

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

# **VANNES SAINT-GILDAS- DE-RHUYS**

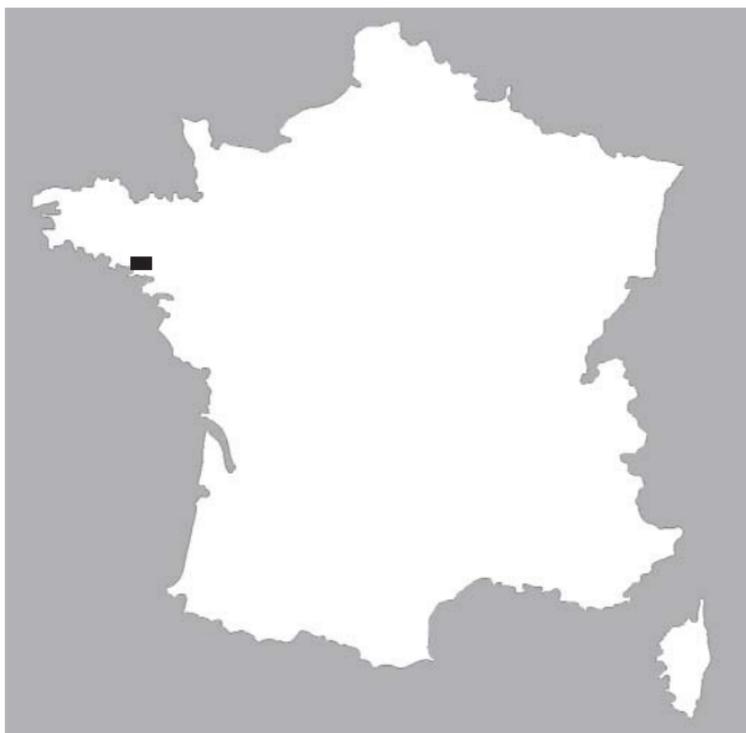
par

**R. AUGIER, D. MENIER, B. VAN VLIET-LANOË,  
L. CHAURIS, I. THINON, B. MOUGIN,  
B. HALLEGOUËT**

Avec la collaboration de

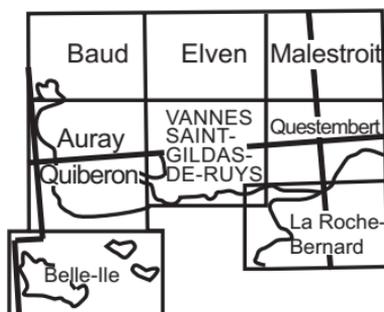
**D. DO COUTO, P. TURRILLOT, M. BELLANGER,  
E. GOUBERT, J. PERROT, C. GAUTIER**





# VANNES SAINT-GILDAS-DE-RHUYS

La carte géologique à 1/50 000  
VANNES - SAINT-GILDAS-DE-RHUYS est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
au Nord : VANNES (N° 89)  
au sud : QUIBERON (N° 103)



BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
VANNES – SAINT-GILDAS-DE-RHUYS À 1/50 000**

**par**

**R. AUGIER, D. MENIER, B. VAN VLIET-LANOË, L. CHAURIS,  
I. THINON, B. MOUGIN, B. HALLEGOUËT**

**avec la collaboration de  
D. DO COUTO, P. TURRILLOT, M. BELLANGER,  
E. GOUBERT, J. PERROT, C. GAUTIER**

**2011**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : AUGIER R., TURRILLOT P., VAN-VLIET-LANOË B., HALLEGOUËT B., MENIER D., THINON I. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys (417). Orléans : BRGM. Notice explicative par Augier R., Menier D., Van Vliet-Lanoë B., Chauris L., Thinon I., Mougin B., Hallegouët B., avec la collaboration de Do Couto D., Turrillot P., Bellanger M., Goubert E., Perrot J., Gautier C., 263 p.

– *pour la notice* : AUGIER R., MENIER D., VAN VLIET-LANOË B., CHAURIS L., THINON I., MOUGIN B., HALLEGOUËT B., avec la collaboration de Do Couto D., Turrillot P., Bellanger M., Goubert E., Perrot J., Gautier C. (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys (417). Orléans : BRGM, 263 p. Carte géologique par Augier R., Turrillot P., Van Vliet-Lanoë B., Hallegouët B., Menier D., Thinon I.

© BRGM, 2013. 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 : 978-2-7159-1417-9

## SOMMAIRE

|   |     |
|---|-----|
| <b>RÉSUMÉ</b>   | 11  |
| <b>ABSTRACT</b>   | 14  |
| <b>INTRODUCTION</b>   | 17  |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>                                       | 17  |
| <i>CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>                  |     |
| <i>DE LA CARTE</i>  | 19  |
| <b>Chaîne varisque</b>  | 19  |
| <b>Massif armoricain</b>  | 21  |
| <b>Domaine du Léon</b>  | 23  |
| <b>Domaines Nord et Centre armoricains</b>                          | 23  |
| <b>Domaine Armoricain méridional</b>                                | 25  |
| <b>Domaine Sud Armoricain</b>                                       | 26  |
| <b>Déformation actuelle du Massif armoricain</b>                    | 29  |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>   | 29  |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET</i>                    |     |
| <i>DE LA NOTICE</i>   | 30  |
| <b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>                                     | 33  |
| <i>FORMATIONS DU SOCLE</i>  | 33  |
| <b>Terrains situés au Sud du Cisaillement Sud Armoricain</b>        |     |
| <b>(Domaine Sud Armoricain)</b>                                     | 34  |
| <b>Terrains situés au mur de la Zone de Cisaillement Extensive</b>  |     |
| <b>de Sarzeau (ZCES)</b>  | 35  |
| <b>Terrains situés au toit de la Zone de Cisaillement Extensive</b> |     |
| <b>de Sarzeau (ZCES)</b>  | 76  |
| <b>Terrains du Cisaillement Sud Armoricain (branche nord)</b>       | 95  |
| <b>Terrains situés au Nord du Cisaillement Sud Armoricain</b>       |     |
| <b>(Domaine Ligérien du nord)</b>                                   | 98  |
| <i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET SUPERFICIELLES</i>                   |     |
| <i>CONTINENTALES</i>  | 110 |
| <b>Formations superficielles (altérites)</b>                        | 110 |
| <b>Formations sédimentaires résiduelles</b>                         | 111 |
| <b>Formations de versant</b>  | 116 |
| <b>Formations fluviatiles et lacustres</b>                          | 116 |
| <b>Formations éoliennes</b>   | 118 |
| <b>Formations littorales et marines</b>                             | 118 |
| <b>Formations anthropiques</b>                                      | 120 |
| <i>DOMAINE MARIN</i>  | 121 |
| <b>Formations meubles</b>   | 121 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Substratum anté-Quaternaire</b>   | 126 |
| <b>Cartographie des thalwegs et des paléovallées</b>   | 133 |
| <b>Autres éléments cartographiés (Golfe du Morbihan)</b>   | 135 |
| <b>CONDITIONS DE FORMATION ET ÉVOLUTION<br/>TECTONOMÉTAMORPHIQUE DES ENTITÉS<br/>GÉOLOGIQUES</b> | 135 |
| <i>HISTOIRE ANTÉ-VARISQUE</i>  | 136 |
| <i>ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE PRÉCOCE<br/>(ÉO-VARISQUE)</i>                                  | 137 |
| <i>ÉVOLUTION VARISQUE (s.l.)</i>   | 137 |
| <b>Structuration et métamorphisme du Domaine Ligérien<br/>du nord</b>                            | 137 |
| <b>Évolution du Domaine Sud Armoricaïn</b>   | 138 |
| <b>Unité des micaschistes de Belle-Île</b>   | 139 |
| <b>Unité des micaschistes de la Vilaine</b>  | 139 |
| <b>Migmatites du Golfe du Morbihan (s.l.) et leurs produits</b>                                  | 143 |
| <i>DÉFORMATIONS TARDI-VARISQUES</i>  | 146 |
| <i>STRUCTURES DUCTILES MAJEURES</i>  | 148 |
| <b>Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA)</b>   | 148 |
| <b>Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES)</b>  | 149 |
| <b>Accident de Succinio</b>  | 150 |
| <i>DÉFORMATION CASSANTE</i>  | 151 |
| <i>DÉFORMATIONS FINI- À POST-VARISQUES</i>   | 151 |
| <b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>   | 154 |
| <i>ÉVOLUTION ANTÉ-VARISQUE</i>   | 154 |
| <i>TRACES DE RACCOURCISSEMENT ET D'ÉPAISSISSEMENT<br/>CRUSTAL VARISQUE</i>                       | 155 |
| <b>Domaine Ligérien du nord</b>  | 155 |
| <b>Domaine Sud Armoricaïn</b>  | 156 |
| <i>EXTENSION TARDI-VARISQUE</i>  | 159 |
| <i>ÉVOLUTION POST-VARISQUE</i>   | 164 |
| <b>Évolution Mésozoïque</b>  | 164 |
| <b>Évolution géodynamique Cénozoïque</b>   | 164 |
| <b>Période Néogène-Quaternaire</b>   | 166 |
| <b>Tectonique actuelle et sismicité</b>  | 167 |
| <b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>   | 170 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i>   | 170 |
| <b>Aquifères du socle breton</b>   | 170 |

|   |                   |
|---|-------------------|
| <b>Participation des eaux souterraines aux débits<br/>des rivières</b>              | <b>174</b>        |
| <b>Captages d'eau souterraine</b>   | <b>174</b>        |
| <b>Qualité chimique de l'eau souterraine</b>  | <b>177</b>        |
| <b>Suivi des niveaux des nappes</b>   | <b>183</b>        |
| <i>MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION</i>  | <b>183</b>        |
| <i>MATÉRIAUX DE VIABILITÉ</i>   | <b>185</b>        |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>  | <b>187</b>        |
| <b>Minéralisations associées aux niveaux de pyroxénites</b>                         | <b>187</b>        |
| <b>Minéralisations associées aux leucogranites à<br/>deux micas</b>                 | <b>191</b>        |
| <b>Minéralisations hydrothermales diverses</b>                                      | <b>192</b>        |
| <b>Indices de kaolin</b>  | <b>192</b>        |
| <b>Indices de graphite</b>  | <b>193</b>        |
| <b>Petits placers littoraux</b>   | <b>193</b>        |
| <i>SOLS, PALÉOSOLS ET ACTIVITÉ PÉRIGLACIAIRE</i>                                    | <b>196</b>        |
| <i>PRÉHISTOIRE ET PALÉOENVIRONNEMENTS</i>   | <b>196</b>        |
| <i>DYNAMIQUE ET ÉVOLUTION RÉCENTE DU GOLFE<br/>DU MORBIHAN</i>                      | <b>197</b>        |
| <b>Caractéristiques et fonctionnement actuel du Golfe<br/>du Morbihan</b>           | <b>197</b>        |
| <b>Unités et faciès sismiques</b>   | <b>210</b>        |
| <b>Reconstitution du remplissage sédimentaire du Golfe<br/>du Morbihan</b>          | <b>213</b>        |
| <b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>   | <b>215</b>        |
| <i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>  | <b>215</b>        |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i>  | <b>234</b>        |
| <b>AUTEURS</b>  | <b>255</b>        |
| <b>ANNEXES</b>  | <b>257</b>        |
| <i>ANNEXE 1 - MÉTHODES GÉOCHRONOLOGIQUES</i>  | <b>259</b>        |
| <i>ANNEXE 2 - CARTE BATHYMÉTRIQUE<br/>(LAMBERT II PARIS)</i>                        | <b>Hors texte</b> |
| <i>ANNEXE 3 - TOIT DU SUBSTRATUM</i>  | <b>Hors texte</b> |
| <i>ANNEXE 4 - ISOPAQUES (EN MSTD) DE<br/>LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE QUATERNAIRE</i> | <b>Hors texte</b> |

## LISTE DES FIGURES

|           |   |    |
|-----------|---|----|
| Fig. 1-   | La chaîne Varisque de l'Europe de l'Ouest (modifié d'après Melleton, 2008)  | 18 |
| Fig. 2-   | Structure et subdivisions du Massif armoricain (modifié d'après Gumiaux, 2003)  | 22 |
| Fig. 3 -  | Structure des migmatites du Golfe du Morbihan   | 36 |
| Fig. 4 -  | Exemples de différents stades de mobilisation des migmatites  | 37 |
| Fig. 5 -  | Âges obtenus (diagrammes Concordia inverse et Concordia) pour un corps d'orthogneiss anté-varisque par la méthode U/Pb sur zircon pour l'échantillon SA03   | 40 |
| Fig. 6 -  | Âges obtenus pour les migmatites du Golfe du Morbihan par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour les échantillons 220B (mélanosome) et 220H (leucosome)   | 50 |
| Fig. 7 -  | Déformation ductile en cisaillement dextre enregistrée dans le massif de Questembert à l'approche du CSA  | 56 |
| Fig. 8 -  | Évolution de la taille des grains de quartz recristallisés et de l'angle C'/S le long d'une coupe parallèle au gradient de déformation (Plessis Josso)  | 58 |
| Fig. 9 -  | Âges obtenus pour le granite de Sainte-Anne-d'Auray par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour les échantillons 227 et 207  | 60 |
| Fig. 10 - | Relations structurales entre les migmatites du Golfe du Morbihan et le granite de Carnac  | 64 |
| Fig. 11 - | Statistiques sur l'orientation préférentielle ainsi que le pendage apparent (le long d'une coupe orientée à N120) des épontes des filons de granite de Carnac dans la région du Golfe du Morbihan (Turrillot <i>et al.</i> , 2011a) | 65 |
| Fig. 12 - | Exemples de roches déformées ductilement dans la ZCES   | 68 |
| Fig. 13 - | Âge obtenu pour le granite de Carnac par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour l'échantillon V404  | 72 |
| Fig. 14 - | Âges de refroidissement obtenus pour des filons du granite de Carnac par la méthode Ar/Ar sur muscovite et biotite pour les échantillons M212 et M218   | 73 |
| Fig. 15 - | Déformation à la base des micaschistes du groupe de la Vilaine  | 78 |
| Fig. 16 - | Détail d'une partie de l'affleurement présenté sur la figure 15   | 79 |
| Fig. 17 - | Orthogneiss de l'Île Dumet  | 86 |

|   |                   |
|---|-------------------|
| Fig. 18 - Âges (diagrammes isochrones) obtenus pour les micaschistes du groupe de la Vilaine par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour les échantillons V94 et C18   | <b>90</b>         |
| Fig. 19 - Âges obtenus pour le granite de Questembert par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour l'échantillon BA 100   | <b>108</b>        |
| Fig. 20 - Log stratigraphique composite de la sablière de Lauzach ouverte dans le Mio-Piocène (Van Vliet-Lanoé <i>et al.</i> , 2002, modifié)   | <b>114</b>        |
| Fig. 21 - Faciès acoustiques du socle et des unités sismiques composant la couverture sédimentaire attribuée au tertiaire, présentes sur la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys  | <b>124</b>        |
| Fig. 22 - Section du profil sismique geope4 (NNW-SSE ; campagne GEOVIL1), qui recoupe la bordure nord de la Baie de la Vilaine  | <b>Hors texte</b> |
| Fig. 23 - Section du profil sismique geope4 (NNW-SSE ; campagne GEOVIL1), qui recoupe la bordure nord de la Baie de la Vilaine  | <b>Hors texte</b> |
| Fig. 24 - Section du profil sismique geope4 (NNW-SSE ; campagne GEOVIL1), qui recoupe le Bassin de la Recherche, comblé par les formations quaternaires   | <b>Hors texte</b> |
| Fig. 25 - Faciès acoustiques du socle rencontrés sur les profils sismiques de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys   | <b>128</b>        |
| Fig. 26 - Section du profil sismique geom8 (SN/EW campagne GEOVIL1), qui recoupe les micaschistes de l'unité siutée au toit de la ZCES  | <b>129</b>        |
| Fig. 27 - Carte des paléovallées et tracé des talwegs supposés dans le Golfe du Morbihan, au droit des principales rivières actuelles (Auray, Vincin et Noyal) ; modifiée d'après Menier <i>et al.</i> , 2011)  | <b>132</b>        |
| Fig. 28 - Modèle numérique de terrain du banc de Creizic  | <b>134</b>        |
| Fig. 29 - Représentation synthétique en trois dimensions des relations entre les niveaux de protolithe des migmatites du Golfe du Morbihan, les produits de fusion qu'ils soient précoces (type granite de Sainte-Anne-d'Auray) et tardifs (type granite de Carnac) | <b>140</b>        |
| Fig. 30 - Évolution Pression-Température des micaschistes du groupe de la Vilaine et des migmatites du Golfe du Morbihan, compilation d'après les travaux de Triboulet et Audren, 1989 ; Audren et Triboulet, 1993 ; Marchildon et Brown, 2004                      | <b>144</b>        |

|  |                |
|--|----------------|
| Fig. 31 - Exemples représentatifs de déformation cassante extensive  | <b>152</b>     |
| Fig. 32 - Relations de recoupement entre les structures ductiles et cassantes  | <b>153</b>     |
| Fig. 33 - Le granite de Carnac et son réseau filonien  | <b>160-161</b> |
| Fig. 34 - Carte de sismicité de la région de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys  | <b>168</b>     |
| Fig. 35 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns <i>et al.</i> , 1998)   | <b>169</b>     |
| Fig. 36 - Carte de localisation des bassins versants modélisés   | <b>172</b>     |
| Fig. 37 - Teneur en nitrates au niveau des puits de Saint-Colombier à Saint-Nolff et de Cran à Treffléan. Source : ARS56                                     | <b>180</b>     |
| Fig. 38 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Locmeren à Grandchamp et du puits de Kergoudelel à Pluvigner. Sources : ARS56 et AELB                 | <b>181</b>     |
| Fig. 39 - Chronique piézométrique de la station de Theix   | <b>182</b>     |
| Fig. 40 - Localisation des occurrences minéralisées dans la région du Golfe du Morbihan  | <b>186</b>     |
| Fig. 41 - Localisation des sables lourds sur la rive septentrionale de la Baie de la Vilaine   | <b>194</b>     |
| Fig. 42 - Marégrammes de Port-Navalo et de Vannes pour des coefficients de 45 et 95. Données : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) | <b>202</b>     |
| Fig. 43 - Vitesses et directions des courants du Golfe du Morbihan   | <b>204</b>     |
| Fig. 44 - Distribution schématique des foraminifères benthiques dans le Golfe du Morbihan (modifié d'après Pérez-Belmonte, 2008)                             | <b>207</b>     |
| Fig. 45 - Profils sismiques interprétés des zones externe, médium et interne du Golfe du Morbihan (modifié d'après Menier <i>et al.</i> , 2011)              | <b>208</b>     |
| Fig. 46 - Profil Geogolfe 29 avec la position des carottes V8 et V9 décompactées (modifié d'après Perez-Belmonte, 2008)                                      | <b>209</b>     |
| Fig. 47 - Schéma synthétique du remplissage du secteur sud-oriental du Golfe du Morbihan (modifié d'après Perez-Belmonte, 2008)                              | <b>212</b>     |

## LISTE DES TABLEAUX

|  |            |
|--|------------|
| Tabl. 1 - Liste des prélèvements marins sur la feuille Lorient à 1/50 000, GR = Géosciences Rennes | <b>122</b> |
|--|------------|

|  |            |
|--|------------|
| Tabl. 2 - Prélèvements marins de référence associés aux unités sismiques décrites sur le Plateau Sud-Bretagne (extrait de la feuille Lorient à 1/250 000, Thinon <i>et al.</i> , 2008a)            | <b>123</b> |
| Tabl. 3 - Résultats obtenus pour les bassins versants modélisés (Mougin <i>et al.</i> , 2008)  | <b>173</b> |
| Tabl. 4 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys   | <b>176</b> |
| Tabl. 5 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS56, BRGM  | <b>178</b> |
| Tabl. 6 - Surface et débits liquides et solides annuels des rivières du bassin versant du Golfe du Morbihan (d'après Marcaillou <i>et al.</i> , 1996, <i>in</i> Perez-Belmonte, 2008)              | <b>199</b> |
| Tabl. 7 - Caractéristiques hydrologiques du Golfe du Morbihan dans le bassin occidental et le bassin oriental (Perez-Belmonte, 2008)   | <b>200</b> |
| Tabl. 8 - Vitesse de courant moyenne dans quelques points du Golfe du Morbihan, de la Rivière d'Auray jusqu'à l'Île d'Arz (Perez-Belmonte, 2008)   | <b>205</b> |
| Tabl. 9 - Espèces de foraminifères benthiques déterminées dans le Golfe du Morbihan présentées par ordre d'abondance relative et classées selon les limites de dominance données par Fatela (1994) | <b>206</b> |



## RÉSUMÉ

La coupure de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys de la carte géologique à 1/50 000 de la France est située en Basse Bretagne au sein du département du Morbihan ; Morbihan, qui signifie « petite mer » en breton. Outre son fin plaquage de formations sédimentaires et supérieures, la feuille est une carte de socle dont la structuration est principalement héritée de l'orogénèse varisque.

La feuille est traversée par la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) à l'origine de l'individualisation en grands domaines. Le CSA, une zone de cisaillement ductile dextre orientée WNW-ESE est un des traits majeurs du Massif armoricaïn et se poursuit, tant vers l'Ouest que vers le Sud-Est sur plus de 300 km. Sur la feuille, il est caractérisé par une branche principale nord, limitant véritablement deux domaines et une branche subordonnée sud recoupant le Domaine Sud Armoricaïn. Il convient ici de rappeler que les domaines situés de part et d'autre du CSA ont subi des histoires tectonométamorphiques contrastées. Alors que le domaine situé au Nord du CSA n'atteste que d'une déformation supra-crustale, le Domaine Sud Armoricaïn montre au contraire une déformation souvent complexe, résultant d'une succession d'événements et dont une partie importante a été acquise dans des conditions ductiles voire même de fusion partielle. Le grade et l'évolution du métamorphisme y sont contrastés, parfois même au sein même d'une unité, impliquant plus souvent des différences de l'intensité de la rétro-morphose que de réelles différences de cheminement Pression-Température (P-T). Une autre zone mylonitique majeure, à la fabrique faiblement pentée, la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES) permet de subdiviser le Domaine Sud Armoricaïn en une unité de haut grade métamorphique, en partie affectée par la fusion partielle au mur d'un ensemble d'unités moins métamorphiques au toit.

Les schistes du Domaine Ligérien du nord sont les terrains les plus anciens connus sur la feuille. Ils correspondent à des métasédiments fins attribués au Néoprotérozoïque (Briovérien) qui ne subsistent qu'à l'état de panneaux entre les lobes du massif granitique de Questembert dont ils forment, par ailleurs l'encaissant. Le massif de Questembert, de direction générale N80-90 présente un emboîtement longitudinal de faciès pétrographiques qui interfèrent avec des faciès hydrothermalisés et déformés à l'approche du CSA. Ce granite se met en place vers  $318 \pm 4$  Ma, alors que le CSA était probablement déjà actif. La déformation est en effet très pénétrative dans une grande partie du volume de l'intrusion même si elle se concentre fortement à l'approche du CSA et des lambeaux de Néoprotérozoïque. Des datations récentes sur le territoire de la feuille ont montré que la déformation mylonitique avait persisté jusque vers 300-298 Ma après que l'ensemble du massif eut refroidi vers 308-307 Ma.

Au Sud du CSA, les effets couplés de la déformation ductile et du métamorphisme rendent difficile la reconnaissance de traces d'événements

antérieurs ainsi que des protolithes « anté-varisques ». Cependant, sur la base de critères pétrographiques et de datations récentes, de nombreux corps orthodérivés d'âge ordovicien ( $466 \pm 6$  Ma) ont été reconnus parmi les migmatites malgré l'intensité de la fusion partielle ; ces manifestations plutoniques étant des témoins d'une phase majeure de rifting à l'Ordovicien Inférieur à Moyen identifiés sur l'ensemble de la chaîne. De même, quelques niveaux particuliers, repères, ont pu être mis en évidence ainsi que les produits de la fusion comme les niveaux de restites (dont les célèbres morbihanites) ou les corps de granite d'anatexie. De taille variable, ces corps souvent limités à de petites poches aux dimensions modestes ont parfois pu être cartographiées en détail ; le plus important étant un segment du Massif de Sainte-Anne-d'Auray. Longtemps considérée comme Dévonienne, cette phase majeure d'anatexie a récemment été datée précisément à  $320 \pm 5$  Ma, confirmée par la datation du granite de Sainte-Anne-d'Auray à  $320 \pm 6$  Ma. Les migmatites apparaissent, en général très structurées avec une foliation fortement redressée d'orientation générale à N120 apparaissant nettement sur la feuille. Cet ensemble est ensuite recoupé à angle droit par le massif granitique de Carnac et son réseau, localement dense de filons. Daté à  $318 \pm 6$  Ma, la mise en place de ce massif apparaît contrôlée par un étirement général responsable de l'orientation très régulière des filons autour de la direction N20-30. Il semble que la mise en place du massif de Carnac corresponde aux traces les plus précoces de la phase d'extension post-épaississement suivies par une concentration importante de la déformation le long de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau. Cette zone mylonitique, parfois épaisse de plus de 500 m, est caractérisée par une foliation faiblement pentée, une linéation d'étirement orientée à N120 ainsi que de nombreux critères de cisaillement indiquant un cisaillement top Sud-Est. La datation des dernières recristallisations dans les mylonites en lien avec la déformation a fourni des âges entre 302 et 298 Ma.

Les unités situées au toit de la Zone de Cisaillement de Sarzeau sont caractérisées par un grade de métamorphisme plus faible et une foliation principale faiblement pentée. La linéation est également souvent orientée à N120 bien qu'il ne soit pas aisé de la rattacher à l'extension. Les unités sont constituées d'épaisses séries paradérivées avec quelques intercalations de metabasites et sont localement recoupées par un corps de granitoïde anté-varisque orthogneissifié (Île Dumet). Les seules traces d'un véritable épisode de Haute-Pression/Basse-Température (HP-BT) sont préservées au cœur de boudins de metabasites très rétro-morphosées par ailleurs. Cette rétro-morphose, d'abord dans les conditions du faciès des amphibolites puis dans celles du faciès des schistes verts est très importante, au point d'oblitérer complètement l'évolution métamorphique antérieure. L'âge à  $372 \pm 11$  Ma pourrait contraindre l'épisode de HP-BT alors subsynchrone des conditions de HP dans la klippe de l'Île de Groix suivi d'une longue phase de rétro-morphose dans le faciès des amphibolites ( $338 \pm 7$  Ma). Enfin, au moins la base de l'unité semble ensuite

refroidir rapidement entre 305 et 300 Ma pour suivre une évolution terminale commune avec les roches de l'unité inférieure.

L'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn, mais particulièrement l'unité inférieure, est alors soumis à une intense fracturation sous des conditions cassantes. Il s'agit le plus souvent de failles normales à fort pendage, organisées en réseaux denses mais également de failles à faible pendage qui semblent réactiver des structures ductiles indiquant la persistance du régime extensif orienté à N115-120, initié en profondeur. Des datations réalisées sur des cristallisations de micas blancs (gerbes cisillées ou non) sur des plans de failles normales à faible et fort pendages ainsi que dans des fentes de tension verticales ont fourni des âges entre 300 et 298 Ma.

L'enregistrement de l'évolution post-varisque est très fragmentaire et difficile à mettre en évidence en particulier en raison de l'absence de couverture sédimentaire post-varisque. Un épisode en décrochement sous des conditions cassantes est toutefois assez clair avec la réactivation de plans de failles normales en décrochement senestre. Par ailleurs, quelques petits plaquages de sédiments Mio-Pliocène sont préservés en particulier dans le petit bassin de Lauzach. Enfin, l'histoire Quaternaire est principalement marquée par des variations importantes et répétées du niveau de la mer, liées notamment à la succession de périodes glaciaires et interglaciaires. La plus récente, débutée il y a quelques 10 000 ans, s'est traduite par l'enneigement des terres les plus basses ainsi que l'aval des rivières. C'est ainsi qu'une partie des vestiges néolithiques est en partie noyée par les flots.

Après les chapitres introductifs et le contexte géologique, cette notice décrit les formations rencontrées par grands groupes dans l'ordre structural des plus profondes aux plus superficielles. L'ordre chronologique, qu'il soit obtenu par des méthodes relatives (recoupement, inclusion, superposition) ou par des méthodes absolues (radiochronologie) est ensuite respecté. Les conditions de mise en place de ces roches sont ensuite abordées et ces informations, parfois nouvelles, sont intégrées dans une synthèse régionale. Cette notice aborde également les ressources minières et minérales, ainsi que les ressources en eau (aquifères, captages, alimentation, chimisme) de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys. Une documentation complémentaire propose entre autre un chapitre dédié au fonctionnement actuel du Golfe du Morbihan et un itinéraire permettant de découvrir les faciès et les affleurements les plus remarquables de la feuille.

## ABSTRACT

The territory of the geological map of Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys is located in Lower Brittany in the department of Morbihan, which means « small sea » in traditional Breton language. The area dominantly exposes basement rocks whose structure is mainly inherited from the Variscan orogeny and covered by a thin and patchy sedimentary cover.

The map of Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys is crossed by the South Armorican Shear Zone (SASZ) which allows the distinction as main domains. The SASZ, a major dextral ductile shear zone oriented WNW-ESE, is one of the most important variscan features of the Armorican Massif that extends, either to the West or the South-East over more than 300 km. On the surveyed area, it is characterised by a main, northern branch that truly separates two domains and a subordinate southern branch that cuts across the South Armorican Domain. It is worth reminding that the northern part of the Ligerian and the South Armorican domains experienced contrasted tectonometamorphic evolutions. While the northern part of the Ligerian Domain behaved as a supracrustal domain, the South Armorican Domain, in turn, exhibits a complex, polyphased deformation structure partly acquired in ductile or even partial-melting conditions. In addition, the metamorphic grade and its evolution are contrasted, sometime even within a single unit, even if most differences stem rather from variations in the intensity of retrogression than real differences in the P-T path. Besides, another gently dipping major mylonitic zone, the Sarzeau Shear Zone divides the South Armorican Domain into a high-grade unit partly affected by partial-melting in the footwall and a set of less metamorphosed units in the hangingwall.

Schists from the northern part of the Ligerian Domain are the oldest outcropping rocks of the sheet. They are composed of fine-grained metasediments attributed to the Neoproterozoic (Brioverian) that are preserved as ribbons between the numerous lobes of a leucogranitic massif (the Questembert Massif), which they host. The Questembert Massif, trending N80-90, presents a longitudinal succession of petrographic facies that interfere with hydrothermalised and deformed facies in the vicinity of the SASZ. This granite was emplaced around  $318 \pm 4$  Ma while the SASZ were probably already active. The deformation is indeed pervasive in the volume of the intrusion even if it focuses heavily on the approach of both the SASZ and the Neoproterozoic stripes. Recent dating on the surveyed area showed that the mylonitic deformation lasted until about 300-298 Ma after the massif cooled at about 308-307 Ma.

South of the SASZ, the coupled effects of ductile deformation and metamorphism hinder the recognition of older events as well as “pre-Variscan” protoliths. However, on the basis of petrographic and recent dating criteria, numerous orthogneiss bodies of Ordovician age (*i.e.*  $466 \pm 6$  Ma for the Kerlin body) were found among the migmatites on the area despite the intensity of

partial melting; these plutonic occurrences being the witness to a major rifting phase in the Lower to Middle Ordovician times. Similarly, some particular levels have been identified and mapped as well as products of partial melting such as restitic bodies (including the famous morbihanites) or anatectic granite bodies. Of variable size, only the largest of these bodies have been mapped (including a segment of the massif of Sainte-Anne-d'Auray). Considered as Devonian, the major partial-melting event has recently been dated precisely at  $320 \pm 5$  Ma confirmed by the dating of the anatectic granite at  $320 \pm 6$  Ma. These migmatites have a consistent orientation throughout the area, with a steeply dipping foliation trending around N120, clearly visible on the map. These rocks are then cut at right angle by a granite complex (*i.e.* the Carnac Massif) and its dense dyke array. Dated at  $318 \pm 6$  Ma, the emplacement of this massif is controlled by an overall stretching responsible for the very systematic trend of the dykes around the N20-30 direction. The emplacement of the Carnac massif seems to correspond to the earliest trace of post-thickening extension phase, which is followed by a high strain concentration along the Sarzeau Extensional Shear Zone (SESZ). This mylonite zone, sometimes exceeding 500 m of thickness, is characterised by a gently dipping foliation, a stretching lineation oriented N120 as well as numerous shear criteria indicating a top-to-the-Southeast sense of shear. Dating of the last mineral recrystallisations in mylonites related to the deformation yielded ages between 302 and 298 Ma.

Hanging wall units of the SESZ are characterized by a lower metamorphic grade and a gently dipping main foliation. The stretching lineation, which is also often oriented N120, is not often straightforwardly related to extension. These units consist of thick metasedimentary sequences with some intercalations of metabasites and are locally (Ile Dumet) intruded by a strongly deformed body of pre-Variscan granitoids. The only traces of a real High-Pressure/Low-Temperature (HP-LT) episode are preserved in the heart of metabasite boudins, which are very retrogressed elsewhere. This retrogression, first under amphibolite facies conditions then in those of the greenschist facies is so penetrative that it may completely obliterate the previous metamorphic evolution. The  $372 \pm 11$  Ma age could reflect the episode of HP-LT conditions subsynchronous with the HP event in the Ile de Groix klippe, followed by a long period of retrogression under amphibolite facies conditions ( $338 \pm 7$  Ma). Finally, at least the base of the unit seems to cool quickly between 305 and 300 Ma and to follow the last exhumation stages in common with the lower unit.

The whole South Armorican Domain, especially the lower unit, is then subjected to intense faulting under brittle conditions. This resulted mostly in steeply dipping normal faults, arranged in dense array but also to shallowly dipping faults that seem to reactivate ductile structures indicating the persistence of the extensive regime oriented at N115-120 initiated at depth. Dating carried out on white mica crystals (sheaves that were sheared or not)

on both gently and steeply dipping normal fault plans and in vertical tension gashes yielded ages between 300 and 298 Ma.

The post-Variscan evolution record is very fragmentary and difficult to identify particularly because of the lack of a post-Variscan sedimentary cover. However, an episode of strike-slip faulting under brittle conditions appears quite clear as it sometimes reworks normal fault planes with a preferred sinistral kinematics. In addition, some small Mio-Pliocene sedimentary remnants are seldom preserved especially in the Lauzach basin. The Quaternary evolution is mainly marked by repeated oscillations of the sea-level, particularly related to the succession of glacial and inter-glacial periods. The latest, which began some 10 000 years ago, has resulted in the flooding of lowland areas and the downstream parts of rivers. Thus, part of the Neolithic remains partly drowned by the waves.

After the introductory chapters and the geological context, this manual describes in detail the formations encountered in the surveyed area in the structural order from the deepest to most superficial. Conditions of formation of these rocks are then discussed and all the collected information, part of which was acquired during the field work related to the map preparation, is integrated into a regional synthesis. This manual also addresses the mining and mineral resources and water resources (aquifers, catchments, chemistry) present on the sheet territory. Additional documentation includes, a chapter dedicated to the current operation of the Golfe du Morbihan and a geological itinerary to discover the most remarkable facies and outcrops of the map of Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys à 1/50 000 est située en Basse Bretagne. Elle correspond à la réunion des deux coupures à 1/50 000 de Vannes comprenant une grande majorité est du Golfe du Morbihan et de Saint-Gildas-de-Rhuys à 1/50 000 ouverte sur la façade atlantique. Morbihan, en breton « petite mer », est à l'origine du nom département, le seul à avoir gardé un nom qui n'a pas été modifié ultérieurement par la langue française. C'est en effet une petite mer intérieure couvrant plus de 100 km<sup>2</sup> (20 km × 5 km environ) fermée par la presqu'île de Rhuys. On y compte une quarantaine d'îles dont une dizaine est habitée alors que 300 îlots ne sont de simples écueils au milieu des eaux peu profondes du Golfe. Deux d'entre elles forment des communes, l'île d'Arz, au centre du Golfe et l'Île-aux-Moines plus à l'Ouest, reliées par de fréquentes dessertes depuis la presqu'île de Couleau (Vannes) ou depuis Port-Blanc (Baden). Un étroit passage face à Port Navalo, où les courants sont violents, permet la communication avec l'océan. La ville de Vannes (Gwened en breton vannetais et Vann en gallo), peuplée de plus 53 000 habitants, et à la tête d'une aire urbaine de 144 500 habitants (2010), est un centre économique et une destination touristique. Bâtie au fond du Golfe du Morbihan, Vannes constitue un point de départ pour les excursions vers la célèbre petite mer ainsi que les Îles de Houat et Hoëdic situées au large. La vieille ville, entourée et défendue par de puissants remparts médiévaux bien préservés, donne directement sur le port par la porte Saint-Vincent. Elle est visitée pour son passé médiéval et son riche patrimoine architectural, dont sa cathédrale, à laquelle on accède par d'étroites ruelles d'un autre âge.

Envahi par les eaux du Golfe du Morbihan, celles de la rivière de Peneff et leurs réseaux de chenaux sensibles aux alternances des marées, le Sud du territoire de la carte est caractérisé par des altitudes modestes dépassant rarement les 30 m. Dans le secteur du Golfe du Morbihan et jusqu'aux confins ouest de la carte, la topographie est visiblement contrôlée par des structures de socle formées il y a plus 300 millions d'années. Ainsi, les directions ENE-SSW contrôlent-elles en partie la topographie de l'Île-aux-Moines (pc : 27 m), celles des îles Logoden ou la pointe d'Arradon ou du Ruaud (Sud du Golfe), alors que des directions WNW-ESE contrôlent la longue colline de Ploeren à Kerguen (Secteur au Nord-Est d'Arradon) qui se prolonge par la presqu'île de Cardouan (Commune de Séné) ou celle qui lie Baden à Toulindac. Cette dernière forme la pointe de Port-Blanc et les « branches » de la croix de l'Île-aux-Moines dont le relief s'explique par l'interférence des deux directions.

