovériens ». En dehors de la présence d'éléments phtanitiques remaniés permettant de ranger ces terrains dans le « Briovérien post-phtanitique », au niveau faune pratiquement aucune trace de vie susceptible de dater cette série n'a été jusqu'à présent décelée, en dehors de quelques corps sphériques assimilables à des organismes unicellulaires (cyanophycées ; sur Vilaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1986), et des traces ou pistes de vers (Kerforne, 1923, *in* Le Gall *et al.*, 1998). S'il est clairement admis que la majeure partie de ces terrains soit d'âge néoprotérozoïque supérieur, l'âge de la partie sommitale de cette formation a fait l'objet ces dernières décennies de nombreuses controverses, évoluant entre le Néoprotérozoïque supérieur et le Cambrien. Les études cartographiques et géochronologiques réalisées dans les années 1990 (cf. chapitre Description des formations) et les comparaisons effectuées entre les zones normandes et de Bretagne centrale s'accordent maintenant à attribuer à la partie sommitale de cet empilement sédimentaire un âge anté-arénigien, probablement Cambrien basal. Durant cette période, la région se situait au niveau d'un vaste bassin marin couvrant toute la Bretagne centrale, et interprété comme un bassin d'avant-pays d'une importante chaîne de montagne, la chaîne cadomienne située plus au Nord, et dont des témoins sont encore visibles depuis le Nord de la Bretagne (Lannion) jusqu'au Cotentin. L'érosion de cette chaîne a permis d'alimenter ce bassin en matériaux détritiques divers (sables, boues argileuses, blocs, éléments divers) s'accumulant pour former selon la proximité du continent, des conglomérats, des grès et grauwackes, et des siltites. Ces dépôts sont de type

turbiditique, marqués par des alternances plus ou moins régulières mais brutales de bancs centimétriques à pluridécamétriques de siltites et de grès, affectés par des failles synsédimentaires, et caractérisés par des figures de slumps, de rides de courants etc. Au niveau régional, des faciès conglomératiques peuvent être observés sur Mayenne et Sillé-le-Guillaume (absents sur Cossé-le-Vivien). Ils attestent de la remise en mouvement en bordure de bassin de matériaux grossiers, sous l'effet de courants gravitaires turbiditiques, et de l'étalement de ceux-ci au pied des talus, au niveau de canyons et chenaux sous-marins entaillant sa base (Garlan, 1985). La puissance de cette série reste encore actuellement inconnue avec précision, estimée sans aucun doute à plusieurs centaines de mètres.

Concernant la composition des matériaux, ils trouvent leur origine dans l'érosion de la chaîne cadomienne (Le Corre, 1977) ainsi que l'atteste la présence de fragments lithiques mylonitisés et microplissés (Trautmann *et al.*, 1994, 1997) et de clastes phtanitiques (Le Corre, 1977). Ces sédiments briovériens sont en comparaison avec ceux situés au Nord dans le domaine cadomien, en apparence peu ou pas affectés par les phases de plissements cadomiennes et principalement structurés au cours du Varisque, avec une continuité de sédimentation probable entre la fin du Néoprotérozoïque supérieur et le début du Cambrien.

PALÉOZOÏQUE

Les formations des grès de Sainte-Suzanne, des calcaires de Néau et d'Évron et des schistes et grès de Blandouët présentes au Nord-Est dans le massif de la Charnie, en bordure du synclinal de Laval (feuilles Meslay-du-Maine, Évron) caractérisent dans ce domaine mancennien le cycle sédimentaire détritique et carbonaté développé au cours du Cambrien sur un socle briovérien plissé, plus ou moins métamorphisé, notamment par les granodiorites cadomiennes, et accompagné d'une importante activité volcanique.

Dans la partie du domaine centre-armoricain concernant la feuille de Cossé-le-Vivien, les premiers sédiments paléozoïques identifiés, en dehors de la base du Cambrien prise en compte dans le Briovérien, appartiennent aux séries rouges de la formation de Pont-Réan. Ces terrains datés de l'Arénig inférieur (Ordovicien) sont d'origine continentale à épicontinentale (Bonjour, 1988), et s'observent en complements de petits bassins d'effondrement, notamment à l'Ouest sur les secteurs de La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997), et de Châteaubriant (Herroin *et al.*, 1990). Ils précèdent la grande transgression marine qui se marquera à l'Arénigien dans toute la région par la mise en place, en domaine de plateforme marine littorale, de matériaux détritiques sableux bien triés et propres, apportés par des courants de marée, correspondant au Grès armoricain. La faune y est restreinte, représentée par

des chitinozoaires, des acritarches et des lingules plus ou moins bien conservés. L'absence de ce faciès remarquable à l'échelle régionale sur la bordure sud-est du synclinorium de Laval est, en dehors d'une lacune de sédimentation peu probable, attribuable à un contact tectonisé (CNA) entre le Briovérien et la bordure du synclinal.

Au cours de l'Arénigien moyen, du Lanvirnien et du Caradocien inférieur, le milieu de sédimentation, toujours en contexte de plate-forme littorale, devient de plus en plus distal, avec des apports sableux de plus en plus réduits. Cette période se caractérise par la mise en place dans des milieux très peu agités et faiblement subsidents de dépôts plus boueux, silteux, dont la décantation aboutit à la formation d'Andouillé. Ce niveau, anciennement dénommé « Schistes à Calymènes » renferme des concrétions phosphatées ainsi que des niveaux d'oolites chloriteuses, correspondant probablement à des arrêts de sédimentation. Outre les trilobites (*Calymene tristani*, *Coplocoparia tournemini*, *C. borni*, *Marrolithus bureaui*), il est reconnu pour sa faune à graptolites, chitinozoaires, brachiopodes, ostracodes et bivalves.

Par la suite au cours du Caradocien supérieur et de l'Ashgillien, la tendance va vers une phase de régression marquée par un abaissement du niveau marin (période de glaciation fini-ordovicienne), avec le retour à des dépôts plus sableux en milieu marin côtier sous faible tranche d'eau, voire à la limite de l'émersion à la fin de l'Ordovicien. Ces dépôts correspondent à la formation des grès de Saint-Germain-sur-Ille, à faune très mal conservée mais à nombreuses traces d'activité organique telles que pistes et terriers. Le Silurien marque le retour à des conditions plus franchement marines et à un milieu marin devenant peu à peu plus profond (fonte des glaces ordoviciennes), avec une diminution progressive des apports sableux dans le milieu marin et par contre le dépôt de plus en plus important de boues riches en matière organique. Les alternances silto-gréseuses deviennent ainsi de plus en plus réduites et laissent la place à des faciès silteux et ampéliteux caractérisant un milieu réducteur de type euxinique à faune planctonique développée, notamment à graptolites (organismes coloniaux, en disposition linéaire ou ramifiée).

La formation de Gahard *s.l.* marque le retour au Dévonien inférieur à une sédimentation arénacée sur tout le Massif armoricain, toujours en milieu marin, en domaine de plateforme littorale, avec une faune benthique à bivalves, crinoïdes et brachiopodes bien développée. Cette sédimentation devient au Nord progressivement argilo-carbonatée puis franchement carbonatée au Lochkovien supérieur (climat chaud), avec la formation de Saint-Cénéry, visible en bordure nord du synclinal de Laval (régions de Laval, Évron, Meslay-du-Maine). La faune est abondante et diversifiée, à stromatopores, polypiers pouvant constituer des récifs, bryozoaires, crinoïdes et brachiopodes. Les formations de Montguyon, du Buard et des Marollières marquent le retour, au cours du Praguien supérieur et de l'Emsien, et toujours

au Nord de la région en bordure du synclinorium de Laval, d'apports détritiques fins associés aux dépôts carbonatés. Ces différentes formations du Dévonien inférieur, absentes à l'Ouest (La Guerche-de-Bretagne, Chateaubriant) réapparaissent plus au Sud au niveau de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes (feuille Segré, Janjou, 1998). Au niveau du synclinorium de Laval, les terrains schisto-calcaires du Dévonien moyen et supérieur sont de même qu'en Normandie, absents. On les retrouve par contre au Sud au niveau de l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, mais également plus à l'Ouest au niveau du synclinal de Ménez-Bélair. Leur présence dans ces régions atteste d'une sédimentation encore marine au cours du Dévonien moyen et supérieur sur une grande partie du Massif armoricain. Cette lacune régionale, sédimentaire (absence de dépôts, émerision partielle de la région) ou d'érosion (décapage des dépôts) est généralement interprétée comme une conséquence de la phase orogénique bretonne.

Le Carbonifère inférieur repose dans la région de Laval, selon les secteurs, directement en discordance sur les formations du Dévonien inférieur, du Silurien ou de l'Ordovicien. Il débute au Tournaisien avec la mise en place de la formation de l'Huisserie, dans un contexte probablement lacustre à deltaïque au départ, évoluant progressivement vers un milieu marin. Les sédiments sont terrigènes, variés, localement à décharges conglomératiques, à niveaux charbonneux (proximité du rivage), et accompagnés de puissants épanchements volcaniques acides de nature rhyolitique à ignimbritique. Les importantes variations de faciès (notamment les décharges conglomératiques), d'épaisseur, et la présence d'importantes intercalations volcaniques attestent d'une situation paléogéographique très instable pour cette région, avec l'initiation au cours du Tournaisien par un mouvement distensif d'un fossé sédimentaire piégeant les différents sédiments (feuille Château-Gontier, Brossé *et al.*, 1988). Ce bassin est plus ou moins subsident, à bordures abruptes actives en relation avec des failles bordières régulièrement réactivées et à courants turbiditiques remaniant les sédiments. Les dépôts de houille se forment dans des domaines plus protégés permettant de piéger les débris phytogènes. L'ouverture progressive de ce bassin se marque par la présence de niveaux marins au Tournaisien moyen à Bois-Gamats sur la feuille Cossé-le-Vivien et va s'accroître tout au long du Tournaisien supérieur, avec l'apparition progressive de carbonates se combinant dans un premier temps aux apports terrigènes (formation de Changé à Paléchinides), avant de devenir franchement dominants au Viséen (formations des Calcaires de Laval et de Sablé). Le bassin de Laval correspond à ce moment là à une véritable plate-forme carbonatée avec dans cette mer chaude et peu profonde quelques points hauts favorisant le développement de biohermes, des zones peu profondes soumises à l'action des vagues à dépôts organoclastiques et oolitiques (Sablé) et des secteurs plus profonds notamment sur Laval avec des dépôts calcaires homogènes et fins. Cette plate-forme carbonatée s'envase progressivement à la fin du Viséen et la mer régresse. La sédimentation évolue de façon nette et

brutale vers un terme détritique, la formation des Schistes de Laval (Viséen supérieur-Namurien), correspondant à une réouverture du bassin de Laval en contexte décrochant dextre (Houlgatte *et al.*, in Ménillet *et al.*, 1988) sous les effets de mouvements tectoniques. Les faciès fins et encore sous influence marine à la base, se chargent rapidement en matériel plus grossier, avec notamment des intercalations conglomératiques et des niveaux charbonneux. Le milieu de sédimentation devient progressivement lacustre et l'on assiste à terme au comblement du bassin de Laval sous l'influence de la phase de plissement majeure entre le Namurien inférieur et le Stéphanien affectant dans cette zone l'ensemble des terrains protéro et paléozoïques. La région émerge et sera soumise dès lors aux phases tardives de l'orogénèse varisque et progressivement pénéplanée sous l'action des agents de l'érosion. Les matériaux issus de l'érosion de cet ensemble sédimentaire briovérien à carbonifère sont évacués dès le Carbonifère supérieur dans des dépressions locales (bassin stéphanien de Saint-Pierre-la-Cour) ou plus lointaines.

MÉSOZOÏQUE

Le bâti varisque reste tout au long du Mésozoïque stable dans la région. Aucun dépôt du Trias et du Jurassique n'y a été jusqu'à présent reconnu. La région est soumise pendant tout ce temps à une émergence sous climat chaud et humide favorisant une altération intense des roches affleurantes (latérites, cuirasses...).

À ce jour, aucun élément qui attesterait d'éventuelles submersions depuis la fin des plissements varisques jusqu'à la fin du Crétacé inférieur n'a été décelé dans la région de Laval, qui restera soumise durant cette période à une altération météorique intense.

Les traces les plus proches de la transgression marine liasique sont observables :

- à l'Est dans la zone de Loué ou des niveaux marno-calcaires du Pliensbachien vont combler des dépressions au sein du socle varisque, ainsi que sur le secteur de Sillé-le-Guillaume où des faciès franchement marins à céphalophodes du Toarcien sont signalés ;
- au Sud-Est dans la région de La Flèche où les premiers témoins sont d'âge plienschbachien ;

Au Nord-Est sur le secteur de Vilaines-la-Juhel, les premiers témoins sont seulement contemporains de l'Aalénien avec le dépôt de calcaires à silex à décharges graveleuses directement sur la pénéplaine varisque.

Ces secteurs constituant la bordure ouest du bassin de Paris seront soumis durant une partie du Jurassique inférieur à moyen et jusqu'au Callovien au

maximum (selon les zones) à des variations du niveau marin avec une succession de transgression et de régression, qui n'atteindront jamais le socle varisque pénéplané présent dans la région de Laval. Toute cette bordure socle varisque-bassin de Paris sera globalement émergée à la fin du Jurassique moyen et soumise à une altération continentale. Il faudra en fait attendre le Crétacé supérieur, pour observer les premières traces d'une invasion marine post-paléozoïque, correspondant à la grande transgression du Cénomanién inférieur et moyen. Ce retour de la mer crétacée dans les secteurs cités précédemment, déborde largement les lignes de rivages jurassiques connues et touche également bien au-delà vers l'Ouest des régions telles que celles de Laval, de Mayenne, ou de La Guerche ou des témoins, en place ou remaniés ont pu être observés. Ces témoins montrent que des sédiments marins cénomaniens se sont bien déposés jusque dans cette région. Cette transgression se marque par des sédiments reposant en discordance sur la surface d'érosion jurassique, à caractère marin littoral net à l'Est (argiles à glauconie), devenant plus détritique vers l'Ouest, à tendance sablo-graveleuse. Cette phase correspond notamment aux dépôts des Sables et graviers quartzeux du Maine visibles plus à l'Est, transportés d'Ouest en Est vers la mer cénomaniénne par les fleuves descendant du Massif armoricain et déposés en avant de la transgression et sur la bordure littorale.

Une nouvelle régression s'amorce à la fin du Cénomanién, faisant émerger toute la région de Laval et l'installant dans un régime d'altération continentale qui se poursuivra depuis la fin du Cénomanién jusqu'à nos jours. Plus à l'Est, les faciès marins perdurent au-delà du Cénomanién et jusqu'au Sénonien, notamment sur la région de La Flèche.

CÉNOZOÏQUE

La région est soumise à l'érosion continentale depuis la fin du Cénomanién, avec l'altération des différentes formations présentes dans ce domaine depuis les terrains briovériens jusqu'à ceux du Carbonifère. Au cours du Paléogène et du Néogène, ces terrains vont être progressivement altérés, lessivés, désagrégés, soumis à des phénomènes divers, de désilicification ou au contraire de silicification, de ferruginisation (sables crétacés de l'Est). L'ensemble de ces phénomènes va engendrer la mise en place de formations essentiellement continentales, localement sous influence marine. Le jeu de plusieurs accidents N160° à N180°E, en réponse aux plissements alpins et pyrénéens, engendre au Tertiaire la mise en place de fossés d'effondrement, plus ou moins importants, localement accessibles aux eaux marines, qui vont permettre de préserver localement des sédiments marins d'âge cénomanién et de piéger les niveaux essentiellement détritiques, lacustres à fluviatiles, de l'Éocène-Oligocène. Le graben de Laval à sédiments du Cénomanién et de l'Éocène-Oligocène correspond probablement à ce type de fossé d'effondrement.

La grande transgression pliocène en provenance de l'Est ne paraît pas avoir atteint la région tout du moins de façon franche, et bien qu'il demeure une incertitude en l'absence de fossiles. Par contre, elle a certainement eu une influence sur cette zone en modifiant la dynamique et la géométrie du réseau hydrographique anté-pliocène, provoquant par là même un remodelage de la surface anté-pliocène. On peut ainsi considérer (?) que le milieu continental lacustre à fluviatile présent à l'Éocène a progressivement évolué au cours du Pliocène vers un milieu continental plus proche de la mer de type deltaïque à estuarien, avec la possibilité d'invasions marines faibles et très localisées régionalement. Ceci expliquerait la présence de ces grands épandages de sables, graviers et galets sur toute la région, et à des côtes très diverses. Remarquons également que ce sont les mêmes éléments briovériens, paléozoïques, et cénomaniens qui ont été remaniés depuis le début du Tertiaire jusqu'au Pliocène, ce qui explique la difficulté à établir avec certitude une limite entre ces différents dépôts.

La fin du Néogène marque le retour d'une grande période de refroidissement avec les grandes glaciations plio-quadernaires qui vont toucher toute l'Europe du Nord. Une vingtaine de périodes glaciaires, froides, séparées par des périodes plus tempérées dites inter-glaciaires vont se succéder au cours de cette période. Elles vont jouer un rôle considérable sur la morphologie de la région et aboutir aux paysages tels que nous les observons de nos jours. Elles sont entre autre responsables du creusement des vallées, induit par la baisse du niveau marin lors des glaciations, de l'altération par fragmentation des roches sous les effets du gel, et du transport et épandage de ces fragments sur les pentes par colluvionnement et solifluxion en phase de dégel. C'est également à la fin de cette période que vont se constituer les principaux dépôts éoliens lœssiques, constitués de fines particules sablo-argileuses, prises au plateau continental émergé et transportées sur plusieurs centaines de kilomètres avant d'être déposées dans des zones abritées des vents.

Les derniers millénaires (Holocène) sont essentiellement marqués par une action de plus en plus importante de l'homme sur la nature, avec entre autre :

- une industrialisation de plus en plus développée entraînant les problèmes de pollution mais également climatiques que nous connaissons ;
- une extraction et consommation plus ou moins contrôlées des combustibles fossiles mais également matières premières minérales et métalliques, avec les conséquences que cela peut ou a pu avoir sur la nature (exemple : destruction de massif forestier pour l'exploitation de la houille) ;
- le développement d'une culture intensive nécessitant d'importants travaux de remembrement, avec de nombreuses suppressions de haies et de nombreux drainages, favorisant l'érosion des sols et leur appauvrissement par colluvionnement, et les crues brutales des rivières.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATIONS

Le Massif armoricain a été structuré au cours des temps protérozoïques et paléozoïques par deux orogénèses majeures :

- la première entre 600 Ma et 540 Ma qui a conduit à la formation de la chaîne cadomienne, très présente dans le domaine normand ;
- la seconde entre 400 et 300 Ma, à l'origine de la formation de la chaîne varisque, bien marquée au niveau du domaine centre-armoricain.

La discordance angulaire entre les formations du Briovérien et celles du Paléozoïque constituait encore il y a quelques années un argument majeur en faveur de l'existence d'une déformation cadomienne en Bretagne centrale, et à laquelle les auteurs rattachaient la schistosité visible dans les formations briovériennes.

Les travaux réalisés par C. Le Corre (1977) montrèrent qu'en fait les deux ensembles briovérien et paléozoïque de Bretagne centrale étaient affectés par une seule et unique schistosité développée au cours de la tectogenèse varisque. Entre temps, la remise en question de l'âge de la partie sommitale des formations briovériennes, en continuité sédimentaire avec les niveaux inférieurs, et son attribution maintenant admise au Cambrien basal (anté-arénigien) confirme l'absence d'une déformation cadomienne en Bretagne centrale, et une structuration de l'ensemble purement varisque. Ce résultat a également été confirmé en 1997 par les travaux réalisés par F. Trautmann sur la région de La Guerche-de-Bretagne.

La différence dans l'évolution structurale de ces deux domaines mancellien et de Bretagne centrale est probablement étroitement liée à la présence de cet important môle granodioritique mancellien, ayant non seulement isolé mais également protégé le domaine normand, en conférant à ce domaine une compétence à l'échelle régionale et en jouant en quelque sorte vis à vis des contraintes majeures varisques le rôle « d'amortisseur » ou de « réflecteur ».

La discordance existant entre le « Briovérien » et les premiers terrains ordoviciens varie cartographiquement entre 0° et 10° au maximum. Elle est simplement due au caractère transgressif de ces formations sur le Briovérien mais est également expliquée par des phénomènes distensifs, induisant des basculements de blocs le long de failles listriques, notamment NE-SW au cours de l'Ordovicien (Ballard *et al.*, 1986).

La région de Cossé-le-Vivien est constituée de deux ensembles structuraux majeurs :

- le bassin de Laval, situé dans un contexte structural particulier en bordure nord de l'accident Nord armoricain (CNA), et occupant ici une partie du quart nord-est de la carte. Il est constitué de terrains allant de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère supérieur (Namurien) ;
- l'ensemble « briovérien », occupant plus des $\frac{3}{4}$ de la zone, situé dans le domaine centre-armoricain et que l'on rattache au bloc néoprotozoïque de Rennes.

À ces deux ensembles sédimentaires, il faut intégrer dans ces contextes structuraux les roches témoignant d'une intense activité plutonique ou volcanique, notamment le massif leucogranitique du Pertre, le massif volcanique d'Entrammes, et les différents petits pointements ou filons acides à basiques (gabbro-dolérite, microtonalite, etc...).

Les structures observables cartographiquement dans cette partie du « bloc briovérien de Rennes » ont majoritairement une direction moyenne N110° à N115°E avec des inflexions N100°-N105°E dans la bordure ouest, mais également N120° à N125°E dans le Sud de la coupure.

La direction moyenne des structures paléozoïques du bassin de Laval oscille entre N120° et N130°E.

Déformations souples

Les déformations plicatives sont ici comme dans toute la région délicates à définir sur le terrain en raison de la médiocrité et de la pauvreté des affleurements, très fortement altérés et peu exploitables, des effets de fauchage, et de l'extrême rareté des plis et microplis. Néanmoins quelques mesures structurales ont pu être relevées tant au niveau de la stratification, que de la schistosité et de la fracturation (cf. carte), faisant clairement ressortir une phase de déformation majeure E1, structurant l'ensemble des terrains protéro-paléozoïques.

Existence d'une phase anté-schisteuse E0 ?

L'existence d'une phase de déformation E0, anté E1, affectant le « Briovérien » dans le domaine de Bretagne centrale, a été signalée par R. Brossé *et al.* (1988) et B. Guérangé *et al.* (1983) lors des études réalisées dans les secteurs de Château-Gontier, Craon et Cossé-le-Vivien. En l'absence de structure E0 sur le terrain, leur hypothèse est essentiellement basée sur la présence au niveau cartographique de structures complexes pouvant correspondre à des figures d'interférence de deux phases de plissement E0 et E1, et sur la dispersion des linéations d'intersection S0/S1 dans le plan de schistosité S1, avec des directions et des plongements très variables. Cette

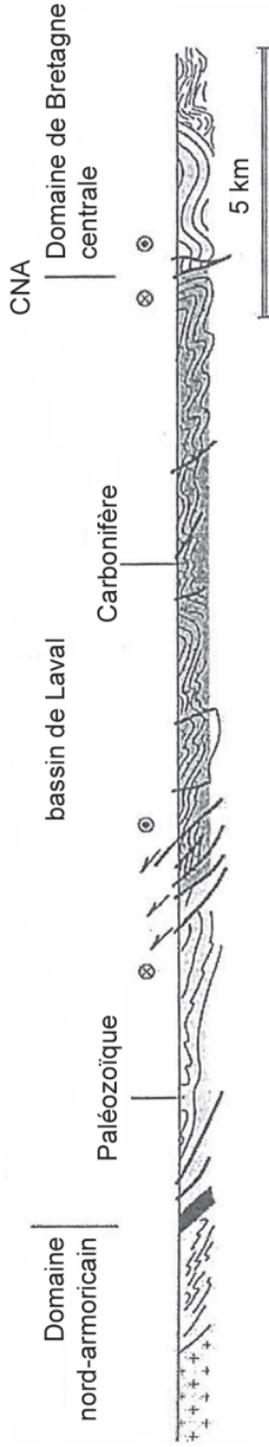


Fig. 15 - Coupe géologique au travers du bassin de Laval. D'après Houlgatte *et al.*, 1988, modifié par C. Gumiaux (2003)

dispersion s'explique selon eux par l'existence d'une déformation de la stratification antérieure au développement de la schistosité S1.

Les leviers réalisés lors de cette étude mais également ceux de J. Chantraine *et al.* (1982) sur le Briovérien mayennais et plus récemment de Y. Herroin *et al.* (Châteaubriant, 1990) et F. Trautman *et al.* (1997 ; La Guerche-de-Bretagne) n'ont pas permis d'identifier cette phase de déformation qui reste pour le moment très hypothétique. Selon ces derniers, les variations de plongement dans les formations briovériennes des linéations d'intersection seraient en fait liées à des basculements de blocs le long de failles listriques, induits par des phénomènes distensifs à l'Arenig (Ballard *et al.*, 1986).

La phase majeure synschisteuse E1

Les observations effectuées confirment celles réalisées sur l'ensemble de la région que ce soit dans le cadre du lever du 1/50 000 France ou d'études plus spécifiques par C. Le Corre (1977), J. Chantraine *et al.* (1982), R. Brossé *et al.* (1988), J. Guérangé *et al.* (1984), F. Ménillet *et al.* (1988), F. Trautmann *et al.* (1997) etc. à savoir l'existence d'une phase majeure de plissement, synschisteuse, E1, affectant l'ensemble des formations depuis le Briovérien jusqu'aux Schistes de Laval (Houlgatte *et al.*, 1988). Les plis sont à des échelles très variables depuis le pli métrique jusqu'à la grande structure plurikilométrique telle que le synclinorium de Laval (fig. 15 et coupe sur carte).

Dans le Briovérien, cette déformation souple se manifeste par des plis d'ordre kilométrique à plurikilométrique, généralement droits et ouverts, de direction moyenne comprise entre N110° et N120°E, subparallèles à parallèles à l'axe du synclinorium de Laval. Le style de ces plis évolue progressivement à l'approche du contact avec le Paléozoïque avec une tendance au déversement et au chevauchement vers le Nord. Des plis décimétriques à pluridécamétriques ont également été distingués dans le Briovérien sur le secteur de Craon – Cossé-le-Vivien (Chantraine *et al.*, 1982 ; Guérangé *et al.*, 1983), identiques aux grandes structures, majoritairement droits mais pouvant passer localement à des plis déjetés. À ces plis est associée une schistosité S1, de type fracture ou de type flux naissant de plan axial selon la nature lithologique des terrains, toujours très redressée à subverticale (70 à 80°), subparallèle à parallèle aux structures varisques N115° à N120°E. Cette schistosité S1 est majeure dans la région et quasiment la seule à y avoir été distinguée sur cette zone en dehors très ponctuellement et notamment dans des faciès silteux du Paléozoïque ou du Briovérien (bordure de la Mayenne) d'une schistosité de crénulation Sx, de même direction que la précédente, mais à pendage différent. Cette schistosité secondaire dont l'âge reste imprécis semble être liée à des cisaillements ou à la présence d'intrusions en profondeur (Plaine, 1976 ; Chantraine *et al.*, 1982 ; Guérangé *et al.*, 1983). Enfin,

l'obliquité de certains axes de plis par rapport aux structures principales peut être interprétée comme étant liée à des décrochements tardi-varisques.

Le synclinorium de Laval, structure régionale majeure représentée sur la feuille de Cossé-le-Vivien par son flanc sud, résulte également de cette phase de plissement synschisteuse E1. Orientée N110°-120° en moyenne, cette grande structure apparaît cartographiquement constituée d'une succession de grandes ondulations synclinoriales et anticlinoriales disposées NW-SE. Cette succession de plis est soulignée sur la carte par les différentes « bandes » de grès de Gahard, et explique, étant donné les faibles pendages, l'importante surface que peuvent occuper à l'affleurement certaines formations (exemple : le Silurien). À une échelle plus fine, les différents terrains anté-carbonifères et carbonifères sont, comme ceux du Briovérien, affectés par une série de plis, isopaques dans les grès, à anisopaques dans les siltites, d'amplitude métrique à plan axial subvertical ou légèrement déversé vers le Sud, de direction moyenne N125°E. Ils admettent une schistosité majeure S1, de type fracture à flux naissant selon la compétence du matériau, subverticale. Les schistes de Laval, occupant la partie centrale de la structure de Laval (très peu représentée ici) sont pris dans des plis d'amplitude hectométrique à kilométrique.

J. Plaine (1976) signale également très localement, dans les terrains silteux notamment siluriens, une schistosité Sx de type crénulation orientée N115° à 120°E à pendage de 60 à 80° vers le Sud (cf. paragraphe précédent).

Les travaux de D. Oehlert (1882) réalisés dans les mines de l'Huisserie (houille) signalent également des plis déversés vers le Nord au contact de la formation de Gahard. Enfin, concernant le contact avec les formations briovériennes, les couches paléozoïques sont fréquemment redressées au contact de celles-ci, mais peuvent également localement apparaître subhorizontales (ferme de la Hutinière au Nord d'Ahuillé). Ces contacts sont fréquemment d'ordre tectonique, liés aux différents jeux de failles, notamment dans le secteur de Nuillé-sur-Vicoïn (cf. fracturation).

L'âge de cette déformation majeure

Si tous les auteurs sont effectivement d'accord sur l'observation d'une seule phase majeure de plissement, les idées divergent pour ce qui concerne l'âge de cet événement, selon que les auteurs se basent sur l'aspect sédimentaire du bassin de Laval ou sur les différents événements magmatiques datés ayant marqué la région.

Les études réalisées par E. Houlgatte *et al.* (1988) sur le bassin de Laval ont permis de décomposer l'histoire en 4 stades principaux :

– un stade d'ouverture en contexte distensif avec mise en place d'un volcanisme acide de bordure et basique au centre du bassin ;

- un stade de plateforme carbonatée ;
- un stade de fonctionnement en « pull-apart » (bassin distensif dans un couloir de décrochement) entraînant la mise en place de la formation des Schistes de Laval ;
- enfin un stade de structuration correspondant à la phase de plissement majeure, se situant entre les dépôts viséo-namuriens (Schistes de Laval) et ceux d'âge stéphanien du bassin houiller de Saint-Pierre-la-Cour.

Les idées de E. Houlgatte *et al.* rejoignent celles de J. Cogné qui envisageait déjà en 1974 un âge entre le Namurien et le Stéphanien.

Pour d'autres auteurs, tels que J.J. Peucat *et al.* (1979), C. Le Corre (1978), D. Berthé *et al.* (1979), J. Bernard-Griffiths *et al.* (1985), l'argument principal porte sur les datations obtenues sur les granites syntectoniques de Bretagne centrale, qui jalonnent les grands cisaillements dextres reconnus dans le Massif armoricain (CNA, CSA ; Watts *et al.*, 1979 ; Goré *et al.*, 1987, Jégouzo, 1980 ; Le Corre *et al.*, 1991) et dont l'âge de mise en place (Carbonifère inférieur ; entre 345 et 330 Ma) est contemporain de la déformation majeure carbonifère exprimée dans ces secteurs. Il y a donc bien pour l'ensemble des auteurs une déformation majeure E1 affectant aussi bien l'unité de Bretagne centrale que celle du bassin de Laval, d'âge carbonifère, mais viséen pour la Bretagne centrale et post-namurien à stéphanien pour le bassin de Laval.

Les travaux réalisés par D. Gapais *et al.* (1980), E. Houlgatte *et al.* (1988), et plus récemment par C. Gumiaux *et al.* (2004) sur les grandes zones de cisaillement confirment bien pour le bassin de Laval la similitude des caractères structuraux entre les terrains paléozoïques et protérozoïques, l'existence de plis déversés vers le Nord, avec localement des failles à composante chevauchante. La présence de petits chevauchements au sein même du Paléozoïque reflète la réactivation de failles normales précoces avec localement un rejeu horizontal. Enfin, les plis et failles sont beaucoup plus développés dans la partie nord du bassin, les jeux en décrochement étant principalement localisés sur les bordures de celui-ci.

Les principales conclusions sont les suivantes :

Dans la zone centre-armoricaine, le jeu des cisaillements régionaux dextres (CNA et CSA) débute au Dévonien supérieur et se poursuit jusqu'au Carbonifère. Pendant cette période de déformation carbonifère, des failles à composante chevauchante nord-ouest sont initiées le long des grandes discontinuités, accompagnées de la mise en place à l'Ouest du bassin de Chateaulin puis très peu de temps après en bordure nord-est du domaine centrale armoricain par le bassin de Laval (Gumiaux *et al.*, 2004).

Durant le Viséen, l'extension des dépôts sédimentaires s'effectue sur les sédiments paléozoïques déjà en place et des plutons syncinématiques se mettent en place dans le domaine central, autour de 345-335 Ma. Plus à l'Ouest dans la région de Rostrenen et du bassin de Châteaulin, le leucogranite situé le long du cisaillement des Montagnes noires (CMN) scelle la fin de ces déformations entre 320 et 315 Ma (Bos *et al.*, 1997). Enfin, ces grands cisaillements dextres, jalonnés de granites syncinématiques qui fixent l'âge de la déformation (Berthé *et al.*, 1979 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) continueront à fonctionner tardivement durant le Carbonifère supérieur.

Au Carbonifère supérieur, une importante phase de plissement E1, se situant dans le temps entre le Namurien (terrains plissés) et le Stéphien (formation de Saint-Pierre-la-Cour, non déformée) va affecter et structurer l'ensemble des terrains néoproterozoïques de Bretagne centrale et ceux du bassin paléozoïque de Laval. Elle se caractérise par des plis droits à schistosité subverticale à verticale.

Tous ces arguments convergent par conséquent assez nettement vers l'hypothèse proposée par C. Gumiaux *et al.* (2004) à savoir une évolution continue de la tectonique hercynienne, transpressive en Bretagne centrale au Carbonifère inférieur (Gapais, 1980) à compressive au Carbonifère supérieur dans le bassin de Laval (Houlgatte *et al.*, 1988).

Fracturation

Pusieurs réseaux de fracturation ont été recensés sur cette zone, directement sur le terrain par la présence de filons ou filonnets de quartz, de zones mylonitisées, de miroirs de failles, ou par d'importants décalages latéraux ou verticaux, soit en prenant en compte les grandes structures et directions visibles au niveau de la topographie et de la structuration du réseau hydrographique.

Les principales directions relevées sont celles correspondant aux réseaux de failles suivants :

- N100° à N130°E ;
- N50° à N70°E ;
- N160° à N180°E.