Quittant ces zones basses vers le NNE, la topographie s'élève doucement jusqu'au pied d'une succession de collines boisées, alignées entre Plescop et Lauzach, correspondant au passage de la branche sud du Cisaillement Sud

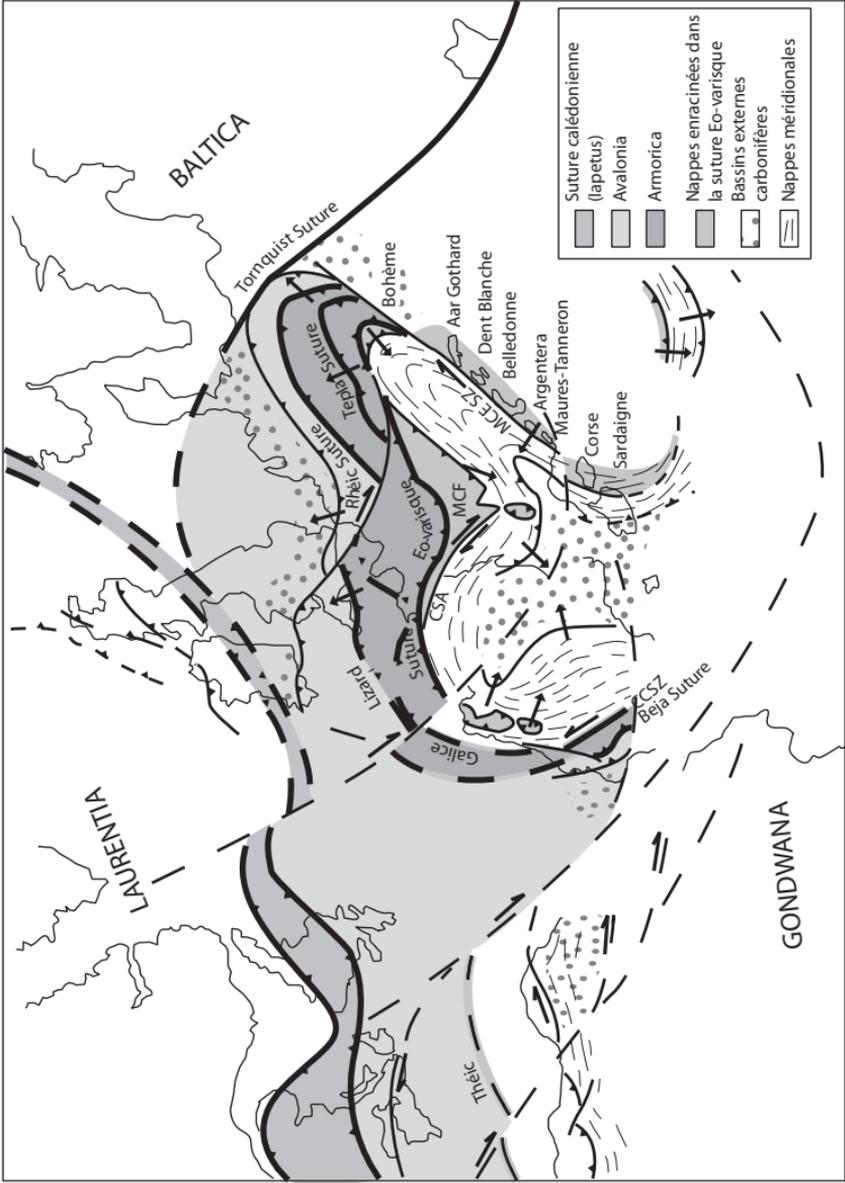


Fig. 1 - La chaîne Varisque de l'Europe de l'Ouest (modifié d'après Melleton, 2008)

Armoricaïn (*i.e.* direction WNW), une structure majeure du Massif armoricaïn. La seconde branche de cet accident, la plus importante par son épaisseur, s'aligne parallèlement à la première depuis le Nord de Saint-Avé (carrière Liscuit) jusque dans le secteur de Berric. Cette structure contrôle quant à elle une véritable « marche » dans la topographie puisqu'elle limite des zones d'altitudes comprises entre 40 et 60 m au Sud-Ouest et de zones à plus de 120-130 m voire 140 m au Nord-Est. Cette zone, composée principalement par le massif granitique de Questembert, est entaillée par de profondes vallées encaissées de directions méridiennes qui débouchent dans la plaine côtière.

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

### Chaîne varisque

La chaîne varisque apparaît comme le résultat d'une évolution « classique » subduction-collision entre deux plaques lithosphériques majeures : le Gondwana au Sud et les plaques Laurentia et Baltica (ou Atlantique Nord), suivie d'une phase de désépaississement crustal particulièrement spectaculaire. En Europe, les traces du métamorphisme et les indices de déformation s'étendent sur plus de 5 000 km depuis le Sud de l'Espagne (Andalousie) jusqu'aux confins du Caucase. La trace de la chaîne apparaît actuellement souvent sous la forme d'une succession de massifs de socle entrecoupée par de nombreux bassins sédimentaires méso-cénozoïques dont ils forment le socle et sont parfois impliqués dans une déformation plus récente (*e.g.* la zone axiale des Pyrénées). Dans ces massifs de socle, les terrains les plus fréquemment rencontrés s'échelonnent du Protérozoïque au Carbonifère ; ce dernier présentant souvent un net caractère syn-tectonique (Matte, 1991 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

Au premier ordre, sur la base de données paléontologiques (Cocks et Fortey, 1982 ; Paris et Robardet, 1990, 1994), les associations faunistiques caractérisant le contenu sédimentaire des deux masses continentales, différentes durant tout le Paléozoïque inférieur, redeviennent comparables à partir du Dévonien ; la plaque gondwanienne ayant, entre l'Ordovicien et le Dévonien, subi une dérive importante vers le Nord jusqu'au niveau de l'équateur. D'autre part, ces études ainsi que d'autres données paléontologiques et paléomagnétiques (Perroud, 1985) révèlent l'existence de microcontinents entre les plaques principales. Un de ces microcontinents, le bloc Armorica, semble, à la lumière des études paléomagnétiques, s'être individualisé du reste de la plaque Gondwana durant leur remontée vers le Nord, bien qu'il reste dans le même temps caractérisé par des faunes d'affinité gondwanienne (Paris et Robardet, 1994). Il semble ainsi que le Domaine océanique Sud Armoricaïn n'ait jamais été très large au même titre que l'océan Liguro-Piémontais et ne constitue *a priori* qu'une branche méridionale de l'océan Rhéique (fig. 1).

La subduction progressive de ces deux domaines océaniques, dont la disparition est à l'origine de la collision des plaques, semble avoir présenté des vergences opposées (Matte, 1986). Cette configuration, acquise précocement, est à l'origine de la symétrie et de la relative simplicité au premier ordre de la chaîne varisque. Il est également possible de reconnaître aujourd'hui, parfois sur des segments différents de la chaîne et malgré l'accumulation de déformations postérieures, toutes les caractéristiques d'une chaîne moderne majeure : comme la présence de grandes nappes (Matte, 1986), un métamorphisme de type HP/BT avec une culmination dans le faciès des éclogites, voire des éclogites de UHP (Lardeaux *et al.*, 2001), l'obduction de terrains océaniques comme au Cap Lizard (Francke, 2000 ; Matte, 2001), ou la migration dans le temps et l'espace du doublet déformation et métamorphisme depuis les zones internes vers les bassins anchizonaux des zones externes (Matte, 2001).

Ainsi est-il possible de mettre en évidence le front nord de la chaîne caractérisé par de grands chevauchements faiblement pentés à vergence nord comme la faille du Midi (Raoult et Meilliez, 1987) et dont la continuité est remarquable depuis le Nord de l'Allemagne jusqu'au Sud de l'Irlande (fig. 1). Le front sud est, en revanche, plus difficile à mettre en évidence de manière continue, en particulier du fait de la déformation Alpine (*s.l.*). Il est par exemple bien défini au Sud du massif de Bohême et dans une moindre mesure au Sud du Portugal (fig. 1). Dans ce cas, l'âge des terrains les plus jeunes impliqués dans la déformation est Carbonifère supérieur.

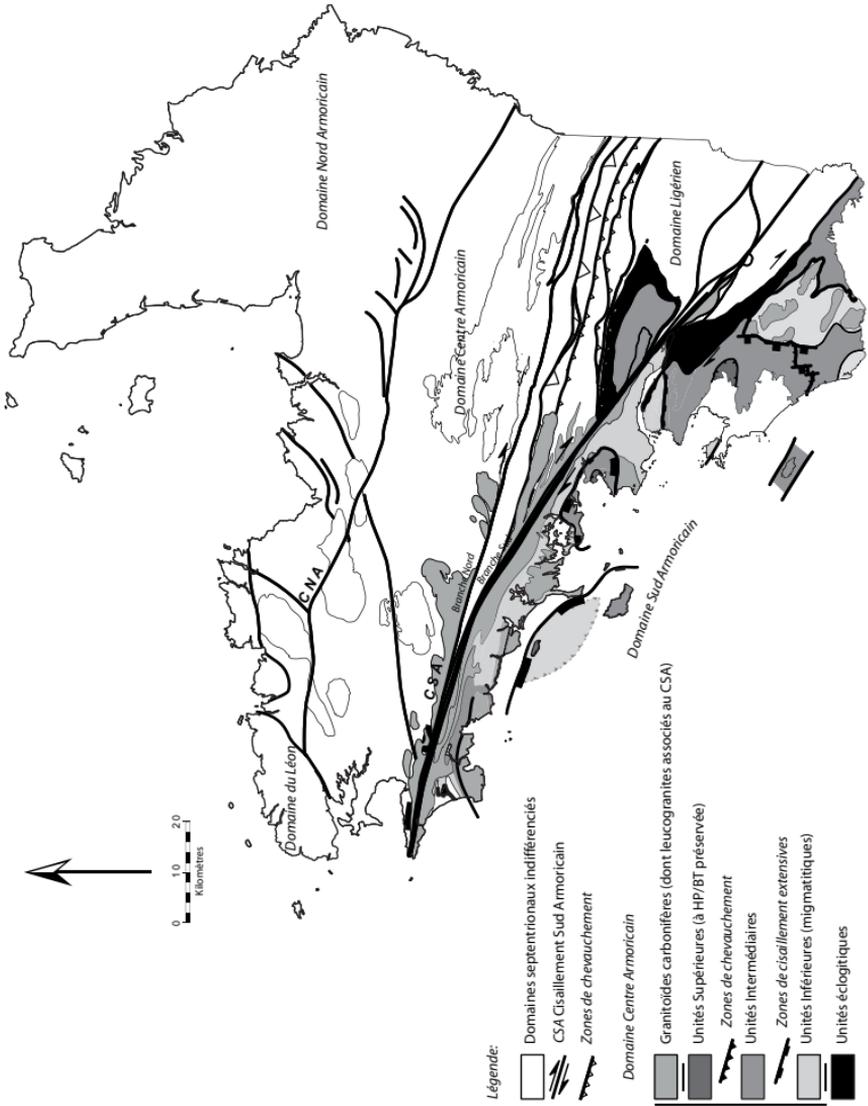
Les traces des domaines océaniques principaux sont également reconnues de manière relativement continue. La suture de l'Océan Rhéique court depuis le Nord du Massif de Bohême jusqu'au Sud de l'Angleterre au Nord du Cap Lizard (Matte, 2001 ; fig. 1) où affleure un complexe ophiolitique complet (Francke, 2000). La suture de l'Océan Sud Armoricain n'est souvent pas si clairement définie. Elle est principalement soulignée par des roches métamorphiques de HP/BT dérivant de protholithes d'affinité océanique (Matte, 1986) et affleure au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre (Cartier *et al.*, 2001). Enfin, la partie centrale de la chaîne est occupée par une large bande de terrains, constituée d'unités métamorphiques dont l'empilement et l'architecture lors de la collision sont parfois encore visibles, comme dans le Massif central français ; les contacts majeurs étant de grands chevauchements à rejet crustal. Des traces de désépaississement crustal subséquents sont également présentes au travers de toute la chaîne, au point d'oblitérer plus ou moins complètement les épisodes antérieurs. Cet événement Carbonifère supérieur, accompagné d'un rééquilibrage thermique, se traduit essentiellement par la remontée de matériaux de haut-grade, partiellement fondus caractérisant la croûte inférieure et moyenne (contenant parfois des reliques de HP) le long de grandes structures cisailantes à faible pendage (Malavielle *et al.*, 1990 ; Gapais *et al.*, 1993 ; Burg *et al.*, 1994 ; Cagnard *et al.*, 2004 ; Brown, 2005 ; Turrillot *et al.*, 2009 ; Turrillot, 2010).

## Massif armoricain

La structure actuelle du Massif armoricain préserve donc différentes phases de l'évolution orogénique résultant des interactions entre les principaux blocs continentaux. Aux subdivisions paléogéographiques anté-orogéniques qui sont variablement réactivées par les mouvements plus récents, s'ajoutent des nombreuses structures néoformées ; la difficulté principale étant de faire la part respective entre les différentes phases.

Une importance toute particulière a été portée à la reconnaissance des zones de suture de la chaîne. Ainsi, la suture du Conquet, limitant le bloc du Léon au Nord et la suture éovarisque limitant le Domaine Ligérien au Sud ont-elles été décrites (*e.g.* Le Corre *et al.*, 1986 ; Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004 ; Faure *et al.*, 2005, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009). Ces deux structures au rejet hectométrique sont majeures et retracent en partie les épisodes de subduction et le début de la collision continentale. Elles limitent, par ailleurs, un domaine médian constitué principalement de roches néoprotozoïques et d'une couverture paléozoïque relictuelle attestant d'une déformation varisque (*s.l.*) faible relativement aux domaines adjacents.

Deux grandes zones de cisaillement majeures dextres à fort pendage dont le rôle dans l'histoire précédente est encore discuté (en particulier avant le Carbonifère Supérieur) sont reconnues dans le Massif armoricain : le Cisaillement Nord Armoricain relativement rectiligne et de direction E-W (ligne Brest – Laval ; Watts et Willams, 1979) et le Cisaillement Sud Armoricain subdivisé en une branche nord E-W (ligne Quimper – Angers) et une branche sud qui a tendance à s'orienter vers le Sud-Ouest au Sud (courbe Quimper – Nantes ; Jégouzo, 1980, 1984 ; fig. 2). Cette branche sud du cisaillement se répartit en Vendée sur plusieurs zones ; une partie de la quantité de cisaillement total étant répartie sur chacune de ces branches (Rolin et Colchen, 2001). Au moins un incrément de la déformation localisée à l'approche de ces zones de cisaillement a pu être fixé au Carbonifère Supérieur grâce à la présence de grandes quantités de massifs granitiques présentés comme syn-cinématiques (Berthé *et al.*, 1979 ; Gapais, 1989). Le long de ces zones de cisaillement, l'existence et l'épaisseur du corps d'ultramylonites impose un mouvement total très important de l'ordre de la centaine de kilomètres (Vignerresse et Brun, 1983). Ces zones de cisaillement majeures se localisent le long de zones d'évolution propre dénotant vraisemblablement la réactivation d'accidents plus anciens (Le Corre *et al.*, 1991). Un dernier type de structure, confiné au Domaine Ligérien et Sud Armoricain et les failles normales à faible pendage, beaucoup plus discret à cette échelle et confiné dans le Domaine Sud Armoricain. Il convient aujourd'hui de distinguer des ensembles plus petits dont l'évolution tectonométamorphique est néanmoins cruciale pour reconstituer l'histoire orogénique varisque. Ils sont distingués du Nord au Sud figure 2.



**Fig. 2 - Structure et subdivisions du Massif Armoricain. Le Domaine Sud Armoricain est détaillé (modifié d'après Gumiaux, 2003)**

## Domaine du Léon

Le Domaine du Léon a longtemps été considéré comme un socle métamorphique précambrien recouvert par des terrains briovériens et paléozoïques. Des arguments principalement structuraux et radiochronologiques tendent aujourd'hui à montrer que ce domaine s'inscrit en grande partie dans l'histoire orogénique varisque avec une évolution assez bien contrainte depuis 440 Ma jusqu'à 290 Ma (Cabanis, 1976 ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Chauris *et al.*, 1998 ; Faure *et al.*, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009). D'extension réduite, ce domaine consiste en un empilement initial de nappes mises en place dans des conditions ductiles du Sud vers le Nord. Cette structure a par la suite été fortement modifiée par une succession d'évènements tectonométamorphiques dont les derniers sont à l'origine de la production de granitoïdes datés du Carbonifère Supérieur (Le Corre *et al.*, 1991 ; Faure *et al.*, 2005, 2008).

Les unités les plus profondes de l'édifice sont principalement formées de gneiss à grenat-biotite-sillimanite renfermant des enclaves (*i.e.* boudins) d'éclogite dont les conditions d'équilibre lors du pic de métamorphisme sont de l'ordre de 14-15 kbar pour 650-700 °C (Cabanis et Godard, 1987). L'âge de cet épisode de HP, ancien et méritant certainement d'être affiné avec des méthodes de datation appropriées (*e.g. in-situ*, par exemple) est situé vers  $439 \pm 12$  Ma (Paquette *et al.*, 1987). Ces éclogites sont souvent fortement rétro-morphosées dans les conditions du faciès des amphibolites. L'évolution complète de ce domaine, au-delà de cette présentation générale, est disponible dans plusieurs publications récentes vers lesquelles le lecteur est renvoyé (Chauris *et al.*, 1998 ; Faure *et al.*, 2008 ; Melleton, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

Si de nombreux travaux récents concordent pour considérer le bloc du Léon comme un empilement de nappes, les interprétations d'échelle géodynamique divergent. De nombreuses similitudes géochimiques et tectonométamorphiques ont par exemple conduit à proposer une affinité sud-armoricaine, dont la position initialement plus méridienne aurait été translatée de façon dextre selon un accident de direction SW-NE (Balé et Brun, 1986). Cette hypothèse ayant été invalidée par le levé de la carte de Saint-Paul-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998), le Domaine du Léon est maintenant interprété comme un microcontinent séparé par deux sutures, la suture du Conquet au Sud, qui le sépare d'Armorica et la suture Rhéique au Nord, qui le sépare de Laurussia (Faure *et al.*, 2008).

## Domaines Nord et Centre armoricains

Les domaines Nord et Centre armoricains sont limités au Nord par la suture du Conquet au Sud par le Cisaillement Sud Armoricain à l'Ouest et la faille de Nort-Sur-Erdre à l'Est. Le Cisaillement Nord Armoricain justifie cette subdivision interne même si l'essentiel du mouvement peut être considéré

comme tardif. Ce domaine est constitué principalement de roches sédimentaires attribuées au Briovérien, dont les sédiments détritiques proviennent de l'érosion de la chaîne cadomienne (Le Corre *et al.*, 1991), ce stade caractérisant un premier « type » de bassin sédimentaire. Le domaine intensément déformé et métamorphisé sur sa frange nord et nord-est s'est structuré pour l'essentiel lors du cycle orogénique cadomien (du latin Cadomus, de Caen), vieux d'environ 600 Ma et relié à la fin du cycle orogénique panafricain. Une phase de collision continentale impliquant un bloc nord vieux de plus de 2 milliards d'années (Auvray et Maillat, 1977) succède à une phase de subduction à pendage sud (Auvray, 1979). Les traces de cette déformation sont attestées par un grand nombre d'accidents N40-50, interprétés comme des rampes latérales à des chevauchements majeurs orientés plutôt E-W et accommodant un raccourcissement orienté NNE-SSW (Balé et Brun, 1983, 1986 ; Brun *et al.*, 2001). Un métamorphisme tardif de haute température et de basse pression est illustré par le dôme de migmatites de Saint-Malo dont les conditions de l'anatexie ont été estimées à 5 kbar pour 700°C (Brown et D'Lemos, 1991) et datées entre 570 et 540 Ma (*e.g.* 541 Ma ; Pin et Peucat, 1986). Les stades tardifs de l'évolution orogénique de la chaîne cadomienne sont marqués par le dépôt d'une épaisse série terrigène attribuée au Briovérien (du nom romain de Saint-Lô, Briovera) elle-même fortement raccourcie dans un contexte métamorphique de bas grade. La déformation est marquée par une foliation fortement pentée à verticale, associée à des plis responsables du redressement généralisé de la stratification. La déformation est scellée par de très nombreux plutons de granodiorite comme celui d'Athis (Barrat, 1986) dont les datations ont fourni des âges situés autour de 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982). Ce domaine reste ensuite, durant le Paléozoïque, une zone d'accumulation sédimentaire privilégiée. À partir de l'Ordovicien, deux autres types de bassins sédimentaires se succèdent, limités dans le temps par des événements géodynamiques majeurs (fig. 2).

L'Ordovicien inférieur, correspondant à une phase d'extension régionale avec la formation de grands blocs basculés crustaux (Brun *et al.*, 1991), remplis d'une épaisse série détritique syn-tectonique (Ballard *et al.*, 1986), bien décrits dans le secteur de la Presqu'île de Crozon (Darboux, 1991). Un bassin de plateforme (dite armoricaine) s'installe ensuite de l'Ordovicien inférieur au Dévonien supérieur. Les dépôts présentent des faciès relativement homogènes de faible tranche d'eau, caractéristiques de la marge nord du Gondwana (Paris et Robardet, 1994). La glaciation fini-ordovicienne (glaciation hirnantienne) est bien exprimée dans les sédiments armoricains, en particulier par la sédimentation de « drop-stones ». À partir du Dévonien Supérieur, les sédiments préservés sont plus rares et souvent alignés en lanières le long des grands accidents. Le passage Dévonien-Carbonifère (phase Bretonne de l'orogénèse varisque) correspond au début du décrochement dextre qui affecte l'ensemble du Domaine Centre Armoricaïn d'un raccourcissement de l'ordre de 30 % (Gumiaux, 2003). Le style structural est principalement illustré par des plis à

grande longueur d'onde dont seuls quelques grands synclinaux sont préservés d'une longue phase d'érosion (synclinaux de la zone Bocaine ou du Sud de Rennes, par exemple). La partie sud-est du Domaine Centre Armoricaïn au Sud d'Angers, expose des terrains très particuliers dont le plus remarquable est la série à blocs de Saint-Georges-sur-Loire (Cartier *et al.*, 2001). Il s'agit d'un olistostrome d'âge Dévonien probable, renfermant des blocs de radiolarites siluriennes, de laves acides cambriennes, de basalte et de calcaires du Dévonien Inférieur. Cette série à blocs est interprétée comme un bassin d'arrière arc développé au Nord et un arc magmatique qui aurait été subducté lors de la tectonique éo-varisque (Faure *et al.*, 2008). De grands bassins subsidents datés du Carbonifère basal au Namurien, comme le bassin de Chateaulin ou de Laval, sont constitués d'une épaisse série détritique aux caractéristiques syn-tectoniques affirmées. De récentes études montrent que le bassin de Châteaulin, classiquement considéré comme un bassin décrochant, serait plutôt un bassin compressif (Gumiaux, 2003). Au cours de la tectonique varisque, les structures associées au cisaillement simple dextre affectant l'ensemble du domaine sont principalement de grands plis droits d'axe E-W disposés vaguement en échelons, et accompagnés d'une schistosité subverticale E-W.

De nombreux massifs de leucogranites se mettent en place dans la série sédimentaire de manière synchrone du fonctionnement des zones de cisaillement majeures qui limitent et parfois traversent les domaines (Berthé *et al.*, 1979). La branche nord du Cisaillement Sud Armoricaïn semble jouer un rôle majeur durant la phase de rifting Ordovicien inférieur comme une faille normale majeure de la marge (Brun *et al.*, 1991). Son dernier mouvement d'ampleur reconnu, durant le Carbonifère Supérieur, est attesté par la mise en place de massifs granitiques syn-cinématiques (*e.g.* Lizio, Guéhenno ; Berthé *et al.*, 1979 ; Gapais, 1990 ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Tartèse *et al.*, 2011a).

### **Domaine Armoricaïn méridional**

Le Domaine Armoricaïn méridional est situé à la fois au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn et la faille de Nort-Sur-Erdre qui représente la suture ophiolitique eo-varisque entre le microcontinent Armorica au Nord et le Gondwana au Sud (Bosse *et al.*, 2000 ; Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004). Le Cisaillement Sud Armoricaïn, qui recoupe cartographiquement la faille de Nort-Sur-Erdre permet la subdivision de cet ensemble en un domaine nord, le Domaine Ligérien, et un vaste domaine sud ouvert sur l'océan atlantique, le Domaine Sud Armoricaïn.

Sur la base de critères sédimentologiques et faunistiques originaux par rapport aux domaines Centre et Nord Armoricaïn à partir de l'Ordovicien (Robardet *et al.*, 1994) et peut-être dès le début du Paléozoïque (Ledru *et al.*, 1986), le Domaine Ligérien a été reconnu en tant que tel par J. Cogné (1974). Dans sa

partie sud, il est formé par un empilement de nappes varisques (Ballèvre *et al.*, 1987, Bosse *et al.*, 2000) présentant des faciès métamorphiques et des déformations très contrastées séparées par une série de chevauchements ductiles (Ballèvre *et al.*, 1987), dont les micaschistes de Mauves-sur-Loire constituent l'autochtone relatif. La nappe de Champtoceaux sus-jacente, constituée de roches paradérivées (micaschistes ou gneiss) et orthodérivées (orthogneiss ordovicien de Saint-Mars-du-Désert ; Paquette *et al.*, 1985 ; Paquette, 1987), renferme des boudins d'éclogite plus ou moins rétromorphosés dans le faciès des amphibolites. L'enfouissement de ces roches correspond à des pressions maximales estimées autour de 15-20 kbar (Ballèvre *et al.*, 2003). L'âge de cet épisode reste discuté (Cocherie *et al.*, 2005 ; Ballèvre *et al.*, 2009), mais les migmatites de Champtoceaux ont récemment fourni un âge à  $387 \pm 6$  Ma (U-Th/Pb sur monazite ; Cocherie *et al.*, 2005). L'exhumation de ces roches, en partie contemporaine de la phase de raccourcissement, est assurée par le fonctionnement d'une zone de cisaillement extensive vers 350-345 Ma (Bosse *et al.*, 2000).

Les Domaines Ligérien et Sud Armoricaïn, limités par la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, ont subi des histoires tectono-métamorphiques contrastées. Contrairement au Domaine Ligérien du nord, le Domaine Sud Armoricaïn est reconnu comme ayant subi une déformation ductile contemporaine de l'évolution tardi-orogénique de la chaîne.

Le Domaine Sud Armoricaïn, très bien représenté sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys et dont l'évolution, complexe diffère fortement de celles des précédents domaines est détaillée dans la partie ci-dessous.

### **Domaine Sud Armoricaïn**

Le Domaine Sud Armoricaïn (DSA dans le texte ; Bretagne méridionale et Vendée) s'étend au Sud de la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, et constitue le soubassement du Bassin Aquitain sous lequel il disparaît (fig. 2). Ce domaine fait partie des zones internes de la chaîne varisque. Il est essentiellement composé de roches métamorphiques au cheminement Pression-Température parfois complexe et présente une déformation ductile intense (Ballèvre *et al.*, 1994). Le contraste métamorphique de part et d'autre du Cisaillement Sud Armoricaïn est souvent frappant puisqu'il met en relation des complexes de haute pression (HP), comme les éclogites de la région des Essarts (*i.e.* Godard *et al.*, 1997), et des unités anchizonales, voire des formations sédimentaires comme le bassin paléozoïque de Chantonay. Les roches du Domaine Sud Armoricaïn sont corrélées entre elles à l'échelle régionale (Ters, 1972 ; Audren, 1987 ; Gapais *et al.*, 1993 ; Brown & Dallmeyer, 1996 ; Cagnard *et al.*, 2004). Ainsi, une organisation globale sous la forme d'une pile d'unités (*i.e.* empilement de nappes) est classiquement reconnue, dont une grande partie

des contacts majeurs ont ensuite été réactivés en extension (Gapais *et al.*, 1993 ; Cagnard *et al.*, 2004 ; Turrillot *et al.*, 2011a). Sont reconnues, structurellement du haut vers le bas (fig. 2) :

– les unités supérieures, qui surmontent tectoniquement les autres unités, sont caractérisées par un métamorphisme de type HP-BT, relativement préservé en masse de la rétomorphose, malgré un chemin P-T rétrograde caractérisé par une longue décompression isotherme. Ces unités, affleurant sous forme de klippes (fig. 2), comprennent des schistes bleus à lawsonite, des schistes bleus à grenat, voire localement des schistes bleus écolitiques et des écolites (Guiraud *et al.*, 1987 ; Bosse *et al.*, 2000), comme celles de l'île de Groix (Bretagne méridionale) ou du secteur du Bois-de-Céné (Vendée). Les estimations des conditions métamorphiques maximales subies par ces roches attestent d'une culmination métamorphique de 18 kbar et 500-550°C (Bosse *et al.*, 2002). L'évolution métamorphique de ces roches, caractérisée principalement par un enfouissement important dans un contexte de gradient géothermique faible, correspond vraisemblablement à une phase de subduction ; l'architecture de l'île de Groix étant comparée à celle d'un prisme d'accrétion (Ballèvre *et al.*, 2007). La datation récente de cet évènement de haute pression vers 380-370 Ma (méthode Rb/Sr et Ar/Ar ; Bosse *et al.*, 2000 ; 2002) le place de manière précoce dans l'évolution de la chaîne,

– les unités intermédiaires sont essentiellement composées de micaschistes et de métavolcanites présentant des évolutions métamorphiques contrastées. L'unité des micaschistes de Belle-Île contenant à sa base les « porphyroïdes » (Le Hébel *et al.*, 2000, 2007) semble avoir subi une évolution caractérisée également par un contexte de gradient géothermique faible de type HP/BT, atteignant des conditions de 7-9 kbar pour 350-400°C (Le Hébel, 2002). L'unité des micaschistes de la Vilaine montre actuellement un métamorphisme croissant vers bas, du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (Audren, 1987 ; Triboulet et Audren, 1988 ; Goujou, 1992). L'évolution métamorphique se caractérise pour les niveaux les plus profonds par un pic de pression vers 9 kbar et 580°C suivi d'un pic de température vers 7 kbar et 650°C (Triboulet et Audren, 1988 ; Johnson et Brown, 2004). La découverte de reliques de HP dans les boudins de metabasite étirés dans la foliation des micaschistes a, jusqu'à maintenant, été négligée (Smith *et al.*, 1999). Dans ces micaschistes, la déformation ductile intense est caractérisée par une foliation à pendage souvent faible portant une linéation d'étirement orientée WNW-ESE. Cet aplatissement fort à l'échelle de tout le domaine est responsable du télescopage des isogrades reconnus dans les séries barroviennes précoces (Goujou, 1992 ; Le Hébel, 2002 ; Cagnard *et al.*, 2004). Ces deux groupes de roches montrent un pic des conditions métamorphiques à 370-360 Ma et une phase d'exhumation datée autour de 350 Ma (Bosse *et al.*, 2000 ; Le Hébel *et al.*, 2002a). Des âges vers 305 Ma, communs avec l'unité inférieure sont également proposés et correspondent vraisemblablement à l'histoire tardi-orogénique (Brown et Dallmeyer, 1996),

– l'unité inférieure contient essentiellement des roches métamorphiques de haut-grade et des migmatites accompagnées et recoupées par de grands volumes de granitoïdes (Brown, 1983 ; Audren, 1987). Les estimations P-T réalisées sur les paragenèses de plus haut grade préservées dans les migmatites ont fourni des conditions de pic de métamorphisme aux alentours of 700-800 °C et 8-10 kbar pour différents segments du Domaine Sud Armoricaïn (Brown, 1983 ; Jones 1991 ; Jones & Brown 1989, 1990 ; Goujou, 1992) suivi par un chemin rétrograde caractérisé par une décompression relativement isotherme et un second épisode d'anatexie vers 700-750 °C et 4 kbar (Brown et Dallmeyer, 1996). Les contraintes chronologiques concernant cette unité demeurent rares et en partie contradictoires opposant des âges dévono-carbonifères ( $384 \pm 10$  Ma et  $372 \pm 24$  Ma ; Peucat, 1983 et  $376 \pm 19$  Ma ; Vidal, 1980 et ca. 320 Ma ; Turrillot, 2010)) pour la phase de fusion partielle, et un refroidissement rapide depuis de hautes températures entre 310 et 290 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996).

Malgré l'acquisition de récentes données géochronologiques, une évolution tectono-métamorphique calée dans le temps du DSA reste assez largement incomplète. Il est cependant possible d'établir une évolution en deux étapes principales. De récentes données Ar/Ar réalisées sur des phengites appartenant aux paragenèses de HP des unités de HP-BT ont fourni des âges carbonifères inférieurs vers 360-370 Ma alors que les phases de rétro-morphose (recristallisations partielles dans le faciès des schistes verts) indiquent plutôt des âges vers 350 Ma (Bosse *et al.*, 2000 ; 2002 ; Le Hébel, 2002a). Ces âges radiométriques plutôt jeunes sont interprétés en terme d'exhumation syn-orogénique ; la plupart de ces unités semblant d'ailleurs s'être mises en place par chevauchement (Iglesias et Brun, 1976 ; Vauchez *et al.*, 1987 ; Goujou, 1992 ; Bosse *et al.*, 2002 ; Ballèvre *et al.*, 2005). La présence de chevauchements majeurs est particulièrement claire dans les roches de HP de l'île de Groix (Bosse *et al.*, 2002 ; Ballèvre *et al.*, 2005). La cinématique de cette phase de chevauchement reste cependant mal connue à l'échelle du Domaine Sud Armoricaïn. À l'échelle régionale, l'architecture du Domaine Sud Armoricaïn présente une succession de fenêtres tectoniques d'unité inférieure partiellement fondues (*i.e.* migmatites) recouvertes par les unités supérieures (fig. 2). Ces dernières sont caractérisées par une foliation plate à faiblement pentée portant une forte linéation d'étirement W-E à NW-SE à l'échelle du domaine (Gapais *et al.*, 1993 ; Burg *et al.*, 1994), visiblement héritée en grande partie de phases tectoniques tangentielles dévono-carbonifères (Cannat et Bouchez, 1986 ; Vauchez *et al.*, 1987). Le long de certaines coupes, l'unité inférieure est coiffée par de grandes zones de cisaillement ductiles extensives où la plupart de la déformation se concentre (fig. 2 ; Gapais *et al.*, 1993, 2009). Dans ce secteur, les roches de l'unité inférieure, principalement représentées par les migmatites du Golfe du Morbihan et différents massifs de granite, indiquent un refroidissement très rapide depuis le blocage du système U/Pb sur monazites jusqu'à celui des traces de fission sur apatite (entre 310 et 290 Ma, Gapais *et al.*, 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996). À l'extrémité sud du domaine, dans la région des Sables

d'Olonne, la déformation extensive est plutôt accommodée par un aplatissement homogène de toute la série métamorphique conduisant à une forte contraction des isogrades du métamorphisme au toit d'un cœur de migmatites, que par le fonctionnement d'une unique zone de cisaillement (Cagnard *et al.*, 2004). Le gradient thermique de terrain atteint alors localement 70-80°C/km (Goujou, 1992). Dans ce secteur, les données Ar/Ar obtenues sur micas blancs indiquent des âges de refroidissement vers 310 Ma (Goujou, 1992).

### **Déformation actuelle du Massif armoricain**

Depuis les derniers épisodes varisques de la fin du Carbonifère, voire du début du Permien, le Massif armoricain n'a pas enregistré d'évènement tectonique majeur. Il porte, en revanche, des traces ténues de phases de déformation lointaines. Ainsi peut-on reconnaître les effets des phases de rifting Atlantique, du Golfe de Gascogne ou, plus tard, à l'oligocène de l'Ouest de l'Europe ou bien encore des orogénèses pyrénéenne et alpine. Cette succession d'évènements est particulièrement reconnaissable sur la marge continentale, dotée d'une épaisse série sédimentaire, à la différence du Massif armoricain qui en est dépourvu. Ces aspects de l'évolution post-varisque seront abordés dans un chapitre dédié situé dans les parties de synthèse de la notice.

À l'échelle du Massif armoricain, la déformation récente est illustrée par la surrection et le basculement vers le Sud de la région ouest du massif, mise en évidence par les nivellements topographiques (Lenôtre *et al.*, 1999) et de la modélisation des profils d'incision des rivières (Wyns, 1991). La vitesse du mouvement vertical est actuellement de près de 1 mm/an et interprétée comme la conséquence d'un flambage lithosphérique dans un régime compressif NW-SE lié à la convergence Afrique-Eurasie (Lenôtre *et al.*, 1999). La sismicité instrumentale du Massif armoricain est limitée à des séismes de magnitude ne dépassant que rarement 4 (Judenherc, 2000) ; le dernier en date étant le séisme de la région d'Hennebont (magnitude 4,3) en 2004. Même si la sismicité apparaît comme diffuse et modérée, une concentration des évènements est néanmoins remarquable le long du Cisaillement Sud Armoricain et selon une série d'accidents NW-SE ( $\approx$ N150), parmi lesquels les systèmes de failles de Kerforn, d'Hennebont et la zone de fractures de Quesnoy – Nort-sur-Erdre prolongeant la bordure ouest de la baie de Saint-Brieuc vers le Sud-Est. Les études de mécanismes au foyer font état d'un régime compressif NW-SE (Judenherc, 2000).

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS*

Au moment d'établir la cartographie à 1/50 000 des domaines émergés de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, les seuls documents cartographiques

couvrant la région sont les cartes de Vannes (Barrois, 1890) et la feuille de Quiberon Belle-Île (Barrois, 1897) à 1/80 000. Un travail réalisé par C. Audren et P. Jégouzo (Géosciences Rennes) ayant conduit à la réalisation d'une première maquette a également été consulté dans les phases finales de préparation de la présente feuille.

De très nombreuses études se sont focalisées sur différents aspects de l'évolution des roches affleurant sur la feuille du fait de conditions d'affleurement particulièrement propices ainsi que de leur intérêt intrinsèque, en faisant un secteur d'étude clé pour une partie au moins de l'évolution varisque. Ainsi ces travaux sont cités de la façon la plus exhaustive possible dans la notice et dans la liste bibliographique qui l'accompagne. Les formations de la carte ont cependant été levées avec la plus stricte objectivité, la cartographie résultante étant une représentation la plus fidèle des observations de terrain ; la synthèse bibliographique ayant été en grande partie conduite lors de la rédaction de la notice. La notice a par ailleurs grandement bénéficié des travaux de Master I et II (D. Do Couto, P. Turrillot, M. Bellanger et C. Gautier) réalisés à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO, UMR 7327 du CNRS) en parallèle des phases de levé de terrain.

#### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE*

Cette première édition de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys à 1/50 000 a été levée de manière indépendante pour les formations du socle, les formations sédimentaires et superficielles, et les formations géologiques marines, tant dans le Golfe du Morbihan qu'en baie de Quiberon.

La cartographie des formations de socle a été assurée par R. Augier et P. Turrillot de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO, UMR 7327 du CNRS). P. Turrillot, alors doctorant l'université d'Orléans, a réalisé la cartographie de l'unité des micaschistes de la Vilaine et de Belle-Île (structuralement les plus hautes) ; R. Augier, maître de conférence à l'université d'Orléans, ayant réalisé le reste de la cartographie de ces formations comprenant l'unité inférieure du Domaine Sud Armoricaïn et le Domaine Ligérien. L'emprise des travaux de terrain respectifs, présentant une large bande de recouvrement, est présentée en encart sur la feuille. La description de ces formations dans la notice a été réalisée par R. Augier. La cartographie, ainsi que la description de formations sédimentaires et superficielles, ont été réalisées par B. Van Vliet Lanoé, directeur de recherches au CNRS, et B. Hallegouët, maître de conférence à l'université de Brest avec des stagiaires de l'université de Rennes 1 : L. Legave (1994), C. Frette (1994), A. Guyonvar'ch (1995) et des observations de P. Lebret et S. Courbouleix (BRGM). Les formations marines du Golfe du Morbihan ont été cartographiées par D. Menier, É. Goubert et A. Dubois respectivement maîtres de conférence et doctorant à l'université de

Bretagne Sud (Vannes) ; la description de ces formations ayant été effectuée par D. Menier et É. Goubert. Enfin la cartographie des formations marines de la façade atlantique, ainsi que l'harmonisation Terre-Mer a été réalisée par I. Thinin, ingénieur-chercheur au BRGM.

Les connaissances stratigraphiques, pétrographiques et structurales antérieures sont dues à l'abondante bibliographie disponible ainsi qu'aux feuilles à 1/80 000 de Vannes et de Quiberon – Belle-Île (Barrois, 1890, 1897), aux cartes à 1/50 000 de La Roche-Bernard (Audren *et al.*, 1975) et de Questembert (Plaine *et al.*, 1984) ; les seules cartes contiguës alors publiées lors de ce travail. La carte présentée a bénéficié également des échanges et des discussions sur le terrain ainsi que devant les minutes de terrain avec M. Vidal (ISTO, feuilles de Baud et Elven) et J. Le Metour (BRGM, feuille d'Auray – Quiberon), en particulier pour ce qui concerne les raccords entre les feuilles. Les contours définitifs présentés sur la feuille sont également en partie inspirés des travaux de Cl. Audren et P. Jégouzo, présentés au comité de la carte géologique de France en 2003. Enfin, de nombreux résultats issus de la thèse de P. Turrillot (2010), concernant la région du Golfe du Morbihan, viennent enrichir la notice, en particulier le volet géochronologie. La coordination scientifique et la synthèse cartographique ont été assurées par R. Augier.

Les conditions du levé géologique de la feuille sont très variables. Sur le littoral, qu'il s'agisse de la façade atlantique ou du Golfe du Morbihan et de ses îles, les conditions d'affleurement, continues sur plusieurs plans de l'espace, conduisent à une cartographie d'un grand détail, parfois réalisée sur un support de photographies aériennes (1/5 000 ou 1/10 000). Dans ce cas, le passage des minutes de terrain à grande échelle à la maquette à 1/50 000 a entraîné une relative altération des données. À l'opposé, à l'intérieur des terres, en particulier dans les zones déprimées au substrat micaschisteux, le levé au 1/25 000 est bien adapté. Malgré un resserrement des observations souvent complétées par l'analyse des pierres volantes, il a parfois été nécessaire d'extrapoler lourdement les contours. La résolution de la cartographie est encore abaissée dans les zones très urbanisées, comme dans le centre de Vannes, où la visite des chantiers de fondations, des ouvrages routiers et parfois même des jardins et des caves privés ont été le meilleur moyen d'augmenter la densité des observations. Certains aspects de la carte, au-delà du fait qu'il s'agit d'une première édition, présentent un intérêt dépassant largement le cadre local d'une coupure au 1/50 000. Ces aspects, développés en fin de notice, apportent en particulier un éclairage nouveau sur l'évolution post-épaississement de ce segment des zones internes de l'orogène Varisque.

Par ailleurs, un récent travail (Melleton, 2008) montre que la plupart des formations rencontrées dans le Golfe du Morbihan ont des âges U/Pb sur zircon en grande partie hérités depuis 910 Ma, jusque vers 300 Ma. De même, des âges U-Th/Pb sur monazite s'échelonnent de 380-360 jusque vers 320 Ma

ont été obtenus pour le granite de Carnac (Turrillot *et al.*, 2009), montrant outre un âge de mise en place datée du Carbonifère Supérieur, des âges dévono-carbonifères hérités. Partant du principe que les zircons et les monazites renferment une part importante de la quantité totale en éléments en traces des roches endogènes, ces éléments sont donc ici, au moins en partie hérités eux-aussi. Ainsi, l'utilisation des éléments en traces pour identifier la source des magmas et notamment des granitoïdes apparaît hasardeuse en l'absence d'information sur le cogénéisme de ces minéraux avec les magmas hôtes (Melleton, 2008) et n'a pas été utilisée dans ce travail. Le lecteur susceptible de s'intéresser à ces aspects géochimiques est renvoyé vers des travaux antérieurs sur les granitoïdes varisques.

Les contours géologiques du domaine immergé de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys sont basés sur une analyse combinée entre des données morphobathymétriques, l'interprétation de nouvelles images sismiques 2D Haute Résolution (HR) et Très Haute Résolution (THR) du sous-sol, contraints par des prélèvements, mais aussi sur des travaux publiés.

Pour la catographie du Golfe du Morbihan, les données morphobathymétriques utilisées sont celles issues des fichiers multifaisceaux disponibles au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), réalisé dans le cadre du projet Litto3D (Pastol *et al.*, 2007). Les données SMF ont permis d'établir un modèle numérique de terrain (MNT) d'une résolution de 1 m dans le Golfe du Morbihan permettant d'obtenir des données de surface du fond marin à haute résolution et d'observer des variations détaillées de bathymétrie. La haute résolution de ce modèle permet d'observer dans le détail les zones rocheuses, la morphologie des chenaux tidaux, les vasières sub-tidales et intertidales et des bancs sableux.

La connaissance du sous-sol marin de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys est apportée pour l'essentiel par les nouveaux levés de sismique réflexion acquis ces dernières années lors de campagnes océanographiques de recherche : dans le cadre de programme menés en 2002 par D. Menier de l'Université de Bretagne Sud (UBS), dans le cadre du programme régional COTARMOR mené par Géosciences Rennes (Proust, 1999) et le BRGM.

La campagne Géogolfe de l'université de Bretagne Sud a fourni 95 km d'images sismiques Très Haute-Résolution (THR) au travers le Golfe du Morbihan. Les campagnes Bingolaine (2000), Géovill (2001) et Géoetel07 (2007) pilotées par l'université de Bretagne Sud (avec la collaboration de Géosciences Rennes et du BRGM) et Géoblavet (2001) du projet COTARMOR (Géosciences Rennes, BRGM, UBS) ont fourni 320 km environ d'images sismiques HR et THR sur le domaine offshore, la bordure nord de la baie de Vilaine. Ces levés en mer ont été réalisés grâce à la mise à disposition, dans le cadre des programmes de campagnes océanographiques mis en place par le

CIRMAT, de moyens techniques et navires côtiers de l'IFREMER (N/O Thalia), de l'INSU-CNRS (N/O Côtes de la Manche) ou encore du navire Sépiola (Station marine de Bailleron, Université de Rennes 1) et du soutien des équipages et équipes techniques. L'ensemble des profils de sismique réflexion a été traité par l'équipe du BRGM dans le cadre du programme de cartographie géologique de la France (via Seismic Unix ; Cohen et Stockwell, 2004) avec le code de filtrage de la houle développé à l'université de La Rochelle.

Le travail de cartographie des formations géologiques en mer a aussi utilisé les résultats des sondages géologiques existants et leur description. La nature et l'âge des formations géologiques en mer ont été contraints par les descriptions des prélèvements géologiques sauvegardées dans la Base de Géologie Marine (BGM) de la base nationale du sous-sol gérée par le BRGM (<http://www.infoterre.fr/>). Les échantillons de socle du plateau Sud-Bretagne n'ont pas pu être récupérés et analysés de nouveau. Ces descriptions lithologiques, souvent relativement restreintes (granite, micaschistes...), ont cependant constitué des jalons lithologiques précieux pour le calibrage des unités sismiques et l'établissement de la carte. Dans le Golfe du Morbihan, des données sédimentologiques ont pu être acquises par draguage et par carottage au cours de nombreuses missions entre 2003 et 2009. Certains niveaux repères de carottes prélevés dans la couverture sédimentaire ont été datés par radiocarbone sur des coquilles ou sur des sédiments en roche totale (Perez-Belmonte, 2008).

Le prolongement des structures en mer a, par ailleurs, été contraint par la carte des anomalies magnétiques du Massif armoricain où certaines structures peuvent être suivies sur de grandes distances à terre puis en mer (Truffert *et al.*, 2001). Le travail de cartographie a également bénéficié des travaux effectués pour la synthèse cartographique de la feuille Lorient (Bretagne Sud) à 1/250 000 (Thinon *et al.*, 2008a), ainsi que les résultats des travaux antérieurs.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS DU SOCLE

D'après les subdivisions régionales décrites précédemment, la carte géologique de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys comprend deux domaines principaux (présentés ci-après par ordre d'importance), séparés par la branche sud du Cisaillement Sud Armoricain :

– le Domaine Sud Armoricain, au Sud. Il s'étend au Sud du CSA et forme vraisemblablement une partie de la marge passive armoricaine submergée. Ce domaine est essentiellement composé de roches métamorphiques et plutoniques présentant une déformation intense, en grande partie ductile. Ce domaine, affleurant sur plus de 300 km depuis la baie d'Audierne (Finistère) jusqu'au Sud de la Vendée dans la région des Sables d'Olonne, est subdivisé en une pile

d'unités corrélables régionalement, dont seules les plus profondes affleurent sur cette feuille. Les unités les plus hautes structurellement, caractérisées par un métamorphisme de type HP/BT sont reconnus sur l'Île de Groix ou dans la région du Bois de Céné (Audren et Triboulet, 1993 ; Bosse *et al.*, 2000 ; Ballèvre *et al.*, 2007) ;

– le Domaine Ligérien du nord qui est limité au Sud par la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA). Étant donné l'orientation des structures, ce domaine affleure largement sur la feuille de Questembert (Plaine *et al.*, 1984) où il peut être étudié dans un plus grand détail que sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys.

### **Terrains situés au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn (Domaine Sud Armoricaïn)**

Le Domaine Sud Armoricaïn fait partie des zones internes de la chaîne varisque. Il s'étend au Sud de la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, et est essentiellement composé de roches métamorphiques présentant une déformation ductile intense. Le contraste de conditions métamorphiques est parfois saisissant entre ce domaine et les terrains situés directement au Nord du CSA. Le Domaine Sud Armoricaïn est subdivisé en unités tectono-métamorphiques corrélables à l'échelle régionale se présentant avec une organisation globale sous la forme d'une pile d'unités. L'emprise de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys permet d'étudier les unités les plus profondes de l'édifice séparées par la zone de cisaillement extensive de Sarzeau (Turrillot *et al.*, 2009). Ainsi sont reconnues, du haut vers le bas :

– les unités intermédiaires, qui sont essentiellement composées de micaschistes, présentent un métamorphisme caractéristique du faciès des amphibolites le plus souvent en partie effacé par une phase tardive de rétomorphose dans le faciès des schistes verts (Audren, 1987 ; Triboulet et Audren, 1993, Brown et Dallmeyer, 1996 ; Le Hébel, 2002a, 2002b ; Johnson et Brown, 2004). Ces unités ont été rapprochées de celles des micaschistes de Belle-Île et des micaschistes de la Vilaine (Audren, 1987 ; Triboulet et Audren, 1993). Elles affleurent sur toute la partie sud de la feuille et se prolongent ensuite via un étroit couloir au Sud-Est de la carte sur la feuille La Roche-Bernard (Audren *et al.*, 1975) où elles prennent de nouveau une grande extension. Ces unités sont situées au toit de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES), une structure majeure (Turrillot *et al.*, 2009, 2011a) ;

– l'unité inférieure, qui est essentiellement constituée de roches métamorphiques de haut grade montre d'indéniables traces de fusion partielle généralisée (*i.e.* migmatites) accompagnées de différentes générations de granites (Cogné, 1953 ; Audren, 1987 ; Jones et Brown, 1989, 1990 ; Turrillot, 2010). Elle affleure sur un large domaine central de la carte sur les rives du Golfe du Morbihan. Structurellement, cette unité est limitée au Nord par la branche sud

du CSA et au Sud par la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES). Cet ensemble affleure largement sur les cartes voisines, tant à l'Ouest (feuille d'Auray – Quiberon ; Le Métour *et al.*, en prép.), qu'à l'Est (feuilles de Questembert ; Plaine *et al.*, 1984 et de La Roche-Bernard ; Audren *et al.*, 1975).

### **Terrains situés au mur de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES)**

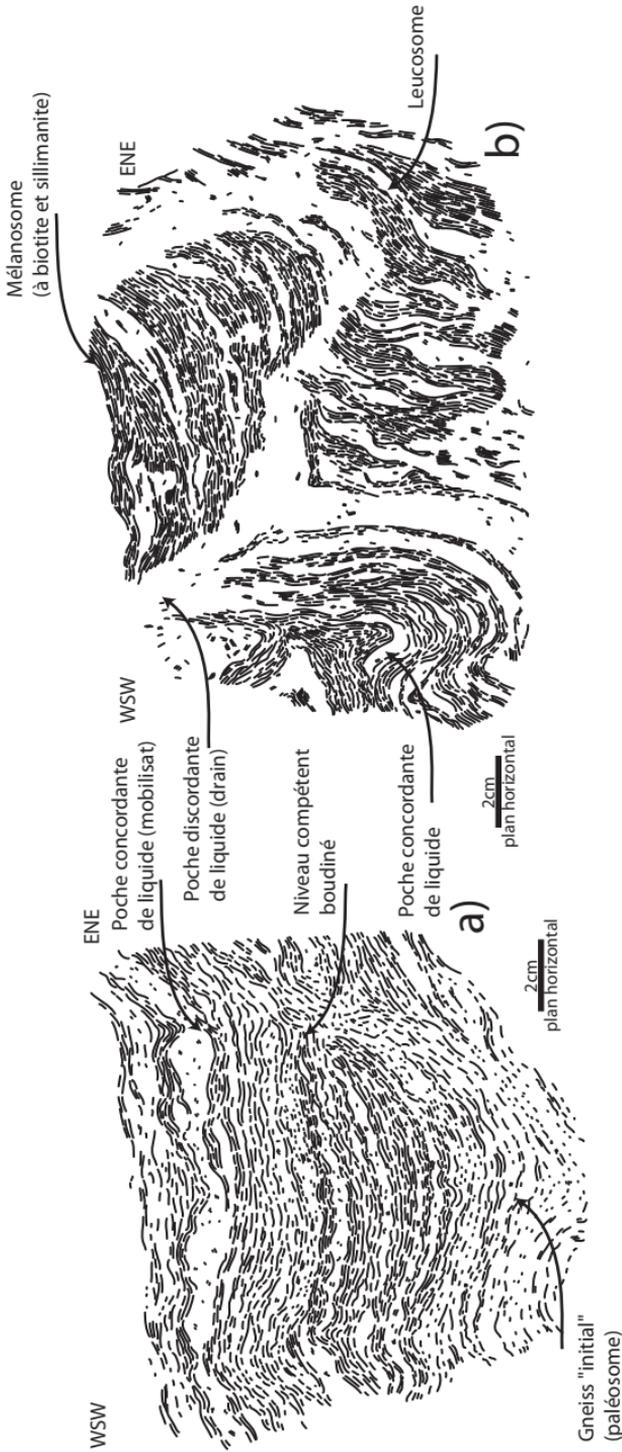
#### **Roches métamorphiques - Migmatites (s.l.) du Golfe du Morbihan**

##### **• Généralités, cartographie, subdivisions**

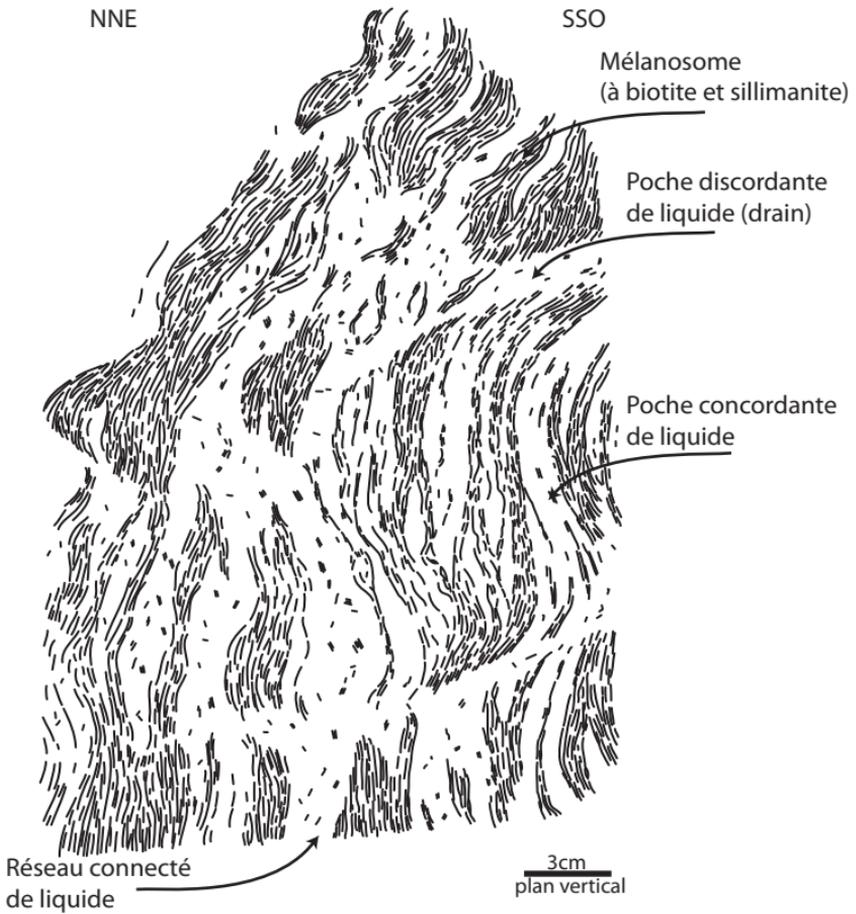
Les migmatites (*s.l.*) qui affleurent dans la région du Golfe du Morbihan forment une bande relativement continue le long des zones internes du Massif armoricain depuis la baie d'Audierne jusqu'à la région des Sables d'Olonne, en passant par l'estuaire de la Loire. Cette bande WNW-ESE a initialement été désignée par « la voûte anticlinale des Cornouailles » (Barrois, 1890) ou plus récemment par « l'anticlinal de Cornouaille » (Cogné, 1960), par opposition aux zones « synclinales » occupées par des micaschistes et des roches de plus bas grade métamorphique. En parallèle, l'identification de l'anatexie et de migmatites (*s.s.*) (Cogné, 1960) a conduit à distinguer un ensemble inférieur de haut grade où l'anatexie est généralisée d'un ensemble supérieur moins métamorphique que l'on sait aujourd'hui être séparés par des accidents soustractifs majeurs (Gapais *et al.*, 1993 ; Cagnard *et al.*, 2004 ; Turrillot *et al.*, 2009).

Ces migmatites affleurent de manière spectaculaire le long de nombreuses coupes naturelles procurées par le rivage du Golfe du Morbihan. Certains secteurs offrent souvent des séries d'affleurements très continus sur des centaines de mètres voire des kilomètres. Ces affleurements présentent cet intérêt supplémentaire de permettre le plus souvent plusieurs plans d'observation, une nécessité dans le cas des migmatites.

Au premier ordre, la structure à grande échelle de ces migmatites est relativement simple. En effet, elles apparaissent dans la majorité des cas avec une foliation bien établie, caractérisée par un pendage subvertical et des directions voisines de N120-130. Cartographiquement, cette structuration apparaît assez clairement par l'alignement en bandes parallèles des terrains affectés par la fusion partielle (*i.e.* alternance de protolithes de composition différente). De nombreux plis d'axe subvertical aux géométries de plis d'entraînement et compatibles avec un cisaillement général dextre sont visibles à toutes les échelles ; le plus important étant localisé dans la région de Vannes ; ce genre de structures ayant également été cartographié sur la feuille voisine d'Auray – Quiberon. Une linéation d'étirement, localement forte,



**Fig. 3 - Structure des migmatites du Golfe du Morbihan.** Le mobilisat des migmatites s'accumule d'abord en poches concordantes à la foliation puis s'organise un réseau complexe de drains discordants aux bordures de plus en plus nettes. Augier *et al.*, (en préparation). Certaines de ces émanations subissent encore une partie du plissement alors que les plus tardifs recoupent nettement les plis et s'organisent en une famille de filons orientés entre N00 et N 30. a) Stade métatexite avec de nombreux niveaux de paléosome (lat. : 47°36'57.24"N ; long : 2°49'31.40"O) et b) stade métatexite plus évolué (lat. : 47°37'12.04"N ; long : 2°49'09.63"O)



**Fig. 4 - Structure des migmatites du Golfe du Morbihan (suite).** Stade diatexite où la trame de la roche est formée de mobilisat (lat. : 47°32'47.25"N; long : 2°46'35.29"O)

apparaît assez systématiquement de façon très oblique sur les plans de foliation ; les valeurs de pitch étant souvent voisines de 40-60° vers l'Ouest.

En accord avec les travaux généraux sur la fusion partielle des matériaux crustaux (Mehnert, 1968), il est possible de distinguer dans les migmatites deux parties bien distinctes :

- une partie correspondant au gneiss initial non mobilisé ou paléosome (*i.e.* méosome ; Johannes, 1983) ;
- une partie de néoformation ou néosome, dans laquelle on distingue le leucosome (clair, quartzo-feldspathique) et le mélanosome (sombre, à biotite principalement ± grenat ± sillimanite ± cordiérite).

L'abondance relative du matériel de néoformation par rapport au matériau initial a permis, dans la région du Golfe du Morbihan, de proposer un modèle simple d'évolution progressive depuis des matériaux initiaux (protolithes à la fois ortho- et paradérivés) jusqu'au stade ultime du granite d'anatexie (Le Métour, 1976). Ainsi, selon un gradient de mobilisation croissant depuis le gneiss initial non mobilisé, se succèdent les stades métatexite, diatexite hétérogène et enfin diatexite homogène correspondant au granite d'anatexie (fig. 3 et 4). L'application de ce schéma à l'échelle du Golfe du Morbihan n'a jusqu'à maintenant pas permis de mettre en évidence un quelconque gradient de mobilisation (Cogné, 1960 ; Audren et Le Metour, 1976 ; Audren, 1987).

Des travaux de pétrologie métamorphique et de modélisation thermobarométrique plus récents ont permis de préciser le cheminement P-T de ces roches, admettant un pic vers 9 kbar pour 750-800°C, suivi par un chemin rétrograde relativement isotherme et jusque vers 4 kbar et 700-750°C (Brown, 1983 ; Audren, 1987 ; Jones et Brown, 1989, 1990 ; Brown et Dallmeyer, 1996 ; Brown, 2005), clairement dans le champ de l'anatexie. Dans ces conditions extrêmes de métamorphisme, la chimie du protolithe devient un paramètre déterminant dont l'hétérogénéité de départ, forte dans le cadre d'une série verticalisée où alternent des niveaux de la série pélitique et de la série basique, explique des changements brusques de comportement face à la fusion partielle. À l'échelle de l'affleurement, il n'est en effet pas rare d'observer le passage entre les différents degrés de mobilisation, rendant difficile l'identification de coupures cartographiques.

La cartographie proposée sur la feuille n'est donc pas basée sur ces coupures et se base plutôt sur la reconnaissance conjointe des types principaux de protolithe, mais également des produits de néoformation. Ainsi, au sein des migmatites du Golfe du Morbihan, peut-on distinguer des formations principales :

- des gneiss et des migmatites orthodérivés ;
- des migmatites paradérivées indifférenciées.

Des niveaux particuliers, repères :

- des niveaux graphiteux ;
- des niveaux d'amphibolites ;
- des niveaux de pyroxénites.

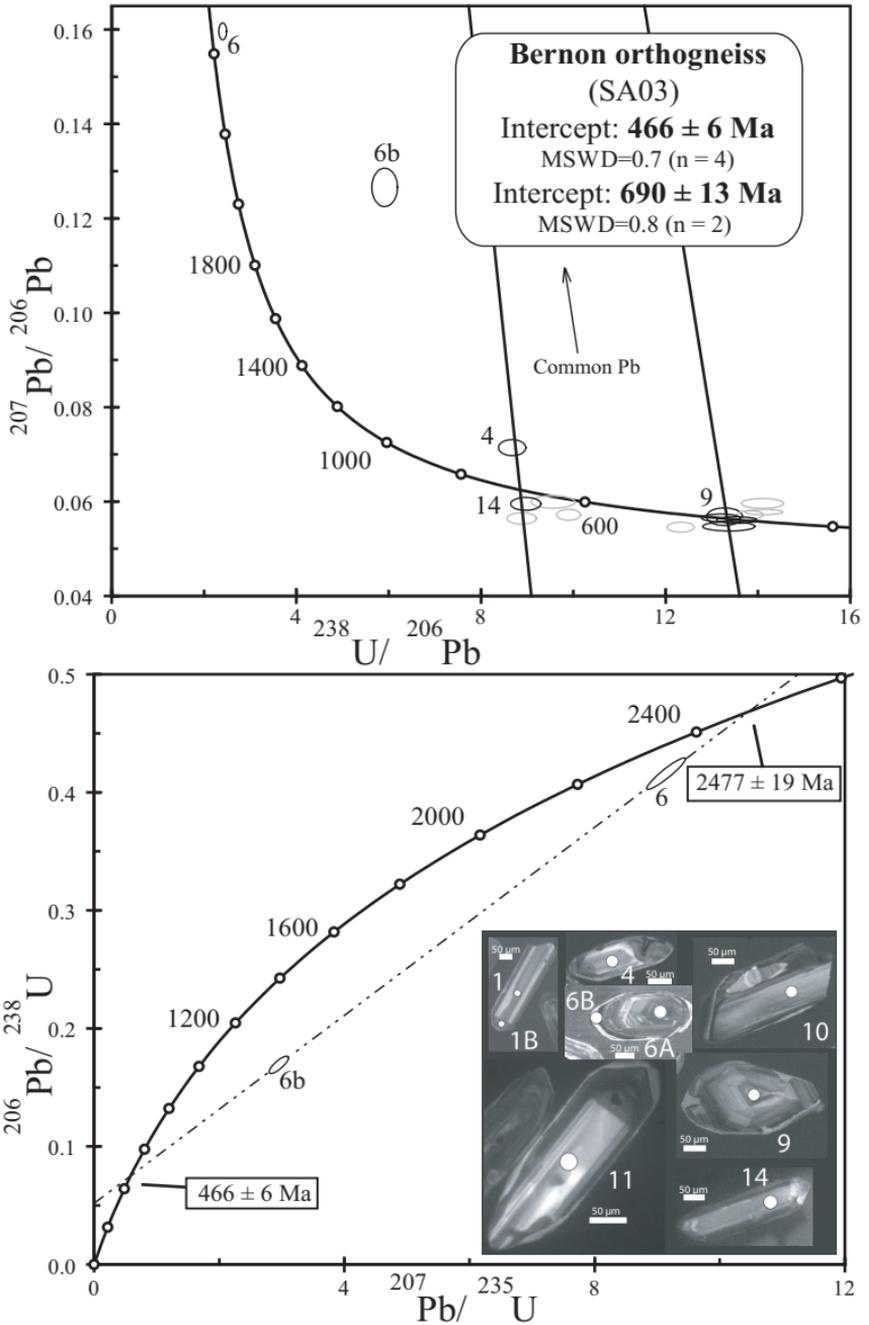
Ainsi que des produits de l'anatexie :

- des restites peralumineuses ;
- des corps de granites d'anatexie (dont les plus importants sont cartographiés de la même manière que le massif principal de granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray) ;
- de nombreux corps de pegmatites, dont peu sont représentables à l'échelle 1/50 000.

L'élaboration de granite d'anatexie se manifeste de façon locale, diffuse au sein de la série, sous forme de poches dont seuls les corps les plus gros ont été cartographiés alors que ces produits sont présents dans toute l'unité inférieure. L'échelle d'observation est cruciale pour l'étude des migmatites qui, par définition, assurent la transition entre le domaine du métamorphisme (*i.e.* état solide) et le magmatisme (*i.e.* intervention de liquide) par l'élaboration d'un liquide silicaté. La cartographie proposée montre que ces corps de granite d'anatexie tendent à devenir plus nombreux à la fois vers le Nord-Est, en direction du granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray et vers le Sud-Est, au niveau de la presqu'île de Rhuys où des corps importants ont pu être identifiés.

## Gneiss anatectiques et migmatites

$M^{1}\gamma^3$ . **Gneiss et migmatites orthodérivés (type orthogneiss de Roguedas, Keriboul ou Rangliac)**. De nombreux corps « d'orthogneiss » ont été reconnus depuis le levé de la carte géologique de Vannes à 1/80 000 (Le Métour, 1976 ; Jégouzo *et al.*, 1986 ; Audren, 1987). Il s'agit, en général de roches de composition granitique (quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite) au faciès ocellé caractéristique, fortement déformées et en grande partie migmatitiques. Une datation de ce protolithe granitique sur le corps le plus important (dit d'Arradon-Roguedas, Le Métour, 1976) a fourni un âge ordovicien inférieur ( $467 \pm 17$  Ma, U/Pb sur zircons ; Peucat *et al.*, 1978). Cette dénomination pose d'ailleurs un sérieux problème dans la mesure où au moins trois générations de granitoïdes sont « orthogneissifiées » sur l'emprise de la carte. La présente cartographie a permis de mettre en évidence d'autres corps d'importance cartographique sur la Presqu'île de Rhuys ainsi que dans les terres (*e.g.* secteur de Rangliac). De nouvelles datations (U/Pb sur zircons) menées sur plusieurs de ces corps ont fourni des âges Ordovicien Inférieur comme le corps de Kerlin (presqu'île de Rhuys) ayant fourni un âge à  $466 \pm 6$  Ma (fig. 5 ; Melleton, 2008). À l'échelle



**Fig. 5 - Âges obtenus (diagrammes Concordia inverse et Concordia) pour un corps d'orthogneiss anté-varique par la méthode U/Pb sur zircon pour l'échantillon SA03 (lat. :  $47^{\circ}31'52.08''\text{N}$ ; long :  $2^{\circ}48'07.99''\text{O}$ ). Les grains de zircon de l'échantillon SA03 ont fourni un âge de mise en place à  $466 \pm 6$  Ma ainsi que plusieurs âges reliques plus anciens (Melleton, 2008)**

de l'affleurement, cette antériorité est souvent difficile à mettre en évidence du fait de l'importance de la déformation et de la fusion partielle. Il reste cependant possible de déceler le caractère intrusif initial de ces corps par l'existence de dykes qui en émanent et apparaissent désormais étirés et boudinés dans la foliation migmatitique. En revanche, l'anatexie, à des degrés variables, est indiscutable sur le terrain comme à l'échelle cartographique, en particulier par l'abondance de corps de granite d'anatexie qui en dérivent.

Le massif le plus important (Arradon-Roguedas) affleure de manière exceptionnelle le long d'une étroite bande (1 km environ) allant de la Sallette (au Sud-Ouest de Vannes) à Montsarrac (presqu'île de Séné). Cette bande a tendance à « s'effiloche » vers le Nord-Ouest et le Sud-Est et est accompagnée de nombreux petits corps dont une partie correspondrait à un cortège filonien initial. Son orientation, vers N120-130, est cohérente avec sa foliation interne très marquée et de pendage subvertical. Un autre massif est situé dans les terres. Les affleurements les plus significatifs se trouvent dans le secteur de Rangliac et le long du cours supérieur de la rivière de Pennerf (Ruisseau de la Drague). D'autres corps, plus petits, affleurent de manière relativement spectaculaire sur la rive sud du Golfe du Morbihan (Kerners, Bernon, le Logeo, Le Ruaud ou la pointe de Truscat) ainsi que sur la façade atlantique (Le Grand Rohu). Une profonde carrière dans le secteur de Kerlin (Ouest de Sarzeau) offre également de bons affleurements.

La foliation principale de ces roches, verticale et parfois particulièrement pénétrative (bande d'Arradon par exemple), est orientée à N120-130 et porte systématiquement une forte linéation d'étirement oblique (pitch de 45 à 60° vers l'Ouest) marquée par de longues ombres de pression autour des porphyroclastes de feldspath potassique et l'allongement des plages quartzofeldspathiques. S'ils ont été cartographiés de la même façon, ces corps d'orthoigneiss ordoviciens présentent d'un corps à l'autre, des variations de texture et de composition minéralogique qui méritent d'être soulignées dans la notice.

• ***Orthogneiss migmatitique œillé mésocrate (Kerlin, Le grand Rohu)***

À l'affleurement, la foliation, assez contournée, est marquée par l'alternance de lits biotitiques et de lits quartzofeldspathiques d'importance et de continuité variables. Cet orthogneiss est clairement migmatitique : il montre des signes de fusion partielle non-ambigus. Des leucosomes parallèles à la foliation passent sans discontinuité à des leucosomes sécants, discordants sur la foliation. De plus, sa relative richesse en biotite suggère un fractionnement d'une partie du liquide.

Ce type d'orthoigneiss a une texture granolépidoblastique. Le quartz (35-40 %) est intimement associé au plagioclase et au feldspath potassique dans des niveaux quartzofeldspathiques. Le plagioclase (20-30 %, An 10-15)

apparaît en petits cristaux xénomorphes. Le feldspath potassique (20-25 % environ) se présente en plages xénomorphes et parfois, en porphyroclastes étirés, moulés par la foliation. La biotite (5-20 %) est en général abondante. Sa proportion est assez variable et semble dépendre de l'ampleur de la fusion partielle et de la quantité de liquide fractionné hors du système. Elle se présente sous forme de « rubans » de cristaux bruns plus ou moins continus, d'importance variable, soulignant la foliation migmatitique. Le zircon et la monazite complètent cet assemblage ; la monazite pouvant atteindre plusieurs centaines de microns (200-300  $\mu\text{m}$ ).

• **Orthogneiss migmatitique fin (Arradon, Rangliac)**

La foliation, verticale et en général bien réglée à N120-130, montre, à l'échelle de l'affleurement, des leucosomes lenticulaires et fortement convexes de petite taille. Le liquide granitique de néoformation est également collecté dans de petits secteurs dilatants entre les boudins de niveaux plus résistants (*i.e.* amphibolites ou pegmatites).

Cet orthogneiss a une texture granolépidoblastique. Sa composition minéralogique, comprend des lits plurimillimétriques de quartz associés à du plagioclase et du feldspath potassique. Le plagioclase, souvent altéré (25-30 %, An 10-15) apparaît en plages xénomorphes, de dimension moyenne. Le feldspath potassique (20-25 % environ) se présente généralement en plages en amandes ou en rubans peuplés de grains xénomorphes. Il apparaît également sous forme de petits porphyroclastes infracentimétriques alors accompagnés par de nombreux petits grains classés formant souvent des ombres de pression (*i.e.* forte granulation). La biotite, qui est assez abondante (jusqu'à plus de 15 %), se présente en lits assez fins en général, dont la continuité est rompue par des leucosomes sécants. Le zircon, en cristaux automorphes, et la monazite, plus globulaire, sont très vite repérables par l'auréole pléochroïque que la désintégration de leurs radionucléides occasionnent dans les cristaux de biotite. Ces minéraux, en particulier la monazite, sont également présents aux joints de grains dans les leucosomes, indiquant vraisemblablement des néoformations lors de l'anatexie.

• **Orthogneiss œillé leucocrate (Roguedas, Arradon)**

À l'échelle de l'affleurement, ce type d'orthogneiss apparaît très déformé avec une foliation bien établie à N120-130 qui débite les roches de l'estran en grandes dalles. Une linéation toujours très oblique (50° de pitch vers l'Ouest environ) est également remarquable. Les affleurements de la Pointe de Roguedas se prêtent particulièrement à tous types d'observations. Les critères de cisaillement, rares, plaident plutôt pour une déformation coaxiale en cisaillement pur (*i.e.* raccourcissement d'axe horizontal). Les indices de fusion partielle sont plus ténus que pour les autres types et certains affleurements semblent d'ailleurs en être dépourvus.

Cette roche a une texture granolépido-phyroblastique. La composition minéralogique comprend du quartz (30-35 %), qui apparaît en plages polycristallines fortement étirées en rubans dont la taille unitaire des grains est fortement réduite. Il est rencontré également en inclusions dans le feldspath potassique où, préservé de la déformation, il a des tailles caractéristiques plus importantes et un aspect plus globuleux. Le plagioclase (environ 30 % ; An 10-15) apparaît également en petites plages polycristallines de cristaux petits à moyens xénomorphes moulés par la foliation principale. Le feldspath alcalin (20-25 %) est perthitique formant de gros blastes subautomorphes dépassant fréquemment le centimètre. Ces gros cristaux englobent fréquemment le quartz, le plagioclase et la biotite, qui présentent alors des habitus non déformés. La biotite (5-7 %) est brune, souvent en partie déstabilisée en chlorite. Elle forme un réseau continu de lamelles soulignant la foliation.

Les minéraux accessoires les plus communs sont le zircon, automorphe et souvent en inclusion dans la biotite, et l'apatite, plus rare et aux formes plus arrondies. De manière sporadique, le grenat fortement déstabilisé en biotite verte, la chlorite et les oxydes ferro-titanés complètent la paragenèse.

**Mp<sup>1</sup>. Anatexites du Golfe du Morbihan (320 ± 6 Ma) : migmatites paradérivées indifférenciées.** Formant la plus grande partie des migmatites du Golfe du Morbihan au sens large, les migmatites paradérivées présentent à l'affleurement un aspect extrêmement changeant, fonction en particulier de la nature de leur protolithe et de l'intensité de leur fusion partielle, rendant impossible leur cartographie de détail. Ces roches ont pourtant des structures et des pétrographies contrastées qui sont ici regroupées. Ce groupement inclut des métatexites, terme le plus rencontré, des diatexites ainsi que des reliques de gneiss initial peu mobilisé, et enfin des corps de granite d'anatexie, présents à toutes les échelles, depuis les leucosomes jusqu'à des corps cartographiables ou des véritables massifs (*e.g.* massif de Sainte-Anne-d'Auray) ; ces derniers ayant été distingués cartographiquement. À l'échelle de l'affleurement, et sans qu'il soit aisé d'en proposer une répartition cartographique simple, il est possible de distinguer :

#### • **Les gneiss initiaux**

Les gneiss, hérités de la phase prograde antérieure ayant conduit à l'anatexie, sont localement reconnaissables dans les métatexites. Ils se présentent sous une variété d'aspects qui sont le miroir de la variété initiale des métasédiments impliqués. Ces roches, le plus souvent grises, rubanées, à grain fin, se présentent sous forme de lits, continus ou boudinés dans les niveaux, montrant d'indéniables traces de fusion partielle. Il arrive d'ailleurs que des leucosomes viennent à les recouper ou que des liquides issus de l'anatexie

viennent s'accumuler dans les zones en ouverture entre les boudins d'un niveau de gneiss étiré.

Au microscope, la texture de la roche est en général granolépidoblastique avec des niveaux quartzofeldspathiques où la biotite est rare, de texture plutôt granoblastique et des niveaux riches en biotite de texture granolépidoblastique à lépidoblastique. Le quartz, omniprésent, est xénomorphe. Il se présente sous forme de petits grains ou en globules de plus grande taille en inclusions dans le plagioclase. Ce dernier présente des cristaux de plusieurs millimètres d'habitus subautomorphe dont le cœur est corrodé alors que le feldspath potassique, plus frais, est lardé de perthites d'exsolution. Le grenat apparaît craquelé et déstabilisé en petits cristaux de biotite formant parfois de véritables couronnes. La sillimanite, localement abondante, est concentrée dans les niveaux phylliteux.

#### • **Les métatexites (fig. 3)**

Les métatexites ont une structure stromatique dans laquelle des reliques du matériau initial sont encore reconnaissables et coexistent avec des constituants de néoformation (fig. 3).

Le leucosome est caractérisé par une texture grenue à porphyroïde. Il se présente en lentilles de géométrie variable pouvant être concordantes comme sécantes sur la foliation principale. Le plus souvent ces leucosomes ont une composition biminérale (quartz et plagioclase). Le quartz (35-40 %), xénomorphe est abondant. Il est accompagné de cristaux de plagioclase (environ 40 % ; An 10-25) souvent automorphes et riches en inclusions de quartz, biotite et parfois sillimanite. Le feldspath potassique (15 % environ) est moins abondant, il présente un habitus souvent xénomorphe à subautomorphe. La biotite (1-5 %) est moins fréquente, elle se présente sous forme de petites paillettes isolées ou d'amas vraisemblablement arrachés au mélanosome.

Le mélanosome est principalement constitué de biotite (40-75 %) dont l'orientation préférentielle ainsi que celle des baguettes de sillimanite déterminent la foliation principale de la roche. Leur taille, généralement modeste, peut atteindre localement 1 cm. Le quartz (10-30 %), seul minéral présent en proportion significative, est présent en petit amas lenticulaires de grains xénomorphes cloisonnés par la biotite. Le plagioclase et le feldspath potassique (0 à 10 %) sont rares et d'habitus résiduel. La sillimanite (jusqu'à 30 %), en fibres (fibrolites) ou en baguettes plus trapues accompagne la biotite. Le zircon et la monazite, parfois abondants sont principalement présents en inclusion dans la biotite.

Des corps d'importance cartographique de composition de mélanosome ont été distingués de manière séparée sur la carte et regroupés sous le terme générique de restites peralumineuses.

#### • **Les diatexites (fig. 4)**

Les diatexites se rencontrent irrégulièrement au sein des métatexites dans toute la région du Golfe de Morbihan ; cependant leur abondance augmente fortement en se rapprochant du massif de granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray et de manière moins évidente vers le Sud et la Presqu'île de Rhuys (Audren, 1987). Le long de ces coupes, la proportion relative d'enclaves biotitiques ou éventuellement gneissiques diminue progressivement au profit d'un matériau granitique plus homogène se rapprochant du granite d'anatexie. Ce stade diatexite voit le passage de roches à squelette solide, que sont les mélanosomes des métatexites, à une roche à dominante granitoïde supportant des enclaves (fig. 4). Il s'agit d'abord de schlierens biotitiques souvent encore plus ou moins alignés selon la foliation principale, puis véritablement de xénolithes déplacés. Les leucosomes diffusent au travers de leur gaine de biotite et tendent à envahir la roche et à l'homogénéiser (fig. 4).