Le réseau de failles N100° à N130°E

C'est l'un des plus importants sur la carte, à valeur régionale. Les principales failles attribuables à ce réseau sont localisées :

- en bordure nord du massif granitique du Pertre et dans l'axe du ruisseau du Grand Moulin, soulignées sur le terrain par l'abondance de blocs de quartz filonien blanc laiteux, ainsi que par d'importantes zones mylonitisées en bordure immédiate du massif mais également au sein de celui-ci (sur

Cossé-le-Vivien et La Guerche). Les terrains briovériens présents dans ce contexte faillé sont extrêmement déformés et en majeure partie argilisés, probablement en liaison avec l'abondance de filons jouant le rôle de drains et facilitant la circulation des eaux météoriques. L'intensité de cette fracturation est sans aucun doute liée au passage du CNA dans ce secteur ;

– en bordure sud de ce même massif où bien que n'ayant pas été individualisée sur le terrain, une faille identique à la faille nord du Pertre est probable, au regard des mylonites observées sur cette bordure par F. Trautmann sur la feuille de La Guerche. Cet accident expliquerait l'extension extrêmement réduite de l'auréole de métamorphisme et la position des siltites et grès du Briovérien non métamorphique quasiment au contact du leucogranite. Ces deux failles se prolongeraient au-delà sur la feuille de Vitré (communication orale Lacquement, BRGM) ;

– au Nord-Ouest de Nuillé-sur-Vicoin et pratiquement jusqu'à Ahuillé où la discordance entre le Briovérien et le Paléozoïque est d'ordre tectonique, induite par une faille de direction N120° à N125°E, régulièrement décalée par un réseau sub-méridien, et entraînant un affaissement du compartiment sud briovérien et un intense broyage des niveaux de base du Paléozoïque. Cet accident (CNA ou branche annexe) se poursuit plus à l'Est sur la feuille de Meslay-du-Maine entre Origné et Ruillé-Froid-Fonds ;

– au Sud de l'Huisserie où le contact entre les terrains anté-carbonifères et la formation volcanique et sédimentaire de l'Huisserie est d'ordre tectonique, avec une importante mylonitisation des roches ;

– enfin au Nord de Ballots, où quelques tronçons faillés ont pu être identifiés, notamment au niveau du bassin sableux de Ballots. La structuration de ce dernier est très clairement alignée sur cette direction ce qui laisse supposer un contrôle tectonique pour la mise en place de ce fossé sableux (graben), lié à un rejeu de ces failles postérieurement au Paléozoïque (?).

L'âge de ce réseau de fracturation reste indéterminé. Toutefois, étant donné sa direction, identique à celle de la phase synschisteuse de plissement E1, il semblerait logique d'envisager un âge subcontemporain à tardif par rapport à celle-ci avec, vu les observations faites sur le « fossé » de Ballots, la possibilité d'un rejeu post-paléozoïque à anté-cénomaniens (?).

Le réseau N50° à N70°E

Il est également très bien marqué sur cette zone notamment par toute une série de filons de quartz blanc laiteux de puissance décimétrique à métrique, atteignant pour certains jusqu'à 1 km de long, et constituant un véritable champ filonien. Ces structures N50° à N70°E n'ont en apparence qu'une influence très mineure sur les terrains briovériens (très faible décalage des terrains), mais semblent avoir joué un rôle dans la structuration du bassin sableux de Ballots, au moins antérieurement à la

mise en place de ces dépôts de sable, voire postérieurement à ceux-ci. Dans le secteur du granite du Pertre, le réseau de failles N130°-140°E semble, vu les conditions d'affleurements et d'altération, être très légèrement affecté par ces fractures N50° à N70°E, ce qui laisse entrevoir un jeu tardif de ces dernières par rapport au réseau N130°E. Ces failles sont également très bien marquées dans les terrains paléozoïques où elles contribuent au découpage de la région en blocs tectoniques avec des décalages pouvant atteindre jusqu'à 250 m.

Cette famille de failles joue un rôle majeur au niveau des profils d'altération, facilitant, par fracturation, la circulation des eaux météoriques au travers des différentes formations, et entraînant une accélération des processus d'altération et de dégradation des roches. Ce phénomène est particulièrement visible dans la moitié ouest de la carte où ce réseau de fracturation est particulièrement développé.

Au niveau régional, ces accidents N60° à N70°E sont omniprésents au Nord depuis la Mayenne jusqu'aux régions de Saint-Lô et Caen où ils se caractérisent par des jeux majoritairement senestres, et d'importants chevauchements, depuis le Cadomien jusqu'au Varisque (syn à tardif). Dans cette même région, ce réseau affecte également la couverture secondaire, ce qui attesterait par conséquent d'un rejeu d'âge tertiaire (Argentan, Kuntz *et al.*, 1989).

Le réseau de failles N160° à N180°E

Ce réseau est représenté par des failles subméridiennes, caractérisées par un important rejet horizontal, apparemment dextre, pouvant atteindre jusqu'à 1 km de long. Ces accidents sont en général peu exprimés dans le domaine briovérien, sauf en bordure de la Mayenne, au niveau de Houssay – Villiers-Charlemagne où le compartiment est apparaît très nettement effondré par rapport au compartiment ouest. Dans le Paléozoïque, ils sont particulièrement bien marqués notamment au niveau du contact Briovérien-Paléozoïque entre Nuillé-sur-Vicoïn et Montigné-le-Brillant. Cette fracturation est également connue régionalement, sous la forme de couloirs ou faisceaux de failles pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de long, souvent jalonnés de zones cataclasées et/ou schistosées, et considérés d'âge tardi-varisque. Ces failles jouent également un rôle majeur dans l'histoire post-varisque de la région, avec un ou plusieurs rejeux au cours du Tertiaire qui vont modeler le paysage et conditionner la mise en place et la géométrie des différents petits fossés d'effondrement d'âge éocène-oligocène, alignés selon cette direction N160°E sur plus de 70 km de long. On citera notamment les petits bassins de Chantrigné et Aron (Vignerresse 1986, Ollivier-Pierre *et al.*, 1988), de Céaucé (feuille Domfront ; Vernhet *et al.*, 1995) ou de Thévalles situé sur cette feuille de Cossé-le-Vivien. Ces gisements tertiaires se situent dans des contextes de sédimentation similaires à ceux connus au Nord de Fougères (Landéan) et au

Sud de Vire (Saint-Germain-de-Tallevende), et conditionnés par la présence de petits fossés tectoniques résultant du fonctionnement de ces accidents N160°E. Ces rejeux au cours du Tertiaire ont non seulement permis la mise en place de petits fossés tectoniques mais également favorisé la préservation dans ces structures confinées de sédiments crétacés à plus récents tels que ceux trouvés sur Thévalles et sa région et plus au Nord dans le secteur de Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009).

Métamorphisme

Les terrains briovériens et paléozoïques présents sur cette zone d'étude sont affectés par un métamorphisme de très faible gradient (paragenèse à illite et chlorite) et à caractère synschisteux. Les études régionales réalisées par J. Chantraine *et al.* (1982), J. Guérangé *et al.* (1983) ont permis de mettre en évidence un gradient de métamorphisme de faible intensité, évolutif du Nord vers le Sud, de type anchizone au Nord de Château-Gontier avec des indices de cristallinité des illites compris entre 2,5 et 3,2, et limite anchizone-épizone au Sud de cette même ville avec des valeurs oscillant entre 2,0 et 2,5. Les travaux de J. Plaine (1976) aboutissaient aux mêmes résultats, que ce soit pour les terrains briovériens ou les terrains paléozoïques, confirmant l'existence d'un métamorphisme régional contemporain de l'orogénèse varisque.

Les levés réalisés sur Cossé-le-Vivien ont d'autre part confirmé l'existence d'un métamorphisme thermique de contact, au voisinage des petits corps intrusifs ainsi que dans l'environnement immédiat du massif leucogranitique du Pertre.

Concernant les filons de dolérites, microgranites, leurs épontes sont généralement marquées par une bordure interne figée à grain fin, la bordure externe apparaissant elle sur quelques centimètres plus ou moins recristallisée et parfois tachetée.

Au niveau du massif du Pertre, les auréoles métamorphiques affectant le Briovérien encaissant sont nettement plus développées, en relation avec la taille de l'intrusion, et représentées par des cornéennes, au contact immédiat avec le granite, puis des schistes tachetés, majoritairement très altérés. L'auréole cornéennes-schistes tachetés est très réduite en bordure sud du massif (contact tectonique probable) mais atteint en bordure nord jusqu'à 1 km de large. Les roches sont représentées par des cornéennes très altérées, ferruginisées, sableuses, à fines paillettes de muscovite, et par des siltites et grès plus ou moins argilisés à petites taches de 2 à 3 mm de diamètre (fantôme de cordiérite probable ?).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Cette partie a été rédigée à partir des données disponibles dans la littérature.

NÉOPROTÉROZOÏQUE TERMINAL – CAMBRIEN BASAL (BRIOVÉRIEN)

Les termes les plus anciens connus dans la région correspondent aux dépôts sédimentaires du Néoprotérozoïque (Briovérien *s.l.*), caractéristiques d'une sédimentation détritique en milieu marin. Les éléments constituants sont les produits de l'érosion d'un socle plus ancien correspondant ici au segment nord-armoricain de la chaîne cadomienne (Chantraine *et al.*, 1988). Le démantèlement de ce socle fournit au cours de cette période des matériaux détritiques variés, argileux, sableux, conglomératiques qui alimenteront des bassins d'avant-pays. En fonction de la granulométrie des matériaux et de la dynamique des milieux de dépôts, les éléments les plus grossiers (sables, graviers, galets) vont s'accumuler en bordure immédiate du bassin au niveau de talus entaillés de canyons sous-marins, pour donner ce qui deviendra notamment des grès-grauwackes-conglomérats, les particules les plus fines, argileuses, étant transportées plus au large pour donner ultérieurement par compaction des siltites-argilites. La rythmicité des sédiments, leur caractère immature, la présence de décharges microconglomératiques à conglomératiques, de chenaux, attestent d'un milieu de dépôt instable soumis à des pulsions tant climatiques qu'orogéniques. Ces séries sont apparentées à des formations de type flysch ou molasse issues du démantèlement de la chaîne cadomienne. Essentiellement silteux et gréseux, ces sédiments vont évoluer très distinctement dans la partie sommitale de la série vers un pôle nettement plus gréseux à quartzitique qui préfigure le passage progressif aux formations ordoviciennes. L'âge de ces formations reste encore quelque peu problématique, tout du moins pour la partie terminale de cette série. Si la majorité de ces terrains sont sans problème attribuables au Briovérien supérieur post-phtanitique, grâce notamment à l'observation de grains de phtanites remaniés, les faciès terminaux, gréseux à quartzitiques laissent planer un doute sur l'âge de cette tranche terminale, notamment en l'absence de terrains cambriens clairement identifiés. Il est toutefois maintenant admis, suite aux travaux réalisés ces dernières décennies (cf. description des terrains briovériens) un âge protérozoïque supérieur à cambrien inférieur pour cette tranche sommitale.

Aucun phénomène volcanique synsédimentaire n'y a été reconnu. On signalera cependant au Nord-Est dans la région de Sillé-le-Guillaume, les traces d'une intense activité hydrothermale à l'origine du gisement sulfuré de Rouez (Safa, 1980), attestant de mouvements d'amincissement crustal plus ou moins intenses au cours de cette période (Le Gall *et al.*, 1998).

À la fin de cette période protérozoïque, alors que l'on assiste au Nord dans le Bocage normand à la fermeture du bassin mancennien en liaison avec un intense plissement de la série briovérienne et l'intrusion au sein de celle-ci (540 Ma) des granodiorites cadomiennes, le domaine briovérien de Bretagne centrale demeure relativement stable. Les terrains briovériens de cette région n'ont été en apparence que très peu déformés au cours du Cadomien (déformations inexistantes ou masquées), et présentent une structuration majeure tectonique et métamorphique identique à celle des terrains paléozoïques de la région et attribuable à l'orogénèse varisque.

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques les plus anciens de la région, d'âge cambrien, sont localisés au Nord-Est du synclinal de Laval et marquent le retour, après une période d'émergence, de la mer par le Nord-Est dans un sillon subsident probablement lié à une phase de distension (important volcanisme rhyolitique-ignimbritique en Charnie et dans les Coëvrons). Ce sillon est comblé par des sables et argiles issus du démantèlement de la chaîne cadomienne constituant au sommet les schistes et grès de Blandouët à caractère littoral et à traces de vers et de lingules. Suite au dépôt des grès de Blandouët, d'importantes modifications paléogéographiques vont intervenir dans le paysage cambrien, engendrant une lacune de sédimentation entre les grès de Blandouët et le premier dépôt ordovicien, le Grès armoricain.

Au Sud du synclinal de Laval, l'évolution est quelque peu différente, la transgression cambrienne n'atteint pas la région, et les premiers dépôts paléozoïques identifiés sont représentés par la formation détritique rouge de Pont-Réan (Arenig) qui marque sur cette zone le début de la transgression paléozoïque sur le substratum briovérien. À ces dépôts à caractère sub-continental (Bonjour, 1988), discontinus, immatures, localement conglomératiques, vont succéder progressivement mais très rapidement les dépôts arénacés et matures du Grès armoricain à caractère littoral (Durand, 1985). La transition entre ces deux formations se marque ponctuellement par des faciès conglomératiques, notamment dans les secteurs de Craon (Vernhet *et al.*, à paraître, 2010), de Châteaubriant (Herroin *et al.*, 1990), Château-Gontier (Brossé, 1988), Segré (Janjou, 1998). Cette formation du Grès armoricain marque un changement net dans la sédimentation post-cambrienne, avec des sables très propres, bien triés, à caractère littoral, mis en place ici comme sur l'ensemble de la Bretagne centrale dans un contexte de plateforme épicontinentale. Le milieu est localement peu profond, directement soumis au balancement des marées et aux vagues de tempête, avec une faune benthique assez développée caractérisée notamment par des vers et des lingules.

La bordure sud-est du bassin de Laval (feuilles 1/50 000 Cossé-le-Vivien, Meslay-du-Maine, Château-Gontier), ne permet pas de distinguer les termes de l'Ordovicien inférieur. Les premiers terrains reposant sur les niveaux briovériens correspondent à la formation d'Andouillé d'âge Arenigien moyen-Caradocien. L'absence de ces termes inférieurs de l'Ordovicien est expliquée par l'existence d'un contact tectonisé majeur (CNA) entre la bordure du synclinorium et les terrains briovériens. La présence de quelques blocs de grès en volantes assimilables au Grès armoricain dans ce contexte tectonique (Plaine, 1976) accrédite cette idée. Cette activité tectonique pourrait être liée à une extension de la croûte continentale reconnue à l'Ordovicien supérieur (presqu'île de Crozon) et marquée ici par la présence à la base de l'Ordovicien supérieur (Caradoc) de coulées pyroclastiques chaudes (ignimbrites, Brossé *et al.*, 1988). Progressivement, la subsidence du bassin va s'accroître au cours du Lanvirn-Llandeilo-Caradoc, les dépôts deviennent de moins en moins sableux et laissent la place à des sédiments toujours marins mais de plus en plus argileux (boues noires) connus régionalement sous diverses appellations telles que la formation d'Andouillé (« schistes à calymènes ») (anticlinorium de Laval), de Trélazé (anticlinorium de Lanvaux), d'Angers-Traveusot (domaine de Bretagne centrale), ou du Grand-Auverné (unité de Saint-Julien-de-Vouvantes). Ces faciès renferment quelques niveaux à oolites chloriteuses symptomatiques de petits arrêts de sédimentation. La faune marine y est particulièrement développée, avec notamment des trilobites. Le Caradocien, connu comme correspondant à une période complexe d'interactions climatiques et tectoniques, marque le retour à une sédimentation détritique grossière avec des dépôts arénacés immatures, toujours en milieu marin. Ces terrains portent dans la région différentes appellations telles que les Grès du Châtellier (synclinorium de Martigné-Ferchaud), les Grès à calymènes (unité de Redon-Renazé), ou les Grès de Saint-Germain-sur-Ille (synclinorium de Laval). Cette sédimentation gréseuse va se poursuivre au Nord au cours de l'Ashgill (synclinorium de Laval), alors que des conditions nettement plus calmes vont apparaître au Sud (synclinorium de Martigné-Ferchaud, synclinaux du Sud de Rennes), favorisant la mise en place de niveaux silto-argileux tels que la formation des schistes de Riadan-Renazé, à trilobites.

La grande glaciation fini-ordovicienne marquera la fin de cette période.

Le passage de l'Ordovicien au Silurien reste très imprécis en l'absence de niveaux datés de l'Ashgill et du Llandovery. Bien qu'il puisse y avoir quelques variantes du Nord au Sud, le Silurien est de façon globale principalement représenté dans sa partie basale par des dépôts littoraux sableux arénacés (le Grès culminant) devenant de plus en plus épisodiques et laissant la place à des dépôts euxiniques argilo-carbonés (siltites, ampélites). Ces derniers se mettent en place dans un milieu marin plus ou moins réducteur, certainement un peu plus profond, en liaison avec la fonte des glaces ordoviciennes, à faune de graptolites et d'organismes coloniaux. Cette sédimentation fine persiste jusqu'à pratiquement

la fin du Silurien. L'activité magmatique est très réduite dans la région au cours de cette période, simplement marquée à l'Est par quelques coulées basiques interstratifiées dans la formation de Souvigné (Brossé *et al.*, 1988).

À partir du Silurien terminal-début du Dévonien (Pridolien à Gédinnien inférieur), les conditions de sédimentation changent (phase régressive) et on assiste à une reprise de la sédimentation arénacée sur une majeure partie de la région en domaine de plate-forme littorale (grès de Gahard, grès à Plathyorthis etc.). La vie benthique y est développée avec des bivalves, crinoïdes et brachiopodes. Cette sédimentation détritique passe progressivement au cours du Lochkovien-Siegénien à une sédimentation argilo-carbonatée à carbonatée (formation de Saint-Cénére), sous climat chaud, avec une faune abondante et variée à brachiopodes, organismes coloniaux constituant des récifs tels que stromatopores, bryozoaires, polypiers et crinoïdes. Des variations latérales de faciès sont observables régionalement, associées à des apports détritiques fins, caractérisées par des dépôts nettement plus silteux (vases silteuses) à petits bancs carbonatés. Ces faciès silteux latéraux vont progressivement s'imposer au cours du Siegénien et de l'Emsien sur l'ensemble de la région (formations de Montguyon, du Buard et des Marollières). Ces terrains marquent à l'échelle régionale la fin de l'histoire dévonienne. L'absence de tout terme du Dévonien moyen et supérieur scelle un évènement majeur, correspondant probablement à un retrait de la mer sur toute la région, engendré par les premiers contrecoups de l'orogénèse varisque (phase bretonne), ou à une érosion de ces terrains. Le paysage va connaître de profondes modifications sous les effets des différentes phases de plissement qui vont affecter la région dès le Dévonien moyen, avec notamment l'érosion et l'arasement des reliefs paléo-protérozoïques présents. À la limite dévono-carbonifère, et plus particulièrement au Tournaisien, cette phase bretonne à laquelle on associe dans toute la région d'intenses mouvements tectoniques (décrochements majeurs, fonctionnement des cisaillements sud et nord-armoricain) distensifs dans le domaine mancellien, probablement transpressifs entre le CNA et le CSA, est accompagnée d'une intense activité magmatique acide et basique marquée par la mise en place d'un important champ filonien doléritique, au Nord dans la Mancellia, mais également dans le bassin de Laval (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall, 1999), ainsi que par un ensemble de massifs leucogranitiques datés entre 330 et 340 Ma tels que celui de Pontivy. Le leucogranite du Pertre est probablement contemporains de ces derniers. Les premières manifestations volcaniques acides (« blaviérite ») sont également probablement sub-contemporaines de cette activité à laquelle il faut également rattacher (?) une partie des filons rhyolitiques et microgranitiques, bien qu'ils soient quelque peu tardifs (rhyolite du Pertre). C'est au cours de cette période carbonifère que va s'individualiser le « bassin de Laval », peu profond, caractérisé par des fractures bordières sans cesse activées, favorisant la remise en mouvement des matériaux détritiques accumulés sur les bordures de ce « fossé », et le comblement progressif de ce dernier. Les dépôts charbonneux observés et exploités dans les terrains

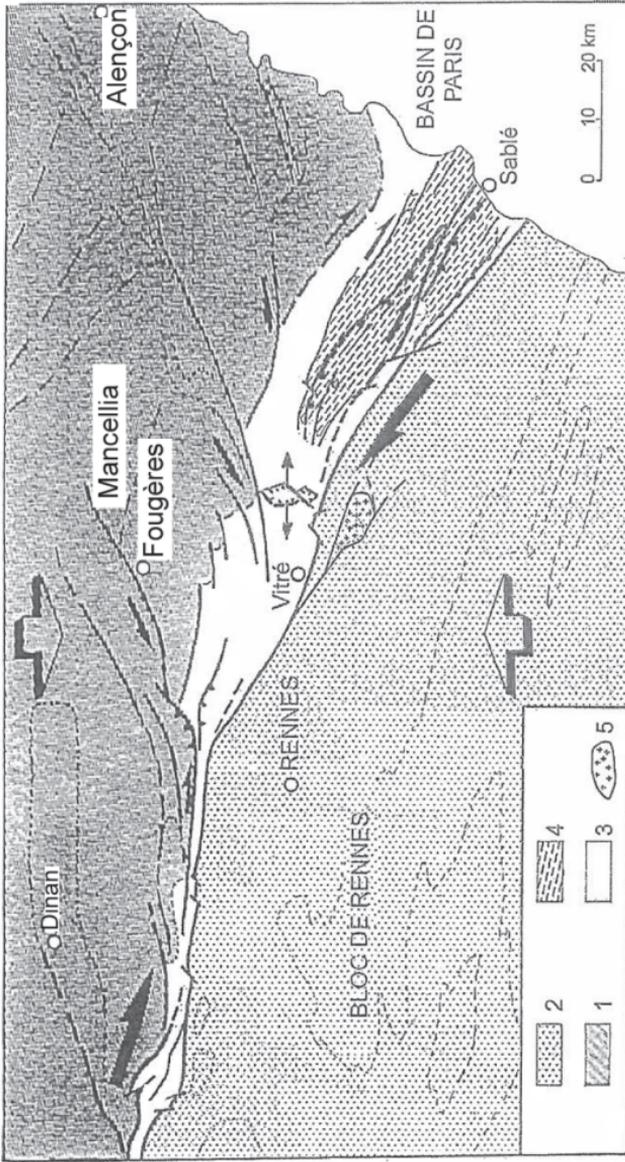


Fig. 16 - Schéma d'évolution en poinçonnement des blocs de Rennes et de la Mancellia au cours du Carbonifère (d'après Houlgatte *et al.*, 1988). 1 : Domaine Cadomien ; 2 : Briovérien et Paléozoïque du bloc de Rennes ; 3 : Paléozoïque du bassin de Laval ; 4 : Carbonifère du bassin de Laval ; 5 : Leucogranite du Pertre

tournaisiens attestent de la présence de zones confinées, situées en dehors des zones de courant et à proximité des rivages. Cette phase de sédimentation détritique (formation de l'Huisserie ou de Saint-Brice) en contexte très perturbé, comme le témoignent les différents niveaux de conglomérats, s'accompagne également d'une importante activité volcanique sub-aérienne à l'origine des massifs ignimbritiques d'Entrammes et de la Bouffelière (Le Hérisse et Plaine, 1982 ; Mary *et al.*, 1985). Le Viséen correspond à une période un peu plus calme avec l'évolution progressive de cette « gouttière subsidente » (Le Corre *et al.*, 1991) vers une plate-forme carbonatée.

Deux domaines s'y individualisent de part et d'autre d'une ligne Changé-Sablé : l'un au Nord-Est, peu profond, fortement soumis à la houle correspondant aux calcaires bioclastiques et oolitiques de Sablé, l'autre au Sud-Ouest plus profond, à dépôts carbonatés homogènes (le calcaire de Laval), avec quelques points hauts à biohermes et algues (faciès waulsortien). À la fin du Viséen et au cours du Namurien inférieur, on assiste à un ensablement de la plate-forme carbonatée et à une réouverture du bassin de Laval sous les effets de nouveaux mouvements tectoniques en contexte décrochant dextre (Houlgatte *et al.*, 1988), avec le remplissage de celui-ci par des matériaux détritiques terrigènes fins à grossiers voire conglomératiques et des débris végétaux (niveaux de houille ; formations des Schistes de Laval et de Bouessay). Entre le Namurien inférieur et le Stéphanien, le bassin de Laval est soumis à une phase de plissement majeure initiée par l'affrontement du bloc de Rennes situé au Sud contre celui de la Mancellia au Nord (Houlgatte *et al.*, 1988 ; Trautmann *et al.*, 2002) (fig. 16) entraînant l'inversion du bassin, la régression de la mer et le passage à un milieu continental lacustre. Cette phase qui affecte l'ensemble des terrains protérozoïques et paléozoïques est à l'origine de la structuration du bassin de Laval. À cette compression sub-méridienne succède une extension horizontale E-W qui va se prolonger durant le Stéphanien avec l'installation de petits bassins. La chaîne varisque est soumise à l'altération et à l'érosion. Les produits issus de ce démantèlement vont alimenter au cours du Stéphanien les petites dépressions mises en place telles que le bassin houiller de Saint-Pierre-la-Cour (feuille Laval, en cours de lever).

MÉSOZOÏQUE

Ce socle varisque en apparence stable sur la région et simplement soumis à l'érosion, va progressivement s'effondrer à l'Est pour donner la grande cuvette du bassin de Paris qui favorisera les invasions marines jurassiques et crétacées. Dans la région, les seuls dépôts connus d'âge jurassique sont cantonnés à l'Est avec sur Villaines-la-Juhel (la Ferrière-Bochard) des dépôts initiaux aaléniens, au Sud-Est de Sillé-le-Guillaume avec des dépôts plus anciens d'âge toarcien (calcaire de la champagne de Conlie) et sur les secteurs de Château-Gontier et

de la Flèche avec des dépôts d'âge pliensbachien. Ces différents témoins caractérisent l'extension maximum vers l'Ouest de la transgression liasique. Celle-ci perdure dans cette partie est depuis le Pliensbachien jusqu'à l'Oxfordien et laisse ensuite la place à une phase de régression entraînant une émergence de toute la région et l'instauration d'un régime continental. Ce régime prend fin au Crétacé avec la grande transgression marine cénomaniennne en provenance de l'Est qui va se propager vers l'Ouest au-delà des limites des terrains jurassiques. Dans un premier temps, on assiste à la mise en place de dépôts de faciès deltaïques, puis ensuite à des faciès littoraux marins à dominante terrigène au Cénomanienn moyen et supérieur. Les dépôts les plus représentatifs sont localisés sur le secteur de Morannes (sables et grès glauconnieux) au Sud-Est de Château-Gontier. L'extension vers l'Ouest de cette transgression cénomaniennne reste encore à l'heure actuelle très imprécise, mais semble être nettement plus importante que ce qui est admis actuellement. Ceci est notamment attesté par les observations faites au cours de ces dernières années tant sur Mayenne (carrière de Glaintin) que sur Laval (quartier Saint-Nicolas, Thévalles) (cf. description des terrains : sables et graviers) ou des niveaux argileux à faune cénomaniennne ont pu être observés, préservés sous les sables et graviers éo-pliocènes, dans des petits fossés d'effondrement.

Ormis la partie est, l'histoire de cette région reste donc, en l'absence de témoins, à l'heure actuelle inconnue, depuis la fin du Carbonifère jusqu'au Cénomanienn, voire même jusqu'au début du Cénozoïque.

À l'Est (région de la Flèche), la transgression marine cénomaniennne se poursuit jusqu'au Sénonien moyen, avec des faciès essentiellement terrigènes, littoraux (sables et grès glauconnieux, sables à silex) interrompus par quelques épisodes carbonatés (marnes à ostracées cénomaniennes, craie tuffeau turoniens). À partir du Sénonien moyen, la mer se retire, l'ensemble de la région restera émergée.

CÉNOZOÏQUE

Cette région émergée sera soumise aux agents de l'érosion et de l'altération probablement jusqu'à l'Oligocène. Le climat qui était déjà chaud au Mésozoïque persiste au cours du Tertiaire, avec des périodes extrêmement sèches notamment à l'Éocène supérieur. Ce climat est à l'origine des processus de latéritisation, de kaolinisation et de silicification qui vont affecter le bâti protéro-paléozoïque et engendrer la formation de cuirasses ferrugineuses et de grès-silcrètes.

Au cours de l'Éocène supérieur, le rejeu des grands accidents N150° à N160°E, en liaison avec une tectonique distensive, entraîne dans la région la formation de petits fossés tectoniques (Céaucé, Chantrigné, Marcillé, Mayenne,

Aron, Évron, Thévalles). La mise en place de ces petits fossés va permettre localement de soustraire à l'érosion et de piéger des témoins de la transgression cénomaniennne (Thévalles, quartier Saint-Nicolas à Laval, Mayenne). Ces dépôts sont ensuite protégés par des sédiments laguno-lacustres à fluviatiles, essentiellement représentés par des niveaux de sables et de cailloutis, localement de carbonates d'âge éocène à oligocène. Ces niveaux seront postérieurement recouverts par des matériaux similaires au cours du Pliocène. Les problèmes de chronologie entre cette phase distensive à l'origine de la formation de ces fossés tectoniques et la sédimentation restent toutefois encore non élucidés. La fracturation peut aussi bien être contemporaine de la sédimentation, ce qui dans ce cas ferait coïncider ce phénomène de distension avec l'ouverture de la deuxième branche de l'Atlantique nord et la création des grands grabens type fossé rhénan (Ollivier-Pierre *et al.*, 1988), mais elle peut également très bien être postérieure aux dépôts initiés au cours du Ludien dans « des zones basses ». Le rejeu des fractures N150°E aurait alors piégé et protégé en partie les dépôts. Sans oublier que la présence maintenant attestée de sédiments cénomaniens élargit sensiblement le laps de temps durant lequel ont eu lieu les mouvements et rejeux de ces failles du bâti armoricain qui restent actives jusqu'au Plio-Pléistocène. Il faut également noter qu'en dehors de ces zones « confinées », les dépôts très importants qui ont résulté de l'érosion des chaînes cadomienne et varisque et dont les traces restent restreintes, ont probablement été au cours du Paléogène en majeure partie lessivés et entraînés au loin vers l'Est dans le bassin de Paris.

Au cours du Miocène, on assiste dans la région au retour de la mer correspondant à ce que l'on appelle « la mer des faluns » qui a probablement eu une très grande extension mais dont seulement quelques rares témoins sont conservés notamment dans les régions de Château-Gontier, Segré et Châteaubriant. Cette transgression marine se prolonge au cours du Pliocène et se marque par la mise en place d'importants dépôts de sables et de galets à signature marine qui vont notamment combler les petits fossés tectoniques cités précédemment et piéger les sédiments paléogènes. La répartition de ces dépôts n'est en apparence pas anodine et probablement liée à un contrôle structural similaire à celui ayant piégé les dépôts éocènes-oligocènes, et engendré par le rejeu des accidents N150° à N160°E au cours du Mio-Pliocène voire du Pleistocène. Ces rejeux très tardifs ont été confirmés par les études réalisées en 2002 par J.P. Lautridou sur les argiles fini-tertiaires de Saint-Gilles-des-Marais (feuille Domfront), études attestant d'un rejeu de la faille de Mayenne postérieur à la crise tectonique de la fin de l'Éocène et d'une activité tectonique importante à la fin du Tertiaire.

Enfin concernant ces vastes épandages de sables et galets présents sur toute la région, bien qu'ils aient jusqu'à présent été majoritairement cartographiés en Pliocène, la prudence reste de mise dans la mesure où la présence attestée de Céno-manien, d'Éocène et d'Oligocène incite à penser que l'on peut aussi être confronté à des sables du Crétacé supérieur ou du Paléogène.

Au point de vue climatique, c'est à partir du Pliocène-Pléistocène que va s'amorcer un refroidissement de grande ampleur aboutissant aux grandes glaciations plio-quaternaires. La région est soumise à une succession de périodes froides glaciaires et tempérées interglaciaires, qui vont entraîner un important remodelage du paysage, pour aboutir progressivement à la configuration actuelle de celui-ci. La baisse du niveau des mers va entraîner un approfondissement des vallées et la mise en place de dépôts alluviaux à des cotes de plus en plus basses. La succession des phénomènes de gel et de dégel va engendrer une fragmentation des roches et favoriser la mise en place des formations de versants. C'est également au cours de cette période que vont se déposer les formations éoliennes lœssiques sous l'influence des vents d'Ouest dominants.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES

La nature des sols est étroitement conditionnée par la nature du substrat dont ils dérivent. Ils sont majoritairement développés sur des formations d'altération plus ou moins évoluées et déplacées (colluvionnement, solifluxion) ou sur des formations récentes de type limons lœssiques ou alluvions. Le relief joue également un rôle primordial sur la différenciation de ces sols, ceux-ci apparaissant en effet plus évolués sur les zones hautes et planes, et au contraire moins évolués et caillouteux sur les versants. Enfin les sols à forte tendance hydromorphe se localisent préférentiellement dans les fonds de vallées. La végétation et les types de cultures sont étroitement associés à ces sols dont la nature et la composition chimique vont fortement influencer le développement préférentiel de telle ou telle espèce végétale.

Sols sur formations briovériennes

L'altération des roches briovériennes, en général très prononcée sur cette feuille, conduit à la formation au stade le plus évolué de limons fins argilo-sableux, à nette dominante argileuse sur les faciès silteux, un peu plus sableux au niveau des barres gréso-grauwackeuses. Ces limons peuvent être mélangés à des limons lœssiques.

Les sols présents sur ces matériaux briovériens sont bruns lessivés, à bruns acides dans les zones les plus sableuses ou les plus hautes et sont essentiellement utilisés pour la culture (champs) et l'élevage (pâturages). La couverture forestière n'apparaît que dans le Nord-Ouest de la carte (forêt du Pertre), dans un contexte très fortement altéré et argilisé, avec des sols très bruns à gris, glaiseux, gras, très caractéristiques.

Par rapport aux sols sur granite, les sols sur Briovérien retiennent plus facilement l'eau que les sols sableux granitiques, ont par contre plus de mal à se réchauffer (« terre froide » des agriculteurs) et vont au contraire des sols granitiques restituer très rapidement la nuit la chaleur accumulée au cours de la journée. Ceci est très bien marqué au niveau des plantations de maïs, qui en contexte briovérien vont démarrer plus lentement, mais résisteront nettement mieux en période chaude par rapport aux cultures sur sol granitique. Au Sud de Ballots, les grès-quartzites donnent des sols sablo-argileux, beiges à jaunâtres, très humides et gras, à éléments de quartzites, occupés dans les fonds de vallées par des zones plus ou moins marécageuses et tourbeuses, et sur les hauteurs par des massifs forestiers (forêt de Ballots).

La région de Cossé-le-Vivien est principalement tournée vers l'élevage et la culture. Les terrains sont majoritairement occupés par les cultures (maïs pour le bétail, maïs à grain, blé, seigle, avoine, pois, sorgo, orge, colza), et en proportion moindre par les prairies et paturages de ray-grass pour le bétail.

Sols sur substrat granitique

Les sols sur « granite » sont localisés au niveau des massifs du Pertre et de Nuillé-sur-Vicoin. Ils présentent une composition principalement sablo-limoneuse à sablo-argileuse, sont directement issus des arènes granitiques, et plus ou moins mélangés à des silts éoliens. Ces sols sont bruns acides à bruns lessivés dans les zones recouvertes de limons lœssiques, très utilisés pour la culture du maïs (« sols chauds » des agriculteurs), accumulant la chaleur le jour, la restituant très progressivement la nuit, mais ayant pour défaut de s'assécher très rapidement. Ce type de sol favorise une germination et croissance très rapide du maïs mais constitue un handicap à son développement s'il n'est pas réalimenté en eau régulièrement. Ces sols sont localement occupés dans le quart nord-ouest par le massif forestier du Pertre constitué de chênaies-hêtraies acidiphiles à sous-bois riches en ronces, fougères, houx et genêts, et localement de bouleaux, notamment dans les zones les plus humides.

Sols sur formations paléozoïques

Le substrat paléozoïque est principalement représenté par des schistes-pélites, des grès, et des faciès volcaniques acides. Les sols sur schistes et pélites sont en général lessivés, hydromorphes, à caractère de pseudogleys ou gleys. L'altération engendre la formation de faciès fins à dominante argileuse, plus « gras » et plus argileux que ceux situés en contexte silteux briovérien, « lourds » et plus difficiles à travailler. Ils sont occupés par des prairies hygrophiles, des zones à tendance marécageuse, et en proportion

moindre par des cultures et des massifs forestiers (forêt de Concise, bois de l'Huisserie).