La variabilité d'aspect de ces roches rend vaine une description représentative en lame mince ; la fraction mobile ayant peu ou prou des caractéristiques de granite alors que les xénolithes correspondent aux roches décrites précédemment.

#### **Niveaux néoformés**

$M_p^{2Al}$ . **Restites peralumineuses d'affinité kinzigitique (dont Morbihanites) à grenat, sillimanite, biotite ± cordiérite.** De nombreux corps de restites (du latin restare, rester derrière) de dimension réduite et aux contours cartographiques flous ont été individualisés du reste de la masse des migmatites (indifférenciées par ailleurs). Il s'agit en effet de reliques de roches métamorphiques en grande partie paradérivées desquelles a été extrait le composant chimique le plus mobile sous forme d'un liquide leucocrate (Mehnert, 1968). Une partie de ces roches porte la dénomination locale de « Morbihanites » encore utilisée récemment (Le Métour, 1976 ; Audren, 1987 ; Jones et Brown, 1989, 1990 ; Johnson et Brown, 2004 ; Brown, 2005) ; celles-ci sont issues d'un protolithe pélitique équilibré dans le faciès des granulites auquel on prête souvent une affinité kinzigitique en référence aux kinzigites de Forêt Noire (Fischer, 1861). Les affleurements permettant les meilleures observations de ces roches se situent principalement au Nord-Est du Golfe du Morbihan, ainsi que sur les îles du Nord de ce golfe. Alternativement, ces roches peuvent par exemple être étudiées sur les affleurements du Herbon, visités par de nombreuses universités où sur ceux des secteurs nord d'Assenac ou au Sud-Ouest de Trévière où la roche est fraîche. Les affleurements d'estrans, souvent très altérés, sont de leur côté à privilégier pour étudier les relations entre ces roches et les autres constituants des migmatites du golfe ; observations qui ne sont pas aisées dans les terres. Il faudra dans ce cas visiter les affleurements du Lodo, Roguedas ou de la Pointe de Liouse (île d'Arz).

À l’affleurement, il s’agit de roches sombres et très denses, du fait de leur minéralogie, dont une grande proportion est ferromagnésienne. Elles se présentent sous forme de dalles métriques aux contours émoussés, parallèles entre elles dépassant des champs (secteurs d’Assenac, Bougerel, Trévière) et au contraire en dépression relative sur les estrans alors dominées par les niveaux plus riches en mobilisat granitique. Ce sont des roches caractérisées par une foliation inframillimétrique s’exprimant par un débit mécanique plutôt centimétrique à l’affleurement, concordant avec la foliation des roches environnantes (N120-140 pour un pendage subvertical). On distingue sur les affleurements côtiers, de gros grenats rosés (jusqu’ à 1,5-2 cm), souvent fracturés et entourés de quantités importantes de cordiérite, de biotite et de sillimanite formant la trame de la roche. Les minéraux leucocrates se concentrent dans de rares et minces lits synfoliaux ou au contraire traversent la roche sous forme de drains centimétriques.

En lame mince, la texture lépidoblastique de la roche est liée à l’abondance de la biotite et de la sillimanite en proportion toujours très importante mais néanmoins variable. La biotite (30-65 %) se présente en cristaux souvent brun-rouge, frais, très pléochroïques, accompagnés de gerbes de sillimanite (10-30 %) d’habitus fibreux (fibrolite) ou en petits prismes couchés dans la foliation. Le grenat (5-8 %) contient de très nombreuses inclusions de disthène, rutile, staurotide, biotite et plagioclase. Il est fracturé et apparaît clairement déstabilisé, parfois préservé à l’état de relique. Il est assez systématiquement blindé par une couronne de cristaux millimétriques de cordiérite (5-10 %) présents également en individus isolés et en agrégats dans la matrice. Elle-même déstabilisée, la cordiérite est en grande partie remplacée par un mica blanc (*i.e.* phengite faiblement substituée). Le quartz et le feldspath alcalin sont relativement rares, cantonnés à de minces lits lenticulaires. Les minéraux accessoires sont le zircon, la monazite, l’apatite et le graphite en petits grains xénomorphes.

### **Reliques de niveaux particuliers (repères)**

**δ. Roches basiques (amphibolites principalement : δ).** De nombreux petits corps de roches basiques métamorphisées dans le faciès des amphibolites apparaissent en bandes étroites intercalées dans la foliation migmatitique. Les affleurements côtiers du Golfe du Morbihan fournissent de loin les meilleures conditions d’affleurement permettant de mettre en évidence trois bandes principales orientées globalement N120 particulièrement riches en niveaux d’amphibolites (Barrois, 1897 ; Audren, 1987). On trouve du Nord au Sud, la bande Ploeren-Le Hézo qui affleure magnifiquement entre Roguedas et Port-Maria ou sur l’Île de Boedic, la bande Port-Blanc - Île d’Ilur et enfin la bande ondulée de Kerners-Bénance ; les meilleures observations étant celles qui peuvent être faites sur les petites falaises des corps des secteurs

de Roguedas, de Port-Blanc ou leur équivalent sur l'Île-aux-Moines et du Nord de la pointe de Kerners ou de l'Île du Charles.

À l'affleurement, dans le cas le plus général, ces niveaux d'épaisseur métrique à plurimétrique présentent une teinte d'un vert sombre caractéristique (secteur de Roguedas, Kerlann, Île d'Irus). Leur résistance relative leur permet, en général, de se présenter sous forme de petits niveaux en relief sur les estrans. L'altération, en dehors de ces zones côtières, les teintes de marron rouille (*e.g.* Arradon). Du point de vue structural, ces niveaux présentent une foliation parallèle à celle des migmatites qui passe souvent inaperçue par rapport à la fracturation intense qui les débite perpendiculairement à leur allongement. L'altération profite de ces drains pour conduire à un modèle en boules, caractéristique, comme au Nord de l'Île d'Ilur. De nombreux corps plus petits n'ont pas été cartographiés et apparaissent sous forme de boudins métriques à plurimétriques très étirés, ductilement moulés par la foliation migmatitique ; des liquides anatectiques venant parfois occuper les zones abritées et/ou en ouverture (*e.g.* secteurs de Gravelic, Bourgerel ou Pen Castel). Par ailleurs, il n'est pas rare de voir ces niveaux également impliqués, et de manière assez synchrone, dans des plis isoclinaux dont les axes de plongement très variables sont inclus dans un plan N120, dénotant un raccourcissement horizontal méridien.

En lame mince, ces roches ont une texture nématoblastique avec une foliation parfois difficile à mettre en évidence par la taille importante des cristaux d'amphibole et de plagioclase. L'amphibole est le plus souvent une hornblende verte (45-55 %), accompagnée de plagioclase intermédiaire (35-45 % ; An 35-55) et d'oxydes ferro-titanés (5 %). Selon le niveau considéré, l'épidote, la muscovite et la biotite (très rouge parfois abondante, jusqu'à 5-8 %) apparaissent comme des phases secondaires, comme au Nord de l'Île d'Ilur. Le sphène en cristaux souvent automorphes est rencontré de manière constante.

py. **Pyroxénites.** Les pyroxénites (Barrois, 1887 ; Lacroix, 1891 ; Cogné, 1960 ; Audren, 1987) sont également intercalées dans les migmatites du Golfe du Morbihan. Elles se présentent sous forme de plusieurs faisceaux constitués de quelques niveaux distincts dont l'épaisseur, variable du fait d'un boudinage important, va de quelques centimètres à une dizaine de mètres.

À l'affleurement, ces niveaux sont souvent en relief dans les falaises et sur les estrans du fait de leur grande résistance. La roche présente un aspect changeant d'un affleurement à l'autre, dénotant des variations sensibles de sa minéralogie. Le niveau offrant les meilleures conditions d'observation est sans doute celui de la Baie de Roguedas qui affleure sous forme d'une microfalaise sur l'estran rocheux. Dans ce secteur, le niveau principal de 5 à 6 m d'épaisseur présente une foliation métamorphique concordante avec celle des migmatites environnantes, bien établie à N120. La roche se présente de manière massive, d'aspect

recristallisé même si une foliation pénétrative est soulignée par des lits vert-olive de pyroxène et des lits blancs de feldspath plagioclase.

En lame mince, ces roches montrent une quantité importante de minéraux caractérisant au moins deux paragenèses consécutives. La proportion relative de minéraux présents est assez variable d'une lame mince à l'autre. En général, les niveaux de pyroxénites sont composés essentiellement de pyroxène (diopside-hédénbergite), de plagioclase (An 40-50) à l'origine de la couleur blanche et vert-olive de la roche ; cette paragenèse primaire est complétée par le sphène qui est parfois abondant (10-12 %). Les nombreuses variétés de pyroxénites qui peuvent être mises en évidence sur la carte sont dues au développement de divers minéraux secondaires voire tardifs. Parmi ces minéraux, il n'est pas rare de trouver du grenat (grossulaire), de l'idocrase, de la wollastonite et de l'actinote. On trouve également mais en moindre quantité, des minéraux comme le quartz, l'épidote ou la chlorite, exclusivement secondaires.

**Sg. Niveaux graphiteux (microquartzites noires).** Des niveaux graphiteux sont reconnus sous forme de bandes assez continues qui traversent les cartes 1/80 000 de Vannes et Quiberon Belle-Île (Barrois, 1890, 1897) avec des directions à N110-130. Les levés de terrain de la présente feuille n'ont pas permis de retrouver ces niveaux de manière si continue en raison de mauvaises conditions d'affleurement générales et surtout du fait que dans les cas les plus favorables, ces niveaux apparaissent extrêmement étirés et boudinés dans la foliation des migmatites. La cartographie repose sur quelques coupes offrant des conditions d'affleurement continues (*e.g.* rives du Golfe ou le long de la D101) et permettant de caler précisément le passage de ces niveaux ; l'analyse des pierres volantes dans les labours ayant souvent permis d'apporter des informations complémentaires. Il s'agit en général de roches de teinte très sombre se présentant en faisceaux de niveaux métriques à inframétriques. Dans le détail, la roche est schistosée, affectée par un débit mécanique très fort en petites plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur. En lame mince, la pauvreté minéralogique et la faible taille de grains de ces roches est frappante. Seuls le quartz est facilement reconnaissable alors ourlé de matière graphiteuse également présente en inclusions. Quelques phyllosilicates très altérés et vraisemblablement secondaires comme la chlorite et le mica blanc marquent la foliation.

#### **• Contraintes géochronologiques pour la fusion partielle des migmatites du Golfe du Morbihan**

Cinq échantillons ont été prélevés sur l'emprise de la feuille afin de déterminer l'âge de l'évènement anatectique (*i.e.* fusion partielle) des migmatites du Golfe du Morbihan grâce à la datation sur lame mince (*in situ*) de cristaux de monazite par la méthode chimique U-Th/Pb. Seuls les résultats obtenus pour les échantillons 220B et 220H, représentatifs de l'ensemble des

résultats obtenus, sont présentés dans un détail relatif à titre d'exemple. Le lecteur est ainsi renvoyé pour plus de détails, vers la publication « source » (Turrillot, 2010). Ces échantillons proviennent du même affleurement et sont séparés de moins de 10 cm, l'échantillon 220B provenant d'un leucosome parallèle à la foliation migmatitique, l'échantillon 220H ayant été prélevé dans un niveau de restite contigu (mélanosome) constitué essentiellement de biotite et de sillimanite.

Les échantillons 220B et 220H contiennent tous deux des cristaux de monazite de taille variable (30  $\mu\text{m}$  à 100  $\mu\text{m}$ ). Les grains de monazite de l'échantillon 220B sont localisés assez systématiquement aux joints des grains de quartz et de feldspath montrant souvent des traces de corrosion ; les monazites de l'échantillon 220H étant le plus souvent en inclusions dans la biotite et plus rarement dans le grenat. Les monazites de ces échantillons ne présentent aucune zonation au microscope électronique à balayage, dénotant des quantités de thorium et d'uranium réparties de manière homogène à l'échelle du grain. Ces observations, qui ont été complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires, ont permis de confirmer l'homogénéité chimique inter- et intra- grain des monazites analysées pour ces deux échantillons.

#### ***Âge de l'échantillon 220B (leucosome ; fig. 6a)***

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses d'erreur ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte tant de l'âge Th/Pb (327,4 + 33,1 Ma -27,6 Ma) que de l'âge U/Pb (312,2 + 27,1 Ma -32,4 Ma). Ces deux âges indépendants se recoupent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 6a). La droite de régression passant aux travers des analyses qui est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 319,8 Ma et la valeur du MSWD (0,7 pour 117 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 319,8  $\pm$  5 Ma est interprété comme celui d'un épisode de fusion partielle des migmatites du Golfe du Morbihan ; la cristallisation de la monazite étant ici interprétée comme synchrone de la néoformation de liquide granitique (d'anatexie).

#### ***Âge de l'échantillon 220H (mélanosome ; fig. 6b)***

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses d'erreur ont une distribution relativement regroupée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb (345,3 + 34,1 Ma -28,5 Ma) et U/Pb (298,1 + 70,1 Ma -84,7 Ma) même si ces âges se recoupent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 6b). La droite de régression passant aux travers des analyses diffère légèrement de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 331,9 Ma. La valeur du MSWD (0,87 pour 104 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 331,9  $\pm$  6,5 Ma est

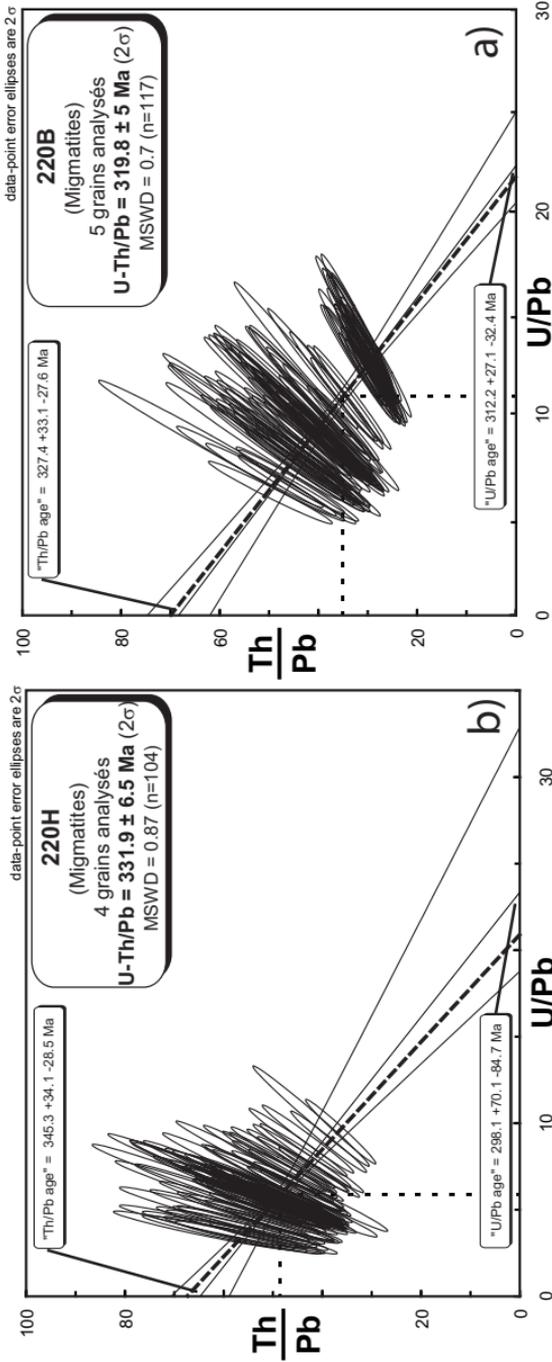


Fig. 6 - Âges obtenus pour les migmatites du Golfe du Morbihan par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour les échantillons 220B (mélanosome) et 220H (leucosome) ; lat. : 47°37'09.51"N ; long. : 2°48'09.06"E). Les grains de l'échantillon 220B ont fourni un âge à 332 ± 6 Ma ; ceux de l'échantillon 220H, 320 ± 5Ma (Turillot, 2010 ; Augier *et al.*, en préparation)

interprété comme la trace d'un évènement métamorphique ayant affecté le protolithe des migmatites du Golfe du Morbihan vraisemblablement lors de leur évolution prograde (Augier *et al.*, en préparation).

Des nouvelles données, dont la signification apparaît solide au regard des arguments chimiques et texturaux, place la phase d'anatexie des migmatites du Golfe du Morbihan vers 320 Ma, assez tard dans l'évolution de la chaîne. Ces résultats apparaissent en net désaccord avec les âges disponibles dans la littérature fixés sur la base de données U/Pb sur population de zircon ( $384 \pm 10$  Ma et  $372 \pm 24$  Ma ; Peucat, 1983), et Rb/Sr sur roche totale ( $376 \pm 19$  Ma ; Vidal *et al.*, 1980).

## **Roches cristallines**

### **Granite d'anatexie et corps de granite cartographiquement associés**

Au sein du Domaine Sud Armoricaïn, le granite d'anatexie d'Hennebont – Vannes ou de Sainte-Anne-d'Auray est un corps allongé d'environ 60 km de long et 2 à 5 km de large de direction N120. D'autres corps comme le granite de Prinquiau (feuille Savenay) se succèdent ensuite dans cette même direction. Ces massifs principaux sont accompagnés de corps dont la distribution « fractale » des tailles ne permet que de proposer la cartographie des plus importants.

Ce massif est limité au Nord, par un épais corps d'ultramylonites qui marque la limite entre les Domaines Sud Armoricaïn et Ligérien ; une autre bande d'ultramylonites d'importance plus modeste étant localisée aux deux tiers nord du massif granitique. Cartographiquement, ce granite d'anatexie présente une bordure relativement complexe, contournée, indiquant un lien génétique assez clair avec l'ensemble des migmatites du Golfe du Morbihan (*s.l.*) dont il dérive (Le Métour, 1976 ; Audren 1987 ; Carron *et al.*, 1994). En effet, l'intensité croissante de la mobilisation anatectique vers le Nord-Est s'illustre par l'abondance de petits corps de granitoïde cartographiables apparentés au massif principal (*i.e.* massif de Sainte-Anne-d'Auray). Des travaux expérimentaux ont par ailleurs montré que la fusion partielle de matériaux semblables aux migmatites du Golfe du Morbihan (Le Métour, 1976, Audren, 1987) pouvait conduire à la formation de liquides de composition chimique compatible avec celle du granite de Sainte-Anne-d'Auray. Il est apparu judicieux de regrouper les corps isolés du massif principal, encaissés dans les migmatites, puisque, quelle que soit leur taille, ces corps aux bordures diffuses dérivent visiblement de la même phase de fusion partielle.

Au premier ordre, ce granite se présente comme un massif hétérogène dont la bordure sud est diffuse. Ces faciès constitutifs, aux caractéristiques contrastées, sont organisés en bandes grossièrement parallélisées entre elles sous l'effet

conjugué des processus anatectiques conduisant à la genèse du granite et de la déformation en lien avec le fonctionnement du CSA. Sur des critères texturaux et minéralogiques, trois faciès principaux, regroupés sur les feuilles voisines de Questembert (Plaine *et al.*, 1984) et de la Roche-Bernard (Audren *et al.*, 1975) ont ici été reconnus et cartographiés.

Ainsi, ont été distingués :

- un faciès hétérogène à grains plurimillimétriques et biotite seule, formant le faciès dominant ;
- un faciès hétérogène et porphyroïde (porphyroblastes pluricentimétriques) à biotite seule, situé principalement le long de la bordure sud du granite, au contact avec les migmatites du Golfe du Morbihan ;
- un faciès à grain fin (millimétrique) à biotite et muscovite dans le quel la muscovite est d'autant plus dominante que la roche est déformée à l'approche des corps d'ultramylonites ;
- des corps d'ultramylonites de la branche sud du CSA (dérivées du faciès précédent) ;
- et de petits corps de pegmatite.

Les corps de dimensions plus réduites au sein des migmatites étant principalement caractérisés par les deux premiers faciès.

**P. Pegmatites (filons et corps diffus).** Quelques (rares) corps de pegmatites sont à signaler dans les migmatites du Golfe du Morbihan. Ils ont été rattachés aux produits de la fusion partielle au même titre que les faciès de granite d'anatexie précédemment décrits. Les pegmatites se présentent sous forme de petits corps, le plus souvent lenticulaires et allongés dans la foliation des migmatites, certains viennent au contraire recouper la gaine des migmatites sous forme de filons ou de poches aux bordures assez systématiquement diffuses. Les affleurements présentant des pegmatites sont nombreux mais rares sont les corps qui atteignent des dimensions cartographiables. Ainsi, le plus souvent, ils sont signalés par des indications ponctuelles où par de petits polygones dont les dimensions ont été exagérées. Les affleurements les plus accessibles se situent dans le secteur de la pointe de Bernon ou du Rhuaud au bord du Golfe ainsi qu'entre Noyal et Ambon où les conditions d'affleurement sont nettement moins bonnes.

À l'affleurement, ce faciès apparaît souvent de couleur crème. Il présente souvent un développement important des cristaux. Les feldspaths, en particulier l'orthose peuvent atteindre plus de 10 voire 15 cm et sont facilement décelables grâce à une couleur rose-orangé et une direction de clivage révélée par l'altération. La biotite prend également parfois de grandes dimensions et présente alors souvent des beaux cristaux automorphes ou subautomorphes (de plus d'un centimètre).

## <sup>2</sup><sub>γ</sub><sup>2</sup>. **Faciès hétérogène à grains plurimillimétriques et biotite seule.**

Ce faciès forme la plus grande partie du massif de Sainte-Anne-d'Auray et la majorité des corps isolés de taille plus réduite. Dans le massif, il occupe le plus souvent une position centrale entre le faciès porphyroïde à biotite et le faciès à muscovite et biotite même, s'il est également rencontré au contact des migmatites du Golfe du Morbihan. Ces affleurements naturels sont en général de médiocre qualité, les meilleurs étant concentrés dans les zones de topographies les plus hautes (*e.g.* collines de Branbec, Le Guern, Le Poteau, Bourmehiec ou les Landes de Kergoual). De nombreuses carrières l'entament également, le plus souvent pour ses arènes ou ses faciès altérés, comme dans la grande carrière située au Nord de Theix au Guernévé, ouverte depuis 2007. D'autres carrières, où l'activité a totalement cessé, sont de dimensions plus modestes, comme dans le secteur de Branbec, Keratrap, Kerrec ou au Nord de Pessun, mais permettent néanmoins de bonnes observations.

Un nombre important de petits corps de granite d'anatexie dont les dimensions s'échelonnent depuis de petits corps métriques jusqu'à de véritables petits massifs kilométriques sont « encaissés » de manière diffuse dans les migmatites du Golfe du Morbihan. Ces corps aux limites parfois floues sont grossièrement parallèles à la foliation environnante et apparaissent ainsi comme des poches où le liquide a été collecté et s'est accumulé. Les plus importants affleurent largement au Nord d'Ambon à Rivalo et à Trébiget dans de petites carrières ou sur la Presqu'île de Rhuys à l'Est de la Saline où de bonnes observations sont possibles dans les talus le long des routes. L'abondance et la taille de ces corps est un argument en faveur du double gradient de mobilisation dont il question plus haut.

À l'affleurement, ce faciès apparaît souvent de couleur crème parfois même jaune-orangé. Il présente souvent un grain grossier, hétérogène localement assez riche en schlierens biotitiques. Cette roche est assez friable quand elle est altérée et à la cassure, elle apparaît souvent également jaune. La biotite est, dans ces cas, particulièrement chloritisée. Ce faciès présente souvent des indices de déformation faibles à modérées lui conférant vers le CSA un aspect orienté, folié.

En lame mince, le quartz (30-35 %) se présente sous deux habitus principaux, des grains isolés et arrondis, en inclusion dans les feldspaths, et sous forme de plages polycristallines aux cristaux fortement imbriqués à extinction onduleuse. Le plagioclase (32 % environ), zoné, montre souvent un cœur (An 25-30) corrodé, blindé d'une bordure (An 10-20) au contour subautomorphe à automorphe. Le feldspath alcalin (25 % environ), rarement automorphe, est souvent riche en inclusions de plagioclase, de quartz et de biotite, souvent assez fraîche. La biotite (jusqu'à 10-12 %) se présente soit en inclusions dans le feldspath potassique où elle est subautomorphe, soit en grandes lames brun-rouge souvent chloritisées même dans les échantillons les plus frais. La chlorite

se présente alors en petites tablettes ayant souvent gardé l'orientation de la biotite initiale (*i.e.* pseudomorphose) ; la réaction de déstabilisation entraînant également la cristallisation de nombreuses aiguilles de rutile. De la sillimanite peut être présente, alors entourée de mica blanc, de même que des amas de cordiérite assez systématiquement déstabilisée en pinitite. Les minéraux accessoires sont le zircon, la monazite en inclusion dans la biotite, et plus rarement aux joints de grains pour cette dernière.

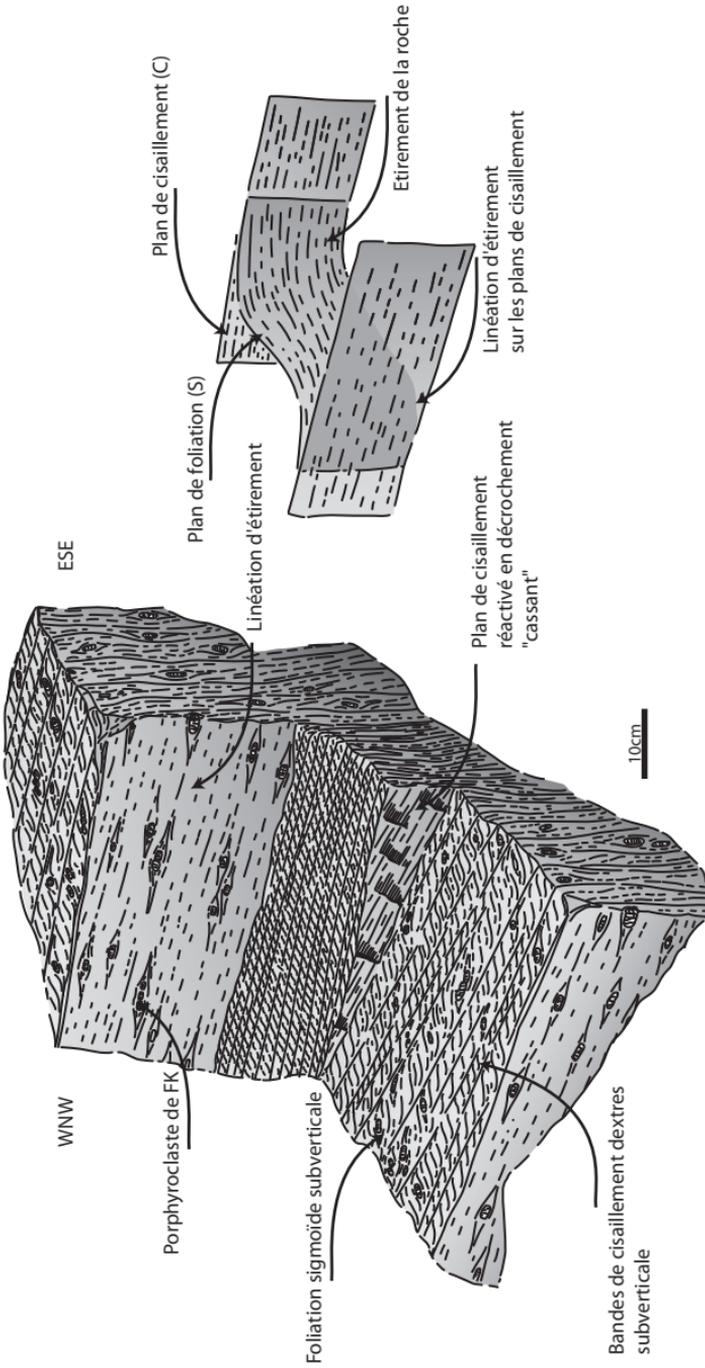
<sup>2</sup><sub>ρ</sub>γ<sub>b</sub>. **Faciès hétérogène et porphyroïde (porphyroblastes pluricentimétriques) à biotite seule.** À l'échelle du massif de Sainte-Anne-d'Auray, ce faciès a une nette tendance à se localiser sur la bordure sud du granite, au contact avec les migmatites du Golfe du Morbihan. Il se présente sous forme de petits massifs allongés dans la direction N120 dont la cartographie est rendue précise par la qualité et le nombre des affleurements. Ces affleurements sont en effet nombreux, qu'ils soient naturels ou favorisés par des modifications anthropiques. Les plus accessibles se situent dans le secteur de Palastre (coin NW de la carte) où il affleure largement au bord du ruisseau de Goah Kerubé (lieu-dit de Moulin de l'Evêque) ou à Plescop, Lignol, le Poulfanc ou Theix, secteurs dans lesquels il a tendance à former le sommet de petites collines. Dans un premier niveau de détail, il est également associé à de petits corps de panneaux de migmatite (secteurs de Romangero, de Plaisance ou de Kervegan) qu'il a tendance à blinder. Cartographiquement, ce faciès semble donc marquer la transition parfois floue entre des migmatites fortement mobilisées (*e.g.* des diatexites, le plus souvent) et des faciès plus homogènes de granite. On le rencontre enfin en corps kilométriques dont les bordures, parfois diffuses, sont cartographiquement parallèles à la foliation principale des migmatites environnantes. Les principaux exemples se situent au Sud de Theix dans les secteurs de Noyal, Kerfaget ou du Penteno.

À l'affleurement, il se présente sous forme d'un granite clair à biotite seule, à grain grossier porphyroïde, hétérogène et ne présentant que rarement des indices de déformation. À la cassure, la roche est souvent plus jaune, parcourue de fractures soulignées par des produits rouille-orangé. De gros feldspaths alcalins dépassant 3 à 5 cm voire 10 cm (Lignol) lui confèrent une texture porphyroïde caractéristique. Ces cristaux automorphes ainsi que les cristaux de biotite et les nombreux schlierens présentent, dans la plupart des cas, une orientation planaire nette très bien réglée à l'échelle d'un affleurement, cette orientation reste extrêmement cohérente à l'échelle de la feuille autour de N150-170 pour un pendage toujours très fort. Les affleurements du Palastre (NW de la carte), ainsi que ceux du Poulfanc, du Poteau Rouge ou de Noyal, en sont des illustrations représentatives. Il n'est pas rare de pouvoir observer sur ces affleurements des enclaves décimétriques à métriques de diatexites ou plus rarement de métatexites dont l'allongement

et la fabrique interne sont le plus souvent orientés également à N150-170. Dans quelques rares cas comme dans le secteur de Plescop, de Saindo ou de Postang, cette fabrique planaire vraisemblablement magmatique est reprise et en partie effacée par d'autres plans plus tardifs, verticaux, de direction N120 le long desquels les cristaux de feldspaths sont cassés et parfois parallélisés. Cette observation illustre les manifestations discrètes de la déformation dont le Cisaillement Sud Armoricaïn est au contraire l'exemple le plus frappant. Les affleurements de ce faciès présentant les traces de déformation les plus importantes (*i.e.* secteur de Poulprat ou du Gorvelo), situés entre les deux corps d'ultramylonites du CSA ne présentent plus que cette orientation N100-110 accompagnée par des bandes de cisaillement verticales orientées N130-140. Une forte linéation subhorizontale est alors nettement exprimée en particulier par l'allongement et l'alignement des clastes de feldspath potassique.

En lame mince, le quartz (30-35 %) apparaît sous forme de petites plages monocristallines ne présentant que rarement une extinction onduleuse. Le plagioclase (25-30 %) est le plus souvent zoné, fait d'un cœur xénomorphe corrodé autour duquel a cristallisé une bordure automorphe. Le feldspath potassique (parfois plus de 30 %) forme des cristaux souvent pluricentimétriques, rendant l'analyse modale difficile et tributaire de la présence éventuelle d'un porphyroblaste sur les échantillons. Souvent perthitique, il englobe souvent de petits globules de quartz et de petits cristaux de biotite alors automorphes. La biotite (parfois plus de 15 %) se présente sous deux habitus bien différents. Elle forme de grandes lamelles automorphes à subautomorphes dépassant fréquemment plusieurs millimètres et se trouve également en amas polycristallins d'individus de petite taille parfois accompagnés de sillimanite. Ces amas correspondent aux nombreux schlierens biotitiques souvent présents sur les affleurements. La cordiérite, déstabilisée, se présente sous forme de petits nodules de grains millimétriques parfois remarquables. Les minéraux accessoires sont le zircon, la monazite en inclusion dans la biotite, quel que soit son habitus. L'apatite, souvent aciculaire, complète cette association en moindre proportion.

**7/b-m. Faciès à grain fin (millimétrique) à biotite et muscovite.** Ce faciès de granite forme principalement deux bandes étroites de largeur assez variable encaissant les corps d'ultramylonites. Ainsi, ce faciès qui assume la transition entre les ultramylonites et le reste du massif de Sainte-Anne-d'Auray relativement préservé de la déformation est-il caractérisé par une déformation importante en cisaillement simple (fig. 7). On le trouve également sous forme de petits massifs de taille plus réduite plus au Sud, comme dans le secteur de Bernard, Coedigo Kerlis ou de la Trinité-Surzur dans lesquels le lien avec la déformation est parfois peu convaincant. Enfin, on le retrouve sous forme de petits corps concordants avec la foliation principale des migmatites du Golfe du Morbihan, comme à Kéribou ou à l'Ouest de Surzur.



**Fig. 7 - Déformation ductile en cisaillement dextre enregistrée dans le massif de Questembert à l'approche du CSA. La foliation et les bandes de cisaillement sont subverticales et sont orientées à N 95 et N 130, respectivement. FK = Feldspath potassique (orthose), les bandes de cisaillement sont donc en position de bandes C'.**

À l'affleurement, il se présente sous forme d'un granite clair avec une patine jaune-crème très homogène à deux micas. Les affleurements naturels sont nombreux ; ce faciès de granite étant relativement morphogène. Ainsi, est-il rencontré sur les coteaux et au sommet des collines de Saint-Avé, Pont-Silieu, Burguan, Brangolo, Le Gorvelo ou Lauzach. Il a été également l'objet de nombreuses exploitations désormais abandonnées, mais dont le front de taille est encore souvent accessible, comme les carrières de Tréalvé, du Château de Trémohard ou de Kerglérec. De même que le faciès à muscovite dominante du granite de Questembert, les coupes perpendiculaires aux corps d'ultramylonites montrent systématiquement un net gradient de déformation. La foliation subverticale et orientée N100-120 est en effet d'autant plus pénétrative qu'on se rapproche des ultramylonites accompagnées très vite par un réseau de bandes de cisaillement se densifiant au point d'oblitérer la foliation principale et de former le débit mécanique principal de la roche se délitant ainsi sous forme de plaquettes (secteur de Saint-Avé, Carrières de Tréalvé). Du point de vue minéralogique, la biotite est présente en quantité comparable à la muscovite dans les faciès les moins déformés, et disparaît complètement avec l'intensification de la déformation ; la muscovite, un temps dominante, devient seule dans les zones les plus déformées. Quelle que soit son intensité, la déformation est fortement non-coaxiale indiquant une cinématique dextre ; les bandes de cisaillement conjuguées (*i.e.* déformation plus coaxiale) étant extrêmement rares et cantonnées aux zones les moins déformées (fig. 7).

En lame mince, le quartz (34-38 %) apparaît en plages polycristallines qui montrent systématiquement une extinction onduleuse et la présence de dislocations. Si les grains de quartz conservent encore des tailles caractéristiques de 500 microns à un millimètre entre les bandes de cisaillement, celles-ci chutent à quelques dizaines de microns dans les bandes de cisaillement. Dans les zones peu déformées, le plagioclase (30 % ; An 5-15) se présente en cristaux automorphes tandis que le feldspath alcalin, subordonné (10 %), est plutôt xénomorphe. Les faciès déformés ne présentent que des cristaux cassés de taille fortement réduite. Les feldspaths présentent d'abord un réseau de fractures perpendiculaires à leur allongement qui peut s'ouvrir de manière symétrique (rare) alors remplies de quartz ou glisser de manière synthétique ou antithétique (fig. 7). La muscovite (8-10 %) se présente sous forme de grosses lamelles centimétriques marquant la foliation. Avec l'intensification de la déformation, ces grands cristaux s'érodent mécaniquement et certaines de leurs faces, obliques sur les formes cristallines, deviennent rectilignes le long des plans de cisaillement. Ceux-ci sont peuplés de très petits micas blancs à composition de phengite relativement substituée ( $\text{Si}^{\text{IV}}$  jusqu'à 3,15). Enfin, la biotite (0-4 %), présente de manière significative dans les roches les moins déformées, apparaît en petite paillettes déformées accompagnant la muscovite sur le plan de foliation. Elle ne subsiste ensuite dans les mylonites que sous forme d'inclusions subautomorphes dans les plagioclases. Les minéraux accessoires, excepté la tourmaline, parfois abondante, sont difficiles à mettre en évidence en raison de la mylonitisation.

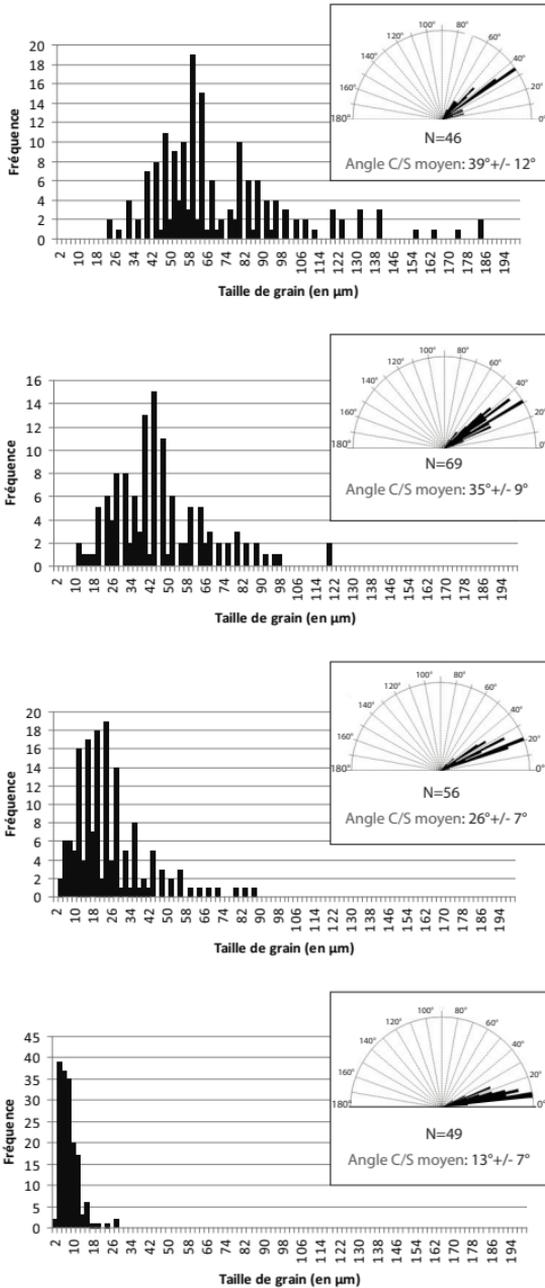


Fig. 8 - Évolution de la taille des grains de quartz recristallisés et de l'angle C' - S le long d'une coupe parallèle au gradient de déformation (Plessis Josso ; lat. : 47°37'47.23"N ; long. : 2°35'43.80"O) (Augier *et al.*, 2010)

**Umy. Ultramyonites de la branche sud du CSA.** Les ultramyonites de la branche sud du CSA se présentent sous la forme de corps d'épaisseur plus réduite, 100 m de large en moyenne et ne se suivent pas sur toute la longueur de la carte. Elles dessinent un système vaguement en échelons entre Saint-Avé et Lauzach où elles se concentrent sur deux bandes parallèles qui se suivent sur la feuille voisine de Questembert. Ces corps d'ultramyonites ont donc des longueurs finies et disparaissent latéralement au profit de roches moins déformées (*i.e.* mylonites C'-S) où la déformation doit se répartir sur de plus grands volumes n'ayant pas atteint le stade ultramyonite (fig. 7). Du fait de leur puissance plus réduite, ces corps sont moins prisés par les carrières que le corps principal situé quelques centaines de mètres plus au Nord ; les excavations jalonnant les différents corps étant également de dimension souvent réduites. L'affleurement le plus spectaculaire, une carrière aujourd'hui totalement remblayée, était ouvert entre la route et la rivière Kerrandrun au niveau du Nord de Calzac-Moulin. Cette petite carrière privée permettait, entre autres, d'étudier le passage entre les mylonites C'-S et les ultramyonites et d'illustrer les relations entre l'angle C'-S et le taux de déformation (l'angle C-S ; «  $\alpha$  », Berthé *et al.*, 1979). La carrière de Graneguy ou bien les coupes le long de la route D104 au niveau de la Vraie-Croix ou de la retenue du Château du Plessis Josso permettent également de bonnes observations. La figure 8 montre l'évolution de l'angle C'-S à l'approche du corps d'ultramyonite. Cette figure montre, par ailleurs la diminution de la taille moyenne des grains de quartz recristallisés.

Ces corps se présentent sous forme de roches très claires à la cassure, gris clair parfois même blanches évoquant souvent le faciès clair des ultramyonites de la branche nord. Altérées, ces roches se débitent en plaquettes centimétriques selon la foliation mylonitique subverticale orientée N110-115. Des faciès moins déformés, parfois abondants (*i.e.* secteurs du Pondigo) sont caractérisés par une obliquité d'une vingtaine de degrés entre les plans S (N110-115) et les plans C' (N130-135), formant le débit mécanique principal de la roche. Une très forte linéation d'étirement, subhorizontale ou affectée d'un pendage de 5 à 10 degrés vers l'Est, est alors clairement identifiable alors qu'elle demeure difficile à identifier dans les ultramyonites. Les stries de haute température qui habitent les plans C' présentent également un pendage très faible ne dépassant en général pas 10 degrés, que ce soit vers l'Est ou l'Ouest.

En lame mince, une fine matrice de quartz, feldspath et mica blanc évoque une paragenèse granitique privée de sa biotite présente à l'état de trace dans les faciès moins déformés dont il est question plus haut. De même que pour le corps principal d'ultramyonites, un important cortège de marqueurs cinématiques indique un cisaillement ductile dextre. L'examen de coupes comme celle de la retenue d'eau du Château du Plessis Josso (*i.e.* carrière ayant fourni les matériaux de construction du château) montre un passage progressif entre des faciès fins du granite de Sainte-Anne-d'Auray orientés au Sud jusqu'au stade ultramyonitique visible au Nord de Plébeyec (fig. 8). Une coupe similaire à la

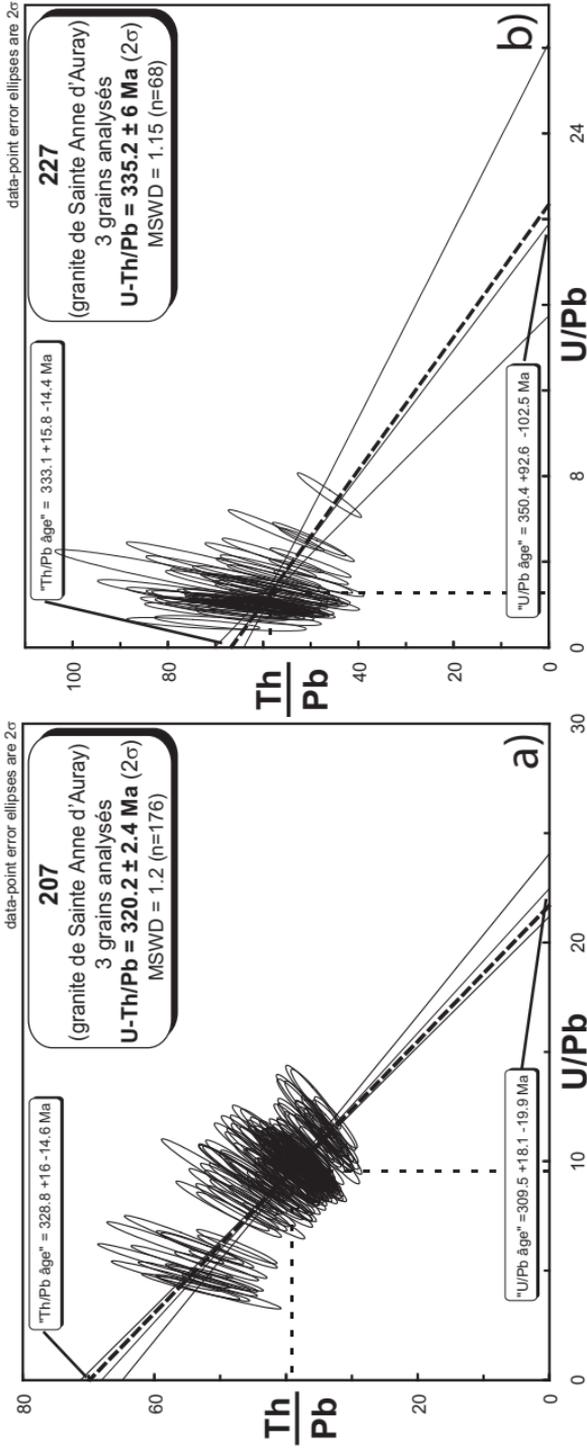


Fig. 9 - Âges obtenus pour le granite de Sainte-Anne-d'Auray par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour les échantillons 227 (lat. : 47°38'07.19"N ; long. : 2°37'16.40"O) et 207 (lat. : 47°42'00.92"N ; long. : 2°47'48.95"O). Les grains de monazite de l'échantillon 227 ont fourni un âge à 335  $\pm$  6Ma ; ceux de l'échantillon 207, 320  $\pm$  2Ma (Turrillot, 2010 ; Augier *et al.*, en preparation)

sortie sud du Gorvello montre un gradient de l'intensité de la déformation décroissant vers le Nord, prouvant clairement ainsi que ces corps se développent aux dépens du granite de Sainte-Anne-d'Auray.

### • **Contraintes géochronologiques pour la mise en place du massif de Sainte-Anne-d'Auray**

Deux échantillons (207 et 227) ont été prélevés sur l'emprise de la feuille afin de déterminer l'âge de l'emplacement du massif granitique de Sainte-Anne-d'Auray grâce à la datation sur lame mince (*in situ*) de cristaux de monazite par la méthode chimique U-Th/Pb. Pour plus de détail le lecteur est renvoyé vers le travail de référence (Turrillot, 2010).

L'échantillon 207 contient des cristaux de monazite de grande taille, excédant parfois 150  $\mu\text{m}$  ; l'échantillon 227 contient quant à lui des grains de monazite de taille moyenne proche de 40 à 50  $\mu\text{m}$ . Tous les grains ont une texture homogène au microscope électronique à balayage. Ces observations, complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires ont permis de discriminer des populations chimiques différentes correspondant systématiquement par relocalisation des analyses à des domaines de cœur et de bordure de grain.

#### *Âge des domaines de bordure (pour l'échantillon 207 ; fig. 9a)*

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte tant de l'âge Th/Pb (328,8 + 16 Ma -14,6 Ma) que de l'âge U/Pb (309,5 + 18,1 Ma -19,9 Ma). Ces deux âges indépendants se recoupent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 9a). La droite de régression passant aux travers des analyses est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 320,2 Ma et la valeur du MSWD (1,2 pour 176 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à  $320,2 \pm 2,4$  Ma des domaines de bordure des monazites de ce granite est interprété comme celui de la mise en place du granite, s'agissant de la cristallisation des bordures des monazites subsynchrones de celle du granite. Cet âge est par ailleurs en accord avec celui qui a été obtenu sur les leucosomes des migmatites du Golfe du Morbihan à  $319,8 \pm 5$  Ma.

En ce qui concerne les domaines de cœur des grains de l'échantillon 207, les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution très groupée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb. Cette distribution ne permet pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb et U/Pb, et ne permet pas de calculer un âge qui respecterait les critères statistiques inhérents à la méthode de calcul utilisée.

### *Âges des domaines de cœur et de bordure (échantillon 227 ; fig. 9b)*

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement regroupée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb et ne permettent ainsi de contraindre de manière optimale l'âge Th/Pb (333,1 + 15,8 Ma -14,4 Ma) ; l'âge U/Pb (350,4 + 92,6 Ma -102,5 Ma) étant entaché d'une incertitude plus forte, même si ces âges se recoupent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 9b). La droite de régression passant aux travers des analyses est quasiment confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 335,2 Ma. La valeur du MSWD (1,15 pour 68 analyses) montre que cet âge est statistiquement recevable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 335,2 ± 6 Ma des domaines de cœur des monazites de ce granite est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la source ayant produit le magma.

Un âge des domaines de bordure de l'échantillon 227 a été calculé à 317,5 ± 3 Ma. Cet âge est parfaitement valable selon les critères statistiques inhérents à la méthode de calcul utilisée. Quoique légèrement plus jeune que l'âge des domaines de bordure de l'échantillon 207, en tenant compte des barres d'erreurs, il apparaît synchrone de l'âge obtenu sur la population de bordure de l'échantillon 207.

Il apparaît que les âges obtenus pour la cristallisation des bordures des grains de monazite et donc de la cristallisation du granite d'anatexie sont synchrones des âges obtenus sur le leucosome des migmatites (≈320 Ma). Ces leucosomes, par définition des produits de néoformation de la fusion partielle des migmatites, sont génétiquement à rattacher au corps de granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray. De plus, il semble que les traces d'un événement antérieur à l'anatexie vers 330-335 Ma, mises en évidence lors de la datation des mélanosomes, soient également préservées dans une partie des domaines de cœur de grains de monazite (Augier *et al.*, en préparation).

### **Granite à biotite et muscovite**

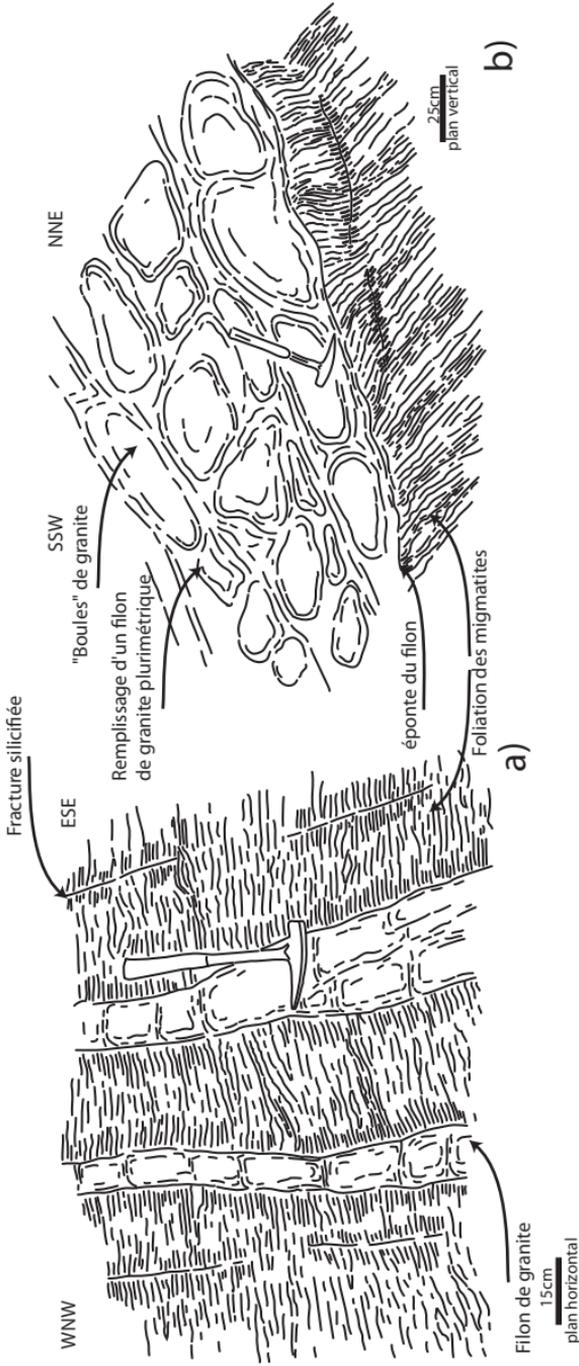
Le massif granitique de Carnac se suit depuis la rive ouest du Blavet (feuille de Lorient ; Cogné *et al.*, 1974) jusqu'à la rive ouest du Golfe du Morbihan. D'une forme vaguement elliptique, son grand axe est parallèle aux principales directions structurales orientées à N120 (*e.g.* CSA). Dans un premier niveau de détail, il semble que ce massif admette des limites cartographiques plus complexes faites de grands lobes d'orientation plutôt méridienne, N 00 à N30 en moyenne (Le Métour *et al.*, en prép.). Il s'agit d'un granite à cordiérite, dont le lien génétique avec les migmatites du Golfe du Morbihan, même s'il reste ambigu, a souvent été proposé (Le Métour, 1976 ; Audren, 1987 ; Carron *et al.*, 1994 ; Marchildon et Brown, 2003) apparaissant alors comme tardi-migmatitique (Carron *et al.*, 1994). Ce faciès de granite à cordiérite est parfois difficile à distinguer sur le terrain d'une forme plus leucogranitique à grain fin qui est

présente de façon assez constante vers l'Est de la feuille. Dans ce cas, sa composition minéralogique est assez différente du reste du massif avec un développement sensible de muscovite au détriment de la biotite et l'absence assez stricte de minéraux comme la cordiérite, le grenat et l'andalousite. Le lecteur souhaitant se documenter d'avantage sur le massif de Carnac est renvoyé vers la notice de la feuille d'Auray – Quiberon (Le Métour *et al.*, en prép.) sur laquelle il est particulièrement développé. Le granite de Sarzeau (Barrois, 1890) a parfois été distingué sous forme d'un petit massif dans le coin sud-est du Golfe du Morbihan dans le secteur de Sarzeau ; dénomination encore récemment utilisée (Gapais *et al.*, 1993 ; Cagnard *et al.*, 2004 ; Brown, 2005 ; Turrillot *et al.*, 2009) ; sa cartographie restant à ce jour, avant ce nouveau travail relativement inchangée depuis Barrois (1890, 1897).

Le massif de Carnac est intrusif dans l'ensemble anatectique que forment les migmatites et les corps de granite d'anatexie qui en émanent. Les relations de recoupement sont spectaculaires sur le terrain où la structure des migmatites est recoupée à angle droit (fig. 10). La carte restitue ces relations à une échelle supérieure.

La cartographie proposée sur la feuille suggère un passage progressif entre un véritable massif (*i.e.* pluton) de Carnac et un réseau filonien extrêmement dense et particulièrement développé vers l'Est. L'individualisation d'un granite de Sarzeau n'a donc plus de raison d'être, sinon par l'abondance de mégafilons dans ce secteur. L'autre point majeur en faveur de la cartographie proposée, est l'extrême régularité de l'orientation de ces filons, dont l'importance est par ailleurs très variable. Au premier ordre, ce réseau présente une forme légèrement arquée avec des directions de filons plutôt N30-40 au Nord, N10-20 dans la partie centrale et quasiment N-S au Sud (*i.e.* sur la pointe de la Presqu'île de Rhuys ; l'essentiel des filons étant orientés N20-30 (fig. 11). Ces filons sont par ailleurs le plus souvent subverticaux ou fortement pentés, dans ce cas le sens de pendage est de manière constante vers l'Ouest (fig. 11). Ces directions correspondent d'avantage à des mesures systématiques et directes d'épontes et de structures internes (*i.e.* fluidalité) qu'à une interpolation des points d'affleurement et remettent ainsi en cause les limites contournées prêtées jusqu'alors pour ce granite dans le secteur de Sarzeau (Audren, 1987).

Bien qu'il s'agisse de manière générale d'un granite de texture extrêmement homogène, isogranulaire et totalement dépourvu d'enclave d'encaissant, il semble que le Massif de Carnac et son réseau filonien présentent une évolution minéralogique spatiale significative d'Ouest en Est. Au premier ordre, l'abondance relative de la biotite et de la muscovite permet de définir un faciès plutôt occidental riche en biotite (alors associé à de petits nodules de cordiérite et reliques d'andalousite), et un faciès oriental pauvre, parfois même presque dépourvu de biotite ; la roche étant alors réciproquement très riche en muscovite.



**Fig. 10 - Relations structurales entre les migmatites du Golfe du Morbihan et le granite de Carnac.** a) Filonets décimétriques (lat. : 47°37'06.74"N ; long : 2°49'19.44"O) et b) filon plurimétrique (lat. : 47°36'26.74"N ; long : 2°52'06.15"O) recoupant à angle droit la foliation des migmatites

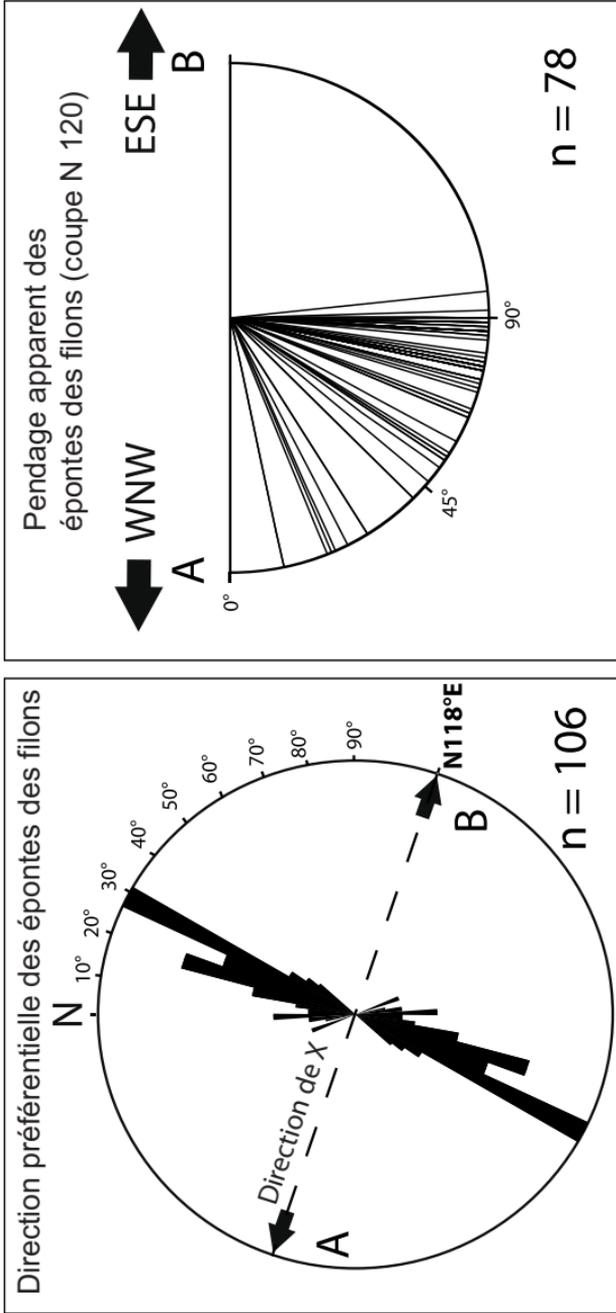


Fig. 11 - Statistiques sur l'orientation préférentielle ainsi que le pendage apparent (le long d'une coupe orientée à N120) des épontes des filons de granite dans la région du Golfe du Morbihan (Turrillot et al., 2011a)

Sur la feuille, sur des critères pétrographiques et structuraux, ont été distingués :

- un faciès à grains fins (millimétriques) à muscovite dominante ou seule formant l'essentiel du remplissage filonien d'une grande moitié orientale de la feuille et pouvant être intensément mylonitisé à l'approche de la ZCES ;
  - un faciès à grains fins (millimétriques) à biotite dominante ;
  - un faciès à biotite dominante (ou seule) présentant une orientation planaire.
- Les deux derniers faciès sont principalement rencontrés sur la rive ouest du Golfe du Morbihan.

Il est à noter qu'un faciès à (rares) porphyroblastes centimétriques (*i.e.* mégacristaux) de feldspath potassique est parfois rencontré comme dans le secteur du mégafilon de la pointe du Rhuaud ou au Nord de l'Île de Tascon. Le caractère accidentel de ce faciès au sein des filons n'a pas permis une distinction cartographique sur la feuille.

**h<sub>2</sub>m. Faciès à grains fins (millimétriques) à muscovite dominante ou seule.** Ce faciès de granite est le plus répandu sur le territoire de la feuille. Il coexiste avec les autres faciès vers l'Ouest mais apparaît de façon exclusive dans une grande moitié orientale de l'unité inférieure. Les affleurements naturels sont nombreux, tant sur les estrans du Golfe du Morbihan que dans les terres ; ce faciès de granite étant relativement résistant et parfois morphogène comme sur de l'Île-aux-Moines, vers Arradon ou Kerners, et jusque dans le secteur de Sarzeau (Pointe du Rhuaud, Lasné, Ile de Tascon), ainsi que sous forme de filons de taille plus réduite. Ce granite a également été exploité activement dans de nombreuses petites carrières qui s'alignent le long des filons ; le mégafilon d'Arradon étant l'exemple le plus caractéristique, avec une succession de six petites carrières dont une partie est encore accessible. Alternativement, d'autres carrières comme celles de Kerhuilieu (NW de Séné), du Rhuaud, de l'Île-aux-Moines (carrières de la Pointe du Trec'h) ou encore de Brillac (presqu'île du Rhuys) permettent d'échantillonner des faciès frais.

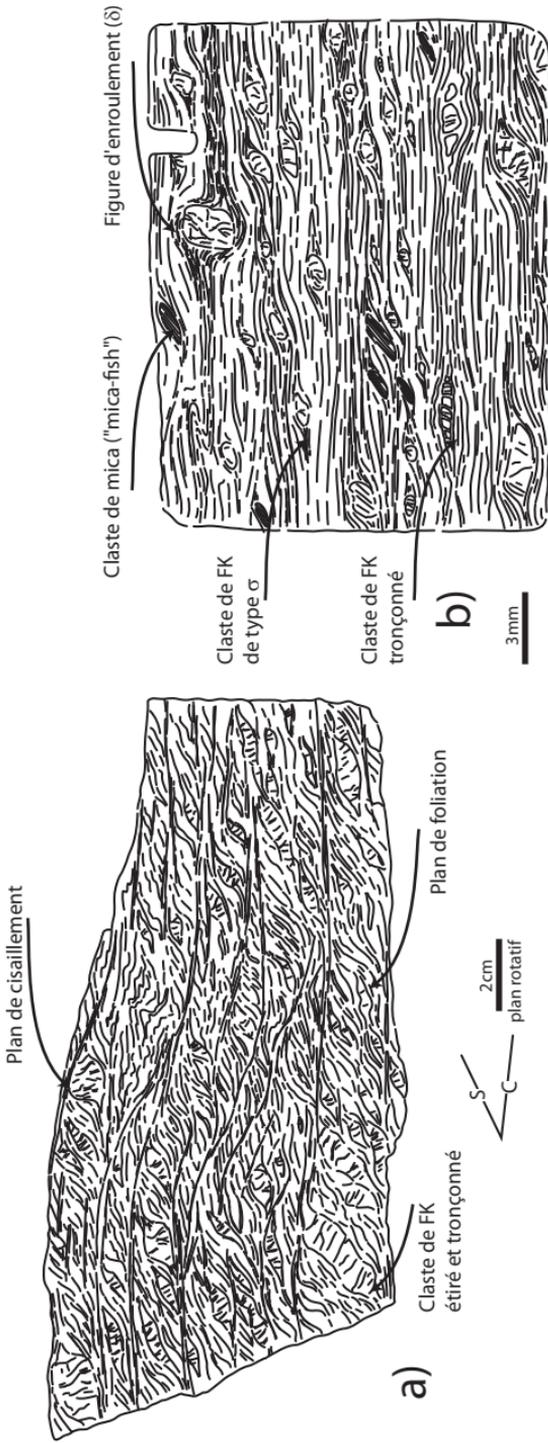
Sur les affleurements naturels du rivage du Golfe du Morbihan, ce faciès se présente sous forme de petites falaises aux angles émoussés, arrondis parfois. Dans ce cas, le granite prend une patine jaune-crème parfois orangée témoignant d'une altération avancée. Dans une grande majorité des cas, la partie supérieure des affleurements semble affectée d'une fabrique subhorizontale qui s'avère être liée à l'altération supergène (*i.e.* sheeting). La base de ces falaises et l'estran présentent des roches plus fraîches, abrasées par l'action des vagues qui montrent, parfois la même qualité que certains affleurements en carrière.

En lame mince, le quartz (30-35 %) apparaît en plages polycristallines ou en grains isolés systématiquement xénomorphes. Le plagioclase (25-30 % environ ; An 10-15) se présente sous forme de cristaux quadrangulaires de taille

millimétrique montrant très souvent de belles zonations. Le feldspath potassique (15-20 %) est le plus souvent une orthose souvent maclée Carlsbad ou un microcline perthitique. Il présente la particularité de souvent englober le plagioclase et forme localement de petits porphyroblastes centimétriques. La muscovite (10-12 %) se présente souvent en petites lamelles subautomorphes d'un millimètre. Une partie d'entre elles, aux bords irréguliers et clairement poëcilitiques, poussent autour de lames de biotite et présentent donc un caractère secondaire. La biotite (jusqu'à 8-10 % environ) se présente en petites lamelles éparées. D'un brun verdâtre, la biotite est souvent riche en inclusions (petits cristaux de zircons, monazite) dont l'abord se présente sous forme d'une auréole pléochroïque. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et la monazite, qui est présente aussi bien en inclusions dans la biotite qu'aux joints de grains.

Généralement isotrope, le granite prend un aspect mylonitique le long de la zone de cisaillement extensive de Sarzeau (Turrillot *et al.*, 2009, 2011a ; Turrillot, 2010). En se rapprochant de la trace cartographique de cette zone de cisaillement dont l'enveloppe de mylonites a été cartographiée, les coupes structurales montrent clairement un gradient de déformation, sans pour autant atteindre le stade ultramylonite comme pour le CSA. Dans le secteur est du Golfe du Morbihan où les filons sont particulièrement abondants, le granite est d'abord orienté, folié puis le débit mécanique principal devient très vite celui des bandes de cisaillement. La roche se débite alors en lames de 5 à 10 cm d'épaisseur suivant une famille de plans orientés le plus souvent E-W ou NE-SW avec un pendage d'une vingtaine de degrés vers le S ou le SE (fig. 12). Ces plans portent une forte linéation d'étirement ainsi que des stries de haute température plongeant faiblement (10 à 30°) vers le Sud-Est. Le sens de cisaillement déduit de l'orientation des bandes de cisaillement indique sans ambiguïté un mouvement relatif du haut vers l'ESE (fig. 12) compatible avec une cinématique en faille normale. À l'affleurement mais de manière beaucoup plus claire sur échantillon poli ou en lame mince, la déformation est très importante et le réseau de bandes de cisaillement est parfois extrêmement pénétratif. Des observations de ce type peuvent être effectuées sur une coupe le long du rivage Sud-Ouest de l'île de Tascon et à Lasné.

En lame mince, le quartz (40 % environ) recrystallise en ruban ou sous forme d'amas polycristallins le long des plans de foliation et de manière moins systématique le long des plans de cisaillement. Le plagioclase (30 % environ) perd progressivement son habitus magmatique dont les zonations ont disparu. Sa taille de grain caractéristique est fortement abaissée soulignant une granulation forte comme pour le quartz. Le feldspath potassique (15-20 %) recrystallise également le long des plans de foliation et de cisaillement mais a tendance à mieux résister à la déformation et forme souvent de petits porphyroblastes dont les figures d'enroulement (fig. 12) et d'ombre de pression asymétriques indiquent également un sens de cisaillement du haut vers l'ESE. La biotite présente en quantité légèrement moins importante que la muscovite



**Fig. 12 - Exemples de roches déformées ductilement dans la ZCES.** a) Mylonites C-S du corps mylonitique principal (lat. : 47°31'38.39"N ; long. : 2°45'05.27"O). La foliation est faiblement inclinée vers l'Ouest, les bandes de cisaillement sont subhorizontales ou faiblement inclinées vers l'Est, b) Ultramylonites d'une zone de cisaillement secondaire (lat. : 47°31'14.07"N ; long. : 2°51'33.14"O)

(6-10 %) dans les faciès les moins déformés, disparaît complètement avec l'intensification de la déformation ; la muscovite (8-15 %), un temps dominante, devient seule dans les zones les plus déformées. La muscovite primaire est alors étirée, boudinée et présente souvent un habitus sigmoïde dont la direction de clivage est parallèle à la foliation. Les nombreux petits micas blancs formant le cœur des bandes de cisaillement sont de petits cristaux de phengite peu substitués ( $\text{Si}^{\text{IV}}$  : 3,05-3,10 ; Turrillot *et al.*, 2011a).

**Hy<sup>2</sup>. Faciès à grain fin (millimétrique) à biotite dominante.** Ce faciès forme le remplissage principal d'une partie importante des filons situés globalement à l'Est d'une ligne rejoignant Séné et Kerhulcoq (Presqu'île de Rhuys). Plus à l'Ouest (feuille d'Auray – Quiberon ; Le Métour, en prép.), il semble que ce faciès forme l'essentiel du massif de Carnac. Sur les rives du Golfe du Morbihan, les affleurements, nombreux du fait d'une relative résistance par rapport aux migmatites encaissantes, fournissent le plus souvent de bonnes conditions d'observation. Parmi les plus significatifs, les affleurements sur l'estran de Kerassel, de l'île de Creizic ou de Bois Bourgerel sont complétés par ceux des petites carrières de Kerthomas (Ouest de Vannes).

Dans ce secteur, une muscovitisation secondaire semble s'immiscer dans le volume du granite depuis un réseau de failles normales à fort pendage dont les plans sont minéralisés en quartz et en petites gerbes de muscovite (cisaillées ou pas).

La texture est grenue à grain millimétrique ; tous les constituants ayant des tailles comparables. Localement, ce granite peut admettre une tendance porphyrique avec le développement (rare) de feldspath potassique. En lame mince, le quartz (30-35 %) apparaît en amas polycristallins indentés. Individuellement, les grains de quartz sont xénomorphes. Leur taille caractéristique est comprise entre 500 microns et un peu plus d'un millimètre. Le plagioclase (25-30 % environ ; An 15 à 20) se présente en cristaux automorphes en général assez trapus, très souvent zonés, mais se présentant également sous forme de petites lattes. Le feldspath potassique (15-20 %) est le plus souvent maclé Carlsbad ; il s'agit parfois d'un microcline perthitique. Il présente la particularité de souvent englober le plagioclase et forme localement de petits porphyroblastes centimétriques. La biotite (7-12%) se présente en petites lamelles assez nombreuses. D'un brun acajou, parfois brun-rouge, la biotite est souvent riche en inclusions (*e.g.* petits cristaux de zircons, monazite) dont l'abord présente une auréole pléochroïque. La muscovite (4% environ) se présente sous forme de très nombreux petits cristaux. Une partie d'entre eux, aux bords irréguliers et clairement pœcilitiques, pousse souvent autour de lames de biotite et présente donc un caractère secondaire. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et la monazite, qui est présente aussi bien en inclusions dans la biotite qu'aux joints de grain. Ce faciès présente de manière assez constante

de petits nodules de cordiérite, souvent pinitisés au cœur. Par ailleurs, il présente localement des cristaux relictuels d'andalousite alors ceinturés par des couronnes de muscovite.

<sup>1</sup>γ<sub>b</sub><sup>2</sup>-m. **Faciès à biotite dominante (ou seule) présentant une orientation planaire.** Ce faciès se rencontre sur une bande étroite sur le bord ouest du Golfe du Morbihan. On ne le trouve en effet que dans le secteur de Kerners (Presqu'île de Rhuy), à l'Ouest de l'Île-aux-Moines - Port-Blanc, ainsi que dans le secteur de Quirion, au Sud d'Arradon. Les filons présentant les meilleures conditions d'affleurement, tant pour étudier les relations qu'ils entretiennent avec l'encaissant que pour leur remplissage, sont de loin ceux de la pointe ouest de l'Île-aux-Moines, non loin du port. Ces filons recoupent clairement la fabrique verticale des migmatites et des petits corps d'orthogneiss migmatitiques orientés à N130 environ. Les filons dont les épontes nettes sont dégagées, sont orientés à N30 avec des pendages moyens à faible (e.g. 25-40°) vers l'Ouest. Le remplissage de ces filons se caractérise par la présence d'une orientation planaire pénétrative des minéraux parallèle aux épontes plus que par sa composition minéralogique proche de celle du faciès à biotite dominante. Cette orientation planaire peut parfois conduire à un litage net l'affleurement.

En s'approchant de l'affleurement, alternent des niveaux mésocrates, enrichis en biotite et des niveaux leucocrates de granite, où la biotite est présente en faibles proportions. La texture de ce granite est grenue à grain millimétrique. En lame mince, le quartz (25-35 %) apparaît en amas polycristallins peuplés de grains xénomorphes de taille millimétrique. Le plagioclase (30 % environ ; An 10-20) se présente en cristaux subautomorphes à automorphes souvent zonés, dont le cœur, et parfois la totalité du cristal, sont corrodés. Le feldspath potassique (20 % environ) est souvent maclé Carlsbad et plus rarement un microcline. La biotite (jusqu'à 15 %), brune, se présente en petits lamelles assez nombreuses dont l'allongement est complètement aléatoire malgré le fort litage planaire de la roche. La muscovite (2 % en moyenne), rare en général, peut être très abondante aux abords des épontes et représenter plus de 15 à 20 % de la composition modale de la roche. Ces cristaux, pœcilitiques, ont alors pour la plupart un caractère nettement secondaire. Les minéraux accessoires sont le zircon, et la monazite et sont particulièrement concentrés dans les cristaux de biotite. De rares cristaux d'andalousite corrodés peuvent subsister au cœur d'une couronne de muscovite dans les niveaux riches en biotite. L'origine de ce litage semble liée à l'injection du magma de manière laminaire durant l'ouverture des filons (i.e. étirement à N120 environ) ; aucune trace de déformation post-solidus ayant par ailleurs été remarquée.

### • **Contraintes géochronologiques pour la mise en place du massif de Carnac (fig. 12)**

Huit échantillons ont été prélevés sur l'emprise de la feuille afin de déterminer l'âge de l'emplacement des filons de granite de Carnac grâce à la datation par la

méthode chimique U-Th/Pb de cristaux de monazite séparés et montés sur section. L'intérêt majeur de ce protocole est de privilégier et de sélectionner les grains de monazite les plus gros. Seuls les résultats obtenus pour l'échantillon V404 sont présentés dans un détail relatif à titre d'exemple. Le protocole suivi est présenté en annexe ; les résultats complets de cette étude sont présentés dans une publication récente vers laquelle le lecteur est dirigé (Turrillot *et al.*, 2009).

De l'échantillon V404 ont été extraits et montés sur section des cristaux de monazite de grande taille, excédant parfois 300  $\mu\text{m}$ , montrant de manière assez systématique une texture interne de type « cœur-bordure » au Microscope Electronique à Balayage. Ces observations, complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires, ont permis de discriminer des populations chimiques différentes correspondant systématiquement à des domaines de cœur de grain et des domaines de bordure de grain.

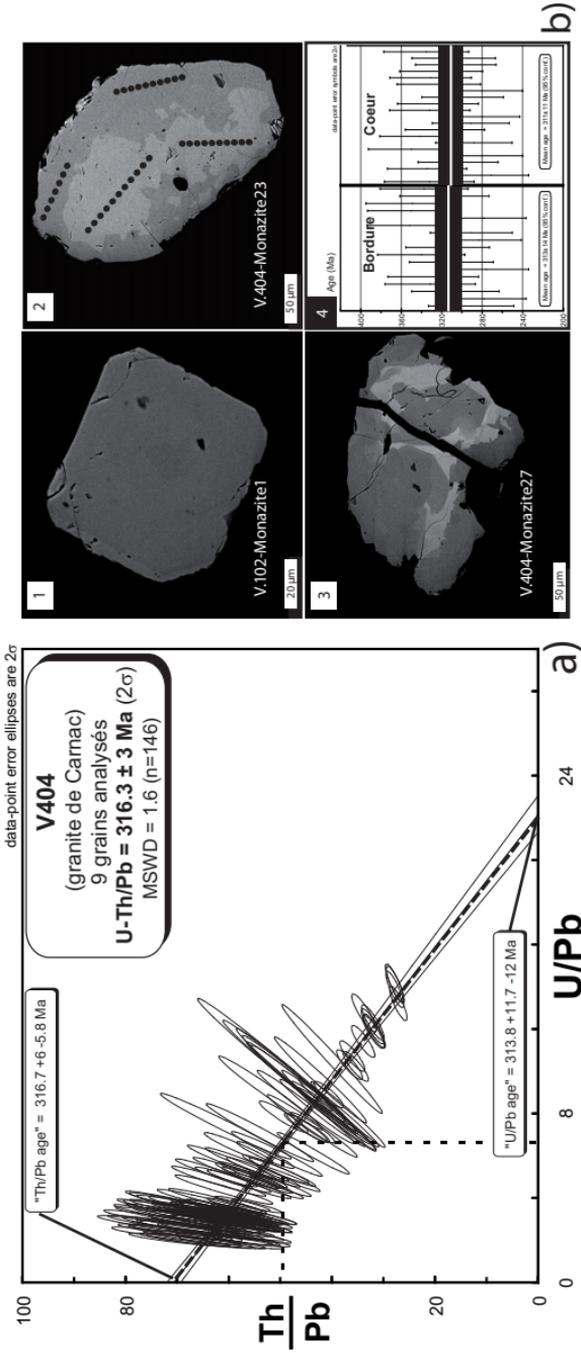
### **Âge total de l'échantillon V404 (fig. 13)**

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez étalée permettant une bonne contrainte tant de l'âge Th/Pb (316,7 + 6 Ma -5,8 Ma) que de l'âge U/Pb (313,8 + 11,7 Ma -12 Ma). Ces deux âges indépendants sont identiques en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 13). La droite de régression passant aux travers des analyses est parfaitement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 316,3 Ma. La valeur du MSWD de 1,6 pour 146 analyses est élevée reflétant d'avantage un effet du nombre important de points d'analyse qu'un étalement statistique dommageable et relativisant la validation de cet âge. Cependant la parfaite superposition de l'isochrone théorique et de l'isochrone calculé ainsi que l'équivalence entre les âges Th/Pb et U/Pb montrent que cet âge est acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à  $316,3 \pm 3$  Ma est interprété comme l'âge de la mise en place du granite de Carnac, s'agissant de la cristallisation des grains (au moins des bordures) des monazites de manière subsynchrone de celle du granite.