Les sols sur grès ou quartzites paléozoïques sont en général maigres, bruns acides, de qualité médiocre mais relativement faciles à travailler. Ils sont sablonneux, souvent imbibés d'eau en raison de leur charge en argiles d'altération (mauvaise infiltration) graveleux et caillouteux, à éléments de grès ou de quartzite. Les sols sur grès paléozoïques sont en grande partie occupés par des massifs forestiers (forêt de Concise, bois de l'Huisserie), mais également par des pâturages et des cultures, principalement de maïs. Sur les volcanites acides, la texture des sols est majoritairement sableuse, avec une charge argileuse variable et, suivant le degré d'altération, une proportion en éléments plus ou moins importante.

Sols sur sables et graviers

Les sols y sont sablo-limono-argileux, en général lessivés sur les plateaux, plus ou moins riches en éléments grossiers, faciles à travailler, présentant des caractères similaires avec les sols dits « chauds » sur granite.

Sols sur colluvions

Ces dépôts de versants à matrice silto-argileuse dominante s'accompagnent majoritairement de sols bruns à bruns acides sur substrat schisteux, avec une tendance possible à la podzolisation en présence d'une fraction sableuse importante (grès désagrégé). Dans les zones grésio-quartzitiques, les apports riches en silice favorisent la formation de sols très acides, occupés par des landes à ajoncs et à équisétums, des zones humides voire marécageuses nécessitant un drainage en cas de culture.

Sols sur limons

Ce sont des sols bruns lessivés à bruns acides, homogènes et faciles à travailler, principalement utilisés pour la culture des céréales (blé, maïs, avoine, sorgo, orge, seigle, colza). En général très argileux, ils ont de ce fait pour inconvénient d'être très rapidement saturés en eau, devenant alors difficiles à travailler et entraînant un pourrissement des cultures, et à l'inverse, de constituer en période sèche une croûte en surface qui va asphyxier les plantes. Des travaux de drainage peuvent donc être nécessaires pour les travailler.

Sols sur alluvions

En domaine alluvial, les sols sont argilo-sableux, bruns et organiques, occupés par des herbages ou, lorsqu'ils ont été drainés, par des cultures. Ils sont peu évolués, isohumiques, demeurant hydromorphes (type gley et pseudo-gley), même après drainage.

GÉOGRAPHIE HUMAINE

La zone cartographiée se situe dans la région des Pays de la Loire, dans le département de la Mayenne (53), avec au Nord-Ouest une petite incursion en région Bretagne (secteur du Pertre ; Ille-et-Vilaine). Elle se trouve dans la région naturelle du Bas-Maine, également subdivisée en région de Laval au Nord et la région Sud-Mayenne pour les $\frac{3}{4}$ sud comprenant notamment le pays de Craon.

Le paysage est très variable d'un secteur à l'autre, en partie similaire à ce que l'on peut observer dans le bocage normand avec de nombreuses parcelles bordées de haies, de chênes, de hêtres, de chataigniers, mais également représenté (moitié sud de la carte) par des étendues cultivées nettement plus importantes consécutives au remembrement. Cette tendance vers des parcelles cultivables de plus en plus importantes s'est amorcée dans les années 50, avec le développement de l'agriculture intensive nécessitant d'avoir des surfaces plus adaptées au matériel agricole actuel et à la production intensive. Cette politique a eu malheureusement pour conséquence de modifier en partie les écosystèmes notamment en supprimant les haies, d'amplifier les processus d'érosion des sols, d'entraîner par des drainages intensifs un appauvrissement des nappes d'eau superficielles, d'accélérer la montée des eaux dans les cours d'eau lors de fortes précipitations, et de modifier le régime et les effets des vents d'Ouest. Bien que la politique actuelle soit encore à la rentabilité et à la productivité intensive, l'évolution vers une meilleure gestion de notre agriculture en quantité et en qualité, mais également de notre cadre de vie, conduit maintenant à limiter cette destruction systématique des haies mais également à les réintroduire en bordure des routes et chemins. Des programmes importants d'assainissement et de protection de l'environnement ont également été mis en place (chambres d'agricultures, DDA, DDE), afin d'être en conformité avec les normes sanitaires européennes (stabulations, fosses à lizier etc..).

L'habitat donne une parfaite image du sous-sol, les constructions étant, tout du moins pour les plus anciennes, directement réalisées avec des matériaux pris sur place (granite sur le massif du Pertre, siltites et grès en contexte briovérien, grès-quartzites sur les terrains paléozoïques).

Sur le plan économique, le département de la Mayenne est un département rural dont les ressources sont en grande partie liées à l'activité agricole. C'est sur le plan national l'une des toutes premières régions agricoles, notamment au niveau de la production de viande bovine, de porc, de volaille et de lait. À cette activité est associée toute une industrie agro-alimentaire avec notamment quelques grandes marques de l'industrie laitière, mais également une industrie mécanique, électronique, chimique etc.

Au niveau touristique, cette région de Cossé-le-Vivien constitue une zone de passage, proche de Laval et des grands axes menant à Rennes à l'Ouest et Le Mans à l'Est (nationale et autoroute), mais également à Mayenne au Nord (N 162), Nantes au Sud (D 771) et Angers au Sud-Est (D 863).

La Mayenne possède un important patrimoine culturel notamment avec ses églises et basiliques, ses châteaux, ses musées, dont celui du peintre-sculpteur Robert Tatin à Cossé-le-Vivien, et ses vestiges archéologiques (thermes gallo-romains d'Entrammes). Le tourisme « vert » y est développé, notamment sur certaines communes où d'importants efforts ont été réalisés pour restaurer ou aménager des chemins de randonnées, notamment au niveau du tronçon Laval-Renazé de l'ancienne voie ferrée qui reliait Laval à Nantes, et tout le long de la Mayenne avec la remise en état de l'ancien chemin de halage. La rivière Mayenne a également permis de développer le tourisme fluvial, avec notamment le port de l'abbaye du Port-du-Salut.

Éléments de géotechnique

Les données présentées ci-dessous sont données *à titre indicatif*, aucune étude spécialisée n'ayant été réalisée sur cette zone par nos services.

Pour les travaux en contexte briovérien, les terrassements qui seront réalisés dans la tranche superficielle de ces terrains pourront, lorsqu'ils sont peu profonds, et vu leur état d'altération (roches en surface en général désagrégées et fragmentées), être normalement effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne. Pour des travaux plus profonds, il sera nécessaire au préalable de faire une estimation de l'épaisseur de la zone d'altération afin d'adapter le matériel à la situation. Dans le cas de formations affleurantes massives peu ou pas altérées (en surface ou en terrassement profond), l'utilisation de puissants engins de déroctage devra être envisagée. Les formations silteuses qui ont l'avantage de se déliter en grandes plaques, ont aussi le désavantage d'être comme toutes les formations briovériennes fortement redressées, rendant plus délicate toute extraction (attaque de la roche plus difficile). Les grès, plus compacts, sont plus difficiles à travailler.

Les caractéristiques de tenue et de portance de ces terrains sont dans l'ensemble mauvaises, notamment en conditions hydromorphes où ils se désagrègent très rapidement pour former une véritable boue. Bien que les faciès quartzitiques de la région de Ballots n'aient pu être observés à l'affleurement, le degré d'altération qui affecte ces roches laisse entrevoir une portance très instable et hétérogène.

Enfin pour tous les grands chantiers de BTP, que ce soit pour la future ligne TGV reliant au Nord Laval à Rennes, ou les futurs aménagements routiers, il est recommandé une reconnaissance approfondie des zones silteuses pour éviter tout risque de glissement de terrain. Les faciès fortement argilisés ne peuvent avoir que de très mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. De même que pour les faciès silteux, il sera impératif d'en reconnaître la puissance notamment dans le cas de fondations pour faire face à tout problème de retrait-gonflement des argiles (fissuration et instabilité des bâtiments), mais également au niveau des zones pentées pour éviter tout fluage de ces argiles (glissements de terrain).

Pour ce qui est des massifs granitiques (massifs du Pertre, de Nuillé-sur-Vicoin), les secteurs arénisés ne présenteront que peu de résistance aux engins de terrassements tels que les pelles mécaniques. Par contre, étant donné l'hétérogénéité de ces faciès, la présence de blocs ou boules de granite pouvant atteindre le mètre cube pourra ponctuellement constituer un frein majeur à la progression des travaux. Une reconnaissance au préalable de la zone d'altération est donc fortement conseillée avant d'implanter toute construction, pour éviter ce problème de blocs mais également de tassements différentiels et de fluage. De même, afin d'éviter tout problème mécanique dans ce milieu arénitique très poreux, il est fortement conseillé de contrôler l'interface arène-roche afin de vérifier la présence ou non d'une nappe d'eau qui pourrait affecter la stabilité des terrains.

Dans les zones de roches saines massives (en profondeur ou à l'affleurement), les travaux nécessiteront l'utilisation de puissants engins de dérochage, voire même d'explosifs.

Les terrains paléozoïques présentent selon leur nature des caractéristiques géotechniques très différentes, que l'on peut pour autant rapprocher de celles des terrains briovériens. Le terrassement à faible profondeur des formations silteuses et ampélitiques pourra être réalisé avec des engins de puissance moyenne dans la mesure où elles sont généralement altérées et fragmentées en surface. Les terrassements plus profonds ou en zones affleurantes nécessiteront des engins plus puissants. À l'état très altéré, ces formations silteuses et ampélitiques vont donner des sols argilo-silteux à argileux, plus ou moins plastiques, de portance très médiocre, également susceptibles de fluer dans les zones pentées et très sensibles au phénomène de retrait-gonflement des argiles.

Que ce soit pour le bâtiment ou pour les travaux routiers ou de voie ferrée (TGV), une reconnaissance préalable de ces terrains devra également être réalisée afin de limiter les risques de glissement et d'instabilité de ceux-ci.

Les différents grès paléozoïques pourront être travaillés dans les zones altérées sablo-argileuses avec des pelles de puissance moyenne, la principale difficulté résidant comme pour les granites dans la présence inopinée de blocs non désagrégés. La portance de ces terrains sera très variable, en fonction de leur homogénéité, mais également en fonction de la présence d'une éventuelle nappe d'eau à l'interface altérite-roche saine. Les terrassements profonds ou en zones non altérées, pourront nécessiter l'utilisation de puissants engins de déroctage et l'emploi d'explosifs, en particulier dans les faciès quartzitiques. Étant donné la nature siliceuse, la granulométrie et la dureté de ces roches, les outils subiront une usure relativement importante et rapide. Les grès présentent dans leur ensemble de bonnes caractéristiques géotechniques et constituent un excellent matériau pour charger les routes. Les grès de Saint-Germain-sur-Ille font actuellement l'objet d'une importante exploitation en carrière, en bordure de la Mayenne au lieu-dit « les Fosses » (feuille 1/50 000 Meslay-du-Maine ; commune de Villiers-Charlemagne).

Les faciès volcaniques vont à l'état altéré apparaître plus ou moins fortement argilisés, argilo-sableux avec également la possibilité de renfermer des blocs résiduels épars. Ils pourront être travaillés dans la tranche altérée avec des engins de moyenne puissance mais nécessiteront à l'état peu altéré à sain et vu leur dureté, de puissants engins voire des explosifs. Ces terrains sont certainement de bonne portance à l'état sain, mais nécessitent toutefois en zone altérée et vu leur hétérogénéité potentielle une reconnaissance de la tranche superficielle. Ils constituent un excellent matériau pour le chargement des routes et différents travaux et sont exploités (ignimbrites) au niveau de la grande carrière d'Entrammes (en limite est de la carte).

Les sables et graviers ne poseront pas de gros problèmes au niveau terrassement, des pelles mécaniques de puissance moyenne devront suffire. Par contre ces terrains sablo-gravelo-argileux seront nettement moins stables, de portance très moyenne, sujets à des tassements, voire à des fluages sur les pentes. Vu leur porosité, il sera également nécessaire de vérifier la présence éventuelle d'une nappe d'eau au niveau de l'interface sable-substratum. Ces terrains ont fait l'objet sur toute la zone de petites excavations ponctuelles et artisanales. Sur le plan industriel, plusieurs carrières ont été ouvertes dans la région, au Nord de Ballots (5 carrières abandonnées ; groupe Pigeon) et à l'Ouest de Château-Gontier, au lieu-dit « Bel-Air » actuellement en exploitation (groupe Lafarge) sur la D 22 entre Château-Gontier et Craon (feuille Craon à paraître, 2010). Ces niveaux fournissent après séparation du sable siliceux et des graviers. Leur exploitation est cependant handicapée par la présence d'une forte proportion en argiles atteignant jusqu'à 25 %.

Les limons constituent des matériaux de faible résistance, faciles à décaper mais sujets à des tassements importants liés en partie au phénomène de retrait-gonflement des argiles, au fluage sur les pentes, et sans aucune tenue à l'état hydromorphe.

Les alluvions anciennes ou récentes sont également faciles à décaper mais présentent de façon générale de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en raison de leur hétérogénéité et de leur nature sablo-argileuse. La présence de tourbes (ou de sédiments tourbeux, non cartographiés, présents en forêt de Ballots) peut engendrer d'importants phénomènes de tassement rendant ces terrains peu adaptés à supporter des constructions.

RISQUES NATURELS

Cette région qui fût dans les temps anciens soumise à d'importants bouleversements (notamment au Carbonifère) apparaît de nos jours par rapport à d'autres régions, relativement stable, même si quelques épïcêtres ont pu y être relevés au cours des deux derniers siècles et si quelques petites secousses sont encore ressenties périodiquement (Vogt *et al.*, 1979). Quelques séismes ont, d'après la littérature ancienne, été enregistrés sur cette zone parmi lesquels ceux du 25 janvier 1799 et du 6 janvier 1853 ressentis à Laval, ceux du 10 janvier 1921 et du 11 mai 1988, respectivement d'intensité MSK de 5 et 4 et dont l'épïcêtre se situait dans le bassin de Laval, ou ceux des 18 et 19 janvier 1966 dont l'épïcêtre se situait dans la région de Ballots (tabl. 8 et 9, fig. 17 et 18). Rappel : l'échelle MSK (du nom de ses auteurs : Medvedev, Sponheuer et Karnik) a été proposée en 1964 et comporte 12 degrés.

RESSOURCES EN EAU

Précipitations efficaces et ressources en eau

D'une manière générale, le renouvellement des ressources en eau s'effectue lors de chaque cycle hydrologique, entre l'automne et le printemps, période pendant laquelle les précipitations peuvent être « efficaces ». Les précipitations efficaces correspondent à la quantité d'eau précipitée et non reprise par évapotranspiration. Une partie de ces précipitations permet de reconstituer le stock d'eau du sol (réserve utile) et l'autre partie, soit ruisselle à la surface du sol, soit s'infiltré et contribue à la recharge des nappes.

À Cossé-le-Vivien¹, les précipitations (P) annuelles moyennes sont de 746 mm et l'évapotranspiration potentielle (ETP) annuelle moyenne est de

¹ Station pluviométrique de Météo-France (n° 53077001) ; coordonnées Lambert II étendu : X = 2 356 300 m et Y = 2 334 500 m ; altitude : 95 m NGF.

| Date | Localisation | Observations |
|------------------------------|---------------------------------------|---|
| 895 | Ouest de la France | Forte activité sismique |
| 1427 | Bretagne | Une partie de Nantes détruite |
| 25 mars 1588 | Saintes, Nantes, Saumur | Secousses ressenties surtout à Saintes et Nantes |
| 25 janvier 1799 | Oléron, Laval, Bordeaux, Nantes, Caen | Séisme général dans l'Ouest de la France affectant Laval, Nantes etc... |
| 28 décembre 1803 | Rouen, Angers, Nantes | Quelques secousses |
| 21 janvier 1814 | Alençon, Le Mans | Forte secousse à Alençon, 2 secousses au Mans |
| 13 novembre 1848 | Oisseau, Céaucé | Vers 17 h à Oisseau (Mayenne), secousse de 8 à 10 secondes ressentie à Céaucé |
| 6 janvier 1853 | Vire, Laval | Violentes secousses à Vire, ressenties jusqu'à Laval |
| 15 février 1887 | Ernée, Saint-Denis-de-Gastines | Secousses entre 4 h 20 et 5 h, ressenties à Ernée |
| 30 mai 1889 | Jersey, Orme, Calvados, Mayenne, Eure | Un des plus forts séismes du siècle en Normandie. Maisons lézardées, vitres brisées |
| juin 1914 | Ressenti en Mayenne | Épicentre sur Pré-en-Pail. |
| 10 janvier 1921 | Ambrières | Épicentre sur Ambrières-les-Vallées. Intensité de 3 |
| 10 janvier 1921 | Saint-Jean-sur-Mayenne | Épicentre dans le bassin de Laval. Intensité de 5 |
| 30 juillet 1926 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans les îles anglo-normandes (Jersey). Intensité de 6,5 |
| 17 février 1927 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans les îles anglo-normandes (Jersey). Intensité de 5 |
| 1 ^{er} octobre 1927 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Pays de Retz. Intensité de 5,5 |
| 17 novembre 1950 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Pays Dinantais. Intensité de 5 |
| 18 juillet 1954 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Pays de Chateaubriant. Intensité de 4 |
| 2 janvier 1959 | Ressenti en Mayenne | Épicentre en Cornouille. Intensité de 7 |
| 18 février 1962 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Bocage normand (Landisacq). Intensité de 5 |
| 14 mars 1962 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Pays de Redon. Intensité de 5 |
| 4 mars 1965 | Ressenti en Mayenne | Épicentre sur le Lion-d'Angers. Intensité de 5,5 |
| 18 janvier 1966 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Craonnais et le Segréen (Ballots) |
| 19 janvier 1966 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Craonnais et le Segréen (Ballots) |
| 7 juin 1970 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Pays de Fougères. Intensité de 4 |
| 7 septembre 1972 | Ressenti en Mayenne | Épicentre au niveau de l'île d'Oléron. Intensité de 7 |
| 7 juillet 1983 | Landivy | Épicentre dans le Pays de Gorrion. Intensité de 4,5 |
| 11 mai 1988 | la Chapelle -Anthenaïse | Épicentre dans le bassin de Laval. Intensité de 4 |
| 6 décembre 1991 | Ressenti en Mayenne | Épicentre en Anjou. Intensité de 4 |
| 8 juin 2001 | Ressenti en Mayenne | Épicentre dans le Bocage vendéen. Intensité de 5 |

Tabl. 8 - Quelques séismes ressentis dans la région (Vogt et al., 1979)

| Date | Heure | Localisation épiscopale | Département | Intensité épiscopale |
|------------------|-----------|----------------------------|-------------|----------------------|
| 31 mars 1804 | 17 h | Laval | Mayenne | |
| 11 février 1805 | 10 h 30 | Nord d'Argentré-du-Plessis | Mayenne | |
| 3 juin 1813 | 11 h 15 | Fontaine-Daniel | Mayenne | 5,5 |
| 13 novembre 1848 | 17 h 30 | Gesnes | Mayenne | 5 |
| 13 novembre 1848 | 20 h 30 | Gesnes | Mayenne | |
| 14 décembre 1852 | 7 h | Laval | Mayenne | |
| 8 mars 1883 | 15 h | Saint-Denis-de-Gastines | Mayenne | |
| 14 février 1887 | - | Ernée | Mayenne | |
| 15 février 1887 | 4 h 20 | Ernée | Mayenne | |
| 15 février 1887 | 9 h 05 | Ernée | Mayenne | 5,5 |
| 11 mai 1893 | Vers 23 h | Montaudin (?) | Mayenne | |
| 23 mars 1913 | 3 h 10 | Pré-en-Pail | Mayenne | 5 |
| Juin 1914 | - | Pré-en-Pail | Mayenne | |
| Octobre 1920 | - | Ambrières-les-Vallées | Mayenne | |
| 10 janvier 1921 | 0 h 20 | Saint-Jean-sur-Mayenne | Mayenne | 5 |
| 10 janvier 1921 | 2 h | Ambrières-les-Vallées | Mayenne | |
| 18 janvier 1966 | 19 h 43 | Ballots | Mayenne | |
| 19 janvier 1966 | 7 h 40 | Ballots | Mayenne | |
| 7 juillet 1983 | 3 h 52 | Landivy | Mayenne | 4,5 |
| 11 mai 1988 | 0 h 08 | La Chapelle-Anthenaise | Mayenne | 4 |

Tabl. 9 - Séismes dont les épiscopales figurent dans le département de la Mayenne (53) (Vogt *et al.*, 1979)

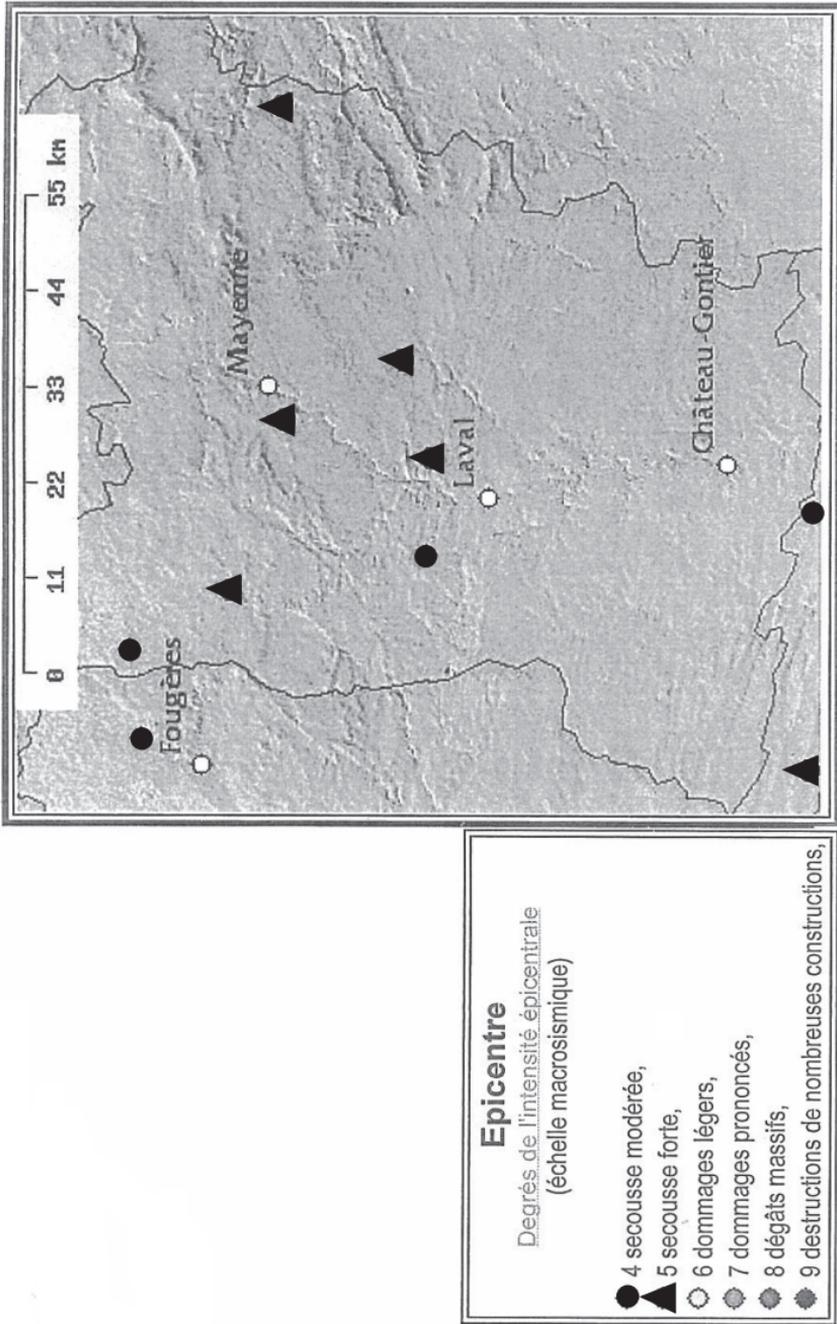


Fig. 17 - Carte des épicentres dans le département de la Mayenne (données fournies par le site Sis France-BRGM ; www.sisfrance.net)

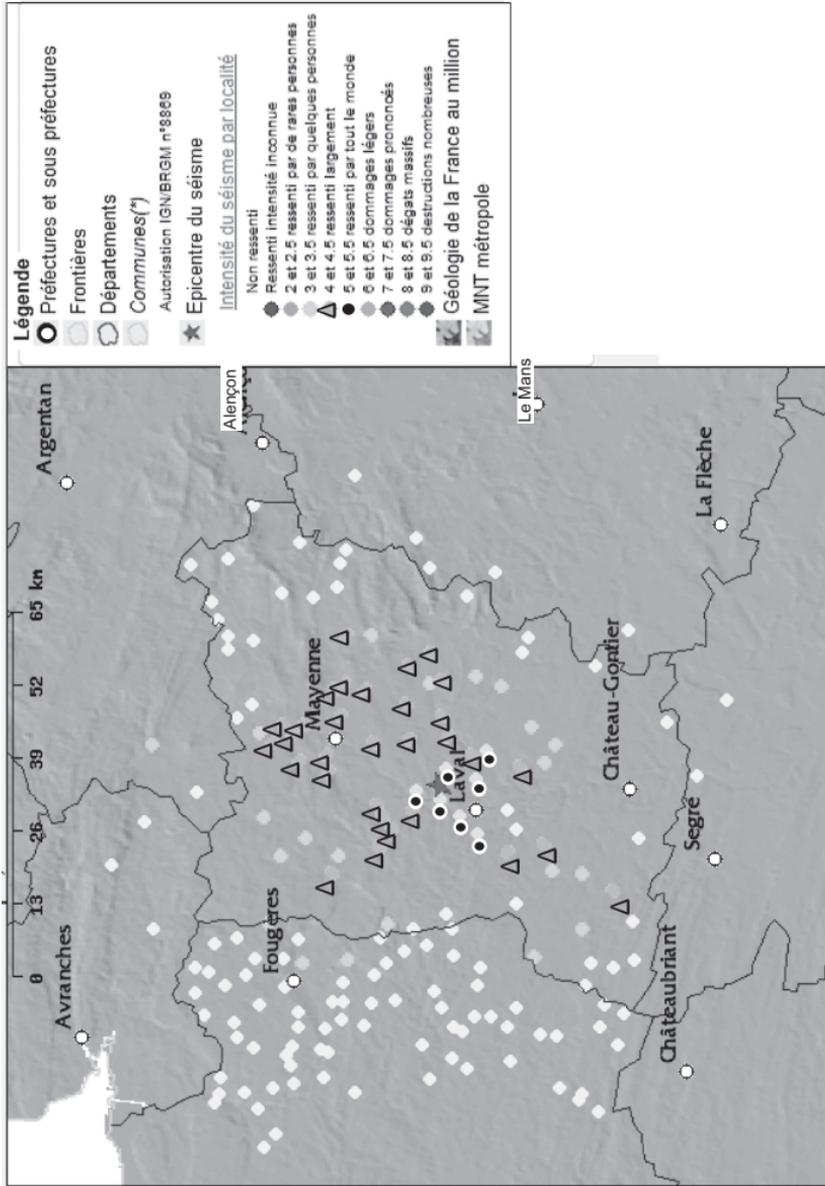


Fig. 18 - Carte des séismes ressentis dans et en bordure du département de la Mayenne (données fournies par le site Sis France-BRGM ; www.sisfrance.net)

PRECIPITATIONS EFFICACES
 P : Cossé-le-Vivien ; ETP : point de grille

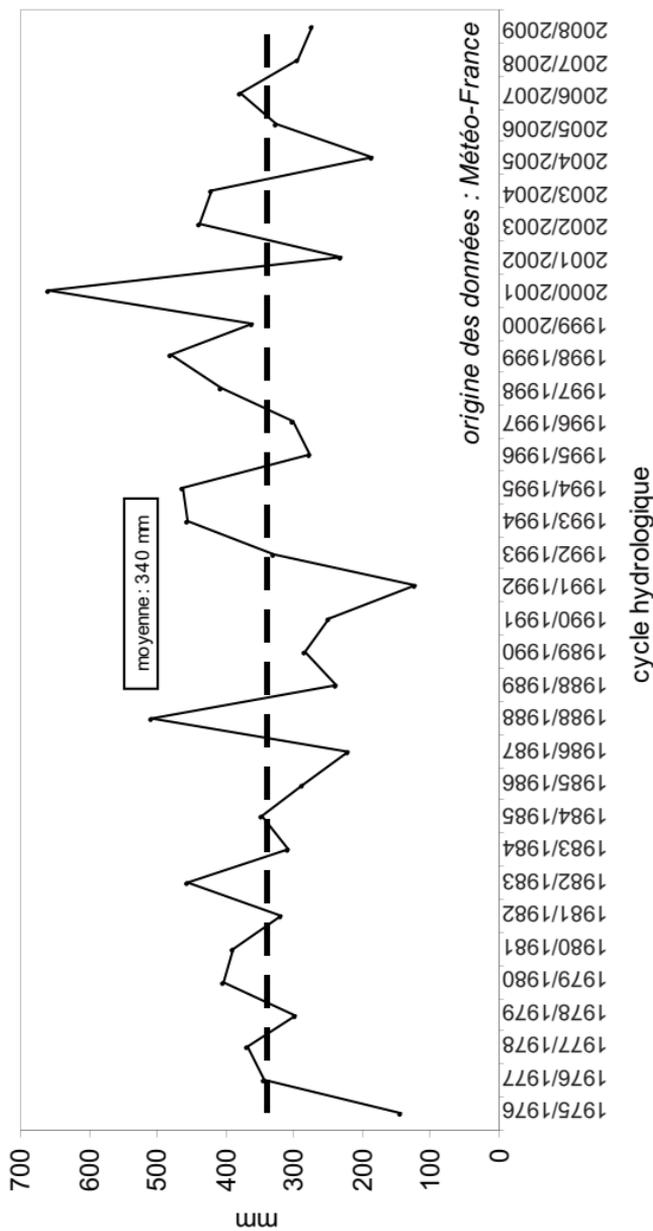


Fig. 19 - Graphique des précipitations efficaces (données Météo-France)

749 mm (chronique : 1975-2009). Le bilan hydrique, établi au pas de temps mensuel² sur la période 1975-2009, conduit à une estimation de la valeur moyenne des précipitations efficaces annuelles de 340 mm (fig. 19). Pour une réserve utile moyenne de 100 mm³, la part des précipitations totales, susceptible de donner lieu à un écoulement (souterrain et superficiel), correspond à 234 mm soit, en débit moyen régularisé, 7,4 l/s/km². Il s'agit d'une valeur moyenne, les conditions climatiques, parfois très contrastées, pouvant se traduire par des variations importantes de la valeur des précipitations efficaces : 659 mm au cours du cycle 2000-2001, très excédentaire, et 124 mm au cours du cycle 1991-1992, très déficitaire (voir graphique). Les valeurs correspondant à ces deux cycles constituent les extrêmes calculées pour la période 1975-2009.

Eaux superficielles

La feuille Cossé-le-Vivien est située, pour sa plus grande partie, dans le bassin versant de l'Oudon, affluent de la Mayenne dans laquelle il se jette à la hauteur du Lion d'Angers (Maine-et-Loire). La bordure orientale de la feuille appartient, quant à elle, au bassin versant de la Mayenne et à son affluent de rive droite le Vicoin. En limite nord-ouest de la feuille (Le Pertre), les eaux superficielles sont drainées par la Seiche, tributaire de la Vilaine qu'elle rejoint à Pont-Réan (Ille-et-Vilaine).

L'Oudon, rivière dont la source est située près de La Gravelle, en limite nord de la feuille Cossé-le-Vivien mais sur la feuille Laval, traverse du Nord au Sud le territoire cartographié, en passant par l'agglomération de Cossé-le-Vivien. Ce cours d'eau et ses affluents sont alimentés par le ruissellement lors des périodes pluvieuses ainsi que par l'apport des eaux souterraines qui constituent, en période d'étiage, l'essentiel du débit des cours d'eau (débit de base).

Il existe une station hydrométrique, gérée par la DIREN des Pays de la Loire, à Cossé-le-Vivien⁴, à l'aval d'un bassin versant d'une superficie de 133 km². Pour la période 1988-2008, le débit moyen de ce cours d'eau (module) était de 0,911 m³/s soit, pour un bassin versant de 133 km², un débit spécifique moyen de 6,9 l/s/km², valeur proche de celle calculée sur la base des données de P et ETP pour la même période (7,5 l/s/km²).

Le débit d'étiage de l'Oudon et de ses affluents est très faible en raison notamment de la nature des terrains, essentiellement schisteux, qui constituent le bassin versant. Ainsi, le QMNA (débit mensuel minimal) de l'Oudon, de

² Précipitations (Météo-France) : poste pluviométrique de Cossé-le-Vivien ; ETP Penmann décadaire (Météo-France) calculé au point de grille de coordonnées : 48°00'00"N et 01°00'00"W, proche de l'agglomération Beaulieu-sur-Oudon.

³ Cette valeur dépend étroitement des caractéristiques des sols (texture, épaisseur) et n'est donnée ici qu'à titre indicatif.

⁴ Station M3711810.

fréquence quinquennale sèche, n'est que de 0,004 m³/s à Cossé-le-Vivien, soit 0,03 l/s/km² (0,4 % du débit spécifique moyen).

Sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien, les ressources en eau superficielle utilisées pour la production d'eau potable sont constituées uniquement par la Mayenne. Une partie importante de l'alimentation en eau potable des collectivités situées sur le territoire de cette feuille est assurée à partir d'eau prélevée dans ce cours d'eau et traitée dans les stations suivantes :

– station de Pritz (Laval), dont la capacité est de 32 000 m³/j ; cette station, située au Nord de l'agglomération (feuille Laval), alimente la ville de Laval, et les collectivités situées à sa périphérie et membres du CRUEL (Syndicat mixte des Collectivités Rurales Utilisant l'Eau de la ville de Laval) ; sur la feuille Cossé-le-Vivien, ces collectivités sont les suivantes : Ahuillé, l'Huisserie, Montigné-le-Brillant et Nuillé-sur-Vicoïn ; la commune d'Ahuillé dispose en outre de ses propres ressources souterraines (voir ci-après) ;

– station de la Roche (Syndicat Mixte de Renforcement en Eau Potable du Sud-Ouest Mayenne) à Loigné-sur-Mayenne (feuille Craon), dont la capacité de production est de 16 000 m³/j ; les collectivités suivantes, situées sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien, sont alimentées par cette station :

- . en totalité : Cosmes, Denazé, Houssay, La Chapelle-Craonnaise, Origné, Quelaines – Saint-Gault, Peuton et Simplé (communes membre du Syndicat Intercommunal de la Région Ouest de Château-Gontier),
- . en complément de ressources souterraines : SIAEP de Livré (communes situées sur la feuille : Athée, Ballots, Laubrières, Livré, Méral et Saint-Poix) ainsi que la commune de Cossé-le-Vivien.

Il faut également souligner que le SIAEP de Port-Brillet (feuille Laval), au Nord-Ouest de Loiron, produit de l'eau potable à partir de l'eau de l'étang de Port-Brillet alimenté par le Vicoïn et assure une sécurisation de l'alimentation en eau du SIAEP de Loiron qui dispose de ses propres ressources en eau souterraine (voir ci-après). Les communes membres du SIAEP de Loiron et situées sur la feuille Cossé-le-Vivien sont les suivantes : Astillé, Beaulieu-sur-Oudon, Courbeveille, Loiron, Montjean, Ruillé-le-Gravelais et Saint-Cyr-le-Gravelais.

Eaux souterraines

Les principales formations géologiques présentes sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien -hors recouvrement limoneux, colluvial et alluvial- appartiennent aux différentes entités suivantes :

– les **terrains sédimentaires néoprotozoïques**, représentés essentiellement par des siltites, des argilites, des grès-grauwackes et des grès-quartzites, affectés par un métamorphisme régional de très faible intensité et par un métamorphisme

de contact dans les zones proches du massif leucogranitique du Pertre ; ces terrains occupent environ les $\frac{3}{4}$ de la superficie de la feuille ;

– les **formations paléozoïques** (Ordovicien à Carbonifère), correspondant au flanc sud du Synclinorium de Laval et présentes exclusivement dans l'angle nord-est de la feuille ; ces formations sont constituées de siltites, d'argilites, de grès, de quartzites et, sur une zone très limitée, de calcaires et de volcanites ; ces terrains s'étendent sur une superficie correspondant à un peu moins du quart de la feuille ;

– les **granitoïdes**, constitués essentiellement par le massif leucogranitique du Pertre ;

– les **cortèges filoniens ou petits massifs intrusifs** (quartz, gabbro-dolérites, microgranites...) dont celui, le plus important, de Nuillé-sur-Vicoin (microgranite) ;

– les **dépôts sablo-graveleux (Crétacé supérieur à Pliocène ?)**, constitués de sables fins à grossiers, plus ou moins argileux, blancs à ocres, avec parfois des graviers et galets. Ils sont présents sous la forme soit de placages résiduels de quelques mètres d'épaisseur (jusqu'à localement une quinzaine de mètres), en couronnement de plateaux et essentiellement sur la bordure est de la feuille, soit de dépôts plus importants dans des dépressions où ils ont été piégés et où leur épaisseur peut atteindre, voire dépasser, une vingtaine de mètres (Sables de Ballots).

Du point de vue hydrogéologique, il convient de distinguer :

– les **dépôts sableux et sablo-graveleux**, caractérisés par une porosité d'interstices susceptible de leur conférer des propriétés aquifères intéressantes ;

– les **formations de socle** (Néoprotérozoïque-Paléozoïque), plus ou moins altérées, dans lesquelles la perméabilité est généralement de type secondaire (perméabilité de fracture), acquise notamment au cours des phases successives de déformation. L'altération, qui affecte ces terrains parfois sur plusieurs dizaines de mètres, a pu en outre favoriser le développement de fissures et conduire, dans certains cas particuliers (granitoïdes notamment), à la formation d'un matériau relativement meuble, sableux ou sablo-argileux, relativement perméable.

Les ressources en eau de la partie superficielle et altérée des terrains de socle, ainsi que celles des formations sablo-graveleuses qui les recouvrent localement, ont longtemps été suffisantes pour assurer la satisfaction des besoins domestiques locaux grâce à des puits généralement peu profonds et très répandus en milieu rural.

Dans les années cinquante, la généralisation de l'adduction d'eau potable publique a conduit les collectivités à la création de captages, le plus souvent à l'emplacement de sources. L'utilisation de nombreux puits privés a alors été

| Indice BSS | X | Y | Commune | Lieu-dit | Maître d'Ouvrage | Année | Formation | Ouvrages | Profondeur (m) | Capacité en m ³ /j (m ³ /h) |
|------------|---------|-----------|------------------------|-----------------------|---------------------------------------|-------|------------------------------|------------|----------------|---|
| 03553X0001 | 361,270 | 2 342,580 | Ahuillé | Pissoison | Commune | 1961 | Schistes et grès siluriens | puits | 7,8 | 150 (10) |
| 03555X6006 | 349,830 | 2 328,930 | Ballots | les Chaintres | SIAEP Livré-la-Touche | 1989 | Schistes et grès briovériens | forage | 62 | 270 (30) |
| 03556X0042 | 354,145 | 2 331,733 | Cossé-le-Vivien | la Haie – les Friches | Commune | 2005 | Schistes et grès briovériens | forage | 121 | 400 (20) |
| 03555X0011 | 349,680 | 2 327,740 | Livré | l'Épronnière | SIAEP Livré | 1960 | Sables de Ballots | puits | 19,2 | 820 (50) |
| 03551X0008 | 349,240 | 2 343,380 | Saint-Cyr-le-Gravelais | les Chalonges | SIAEP Le Perre Saint-Cyr-le-Gravelais | 1959 | Cornéennes | puits | 8,2 | 150 (10) |
| 03551X6009 | 350,337 | 2 342,309 | Saint-Cyr-le-Gravelais | la Cruchère | SIAEP Région de Loiron | 1987 | Cornéennes | forage | 22 | non exploité |
| 03551X0001 | 350,380 | 2 342,400 | Saint-Cyr-le-Gravelais | les Fauvières | SIAEP Région de Loiron | 1975 | Cornéennes | forage (*) | 30,0 | 650 (50) |
| 03551X6016 | 349,910 | 2 345,070 | Saint-Cyr-le-Gravelais | la Jordonnière | SIAEP Région de Loiron | 1992 | Schistes et grès briovériens | forage | 52 | 160 (20) |

Tabl. 10 - Ouvrages AEP exploités sur la feuille de Cossé-le-Vivien. Source BRGM-BSS

abandonnée, l'adduction publique permettant d'assurer un approvisionnement en eau potable satisfaisant tant du point de vue qualitatif que quantitatif.

Les ouvrages de captage réalisés (puits) dépassaient rarement une dizaine de mètres de profondeur. Leur capacité de production, n'excédant pas dans le meilleur des cas 200 m³/j, s'est souvent avérée insuffisante, notamment avec l'accroissement des besoins. De plus, depuis le début des années soixante-dix, la qualité de l'eau s'est lentement dégradée en raison de l'intensification de l'agriculture et certains captages ont dû être abandonnés, ce qui a également été le cas d'autres ouvrages, situés à proximité de zones urbanisées ou d'activité tels que :

- le captage communal de la Pommeraie à Entrammes (n° BSS : 03354X0018), puits complexe avec drains implanté dans la formation de l'Huisserie (sédimentaire et volcanites) à proximité d'une carrière et dont la capacité journalière était comprise entre 80 et 200 m³/j ;
- le captage de Souilloche à Cossé-le-Vivien (n° BSS : 03556X0008/P1 et 03556X0027/P2), constitué de 2 puits (8 m et 20 m) et d'un forage de 63 m, à proximité immédiate de l'agglomération et de sa station d'épuration et réalisé dans les schistes et grès briovériens (capacité de production totale d'une vingtaine de m³/h) ;
- le captage du Petit-Assé à Ballots (n° BSS : 03555X0012) : puits d'une dizaine de profondeur dans les sables de Ballots, d'une capacité d'une centaine de m³/j ;
- le captage communal les Bigottières à Nuillé-sur-Vicoin (n° BSS : 03358X0013 et n° BSS : 03558X0014), constitué de 2 puits (10,5 et 14 m) creusés dans les grès de la formation de Saint-Germain-sur-Ille (capacité : 120 à 180 m³/j).

Les ressources en eau souterraines des formations sablo-graveleuses ne sont actuellement exploitées pour l'alimentation en eau potable (AEP) que dans la région de Ballots (captage de l'Épronnière à Livré) où en raison, d'une part, de leur extension et de leur épaisseur relativement importante et, d'autre part, de leur situation dans une paléodépression, le réservoir qu'elles constituent est relativement important. Ailleurs, elles sont mal connues mais, selon toute vraisemblance, peu importantes, ces formations constituant en effet le plus souvent des placages résiduels dans lesquels l'épaisseur mouillée est généralement faible.

Le tableau 10 présente les captages actuellement exploités (2009) pour l'AEP des collectivités dans les limites du territoire de la feuille Cossé-le-Vivien. Les plus anciens (puits) captent l'eau circulant dans la partie superficielle, altérée et fissurée, des terrains de socle ou, dans le cas du captage de l'Épronnière, dans les sables de Ballots. Les plus récents (forage de Cossé-le-Vivien par exemple) exploitent une partie plus profonde de l'aquifère. Sur le territoire de la feuille

| Paramètres | Unités | la Haie – les Friches | les Chaintres | la Jordonnaire | les Fauvières | l'Épronnière | Pissoison |
|-------------------------|-----------------------|--------------------------|--------------------------|----------------|--------------------------|----------------------|------------------------|
| | | 03556X0042 | 03555X6006 Briovérien | 03551X6016 | 03551X0001 Cornéennes | 03555X0011 Sables | 03553X0001 Silurien |
| pH | unité pH | 7,3 | 6,7 | 6,2 | 5,9 | 6,2 | 7,3 |
| conductivité à 25 °C | $\mu\text{S.cm}^{-1}$ | 716 | 488 | 250 | 267 | 399 | 509 |
| TH | °f | 24,2 | 17,9 | 7,9 | 7,9 | 13,7 | 24,6 |
| TAC | °f | 14,2 | 9,8 | 3,7 | 2,4 | 2,9 | 16,8 |
| chlorures | mg/l | 82,0 | 43,2 | 25,2 | 26,0 | 41,9 | 29,0 |
| sulfates | mg/l | 94,0 | 77,8 | 38,0 | 17,3 | 39,2 | 20,8 |
| ammonium | mg/l | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 |
| nitrites | mg/l | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 | < 0,025 |
| nitrates | mg/l | < 1 | < 1 | < 1 | 48,9 | 68,9 | 47,0 |
| calcium | mg/l | 77,0 | 43,4 | 13,4 | 12,7 | 28,3 | 84,0 |
| magnésium | mg/l | 11,1 | 13,2 | 11,0 | 12,6 | 14,9 | 8,5 |
| potassium | mg/l | 1,6 | 2,1 | 1,3 | 2,2 | 3,6 | 1,9 |
| sodium | mg/l | 49,0 | 22,1 | 12,9 | 13,0 | 18,1 | 11,9 |
| fluorures | mg/l | 0,07 | 0,14 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,06 |
| fer dissous | mg/l | 1,93 | 7,27 | 1,42 | < 0,02 | < 0,02 | < 0,02 |
| manganèse | mg/l | 0,52 | 0,63 | 0,25 | < 0,01 | < 0,01 | < 0,01 |

Tabl. 11 - Principales caractéristiques physicochimiques d'eaux brutes de captages AEP

Cossé-le-Vivien, on estime que la part des eaux souterraines dans l'alimentation en eau potable est comprise entre 25 et 30 %.

Dans les aquifères de socle on peut, d'une manière très générale, considérer le schéma suivant :

– en haut, la partie altérée et diaclasée des terrains, constituant en quelque sorte le « réservoir » : la nappe y est libre, directement alimentée par les précipitations efficaces, et vulnérable aux pollutions, notamment diffuses (nitrates, pesticides) ; pour cette raison, les captages les plus anciens, peu profonds, ont été pour la plupart abandonnés ;

– en bas, le socle sain, plus ou moins fissuré et fracturé selon le contexte structural local ; la nappe y est généralement semi-captive et alimentée par drainance à partir du « réservoir » sus-jacent ; les débits instantanés obtenus au soufflage peuvent atteindre, dans le meilleur des cas, une centaine de m³/h, valeur sans lien direct avec le débit d'exploitation ; l'eau est exempte de nitrates en profondeur mais le fer et parfois le manganèse sont toujours présents à l'état dissous (tableau 11 : forages exploitant les schistes et grès briovériens), traduisant l'existence de conditions de milieu réductrices, favorables au développement de phénomènes de dénitrification naturelle ; les données hydrodynamiques sont peu nombreuses en raison du petit nombre d'ouvrages : les valeurs de transmissivité déterminées lors de pompages d'essais dans des forages AEP sont les suivantes : $3,3 \cdot 10^{-3}$ m²/s (la Cruchère), $1,2 \cdot 10^{-3}$ m²/s (la Haie-les Friches) et $5 \cdot 10^{-4}$ m²/s (la Jordonnière) ; le coefficient d'emmagasinement, déterminé lors du pompage d'essai réalisé à la Cruchère, grâce à un suivi sur des piézomètres représentatifs de l'aquifère fissuré, est de $2 \cdot 10^{-3}$.

Les principales caractéristiques physico-chimiques des eaux brutes des captages exploités pour l'AEP figurent dans le tableau 11. Le pH de l'eau est généralement légèrement acide, sauf dans le cas du forage de la Haie-les Friches (Briovérien) et du puits de Pissoison (Silurien) dont les eaux, plus minéralisées, sont également caractérisées par un TH et une teneur en calcium relativement élevés, en relation probable avec la présence de niveaux carbonatés dans la série lithologique. L'eau est généralement agressive et nécessite une neutralisation avant distribution.

L'absence de nitrates dans la partie la plus profonde de l'aquifère constitue un atout important dans la mesure où l'eau peut être utilisée pour abaisser la teneur en nitrates de l'eau issue d'une ressource plus superficielle. C'est notamment le cas pour le SIAEP de Livré qui exploite le captage de l'Épronnière (nappe libre dans les sables de Ballots avec une teneur en nitrates supérieure à 50 mg/l) et le forage des Chaintres (nappe semi-captive dans les schistes et grès briovériens, sans nitrates). La contrepartie est la présence de fer dont la teneur peut atteindre une dizaine de mg/l et qui nécessite un traitement spécifique de l'eau avant distribution. La présence de fer dissous constitue un facteur de risque de

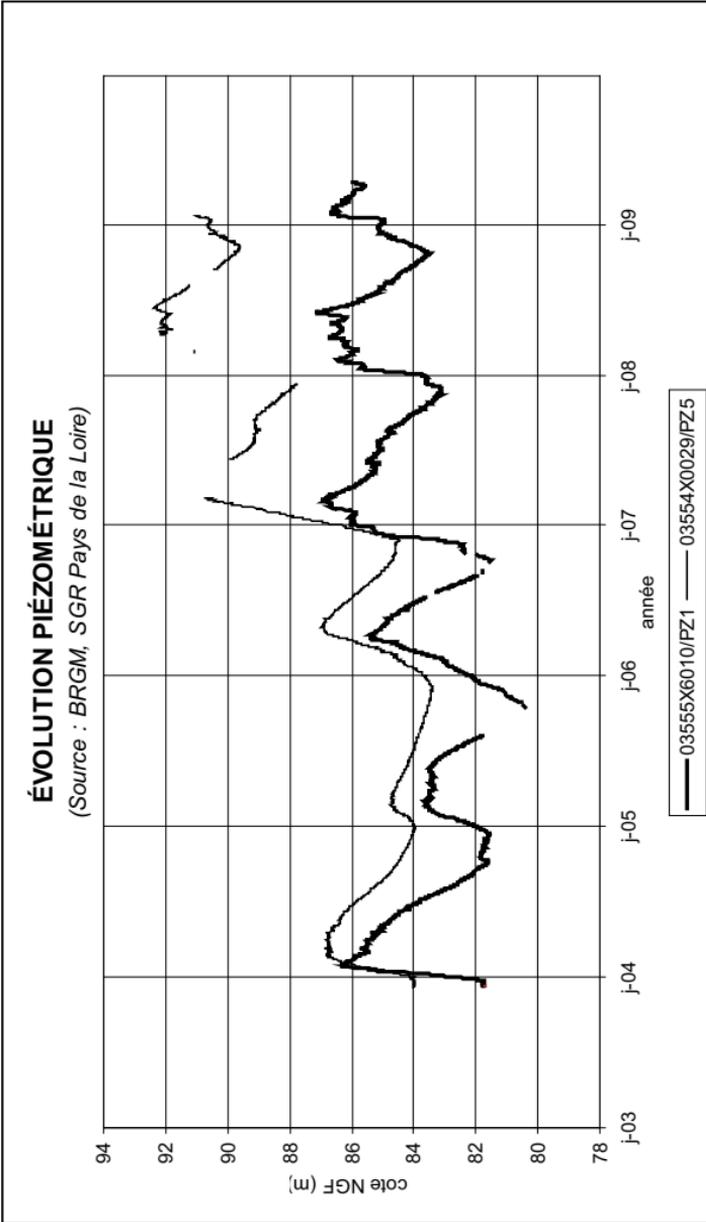


Fig. 20 - Évolution piézométrique. (Source : BRGM SGR Pays de la Loire)

Nombre de forages particuliers réalisés entre 1983 et 2007
(hors forages géothermiques)

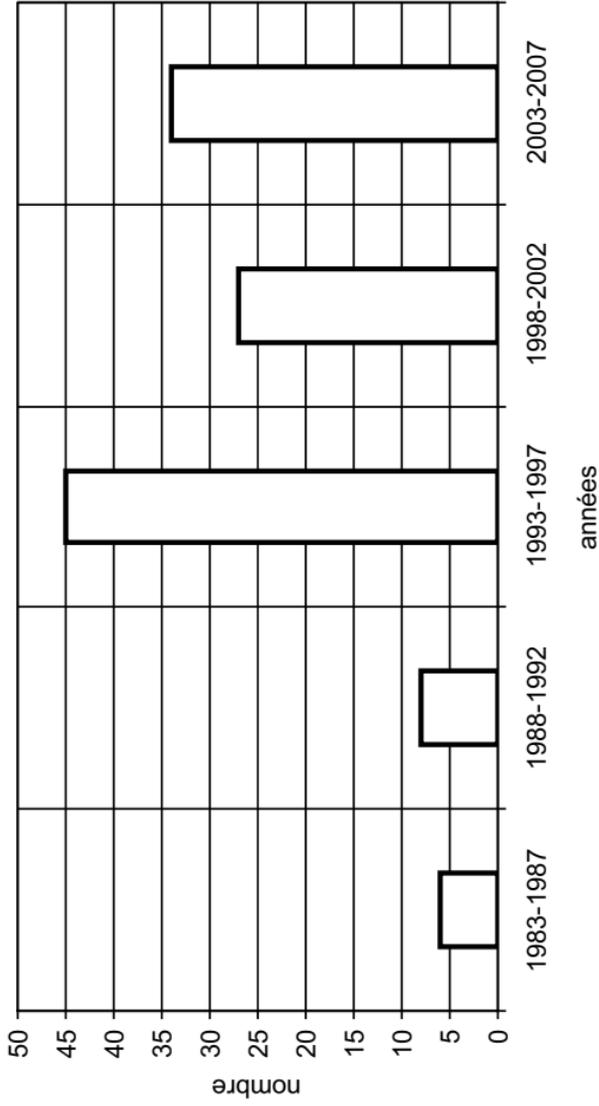


Fig. 21 - Nombre de forages particuliers réalisés entre 1983 et 2007 (Source BRGM-BSS)

colmatage des forages : une conception et une exploitation adaptées des ouvrages, avec un suivi régulier de leurs caractéristiques hydrauliques, permettent cependant de réduire les risques de dégradation.

Dans ces différents contextes hydrogéologiques, les ressources souterraines sont étroitement dépendantes des conditions annuelles de la recharge naturelle. La réserve étant beaucoup moins importante que dans les grands aquifères de type sédimentaire, une succession de cycles hydrologiques déficitaires peut parfois conduire à une réduction importante de la capacité de production des captages, notamment en période de basses eaux. Le graphique présenté sur la figure 20 concerne deux ouvrages du réseau piézométrique du département de la Mayenne géré par le BRGM :

– l'ouvrage BSS n° 03555X6010/PZ1, implanté dans les schistes et grès briovériens près de Ballots (coordonnées Lambert II étendu : X = 347004 et Y = 2326907) ;

– l'ouvrage BSS n° 03554X0029/PZ5, implanté près de l'aérodrome de Laval-Entrammes (coordonnées Lambert II étendu : X = 370067 et Y = 2341358), dans les schistes de la formation de l'Huisserie surmontés par environ 13 m de sables et graviers.

Ce graphique illustre les fluctuations piézométriques enregistrées depuis 2003. On observe :

- une évolution saisonnière, correspondant à la succession annuelle d'une phase de recharge et d'une phase de tarissement ;
- une évolution pluriannuelle marquée par une nette tendance à la remontée du niveau après le cycle hydrologique 2004-2005, très déficitaire ;
- en été 2007, l'existence d'une atténuation de la pente de la courbe de tarissement, due aux très fortes précipitations qui ont été enregistrées entre juin et août 2007 et qui ont provoqué un ralentissement du tarissement naturel.

Depuis 1993, la réalisation de forages privés (forages communément appelés à tort « artésiens ») a connu un développement important comme l'illustre le graphique ci-joint (fig. 21) : au total 125 forages privés sont identifiés dans la Banque du Sous-Sol⁵, sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Matériaux

La zone d'étude a été relativement peu exploitée au niveau des matériaux, tout du moins à l'échelle industrielle, la majeure partie des

⁵ Au total, 249 points sont référencés dans la BSS dont 203 points d'eau : 129 forages (4 exploités pour l'AEP), 24 puits (3 exploités pour l'AEP), 40 sondages de recherche AEP et 10 piézomètres.

« carrières » ou plutôt excavations ayant été réalisées à titre individuel, ou pour un approvisionnement très local pour les bâtiments, les chemins et routes. On retiendra quelques carrières telles que :

- celle située sur la commune d'Athée au bord de l'Oudon, au lieu-dit de « Bel-Air » d'où étaient tirées des siltites plus ou moins ardoisières ;
- sur la commune du Pertre, la carrière de la Foucherie (entre la Foucherie et le château d'eau du Pertre), dans le même secteur celle de Saint-Joseph en bordure du ruisseau, ou au Sud du Pertre sur la D 29 celle de la Bretonnière, d'où ont été extraits des moellons de granite ;
- sur la commune de Thévalles, les anciennes carrières de la Rousine et de la Née-Brûlée situées sur la D 21 (Sud-Est de Laval) qui n'ont fermé qu'au siècle dernier et exploitaient d'importantes masses sableuses et des niveaux de graviers ;
- en bordure de la forêt de Concise au Sud de Saint-Berthevin sur la D 32 au lieu-dit de « la Butte au Sec » ou plusieurs petites excavations permettaient d'extraire des grès paléozoïques ;
- sur Nuillé-sur-Vicoin, au Nord sur la D 103 au niveau du lieu-dit « le Pont » où une ancienne carrière dans le granite est encore visible.

À une époque plus récente, plusieurs carrières ont été ouvertes près de Ballots à environ 1,5 km au Nord en face de la station de pompage du Petit-Assé, également sur la même route entre l'Écorcherie et l'Hommeau, sur la D 153 menant à Cossé-le-Vivien au niveau de la ferme de Beau-Chêne, de part et d'autre de la rivière mais également de l'autre côté de la route. Ces carrières de taille industrielle exploitées par le groupe Pigeon, servaient à extraire des sables, relativement homogènes, fins à moyens, blancs à beiges. Elles ont été fermées à la fin du siècle dernier.

Aucune carrière n'est en activité actuellement sur la feuille de Cossé-le-Vivien, en dehors de la grande carrière d'Entrammes à cheval sur deux cartes (Cossé-le-Vivien et Meslay-du-Maine). Les grandes carrières locales sont situées sur la feuille Craon au Sud (sables et graviers près de Château-Gontier) et celle de Meslay-du-Maine (la Fosse au bord de la Mayenne qui extrait les grès de Saint-Germain-sur-Ille).

Gisements minéraux

Les différentes prospections géochimiques qui ont pu être réalisées sur le territoire de la feuille de Cossé-le-Vivien n'ont donné que peu de résultats. Par contre les campagnes menées en prospection alluvionnaire sur le Massif armoricain dans le cadre de l'inventaire minier national ont fait ressortir quelques traces de métaux, notamment en or (**Au**) et étain (**Sn**) sur la zone de Cossé-le-Vivien.

| Indice | Commune et lieu-dit | Nature | X | Y | Z | Date travaux | Type indice et paragenèse | Contexte |
|-----------|---------------------------------------|----------------------------|--------|----------|-----|--------------|--|-----------------------------------|
| 3551X4001 | le Pertre le Pâtis vert | indice fluorine | 347,92 | 2 342,17 | 130 | np | filonnets à quartz-tourmaline, pyrite et fluorine | pegmatite associée à leucogranite |
| 3551X4002 | Saint-Cyr-le-Gravelais la Chaussée | indication fer | 349,6 | 2 344,00 | 140 | np. | amas ferrugineux avec oxydes de fer. Grison | zone altérée limoneuse. |
| 3554x4001 | l'Huisserie | gîte charbon | 367,50 | 2 341,25 | 120 | 1923 | couche amas stratiforme. Houille | schistes et grès carbonifères |
| 3554x4002 | l'Huisserie | gîte charbon | 368,50 | 2 340,00 | 100 | 1923 | couche amas stratiforme. Houille | schistes et grès carbonifères |
| 3555X0045 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,18 | 2 327,05 | 68 | 1983 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0046 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,48 | 2 326,92 | 68 | 1986 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0047 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,38 | 2 326,92 | 70 | 1984 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0048 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,58 | 2 326,89 | 65 | 1984 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0049 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,63 | 2 326,88 | 64 | 1988 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0050 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,55 | 2 326,81 | 68 | 1988 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0051 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,45 | 2 326,89 | 69 | 1988 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0052 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,13 | 2 326,98 | 74 | 1988 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0053 | Livré la Vieuville les Miaules | indice d'or | 350,04 | 2 327,09 | 72 | 1988 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0054 | Livré la Vieuville | indice minerais | 350,52 | 2 327,12 | 85 | 1970 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0055 | Livré la Vieuville | indice minerais | 350,46 | 2 327,14 | 85 | 1970 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0056 | Livré la Vieuville | indice minerais | 350,61 | 2 327,09 | 85 | 1970 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X0057 | Livré la Vieuville | indice minerais | 350,21 | 2 327,25 | 87 | 1970 | minéralisation associée à quartz filonien. Étude par sondage incliné | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X4001 | Ballots les Miaules | indice d'or + terres rares | 347,40 | 2 327,70 | 60 | 1984 | filon, stockwerk quartzeux à arsénopyrite aurifère, monazite, europium, or natif | grès et siltites du Briovérien |
| 3555X4002 | Livré la Vieuville | indice d'or | 352,40 | 2 326,60 | 70 | 1984 | champ filonien, stockwerk quartzeux à quartz, dolomie, ankérite, or natif, pyrrhotite, pyrite, arsénopyrite aurifère, blende, chalcopyrite, galène, tétraédrite, bravoite, scheelite | grès et siltites du Briovérien |
| 3556X4001 | Livré la Bodangère | Indice d'or | 352,40 | 2 326,25 | 70 | 1984 | champ filonien, stockwerk quartzeux avec dolomie, ankérite, pyrite, arsénopyrite aurifère, blende, chalcopyrite, galène, tétraédrite, bravoite, scheelite, or natif, pyrrhotite | grès et siltites du Briovérien |

Tabl. 12 - Indices miniers répertoriés sur la feuille Cossé-le-Vivien. Banque de données nationale du sous-sol (BSS-BRGM)

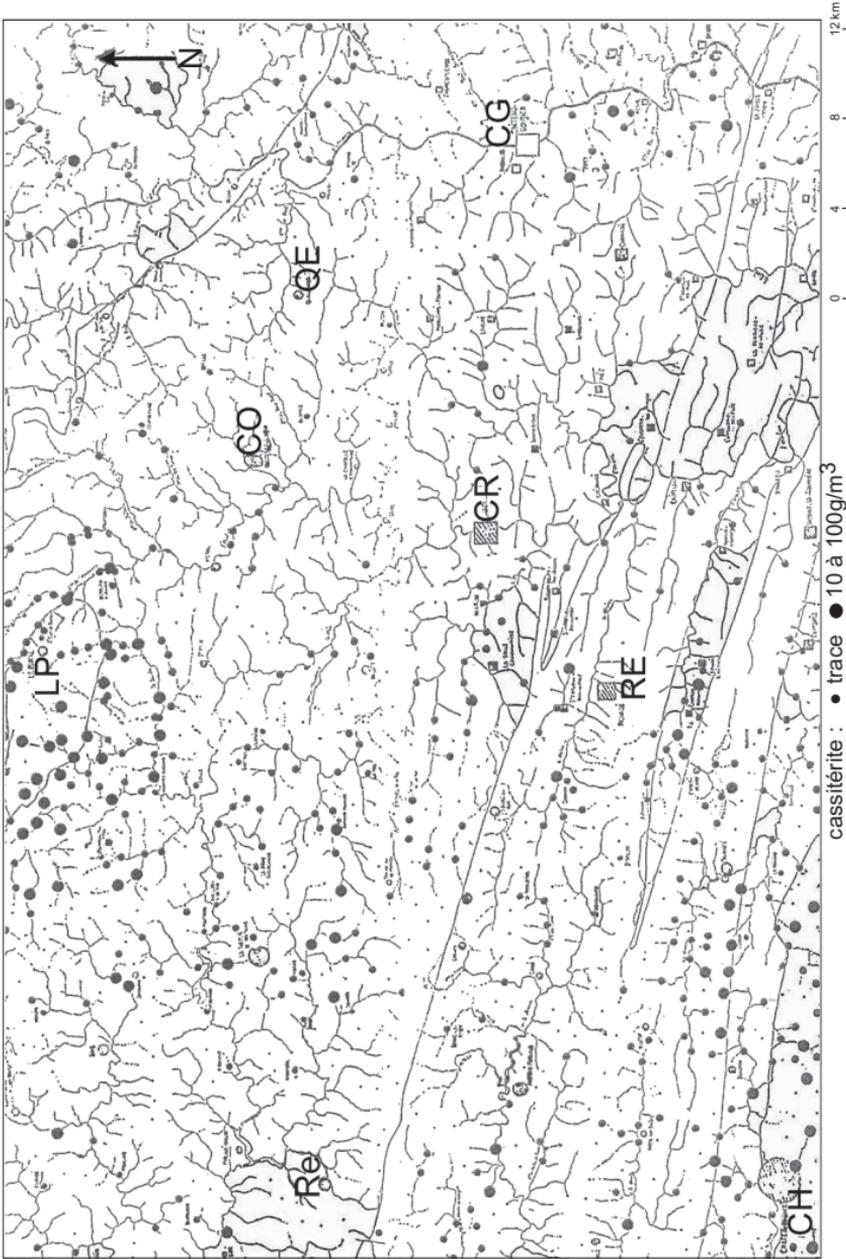


Fig. 22 - La cassitérite alluvionnaire dans la région de Cossé-le-Vivien, Château-Gontier, Craon (d'après l'atlas des minéraux d'alluvions du Massif armoricain à 1/50 000, BRGM, Nantes) **(CG : Château-Gontier ; CR : Craon ; LP : Le Pertre ; Re : Rethiers ; CO : Cossé-le-Vivien ; CH : Châteauaubriant ; RE : Renazé ; QE : Quelaines)**

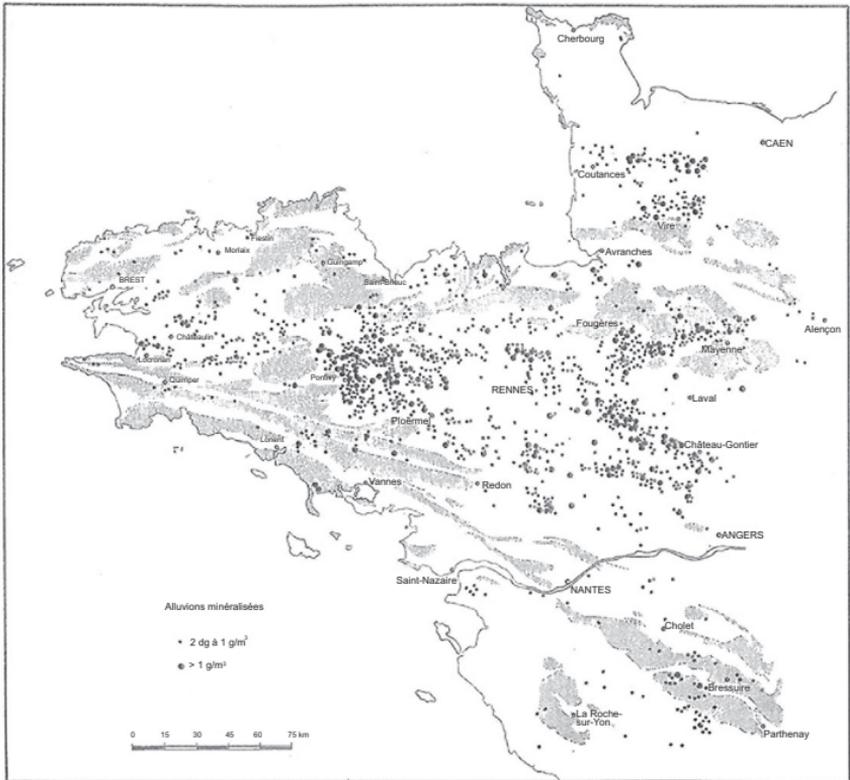


Fig. 23 - L'or dans les alluvions du Massif armoricain (in J. Guigues et P. Devismes, 1969)

Au niveau des minéralisations en roche, les indices connus et répertoriés dans la banque de données du sous-sol concernent la fluorine, l'or et la houille (tabl. 12).

Fer, fluorine, cassitérite

Les deux indices à fluorine et fer sont anecdotiques, la fluorine étant probablement tardive au sein des leucogranites, associée à une phase tardive pegmatitique-pneumatolytique à quartz, tourmaline et pyrite. Les greisens observés dans la partie sud du granite du Pertre constituent un excellent témoin de cette activité tardive. L'indice de fer est certainement associé aux amas ferrugineux visibles sur le terrain dans l'environnement des sables et graviers, et correspond à des faciès ferrugineux cimentant les sables et graviers de type grison ou bétain dans les zones planes, voire éventuellement à des faciès de type « roussard » constituant très ponctuellement sur les buttes des cuirasses ferrugineuses. Ces faciès ferrugineux ont fréquemment été utilisés par les anciens en tant que minerai de fer comme l'indiquent les traces d'anciennes forges que l'on peut observer localement dans l'environnement de ces roches.

En dehors de l'or et de la houille, les informations fournies par la bibliographie restent très superficielles pour cette zone. G. Machairas signale en alluvionnaire de petites concentrations en cassitérite (Sn ; étain), avec des valeurs atteignant jusqu'à 100 g/m³, étroitement liées au massif granitique du Pertre (fig. 22), ce que l'on peut encore ici expliquer par les phénomènes de greisenification.

L'or (Au)

Le sous-sol de la Mayenne est reconnu pour renfermer de l'or. Cet or a été très tôt recherché dans la toute région probablement, d'après les archéologues, dès l'âge de fer et durant toute l'antiquité. La période gallo-romaine semble notamment avoir été le siège d'une importante activité. L'or a été recherché sous différentes typologies, soit à l'état alluvionnaire en placer, sous la forme de paillettes et de pépites, soit à l'état primaire en roche, associé à des structures quartzuses. Si aucun placer n'est connu sur la carte de Cossé-le-Vivien, la recherche d'or primaire a par contre fait l'objet au cours de ces périodes anciennes de nombreuses recherches au niveau d'une importante zone filonienne quartzuse, l'axe aurifère des Miaules.