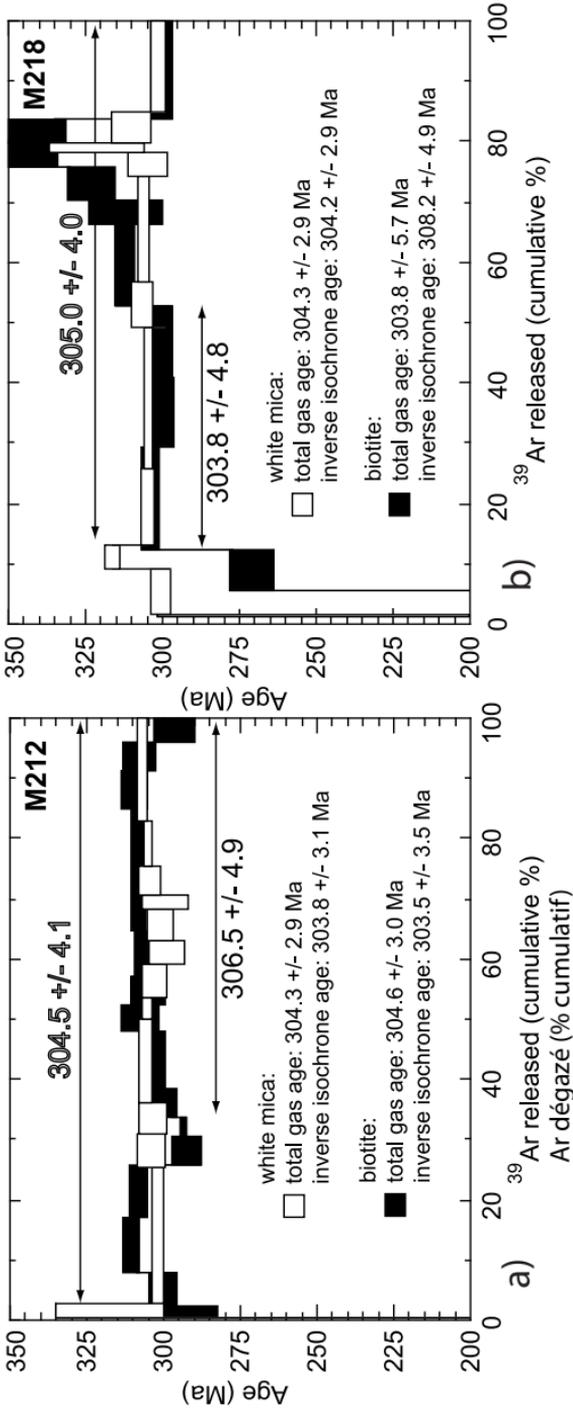
Ainsi, malgré les critères clairs de recoupement du granite de Carnac et de son réseau filonien par rapport à la fabrique principale des migmatites, il apparaît, à la lumière de ces datations comme syn- à tardi-migmatitique. Cet âge est, par ailleurs validé d'une part, par une partie de âges obtenus récemment par la même méthode (Turrillot *et al.*, 2009), les autres âges mettant en évidence des héritages vers 370-380 Ma, et d'autre part par le calcul d'un âge de mise en place à  $316 \pm 6$  Ma pour le granite de Carnac obtenu par la méthode isotopique U/Pb sur zircon (Vidal *et al.*, soumis) Le Métour *et al.* (en prep.).

### **• Contraintes géochronologiques pour le refroidissement des filons du massif de Carnac (fig. 14)**

Trois échantillons ont été prélevés sur l'emprise de la feuille afin d'apporter des contraintes sur l'âge et la vitesse de refroidissement des filons du massif de



**Fig. 13 - Âge obtenu pour le granite de Carnac par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour l'échantillon V404 (lat. :  $47^{\circ}36'19.05''N$  ; long. :  $2^{\circ}50'21.44''O$ ).** a) Les grains de monazite de l'échantillon V404 ont fourni un âge à  $316 \pm 3$  Ma (Turilliot, 2009). b) Complexité des zonations chimiques (1, 2 et 3), sans que les âges moyens des différents domaines ne soient différents (4)



**Fig. 14 - Âges de refroidissement obtenus pour des filons du granite de Carnac par la méthode Ar/Ar sur muscovite et biotite pour les échantillons M212 (lat. :  $47^{\circ}36'19.05''\text{N}$  ; long. :  $2^{\circ}50'21.44''\text{O}$ ) et M218 (lat. :  $47^{\circ}33'09.99''\text{N}$  ; long. :  $2^{\circ}47'11.57''\text{O}$ ). Pour l'échantillon M212, le cristal de muscovite ont fourni un âge plateau à  $306.5 \pm 4.9$  Ma, le cristal de biotite un âge plateau à  $304.5 \pm 4.1$  Ma (Turrillot *et al.*, 2011a). Pour l'échantillon M218, le cristal de muscovite à fourni un spectre d'âges perturbé vers  $303.8 \pm 4.8$  Ma, le cristal de biotite, un âge spectre d'âges perturbé vers  $305 \pm 4$ Ma (Turrillot *et al.*, 2011a)**

Carnac grâce à la datation par la méthode Ar/Ar (spectres d'âges par palier de température) de monograins de muscovite et de biotite. Les échantillons prélevés en carrière sont exempts de déformation à l'échelle de l'affleurement comme de la lame mince ; la composition chimique des minéraux ayant été analysée au moyen de la microsonde électronique Cameca SX 50 (service commun BRGM-ISTO). Malgré des spectres légèrement discordants, tous les échantillons analysés indiquent un refroidissement homogène rapide vers 305 Ma (fig. 14). Les spectres obtenus sur muscovite et biotite donnant, dans leurs barres d'erreur, les mêmes âges.

### **Roches filoniennes**

$\rho\gamma^3$ . **Microgranite et rhyolite porphyrique.** Quelques filons de rhyolite porphyrique et plus rarement de microgranite affleurent au Centre-Est de la feuille. Leur puissance est généralement faible, quelques mètres tout au plus, et ils ne sont, le plus souvent observés que sous forme d'abondants blocs anguleux décimétriques présents dans les labours ou regroupés dans les haies. Les affleurements les plus significatifs se situent dans le secteur de Catuis-Saint Gourlais. Une carrière (Le Grand Coléno) en cours de remblaiement (fin 2008) permet d'observer l'éponte sud d'un filon de rhyolite porphyrique très altéré mais ayant gardé une relative résistance (plan de l'éponte N100 75S). Une autre carrière ouverte en bord de route au Nord d'Ambon présente de petits filons de rhyolite orientés cette fois N30 avec un pendage de 80°W. Ces filons ont été également été signalés et cartographiés sur la carte voisine de Questembert au Nord-Ouest de Muzillac (Plaine *et al.*, 1984).

Il s'agit en général d'une roche de couleur crème présentant toujours une altération avancée n'entraînant pas une perte de cohésion. La roche se présente en effet le plus souvent sous forme de blocs anguleux extrêmement durs et difficiles à échantillonner. À la cassure, la teinte de la roche est plus grise et laisse voir quelques cristaux automorphes de quartz et de feldspath rose-orangé ; ceux-ci ayant parfois complètement disparu, ne laissant que leur moule externe.

En lame mince, la roche présente de rares phénocristaux de feldspath très altérés, de grandes lamelles de biotite ainsi que de gros cristaux de quartz d'aspect volcanique. Très altérée, la mésostase est souvent microlitique, plus rarement microgrenue. L'âge de ces filons n'est actuellement pas connu avec précision. Cette datation apparaît pourtant comme essentielle dans la mesure où ces filons semblent ne pas avoir d'orientation privilégiée indiquant leur caractère post-tectonique et donnant l'opportunité de fixer l'âge des mouvements tardi-varisques dans ce secteur.

### • **Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES)**

L'unité inférieure, dont les constituants principaux ayant une expression cartographique viennent d'être décrits, apparaît limitée par un contact tectonique majeur, la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES ; Turrillot *et al.*, 2009, 2011a). Sa trace cartographique, contournée, délimite même dans le secteur de Saint-Colombier et Lezuis de petites klipptes indiquant un pendage faible. Son examen sur le terrain révèle qu'il s'agit d'une zone mylonitique faiblement pentée vers le Sud ou le Sud-Est dont l'épaisseur atteint localement 500 m (fig. 12). L'essentiel du corps déformé est affecté d'une fabrique mylonitique C-S, développée en particulier aux dépens de l'unité inférieure, en particulier du granite de Carnac, abondant dans ce secteur, mais aussi des unités sus-jacentes. La foliation est faiblement pentée vers le Sud ou le Sud-Est ; les pendages ne dépassant que rarement 25°. Une linéation d'étirement est en général observée avec des directions extrêmement constantes autour de N120°. De nombreux critères de cisaillement, dont les plus communs sont les bandes de cisaillement, indiquent sans ambiguïté un cisaillement du haut vers le Sud-Est (fig. 12). Au mur de la ZCES, l'intensité de la déformation diminue rapidement. En revanche, des zones de cisaillement de tailles plus modestes localisent la déformation de manière très intense. Dans certains cas (secteur de la Pointe du Rohu), de petits corps d'ultramylonites sont d'ailleurs signalés (fig. 12). Au toit de la ZCES, deux unités tectoniques supérieures peuvent être distinguées. Ces unités correspondent aux « groupes des micaschistes » (Barrois, 1890 ; Cogné, 1953, 1965 ; Audren *et al.*, 1975), avant que ne soient décrits les contacts majeurs qui les séparent régionalement de l'unité inférieure. Dans ce segment du Domaine Sud Armoricaïn, il s'agit de l'unité des micaschistes de Belle-Île et de l'unité des micaschistes de la Vilaine.

### • **Contraintes géochronologiques pour la mylonitisation le long de la ZCES**

Trois échantillons ont été prélevés sur l'emprise de la feuille, afin d'apporter des contraintes sur l'âge de la mylonitisation (*i.e.* de la déformation) le long de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau ; les deux premiers provenant d'un filon mylonitisé de granite de Carnac, le dernier des micaschistes de l'unité de Belle-Île. La stratégie d'échantillonnage a visé le prélèvement d'échantillons le long d'un gradient de déformation dans le granite de Carnac ; le but ultime étant de pouvoir séparer l'effet du refroidissement global du bâti de l'effet de la mylonitisation. L'utilisation de la méthode Ar/Ar par ablation laser, par la réalisation de datations *in situ* sur des sections de roche, permet de déterminer l'âge (total) de différentes parties d'une texture (ici des mylonites C-S et des ultramylonites) avec une résolution spatiale de l'ordre de 50 µm. Il a ainsi été possible de réaliser des datations sur les clastes de muscovites magmatiques héritées, ainsi que sur de petits agrégats de phengites néoformés dans les bandes de cisaillement. Seuls les résultats principaux sont présentés ici de manière très résumée ; le détail du protocole suivi étant présenté en fin de notice et le détail

des résultats obtenus, dans une publication récente (Turrillot *et al.*, 2011a). Dans les échantillons de granite, les clastes de muscovite magmatique hérités autant que les phengites néoformées dans les plans de cisaillement ont fourni des âges entre 303 et 298 Ma, tous identiques compte tenu de leur incertitude de 2 à 4 Ma (Turrillot *et al.*, 2011a). Les âges obtenus pour l'échantillon de micaschistes montrent également une homogénéité relative entre 302 et 298 Ma, quelle que soit la texture analysée. Ces résultats indiquent visiblement une réouverture importante du système K/Ar lors de la mylonitisation, vraisemblablement accompagnée par une circulation importante de fluides. Ces résultats récents apportent les premières contraintes géochronologiques pour le fonctionnement de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES), dont l'importance même est souvent sous-estimée, et apportent un éclairage nouveau sur l'évolution tardive du segment armoricain de la chaîne Varisque. Il apparaît que les datations réalisées sur la Zone de Cisaillement de Quiberon (QSZ ; Gapais *et al.*, 1993) ont également fourni des âges compris entre 310 et 300 Ma (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002). Ainsi, ces zones de cisaillement majeures participent-elles activement à l'exhumation symétrique de l'unité inférieure dans le secteur du golfe.

## **Terrains situés au toit de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES)**

### **Roches cristallines et métamorphiques**

#### **Groupe des micaschistes de la Vilaine**

##### **• Cartographie, subdivisions**

Ce groupe réunit un ensemble de micaschistes correspondant aux « schistes à minéraux et micaschistes » (Barrois, 1890), ensemble qui englobe en grande partie les micaschistes de la Presqu'île de Guérande (feuille de la Roche-Bernard ; Audren *et al.*, 1975) et qui affleure largement sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys. Ce groupe, est limité de toutes parts par des contacts tectoniques majeurs. La Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau le limite au Nord-Est et sur une grande partie de sa limite ouest de l'unité inférieure et l'accident de Succinio le sépare d'une écaille plurikilométrique du groupe des micaschistes de Belle-Île intercalée. Ce groupe est reconnu en continuité à l'Est sur les feuilles de la Roche-Bernard (Audren *et al.*, 1975) et de Questembert (Plaine *et al.*, 1984).

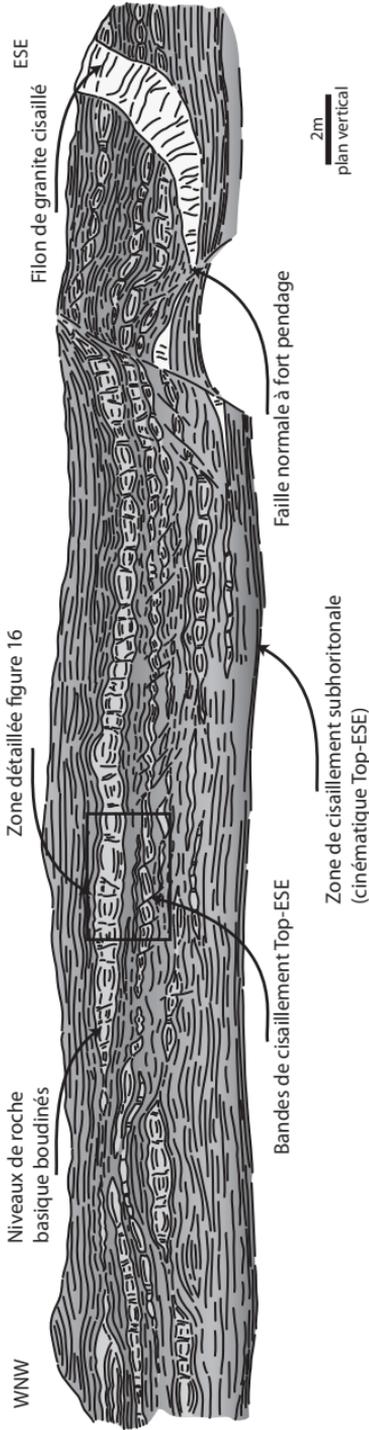
Le groupe des micaschistes de la Vilaine constitue le soubassement d'une pénéplaine au relief faible et monotone, pénétrée profondément par la mer, en particulier au voisinage de la rivière de Pennerf et de ses affluents. Les marées les plus fortes entrent effectivement sur plusieurs kilomètres dans les terres comme dans le secteur de Pont Caden, Trégorff ou même Billion. De même que sur la feuille voisine de la Roche-Bernard, les conditions d'affleurement des

roches de ce groupe sont généralement médiocres dans les terres, sauf localement en bordure des grands axes routiers où les coupes sont quasi-continues comme le long de la D20, de la D780 ou de la D153. Les rives de la rivière de Pennerf et ses affluents fournissent également de bonnes conditions d'affleurement, en particulier les côtes ouest ou sud-ouest exposées aux vents dominants. L'analyse des nombreuses pierres volantes dans les champs, et la visite de petits affleurements dans les fossés et les talus, permettent néanmoins de cerner les limites lithologiques avec une relative précision.

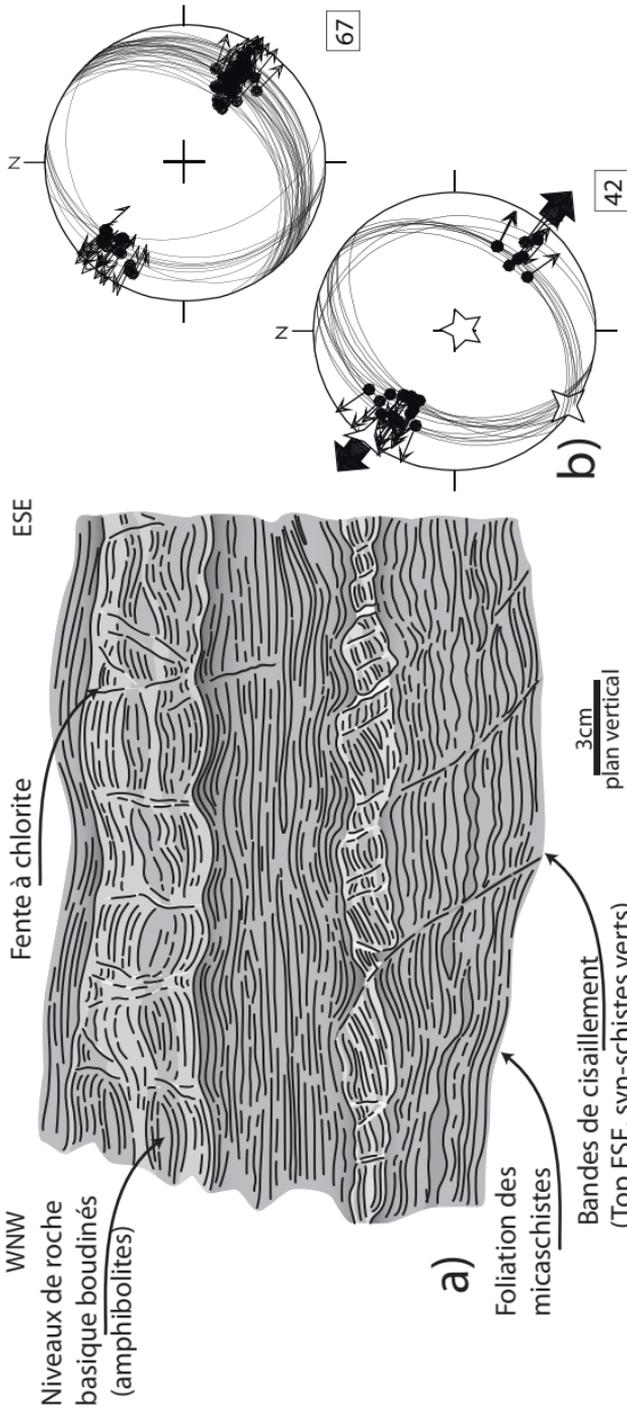
À l'opposé, la côte offre des conditions d'affleurement souvent exceptionnelles et relativement continues ; les lacunes principales étant alors localisées dans les quelques baies occupées de plages de sable (*e.g.* Baie de Succinio). Les meilleures conditions d'observation se situent dans le secteur de Saint-Gildas-de-Rhuys ou dans le secteur de Kervoyal (SE de la carte) où les falaises atteignent 10-15 voire 25 m et sont relayées à marée basse par un large estran rocheux, les structures sont alors visibles en trois dimensions.

L'évolution métamorphique de ce groupe est relativement bien connue ainsi que son cheminement P-T (Audren, 1986 ; Triboulet et Audren, 1993 ; Johnson et Brown, 2004). Les études pétrographiques ont été assez systématiquement conduites sur un nombre limité d'affleurements particulièrement spectaculaires et riches en minéraux de métamorphisme. Le lecteur est d'ailleurs renvoyé vers les affleurements situés à l'extrême au Sud-Est de la carte, dans le secteur de Cromenach, ainsi dans le secteur de Billier-Le Moustoir (feuille de la Roche-Bernard ; Audren *et al.*, 1975). Dans ce dernier cas, une phase initiale d'enfouissement le long d'un gradient barrovien de MP-MT (*i.e.* phase M1 ; Audren, 1986) jusqu'à un pic de pression dont l'estimation des conditions a fourni 9 kbar pour 580°C (Triboulet et Audren, 1993 ; Johnson et Brown, 2004) est suivie par un pic de température (M2) dans le faciès des amphibolites (7 kbar pour 630-650°C). Il s'en suit une phase de rétro-morphose dans le faciès des schistes verts conduisant à la déstabilisation presque totale des paragenèses minérales antérieures. Aussi ces affleurements de l'embouchure de la Vilaine, apparaissent-ils comme de rares exemples pour lesquels des reliques de la phase M1, voire même des assemblages précoces de M2, sont préservés d'une rétro-morphose intense ; la plupart du reste de l'unité ne présente que des affleurements dont la paragenèse dominante est de bas grade (phengite-chlorite-albite  $\pm$  biotite). L'évolution des roches de l'Île Dumet se distingue assez nettement de ce schéma avec la préservation partielle d'une association éclogitique à grenat xénomorphe, clinopyroxène relictuel et rutile. Même si l'importance de ces roches est capitale pour comprendre l'évolution géodynamique du Domaine Sud Armoricaïn, elles restent actuellement très peu étudiées (Lasnier, 1988 ; Smith *et al.*, 1999).

Dans certains secteurs, préservés d'une déformation ultérieure forte, comme celui des falaises de Saint-Gildas-de-Rhuys, de Kervoyal ou dans le secteur du



**Fig. 15 - Déformation à la base des micaschistes du groupe de la Vilaine (lat. : 47°30'51.71"N ; long. : 2°29'29.76"O). Schéma de terrain d'un affleurement emblématique montrant une déformation ductile intense (cisaillement )**



**Fig. 16 - Détail d'une partie de l'affleurement précédent (lat. : 47°30'51.71"N ; long. : 2°29'29.76"O).** a) Boudinage asymétrique de niveaux compétiens de roches basiques compatible avec un cisaillement du haut vers l'ESE. b) Inversion des données de plans striés à faible pendage dans le secteur de la ZCES (Turilliot *et al.*, 2009, 2011a)

Tour du Parc, la principale fabrique (S2) laisse entrevoir une foliation S1 qui n'est soulignée de manière constante que par des paillettes de micas et des veines synfoliales de quartz, et beaucoup plus rarement par quelques grenats. Sur de rares affleurements à l'approche de l'estuaire de la Vilaine, dont il est question plus haut, cette S1 semble porter les paragenèses de M1, le pic de pression. S1 est affectée par un microplissement généralisé, localement une crénulation relativement pénétrative. La foliation S2 généralement subhorizontale, en position de plan axial de ces plis, est elle-même soulignée par l'allongement d'une partie des paillettes de micas. Sur la majeure partie des affleurements la formation et l'amplification de cette foliation S2 semble correspondre à la phase de rétro-morphose poussée des paragenèses antérieures, voyant souvent la cristallisation de gros blastes d'albite syn-cinématiques, voire clairement post-cinématiques. D'autres secteurs, comme la Presqu'île de Penvins, Kervenon ou de Keryouarh (Nord de la rivière de Pennerf) présentent une roche beaucoup plus déformée. La foliation S2 y oblitère souvent totalement la S1 localement préservée sous forme de domaines lenticulaires (*e.g.* microlithons) visibles à la loupe. Une linéation souvent très nette est orientée à N110-130 et la roche est alors souvent affectée de nombreuses bandes de cisaillement dont le mouvement et la répartition cartographique ne permettent pas de proposer un sens de cisaillement préférentiel (*i.e.* déformation plutôt coaxiale). Le problème est aggravé par le fait qu'il puisse s'agir de phases de déformation successives. Une déformation en cisaillement simple du haut vers l'ESE synchrone du passage de la roche dans les conditions du faciès des schistes verts est cependant indéniable, au moins en ce qui concerne la base de l'unité (fig. 15 et 16). Les affleurements de l'estuaire de Vilaine, de peu en dehors de la feuille, en montrent en effet une belle illustration (fig. 15).

Des traces d'un métamorphisme tardif (M3), post-cinématique (post-S2), sont signalées plus au Sud-Est, se distinguant du faciès banal à phengite-chlorite-albite, par la présence de staurotide et de grenat automorphes, très poéciloblastiques et fossilisant la S2. L'aire de répartition de cette paragenèse, autour de l'extrémité nord-est du granite de Guérande, a été interprétée comme le résultat de phénomènes thermiques périgranitiques et n'ont pas été retrouvés sur la feuille (Audren *et al.*, 1975, Audren, 1987 ; Triboulet et Audren, 1993).

L'apparition et la préservation des paragenèses successives apparaissent ici comme le fruit des effets conjugués des conditions métamorphiques au pic, l'intensité de la rétro-morphose et le contrôle du chimisme du protolithe. Il résulte de cette évolution métamorphique complexe de l'unité et en grande partie effacée par les stades tardifs, une difficulté importante pour la représentation cartographique. La façon retenue de distinguer des sous-ensembles dans cette série relativement monotone n'est donc pas basée sur la reconnaissance d'associations minérales (critère retenu sur les feuilles de la Roche-Bernard, Audren *et al.*, 1975 ; Audren, 1987) mais d'avantage sur la reconnaissance de différents types principaux de protolithes. Des indications ponctuelles

d'assemblages minéraux rétomorphiques sont cartographiées par ailleurs (surcharges). En effet, les changements lithologiques importants que présente cette unité apparaissent comme les critères plus robustes et les plus facilement décelables sur le terrain. De plus et comme dans de nombreux segments du Domaine Sud Armoricaïn où ces subdivisions ont été utilisées (Ters et Viaud, 1987 ; Goujou *et al.*, 1994) la foliation S2, subhorizontale est de surcroît subparallèle à la stratification résiduelle (S0). Les sites de référence à l'origine des principales subdivisions se situent au niveau des falaises de Saint-Gildas-de-Rhuys (fig. 15).

Il a ainsi été possible de distinguer :

- des micaschistes clairs quartzitiques à phengite  $\pm$  albite formant une grande partie de la série et dans laquelle ils sont intercalés ;
- des micaschistes graphitiques à chlorite, phengite  $\pm$  albite ;
- des micaschistes clairs quartzitiques à mégacristsaux d'albite ;
- de rares niveaux de roches basiques (amphibolites prasinitiques) ;
- des niveaux de métaquartzites ;
- un orthogneiss, intrusif dans le groupe (île Dumet).

ξgr. **Micaschistes graphitiques à chlorite, phengite  $\pm$  albite.** Ces micaschistes plutôt gris-sombre, riches en matière graphiteuse, alternent avec les micaschistes clairs en ensembles allant de quelques mètres (ils ne sont alors pas cartographiés) à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, offrant compte tenu du pendage faible, de larges zones d'affleurement. Il s'agit de roches à la foliation très pénétrative (S2, le plus souvent) du fait de leur relative en phyllosilicates.

Les micaschistes ont une texture granolépidoblastique, dont la foliation principale est marquée par l'orientation des paillettes de micas et l'alternance de lits à dominante micacée et de lits à dominante quartzreuse. Le quartz (40-45 %) est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse. Le feldspath plagioclase (5-25 %) est une albite (An 5) et se présente en cristaux subautomorphes à automorphes post-cinématiques par rapport à la schistosité principale S2. Ces cristaux apparaissent souvent charbonneux du fait de la présence de très nombreuses inclusions de matière graphiteuse inframicroscopique. Dans le secteur de l'estuaire de la rivière de Pennerf, les pœcloblastes d'albite contenus dans les micaschistes à phengite-chlorite-graphite sont remarquables par les microplis « fossilisés » qu'ils renferment. Le mica blanc (20-30 %) est une phengite souvent fortement substituée (SiIV de 3,3 à 3,45). Il apparaît en petites paillettes orientées et regroupées en lits. Les paragenèses primaires, portées par la foliation S1, sont fortement rétomorphosées et le plus souvent à l'état de reliques, voire complètement absentes. La biotite (5 % environ) est souvent fortement rétomorphosée en

chlorite. La staurotide, présente uniquement au Sud-Est de la feuille (*i.e.* falaises de Cromenach), est préservée en petits grains relictuels blindés par une couronne d'andalousite et de mica blanc (phengite). Seul le grenat présente encore parfois un habitus automorphe, comme en rive de la rivière de Pennerf (port) ou sur la Presqu'île de Rhuys, dans le secteur de la Pointe Saint-Jacques. Il n'est pas rare dans ce secteur que de petits grenats millimétriques soient en inclusion dans les cristaux d'albite. D'autre part le grenat montre des traînées d'inclusion sigmoïdes indiquant que sa cristallisation est synchrone de la déformation accompagnant le développement de la foliation S1. Ailleurs, il est partiellement transformé en biotite verte ou en chlorite. Dans certaines lames, il est complètement remplacé par ces minéraux et seuls subsistent ses contours hexagonaux. L'andalousite est parfois abondante, comme dans le secteur de Cromenach où elle apparaît clairement postérieure à la staurotide (*i.e.* ancienne association symplectique staurotide-disthène, Audren, 1986 ; Audren et Triboulet, 1993). Enfin, ces micaschistes comportent le plus souvent des cristaux parfois centimétriques de tourmaline fortement zonée et particulièrement abondante dans les secteurs où la foliation S2 est bien développée. L'allongement et parfois le tronçonnement de ces cristaux marque alors une linéation minérale orientée à N110-130, par ailleurs clairement visible par l'allongement de lentilles de quartz et de micas.

**Σχ<sub>mu</sub>. Micaschistes clairs quartzitiques à muscovite ± albite.** Ce type de micaschistes forme la plus grande partie de l'unité des micaschistes de la Vilaine dans laquelle sont intercalés des niveaux subordonnés. Les affleurements les plus significatifs sont situés sur les falaises côtières, en particulier celles de Saint-Gildas-de-Rhuys. À l'affleurement, il s'agit de micaschistes lustrés, beige-crème à argentés, caractérisés par l'abondance et la taille des cristaux d'albite subautomorphes centimétriques et plus rarement pluricentimétriques.

Ces micaschistes ont une texture granolépido-blastique à granolépido-phyroblastique, selon l'abondance et surtout la taille des cristaux d'albite. Le quartz (40-45 % voire parfois jusqu'à 60 %) se présente en petites et moyennes plages à extinction fortement onduleuse ; il forme même, localement, des rubans allongés parallèles à la schistosité principale. Le feldspath (5-30 %) est principalement de l'albite (An 5), en cristaux automorphes plurimillimétriques à centimétriques. Ces cristaux apparaissent systématiquement post-cinématiques par rapport à la foliation S1. Celle-ci se retrouve fossilisée dans les cristaux sous forme de traînées d'inclusions de quartz et plus rarement de micas. Au contraire, dans les zones où la foliation S2 domine, les cristaux d'albite apparaissent le plus souvent post-cinématiques. Il semble que les secteurs les plus déformés, où la foliation S2 est la plus développée (*i.e.* partie centrale de l'unité), correspondent aux zones dans lesquelles l'albite est syn-cinématique. Le mica blanc (20-30 %) est une phengite dont la forte substitution (jusqu'à Si<sup>IV</sup> 3,45) dénote plus un effet de

chimisme du protolithe que des conditions de pression significatives (Velde, 1967). Ces cristaux, de petites paillettes orientées, sont regroupés en minces lits micacés soulignant les foliations S1 et S2. Selon l'effet conjoint des conditions P-T au pic du métamorphisme, de la chimie du protolithe et de l'intensité de la rétro-morphose syn-S2, les minéraux ferromagnésiens de plus haut grade sont la biotite (le plus souvent) ou le grenat, dont la cartographie des occurrences fait apparaître une disposition en îlots. La staurotide ne se rencontre qu'en relique à l'extrême SE de la carte. La biotite primaire (jusqu'à 10 %), parfois étonnement fraîche étant donnée l'altération forte des micaschistes, est néanmoins le plus souvent déstabilisée en chlorite. Certains secteurs sont particulièrement riches en grenat, dont la répartition planaire oblique aux fabriques principales, suggère la persistance du contrôle chimique du protolithe paradérivé. La staurotide n'est connue que sous forme de reliques blindées de micas blancs. La rétro-morphose semble le plus souvent avoir été presque totale et seules les paragenèses rétrogrades du faciès des schistes verts sont évidentes. La rétro-morphose de cette unité apparaît, également, s'être déroulée le long de trajets P-T rétrogrades différents puisque qu'une étroite frange nord de l'unité, dont le contour est diffus contient de la biotite secondaire, absente par ailleurs. Enfin l'apatite, parfois abondante, le zircon et des opaques sont les minéraux accessoires.

#### §χab. **Micaschistes clairs quartzitiques à mégacristaux d'albite.**

De nombreux niveaux de micaschistes quartzitiques assurent une transition entre les micaschistes, qu'ils soient graphitiques ou non, et les niveaux de quartzites « purs ». Ces niveaux sont le plus souvent disposés en « bancs » de 20 à 50 cm de puissance, intercalés avec des niveaux de micaschistes. Il est de fait possible de mesurer l'orientation de cette stratification en de nombreux affleurements. D'autres niveaux intercalés dans la série de micaschistes atteignent des épaisseurs métriques à décamétriques et sont cartographiés. Ils montrent en général de très faibles continuités latérales, dues aux effets conjugués de leur géométrie initiale et de leur déformation. Les affleurements les plus significatifs sont sans doute ceux de la côte près de Saint-Gildas-de-Rhuys, en Baie de Kervoyal ou en carrière, comme dans les petites exploitations abandonnées visibles depuis la D199. Certains niveaux ne sont hélas reconnus dans les terres que par l'analyse des pierres volantes, comme dans le secteur de Keryouarh ou de Kervaché.

À l'affleurement, ces niveaux ont des teintes assez semblables aux micaschistes environnants. Ils peuvent ainsi être d'une teinte crème comme plutôt gris-sombre, alors intercalés dans les niveaux de micaschistes graphiteux. Leur caractère commun réside dans la présence de cristaux souvent gros et subautomorphes d'albite, conférant une texture parfois porphyroblastique à la roche évoquant à tort les niveaux de porphyroïdes de Belle-Île ou de Vendée.

La texture de la roche est donc le plus souvent granoporphyroblastique et, selon la proportion de phyllosilicates, elle est parfois granolépido-

porphyroblastique. En lame mince, ces roches sont principalement constituées de quartz (55-75 %) en petits grains allongés et engrenés en petites plages allongées dans le plan de foliation, lequel est de plus souligné par des micas blancs et de la chlorite (jusqu'à 20 %) constituant de minces lits intercalés et facilitant le débit de la roche. De gros cristaux d'albite (jusqu'à 15 % environ), subautomorphes à automorphes dépassent parfois le centimètre et apparaissent le plus souvent tardifs sur la foliation S2. La biotite primaire (1-3 %), rare, est assez fortement rétrotransformée et déstabilisée en chlorite. De petites paillettes de biotite secondaire soulignent parfois la foliation S2 dans le Nord de l'unité.

**δ. Roches basiques (amphibolites prasinitiques principalement).** Au sein de cette série paradérivée, sont interstratifiés de nombreux niveaux métriques à pluridécamétriques de roches basiques parallélisés à la foliation (fig. 15 et 16). Le contraste rhéologique entre ces niveaux et les micaschistes encaissant est tel que les niveaux se présentent le plus souvent sous forme de boudins résistants.

Les niveaux cartographiés dans les terres ne sont connus que par l'analyse des pierres volantes dans les labours. Les affleurements permettant les meilleures observations sont situés en Baie de Kervoyal dans les falaises et sur l'estran où la série se charge en niveaux de roches basiques ; ces niveaux devenant très abondants et de plus grande importance vers l'estuaire de la Vilaine (feuille de la Roche-Bernard, Audren *et al.*, 1975 ; Audren, 1986). C'est d'ailleurs vers ces affleurements, en particulier ceux de la Pointe de Pen-Lan ou du Moustoir (Audren et Triboulet, 1993 ; Johnson et Brown, 2004), que le lecteur est renvoyé pour les meilleures observations (fig. 15 et 16). Dans ces secteurs, la roche, souvent très sombre et très dure, montre une empreinte du faciès des amphibolites avec une association fine entre amphibole et plagioclase. Une rétrotransforme partielle dans le faciès des schistes verts est toutefois souvent visible. Dans la plupart des cas, cette rétrotransforme se cantonne au voisinage de veines, de fentes centimétriques à quartz et chlorite avec une auréole verte ne dépassant pas quelques centimètres (fig. 16). Il arrive localement que la rétrotransforme soit plus avancée et affecte le volume entier des niveaux basiques. La roche, très riche en feuilles de chlorite rousse et riche en grains d'albite perd alors parfois sa cohésion.

Les affleurements côtiers de l'Île Dumet offrent des conditions d'affleurement spectaculaires et sont particulièrement riches en corps métriques à plurimétriques de niveaux basiques. Le plus souvent, il s'agit de niveaux basiques boudinés, étirés dans la foliation principale (S2) des micaschistes. Les minéraux du métamorphisme les plus communs et repérables sur le terrain sont l'amphibole, le feldspath, et parfois la chlorite attestant d'un métamorphisme dans les conditions du faciès des amphibolites ou dans celui des schistes verts. Des occurrences de minéraux de Haute Pression (HP) comme l'assemblage grenat-clinopyroxène sodique-rutile (Lasnier, 1988) ou la préservation d'amphiboles bleues sodiques (glaucofane et taramite ; Smith *et al.*, 1999) ont

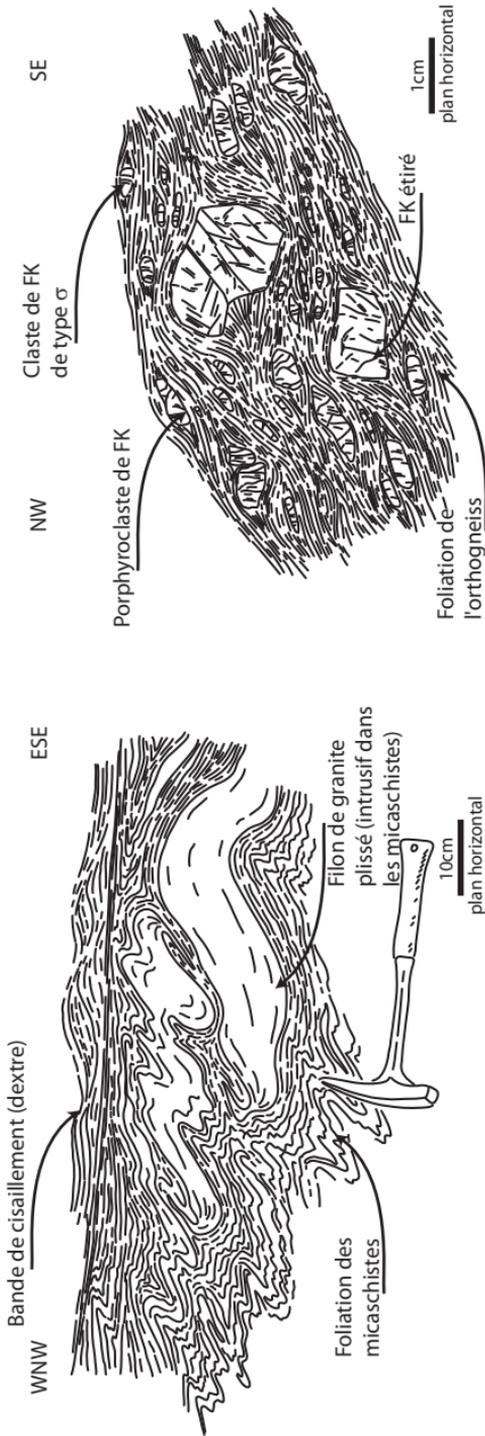
été reportées au cœur de certains de ces boudins de roches basiques dont la périphérie est fortement ré-équilibrée dans les conditions du faciès des amphibolites. D'après ces observations, ces roches auraient été enfouies dans des conditions du faciès des schistes bleus voire des éclogites avant que leurs assemblages de HP soient en grande partie déstabilisés dans des conditions de plus basse pression dans le faciès des amphibolites. Le lecteur est renvoyé vers les travaux de Lasnier (1988) et Smith *et al.* (1999) pour d'avantage d'informations sur ces reliques de HP.

Les amphibolites ont généralement une texture nématoblastique à grano-nématoblastique, avec une foliation principale S2 nettement marquée par l'allongement des baguettes d'amphibole, plus ou moins regroupées en lits, et par l'alternance de ces derniers avec des lits à dominante plagioclasiq. L'amphibole (40-50 %) est de la hornblende verte ; le plagioclase (An 25-40) apparaît généralement en petites plages altérées et en cristaux tardifs d'albite. Des cristaux automorphes de sphène (jusqu'à 5 %) sont accompagnés de quelques pourcents d'opakes. Enfin, certains niveaux d'amphibolite sont relativement riches en épidote (5-20 %), de la zoisite alors accompagnée et en biotite (jusqu'à 5 %), le plus souvent déstabilisée en chlorite et en aiguilles de rutile. Enfin, de rares traces de grenats relictuels sont encore reconnaissables.