L'or alluvionnaire : par rapport à la zone de Mayenne par exemple, aucun placer aurifère ancien n'est connu sur le territoire de la feuille de Cossé-le-Vivien. Les prospections alluvionnaires réalisées dans le Massif armoricain dans les années 1960 (Guigues *et al.*, 1969) (fig. 23 et 24) ont permis de démontrer la présence d'or alluvionnaire en traces faibles à fortes. La distribution des points aurifères est loin d'être anodine et fait clairement

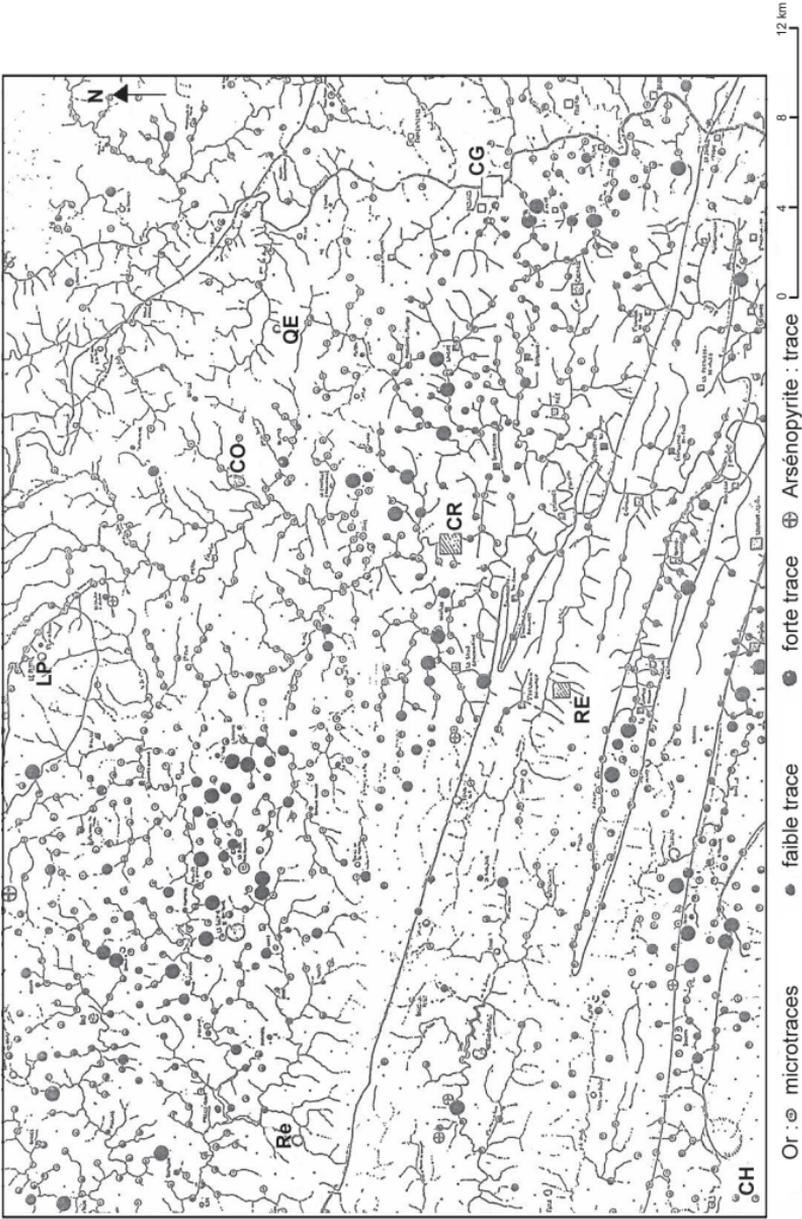


Fig. 24 - L'or alluvionnaire dans la région de Cossé-le-Vivien, Château-Gontier, Craon (d'après l'atlas des minéraux d'alluvions du Massif armoricain à 1/50 000, BRGM, Nantes) **CG** : Château-Gontier ; **CR** : Craon ; **LP** : Le Pertre ; **Re** : Rethiers ; **CO** : Cossé-le-Vivien ; **CH** : Châteaubriant ; **RE** : Renazé ; **QE** : Quelaines

ressortir une relation étroite entre les concentrations d'or alluvionnaire et les terrains briovériens, au contraire des terrains granitiques ou paléozoïques où l'or est quasiment absent.

Cette constatation n'est pas nouvelle mais bien connue pour l'ensemble des terrains d'âge briovérien, dans cette région ainsi que dans le domaine mancennien au Nord. Toutefois, si ce potentiel aurifère existe, l'or en roche est probablement à l'état atomique. L'altération et le lessivage de ces roches conduisent à une libération progressive de cet or qui va peu à peu s'amalgamer dans les ruisseaux en particulier avec les particules ferrugineuses pour former de fines paillettes puis des pépites. Ces concentrations anciennes ou plus récentes pourront elles-mêmes être remaniées, notamment au Tertiaire où l'or est connu dans certains faciès sablo-conglomératiques.

L'or primaire a été très recherché dans toute la région (feuilles Cossé-le-Vivien, Craon au Sud, La Guerche-de-Bretagne à l'Ouest) au cours de l'âge de fer et de l'antiquité ainsi que l'attestent les quelques objets isolés retrouvés par les archéologues. De nombreux travaux de l'époque gallo-romaine y sont encore visibles sur les communes d'Athée, Livré, Denazé, notamment de profondes tranchées bordées de talus de déblais, ou des fosses. Ces anciennes aurières jalonnent une importante zone filonienne quartzeuse de quelques centaines de mètres de large, alignée N110° à N130°E et s'étendant depuis Château-Gontier à l'Est jusqu'à La Guerche-de-Bretagne à l'Ouest. Cette zone aurifère est connue sous la dénomination de « axe aurifère des Miaules » (probablement dérivé du latin mettala = mines) (Meuret, 1993 ; fig. 25). Plusieurs fermes ou habitations ont conservé sur la région ce patronyme de « les Miaules » ou encore « les Fosses ».

Les terrassements les plus importants furent sur la zone étudiée réalisés sur la commune de Livré-la-Touche, au Nord-Ouest entre la ferme de « la Vieuville » où l'on peut voir les restes d'une ancienne fosse (en partie comblée et occupée par une usine de compostage) et la ferme des Miaules à l'Ouest.

Plusieurs études ont été réalisées par le BRGM sur cet axe aurifère (fig. 26 et 27), en particulier sur le prospect de Vieuville (fig. 28) :

- en 1965 une prospection alluvionnaire stratégique à la maille kilométrique mettant en évidence des zones à fortes concentrations d'or entre Ballots et Athée ;
- de 1969 à 1970 avec une phase préliminaire de reconnaissance (inventaire et échantillonnage des anciennes aurières, prospection alluvionnaire tactique, profils éluvionnaires à la tarière, tranchées et 4 sondages carottés) qui va confirmer la présence d'une zone minéralisée filonienne sur environ 600 m de long dans le secteur de la Vieuville (Machairas, 1970 ; De Vaucorbeil, 1973) ;

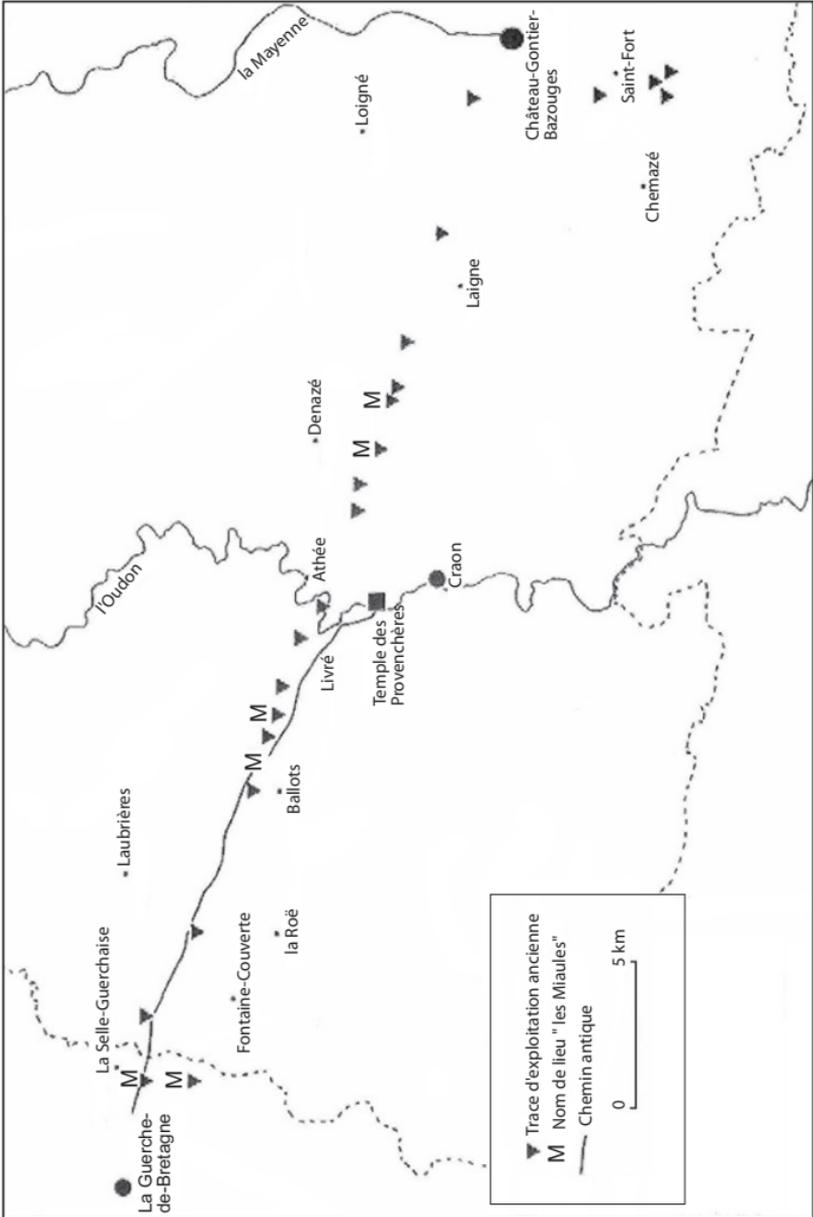


Fig. 25 - L'exploitation de l'or dans le Craonnais. L'axe aurifère des Miaules (Meuret, 1993)

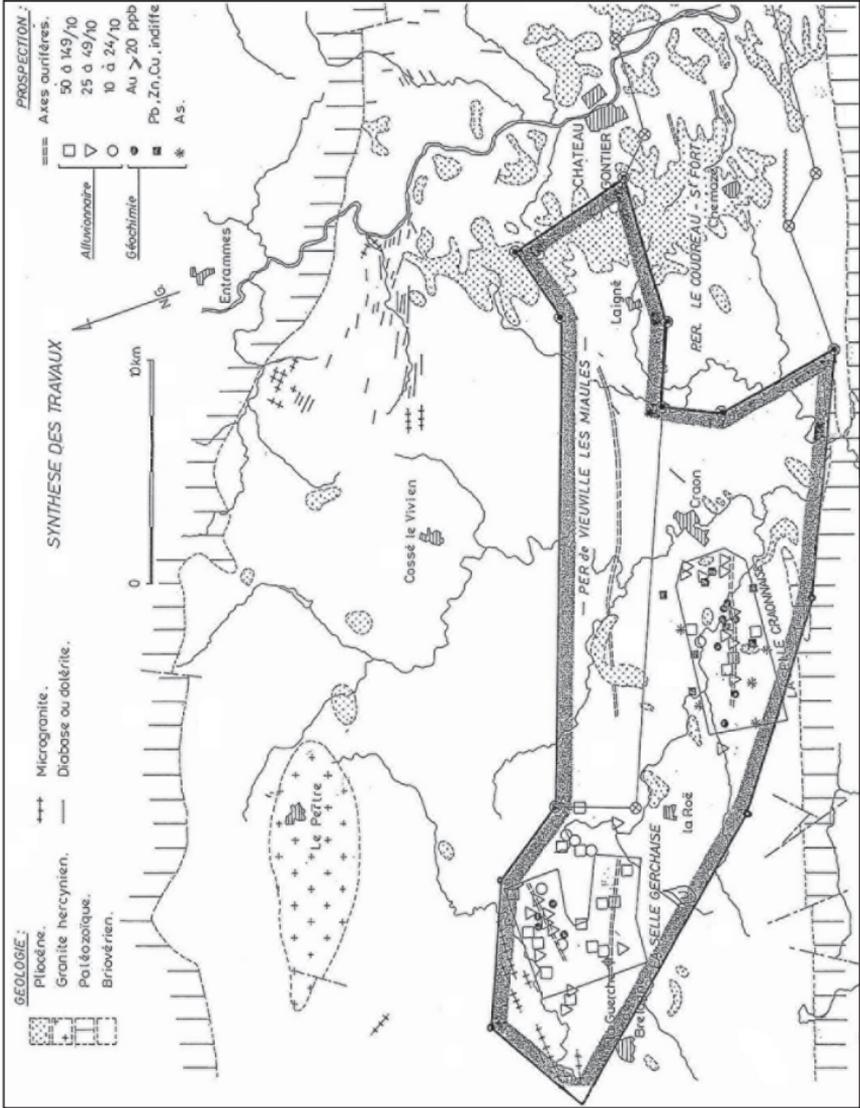


Fig. 26 - Le district aurifère de Château-Gontier (prospects de La Selle-Guerchaise, de La Selle-Craonnaise et de Châtelain. PER de Vieuville-les-Miaules ; in Vasquez-Lopez et al., 1985)

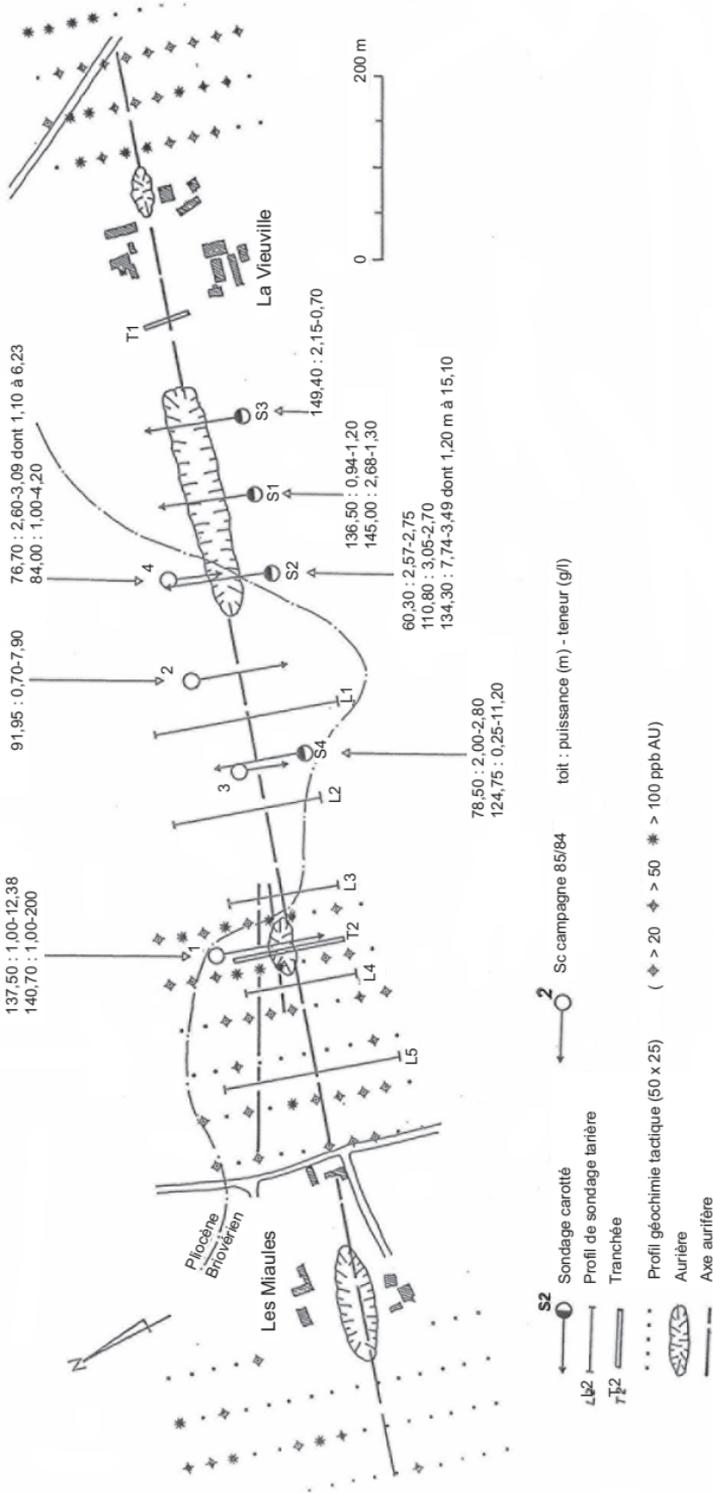


Fig. 27 - Le prospect de la Vieuveille. Synthèse des travaux réalisés (sondages, tranchées, géochimie) (in Vasquez-Lopez et al., 1985)

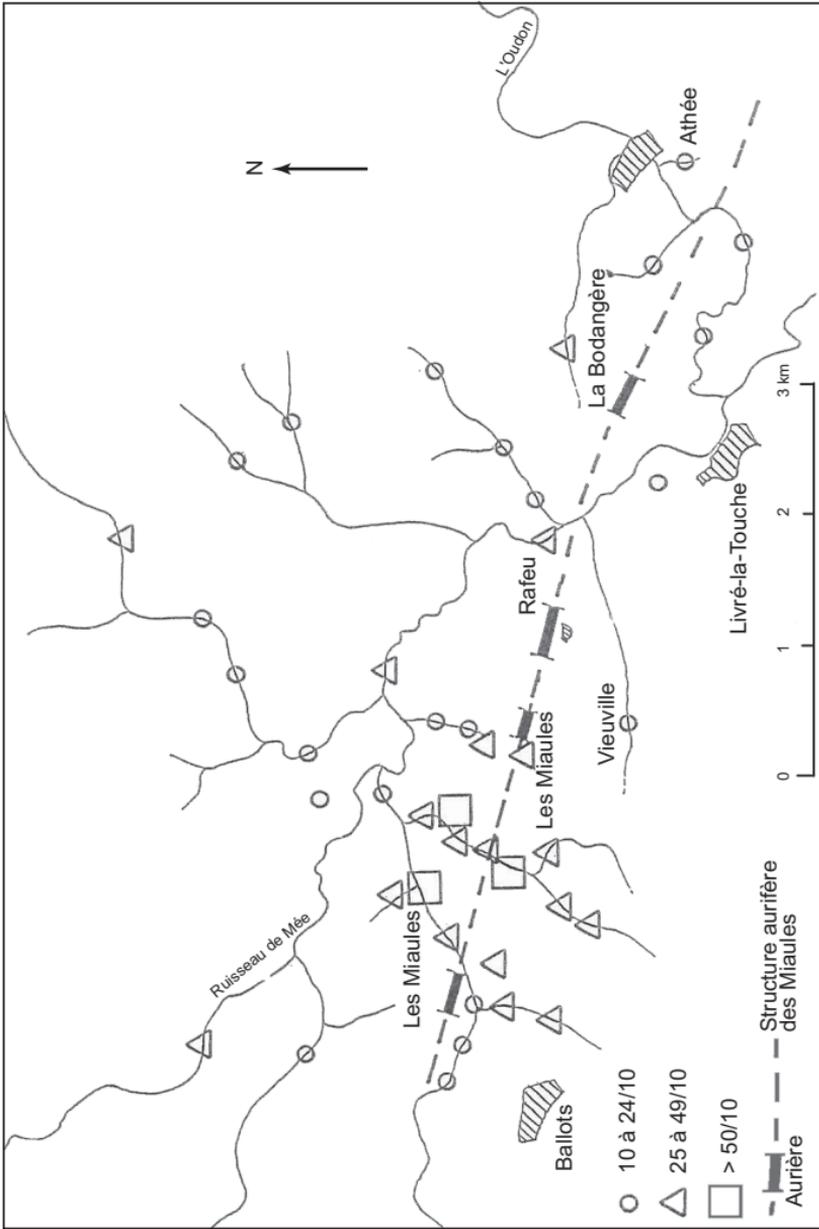


Fig. 28 - Le prospect de la Vieuville. Aurières et prospection alluvionnaire (in Vasquez-Lopez et al., 1985)

– de 1983 à 1984 avec la réalisation de profils géochimiques Au à la maille de 50 x 25 m, une prospection VLF, et une reconnaissance par 4 sondages carottés inclinés, destinés à définir les extensions minéralisées de cette structure filonienne de 2,5 km de long de la Vieuville (Vasquez-Lopez *et al.*, 1985).

L'aurière de Rafeu-la Vieuville (fig. 28)

En surface, les analyses effectuées dans l'aurière de Rafeu (300 m de long, 50 m de large, 15 m de profondeur) sur des blocs de quartz épars à arsénopyrite ont donné des teneurs en or libre atteignant jusqu'à 37 g/t, un des échantillons quartzeux dépourvu d'or libre mais renfermant 70 g d'arsénopyrite ayant donné après traitement une teneur de 500 g/t. L'arsénopyrite (As) est omniprésente avec quelques traces de blende (Zn) et de galène (Pb). L'analyse des déblais a fourni des teneurs de l'ordre de 3,2 g/t.

Les 8 sondages carottés inclinés réalisés lors des campagnes 1970 et 1983-84 (fig. 27 ; tabl. 12 ; annexe 3) ont confirmé l'existence d'une minéralisation aurifère sur le site de Rafeu, en contexte briovérien silto-gréseux, associée à des structures filoniennes quartzieuses atteignant jusqu'à 3 m de puissance. 7 sondages sur les 8 ont permis d'observer à plusieurs reprises de l'or libre.

Au niveau typologie, la minéralisation aurifère est associée à un stockwerk quartzieux pouvant atteindre 50 m de large au sein duquel ont été distingués (Vasquez-Lopez *et al.*, 1985) :

- des filons et filonnets quartzieux de puissance variable (quelques centimètres en général à 3m) de direction générale N110°E et à pendage de 75°N, à l'origine des meilleurs teneurs (entre 6,23 et 15,10 g/t) ;
- des filonnets de quartz associés à des zones silicifiées affectant les grès et siltites (formation de résilles siliceuses millimétriques) ;
- des brèches tectoniques affectant les siltites et grès, cimentées par du quartz et des carbonates avec des sulfures disséminés. Les teneurs obtenues dans ces faciès bréchiques et les faciès précédents silicifiés sont faibles, de l'ordre de 0,7 à 2 g/t.

La paragenèse

La gangue est composée de quartz blanc et gris associé à des carbonates (calcite, ankérite, dolomie), de la chlorite et de la séricite, renfermant des sulfures tels que pyrrhotite, arsénopyrite, pyrite, blende, chalcoppyrite, galène et des minéraux en trace comme la tétraédrite, la bravoïte, la zinckénite et la scheelite. L'or est à l'état libre dans le quartz ou à proximité des sulfures, généralement en grains très fins, parfois en plage visible à l'œil nu. Microscopiquement, il apparaît en inclusions dans l'arsénopyrite, et également associé à la blende et la galène. Enfin l'argent a également été décelé à l'analyse.

La dimension du gîte de Rafeu-la Vieuville

Les résultats de ces différents travaux permettent d'envisager une extension pour cette cible aurifère de 600 m de long pouvant être étendue à la vue des anomalies géochimiques Au à 1 600 m. En profondeur, les structures minéralisées ont été recoupées en sondages sur un aval pendage compris entre 50 et 120 m, les teneurs les plus élevées ayant été obtenues aux cotes les plus profondes, ce qui permet de considérer le gîte comme ouvert en profondeur.

La teneur moyenne des 4 meilleurs sondages pour des intersections de 1m est de 9,6 g/t.

Autres indices aurifères de l'axe des Miaules

L'aurière des Miaules de Livré-la-Touche (fig. 28)

Les rejets quartzeux à traces d'arsénopyrite et microtraces de galène prélevés dans cette aurière de 150 m de long, 30 m de large et 4 m de profondeur ont donné à l'analyse des teneurs de 0,45 à 0,47 g/t.

L'indice de la Bodangère (fig. 28)

Cet indice situé dans le Briovérien est localisé à 1,8 km à l'ESE de la Vieuville. Il est dépourvu de traces d'anciens travaux et se caractérise par l'abondance de blocs de quartz présentant pour certains quelques traces d'or, d'arsénopyrite et de galène.

L'indice de la Guénardière

Situé entre les Miaules de Ballots et celles de Livré-la-Touche (*cf.* carte), il se caractérise par un système filonien quartzeux développé au sein du Briovérien, de faible puissance, à arsénopyrite faiblement aurifère (0,1 à 0,2 g/t).

L'indice des Miaules de Ballots (fig. 28)

Il se situe dans le prolongement ouest de la grande aurière de la Vieuville à environ 2,5 km de celle-ci. Les anciens travaux n'ont pas été retrouvés (probablement au voisinage de la ferme). La prospection alluvionnaire tactique réalisée sur cette zone (maille de 250 m) a mis en évidence à environ 700 m en aval dans le ruisseau passant aux pieds des Miaules une petite concentration alluvionnaire de 2,3 g/m³ d'or, accompagnée de monazite à europium.

Sur ce même secteur, la prospection éluviale a permis de découvrir une pépite d'or de 0,2 g près de la ferme des Miaules et de 0,02 g près de la Jeussardière, permettant d'envisager des extensions supplémentaires au gîte de la Vieuville.

| Localisation | Lithologie | Teneur minimum | Teneur moyenne | Teneur maximum |
|--|---|----------------|----------------|----------------|
| Briovérien de Bretagne centrale | grès, quartzites, grès phylliteux, grauwackes | 0 | 5,1 | 43 |
| Briovérien de Bretagne centrale | grès et quartzites pyriteux | 0 | 15,8 | 68 |
| Briovérien de Bretagne centrale | schistes (métapélites) | 0 | 9,0 | 38 |
| Briovérien de Bretagne centrale | schistes et limonite (pyrite oxydée) | 0 | 38,6 | 158 |
| Briovérien de Bretagne centrale | poudingue de Gourin : roche totale | 111 | 119 | 126 |
| Briovérien de Bretagne centrale | poudingue de Gourin : galets quartzeux | 5 | 114 | 261 |
| Briovérien de Bretagne centrale | roches volcaniques chloritisées et schistosées : secteur Nord Pontivy | 0 | 10,8 | 45 |
| Briovérien de Bretagne centrale | roches volcaniques chloritisées et schistosées : secteur Loudéac | 15 | 46,7 | 66 |
| Briovérien de Mayenne | grauwackes | 2 | 16 | 30 |
| quartz filonien de Bretagne centrale | quartz filonien sans minéralisation visible | 0 | 5,8 | 44 |
| quartz filonien de Bretagne centrale | quartz filonien pyriteux ou carié | 3 | 17,7 | 25 |
| quartz filonien de Bretagne centrale | quartz filonien à arsénopyrite | 19 | 266 | 538 |
| quartz filonien de Mayenne | quartz filonien | 15 | 39,5 | 67 |
| poudingues tertiaires de Bretagne centrale | poudingues à matrice ferrugineuse | 0 | 6,8 | 14 |
| poudingues tertiaires de Bretagne centrale | poudingues à matrice sablo-argileuse | 12 | 26,5 | 87 |
| Tertiaire de Mayenne | poudingues | 10 | 13,3 | 18 |

Tabl. 13 - Teneurs en or (mg/t) dans le Briovérien, les filons de quartz et le Tertiaire du Massif armoricain (dosage par fluorescence X ; Sagon *et al.*, 1985)

Contexte géologique de ces minéralisations aurifères

La cartographie réalisée autour de cette zone aurifère n'a fait que confirmer l'existence de très nombreux filonnets et filons de quartz recoupant les faciès silteux et grauwackeux du Briovérien, très déformés, orientés N110°E et subverticaux à verticaux. Les structures majeures quartzieuses identifiées sont globalement orientées N110° à N120°E, et s'étendent d'Est en Ouest sur la feuille Cossé-le-Vivien sur près de 9 km de long. On les retrouve au Sud-Est sur les feuilles Craon et Château-Gontier mais également au Nord-Ouest sur celle de La Guerche-de-Bretagne. Ces accidents siliceux sont recoupés en apparence par un jeu de faille N50° à N70°E qui décale de quelques centaines de mètres ces structures notamment à l'Ouest de la Guénardière.

De façon générale, l'or ne s'observe que dans les filons et filonnets de quartz recoupant le Briovérien. Le fait marquant est la présence systématique dans l'environnement immédiat de ces concentrations aurifères de petits pointements granitiques jalonnant, au moins sur les feuilles Cossé-le-Vivien et Craon, cet axe des Miaules. Bien que ces petits plutons soient dépourvus d'or (analyses chimiques ; Machairas, 1970), leur présence dans ce contexte est significative d'une importante activité magmatique ayant contribué de près ou de loin à la concentration de cet or. L'intense silicification et chloritisation des épontes silto-gréseuses briovériennes des filons de quartz, la présence de carbonates (ankérite, dolomie), de séricite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, scheelite, etc.. sont symptomatiques d'une importante activité hydrothermale siliceuse sans aucun doute liée à ces granitoïdes et à l'origine de ces concentrations. L'or est-il lié à ces fluides hydrothermaux ou « préconcentré » dans le Briovérien et remobilisé par ces fluides, la question reste posée : en effet, bien qu'étant absent dans les dosages en roches effectués en 1970 (Machairas, 1970 ; les moyens d'analyse pour l'or ont bien évolué depuis), sa distribution étroite avec les terrains briovériens (malgré que ce soit en alluvionnaire) et son absence dans les terrains paléozoïques et granitiques font indéniablement ressortir un lien étroit entre ce métal et le Briovérien. Les études menées en 1985 par J.P. Sagon *et al.*, notamment les dosages effectués en fluorescence X sur les terrains briovériens ont démontré que l'or était bien présent dans ces sédiments avec des teneurs de quelques mg/t à quelques dizaines de mg/t (tabl. 13).

La présence de terrains briovériens (contrôle sédimentaire) affectés par des structures filoniennes quartzieuses N110° à N130°E en filons ou stockwerks quartzo-chlorito-carbonatés et de petits intrusifs acides (contrôle structural et hydrothermal) paraît constituer un excellent guide de recherches pour l'or.

| Concession | Superficie (en ha) | Période d'exploitation et date d'annulation de la concession | Qualité du charbon - teneur en cendres (en %) | Tonnage extrait (en tonnes) | Réserves probables (en tonnes) | Contexte géologique |
|----------------------|--------------------|--|---|-----------------------------|--------------------------------|---------------------|
| Saint-Pierre-la-Cour | 1 539 | 1880-1921 (1968) | moyen 10 à 30 % | 530 000 | 200 000 | Stéphanien |
| La Baconnière | 1 567 | 1834-1869 | bonne ? | +500 000 | ? | Culm et Namurien |
| Genest | ? | 1841-1925 | médiocre 12 à 24 % | 570 000 | ? | Culm et Namurien |
| Montigné-l'Huisserie | 1 120 | 1857-1923 | médiocre 24 à 32 % | 1 969 550 | faibles | Culm et Namurien |
| Bazougers | 1 180 | 1838-1843 (1960) | médiocre ? | 11 450 | ? | Culm et Namurien |
| Bazouges | 3 227 | 1825-1928 (1960) | mauvaise 20 à 40 % | 1 500 000 | 600 000 ? | Culm et Namurien |
| Gomer | ? | ?? | ? ? | 10 170 | ? | Culm et Namurien |
| Sablé | 11 657 | 1822-1950 (1959) | médiocre 20 à 23 % | 1 406 000 | 1 000 000 ? | Culm et Namurien |
| Solesmes | 970 | 1841-1850 (1926) | médiocre ? | ? (faible) | ? sans intérêt | Culm et Namurien |
| Promenade | 881 | 1868-1879 (1959) | médiocre ? | 107 874 | ? sans intérêt | Culm et Namurien |
| Poillé | 837 | 1841-1851 (1926) | très peu de charbon | - | - sans intérêt | Culm et Namurien |
| Monfrou | 2 100 | 1822-1859 (1930) | ? ? | 122 861 | ? | Culm et Namurien |
| Varennes | 184 | 1842-1858 (1927) | ? ? | - | - sans intérêt | Culm et Namurien |
| Linières | 596 | 1842-1852 (1927) | ? ? | 16 680 | ? sans intérêt | Culm et Namurien |
| Épineux-le-Seguïn | ? | 1833-1858 (1927) | ? ? | 167 960 | épuisé | Culm et Namurien |
| Viré | 2 254 | 1835-1852 (1927) | médiocre ? | 67 140 | ? sans intérêt | Culm et Namurien |
| Brûlon | ? | 1844-1850 (1926) | ? ? | néant | néant sans intérêt | Culm et Namurien |
| | | | TOTAL | 7 009 685 t | | |

Tabl. 14 - Les concessions houillères du bassin de Laval (BRGM, 1979)

L'âge de ces concentrations aurifères

Qu'il soit au départ lié au Briovérien et remobilisé ensuite par les fluides hydrothermaux ou directement lié à ces fluides, l'or est concentré dans les structures filoniennes quartzieuses N110° à N130°E constituant l'axe des Miaules, et jalonnées de petits corps intrusifs. Ces structures filoniennes sont *a fortiori* contemporaines du fonctionnement des grands accidents sud et nord-armoricains (CSA, CNA) auxquels on associe dans toute la région la mise en place de massifs granitiques leucocrates tels que ceux de Pontivy, de Montebert et probablement du Pertre.

Cette concentration aurifère peut donc être considérée (?) syn à tardi CNA-leucogranite, soit d'âge carbonifère (Viséen ? à Wesphalien ?).

Pour terminer ce paragraphe sur l'or, il ne faut pas oublier de citer, à l'échelle régionale le gisement de la Lucette, situé au Nord de Loiron à Saint-Genest sur la feuille 1/50 000 de Laval (levés en cours). Ce gisement filonien (filons de quartz à antimoine et or), connu mondialement pour ses superbes cristaux de stibine (*cf.* collections de minéralogie de l'École des Mines de Paris et de l'Université Paris VI-Jussieu) a produit entre le début des années 1900 et sa fermeture en 1934, 42 000 t d'antimoine métal (1^{er} gisement mondial à l'époque) et 8 700 kg d'or.

Le charbon

Les premières recherches effectuées pour le charbon sur le bassin carbonifère de Laval datent de 1810. Les premières concessions ont été attribuées dès 1822, pour aboutir à un total de 18 concessions réparties sur une surface concédée totale de 320 km². La production totale en charbon du bassin de Laval s'est élevée à 7 000 000 t, avec une production maximum entre 1840 et 1890 (tabl. 14). Cette production a essentiellement été assurée par les concessions de l'Huisserie, de La Bazouge-de-Chemeré et de Sablé ayant fourni chacune entre 1,00 et 1,50 Mt, par celles de Saint-Pierre-la-Cour, Le Genest et La Baconnière avec 0,5 à 0,6 Mt chacune, et accessoirement par une dizaine de petits sites. Les couches exploitées sont majoritairement situées dans le Tournaisien-Viséen-Namurien, à l'exception du gisement de Saint-Pierre-la-Cour exploité dans le Stéphanien (BRGM, 1979 ; Guigues, 1974 ; Mulot, 1974).

La période de dépôts s'étendant du Tournaisien au Namurien a donné de l'antracite (3 à 4 % MV), très cendreuse (22 à 30 %), avec une forte proportion de poussier et de menu (« antracite moussu »). Certains niveaux renferment également de l'antracite très pure (antracite « carré ») atteignant jusqu'à 25 % du tonnage (La Bazouge).

Les dépôts stéphanien de Saint-Pierre-la-Cour comportent, selon les veines, de la houille grasse à courte flamme, ou de la houille sèche à longue

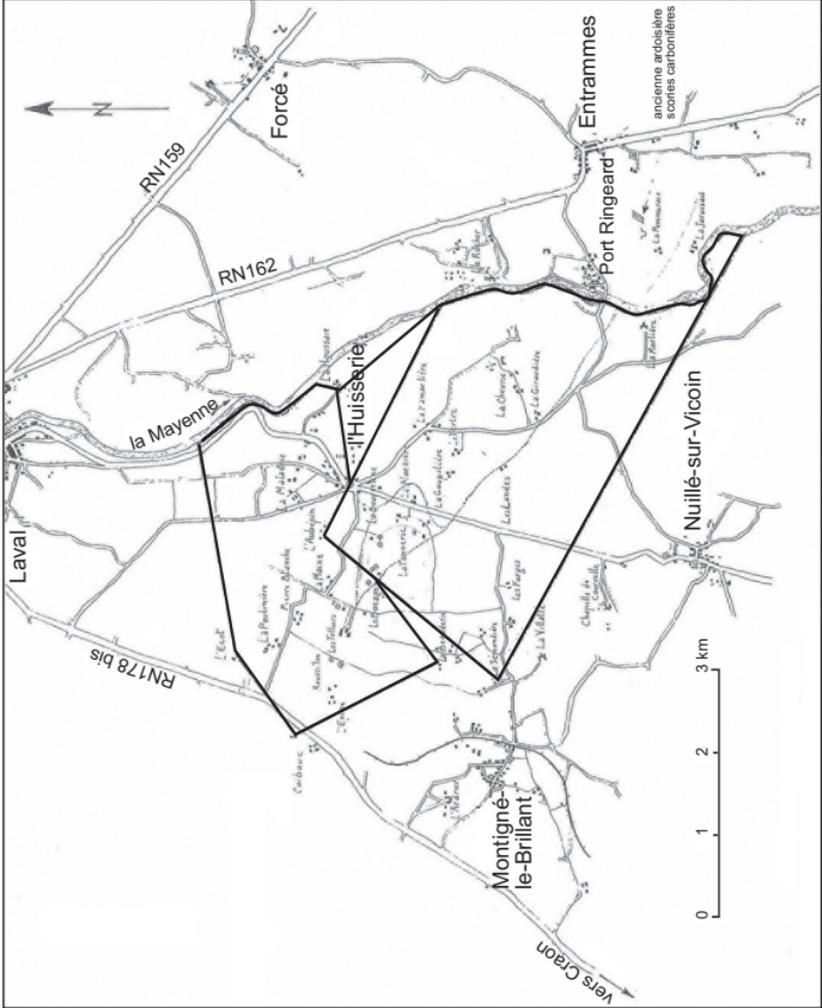


Fig. 29 - Plan des anciennes concessions de charbon de Montigné-le-Brillant et de l'Huisserie (d'après B. Mulo, 1974)

flamme, assez riche en cendres (10 à 30 %) et souvent sulfureuse. Une partie de la production (37 000 t) a été cokéifiée entre 1862 et 1876.

Ces différentes exploitations ont été arrêtées par manque de débouchés notamment en raison de la fermeture des fours à chaux, en raison de la qualité moyenne à médiocre du charbon, mais également pour des difficultés d'ordre financier et technique, en particulier d'importantes arrivées d'eau difficiles à maîtriser et très coûteuses pour l'exploitation (Montigné, Gomer).

La fermeture du site de la Sanguinière (concession de Sablé) en 1950 a marqué la fin de l'exploitation du charbon dans ce bassin houiller de Laval.

Les concessions de Montigné-le-Brillant et de l'Huisserie (fig. 29)

Deux concessions de mines de charbon sont localisées sur la feuille de Cossé-le-Vivien :

- la concession des mines de « charbon de terre » de l'Huisserie, la plus ancienne, qui fût instituée par ordonnance royale du 13 décembre 1832, couvrant 1 110 hectares sur les communes de l'Huisserie, Montigné et Nuillé-sur-Vicoin ;
- la concession des mines d'antracite de Montigné, créée par ordonnance du 4 juillet 1857, couvrant 623 hectares sur les communes de l'Huisserie et de Montigné.

Le 8 juillet 1921, ces deux concessions fusionnent, la concession de l'Huisserie étant cédée à la société anonyme des mines de Montigné qui deviendra en 1924 la société anonyme des mines de Montigné et des fours à chaux des Feux-Vilaines.

La concession des mines d'antracite de Montigné

Les premiers travaux de recherches ont lieu dès 1857, à l'Ouest de la concession avec, de part et d'autre de la route de Nantes, le fonçage des puits de la Roulinière et de Sainte-Barbe, ainsi que ceux de la Butte, Rond, Lemaitre, du Sud et du Bois. Les résultats étant infructueux, les travaux se concentrent à partir de 1859 et jusqu'en 1875 au voisinage du lieu-dit « la Plaine », en limite de concession, avec le creusement de deux puits « Est » et « Ouest » distants de 80 m, recoupant une couche de charbon plongeant de 55° à 60° vers le Sud respectivement entre 44 et 57 m, et entre 19 et 28 m. À la vue de ces résultats, deux puits supplémentaires sont foncés, le puits Magenta à 60 m du puits « Ouest » et le puits Montigné à 15 m à l'Est du puits Magenta, afin de tester l'aval-pendage de la couche sous la cote 60 m. L'extraction fournira dès 1862, 22 200 tonnes de charbon avec comme méthode d'exploitation la méthode « des couches épaisses » (dépilage par tranches horizontales de 2 m). En 1869, le puits

du Bocage est aménagé à environ 300 m au Sud-Est des puits Magenta et Montigné afin d'amener des remblais de l'extérieur. En 1872 le puits Montigné, principalement utilisé pour l'approfondissement de l'exploitation, atteint les 208 m de profondeur, pour seulement 130 m pour le « Magenta » qui sert essentiellement à « l'épuisement ».

La couche exploitée ou « grande couche » est à anthracite, orientée NW-SE avec un pendage de 50 à 60°S, une puissance très variable en raison du plissement et du broyage de la couche, pouvant atteindre dans certains « renflements » jusqu'à 30 m d'épaisseur.

Afin de reconnaître le gisement vers l'Ouest, et avant que la zone Magenta-Montigné soit épuisée, les recherches reprennent en 1875 sur le site des anciennes recherches de 1857-1859 (région « du Bois ») avec le forage du puits du Bois (82 m). Le niveau est retrouvé à 56 m, suivi sur 150 m en direction mais abandonné vu l'irrégularité de la couche et les fortes venues d'eau.

L'extraction maintenue à 24-26 000 tonnes entre 1863 et 1877, tombe à partir de 1878 à 13 000 t. La région de la Plaine assure la majeure partie de la production.

Entre 1889 et 1892, le puits du Bois est repris sous le nom de puits Moreau, et en 1893 un « nouveau » puits du Bois, le puits Perrot, recoupe au niveau 80 m une couche régulière verticale E-W atteignant jusqu'à 5 m de puissance.

L'exploitation va se concentrer sur cette zone du Bois, autour des puits Moreau et Perrot, et du puits Toutain (ancien puits Montigné). L'extraction fournira de 1893 à 1913 entre 10 000 et 22 000 tonnes par an d'anthracite. La couche atteint jusqu'à 10 m de puissance. Une lentille de 20 m de puissance, découverte en 1907 au niveau 102 du puits Moreau assurera la majeure partie de la production jusqu'en 1910. La couche sera exploitée jusqu'à 250 m de profondeur.

De 1913 à 1923, plusieurs travaux de recherches sont réalisés dont le puits Bocage situé dans la zone intermédiaire entre les deux concessions de Montigné et de l'Huisserie. L'exploitation sera définitivement abandonnée en juillet 1923 en raison des importantes venues d'eau (100 m³/heure).

Le gisement aura fourni 1 054 450 tonnes de charbon très maigre et très cendreuse, essentiellement utilisé dans les fours à chaux de la région.

La concession des mines de « charbon de terre » de l'Huisserie

Les premiers travaux sont réalisés en 1832, au lieu-dit « les Landes » où quatre puits de moins de 40 m sont creusés, à la Gaudelière où un puits

de 46 m et un traçage sur 150 m dans une couche NW-SE à pendage de 50°S sont réalisés, et à la Moësière (travaux de 10 à 15 m de profondeur).

Bien que positifs, ces travaux sont arrêtés en 1836. À partir de 1850, 62 sondages de reconnaissance (de 4 à 25 m de profondeur) sont implantés le long de la couche sur une distance de 1 300 m au Sud de l'Huisserie.

En octobre 1851, les mines de l'Huisserie sont acquises par la compagnie générale des mines de Sarthe et Mayenne. L'exploration est cependant abandonnée en 1853, les fours à chaux, principaux consommateurs de charbon, préférant s'approvisionner aux mines de La Baconnière.

La véritable exploitation de l'Huisserie démarre en 1858 avec le fonçage de trois puits, le puits Saint-Charles, le puits Sainte-Barbe et le puits « intermédiaire », destinés à attaquer la couche reconnue en 1850. La couche est unique à pendage nord, avec des caractéristiques identiques à celles de la « grande couche » de Montigné, en particulier une puissance très variable.

Le puits Sainte-Barbe a servi de 1858 à 1874 de puits principal d'extraction jusqu'à 100 m de profondeur, le puits Saint-Charles n'étant utilisé qu'à l'épuisement. En 1874, on recherche des extensions au Nord-Ouest, et deux autres puits sont ouverts au Nord-Ouest du puits Saint-Charles, en limite de concession, les puits d'Édouard et de l'Angerie.

De 1888 à 1902, l'exploitation fait un retour à l'ancien centre d'exploitation (puits Saint-Charles) et dépèle la couche entre 100 et 160 m. Les dernières années de l'exploitation de l'Huisserie sont effectuées sur le site de l'Angerie où la couche en « cuvette » est recoupée à 180 m de profondeur, et à 206 m sur le puits Édouard.

La concession est rachetée en 1905 par la société anonyme des Charbonnages de l'Huisserie et de la Bazouge. L'exploitation des mines de l'Huisserie est arrêtée définitivement en 1906 pour des raisons financières.

Au total, ce gisement aura fourni 915 100 tonnes de charbon, avec une moyenne de 25 800 tonnes de 1867 à 1877, et un charbon de qualité identique à celui exploité sur Montigné.

AFFLEUREMENTS REMARQUABLES (cf. carte)

Les conditions d'observation sont dans l'ensemble relativement mauvaises en raison de l'altération très prononcée des terrains. Quelques affleurements permettant d'observer les roches dans des conditions satisfaisantes ont néanmoins été relevés. Ils sont présentés ci-après.

Le Briovérien

Point n° 1 : l'ancienne carrière de la commune d'Athée située à proximité du bourg, sous les bâtiments de Bel-Air. Cette carrière réaménagée en espace vert avec parking permet d'observer les couches silto-gréseuses du Briovérien, à caractère subardoisier, et très fortement redressées (S0 : N110°E-70°N). Plusieurs plans de fracturation y sont observables de direction et pendage : N190°E-90° à enduits ferrugineux, N100°E-60°N à tectoglyphes horizontaux, N20°E-90. Un filon de quartz décimétrique N110°E-90° est également présent.

Point n° 2 : au niveau de la commune de La Chapelle-Craonnaise où les affleurements situés au pied et à proximité de l'église permettent de voir des siltites ardoisières et des passées gréseuses très redressées (S0 = N110°E-90°).

Point n° 3 : les travaux réalisés il y a quelques années pour l'aménagement de la N 171 entre Cossé-le-Vivien et Craon permettent encore de voir sur environ 4 km de long quelques beaux talus entre le ruisseau de la Cassardière au Nord d'Athée et l'intersection au Nord avec la route menant aux fermes de Boislard, Pont-Hubert et du Tertre. La roche est en partie altérée, fragmentée, représentée par une alternance de bancs silteux et de bancs grauwackeux, fréquemment recoupés par des filonnets de quartz, et localement (près du ruisseau de la Cassardière) par des petits filons intrusifs.

Point n° 4 : au Sud de Laval, entre Ahuillé et Montigné-le-Brillant, le long de la route longeant en rive droite le ruisseau de la Paillardière entre la ferme de la Vieille-Cour et la N 171 : de beaux affleurements permettent d'observer le Briovérien silteux à tendance ardoisière toujours très redressé (70° à 80°) avec des directions de couches variant entre N120° et N140°E.

Point n° 5 : à environ 2,5 km au Sud de la commune d'Origné, à proximité de la Mayenne, entre le ruisseau de Brault – ferme de la Boirie et la ferme de la Bonnière : beaux affleurements dans le talus de la route avec succession de bancs gréseux et silteux. Dans le même secteur, le chemin longeant le ruisseau de Brault depuis la ferme de la Boirie jusqu'à la D 215 à l'Ouest permet d'observer plus ou moins en place dans le Briovérien, plusieurs filons doléritiques à microgranitiques.

Point n° 6 : sur la commune de Houssay, le chemin de halage longeant la Mayenne permet d'observer sur environ 750 m depuis la limite est de la carte les terrains briovériens à nette dominante silteuse, toujours très redressés (S0 = N120°E-60°S) avec des plans de fracturation N20°E-80°N.

Point n° 7 : commune de Méral, à 500 m au Nord sur la D 142 au niveau de la ferme de la Maison-Neuve : affleurement de siltites, toujours très redressées dans le talus de la route.

Le Paléozoïque

L'ordovicien

Point n° 8 : la formation d'Andouillé.

De beaux affleurements de cette formation sont présents à environ 250 m au Nord de Nuillé-sur-Vicoïn sur le chemin longeant le Vicoïn vers l'Ouest au niveau de la ferme de Montebert. On retrouve les schistes également en continuant ce chemin vers la ferme du Rocher et au-delà de cette dernière dans les bois sus-jacents où d'anciennes carrières les ont exploités.

Point n° 9 : la formation de Saint-Germain-sur-Ille.

Cette formation gréseuse, en majorité altérée à l'Ouest de la carte apparaît à l'affleurement plus à l'Est en rive gauche du Vicoïn, entre Nuillé-sur-Vicoïn et le Moulin-de-la-Roche. Les grès plus ou moins psammitiques et blanchâtres y sont en bancs très redressés (S0 = N110°E-90°).

Le Silurien

Point n° 10 : les faciès silteux et ampéliteux siluriens ont été décapés et mis à nus lors des travaux d'aménagement de la rocade sud de Laval reliant la commune de l'Huisserie à l'Est à la RN 171 à l'Ouest. On les distingue notamment à la base des grands talus situés au niveau de l'intersection entre la rocade et la N 171 (grand rond-point), ainsi qu'au Nord (en direction de Laval) et à l'Est (au-dessus de la ferme des Chênes) de ce rond-point. Ce sont des ampélites noires, bleutées à verdâtres, sombres, localement plus gréseuses, très déformées et microplissées, à pyrite oxydée sulfatée, avec une surface de stratification et un pendage évoluant entre N150°E-30°S et N170°E-30°S et une schistosité ardoisière N110°E-90°. Ces faciès sont altérés, argilisés sur plus d'une dizaine de mètres, et sujets à des phénomènes de fluage et glissements de terrain.

Point n° 11 : les faciès ampéliteux sont également visibles associés à des niveaux quartzitiques noirs, le long du chemin de halage longeant la Mayenne (rive droite), depuis l'habitation du Tertre-de-Jarreté (confluence Vicoïn-Mayenne) jusqu'au château de la Morlière au Nord, avec un plan de stratification variant entre N70° et N10°E et un pendage de 30° à 70°S. Deux petits massifs gabbro-doléritiques recoupent ces faciès, au niveau du Tertre-Jarreté et entre la Jarreté et la Baudelière ou d'anciennes fouilles sont encore visibles.

Le Carbonifère

Point n° 12 : la formation sédimentaire de l'Huisserie.

Parmi les affleurements les plus représentatifs de cette formation, on signalera ceux localisés le long de l'ancien chemin de halage (rive droite de la Mayenne), à l'Est de la commune de l'Huisserie, depuis le ruisseau remontant à la ferme du Boulay au Sud jusqu'à la hauteur de Chantemerle au Nord. On y observe une succession de bancs gréseux grossiers à microconglomératiques, de bancs de siltites noires plus ou moins ardoisières et massives à niveaux grés-quartzitiques et de conglomérats moyens à très grossiers. La stratification varie entre N100° et N130°E avec un pendage vers le Sud autour de 50°. Les conglomérats affleurent notamment entre le ruisseau de la Boulay et la ferme du Bas-Fougeray (sur le chemin de halage) où ils sont à galets pluricentimétriques et très déformés (proximité du contact sédimentaire-ignimbrites).

Point n° 13 : la formation sédimentaire de l'Huisserie.

Autre zone d'observation remarquable bien que monotone : le tronçon de route taillé dans la roche en bordure de la Mayenne, au Nord de l'Huisserie depuis Sainte-Croix jusqu'à l'habitation de la Pignerie au Nord (faubourg de Laval). Les observations sont similaires à celles du point 12, avec une succession de schistes, grès et quartzites noirs, affectés par des plis faillés orientés N110°E à plongement de 45°W, avec une stratification orientée de N100° à N120°E et un pendage majoritairement Sud de 30° à 90°.

Point n° 14 : la formation volcanique de l'Huisserie : les ignimbrites.

Les principaux affleurements d'ignimbrites se situent le long du chemin de halage, en face de Port-Ringard (près de l'abbaye du Port-du-Salut), toujours en rive droite de la Mayenne au niveau et au-delà de la ferme de Sainte-Appolonie, et plus loin au Nord sur le même chemin entre le ruisseau de la ferme de la Mancellière et l'écluse de Bonne. La roche est très caractéristique, massive, beige à verte, avec quelques phénocristaux de feldspath.

Point n° 15 : la formation volcanique de l'Huisserie : les ignimbrites.

Des faciès ignimbritiques relativement sains sont également visibles en rive gauche de la Mayenne à environ 600 m à l'Est de l'abbaye du Port-du-Salut dans les talus de la D 103. La roche est claire, beige, grisâtre à verdâtre, dure, massive mais fracturée, avec un faciès flammé très caractéristique. Ce faciès peut également être observé un peu plus à l'Est à la Carie, ainsi qu'entre la Carie et Bellevue dans les talus de la N 162 en direction de Laval, surmonté au top de la colline par les formations sablo-graveleuses du Tertiaire.

Point n° 16 : la formation volcanique de l'Huisserie : les ignimbrites.

Les ignimbrites constituent un matériau de choix pour les granulats et

empierrement de route. La carrière d'Entrammes (ou des Pommeraies) constitue l'une des plus grandes carrières de la région, exploitée par le groupe Pigeon. Elle est située à cheval sur les cartes 1/50 000 de Cossé-le-Vivien et de Meslay-du-Maine et permet d'observer les différents faciès ignimbritiques, flammés, rubanés et vitroclastiques. Cette carrière en activité est formellement **interdite au public** et ne peut être visitée qu'après demande préalable auprès de la direction du groupe Pigeon.

Les granitoïdes

Ces roches apparaissent en général fortement arénisées, notamment les différents filons granitiques à microgranitiques qui ne sont apparus qu'à l'état très altéré et en volantes et pour lesquels aucun affleurement représentatif n'a pu être indiqué. Les quelques affleurements signalés ci-dessous ne concernent que les massifs granitiques du Pertre et de Nuillé-sur-Vicoïn, pour lesquels on retiendra notamment :

Pour le leucogranite du Pertre

Point n° 17 : celui situé sur la commune du Pertre, à environ 1 km du centre ville au Sud sur la D 43, en face de la ferme du Pâtis-Vert. Cet affleurement correspond à une ancienne carrière, permettant d'observer en place le leucogranite affecté par plusieurs réseaux de fractures orientés N100°E et N10°E.

Point n° 18 : à environ 3 km au Sud du Pertre sur la D 29 menant à Saint-Poix, à hauteur du bois de Bigauderie. À l'entrée du chemin menant à la ferme de la Bretonnière se situe une petite carrière où l'on peut observer le leucogranite plus ou moins altéré et fracturé.

Point n° 19 : à environ 3 km au Sud-Ouest du Pertre sur la route menant à la Foucherie, l'Épine-Houget et la Bousserie : quelques affleurements de leucogranite sont observables le long de la route juste avant d'arriver à la ferme de la Faucaudière.

Pour le granite de Nuillé-sur-Vicoïn

Point n° 20 : l'affleurement le plus représentatif se situe à la sortie de Nuillé-sur-Vicoïn, au Nord sur la D 103, au niveau de l'habitation du Pont où une ancienne excavation permet encore de visualiser ce granitoïde.

Les filons de gabbro-dolérites

Point n° 21 : en dehors de ceux déjà signalés dans le cadre du Silurien (point n° 11) nous signalerons les affleurements localisés à environ 3 km au Nord-Est de la commune de Quelaines – Saint-Gault, dans le chemin situé à l'Ouest derrière la ferme des Papinières (**propriété privée, demander l'autorisation**). La roche apparaît subaffleurende dans le chemin et plus loin dans le champ, ainsi qu'à l'état de boules dans les haies.

Point n° 22 : les filons doléritiques sont très fréquents en bordure de la Mayenne dans la région de Houssay. La roche peut notamment être observée en place au Sud-Est d'Houssay, dans les talus de la D 4 à proximité de la Mayenne et du Moulin de la Valette. La roche est massive, sombre, vert foncé, à grain fin à moyen.

Les sables et graviers tertiaires

Si les placages et épandages sont abondants, les coupes ou carrières permettant de visualiser ces sables sont limitées :

Point n° 23 : dans le secteur de Ballots, à environ 1,5 km au Nord en prenant la D 153 en direction de Cossé jusqu'au Coq-Hardi puis la route menant à la ferme de l'Écorcherie. Avant d'arriver à l'Écorcherie, on remarquera à droite une ancienne carrière située dans le champ en face de la station de pompage et du Petit-Assé avec une belle coupe sur environ 3 m dans les sables moyens beiges à roux faisant apparaître une première couche de sable à stratification entrecroisée, ravinée par une surface pluricentimétrique riche en éléments anguleux de quartz filonien, elle-même surmontée par une nouvelle couche de sable à stratification entrecroisée.

Point n° 24 : en continuant la route précédente (point 23), entre les fermes de l'Écorcherie et de l'Hommeau, on observe de part et d'autre de la route d'anciennes carrières abandonnées exploitées autrefois par le groupe Pigeon, en grande partie comblées à l'Ouest de la route, et inondées à l'Est. Malgré des conditions d'accès difficiles, on y distingue des sables fins à grossiers beiges à roux, avec des passées de graviers et galets dominantes dans la partie supérieure (**propriété privée**).

Point n° 25 : d'anciennes sablières sont également présentes à 750 m à l'Est de la ferme de l'Écorcherie (cf. point 24), autour de la ferme de Beau-Chêne sur la D 153 et notamment sur le chemin menant à la ferme du Ronceray où l'on observe un sable fin brun jaune sur plusieurs mètres de puissance (ancienne carrière Pigeon, **propriété privée**).

Point n° 26 : en partant de la ferme de Beau-Chêne (cf. point 25), prendre la route en face en direction du Sud-Est menant à la ferme de la Chulière et à une station de pompage. Juste après cette dernière se trouve une petite carrière très facile d'accès, exploitée artisanalement avec un front de taille d'environ 4-5 m permettant d'observer des sables moyens beiges à roux à stratifications horizontales et entrecroisées.

Point n° 27 : sur la commune de Livré, prendre la D 227 au Nord-Ouest sur environ 1,5 km. Après avoir passé le carrefour de la Vieuville (gîte aurifère et usine de compostage), on arrive 250 m plus loin à un nouveau carrefour avec une entrée de ferme. Le chemin de terre partant vers le Nord-Ouest conduit à 300 m à une petite carrière artisanale avec un front de taille d'environ 4,5 m de haut permettant d'observer des sables moyens à grossiers bruns à beiges à stratification entrecroisée, également affectés par des surfaces d'érosion planes à débris anguleux de quartz filonien (**propriété privée**, autorisation impérative : ferme située à l'entrée du chemin).

Point n° 28 : de Laval, prendre sur environ 1 km la N 162 en direction de Château-Gontier. À la sortie de Thévalles, prendre la route à droite sur environ 700 m jusqu'au bois (parking près du bois). Au niveau du virage, les talus de la route permettent d'observer des faciès sablo-argileux rouges à beiges à galets pluricentimétriques.

Point n° 29 : du point 28, reprendre la N 162 en direction de Château-Gontier. La route nationale a été récemment réaménagée en 2 x 2 voies, avec des talus permettant d'observer ces faciès grossiers à sables et galets en place notamment en limite sud de la carte entre le château d'eau de la Coudre et Bellevue, avec sur Bellevue, le contact entre ces sables et les ignimbrites sous-jacentes.

Les alluvions anciennes

Point n° 30 : les alluvions anciennes les plus caractéristiques se situent au Nord-Est de Houssay, en rive gauche de la Mayenne (commune de Villiers-Charlemagne) au niveau de la ferme de la Maraquinière. Pas de coupe mais une succession de terrasses bien marquée dans le paysage. **Propriété privée**. Autorisation indispensable.

PRÉHISTOIRE, PROTOHISTOIRE ET ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE

PRÉHISTOIRE

Si la présence de l'homme est attestée dans la région dès le Paléolithique inférieur (biface acheuléen en silex, recueilli à Livré et vieux de 250 000 à 300 000 ans), les premières traces identifiées dans la région de Cossé-le-Vivien remontent seulement au Néolithique (4500 à 2000 avant J.-C.). Cette période, dénommée autrefois « âge de la pierre polie » et au cours de laquelle l'homme devient sédentaire et agriculteur, est notamment caractérisée par des découvertes de mobilier lithique dont une concentration remarquable à Cossé-le-Vivien : sept haches polies, de nombreux outils de silex retouchés et deux haches-marteaux cordiformes en dolérite, caractéristiques de la fin du Néolithique. Aucun vestige d'habitat n'a en revanche été identifié.

Contrairement au Nord-Ouest de la Mayenne, riche en monuments mégalithiques⁶, ainsi qu'au Sud-Ouest de Craon (vallée du Chéran) où une dizaine de monuments mégalithiques - dont une sépulture probable et une enceinte - a été recensée, on ne dénombre que quelques menhirs sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien. Ces menhirs, dont les deux premiers sont facilement accessibles pour une visite, sont les suivants :

- la Pierre-du-Fau à Ahuillé, sur le bord de la route de Loiron (D 545) près du lieu-dit la Provôterie (coordonnées Lambert II étendu : X = 359530 et Y = 2341310) ;
- le Haut-Fougeray, à l'Huisserie, en bordure du chemin de halage (coordonnées Lambert II étendu : X = 369915 et Y = 2340450) ;
- la Baronnière à Houssay (coordonnées Lambert II étendu : X : 370230 et Y : 2330125).

PROTOHISTOIRE

Âge du Bronze (vers 2000 à 750 avant J.-C.)

Les témoignages du début de l'Âge du Bronze sont très rares en Mayenne. Le matériel découvert devient relativement plus abondant à la fin du Bronze moyen (vers 1200 avant J.-C.). La Mayenne appartient alors à l'aire de diffusion des centres de production armoricains et normands, et l'on y retrouve des haches à talon et des bracelets. Cependant la région, densément boisée, doit être faiblement peuplée. C'est au Bronze final

⁶ Parmi la trentaine de sépultures mégalithiques conservées en Mayenne, la plupart sont situées dans le Nord-Ouest du département, dans les vallées de l'Ernée et de la Colmont, ainsi qu'en forêt de Mayenne.

(1100-750) que se multiplient les implantations humaines et la diffusion artisanale. En témoignent les « dépôts de fondeurs », c'est-à-dire les enfouissements de lots neufs ou dépareillés, constitués et transportés par des marchands ambulants en relation avec les ateliers de production.

Parmi les quelques objets recueillis sur le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien, on peut citer :

- Bronze ancien : une hache plate trouvée à Livré ;
- Bronze final : le dépôt de la Barre à Méral (milieu du Bronze final, vers 1000 avant J.-C.) ; ce très bel ensemble, malheureusement dispersé, était constitué de 40 bracelets de type de Bignan, caractéristiques de la région armoricaine, de sept haches à ailerons, d'une hachette, d'une lame de poignard, de trois pointes de flèches et d'une épingle incisée à tête en trompette et à col renflé.

Âge du Fer (vers 750 à 50 avant J.-C.)

Le premier Âge du Fer (Hallstatt : 750-450 avant J.-C.) et les débuts du second Âge du Fer (La Tène : 450-50 avant J.-C.) sont des périodes assez mal connues dans le département de la Mayenne. Cependant, des relations anciennes avec le monde méditerranéen sont attestées, dans le département, par la découverte d'un vase et de figurines de bronze de facture gréco-italique à Thorigné-en-Charnie et, dès le IV^e siècle avant J.-C. au moins, le site de Jublains (feuille Mayenne) est habité.

Dans la région de Cossé-le-Vivien et de Craon, les exploitations agricoles se développent dès le IV^e ou le III^e siècle avant J.-C. (Tène ancienne ou moyenne) : les prospections aériennes réalisées dans le bassin de l'Oudon à partir de 1989 (Leroux) et les fouilles effectuées sur une sélection de sites dans la région d'Athée (Meuret) ont permis de mettre en évidence un regroupement remarquable de sites gaulois (enclos ou fermes protohistoriques entourés de fossés). J.C. Meuret estime que les trois-quarts des habitats ruraux fossoyés identifiés furent installés à l'époque gauloise, le reste datant pour l'essentiel de l'époque romaine et, pour une petite fraction, du Haut Moyen-Âge.

C'est au III^e siècle que des populations celtiques, venues de l'Est, s'installent dans la région. Le territoire correspondant à l'actuel département de la Mayenne est partagé, sans doute dès cette époque, entre les Diablintes au Nord et au Centre, les Andécaves au Sud-Est et les Namnètes au Sud-Ouest (Craonnais) ; vers l'Ouest (actuelle Ille-et-Vilaine), se situent les Riédons.

À La Tène finale (150-50 avant J.-C.), on voit se développer des enceintes de terre appelées oppida, dont on considère maintenant qu'elles avaient une fonction souvent plus économique que militaire. Ainsi, l'oppidum du Port-du-

Salut à Entrammes, implanté au confluent de la Mayenne et de la Jouanne sur une superficie de 55 ha et à proximité d'un gué important sur la Mayenne (route de Rennes au Mans à l'époque romaine), permettait d'assurer le contrôle du trafic qui l'empruntait et d'en tirer des profits. Cet oppidum est fermé par un rempart de terre, partiellement conservé, qui relie les deux vallées. À l'intérieur de l'enceinte, la prospection aérienne a permis de mettre en évidence des habitats inscrits dans des enclos rectangulaires, sur le modèle des nombreuses fermes gauloises identifiées dans la campagne à la périphérie de l'oppidum.

Si les sables aurifères ont été exploités en France depuis l'Âge du Bronze, l'extraction de l'or filonien n'a véritablement débuté que durant le second Âge du Fer, au IV^e siècle avant J.-C., dans des aurières à ciel ouvert, puis dans des galeries dès le III^e ou II^e siècle. Entre La Guerche-de-Bretagne au Nord-Ouest et Château-Gontier au Sud-Est (sur la feuille Cossé-le-Vivien : entre Ballots et Denazé), la zone dite des Miaules (nom dérivé probablement du latin *metalla* - les mines) correspond à un axe filonien à quartz aurifère et mispickel (ou arsénopyrite) de quelques centaines de mètres de largeur et de direction N110° à N130°E. Cette zone, le long de laquelle le toponyme « le Miaule » ou « les Miaules » a été identifié à huit reprises, est jalonnée de nombreuses anciennes aurières reliées entre elles par un chemin mis en évidence par J.-C. Meuret entre La Guerche et Athée. L'exemple le plus spectaculaire d'une exploitation aurifère - l'une des plus importantes de la région - est situé à Livré, près du lieu-dit la Vieuville où l'on peut encore voir les restes d'une excavation longue à l'origine d'environ 300 m, entre deux talus de déblais (haldes ou cavaliers), et dont la dénivellation atteignait 8 à 9 mètres.

L'exploitation de l'or dans cette région a probablement perduré jusqu'au Moyen-Âge.

ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE

Après la conquête de la Gaule par César, Jublains (*Noviodunum*) devient la capitale de la cité des Diablintes, à laquelle appartiennent les deux tiers du territoire de la feuille Cossé-le-Vivien, la limite avec la cité des Namnètes (chef-lieu : Nantes), au Sud-Ouest, se situant vraisemblablement entre Le Pertre (Nord-Ouest) et Loigné-sur-Mayenne (Sud-Est) selon un tracé contournant Cossé-le-Vivien par le Sud ; la limite avec la cité des Riédons (chef-lieu : Rennes) correspond quant à elle à la limite actuelle entre la Mayenne et l'Ille-et-Vilaine.

En dehors de Jublains, chef-lieu de la cité, Interammes, implantée le long de la voie Rennes-Le Mans, a donné son nom au bourg d'Entrammes⁷.

⁷ L'agglomération d'Entrammes est située sur la feuille Meslay-du-Maine voisine, en limite est de la feuille Cossé-le-Vivien.

Cette agglomération secondaire, développée à l'extérieur de l'ancien oppidum du Port-du-Salut, constituait vraisemblablement le centre d'un pagus (pays), territoire correspondant à une entité ethnique gauloise, trop petite cependant pour devenir une cité dans le cadre de l'organisation administrative de l'époque. Deux petits temples carrés y ont été identifiés et surtout des thermes, remarquablement conservés grâce à leur transformation précoce en église - comme d'ailleurs à Jublains - et qui sont l'un des monuments gallo-romains les plus intéressants à visiter dans l'Ouest.

Dans la partie du territoire appartenant à la cité des Namnètes, les recherches effectuées (Leroux, Meuret) permettent de conclure à l'existence d'une autre agglomération secondaire, sur le territoire de la commune d'Athée, autour du sanctuaire des Provenchères⁸ dédié au dieu Mars Mullo et aujourd'hui disparu. Ce site, que l'on croyait isolé, est apparu grâce aux prospections aériennes, inclus dans un habitat dense et étendu comprenant également un théâtre découvert en 1992 et, sans doute, des thermes.

Le territoire de la feuille Cossé-le-Vivien est traversé par deux importantes voies de communication gallo-romaines :

- la voie Rennes - Le Mans, de direction générale W-E et passant par Entrammes ;
- la voie Avranches - Angers, de direction générale NW-SE et passant par Cossé-le-Vivien.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE

Cartes IGN

- coupure IGN 1/50 000, série orange : Cossé-le-Vivien n° 1419 ;
- coupures IGN 1/25 000, série bleue : Cossé-le-Vivien-Ouest n° 1419O et Cossé-le-Vivien-Est n° 1419E.

Cartes géologiques

- Atlas des minéraux d'alluvions du Massif armoricain, BRGM, Nantes ;
- Carte géologique du département de la Mayenne par É. Blavier (1837).
- Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine par MM. Massieu, Lorieux et Durocher (1866).

⁸ Ce lieu-dit est situé sur la feuille Craon voisine, en limite sud de la feuille Cossé-le-Vivien.

Carte géologique de Château-Gontier n° 91 à 1/80 000

– 1^{ère} édition (1895) par L. Bureau et D.P. Oehlert ;

– 2^e édition (1941), (réimpression) ;

– 3^e édition (1967) par E. Raguin, C. Le Corre et les sociétés de Fer de Saint-Pierremont et de Segré.

Carte géologique de Laval n° 76 à 1/80 000

– 1^{ère} édition (1905) par D.-P. Oehlert, A. Bigot, H. Matte ;

– 2^e édition (1960) par Y. Milon, L. Bertois, G. Lucas, A. Renaud, et A. Philippot.

Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 par J. Vogt et C. Weber (1980).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux transmis. Les documents peuvent être consultés au Service Géologique Régional Pays de la Loire (SGR/PAL), 1 rue des Saumonières, B.P. 92342, 44323 Nantes Cédex 3, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Le tableau 15, hors texte présente quelques sondages réalisés sur la coupure Cossé-le-Vivien et enregistrés dans la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM).

BIBLIOGRAPHIE

ANGOT A. (1903-1910) - Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne, 4 vol., Laval, Goupil.

ARTH J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In*: F. Barker Ed. Trondhjemites, dacites, and related rocks., Developments in Petrology, 6, p. 123-132, Elsevier, Amsterdam.

AUVRAY B. (1975) - Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique : exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. *Péetrologie*, I, 2, p. 125-138.

BALLARD J.F., BRUN J.P., DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, n° 303, p. 1327-1332.