Le cœur de certains de ces boudins de roche basique est fait de roche plus dense, plus difficile à échantillonner. L'observation en lame mince de ces roches révèle une association éclogitique variablement déstabilisée à grenat xénomorphe, clinopyroxène vert-clair, relictuel dont les contours sont soulignés par une matrice finement cristallisée d'amphibole et plagioclase, quartz, phengite clin amphibole bleu-vert et rutile qui est parfois très abondant.

**χ. Métaquartzites.** Des niveaux de quartzites métriques à décamétriques sont intercalés dans la série de micaschistes. Ils apparaissent localement sous forme de lentilles boudinées se biseautant rapidement. Les principaux affleurements de ces niveaux se situent au Nord de l'Île Dumet où le principal totalise plus de 200 m de large. D'autres affleurements, moins spectaculaires, peuvent tout de même fournir de bonnes conditions d'observation, comme sur les affleurements côtiers de la rivière de Pennerf, du Roaliguen ou du secteur de Saint-Gildas-de-Rhuys. D'autres niveaux sont reconnus dans les terres par de petits affleurements de mauvaise qualité et par l'analyse des pierres volantes, comme dans le secteur de Quintin ou de la Vache Enragée.

Ces roches apparaissent en bord de mer en affleurements massifs, émoussés voire arrondis par l'abrasion des vagues et les rendant difficiles à casser. Leur teinte est assez variable, généralement jaune-crème, ils peuvent se présenter en niveaux gris souris en particulier en raison de la quantité de matière graphiteuse présente en inclusion.



**Fig. 17 - Orthogneiss de l'île Dumet.** a) Filons de granite (orthogneissifiés) déformés ductilement en cisaillement dextre. b) Détail de la roche présentant une déformation pénétrative

Les métaquartzites ont une texture granoblastique isogranulaire et sont essentiellement constitués de quartz en petites plages parfois étirées dans le plan de foliation ; ce dernier est également souligné par l'orientation de petites paillettes de mica blanc. Quelques petits grenats poëcilitiques, disposés en lits, complètent cet assemblage.

**$\gamma^3$ . Orthogneiss (île Dumet) (intrusif dans le groupe des micaschistes de la Vilaine).** Un massif d'orthogneiss forme une grande majorité sud de l'île Dumet, occupée par ailleurs par une série paradérivée comparable à l'unité des micaschistes de la Vilaine. Le contact entre ces deux formations est clairement intrusif, bien que l'ensemble de ces roches ait subi une déformation ductile extrêmement intense (fig. 17). Des filons, émanations du corps principal d'importance parfois plurimétrique (baie NW) ou plus modeste (pointe de E), sont parallélisés, boudinés dans la fabrique principale verticale orientée à N120 des micaschistes. Réciproquement, de grands panneaux de micaschistes forment des enclaves décamétriques orientées, comme au Sud-Ouest de l'île. Localement, des filons métriques, étirés dans la foliation, sont fortement replissés, indiquant une cinématique dextre (fig. 17). Les critères de cisaillement non-ambigus, comme de nombreuses bandes de cisaillement ou des boudins asymétriques de roches basiques, indiquent un sens de cisaillement dextre de cette zone déformée. Cet orthogneiss est en tous points déformé et aucun faciès isotrope ou faiblement déformé n'est reconnu. La foliation, forte, est orientée à N110-120 avec des pendages proches de la verticale ou fortement pentés vers le Nord (fig. 17). Ces plans d'aplatissement portent une linéation d'étirement, très oblique (pitch 20-30° vers l'Est) souvent très nette, marquée principalement par des clastes de feldspath potassique et des amas de biotite étirés. L'âge de cet orthogneiss est en cours d'acquisition au moment de rédiger cette notice. Son équivalent le plus probable à terre semble être l'orthogneiss de Penestin (Ouest du bourg de Penestin, Pointe de Pen-Bé ; feuille de la Roche-Bernard, Audren *et al.*, 1975), s'agissant également d'un gneiss ocellé leucocrate mylonitique développé aux dépens d'un granite. Dans ce secteur, ces relations avec l'unité des micaschistes de la Vilaine ne sont pas établies dans la mesure où le contact est faillé ; par ailleurs aucune datation ni de la mise en place, ni du refroidissement n'est actuellement disponible.

À l'affleurement, la roche forme de petites falaises sur tout le Sud de l'île dénotant une résistance importante. Ces affleurements se débitent en grandes dalles délimitées par la foliation mylonitique et un réseau de joints secs N20-30 perpendiculaire à la foliation. La roche, dure, est de teinte claire, plus rousse quand elle est altérée loin de l'abrasion des vagues qui rafraîchissent les affleurements les plus exposés.

La texture de la roche est en général granoblastique avec des zones plus granoporphyroblastiques. La foliation mylonitique est marquée par de grandes lames de biotite choritisée et de muscovite qui alternent avec des lentilles

polycristallines de quartz aux individus aplatis et engrenés, de feldspaths potassiques (anciens porphyroblastes ; mégacristaux) et de plagioclases brisés. Le quartz (35-45 %) se présente en plages moyennes à extinction fortement onduleuse. Le plagioclase (30-35 %, An 10-15) est fortement affecté par la déformation, les cristaux sont cassés, moulés par la foliation. Le feldspath potassique (10-15 %) se présente à la fois sous forme de porphyroclastes aux formes émoussées ou en agrégats polycristallins en grandes plages lenticulaires. La biotite (8-12 %) est le souvent le mica dominant, la muscovite étant dans ce cas assez rare voire absente. Certains secteurs proches du contact avec les micaschistes présentent parfois un relatif enrichissement en muscovite pouvant localement être le seul mica (5-7 %). Dans les deux cas, les paillettes de micas sont regroupées en lits minces ; la biotite étant souvent fortement déstabilisée en chlorite. Le zircon, qui est le seul minéral accessoire est parfois très abondant en gros cristaux automorphes.

#### **• Contraintes géochronologiques pour l'évolution métamorphique de l'unité des schistes de la Vilaine**

Quatre échantillons ont été prélevés sur l'emprise de la feuille, afin d'apporter des contraintes sur l'évolution métamorphique de l'unité des micaschistes de la Vilaine, grâce à la datation sur lame mince (*in situ*) de cristaux de monazite par la méthode chimique U-Th/Pb. Seuls les résultats obtenus pour l'échantillon C18 et V94 sont présentés à titre d'exemple.

L'échantillon V94 contient des cristaux de monazite de taille moyenne, n'excédant pas 70  $\mu\text{m}$ , intimement liés à une association minérale à grenat-biotite bien préservée (*i.e.* relique du métamorphisme M1 ?). Les grains de monazite sont fréquemment situés aux joints de grains en étroite relation avec des cristaux de grenat, des lamelles de phengite et de biotite dans lesquels ils sont parfois inclus. Les cristaux ne présentant pas de zonation optique au microscope électronique à balayage en mode BSE (*i.e.* « Back-Scattered-Electron ») dénotent une certaine homogénéité chimique, au moins pour U et Th au sein de tous les cristaux.

L'échantillon C18 contient également des cristaux de monazite de taille moyenne, dont la plupart des grains mesure entre 50 et 80  $\mu\text{m}$ . Ces grains de monazite sont assez systématiquement associés aux minéraux rétomorphiques (M2) et présentent alors un habitus subautomorphe ou émoussé. Des grains sont en effet en inclusion dans l'andalousite, d'autres sont aux joints de lamelles de phengite qui entourent et montrent la déstabilisation de la staurotide. Une dernière catégorie de grains se présente dans la matrice, aux joints des grains de quartz et d'albite et montrent des contours très irréguliers, dénotant une dissolution tardive. De même que pour l'échantillon V94, aucun grain ne présente de zonation optique au microscope électronique à balayage en mode BSE.

Ces observations qui ont été complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires ont permis de vérifier l'absence de zonation chimique des grains apparaissant de fait de composition relativement homogène.

#### **Âge de l'échantillon V94 (fig. 18a)**

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement regroupée ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb ( $376,3 + 76,1 - 54,2$  Ma) et U/Pb ( $357,7 + 173,7 - 253,9$  Ma) même si ces âges se recoupent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 18a). La droite de régression passant aux travers des analyses est pratiquement confondue avec l'isochrone théorique tracée pour un âge de 372 Ma et la valeur du MSWD (0,98 pour 72 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à  $372,0 \pm 11$  Ma, dont la signification précise n'est pas aisée et demanderait des études complémentaires, peut être interprété comme la cristallisation de la monazite lors de la phase prograde proche du pic de métamorphique M1 (*i.e.* pic de pression).

#### **Âge de l'échantillon C18 (fig. 18b)**

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement plus étalée que pour l'échantillon V94, mais ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb ( $326,7 + 37,9 - 30,7$  Ma) et U/Pb ( $369,5 + 87,9 - 109,7$  Ma) même si ces âges se recoupent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 18b). La droite de régression passant aux travers des analyses diffère légèrement de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 337,6 Ma et la valeur du MSWD (1,20 pour 120 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à  $337,6 \pm 7,3$  Ma, dans la mesure où les grains datés semblent texturalement liés aux assemblages rétomorphiques, peut donc refléter une phase de rétomorphose plus ou moins tardive de l'unité dans le faciès des amphibolites de basse pression.

Malgré un bon contrôle, de lourdes difficultés d'interprétation sont intrinsèquement liées à l'utilisation de la méthode U-Th/Pb pour la datation des monazites dans le cas des métapélites. L'intégration de la monazite en tant qu'élément paragénetique dans des calculs ou des modélisations thermobarométriques apparaît donc le seul moyen d'asseoir la signification de ces âges. Néanmoins, ces résultats sont comme les premières contraintes géochronologiques pour l'évolution de cette unité et seront discutés, intégrés dans un contexte plus global dans les paragraphes de synthèse.

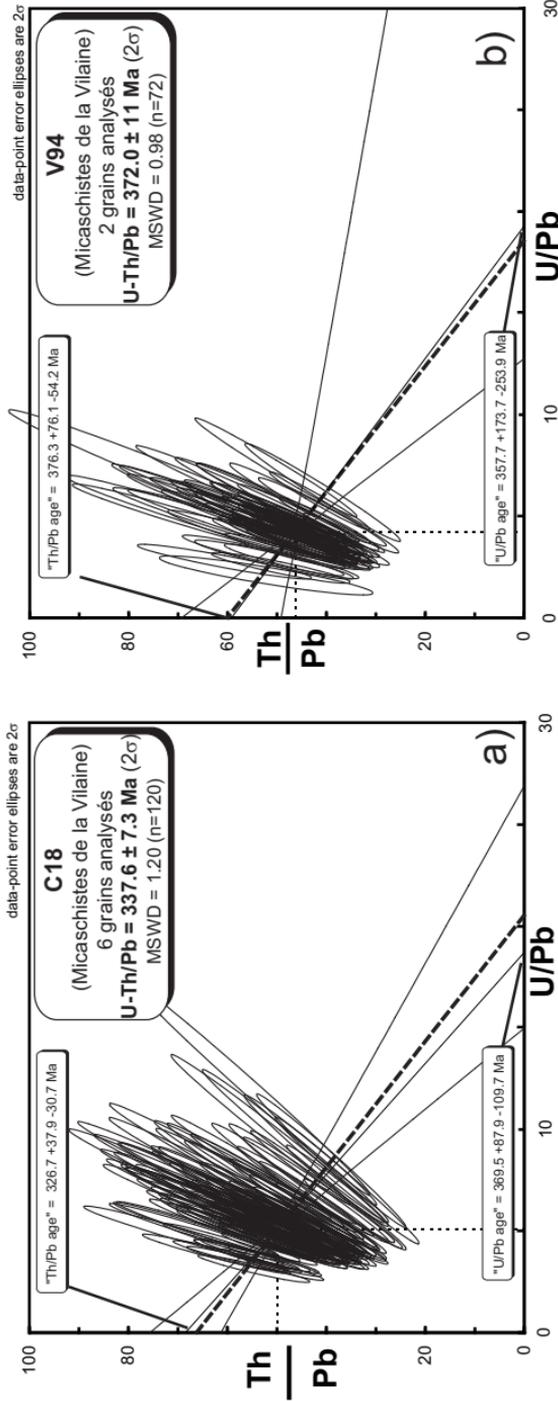


Fig. 18 - Âges (diagrammes isochrones) obtenus pour les micaschistes du groupe de la Vilaine par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour les échantillons V94 (lat. : 47°31'12.19"N ; long : 2°32'40.50"O) et C18 (lat. : 47°34'37.20"N ; long : 2°41'57.30"O). Les grains de l'échantillon V94 ont fourni un âge à  $372 \pm 11$ Ma ; ceux de l'échantillon C18,  $338 \pm 7$ Ma (Augier *et al.*, en prep)

## Groupe des micaschistes de Belle-Île

Une succession lithologique associant des micaschistes à des intercalations de quartzites noirs, ainsi qu'à des niveaux de porphyroïdes, a été corrélée à celle du groupe des micaschistes de Belle-Île (Barrois, 1897 ; Cogné *et al.*, 1965 ; Audren, 1987). Ce groupe se présente sur la feuille comme une unité tectonique cohérente, limitée par des contacts tectoniques dont le contact inférieur, la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau, est un contact soustractif majeur. Ce groupe est reconnu à l'Ouest de la Presqu'île de Quiberon à Belle-Île en Mer où il est également séparé des roches de l'unité inférieure (*i.e.* lame de leucogranite à 2 micas de Quiberon) par une autre zone de cisaillement ductile (QSZ ; Gapais *et al.*, 1993). Il affleure également largement vers l'Est, en Presqu'île de Guérande, où il recouvre géométriquement les micaschistes du groupe de la Vilaine (Audren *et al.*, 1975), ainsi qu'en basse Loire (*i.e.* région de Saint-Michel-Chef-Chef, Ters *et al.*, 1978) et en Vendée (Ters et Viaud, 1987 ; Goujou *et al.*, 1994).

Sur la présente feuille, les conditions d'affleurement de ce groupe sont en général mauvaises. Quelques beaux affleurements sont répartis le long de la D780, ainsi que sur les routes adjacentes, comme le long des murs du Château de Sarzeau. Une partie significative des informations cartographiques ont été levées au bénéfice de travaux de terrassement et de creusement autour de la ville de Sarzeau dont la périphérie se bâtit vigoureusement. C'est par exemple grâce au creusement d'une profonde tranchée dans un lotissement en construction qu'a été observée de la façon la plus spectaculaire la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau séparant des micaschistes de ce groupe des roches de l'unité inférieure (*i.e.* granite de Carnac). Les roches sont fortement mylonitisées et présentent une foliation subhorizontale portant une forte linéation d'éirement orientée à N115 ; leur fabrique principale étant un réseau pénétratif de bandes de cisaillement faiblement pentées vers le Sud-Est indiquant un mouvement normal du haut vers le Sud-Est. Le métamorphisme affectant cette unité apparaît faible, du faciès des schistes verts, où la biotite verte semble être le minéral de plus haut grade. L'andalousite, décrite sur la carte à 1/80 000 de Quiberon – Belle-Île (Barrois, 1897), n'a pas été retrouvée.

La cartographie de cette unité, principalement composée de micaschistes et de quelques rares niveaux plus compétents a permis de distinguer :

- des micaschistes clairs à chlorite et phengite, qui, associés finement à des micaschistes sériciteux, forment une grande partie de l'unité ;
- des micaschistes graphitiques à chlorite, phengite et biotite verte, intercalés dans la série au Nord de l'unité ;
- des niveaux interstratifiés de métaquartzites graphitiques (phanites) ;
- des niveaux intercalés de métarhyolites.

ξchl. **Micaschistes clairs à chlorite et phengite.** Une alternance fine de niveaux de micaschistes franchement pailletés de micas à muscovite ± biotite verte et des micaschistes en plaquettes à surface mate et peu lustrée forme l'essentiel des affleurements. Leur foliation subhorizontale est orientée de manière assez systématique à N110-150 avec des pendages de l'ordre de 20-30° vers le Sud-Ouest. À l'approche de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau, la foliation s'oriente plutôt à N80, parallèle au contour cartographique de la zone de mylonites. Les affleurements naturels sont rares et seules de petites plaquettes volantes remontent dans les labours. En revanche, de nombreux affleurements temporaires à la faveur de travaux, en particulier de voirie, ont permis de faire des observations permettant de bien contraindre les contours cartographiques. Par ailleurs, de beaux affleurements peuvent être visités au bord de la D780 dont les fossés, profonds, offrent des observations en continu.

À l'affleurement, ces micaschistes se présentent comme des roches claires à foliation bien établie. Sur la majorité des affleurements, la roche est traversée par un réseau de joints secs et de fentes remplies principalement d'oxyde de fer de couleur rouille orientées vaguement perpendiculairement au plan de foliation et à la linéation. Aucun minéral index du métamorphisme n'est visible à l'œil nu.

Ces micaschistes ont une texture lépidoblastique. La foliation, extrêmement fine, est marquée par les phyllosilicates, largement dominants, formant la trame de la roche. L'essentiel de la roche est formé de très petits micas blancs (60-70 %). Il s'agit le plus souvent de phengite peu substituée ( $Si^{IV}$  : 3,05-3,15) ou plus rarement de paragonite. Le quartz (10-30 %) se présente en petites plages à extinctions onduleuses regroupées en lits extrêmement minces. Il se rencontre également en lentilles synfoliales étirées et déformées par les bandes de cisaillement. La biotite verte (jusqu'à 10 % environ) n'est présente que dans certains niveaux des micaschistes. La chlorite verte et brun-jaune (5 %) accompagne les micas dans la foliation et apparaît également comme produit de déstabilisation de la biotite verte, alors accompagnée d'aiguilles de rutile. Quelques tourmalines fortement zonées et tronçonnées dans les zones déformées et de nombreuses plages opaques d'oxydes aux contours complexes complètent l'assemblage.

ξgr-chl. **Micaschistes graphitiques à chlorite, phengite et biotite verte.** Des niveaux de micaschistes graphiteux sont intercalés dans la série de micaschistes à phengite-biotite. Il s'agit d'intercalations métriques à plurimétriques non cartographiables et de deux niveaux principaux pluridécamétriques situés au Nord-Est de l'unité. Comme les niveaux précédents, ces niveaux sont intensément déformés et un faciès mylonitique peut être suivi, au moins sous forme de pierres volantes le long de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau. Les affleurements les plus significatifs se situent entre la D780 et le hameau de Kerguet. Ces micaschistes, mylonitiques

au contact de l'unité inférieure, ont d'abord une foliation mylonitique qui transpose en grande partie les structures antérieures. Cette foliation proche de N 70-80 affectée d'un pendage de 20-30° vers le Sud-Est est concordante avec la fabrique des mylonites du toit de l'unité inférieure. La linéation, très marquée, pend faiblement à N120 environ. En s'éloignant de la ZCES, l'espacement des bandes de cisaillement grandit en quelques dizaines de mètres et la roche retrouve une foliation principale orientée plutôt N120-130 avec un pendage de 30-40° vers le Sud-Ouest.

À l'affleurement, la roche apparaît sous la forme de plaquettes décimétriques avec un débit en feuilletés très facile. Ces micaschistes présentent des teintes gris-beige à gris-argenté à l'éclat lustré, parfois extrêmement brillantes. Ils présentent très généralement un grain fin, excepté quand ils montrent de nombreux niveaux à quartz d'exsudat en amandes ou en lits.

Ces micaschistes ont une texture le plus souvent lépidoblastique plus rarement granolépido-blastique. Le quartz (20-50 %) se présente en petites plages en rubans ou en lentilles parallèles au plan de foliation. Le mica blanc (20-45 %), une phengite peu substituée ( $Si^{IV}$  : 3,05-3,10), synfoliale, constitue l'essentiel des lits micacés où elle est cependant associée à la biotite verte (jusqu'à 10 %) et à de la chlorite (2-3 %). Les inclusions graphiteuses sont nombreuses et soulignent le contour des chlorites et de certains cristaux de phengite.

**χ<sub>gr</sub>. Métaquartzites graphitiques (phtanites).** Quelques niveaux de quartzites noirs ont été cartographiés dans le secteur du Sud de Sarzeau. Ils sont de moindre importance que sur la feuille voisine à 1/50 000 de La Roche-Bernard (Audren *et al.*, 1975) où ils constituent de véritables niveaux stratigraphiques repères (*i.e.* S<sub>0</sub>) relativement continus. Les affleurements sont rares et en général de mauvaise qualité ; les contours cartographiques ont donc été complétés par l'étude des pierres volantes dans les labours. Leur épaisseur est très variable d'un niveau à l'autre, depuis plusieurs dizaines de mètres comme dans la carrière de Kerguet, à 2 à 3 m comme le long de la D780 au niveau de Calzac. Il semble également, malgré les lacunes d'affleurements, que ces niveaux admettent de fortes variations latérales d'épaisseur. Ainsi, une partie de ces niveaux trop petits pour être cartographiés, se présente sous forme de lentilles de quartzites noirs discontinues, disséminées dans la masse des micaschistes (Le Palais, La Corderie). Ces niveaux sont considérés comme d'anciens niveaux de phtanites (Audren *et al.*, 1975 ; Audren, 1987). Des niveaux de quartzites blancs sériciteux accompagnent ces niveaux de quartzites graphiteux mais ne sont connus que sous forme de pierres volantes dans le secteur de Kerguet. La faible importance de ces niveaux semble être une constante dans l'unité du groupe des micaschistes de Belle-Île (Cogné *et al.*, 1965 ; Audren *et al.*, 1975 ; Audren et Plaine, 1984).

À l'affleurement, ces quartzites noirs ont un aspect massif. La roche est très dure et la cassure, souvent quelconque, ne suit pas la fabrique pourtant extrêmement établie. Il est d'ailleurs impossible ici de faire une différence entre la stratification originelle et les foliations successives, toutes étant parallélisées à ces lentilles de pendage faible et d'orientation N110-120. Certains niveaux, comme celui de Calzac, sont traversés par un stockwerk de veines de quartz blanc sans orientation préférentielle.

En lame mine, la minéralogie est extrêmement pauvre. Une matière opaque graphiteuse, sous forme de petits grains dans un fond de très petits cristaux de quartz isogranulaires, donne à la roche une couleur bleu-noir caractéristique (*i.e.* pierre bleue des carriers).

**XS. Métarhyolites.** Le terme de « porphyroïdes », qui apparaît entre parenthèses dans la légende de la carte, a ici été volontairement abandonné, du fait des différences significatives entre les niveaux présents sur la feuille et les niveaux de porphyroïdes décrits sur la feuille de Belle-Île-en-Mer (Audren et Plaine, 1984) ou sur le continent depuis le « synclinal » de Saint Michel Chef-Chef (feuille de Paimboeuf ; Ters *et al.*, 1978) jusqu'en Vendée dans la région de Brétignoles sur Mer (feuilles des Sables d'Olonne ; Goujou *et al.*, 1994 ou de Saint-Gilles-Croix-de-Vie ; Ters et Viaud, 1987). Les niveaux affleurants sur la feuille présentent plutôt des caractéristiques de métarhyolites ou de leurs produits d'érosion proximaux, comme des méta-arkoses.

L'arrêt de l'activité extractive et la fermeture de nombreuses carrières, ainsi que l'urbanisation croissante de la région de Sarzeau ont rendu extrêmement difficile la cartographie des niveaux de métarhyolites. Le niveau le plus important était exploité dans une carrière assez importante au Sud-Est de Sarzeau, au lieu-dit Kerguet. On trouve, aux abords de cette carrière, désormais en grande partie remblayée, de petits affleurements ainsi que de nombreuses pierres volantes anguleuses issues de l'extraction. On peut signaler aussi quelques affleurements de mauvaise qualité dans les fossés bordant la D780 assurant le contournement par le Sud de la ville de Sarzeau ; la cartographie de ces niveaux ayant par ailleurs été effectuée grâce aux volantes étudiées dans les labours.

En lame mince, la roche présente une texture finement granoporphyroblastique ; la matrice étant totalement recristallisée. La taille caractéristique des grains de la matrice est de l'ordre de 0,1 à 0,2 mm de laquelle dépassent quelques grains de quartz et de feldspath.

Le quartz (35-50 %) se présente sous forme d'agrégats de cristaux souvent corrodés, plus rarement sous forme d'individus plurimillimétriques arrondis alignés dans la foliation. Il apparaît enfin sous forme de niveaux plus ou moins continus (boudinés) de quartz, épais de 1 à 2 mm environ. Le feldspath

potassique (30 % environ) est un microcline souvent maclé Carlsbad se présentant en grains inframillimétriques rarement millimétriques finement associés aux niveaux riches en quartz. Le plagioclase (10 %, An 10-15), dispersé dans les niveaux quartzofeldspathiques, est en général très altéré ; les individus les plus frais laissant apparaître de fines mâcles polysynthétiques. Le mica blanc (jusqu'à 5 %), souvent vert pâle, souligne la foliation ainsi que la chlorite (5-7 %). Cette association est complétée par de rares cristaux très déstabilisés de biotite verte, d'épidote et d'opacques (ilménite et magnétite), et résulte à la fois de reliques de la paragenèse primaire et d'un métamorphisme vraisemblablement faible (*i.e.* faciès des schistes verts).

## **Terrains du Cisaillement Sud Armoricaïn (branche nord)**

### **Ultramytonites d'attribution incertaine**

#### **Ultramytonites du Cisaillement Sud Armoricaïn**

Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, le Cisaillement Sud Armoricaïn comprend deux branches parallèles, axées WNW-ESE, caractérisées par des corps d'importance cartographique d'ultramytonites se poursuivant bien au-delà de la feuille. La branche nord est de loin la plus large, elle se suit sur le terrain de manière très continue, en particulier par un ressaut topographique depuis le Nord de Saint-Avé dans la grande carrière de Liscuit qui l'exploite jusque dans le secteur de Berric. Cet accident, séparant le granite de Sainte-Anne-d'Auray au Sud, du massif de Questembert au Nord, lui confère le rôle de limite entre Domaine Sud Armoricaïn et Domaine Ligérien du nord. La branche sud, subordonnée, et située à environ 1,5 km au Sud de la précédente, est encaissée dans le granite de Sainte-Anne-d'Auray qu'il est aisé de retrouver avec ses faciès caractéristiques. Elle se présente sous forme de corps d'ultramytonites discontinus qui peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. L'importance relative de ces bandes est toutefois variable le long du CSA ; certains secteurs montrant parfois une disposition inverse avec une branche sud plus développée que la branche nord (*i.e.* feuille de Quimper, Béchenec *et al.*, 1999).

Les ultramytonites de la branche nord du CSA forment un corps continu ayant tendance à s'atténuer légèrement vers l'Est. Les épaisseurs proches de 600 m dans le secteur de Saint-Avé-Kerbihan, n'atteignent plus que 200 m entre Locquetas et le Bodo. Bien qu'il soit affecté par un système de failles et de fractures NNE-SSW ( $\approx$ N30), ce corps apparaît comme un ensemble rectiligne en carte, témoignant d'un pendage fort, subvertical. Ce corps d'ultramytonites affleure naturellement relativement mal, on peut cependant faire de bonnes observations aux abords des nombreuses vallées transverses (*i.e.* zones de fractures tardives), comme dans le parc du Château de Beauregard, au Nord de Saint-Avé ou dans le secteur de Bizole. Quelques coupes assez continues et

perpendiculaires aux structures sont également disponibles le long de nombreux axes routiers, même modestes, qui entament sur un à quelques mètres les formations géologiques du socle. Parmi les exemples les meilleurs, les coupes le long de la voie rapide Rennes – Vannes (N166) ainsi que la route d'accès au hameau de Rebestang (secteur de Laverdon) montrent très bien le passage entre le faciès à muscovite dominante du granite de Questembert, encore clairement reconnaissable à des ultramylonites rubanées. Une autre très belle coupe se situe le long d'un chemin de grande randonnée (GR) parallèle à la voie de chemin de fer (TGV Redon – Brest), dans le secteur de Lissau. Ces roches affleurent également largement en carrière dont les plus importantes sont actuellement en exploitation, comme celle de Liscuit au Nord de Saint-Avé ou celle de Charier, dans le secteur de Trégenard-Locqueltas. De nombreuses petites carrières souvent abandonnées ou exploitées de façon temporaire, offrent également de bons affleurements, comme celles du Sud de Bizoles, Tréguenard ou au Sud de Clédan. Par ailleurs, ces observations sont complétées par l'analyse de pierres volantes dans les labours ; ces roches ayant la propriété de former d'abondants cailloutis anguleux à la surface des champs observables à toute période de l'année.

Les ultramylonites de la branche Nord du CSA se présentent sous deux aspects très différents pouvant être cartographiés avec une bonne précision.

**Umyo. Faciès d'ultramylonites claires orthodérivées (Granite de Questembert ?).** Un premier type, largement dominant, se présente à l'affleurement comme une roche claire, gris-beige, contenant une matrice de grains non visibles à l'œil nu dans laquelle flottent quelques clastes de feldspath potassique ainsi que de nombreux micas blancs. Même si le protolithe de ces roches caractérisant un stade extrême de mylonitisation n'est souvent pas reconnaissable formellement, ces roches ont les attributs paragénetiques et chimiques d'un matériau initial orthodérivé acide. Dans le secteur de Bizole, de nombreux corps lenticulaires de taille métrique, présentant une déformation un peu moins poussée, permettent d'ailleurs de reconnaître des faciès de granite proches de ceux du granite de Questembert.

En lame mince, ces ultramylonites sont constituées d'une matrice très fine, de l'ordre de 5 à 10 microns en moyenne, de quartz, feldspath et muscovite, qui emballent quelques porphyroclastes millimétriques de feldspath potassique et de muscovite ; la biotite étant complètement absente de ces roches. Les critères de cisaillement sont particulièrement clairs avec les ombres de pressions autour de porphyroclastes de feldspath, les figures de glissement le long des clivages des feldspaths, les bandes de cisaillement (très plates) et des poissons de micas (*i.e.* mica-fishes) parfois très abondants indiquant un mouvement cisailant dextre.

**Umyρ. Faciès d'ultramylonites grises à noires paradérivées (Micaschistes néoprotérozoïques ?).** Un autre type de roches, tout aussi

déformé, se présente à l’affleurement avec une teinte marron, chocolat ou gris sombre. Elles apparaissent beaucoup moins compétentes et ont tendance à se cliver très facilement le long de plans de foliation mylonitique. Ces roches s’observent très bien dans le talus au bord de la route menant à Rebestang ou au Sud du barrage de retenue de Tregat par exemple. Elles apparaissent au sein des ultramylonites sous forme de lentilles étroites mais pouvant se suivre sur plusieurs kilomètres. Leur aspect et leur composition minéralogique principalement phylliteuse en font vraisemblablement le résultat de la déformation extrême d’un protolithe métapélitique.

En lame mince, ces roches présentent une très fine matrice de quartz, feldspaths, micas blancs, chlorite (parfois abondante) et de très nombreuses inclusions graphiteuses. Même s’il est tentant d’attribuer ces roches à des lanières de schistes néoprotozoïques intensément mylonitisées, ce passage n’a cependant pas été observé directement ; leur origine paradérivée est en revanche claire.

#### • **Contraintes géochronologiques pour la mylonitisation le long du CSA**

Sept échantillons ont été prélevés sur l’emprise de la feuille afin d’apporter des contraintes sur l’âge de la mylonitisation le long du Cisaillement Sud Armoricaïn (Augier *et al.*, 2010). L’utilisation de la méthode Ar/Ar par ablation laser sur des sections de roche permet de déterminer l’âge (*i.e.* par fusion totale) de différentes parties d’une même microstructure ; la résolution spatiale étant de l’ordre de 50  $\mu\text{m}$ . Il a ainsi été possible de réaliser des datations différenciées sur les clastes de muscovite magmatique hérités ainsi que sur de petits agrégats de phengite néoformée dans les bandes de cisaillement. Seuls les résultats principaux sont présentés ici de manière très résumée ; le détail du protocole suivi étant présenté en annexe et les résultats obtenus dans une publication récente (Turrillot *et al.*, 2011a). Dans les faciès les moins déformés (*i.e.* mylonites C’-S), les clastes de muscovite magmatique hérités ont fourni des âges entre 308 et 306 Ma ; des âges plus jeunes, entre 304 et 300 Ma ayant été obtenus sur les phengites néoformées dans les bandes de cisaillement. Les datations effectuées sur les échantillons d’ultramylonites montrent quant à eux une homogénéité relative des âges entre 302 et 298 Ma, quelle que soit la texture analysée. Des résultats similaires ont été obtenus sur le second corps d’ultramylonites encaissées dans le granite de Sainte-Anne-d’Auray (Augier *et al.*, 2010).

Ces résultats sont parfaitement cohérents avec les âges Ar/Ar (par palier de température) compris entre 308 et 298 Ma obtenus dans la région de la Roche Bernard (Ruffet inédit dans Le Hébel, 2002). Ces nouvelles données apportent néanmoins de précieuses informations à la fois sur le partitionnement de la déformation durant le cisaillement le long d’une zone de faille majeure et

permettent de pouvoir faire la différence entre âge de refroidissement (*i.e.* au sens de Dodson (1973)) et âge de la déformation (*i.e.* recristallisations syn-cinématiques ; Muller (2003)). Ainsi, les derniers incréments de déformation le long du Cisaillement Sud Armoricaïn semblent dater d'environ 300-298 Ma ; le corollaire étant que les âges les plus anciens fixent l'âge minimum pour le refroidissement homogène des faciès non déformés de granite. Il est de plus notable que les âges obtenus ici indiquent un fonctionnement synchrone du Cisaillement Sud Armoricaïn et des grandes zones de cisaillement extensives de Sarzeau et de Quiberon (Turrillot *et al.*, 2011 ; Augier *et al.*, en préparation).

### **Terrains situés au Nord du Cisaillement Sud Armoricaïn (Domaine Ligérien du nord)**

Le Domaine Ligérien du nord, pris entre les deux branches principales du Cisaillement Sud Armoricaïn est le domaine couvrant le coin nord-est de la feuille. À cette échelle, il est essentiellement composé du massif granitique de Grand-Champ/Allaire plus connu sous le nom de massif granitique de Questembert (Plaine *et al.*, 1984), intrusif dans les séries métasédimentaires épizonales néoprotozoïques (briovériennes) et localement paléozoïques (*e.g.* terminaisons péri-synclinales de Béganne) affectées par un métamorphisme de contact ubiquiste.

### **Roches métamorphiques - Formations néoprotozoïques**

Encaissant du granite de Questembert, une épaisse série métamorphique paradérivée est recouverte en discordance par une série sédimentaire paléozoïque dont les premiers termes appartiennent au Cambrien. Cette discordance visible sur les feuilles de Malestroit ou de Questembert a permis de rapporter ces terrains au Néoprotozoïque (Briovérien du Massif armoricaïn ; Plaine *et al.*, 1984 ; Le Corre *et al.*, 1991).

Sur la feuille, l'abondance des masses granitiques, l'intensité de la déformation et le manque de continuité des affleurements, rendent difficile l'identification d'un quelconque gradient de métamorphisme. Régionalement, les conditions métamorphiques semblent toutefois être croissantes depuis le Nord-Est où les caractéristiques sédimentaires des roches sont encore reconnaissables vers le Sud-Ouest où apparaissent les premières traces de métamorphisme (Le Corre *et al.*, 1991). Sur la feuille de Questembert, les équivalents moins métamorphiques de cette série peuvent être étudiés dans le secteur de Béganne ; les conditions de dépôt du Briovérien étant décrites uniquement dans le Domaine Centre Armoricaïn (Le Corre, 1977 ; Le Corre *et al.*, 1991). Sur l'emprise de la feuille, ces métasédiments affleurent relativement mal. Il s'agit le plus souvent de micaschistes relativement monotones et plus rarement de paragneiss (secteur de Berric). Cartographiquement, leurs zones d'affleurement sont systématiquement

déprimées, occupées par des cours d'eau ou des lacs bordés par les collines granitiques, ce qui constitue une signature géomorphologique propre. On citera pour exemple la profonde vallée de Saint-Nolf (Feuille d'Elven ; Vidal, accepté) qui se prolonge jusqu'à La Vraie-Croix, le long de la bordure nord de la carte ou la dépression de Tréffléan, contrôlant le cours de plusieurs ruisseaux. La cartographie précise de ces formations a été considérablement améliorée par une visite systématique de petits travaux de terrassements réalisés par des entreprises agricoles (e.g. fossés des chemins de remembrement) ou par des particuliers ; ces observations étant complétées par l'analyse des pierres volantes dans les labours. Il résulte de cette cartographie des formes extrêmement allongées, étirées, apparaissant comme des panneaux kilométriques d'encaissant dont le plus important dans le secteur de Sainte-Marguerite s'ouvre ensuite largement vers l'Est.

<sup>ξ1-2</sup>  
b5 . **Micaschistes à biotite et phengite ± andalousite ± staurotide.**

Les micaschistes ne sont visibles qu'à la faveur de travaux de terrassement ou d'ouvrages routiers. Ils affleurent dans le secteur de Kerguilherm-Kerviguen le long la voie de chemin de fer (TGV Redon – Brest), dans le secteur de Crann où de petites excavations permettent de bonnes observations, hélas souvent trop ponctuelles.

Ces roches se caractérisent par des teintes grises à bleutées devenant jaunes voire orangées avec l'altération ; dans ce dernier cas, seule la structure générale de la roche est conservée. Leur texture est lépidoblastique. La plus grande partie de la roche est constituée de minéraux phylliteux (séricite, muscovite, chlorite, biotite) qui, avec des lentilles de quartz, matérialisent la foliation principale. Son orientation, assez variable à l'échelle de la carte, est souvent comprise entre N70 et N95 ou N110-120 pour des pendages souvent très forts sur les affleurements, permettant des mesures fiables. Les affleurements qui entament des pentes topographiques fortes (e.g. secteur de La Vraie-Croix ou de Keroillo) présentent souvent de superbes exemples de fauchage. Cette foliation est souvent accompagnée de bandes de cisaillement indiquant sans équivoque un sens de cisaillement dextre. Malgré le manque de continuité des affleurements, le développement de ces bandes de cisaillement semble être au premier ordre contrôlé par la distance au contact avec les apophyses du granite de Questembert, laissant de vastes zones moins déformées au cœur des panneaux de micaschistes. Au contact avec le granite, le débit de la roche est alors très fin et seuls les micas (muscovite, biotite), plus rarement le grenat et la staurotide, sont reconnaissables. Dans le secteur de Pont Quil, les bandes de cisaillement subverticales et orientées N115-120 oblitèrent la foliation orientée N80-90. De même, des cristaux de staurotide, parfois abondants (e.g. secteurs de la Vraie-Croix ou du Pont Quil), qui présentent parfois un caractère syncinématique, montrent des ombres de pression asymétriques indiquant également un sens de cisaillement dextre. Ces zones de contact sont également caractérisées par la cristallisation massive de tourmaline infracentimétrique à centimétrique, noire,

en cristaux trapus marquant une forte linéation minérale subhorizontale. Ces zones tourmalinisées sont indiquées par des indications ponctuelles. Par ailleurs, la foliation est souvent gaufrée, voire crénelée, par des microplis anguleux (*i.e.* kinks), comme dans le secteur de Tréffléan.

En lame mince, l'abondance des phyllosilicates confère à la roche une texture lépidoblastique. Le quartz (30-40 %) se présente en agrégats lenticulaires polycristallins dont les grains, très petits, présentent une extinction onduleuse. Ces lentilles alternent avec d'épais niveaux très phylliteux où apparaissent des minéraux comme le grenat, la staurotite et l'andalousite. Ces niveaux sont principalement formés de phengite (25-40 %), chlorite (5-15 %) et de biotite (5-10 %), variablement déstabilisée en chlorite. La sillimanite, signalée sur la feuille de Questembert, n'a pas été observée. La tourmaline, en baguettes parfois centimétriques est localement très abondante ; elle est alors signalée par des notations ponctuelles. Son caractère nettement secondaire ne fait pas de doute. Les cristaux sont par ailleurs très étirés, parfois même tronçonnés.