- BALLÈVRE M. (2008) - Structure et évolution du Massif armoricain. Géochronique, numéro spécial « La chaîne varisque », n° 105, p. 29-31. *Soc. Géol. Fr.*, BRGM, Mars 2008.
- BARKER F. (1979) - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In F. Barker Ed. Trondhjemites, dacites and related rocks. Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., SHEPPART S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nb, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, p. 235-250.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. (1979) - Quartz Fabrics and Progressive Gneissification of Granites By Simple Shear - Example of the South Armerican Shear Zone. *Bulletin de Minéralogie*, 102 (2-3), p. 265-272.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1 (1), p. 31-42.
- BERTHOIS L. (1935) - Recherche sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 2, 189 p.
- BEZIER T. (1908) - Sur l'existence de la fluorine cristallisée CaF₂ accompagnée de tourmaline incolore dans les pegmatites de la granulite porphyroïde du Pertre (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. sci. Médic. Ouest*, t. 17, p. 89-91.
- BIGOT A. (1897-1898) - Compte-rendus des collaborateurs (feuille de Mayenne ; campagne de 1896). *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*, n° 59, IX, p. 45-47.
- BLAVIER É. (1837) - Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. 196 p., 1 pl. h.t., 1 carte couleur, impr. Monneyer, Le Mans.
- BLAVIER É. (1837) - Carte géologique du département de la Mayenne.
- BOUILLON R. *et al.* (1984) - La Mayenne des origines à nos jours, Ed. Bordessoules, 430 p.
- BONJOUR J.L. (1988) - Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 307, p. 1651-1654.
- BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F., CORNICHE J. (1987) - A middle Arenigian radiometric age for the Paleozoic transgression in West Brittany (France). *Terra Cognita*, Strasbourg, 7, 2-3 p. 250.
- BONNICI J.P., HEINRY C. (1969) - Recherche des gîtes stannifères primaires à partir des indices alluvionnaires trouvés en Mayenne. Rapport de fin de mission. Indices de Contest, Montaigu, du Sud d'Évron. Rapp. BRGM, 69 RME O49 RMM.

- BOS P., CASTAING C., CLÉMENT J.P., CHANTRAINE J., LEMEILLE F. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rostrenen (312), Orléans, BRGM.
- BOURDILLON C. (2007) - Microfaciès et stratigraphie de 15 échantillons de sédiments de la région de Cossé-le-Vivien et Craon (Mayenne, France). Étude 135/12-07/FR. Société ERADATA, Le Mans, France.
- BOYER C. (1968) - Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. France*, (2), p. 63-64.
- BOYER C. (1972) - Study of a few paleozoic ignimbrites in the Armorica Massif and in the Central Massif, France. *Bull. volc.*, XXXVI, p. 46-82, Italie.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse Sciences, 384 p., Orsay.
- BOYER C. (1976) - Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les massifs armoricain et central. *Bull. BRGM*, (2), I, 1, p. 3-24, Orléans.
- BOYER C., HAVETTE A., WILHEM S. (1973) - Sur des feldspaths noirs non magmatiques dans les paléovolcanites acides de Vendée. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 277, p. 265-267.
- BRABANT P. (1965) - Contribution à l'étude sédimentologique des formations sableuses aux environs de Ballots et La Guerche. *DES Sc. nat., univ. Rennes*.
- BRGM (1979) - Ressources en charbon de la région Pays de la Loire (Loire atlantique, Maine-et-Loire, Mayenne, Sarthe et Vendée). SGR Bretagne-Pays de la Loire, rapport 79 SGN 437 BPL.
- BROSSÉ R., GUÉRANGÉ B., GUÉRANGÉ-LOZES J., HERROUIN Y., HOULGATTE E., MOGUEDET G., PELHÂTE A., ETIENNE H., LUTZLER J.M., VAUTRELLE C. (1988) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Château-Gontier (391). Orléans BRGM.
- BUREAU L. *et al.* (1895) - Carte géologique de Château-Gontier n° 91. Échelle 1/80 000. 1^{ère} édition.
- BUTAËYE D., LAVILLE E., LE GALL J. (2001) - Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 332, p. 283-289.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982) - Étude géochimique (majeurs et traces) des spilites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne Centre-Ouest. *Bull. BRGM*, (2), I, 1-2, p. 47-61.
- CARPENTIER A., DELEPINE G., MARTEL H. (1935) - Recherches paléontologiques sur quelques gisements carbonifères de la Sarthe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (5), V, p. 77-84.

- CHANTRAINE J. (1989) - Commentaires sur la carte de synthèse du Massif armoricain. Document interne BRGM, non publié.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM, Géologie de la France I*, n° 2-3, p. 3-17, 6 pl. h.t.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. *In* Géodynamique du Massif armoricain. Réunion R.C.P. 705, Paris, 13 oct.1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, 1988, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J., LAPPARENT A. de (1956) - Les principaux batholites granitiques du bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 243, p. 77-79.
- CHAUVEL J.J. (1968) - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse. *Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 1971, n° 16.
- CHAUVEL J.J., DEUNFF J., LE CORRE C. (1970) - Découverte d'une association minéral de fer, microplancton dans l'Ordovicien du flanc nord du bassin de Laval (Mayenne) : étude pétrographique et micropaléontologique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 270, p. 1919-1922.
- CHOUX J. (1960) - La cuvette de Landéan (Ille-et-Vilaine). Étude des sédiments et des formations résiduelles. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes (1959 n.s.), 2 p. 1-34.
- COCHERIE A. (2007) - Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites de granitoïdes du Pertre (carte de Cossé-le-Vivien). Note technique BRGM MMA/ISO-2007/281, 23 p.
- COCHERIE A. (2010) - Datation U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircon (projet carte 1/50 000) BRGM MMA ISO (2010/326). Rapp. d'essais 10-1-037-AZ, juillet 2010.
- COCHERIE A., ROSSI P., FANNING C.M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- COCHERIE A., ROBERT M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research. Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Gondwana Research*. 14, p. 597-608.

- COCHERIE A., FANNING C.M., JÉZÉQUEL P., ROBERT M. (2009) - LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephros from the French Massif central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 73, p. 1095-1108.
- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-cambriens (Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970). Coll. Internat. CNRS, n° 192.
- DADET P., HERROIN Y., LAVILLE P., PARIS F. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bain-de-Bretagne (388) - Orléans, BRGM. Notice explicative par Herroin Y., Dadet P., Guigues J., Laville P., Talbo H. (1989), 82 p.
- DELAGE M. (1875) - Étude sur les terrains siluriens et dévoniens du Nord du département d'Ille-et-Vilaine. *Bull., Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), III, p. 368-385.
- DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, p. 1833-1838.
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans des niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 196-198, Paris.
- DOLLFUS G. F. (1921) - Étude paléontologique des marnes oligocènes de Thévalles près Laval (Mayenne). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 1, p. 75-96.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaines-la-Juhel (286). Orléans : BRGM. Notice explicative par Doré F., Dupret L., Le Gall J., Lebert A., Lutzler J.M. (1987), 54 p.
- DUGAS A. (1925) - Concessions de Montigné et de l'Huisserie (Mayenne). Rapport de l'Ingénieur des mines. 30 octobre 1925. Archives Direction des Mines, Paris, B2018.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc. Centre armor. études struct. socles*, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique et tectonique (thèse Rennes). *Mem. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 12, 389 p.
- DURAND S., ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.F., REY R. (1973) - Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomaniens dans un quartier sud de la ville de Laval (Mayenne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, n° 5.
- ERCEVILLE M. A. d'. (1979) - Les spores des formations siluro-dévonniennes de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (synclinorium médian armoricain). *Palaeontographica*, 171, p. 79-121, Stuttgart.

- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., LOUAIL J. (1968) - La sédimentation cénomaniennne et le contact Cénomanienn-Jurassique dans la coupe de Plantagenet (Maine-et-Loire). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 1968-fasc. 2, p. 40.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.F. (1986) - Excursions en Bretagne. In « Colloque tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain » (Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986), fasc. 2, p. 33-50.
- FAUCONNIER D. (2004) - Étude palynologique de 8 échantillons en provenance de la feuille à 1/50 000 de Mayenne. Rapport interne BRGM n° EPI/ENV/2004 n° 535.
- FAURE M., BÉ MÉZÈME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. In: R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini, G. Rosenbaum (Eds.), *The southern Variscan belt*, J. Virtual Explor. 19 (2005) paper 5.
- FLEURY L., CLÉMENT J.P., MÉNILLET F., MOGUEDET G., VINCHON C., FARJANEL G. (1989) - Les sables rouges et graviers des plateaux et des karsts du Maine méridional. Étude sédimentologique. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 257-277, 17 fig., 2 pl. photo.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) - Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone. *Nature*, 288, p. 574-576.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérienn supérieur de Normandie et du Maine. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Caen, 166 p.
- GORE B., LE CORRE C. (1987) - Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint Renan-Kersaint (Finistère). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3 (5), p. 811-819.
- GUÉRANGÉ J., GUÉRANGÉ B., CHÈVREMONT P., MARTIN P., SCANVIC J.Y. (1983) - CEA-ANDRA. Stockage de déchets radioactifs en formations géologiques. Région de Château-Gontier (Mayenne). 1^{ère} phase, Géologie. Rapport BRGM 83 SGN 822 GEO.
- GUERROT C., PEUCAT J.P., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérienn (Protérozoïque supérieur dans le Nord du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 308, série II, p. 89-92.
- GUERROT C., CALVEZ J.Y, BONJOU J.L, CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J, DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérienn de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 315, p. 1741-1746.
- GUERROT C., THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., LE GOFF É., CHANTRAINE J. (1994) - Révision du magmatisme cadomien en Bretagne nord : Géochronologie. In « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». *Séance spéc. de la Soc. géol. France*, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.

- GUIGUES J. (1974) - Note sur le bassin houiller du Maine (Mayenne-Sarthe) d'après l'étude documentaire de B. Mulot (note BRGM, non publiée).
- GUIGUES J., DESVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. Méthodes, résultats, atlas minéralogique. Mém. BRGM, n° 71.
- GUMIAUX C. (2003) - Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse université Rennes 1, Géosciences Rennes, 267 p.
- GUMIAUX C., GAPAIS D., BRUN J.P., CHANTRAINE J., RUFFET G. (2004) - Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta*, 17, 4, p. 289-307.
- HEBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Documents du BRGM, 228, 356 p.
- HENRY J.L. (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 22, 250 p.
- HERROIN Y., RABU D., FOURNIGUET J., MARGEREL J.P. (1988) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Châteaubriand (389). Orléans : BRGM. Notice explicative par Herroin Y., Rabu D., Chantraine J., Chauvel J.J., Étienne H. (1990), 51 p.
- HERROIN Y., RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., ÉTIENNE H. (1990) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000) feuille Châteaubriand (389). Orléans : BRGM.
- HOFMANN A.W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- HOULGATTE E., LE HÉRISSÉ A., PELHÂTE A., ROLET J. (1988) - Évolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 27-46.
- JANJOU D., GRUET G., PENECKI C. (1998) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Segré (422). Orléans : BRGM. Notice explicative par Janjou D., Lardeux H., Chantraine J., Callier L., Étienne H. (1998), 68 p.
- JÉGOUZO, P. (1980) - The South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 2 (1-2), p. 39-47.
- JUIGNET P. (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse d'État, Caen, 2 vol., 806 p., 174 fig., 28 pl.
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM, 56 p.

- KLEIN C. (1974) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse lettres, Univ. Brest, 1973, 2 t, 884 p.
- KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., CALLIER L., PELLERIN J., DE LA QUERRIÈRE P., VAUTRELLE C., VERRON G. (1989) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par Ménillet F., Gérard J., Le Gall J., Doré F., Callier L., Kuntz G., Rioult M., Pellerin J. (1989).
- LARUE J.P., GRENECHE J.M. (1994) - Les dépôts détritiques pliocènes du contact Massif armoricain-Bassin parisien entre Angers et Laval (France). *Geodynamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 158-168.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Ed. Centr. Géomorph. CNRS Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1993) - La grande crise détritique fini-éocène dans le Bocage normand. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 116, p. 41-44.
- LAUTRIDOU J.P. (2002) - Les argiles fini-tertiaires de Saint-Gilles-des-Marais (Domfrontais, Orne). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 118, p. 39-41.
- LE CORRE C. (1969) - Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Orsay, 116 p.
- LE CORRE C. (1976) - Évolution structurale et métamorphique du Briovérien et du Paléozoïque de Bretagne centrale. Thèse Univ. Rennes.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect. 1, p. 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. *Sci. géol. Bull.*, 44, 1-2, p. 31-103, Strasbourg, 1991.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne (thèse État, Caen). *Mém. Géosciences Rennes*, n° 52, 370 p.
- LE GALL J. (1999) - Les dolérites et basaltes tholéitiques du domaine nord-est armoricain. *Géol. de la France*, n° 4, p. 3-26, 15 fig., 5 tabl.
- LE GALL J., MAURIZOT P. (1998) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Sillé-le-Guillaume (321). Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Gall J., Maurizot P., Lautridou J.P., Giordano R., Gaillard C. (1998).
- LE HÉRISSÉ A., PLAINE J. (1982) - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sc., Paris*, vol. 294, p. 1199-1202.

- LEJAL-NICOL A., PARIS F., PLAINE J., STREEL M. (1983) - Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint-Pierre-le-Potier (formation de l'Huisserie, synclinorium de Laval). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1982, 14, 2, p. 35-43, 2 pl. h.t.
- LE MENN J. (1985) - Les crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 30, 268 p., 39 pl., Rennes.
- LE MENN J., RACHEBOEUF P. (1976) - Brachiopodes *Chonetacea* et crinoïdes des formations du Faou et de Montguyon (Dévonien inférieur du Massif armoricain). *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, 4, p. 283-323.
- LE ROUGE G., BESOMBES J.C., LE GALL J., GIGOT P., VERNHET Y., PIVETTE B. (2009) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Ernée (284). Orléans : BRGM.
- LE ROUX G. (1990-1991) - Prospection inventaire dans le bassin oriental de la Vilaine et ses marges. Mayenne (rapport dactyl., Service Régional de l'Archéologie des Pays de la Loire).
- LUDWIG K.R. (1999) - ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. Geol. Survey Open-file Rept. p. 1-42.
- MACHAIRAS G. (1970) - Les minéralisations aurifères de Château-Gontier et Craon (Mayenne-Massif armoricain). BRGM, SGN, rapport 70 SGN 337 GIT.
- MARY G., LE GALL J. (1985) - Le Dinantien basal du flanc nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, vol. 1, n° 2, p. 155-163.
- MARY G., GIORDANO R. (1987) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Évron (320). Orléans : BRGM. Notice explicative par Mary G., Giordano R. (1989).
- MANIGAULT B., MÉNILLET F., PLAINE J., LE HÉRISSE A., LIGOUIS B., LANGEVIN C. (1987) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Meslay-du-Maine (356). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ménillet F., Plaine J., Manigault B., Le Hérissé A. (1988).
- MASSIEU, LORIEUX, DUROCHER (1866) - Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine.
- MÉNILLET F. PLAINE J., MANIGAULT B., LE HÉRISSE A (1988) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000) feuille Meslay-du-Maine (356). Orléans : BRGM.
- MEURET J.C. (1993) - Peuplement, pouvoir et paysage sur la marche Anjou-Bretagne (des origines au Moyen-Âge), La Mayenne : Archéologie, Histoire, supplément n° 4, *Société d'Archéologie et d'Histoire de la Mayenne*, Laval.
- MICHEL-LEVY A. (1896) - Étude pétrographique des albitophyres du bassin de Laval. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 72, 264 p.

- MILON Y. (1923) - Niveau marin dans le Culm au Sud de Laval (Mayenne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr., Paris*, 5, 51 p.
- MILON Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse Sciences, univ. Rennes, 151 p., VII pl. h.t.
- MORZADEC P., PELHÂTE A., PARIS F., PLAINE J. (1979) - Stratigraphie du Paléozoïque du Massif armoricain. XXVI^e congrès géologique international, Paris, excursion B05., *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XI, 1-2, p. 183-191, Rennes.
- MULOT B. (1974) - Les possibilités houillères du bassin carbonifère de Laval. Étude documentaire, rapport BRGM, division Vendée-Bretagne.
- MUNIER-CHALMAS E. (1881) - Sur une roche nouvelle (blaviérite) des environs de Changé près de Laval. *Bull. Soc. Et. Sc. Angers*, XI, XII, p. 360-363.
- NAVEAU J. (1991) - Les thermes gallo-romains de l'église d'Entrammes. La Mayenne : Archéologie, Histoire, supplément n° 1, *Société d'Archéologie et d'Histoire de la Mayenne*, Laval.
- NAVEAU J. (1992) - La Mayenne. Carte archéologique de la Gaule, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres et Ministère de l'Éducation et de la Culture (coll. Carte archéologique de la Gaule).
- NAVEAU J. (1998) - Le chasseur, l'agriculteur et l'artisan. Guide du musée archéologique départemental de Jublains, Conseil général de la Mayenne.
- OEHLERT D. (1882) - Notes géologiques sur le département de la Mayenne. *Bull. Soc. Et. Sci. Angers*, 148 p., impr. Germain et Grassin, Angers.
- OEHLERT D., OEHLERT P. (1898) - Feuille de La Flèche. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., Paris*, 63, X, (1898-1899), p. 49-50.
- OEHLERT D., BUREAU L. (1895) - Notice explicative sur la feuille géologique de Château-Gontier. *Bull. Soc. sc. nat. Ouest France*, V, p. 79-92.
- OEHLERT D., BIGOT A. (1899) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 1/80 000 (1^{ère} édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- OEHLERT D., OEHLERT P. (1903) - Géologie de la Mayenne. In Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne, par M. l'abbé Angot. p. 1-24.
- OLLIVIER-PIERRE M. F. (1963) - Le Tertiaire des environs de Laval. *Bull. Mayenne Sciences*, p. 24-31.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.-P., CAVELLIER C. (1988) - Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie ; intérêts stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, 1, p. 51-60.

- OLLIVIER-PIERRE M.-F., MAUPIN C., ESTEOULE-CHOUX J. ET SITTLER C. (1993) - Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie, et palynofaciès du Rupélien du bassin de Rennes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, p. 223-250.
- PARIS F. (1971) - Étude géologique de la terminaison orientale du Ménez-Bélair (Synclimorium médian armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 141 p.
- PARIS F. (1971) - L'Ordovicien du Synclinorium du Ménez-Bélair (Synclinorium médian armoricain). Ses caractères et sa place dans la paléogéographie Centre-armoricaine. *Ann. Soc., géol. Nord*, Lille, XCI, 4, p. 241-251.
- PARIS F. (1977) - Les formations siluriennes du Synclinorium du Ménez-Bélair ; comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, 2^e sér., sec. 1, n^o 2, p. 75-87.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. (Cadre géologique - étude systématique - biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n^o 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.-P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. Document du BRGM, n^o 110, p. 259-275.
- PEARCE J.A., HARRIS B.W.N, TINDLE A.G (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petro.*, 25, 4, p. 956-983.
- PELHÂTE A. (1967) - Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif armoricain. Stratigraphie, Sédimentologie. Évolution paléogéographique. Thèse, Rennes. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 1971, 15, 315 p.
- PELHÂTE A. (1971) - Stratigraphie et paléogéographie du Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif armoricain. *C.R ; 6^e Congrès Int. Strat. Géol. Carbonifère, Sheffield*, 1967, IV, p. 1349-1358.
- PELHÂTE-PERRON A. (1971) - Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif armoricain. Stratigraphie, sédimentologie. Évolution paléogéographique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 15, 315 p.
- PENEAU J. (1936) - Présence d'*Estheria* dans les schistes attribués au Gothlandien du Synclinal de Laval. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest France*, 5, VI, p. 219-226.
- PEUCAT J.J, CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 349-356.

- PHILIPPOT A. (1964) - Le Ludlovien en Bretagne. Faune de graptolites et relations visibles avec le Gédinnien. Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites. Rennes, 16-24 septembre 1964. *Mém. BRGM*, n° 33, p. 188-194.
- PLAINE J. (1976) - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie-volcanisme-structure. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes, 212 p.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 73, p. 207-220.
- QUETE Y. (1975) - L'évolution géodynamique du Domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminioc. Thèse 3^e cycle, Rennes, 107 p.
- RAGUIN E. *et al.* (1967) - Carte géologique de Château-Gontier (1/80 000). 3^e édition.
- RAIMBAULT R. (1958) - Quelques informations et observations concernant la géologie de la Mayenne. *Bull. Mayenne Sciences*, p. 25-27.
- REY R. (1972) - La transgression oligocène dans l'Ouest de la France. *Bull. Soc. Sci., Nat. Ouest Fr.*, LXX, p. 5-11.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROBARDET M. (2003) - An alternative approach to the Variscan Belt in SW Europe : the pre-orogenic paleobiogeographical constraints. In « Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic Basement » J.R. Martinez Catalan, R.D. Hatcher, R. Arenas, F. Dias Garcia Eds. *Geol. Soc. America*, Special Paper. Sous-presse.
- ROY C. (1979) - Contribution à la connaissance de la flore du Carbonifère du bassin de Laval (Ouest de la France). Thèse 3^e cycle, univ. Lyon, 1 vol. texte 133 p., 1 vol. 16 pl.
- SAFA P. (1980) - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse 3^e cycle, Paris, 246 p.
- SAGON J.P., CHAKER M., DEWULF P., FLOC'H J.P., MALECHAUX L., QUINTIN M., SANTALLIER D. (1985) - L'or alluvionnaire du massif armoricain et du Limousin (France) : source et processus. *Chron. rech. min.*, n° 479, p. 35-50.
- SKEVINGTON D., PARIS F. (1975) - Les graptolites de la formation de Saint-Germain/Ille (Ordovicien supérieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, (7), XVII, p. 260-266.
- TÉRA F., WASSERBURG G.J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.

- THIÉBLEMONT D. (1997) - Caractérisation géochimique de trois dolérites de la feuille Landivy. Signification géodynamique. Note interne BRGM-SGN/I2G/GEO, 29/07/1997. 7 p., 4 tabl., 5 fig.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1990) - Utilisation d'un diagramme (Rb/100) - Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, (8), VI, 1, p. 23-35.
- TRAUTMANN F. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353). Orléans : BRGM. Notice explicative par Trautmann F., Becq-Giraudon J.F., Carn A. (1994), 74 p.
- TRAUTMANN F., CLÉMENT J.P., CHÈVREMONT P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Guerche-de-Bretagne (354). Orléans : BRGM. Notice explicative par Trautmann F., Carn A. (1997), 65 p.
- TRAUTMANN F., PARIS F. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317). Orléans : BRGM. Notice explicative par Trautmann F., Paris F., Carn A. (2000), 85 p.
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CHÈVREMONT P., GUERROT C., THIÉBLEMONT D. (2002) - Datation à 378 Ma du Massif du Pertre (Ille-et-Vilaine, Mayenne) : un leucogranite peralumineux d'âge Dévonien moyen à supérieur en Bretagne centrale. *Géologie de la France*, n° 1, p. 65-80.
- VANDERNOTTE L. (1913) - Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure sud-est du Massif armoricain. Thèse, Paris, 188 p.
- VASQUEZ-LOPEZ R., SOLÈRE B. DE, VAUCORBEIL H. de (1985) - Inventaire du territoire métropolitain. Les minéralisations aurifères de Vieuville (Mayenne). État des connaissances au 31.01.85. BRGM, rapport n° 85 RDM 011 FE.
- VERNHET Y., DHELLEMES R., DORÉ F., ENOUF C., LAUTRIDOU J.P., VERRON G. (1996) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Domfront (249). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Doré F., Lautridou J.P., Talbot E., Verron G., Dhellemmes R., Enouf C. (1995).
- VERNHET Y., CHÈVREMONT P. (1997) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Landivy (248), Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Chèvremont P., Langevin C. (1997).
- VERNHET Y., LEROUGE G., BESOMBES B., LE GALL J., GIGOT P. (2009) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Mayenne (285), Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Lerouge G., Besombes J.C., Le Gall J., Gigot P., Pivette B., Thiéblemont D. (2009).
- VERNHET Y. (à paraître, 2010) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Craon (390), Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Pivette B., avec la collaboration de Chèvremont P., Bourdillon C. (à paraître, 2010).
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Sc., géol., minéral., Bretagne*, 1, vol., 163 p.

- VIGNERESSE J.L. (1986) - La fracturation post-varisque du Massif armoricain d'après les données géophysiques. Colloque « Tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain ». Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986.
- VILLANOVA A. (1995) - Place des minéralisations sulfurées dévono-carbonifères dans l'évolution varisque en France (Bretagne). Étude microtectonique et géochimique. DEA, Univ. Orléans, 35 p.
- VOGT J., CADIOT B. DELAUNAY J. FAURY G. MASSINON B. MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.
- WATTS M.S, WILLIAMS G.D. (1979) - Faults rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Journal of Structural Geology*, 1, p. 323-332.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- WILLIAMS I.S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7, p. 1-35.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42, 26 fig.
- WYNS R. (2003) - Fissuration profonde induite par l'altération : processus d'acquisition et répartition 3D des propriétés physiques des profils d'altération, in Assoc. Sédim. Français 2003 - 9^e Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, France, 14-16/10/2003.

AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE

LA NOTICE

Cette notice a été réalisée et coordonnée par Y. VERNHET, ingénieur géologue au BRGM.

Les différents chapitres ont été rédigés par Y. VERNHET, à l'exception des parties « Ressources en eau » et « Préhistoire, protohistoire et antiquité gallo-romaine » écrites par B. PIVETTE, ingénieur-hydrogéologue consultant installé à Brecé (Mayenne).

La partie descriptive des terrains du Paléozoïque a été rédigée à partir des travaux effectués par J. PLAINE, Ingénieur d'Études et Conservateur du Musée de géologie de l'Université de Rennes 1, en 1976 dans le cadre de sa thèse 3^e cycle à l'université de Rennes et en 1988 dans le cadre du lever de la feuille 1/50 000 « Meslay-du-Maine ».

Le paragraphe portant sur le massif du Pertre a été rédigé à partir des travaux réalisés par F. TRAUTMANN et J.P. CLÉMENT, ingénieurs géologues au BRGM, dans le cadre du lever de la feuille 1/50 000 « La Guerche-de-Bretagne » (1997) et de l'étude approfondie menée sur l'ensemble du leucogranite du Pertre (Trautmann *et al.*, 2002).

Études spécialisées

Pétrographie socle : les faciès granitiques *s.l.* ont été étudiés par P. CHÈVREMONT, ingénieur géologue au BRGM.

Microfaune-microflore : les sables et graviers tertiaires ont été examinés par C. BOURDILLON (société ERADATA, 5 allée des magnolias, 72100 Le Mans).

Géochronologie : les échantillons de leucogranites du Pertre et d'ignimbrites d'Entrammes ont été analysés respectivement en 2007 et 2010 par A. COCHERIE, ingénieur géologue au BRGM.

LA CARTE

Les explorations et les tracés ont été effectués :

- pour les formations du Briovérien et formations associées (filons, formations superficielles, Crétacé - Tertiaire, etc..) par Y. VERNHET, ingénieur géologue au BRGM, entre 2004 et 2007 ;
- pour les terrains paléozoïques, par J. PLAINE, Ingénieur d'Études et Conservateur du Musée de géologie de l'Université de Rennes 1, en 1976 dans le cadre de sa thèse 3^e cycle. Les tracés ont été complétés au niveau des formations d'altération et formations superficielles et au niveau de la partie située à l'Ouest de la forêt de Concise par Y. VERNHET en 2007 ;
- la cartographie du massif leucogranitique du Pertre a été réalisée en 1997 par F. TRAUTMANN et J.P. CLÉMENT, ingénieurs géologues au BRGM. Le contact leucogranite-Briovérien et la cartographie des altérites et formations superficielles ont été précisés par Y. VERNHET.

ANNEXES

ANNEXE 1 - DATATION DU GRANITE DU PERTRE

Sont présentés ici sous la forme de tableaux et figures les principaux résultats obtenus lors des mesures effectuées par A. Cocherie (2007) sur trois échantillons du massif granitique du Pertre (Pertre 1, Pertre 4 et Pertre 6) (*cf.* notice).

Extrait de la note technique « Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites de granitoïdes du Pertre (carte de Cossé le Vivien) par A. Cocherie. Note technique BRGM n° MMA/ISO-2007/281-décembre 2007.

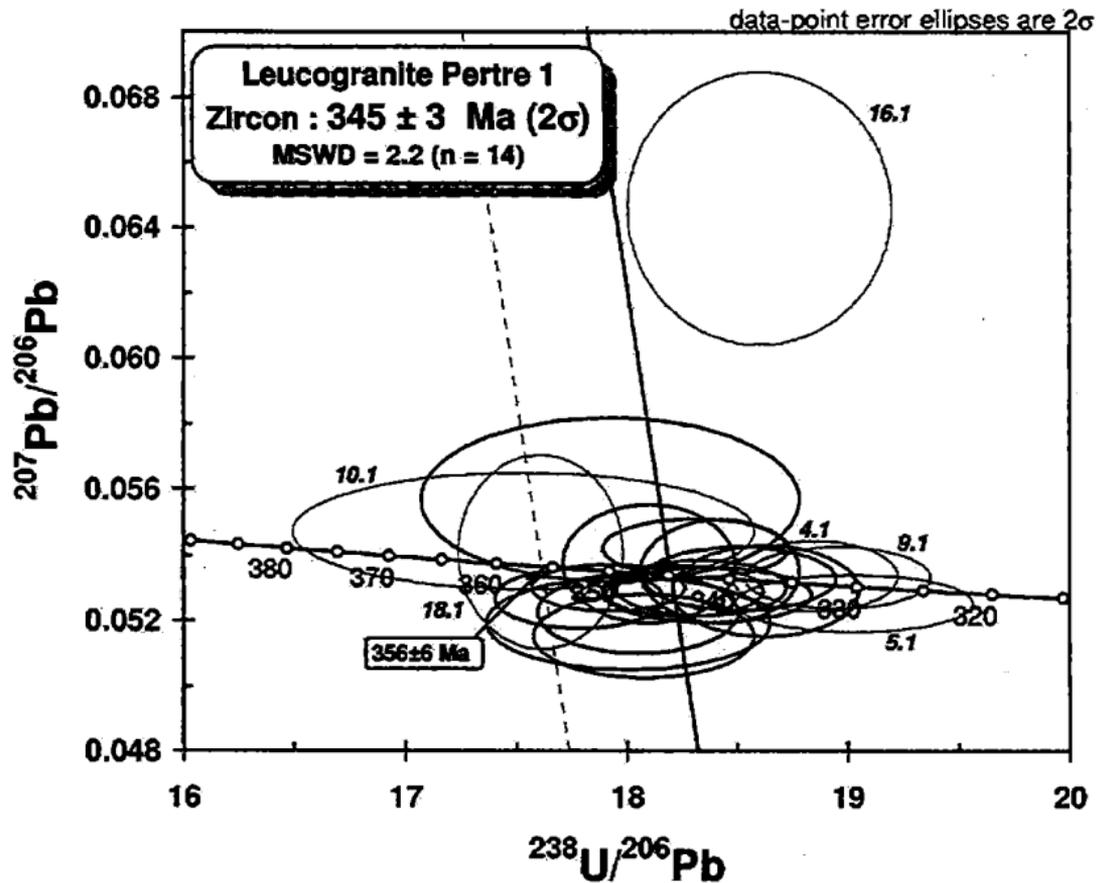


Fig. 1 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du leucogranite le Pertre 1, portées sur le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2007)

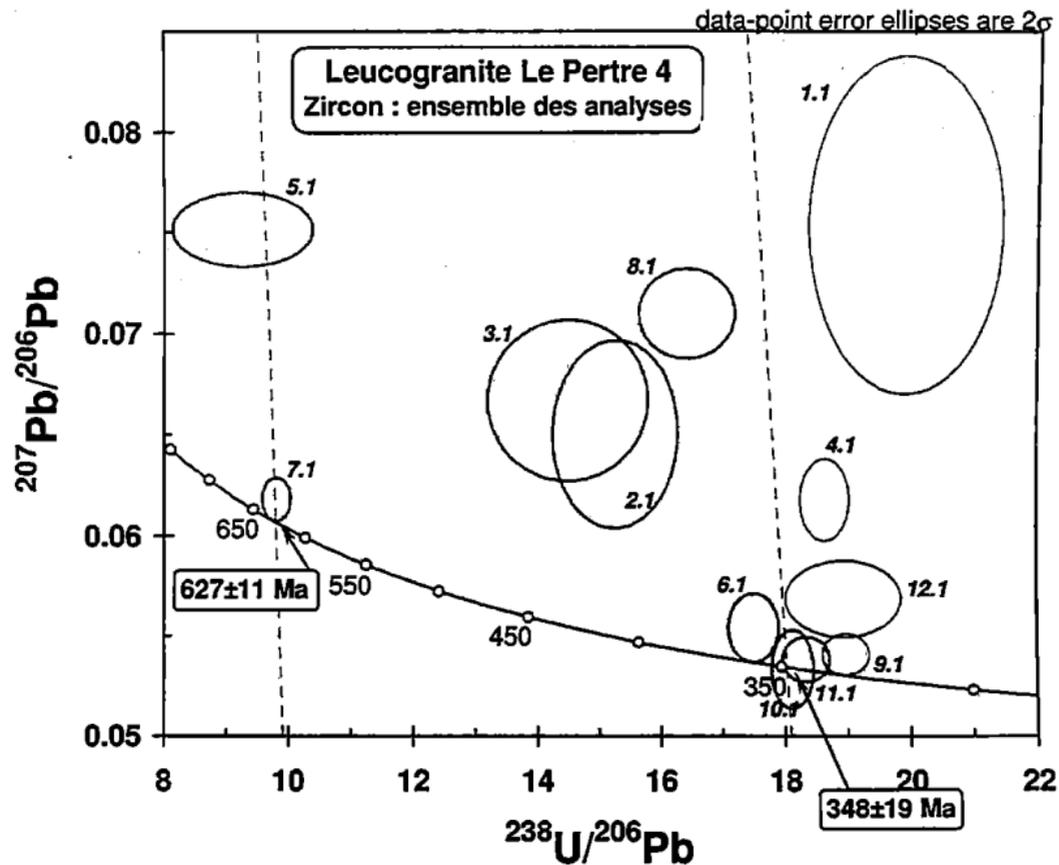


Fig. 2 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du leucogranite le Pertre 4, portées sur le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2007)

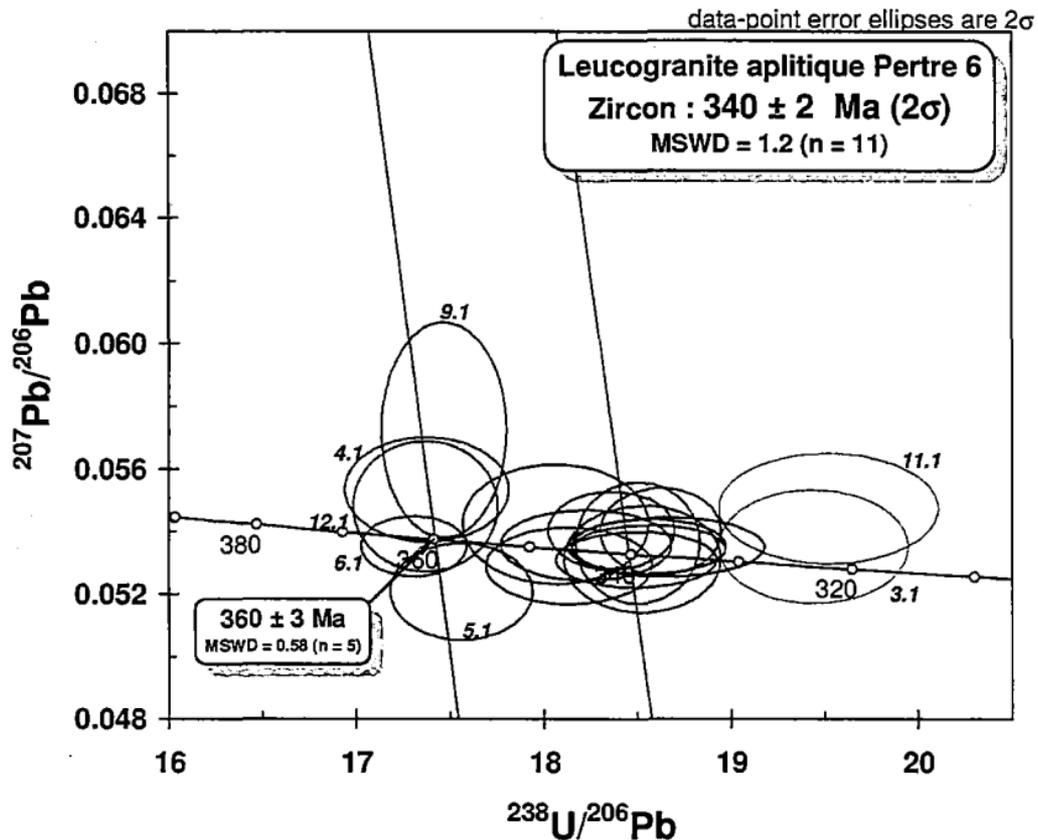


Fig. 3 - Ensemble des analyses effectuées sur les zircons du leucogranite aplitique le Pertre 6, portées sur le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2007)

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | | Radiogénique | | Age (Ma) | |
|------------------------------|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|-------|---|---------|--|---------|--|-----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± |
| <i>Leucogranite Pertre 1</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 130 | 39 | 0.30 | 6.1 | 747 | 0.025 | 18.422 | 0.146 | 0.05350 | 0.00064 | 0.05427 | 0.00043 | 340.7 | 2.6 |
| 1.2 | 314 | 56 | 0.18 | 14.8 | 3 040 | - | 18.334 | 0.158 | 0.05300 | 0.00034 | 0.05454 | 0.00047 | 342.4 | 2.9 |
| 2.1 | 204 | 151 | 0.74 | 9.9 | 3 929 | 0.272 | 17.925 | 0.349 | 0.05568 | 0.00102 | 0.05564 | 0.00108 | 349.0 | 6.6 |
| 3.1 | 347 | 120 | 0.35 | 16.1 | 32 779 | - | 18.626 | 0.172 | 0.05290 | 0.00057 | 0.05369 | 0.00050 | 337.1 | 3.0 |
| 4.1 | 222 | 104 | 0.47 | 10.2 | - | 0.030 | 18.850 | 0.153 | 0.05336 | 0.00044 | 0.05303 | 0.00043 | 333.1 | 2.6 |
| 5.1 | 360 | 49 | 0.14 | 16.4 | - | - | 19.027 | 0.218 | 0.05253 | 0.00036 | 0.05256 | 0.00060 | 330.2 | 3.7 |
| 6.1 | 308 | 189 | 0.61 | 14.4 | - | 0.003 | 18.510 | 0.177 | 0.05328 | 0.00039 | 0.05402 | 0.00052 | 339.2 | 3.2 |
| 7.1 | 94 | 27 | 0.29 | 4.5 | 5 785 | - | 18.049 | 0.185 | 0.05224 | 0.00050 | 0.05541 | 0.00057 | 347.6 | 3.5 |
| 8.1 | 223 | 217 | 0.97 | 10.8 | 4 209 | - | 17.914 | 0.141 | 0.05300 | 0.00029 | 0.05582 | 0.00044 | 350.2 | 2.7 |
| 9.1 | 223 | 105 | 0.47 | 10.2 | 6 742 | 0.027 | 18.953 | 0.172 | 0.05331 | 0.00038 | 0.05275 | 0.00048 | 331.4 | 2.9 |
| 10.1 | 206 | 60 | 0.29 | 10.1 | 2 790 | 0.130 | 17.536 | 0.426 | 0.05473 | 0.00072 | 0.05695 | 0.00138 | 357.1 | 8.4 |
| 11.1 | 46 | 26 | 0.57 | 2.2 | 375 | - | 18.006 | 0.262 | 0.05191 | 0.00057 | 0.05554 | 0.00081 | 348.4 | 4.9 |
| 12.1 | 158 | 134 | 0.85 | 7.5 | 1 939 | 0.107 | 18.312 | 0.172 | 0.05421 | 0.00036 | 0.05455 | 0.00051 | 342.4 | 3.1 |
| 13.1 | 253 | 176 | 0.70 | 12.0 | 10 669 | - | 18.255 | 0.147 | 0.05290 | 0.00032 | 0.05478 | 0.00044 | 343.8 | 2.7 |
| 13.2 | 296 | 147 | 0.50 | 14.0 | 12 071 | - | 18.367 | 0.190 | 0.05278 | 0.00034 | 0.05444 | 0.00056 | 341.7 | 3.4 |
| 14.1 | 101 | 105 | 1.04 | 4.8 | 15 081 | - | 18.076 | 0.204 | 0.05153 | 0.00052 | 0.05532 | 0.00063 | 347.1 | 3.8 |
| 15.1 | 79 | 68 | 0.86 | 3.8 | - | 0.035 | 18.099 | 0.159 | 0.05373 | 0.00074 | 0.05523 | 0.00049 | 346.6 | 3.0 |
| 16.1 | 211 | 139 | 0.66 | 9.8 | 2 129 | 1.429 | 18.600 | 0.244 | 0.06460 | 0.00171 | 0.05300 | 0.00069 | 332.9 | 4.2 |
| 17.1 | 134 | 77 | 0.58 | 6.5 | 19 948 | - | 17.783 | 0.156 | 0.05267 | 0.00037 | 0.05623 | 0.00049 | 352.7 | 3.0 |
| 18.1 | 180 | 62 | 0.34 | 8.9 | - | 0.053 | 17.612 | 0.152 | 0.05408 | 0.00121 | 0.05675 | 0.00049 | 355.8 | 3.0 |

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Leucogranite de Le Pertre 1. Les analyses en *italique* n'ont pas été retenues pour le calcul des âges moyens

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | | Radiogénique | | Age (Ma) | |
|------------------------------------|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|-------|---|---------|--|--------|--|------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± |
| Leucogranite de Le Pertre 4 | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 251 | 112 | 0.45 | 10.9 | 599 | 2.844 | 19.887 | 0.636 | 0.07534 | 0.00343 | 0.0489 | 0.0016 | 307.5 | 9.6 |
| 2.1 | 210 | 53 | 0.25 | 12.0 | 942 | 1.260 | 15.209 | 0.413 | 0.06500 | 0.00190 | 0.0649 | 0.0018 | 405.5 | 10.7 |
| 3.1 | 335 | 226 | 0.67 | 20.1 | 1 508 | 1.400 | 14.443 | 0.528 | 0.06667 | 0.00163 | 0.0683 | 0.0025 | 425.7 | 15.0 |
| 4.1 | 135 | 93 | 0.69 | 6.3 | - | 1.068 | 18.605 | 0.162 | 0.06172 | 0.00083 | 0.0532 | 0.0005 | 334.0 | 2.8 |
| 5.1 | 344 | 150 | 0.44 | 32.2 | 1 674 | 1.676 | 9.251 | 0.455 | 0.07513 | 0.00075 | 0.1063 | 0.0052 | 651.1 | 30.4 |
| 6.1 | 144 | 103 | 0.71 | 7.1 | 1 702 | 0.211 | 17.470 | 0.165 | 0.05541 | 0.00069 | 0.0571 | 0.0005 | 358.1 | 3.3 |
| 7.1 | 81 | 35 | 0.44 | 7.2 | 1 936 | 0.141 | 9.789 | 0.093 | 0.06180 | 0.00044 | 0.1020 | 0.0010 | 626.2 | 5.7 |
| 8.1 | 306 | 103 | 0.34 | 16.2 | 790 | 2.082 | 16.357 | 0.318 | 0.07096 | 0.00091 | 0.0599 | 0.0012 | 374.8 | 7.1 |
| 9.1 | 144 | 126 | 0.88 | 6.6 | 3 320 | 0.129 | 18.956 | 0.155 | 0.05410 | 0.00041 | 0.0527 | 0.0004 | 331.0 | 2.6 |
| 10.1 | 51 | 12 | 0.23 | 2.4 | - | - | 18.103 | 0.137 | 0.05334 | 0.00080 | 0.0552 | 0.0004 | 346.6 | 2.6 |
| 11.1 | 155 | 88 | 0.57 | 7.3 | 1 710 | 0.061 | 18.319 | 0.155 | 0.05384 | 0.00045 | 0.0546 | 0.0005 | 342.4 | 2.8 |
| 12.1 | 190 | 67 | 0.35 | 8.7 | 7 892 | 0.469 | 18.912 | 0.379 | 0.05683 | 0.00077 | 0.0526 | 0.0011 | 330.6 | 6.5 |

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Leucogranite de Le Pertre 4. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul des âges moyens

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | | Radiogénique | | Age (Ma) | |
|--|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|-------|---|---------|--|---------|--|-----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± |
| Leucogranite aplitique Pertre 6 | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 222 | 151 | 0.68 | 10.4 | 2 024 | 0.024 | 18.558 | 0.168 | 0.05343 | 0.00031 | 0.05387 | 0.00049 | 338.2 | 3.0 |
| 1.2 | 234 | 150 | 0.64 | 10.9 | 4 676 | 0.035 | 18.560 | 0.168 | 0.05351 | 0.00035 | 0.05386 | 0.00049 | 338.2 | 3.0 |
| 2.1 | 117 | 106 | 0.90 | 5.5 | - | 0.087 | 18.360 | 0.137 | 0.05403 | 0.00051 | 0.05442 | 0.00041 | 341.6 | 2.5 |
| 3.1 | 132 | 104 | 0.79 | 5.9 | 1 622 | 0.079 | 19.440 | 0.206 | 0.05351 | 0.00074 | 0.05140 | 0.00055 | 323.1 | 3.3 |
| 4.1 | 41 | 29 | 0.72 | 2.0 | - | 0.196 | 17.375 | 0.178 | 0.05533 | 0.00068 | 0.05744 | 0.00059 | 360.0 | 3.6 |
| 5.1 | 61 | 48 | 0.79 | 3.0 | - | - | 17.558 | 0.155 | 0.05207 | 0.00063 | 0.05695 | 0.00050 | 357.1 | 3.1 |
| 6.1 | 107 | 100 | 0.94 | 5.3 | - | - | 17.305 | 0.114 | 0.05352 | 0.00039 | 0.05779 | 0.00038 | 362.2 | 2.3 |
| 7.1 | 184 | 145 | 0.79 | 8.6 | 3 669 | - | 18.493 | 0.175 | 0.05309 | 0.00036 | 0.05408 | 0.00051 | 339.5 | 3.1 |
| 8.1 | 100 | 114 | 1.13 | 4.8 | 4 127 | - | 18.132 | 0.181 | 0.05290 | 0.00050 | 0.05515 | 0.00055 | 346.1 | 3.4 |
| 9.1 | 59 | 45 | 0.76 | 2.9 | 882 | 0.441 | 17.466 | 0.136 | 0.05723 | 0.00140 | 0.05700 | 0.00044 | 357.4 | 2.7 |
| 10.1 | 65 | 70 | 1.07 | 3.1 | 1 306 | - | 18.526 | 0.170 | 0.05311 | 0.00069 | 0.05398 | 0.00050 | 338.9 | 3.0 |
| 11.1 | 424 | 72 | 0.17 | 18.7 | 3 105 | 0.234 | 19.520 | 0.239 | 0.05473 | 0.00072 | 0.05111 | 0.00063 | 321.3 | 3.8 |
| 11.2 | 191 | 76 | 0.40 | 8.9 | 1 612 | 0.036 | 18.651 | 0.215 | 0.05350 | 0.00038 | 0.05360 | 0.00062 | 336.6 | 3.8 |
| 12.1 | 73 | 56 | 0.76 | 3.7 | 734 | 0.130 | 17.368 | 0.157 | 0.05480 | 0.00085 | 0.05750 | 0.00052 | 360.4 | 3.2 |
| 13.1 | 164 | 118 | 0.72 | 7.8 | 3 831 | 0.023 | 18.224 | 0.186 | 0.05356 | 0.00046 | 0.05486 | 0.00056 | 344.3 | 3.4 |
| 14.1 | 77 | 79 | 1.03 | 3.7 | 1 507 | 0.098 | 18.062 | 0.203 | 0.05424 | 0.00078 | 0.05531 | 0.00062 | 347.0 | 3.8 |
| 15.1 | 247 | 29 | 0.12 | 11.5 | 5 961 | 0.097 | 18.623 | 0.132 | 0.05399 | 0.00056 | 0.05364 | 0.00038 | 336.9 | 2.3 |
| 16.1 | 59 | 56 | 0.95 | 2.8 | 4 556 | 0.046 | 18.500 | 0.135 | 0.05363 | 0.00079 | 0.05403 | 0.00039 | 339.2 | 2.4 |

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998)

Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Leucogranite aplitique Le Pertre 6. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul des âges moyens. En gras sont indiquées les analyses de zircons hérités

*ANNEXE 2 - DATATION D'UNE IGIMBRITE
DU MASSIF D'ENTRAMMES*

Sont présentés ici la méthode utilisée et les principaux résultats obtenus lors des mesures effectuées par A. Cocherie (2010) sur un échantillon ignimbritique du massif volcanique d'Entrammes (Entrammes 1 ; cf. notice).

Extrait du rapport d'essais BRGM MMA « Datation U-Pb » (laser-ICPMS-MC) sur zircon (projet carte 50 000) par A. Cocherie, n° 10-1-037-AZ-juillet 2010).

La méthode U-Pb sur zircon par couplage laser ICPMS-MC (Neptune) a été utilisée pour la datation des ignimbrites d'Entrammes ; elle est décrite dans A. Cocherie *et al.*, 2008.

Calcul des âges moyens

Pour les zircons anciens ($> 1\ 000$ Ma), la détermination même imprécise du 204Pb est suffisante pour accéder à l'âge $207\text{Pb}^*/206\text{Pb}^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $206\text{Pb}^*/238\text{U}$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $206\text{Pb}^*/238\text{U}$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, le plus souvent, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $207\text{Pb}^*/206\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les zircons plus récents ($< 1\ 000$ Ma), l'imprécision du rapport $206\text{Pb}/204\text{Pb}$ devient critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de F. Tera et G.J. Wasserburg (1972), dans lequel on porte les rapports $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ et $238\text{U}/206\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cours hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($207\text{Pb}/206\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du 207Pb et non plus par celle du 204Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $238\text{U}/206\text{Pb}^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble des points d'âge voisin, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de G.W. Wetherill (1956) et celle de F. Tera et

G.J. Wasserburg (1972) sont discutées, par exemple, dans A. Cocherie *et al.*, (2008).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ . Par contre, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ , tout particulièrement pour faciliter la lecture des figures.

Échantillon Entrammes 1

Après broyage de la roche et séparation, très peu de zircons se sont avérés disponibles. Parmi les quelques grains montés en section polie, en raison de leur taille et de leur forte altération, seules 10 analyses ont pu être réalisées.

Les 10 analyses (tab. 1 et fig. 1) sont dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg. Une analyse (7.1) est particulièrement discordante dans ce diagramme, à la fois en raison du Pb commun (entre 21,7 et 20,9 % selon le mode de calcul) et de pertes de Pb radiogénique (35 % de discordance dans le diagramme conventionnel). Cette analyse n'est donc pas exploitable, on peut juste affirmer que le zircon est Précambrien.

Cinq analyses présentent une contribution importante en Pb commun, mais difficile à quantifier. Toutefois, elles indiquent une source datée aux environs de 600 Ma.

Quatre analyses bien définies et proches de la Concordia montrent que ces zircons ne sont pas cogénétiques. Les âges s'étendent entre 450 et 336 Ma. Dans la mesure où ces analyses contiennent peu ou pas de Pb commun, il est aussi possible de reporter les analyses dans le diagramme conventionnel, corrigé du Pb commun par la mesure du ^{204}Pb (tab. 2 et fig. 2).

Ainsi, l'analyse 8.1 apparaît affectée d'une perte de Pb* partielle. En utilisant seulement les analyses 6.1 et 8.1 et en forçant par l'origine, ce qui suppose que la perte est récente, on obtient à partir de la Discordia un âge par intercepte haut à 372 ± 27 Ma. Dans la limite des incertitudes sur l'âge, très mal contraint ici, cet âge est compatible avec l'âge déduit de la figure 2 à 336 ± 6 Ma.

Conclusions

Une grande partie des zircons de cette roche est héritée et provient de plusieurs sources d'alimentation datées depuis le Précambrien jusqu'à l'Ordovicien. Un épisode hercynien à 336 ± 6 Ma, peu contraint, représente l'âge le plus jeune et le mieux défini qui peut être interprété comme celui de la mise en place de cette ignimbrite d'Entrammes.

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | | Radiogénique | | Âge (Ma) | |
|-----------------|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|-------|---|---------|--|---------|--|----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± |
| | | | | | | | <i>Entrammes 1</i> | | | | | | | |
| 1.1 | 214 | 211 | 0.99 | 21.8 | 699 | 1.497 | 8.986 | 0.090 | 0.07446 | 0.00484 | 0.10962 | 0.00110 | 671 | 6 |
| 2.1 | 472 | 481 | 1.02 | 31.2 | 11 390 | - | 13.808 | 0.279 | 0.05554 | 0.00054 | 0.07242 | 0.00146 | 451 | 9 |
| 3.1 | 218 | 128 | 0.59 | 12.5 | - | - | 15.448 | 0.269 | 0.05434 | 0.00038 | 0.06473 | 0.00113 | 404 | 7 |
| 4.1 | 326 | 251 | 0.77 | 25.7 | 655 | 2.266 | 11.342 | 0.310 | 0.07666 | 0.00092 | 0.08617 | 0.00236 | 533 | 14 |
| 5.1 | 100 | 141 | 1.41 | 9.8 | 396 | 4.865 | 9.740 | 0.127 | 0.09947 | 0.00308 | 0.09768 | 0.00128 | 601 | 7 |
| 6.1 | 313 | 158 | 0.50 | 14.5 | - | 0.136 | 18.659 | 0.158 | 0.05404 | 0.00033 | 0.05352 | 0.00045 | 336 | 3 |
| 7.1 | 259 | 727 | 2.81 | 30.9 | 86 | 21.742 | 8.643 | 0.415 | 0.23630 | 0.02128 | 0.09055 | 0.00435 | 559 | 26 |
| 8.1 | 344 | 178 | 0.52 | 15.0 | 2 819 | 0.800 | 19.863 | 0.164 | 0.05897 | 0.00066 | 0.04994 | 0.00041 | 314 | 3 |
| 9.1 | 48 | 61 | 1.27 | 5.0 | 233 | 6.286 | 8.753 | 0.138 | 0.11320 | 0.00191 | 0.10707 | 0.00169 | 656 | 10 |
| 10.1 | 101 | 165 | 1.64 | 10.0 | 267 | 5.947 | 9.852 | 0.145 | 0.10831 | 0.00223 | 0.09547 | 0.00140 | 588 | 8 |

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Échantillon Entrammes 1 (Cocherie, 2010)

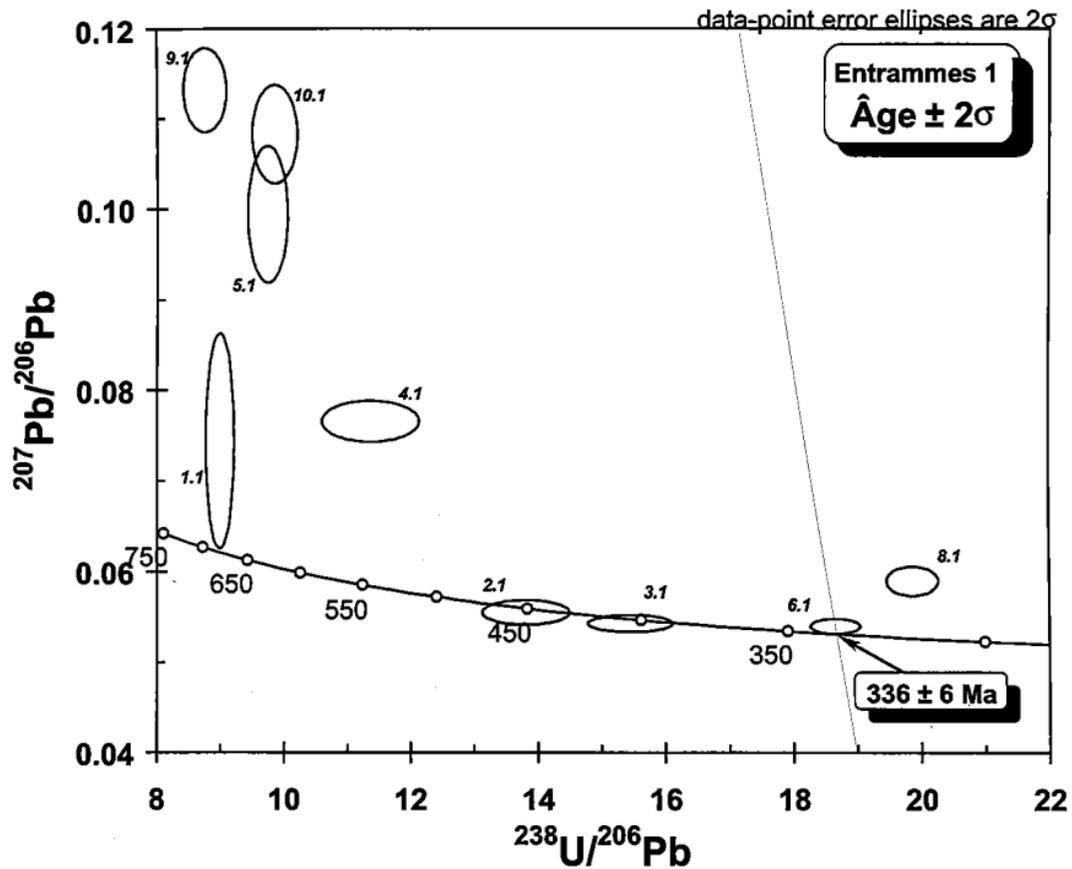


Fig.1 - Diagramme de Tera et Wasserburg utilisé pour déterminer l'âge des zircons dépourvus de Pb commun (échantillon Entrammes 1) (Cocherie, 2010)

| Grain point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % | Rapports radiogéniques | | | | | ρ | Âge (Ma) | | | | | % Disc | | |
|--------------------|---------|----------|------|--------------------------|--------------------------------------|--------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--|---------------------------------------|---------------------------------------|---------|--|-----|---|-----|---|--------|----|-----|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± | | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± | | | | | | | |
| <i>Entrammes 1</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2.1 | 472 | 481 | 1.02 | 31.2 | 11 390 | 0.159 | 0.0723 | 0.0015 | 0.5409 | 0.0133 | 0.05426 | 0.00075 | 0.824 | 450 | 9 | 439 | 9 | 382 | 31 | 118 |
| 3.1 | 218 | 128 | 0.59 | 12.5 | - | - | 0.0647 | 0.0011 | 0.4850 | 0.0091 | 0.05434 | 0.00038 | 0.929 | 404 | 7 | 402 | 6 | 385 | 15 | 105 |
| 6.1 | 313 | 158 | 0.50 | 14.5 | - | - | 0.0536 | 0.0005 | 0.3994 | 0.0042 | 0.05404 | 0.00033 | 0.809 | 337 | 3 | 341 | 3 | 373 | 14 | 90 |
| 8.1 | 344 | 178 | 0.52 | 15.0 | 2 819 | 0.649 | 0.0500 | 0.0004 | 0.3708 | 0.0107 | 0.05377 | 0.00148 | 0.287 | 315 | 3 | 320 | 8 | 361 | 61 | 87 |

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par le méthode du ²⁰⁴Pb. Échantillon Entrammes 1 (Cocherie, 2010)

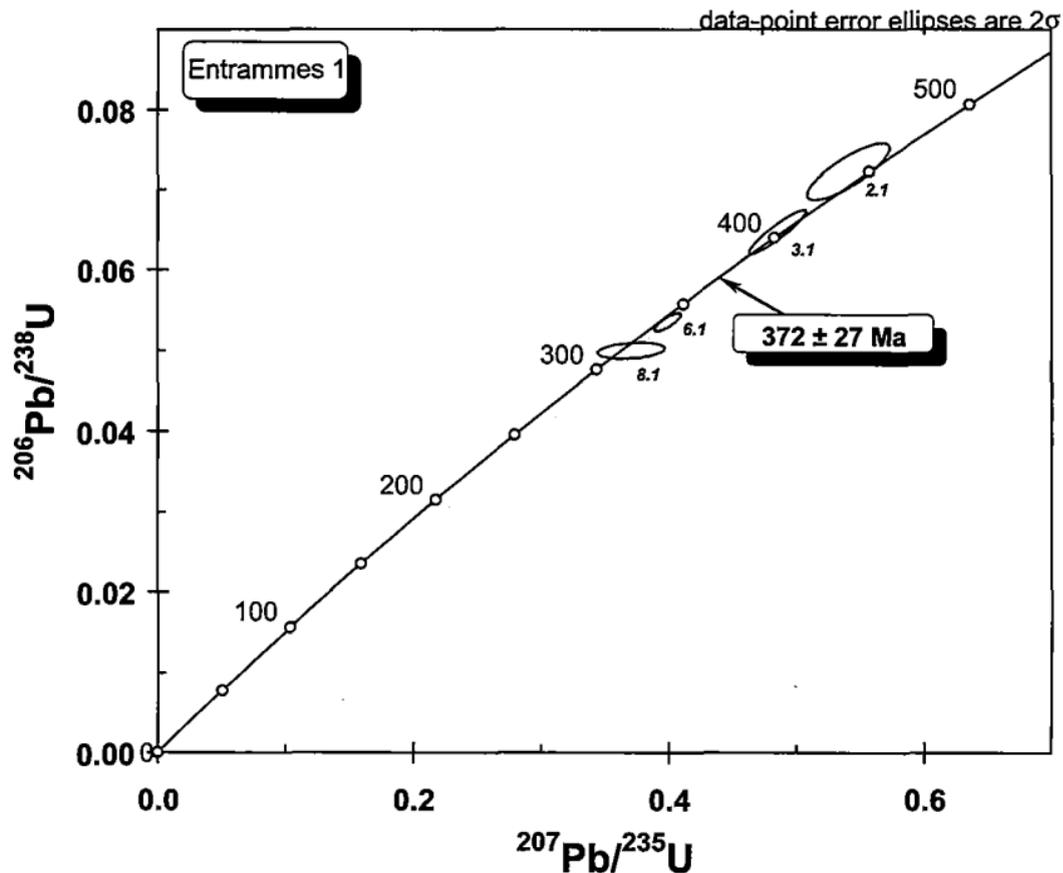


Fig. 2 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons de l'échantillon Entrammes 1 (Cocherie, 2010)

*ANNEXE 3 - RECHERCHES MENÉES SUR L'INDICE AURIFÈRE
DE RAFEU-LA VIEUVILLE (tabl. 1, hors-texte)*

| N° sondage et N° BSS | Profondeur | Implantations et descriptions |
|----------------------|---------------|---|
| S 1 3555X0054 | | implanté dans la partie centrale de l'aurière de Rafeu (la Vieuville). 2 structures minéralisées |
| | 0-48,00 m | schistes altérés chloriteux passant à des schistes tachetés vers la base |
| | 48,00-78,00 | grès à passées schisteuses alternant avec des schistes |
| | 78,00-106,00 | grès fins à filets schisteux avec passées de schistes et grès en alternance |
| | 106,00-129,00 | alternance de schistes et de grès |
| | 129,00-154,25 | grès massif silicifié. Zone de brèche importante entre 136,00 et 153,00 m à filonnets de quartz avec pyrite, arsénopyrite et traces de blende. 2 structures minéralisées. À 136,48 m : 0,94 m à 1,2 g/t ; à 145,02 m : 2,68 m à 1,3 g/t. Or visible à 115,75 m et 118,30 m |
| S 2 3555X0055 | | implanté à l'extrémité ouest de l'aurière. 3 structures aurifères |
| | 0,00-54,00 | schistes sériciteux à lits microgréseux plus abondants vers la base |
| | 54,00-65,00 | zone de brèche schisto-gréseuse à passées de grès altérés et filonnets de quartz à arsénopyrite, pyrite et or visible. Mauvaise récupération de 60,30 à 60,57 : 0,27 m à 15,4 g/t Au + 5,2 g/t Ag de 60,57 à 61,42 m : mauvaise récupération. Pas d'analyse de 61,42 à 62,87 : 1,45 m à 2,00 g/t Au + 2 g/t Ag. Soit globalement 2,57 m à 2,75 g/t Au |
| | 65,00-78,00 | grès micacé souvent bréchique |
| | 78,00-104,00 | grès à passées schisto-gréseuses, brèche schisto-gréseuse au sommet |
| | 104,00-117,00 | grès massif silicifié à nombreuses veinules de quartz. Minéralisation diffuse de 110,80 à 113,85 m : filonnets de quartz et carbonates avec traces de pyrite, arsénopyrite et blende 3,05 m à 2,70 g/t Au + 1,4 g/t Ag. Teneur encadrée par des valeurs supérieures à 0,7 g/t soit au total : 12,20 m à 1,03 g/t. |
| | 117,00-183,00 | alternance de grès silicifiés et schisto-gréseux, de brèches schisto-gréseuses à quartz minéralisé de 134,30 à 142,04 : brèche schisto-gréseuse à filonnets de quartz à trace de pyrite, arsénopyrite, blende et galène de 134,30 à 135,50 m : 1,20 m à 15,1 g/t Au et 4 g/t Ag de 135,50 à 138,95 m : 3,45 m à 0,7 g/t de 138,95 à 142,04 m : 3,09 m à 2,10 g/t Au + 1,2 g/t Ag. Moyenne pondérée : 7,74 m à 3,49 g/t Au |
| | 183,00-208,00 | grès silicifié et brèches schisto-gréseuses |
| S 3 3555X0056 | | implanté dans la partie est de l'aurière. Résultats en Au faible mais récupération mauvaise dans les zones filoniennes |
| | 0,00-27,00 | schistes sériciteux rubanés localement tachetés |
| | 27,00-33,00 | brèches schisto-gréseuses, argileuses à filonnets de quartz (mauvaise récupération) |
| | 33,00-50,00 | schistes sériciteux rubanés à passées de grès fins |
| | 50,00-51,50 | brèche schisto-gréseuse |
| | 51,50-55,00 | alternance schistes-grès |
| | 55,00-63,50 | structure filonienne quartzreuse (mauvaise récupération) |
| | 63,50-158,10 | grès massif dominant, généralement silicifié. Plusieurs passées schisteuses et bréchiques à filonnets de quartz (brèches importantes entre 120 et 130 m et 143 et 152,50 m) |
| S 4 3555X0057 | | implanté à 200 m à l'Ouest du SC2 |
| | 0,00-4,20 | sables argileux et éluvions |
| | 4,20-26,00 | schistes sériciteux gris-verdâtre à passées microgréseuses plus abondantes vers la base |
| | 26,00-47,00 | grès altérés à nombreuses passées schisteuses et brèches schisto-gréseuses à 28,80 m : 2,75 m à 1,1 g/t Au (brèche schisteuse à pyrite) |
| | 47,00-82,50 | formation schisto-gréseuse hétérogène à nombreuses passées de brèches et de filons de quartz (mauvaise récupération) à 78,55 m : brèche schisto-gréseuse à filonnets de quartz à pyrite, arsénopyrite, blende, galène, chalcopyrite et or visible. 2,00 m à 2,8 g/t Au |
| | 82,50-91,00 | formation schisto-argileuse bréchique |
| | 91,00-156,45 | schistes carbonatés et tachetés à veinules de quartz à 124,68 m : filonnet de quartz à or libre. 0,27 m à 11,2 g/t Au et 1,3 g/t Ag à 154,67 m : 1,78 m à 1,8 g/t Au (zone silicifiée à arsénopyrite et or libre) |
| V V L 1 3555X0045 | | implanté à 200 m à l'Ouest de V V L 3. Reconnaissance de l'aval des minéralisations et des vieux travaux |
| | 0,00-3,60 | recouvrement argilo-sableux |
| | 3,60-18,00 | schistes sériciteux altérés |
| | 18,00-34,70 | alternance de grès fins et de schistes |
| | 34,70-38,80 | brèche schisto-gréseuse à filonnets de quartz |
| | 38,80-98,00 | grès à interlis schisteux |
| | 98,00-110,40 | schistes noirs très pyriteux |
| | | 110,40-145,00 |
| | 145,00-159,00 | grès sombres micacés, silicifiés |
| V V L 2 3555X0046 | | reconnaissance de la structure aurifère entre les impacts positifs des doublets Sé-VVL4 à l'Est et S4-VVL3 à l'Ouest |
| | 0,00-30,00 | foration en destructif |
| | 30,00-153,00 | alternance de grès micacés et de schistes. Zone de brèches schisto-gréseuses bien développées entre 84,50 et 107,00 m avec filonnets de quartz à pyrite, arsénopyrite, blende, chalcopyrite et or visible à 91,95 m : 0,70 m à 7,90 g/t Au et 1 g/t Ag. |
| V V L 3 3555X0047 | | sondage doublant le S 4, incliné à 45° vers le N202°E. Reconnaissance des minéralisations recoupées par S4. Pas de valeurs Au significatives |
| | 0,00-12,65 | sables et graviers tertiaires |
| | 12,65-31,50 | schistes très altérés |
| | 31,50-46,50 | grès fins très altérés avec quartz et brèche (mauvaise récupération) |
| | 46,50-67,25 | schistes noirs localement sériciteux |
| | 67,25-78,45 | grès fins à interlis schisteux, brèche schisto-gréseuse au mur. |
| V V L 4 3555X0048 | | sondage doublant le S 2. Reconnaissance à -50 m des minéralisations recoupées par le S 2 à -110 m. |
| | 0,00-14,00 | sables et graviers tertiaires |
| | 14,00-39,50 | alternance de schistes et de grès fins |
| | 39,50-47,80 | schistes sériciteux |
| | 47,80-57,00 | grès fins altérés |
| | 57,00-61,80 | schistes gris |
| | 61,80-68,90 | grès altérés |
| | 68,90-73,50 | schistes noirs |
| | 73,50-79,00 | grès très silicifiés, nombreux filonnets de quartz et brèches schisto-gréseuses à 76,70 m brèches schisto-gréseuses à filonnets de quartz à pyrite, arsénopyrite et or visible : 2,60 m à 3,09 g/t Au dont 1,10 m à 6,23 g/t Au |
| | 79,00-86,10 | schistes sériciteux avec filonnets de quartz à 84,00 m : 1,00 m à 4,20 g/t Au |

Tabl. 1 - Sondages carottés inclinés réalisés par le BRGM sur l'indice aurifère de Rafeu – la Vieuville entre 1970 et 1984 (Vasquez-Lopez et al., 1985)



COSSÉ-LE-VIVIEN

La carte géologique à 1/50 000
COSSÉ-LE-VIVIEN est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au Nord : LAVAL (N° 76)
au Sud : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)

| | | |
|------------------------|-----------------|-----------------|
| Vitré | Laval | Évron |
| La-Guerche-de-Bretagne | COSSÉ-LE-VIVIEN | Meslay-du-Maine |
| Châteaubriant | Craon | Château-Gontier |