<sup>ξ</sup><sub>b</sub>SS. **Micaschistes contenant des faciès plus gneissiques à biotite et sillimanite.** Très localement et de manière beaucoup moins spectaculaire que sur la feuille de Questembert (secteur nord-est de Berric), il est possible de distinguer au sein de la série métamorphique briovérienne des faciès gneissiques. Ces gneiss sont directement associés au faciès de granite à schlierens biotitiques situés au Nord de Berric comme sur la carte de Questembert, mais se rencontrent également au contact du faciès à muscovite et tourmaline dans la région de Berric. Ces roches n'ayant été rencontrées que sous forme de pierres volantes, les contours géologiques de cette formation sont de fait très incertains.

Les échantillons les plus frais se présentent comme des gneiss sombres, à grain moyen, très riches en biotite et en sillimanite. Leur texture est granolépidoblastique avec une alternance de lits quartzofeldspathiques (plagioclase An 10-20) et de lits à biotite et sillimanite fibreuse. Par leur proximité avec le CSA, ces roches montrent les indices d'une déformation importante. La foliation métamorphique, parfois pénétrative est, selon les échantillons, souvent recoupée par un réseau de bandes de cisaillement.

**Sg. Niveaux graphiteux.** De nombreux niveaux de schistes graphiteux sont intercalés dans la série. Ces niveaux sont difficiles à observer en place du fait d'une compétence comparable à celle des micaschistes environnants. Excepté quelques affleurements en bord de route (secteurs de Lescran ou de Tréhornec) et la visite de travaux temporaires de terrassement, la cartographie de ces niveaux résulte surtout de l'analyse des pierres volantes dans les labours. Cartographiquement, ces niveaux vraisemblablement étirés et boudinés s'alignent selon des directions N80-90 ou N110-120, parallèlement à l'allongement des corps de micaschistes qui les contiennent. Les principales

bandes reconnues, dont la continuité n'est souvent que supposée, se situent entre Kergouach et Le Petit Tréhorzec.

En lame mince, la minéralogie de ces niveaux apparaît pauvre. La texture de la roche, par l'abondance des phyllosilicates, est lépidoblastique. Les micas blancs, la chlorite et la biotite, de très petite taille coexistent avec de petits grains de quartz. Le quartz, ourlé de petits grains opaques de matière graphiteuse, se présente sous forme d'agrégats polycristallins à extinction onduleuse, accompagnés par de petits cristaux d'albite.

**Ph. Microquartzites graphiteuses (phtanites principalement).** Des niveaux de microquartzites graphiteux sont reconnus dans le secteur de Botlah. Ces roches sont très dures (*i.e.* fortement recristallisées), leur teinte très sombre et leur taille de grain très fine leur confère un aspect corné. Ces niveaux correspondent vraisemblablement à des phtanites recristallisées, telles que décrites sur la feuille de Questembert (Plaine *et al.*, 1984). D'autres niveaux, tout aussi sombres, mais dont la taille de grain moyenne est nettement plus importante (100 à 400 microns), se débitent en plaquettes de quelques millimètres à un centimètre. Ceux-ci évoquent plutôt des crachées de matériaux terrigènes plus grossiers (turbidites ?) dans un environnement dominé par une sédimentation détritique fine (*i.e.* siltites et argilites ; Le Corre, 1977). Au microscope, la minéralogie de ces niveaux de microquartzites se limite à de petits grains de quartz d'extinction onduleuse, accompagnés de rares lamelles de mica blanc et de biotite totalement chloritisée. De petits amas opaques de graphite se localisent aux joints de grains ainsi que sous forme d'inclusions microscopiques dans les micas, soulignant leur clivage.

### **Roches cristallines - Leucogranite à biotite et muscovite**

Le massif granitique de Questembert forme principalement un vaste appendice de 5 à 6 km de large pour quelques 70 km de long, s'échappant de la branche sud du CSA avec une direction proche d'Est-Ouest. Au Nord et à l'Est, ce massif est clairement intrusif dans les formations sédimentaires paléozoïques, s'échelonnant du Cambrien au Silurien comme dans le synclinal de Rochefort-en-Terre ou des terminaisons périsingclinales de Béganne. Vers le Sud, il se présente sous la forme de digitations grossièrement parallèles, isolées par des bandes micaschisteuses qui se parallélisent ensuite à la trace du CSA orientée dans ce secteur à N120 environ.

Sur le territoire de la feuille, l'encaissant du massif granitique de Questembert n'est constitué que de micaschistes néoprotérozoïques (briovériens) ; le Paléozoïque n'ayant pas été reconnu bien que des lambeaux aient été cartographiés au Nord-Ouest de la carte de Questembert (*e.g.* Ordovicien de la région de Trégu au Nord-Ouest de Questembert ; Plaine *et al.*, 1984).

De manière générale, ce granite se présente comme une roche claire, à muscovite et biotite tout à fait semblable à de nombreux autres massifs jalonnant au Nord le CSA, ainsi qu'au granite de Quiberon (feuille d'Auray – Quiberon ; Le Métour *et al.*, en prép) ou de Ploemeur (feuille de Lorient 2<sup>e</sup> édition ; Béchenec *et al.*, en prép). À partir de critères texturaux et minéralogiques, cinq faciès principaux ont été reconnus sur la carte voisine de Questembert dont la répartition, non aléatoire, se dessine un emboîtement longitudinal d'Est en Ouest (Plaine *et al.*, 1984). Par souci de cohérence, ces distinctions ont été reprises sur cette feuille où seuls quatre de ces faciès sont représentés. Le faciès porphyroïde à biotite dominante n'a ainsi pas été retrouvé. Celui-ci s'atténue progressivement de l'Est vers l'Ouest pour disparaître totalement dans les régions de Caden et Malansac (*i.e.* Est de Questembert).

Ont été distingués sur l'emprise de la feuille :

- un faciès à grain plurimétrique à biotite et muscovite, où la biotite est souvent dominante, qui constitue la majeure partie du massif, systématiquement localisé au cœur des digitations ;
- un faciès à petits porphyroblastes de feldspath potassique relativement rare, situé au Nord-Est de la feuille, où coexiste également la biotite et la muscovite ;
- un faciès riche en schlierens biotitiques et enclaves de gneiss et d'encaissant micaschisteux (terminaison du lobe de Berric sur la feuille de Questembert) ;
- un faciès à muscovite dominante (ou seule) contenant localement de la tourmaline, qui occupe une position étrangère au reste de la répartition des autres faciès mais qui est, en revanche, intimement lié aux zones déformées.

$\Upsilon^{1-2L}$ . **Faciès à grains plurimillimétriques à biotite et muscovite.** À l'échelle du massif de Questembert, ce faciès apparaît comme le faciès le plus représenté passant latéralement à un faciès oriental porphyroïde (Plaine *et al.*, 1984). Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, toujours dominant, il est cantonné au cœur des digitations du massif, alors entouré de faciès à muscovite dominante. Il forme quatre principaux massifs E-W accompagnés de corps de dimensions plus réduites dans le secteur de Dillec-Laverdon, ici parallèles au CSA. Les affleurements sont nombreux, qu'ils soient naturels ou anthropiques. Les plus accessibles se situent le long de la voie rapide Vannes – Rennes, entre Gravoro et Kerboulard, région dans laquelle un grand nombre de petites carrières abandonnées jalonnent le contact du granite avec une étroite bande d'encaissant briovérien. D'autres exploitations, aujourd'hui envahies de végétation, permettent également de bonnes observations : au Sud de Tréguern, à Bétiolet, au Sud de la Lande de la Boule. Dans ce secteur plus qu'ailleurs encore, le granite est subaffleurant, présentant des têtes de blocs métriques dans les sous-bois et des affleurements plus continus dans les fossés des axes routiers et directement dans les chemins creux et des pistes forestières.

À l’affleurement, il s’agit d’un granite clair à deux micas, de grain moyen à grossier de l’ordre de 2 à 3 mm, présentant peu ou pas de déformation. Un plan d’aplatissement fruste subvertical et orienté N90-100 est parfois visible à l’approche du faciès à muscovite dominante. Souvent arénisés, les affleurements naturels se présentent sous forme de blocs d’aspect émoussé dont la surface est souvent dépourvue de biotite ; les observations autres que structurales devant être faites sur des affleurements de granite plus frais. À la cassure, les feldspaths apparaissent poudreux et de couleur jaune, parfois rouille, la biotite, chloritisée, se débite quant à elle à l’angle le long de ses plans de clivage.

En lame mince, le quartz (31-33 %) apparaît sous forme de petites plages mono- (rare) à polycristallines, les grains présentant une extinction onduleuse sont rares. De manière plus claire que dans le faciès à petits porphyroblastes, le plagioclase (30 % environ) montre deux générations. La première est clairement antérieure au feldspath alcalin avec une teneur en anorthite d’environ 25-30 %. La seconde est quant à elle contemporaine à légèrement postérieure à la cristallisation du microcline. Il s’agit le plus souvent de petits cristaux d’albite (An 5) automorphes. Le feldspath alcalin (23-26 %) est un microcline à quadrillage prononcé d’habitus xénomorphe. Perthitique, il est aussi très souvent pœcilitique et englobe ainsi de petits cristaux de biotite. La biotite (7-8 %) se présente en grandes lames brun-rouge souvent chloritisées, même dans les échantillons les plus frais. La muscovite (3-4 %), plus rare, se présente assez systématiquement en lames subautomorphes de grande taille, dépassant souvent 4-5 mm. Les minéraux accessoires sont le zircon, la monazite, souvent en inclusion dans la biotite, et plus rarement aux joints de grains. L’apatite et la tourmaline complètent cette association minérale en moindre proportion ; la tourmaline apparaît comme étant très clairement postérieure à toutes les phases majeures.

$g^{1-2L}$ . **Faciès à petits mégacristaux de feldspath potassique.** Ce faciès correspond au granite de transition de B. Charoy (Charoy, 1970). En effet, cartographiquement, ce faciès assure la transition entre le faciès porphyroïde et le faciès à deux micas « classique » à l’Est de la feuille de Questembert. Il est également rencontré plus à l’Ouest sur les bordures du massif granitique.

Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, ce faciès se cantonne également en bordure de massif sous forme de petits corps cartographiques d’un à deux kilomètres de long pour moins de 500 m de large. On peut observer ce faciès de granite dans le secteur de la Vraie-Croix ainsi qu’au Nord de Kerivann. Les occurrences de ce faciès aux alentours de la Vraie-Croix sont le prolongement d’une bande continue qui s’atténue depuis l’Est de Pluherlin, où elle atteint une largeur de plus 2 km. Cette région est pauvre en affleurements de qualité. Ce faciès fréquemment arénisé peut s’observer assez difficilement le long de la D775, avant la Hutte Saint-Pierre ou sur la route menant de La Vraie-Croix à Brégadon ; la roche prenant alors une teinte rouille. On le rencontre

également dans le secteur de Kercohan dans un autre massif se prolongeant sur quelques kilomètres sur la feuille de Questembert (apophyse de Berric). Les conditions d'affleurement sont très favorables le long des coteaux du ruisseau de Kercohan, ainsi que le long de la route.

À l'affleurement, il s'agit d'un granite à grain grossier, parfois très riche en phénocristaux de feldspath potassique centimétriques brunis par l'altération. La biotite est toujours plus abondante que la muscovite, ce qui confère à la roche un aspect plus mésocrate que les autres faciès.

La composition minéralogique observable en lame mince est assez similaire à celle du faciès franchement porphyroïde (Plaine *et al.*, 1984). Le quartz (28-30 %) se présente sous forme de plages de cristaux xénomorphes moyennes, regroupées en îlots dont les individus ont souvent une extinction onduleuse. Le feldspath alcalin (25-27 %) est un microcline perthitique en grands cristaux présentant très souvent la mâcle de Carlsbad. Des phénomènes de myrmékisation sont également fréquents. Le plagioclase (31-33 %) est représenté par des cristaux automorphes à zonation très marquée dont le cœur est souvent largement séricitisé. Sa teneur en anorthite varie entre 10 et 25 % (An 25-10). La bordure la plus externe des grands cristaux, plus albitique, semble synchrone de petits cristaux trapus et automorphes de composition comparable. La biotite (7-8 %), est relativement abondante, en grandes lamelles xénomorphes allongées dans la foliation, avec un pléochroïsme de brun à brun-rouge, souvent fortement déstabilisées en chlorite. On rencontre également la biotite sous forme de cristaux plus petits et plus frais en inclusion dans les plagioclases. La muscovite (4-5 %) se présente le plus souvent en grandes lames flexueuses. On la trouve également associée de façon symplectique au feldspath alcalin dont elle dérive. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la monazite, ainsi que des oxydes ferro-titanés. La biotite est souvent la phase qui concentre les cristaux de zircon, souvent automorphes et zonés, et les cristaux de monazite, xénomorphes et fracturés.

$\gamma_{b}^{1-2L}$  **Faciès riches en schlierens biotitiques et enclaves mica-schisteuses.** Ce faciès granitique n'est reconnu sur la feuille que sur quelques centaines de m<sup>2</sup> ; il ne prend un développement important sur la feuille de Questembert que dans l'apophyse de Berric (Plaine *et al.*, 1984). Ce faciès affleure extrêmement mal et son extension sur cette carte n'a été contrainte que par l'analyse des pierres volantes dans les labours.

Les affleurements les plus intéressants sont à chercher sur la feuille de Questembert dans le secteur de Cohignac, la Cour de Cohignac, l'ancien moulin du Bois et à proximité de la Chapelle des Venus, comme le proposent les auteurs de la carte (Plaine *et al.*, 1984), ou au carrefour de Brénéguy. Ce faciès particulier, hétérogène, à grain moyen, très riche en biotite isolée et sous forme de schlierens pluricentimétriques, est extrêmement riche en enclaves

micaschisteuses et gneissiques de tailles et de formes variées rappelant les caractéristiques de son encaissant direct ; une importante proportion de « volantes » échantillonnées dans les labours étant d'ailleurs plutôt de l'encaissant parfois emballé dans un granite altéré. La zone de passage avec l'encaissant, large, est donc relativement imprécise.

En lame mince, les proportions minérales de la paragenèse principale sont extrêmement variables. Le quartz et le plagioclase (An 20-30), souvent automorphe, sont accompagnés de biotite, parfois très abondante (plus de 30 %). Celle-ci est relativement fraîche, accompagnée de gerbes de sillimanite fibreuse et de rares lamelles de muscovite. De petits grains de zircon, de monazite et de xénotime se concentrent principalement dans la biotite, même si quelques cristaux se localisent parfois aux joints de grains.

$\gamma_{m.}^{1-2L}$  **Faciès à muscovite dominante (ou seule) contenant localement de la tourmaline.** Ce faciès, étranger à la répartition d'ensemble des autres faciès sur la feuille de Questembert, trouve sur la feuille de Vannes, un lien extrêmement clair avec l'intensité de la déformation. En effet, la répartition cartographique de ce faciès accompagne le développement de la mylonitisation, qu'elle soit liée directement au CSA ou aux abords des lanières d'encaissant qui localisent une partie de la déformation. Ce type de granite se limite donc spatialement aux bordures des différents massifs, avec un développement particulièrement important à l'approche du CSA. Un gradient de l'intensité de la déformation est souvent décelable le long de coupes perpendiculaires aux structures, faisant le lien entre des zones très déformées à la périphérie des massifs et le faciès à 2 micas, exempt de déformation. Cette répartition se révèle homogène avec celle observée sur la feuille de Questembert, dans la mesure où ce faciès a été cartographié sur la bordure sud du granite de Questembert (s.s.) ainsi que l'essentiel des apophyses les plus méridionales, à proximité du CSA au Sud de Questembert (massif de Poulblet, lames de Toulhan et de Coet-Bihan). Les affleurements de ce granite sont de manière générale de bonne qualité. Les affleurements naturels les plus spectaculaires se situent le long du barrage de retenue (réserve d'eau douce de la ville de Vannes), entre Trégat et Randrégard, ou sur le bord de la route, entre Laverdon et le Grand Tréhonnet, secteur dans lequel une carrière partiellement remblayée permet également de bonnes observations. Ce granite a été également exploité dans de petites carrières dans le secteur de Magouer ou entre Montaigu et Tréfléan où plusieurs carrières entament le coteau de la rivière.

À l'affleurement, ce granite est une roche hololeucocrate ; le seul minéral ferromagnésien caractéristique et constant est la tourmaline noire en cristaux bien individualisés, souvent tronçonnés ; la biotite est exceptionnellement présente sous forme d'inclusions. Ces roches présentent systématiquement des indices de déformation, depuis une simple orientation planaire des minéraux, jusqu'à des roches proches du stade ultramylonitique ; celles-ci étant

cartographiées individuellement. Le long de ces gradients d'intensité de la déformation, la taille moyenne des grains diminue fortement de 2-3 mm dans les zones les moins déformées, à quelques dizaines de microns dans les corps d'ultramylonites. La foliation, verticale et orientée N90-100, quelle que soit l'intensité de la déformation, est progressivement oblitérée par des plans de cisaillement, eux aussi verticaux, dont l'obliquité avec la foliation est d'autant plus faible que la roche est déformée. Ces plans de cisaillement portent une forte linéation d'étirement horizontale à faiblement pentée vers l'Est ; quelques affleurements, moins nombreux, montrent une linéation pentée vers l'Ouest. Ces aspects structuraux peuvent être étudiés le long d'une route entre Kercohan et Laverdon.

En lame mince, le quartz (30-32 %) se présente en plages polycristallines qui montrent systématiquement une extinction onduleuse et des habitus de grains recristallisés ; les bandes de cisaillement étant souvent caractérisées par une très forte réduction de la taille des grains de quartz atteignant des tailles aussi faibles que quelques dizaines de microns. Dans les zones les plus préservées de la déformation, le plagioclase (30-34 % ; An 5-10) se présente en cristaux généralement automorphes, tandis que le feldspath alcalin (18-24 %) est un microcline quadrillé en cristaux souvent xénomorphes et poëcilitiques. On retrouve ces cristaux sous forme de clastes portés par une matrice de quartz et de micas blancs dans les faciès les plus déformés. La muscovite (15-18 %) se présente souvent en grandes lamelles automorphes de plusieurs millimètres, ondulées, parfois fripées. Ces cristaux, primaires, contiennent souvent des reliques de biotite peu altérée, disposée dans ses clivages, qui doivent être différenciés de cristaux plus petits, secondaires qui caractérisent les plans de cisaillement. Il s'agit dans ces cas là d'une phengite relativement substituée néoformée ou recristallisée à partir de muscovite primaire et des feldspaths alcalins (et d'une phase ferromagnésienne). La tourmaline (1-2 %), fortement pléochroïque dans les brun-verdâtre à bleu, souvent zonée, se présente en une succession de fragments tronçonnés. L'apatite, peu abondante, complète la paragenèse.

#### **• Contraintes géochronologiques pour la mise en place du massif de Questembert**

L'échantillon BA 100 a été prélevé dans l'emprise de la feuille afin de déterminer l'âge de mise en place du massif granitique de Questembert grâce à la datation sur lame mince (*in situ*) de cristaux de monazite par la méthode U-Th/Pb.

Au microscope électronique à balayage, il est apparu que cet échantillon contient des cristaux de monazite, dont les tailles permettent de distinguer deux populations « types ». La première, de taille moyenne, excédant parfois 80  $\mu\text{m}$ , présente pour la plupart des grains une structure interne de type « cœur-bordure »

visible au microscope électronique à balayage, alors que la deuxième, dont la taille plus est nettement plus modeste (20  $\mu\text{m}$  à 30  $\mu\text{m}$ ), ne présente aucune structure interne. Ces observations, complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires, ont permis d'établir deux groupes de composition chimique différente. Le premier groupe correspond aux domaines de cœurs de grain de taille moyenne. Le second correspond aux domaines de bordures des grains de taille moyenne, ainsi qu'à l'essentiel des grains de petite taille. Ce second groupe correspond vraisemblablement à une seconde génération de monazite cristallisant indifféremment sur la première génération ou dans la matrice.

### ***Âge de la seconde génération de monazites (fig. 19a)***

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution relativement étalée permettant une bonne contrainte ; tant pour l'âge Th/Pb (328,9 + 23Ma -20,2 Ma) que pour l'âge U/Pb (305,1 + 24,2 Ma -27,6 Ma). Ces deux âges indépendants se recouvrent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs (fig. 19a).

La droite de régression passant aux travers des analyses est proche de celle de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 318 Ma et la valeur du MSWD (0,98 pour 57 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 318,2  $\pm$  4 Ma ainsi calculé est interprété comme celui de la mise en place du granite, s'agissant de la cristallisation de monazites subsynchrone de celle du granite.

### ***Âge des cœurs de monazites (première génération) (fig. 19b)***

Dans le diagramme isochrone ( $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ ), les rapports U/Pb et leurs ellipses ont une distribution assez regroupée pour des valeurs faibles du rapport U/Pb ne permettant pas de contraindre de manière optimale les âges Th/Pb (365,2 + 89,8 Ma -60,2 Ma) et U/Pb (284,2 + 96,9 Ma -148,4 Ma) même si ces âges se recouvrent nettement en tenant en compte de leurs barres d'erreurs. La droite de régression passant aux travers des analyses diffère légèrement de l'isochrone théorique tracée pour un âge de 334 Ma (fig. 19b).

La valeur du MSWD (1,12 pour 80 analyses) montre que cet âge est statistiquement acceptable. L'âge isochrone U-Th/Pb à 334,3  $\pm$  6 Ma ainsi calculé est interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté la source à l'origine du magma. Un des arguments majeurs de cet héritage repose sur la constance de fortes teneurs en yttrium des domaines de cœur par rapport aux domaines de bordure, diagnostiques d'une cristallisation et d'une croissance des cristaux en environnement métamorphique de haut grade.

Le granite de Questembert a fourni un âge radiométrique par la méthode Rb/Sr sur roche totale à 327  $\pm$  10 Ma (Vidal, 1980), avec un rapport isotopique initial de 0,708  $\pm$  0,002. Par ailleurs, un âge à 316  $\pm$  3 Ma a récemment été

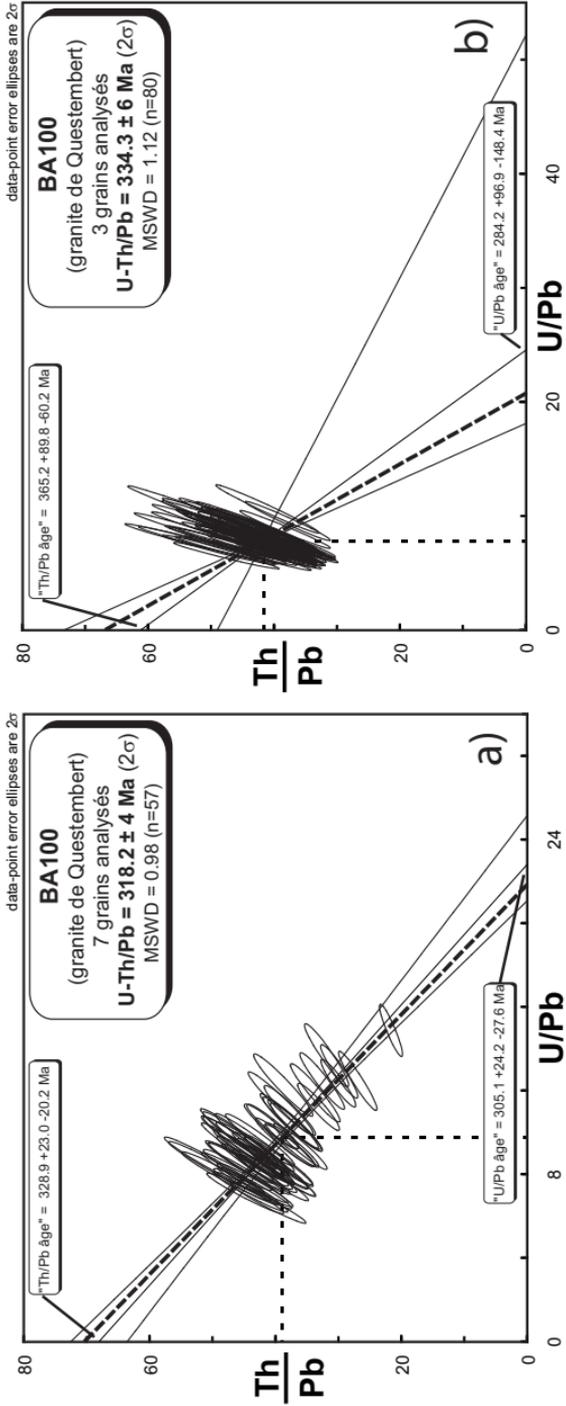


Fig. 19 - Âges obtenus pour le granite de Questembert par la méthode U-Th/Pb sur monazite pour l'échantillon BA 100 (lat. :  $47^{\circ}39'02.24''\text{N}$  ; long :  $2^{\circ}33'25.51''\text{O}$ ). Le cœur des grains a fourni un âge à  $334 \pm 6$  Ma, les bordures  $318 \pm 4$  Ma (Augier et al., 2010)

obtenu par la méthode U/Pb sur zircon (Tartèse *et al.*, 2011b). Les nouvelles datations U-Th/Pb sur monazite sont donc en accord avec ces données. Elles apportent cependant, en plus de la datation de la mise en place du granite vers  $318 \pm 4$  Ma, l'âge d'un évènement antérieur ayant affecté le protolithe (source de ce magma) vers 335 Ma (Augier *et al.*, 2010).

## Roches filoniennes

**Q. Quartz laiteux.** De nombreux filons de quartz sont reconnus sur la feuille. Marqueurs privilégiés de circulations de fluides souvent contemporaines de la déformation, ils peuvent ici être mis en relation avec des grandes zones cisailantes (et drainantes), comme le CSA ou la ZCES, ou plutôt repartis dans de grands volumes de roche loin des zones où la déformation se concentre. Il est possible de distinguer :

1 - filons orientés à N120 environ (direction du CSA). De nombreux filons de quartz, d'importance modeste jalonnent sur toute sa longueur le Cisaillement Sud Armoricaïn et lui seraient génétiquement liés. Ils sont discontinus, souvent disposés en relais. Leur puissance est de l'ordre de quelques mètres ; leur teinte est blanchâtre à jaunâtre. Ils sont généralement situés au sein du matériel mylonitique et plus précisément, le plus souvent au contact des corps d'ultramylonites. Le remplissage filonien, massif, brèchique ou laminaire, a été intensément exploité pour l'empierrement et la succession linéaire de petites carrières qui jalonnent les filons et permettent d'en effectuer le levé cartographique avec une relative facilité. Les affleurements permettant de bonnes observations sont nombreux ; les plus significatifs sont de loin ceux qui sont fournis par la profonde carrière de Liscuit (Nord de Saint-Avé) ou dans une succession de petites carrières partiellement remblayées entre Kerglaz et Bizole. Dans ce secteur, le quartz laiteux massif est souvent fortement cataclasé et associé à des bordures hydrothermalisées. D'autres filons d'importance plurimétriques sont également reconnus dans le triangle La Trinité-Surzur – Saint Gourlais – Lauzach, où ils forment un réseau assez dense et semblent être contrôlés par une famille de petits accidents ductile-cassants. De nombreuses exploitations abandonnées sont encore visibles, en particulier en bord de la D140 ou le long du ruisseau de Trébénan ;

2 - filons associés à la ZCES. Quelques filons de moindre importance, dont les dimensions, bien que conséquentes, sont à la limite de la représentation cartographique, jalonnent la ZCES. Les conditions d'affleurement ne permettent pas souvent d'observer les relations des plus gros filons avec leur encaissant ; ceux-ci ayant été cartographiés grâce à l'abondance de blocs parfois métriques dans les champs, comme dans les secteurs de Riellec ou de Boisdanic ; citons également le gros filon du secteur du Duer qui a visiblement fait l'objet d'exploitations le long de son allongement ~N30-50. En revanche, de plus petits filons de quelques dizaines de centimètres d'ouverture ont été observés en place dans le secteur de Sarzeau ou de Saint-Colombier (travaux temporaires). Dans

ce cas, ces filons de quartz se mettent en place parallèlement à la foliation mylonitique de la ZCES, faiblement pentée vers le Sud-Est. L'éponte de ces filons est souvent marquée de stries indiquant un prolongement du cisaillement dans des conditions proches de la transition ductile-cassant, voire cassantes. Les affleurements côtiers du secteur du Grand Rohu montrent de nombreux petits corps de mylonites métriques à inframétriques (zones de cisaillement secondaires de la ZCES) dont certains niveaux sont cataclasés et accompagnés de nombreux petits filons de quartz aux surfaces striés. Les indications cinématiques de ces éléments structuraux montrent d'ailleurs un continuum de déformation homoaxial depuis les conditions de déformation ductiles vers des conditions plus fragiles ;

3 - filons associés à de petits accidents cassants. Des filons de quartz laiteux de faible importance et d'extension modeste s'observent à l'approche de petits accidents cassants, vraisemblablement tardifs par rapport aux précédents. Ils sont associés à une famille dominante d'accidents orientés plutôt N10-30. Les exemples les mieux exposés, comme dans les secteurs de Lauzach, Brillac ou au Sud de l'Île-aux-Moines montrent que les filons sont associés à des failles normales à fort pendage, visiblement assez dilatantes, ainsi qu'à des filons verticaux de même direction aux caractéristiques de fentes de tension. Certaines épontes de filon et parfois même certains plans de faille sont minéralisés en tourmalines noires ainsi qu'en gerbes de micas blancs, cisailées ou pas. Un autre réseau, responsable de structures plus modestes et de filons plus petits, s'organise en deux familles conjuguées, respectivement orientées à N30-50 et N140-160. Dans les conditions les plus favorables (Golfe du Morbihan), la cinématique de ces accidents semble assez systématiquement décrochante. Les accidents N140-160 montrent des mouvements senestres clairs comme sur la faille de Toulindac (secteur de Port-Blanc) ou celles de Saint-Avé qui décalent les corps mylonitiques du CSA de près de 500 m. Les accidents orientés N30-50, plus discrets, montrent, quant à eux, des cinématiques dextres avec les exemples des secteurs du Gravellic (Sud d'Arradon) ou de Monsarrac (Sud-Est de Séné) ;

4 - enfin, de nombreux blocs de quartz de dimension parfois métrique, ainsi que de grandes concentrations locales de pierres volantes, indiquent la présence d'autres corps filoniens dont l'orientation n'a pu être précisée. Aussi pour ne pas que ces observations soient perdues, ces indices ont été figurés de manière ponctuelle.

## *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET SUPERFICIELLES CONTINENTALES*

### **Formations superficielles (altérites)**

La cartographie de petits lambeaux d'altération détermine le plus souvent des zones ponctuellement fragilisées par une forte fracturation du socle. Les altérites

sont relativement peu préservées sur la feuille, sauf au niveau de zones de faille. Leur réputation est d'être paléogènes (Estéoule-Choux, 1983 ; Wyns, 1991), mais apparemment, il existe des arguments pour l'existence d'altérations pré-cénomaniennes (Rollando, 1969, 1971 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2009). Il s'agit essentiellement d'isaltérites, observables en falaise littorale entre le Château de Truscat et le Néret. Elles sont, par ailleurs généralement peu épaisses, dépassant rarement 2 m.

### **A1 Isaltérites**

Issues de la désagrégation d'origine météorique, les isaltérites conservent encore la structuration de la roche mère originelle. Pouvant atteindre la dizaine de mètres, comme dans le secteur de Theix et de Noyal, mais d'une moyenne globale de 1,50 m, ces faibles épaisseurs montrent le peu d'ampleur de cette formation, souvent arénacée et décapée par les transgressions néogènes et quaternaires ainsi que par un vannage éolien (Dreikanter).

### **A2 Allotérites**

Les formations peu érodées et fortement pédogénéisées correspondent à des allotérites caractérisées par la perte de la structure de la roche-mère, comme c'est le cas sur le granite de Carnac dans le secteur du Duer au Sud-Est du Golfe ou dans la carrière du même granite au Nord-Est de Kerhoët – Saint-Colombier. Elles sont préservées à la faveur de compartiments affaîssés. Sur schistes et micaschistes altérés, elles sont plus fréquentes et souvent recouvertes de loess. Localement, ces altérites prennent la forme de kaolinites blanches (zone palide d'un profil latéritique) en relation avec une réactivation cénozoïque de la fracturation (Estéoule-Choux, 1983). Qualitativement, le peu d'allotérites préservées démontre une érosion généralisée postérieure à l'altération, comme en attestent également les différentes surfaces d'abrasion marine retrouvées.

## **Formations sédimentaires résiduelles**

Sur cette feuille, l'ensemble des formations continentales et marines post-varisques sont le plus souvent à l'état de trace à terre, bien que du Crétacé ait été reconnu sur la plateforme au large de la côte actuelle de Vendée, dans le secteur de Rochebonne (Chantraine *et al.*, 2003). À terre, le Crétacé pourrait être présent en base du sondage d'estran effectué pour cette carte au Sud-Est du Golfe, au niveau du village de Duer. Il s'agit principalement d'un sable arénacé azoïque, à matrice kaolinitique blanche riche en pyrite (de -9,5 à -15 m) et d'un niveau basal riche en matières organiques, reposant sur une isaltérite de granite à grain fin (granite de Carnac). Ces sédiments sont préservés à la faveur d'un petit compartiment affaîssi sous des sables kaolinitiques comparables à ceux de l'Éocène moyen (Estéoule-Choux, 1983). Dans l'estuaire de la Vilaine, près de Langon, des argiles et sables noirs de l'Yprésien ont été recoupsés en sondages à

la cote -30 m (Estéoule-Choux, 1983 ; Bouysse *et al.*, 1974) et correspondent à un environnement de mangrove.

**e. Argiles (Éocène).** L'Éocène moyen est caractérisé par des argiles et des sables beiges à kaolinite (Estéoule-Choux, 1983). Ce faciès a été reconnu en sondage (7,5 m ; de -2 à -9,5 m) dans le petit bassin de Duer, sous des « Sables Rouges » azoïques et attribué régionalement au Mio-Pliocène. Ces formations affleurent superficiellement et très localement au niveau du Petit Bonjour (secteur de Surzur), avec des petits placages isolés, y compris sur la côte sud du Golfe. Des grès quartzeux éolisés subsistent en gros blocs épars (voir silicifications). Il s'agit à l'origine de sables de zone tidale inférieure (présence de bioturbations) remaniant des silicifications antérieures remplacées par des faciès calcaro-dolomitiques de l'Éocène Supérieur affleurant au Nord-Ouest de Quiberon et à Port-Louis (estuaire du Blavet ; Durand, 1946), non observés sur le pourtour du Golfe. De nombreuses indications ponctuelles sur la carte renvoient à des grès sous forme de blocs et de dalles regroupés ici sous le terme d'Éocène.

### Silicifications

Les « grès ladères » constituent des blocs de taille variable (métrique à décimétrique), souvent déplacés (indications ponctuelles). Ils sont représentés sur la feuille par des indications ponctuelles. Ces blocs gréseux, siliceux, blancs et à grains fins sont presque toujours éolisés, souvent ferruginisés voire rubéfiés superficiellement. Leur faciès peut être localement conglomératique. Ces blocs résiduels forment de véritables couverts de dalles sub-en place et apparaissent principalement dans la région de la Trinité-Surzur. Ils sont dispersés sur de grandes surfaces et repris partiellement dans les formations de fond de vallée, comme le ruisseau du Gorvello près de Lauzach. Dans toute la bande longeant le pied de la branche sud du CSA, de grandes dépressions, souvent à forme géométrique, ne préservent des bassins paléogènes que ces éléments silicifiés isolés. Au Nord de Pluvigner (feuille de Baud), sur une surface réduite, des dalles métriques de grès siliceux éolisés reposent directement sur des altérites peu épaisses à 80 m d'altitude. Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, ils peuvent être observés à la Chapelle de la Clarté et à Kerbigner (Lauzach), entre Trébilaire et Pentana (Surzur), au Sud de l'étang de Lezuis et le long de la rive est du Golfe entre le Hézo et Noyal, sur sols très rubéfiés (allotérites). Dans les cuvettes de Muzillac et de Noyallo, entre 40 et 10 m d'altitude (Per Prad Bily, Le Moustoir de Theix, Kerbigner), les gros blocs de grès massif ou contenant quelques clastes siliceux témoignent d'un remaniement de silicifications antérieures et d'une très forte éolisation.

Ces grès sont liés à une silicification polyphasée de nappe phréatique, sur des faciès éocènes. Ils sont souvent attribués à l'Éocène supérieur (en relation avec leur contenu paléontologique Durand 1960 ; Estéoule-Choux, 1983) ou moins

probablement à la régression du Chattien (Wyns, 1991) permettant l'installation d'un aquifère continental. Il paraît vraisemblable que cette silicification se soit poursuivie pendant le Miocène, comme à Réguigny (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998). Ces blocs silicifiés apparaissent également en remaniement à la base de la coupe de la mine d'or à Pénestin (feuille de La Roche-Bernard), par ailleurs datée du Miocène final. Leur présence en position quasi-*in situ* à des altitudes différentes suggère que leur formation serait antérieure au rejeu majeur du CSA. Ces grès ont été très utilisés comme éléments de construction pour les sites mégalithiques et comme pierre de meule.

**m-p. Sables et graviers (Miocène terminal et Pliocène).** Le Mio-Pliocène affleure principalement à la faveur d'exploitations ouvertes pour exploiter ses sables dans le bassin de Lauzach (Nord de la Trinité-Surzur, 43 m, sablières du Lann). Ce bassin, qui n'a été découvert qu'en 1985 correspond au remplissage d'une dépression de la plate-forme sud-armoricaine délimitée par des failles orientées à N110 reconnues en sondage et dans les fosses d'exploitation. Il s'agit d'un petit hemi-graben, bordé par une faille au Sud, sur granite profondément altéré, affouillé par les courants marins. Il présente une séquence sableuse (15 m), quasi-complète par rapport aux sites de Rennes et de Réguigny (fig. 20 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998, 2002 ; Brault *et al.*, 2005). Sur une isaltérite de granite, une première séquence estuarienne, chenalisée, présentant des évidences de courants tidaux et de grosses bioturbations (estuaire interne), constitue la base du colmatage ; elle est altérée par un paléopodzol tropical et affectée par petites déformations co-séismiques. Elle est ensuite ravinée par une seconde formation (Fm de Réguigny) incluant quelques coquilles de pecten du Miocène final, et réincisée *in fine*, par une troisième formation (Fm de Radénac), avec un faciès de ria (chenaux tidaux et schorres), correspondant au faciès traditionnel des « sables rouges pliocènes » (fig. 20).

Le long de la côte, de la Presqu'île de Rhuy à l'Isthme de Quiberon, les résidus d'un paléocordon littoral néogène, très rubéfiés (petits galets de quartz), sont préservés en falaise vers +10-15 m d'altitude à Port Maria (Saint-Gildas-de-Rhuy). Ils sont localement recouverts de sables plus ou moins ferruginisés. Ils sont probablement contemporains du grand cordon du Gâvres qui court de Quiberon à l'estuaire de l'Étel (feuilles de Lorient et d'Auray – Quiberon). De petits dépôts sont coincés localement dans des micro-bassins, comme à la Pointe de Duer (Golfe du Morbihan), à Bréhuidic (Presqu'île de Rhuy), à l'Est de l'isthme de Quiberon (Durand, 1946), et dans la région, à l'Est de Belle-Île, au Sud de Groix.

Un niveau de paléocordon affleure vers 17-20 m à l'Est de Vannes (Noyance, ruisseau de Bonnervo). Il s'agit essentiellement de galets de quartz et de rares grès siliceux parfois rubéfiés. Ce niveau n'est pas sans rappeler les formations de la péninsule de Rhuy affleurant à Port Maria et se trouve dans une position voisine du bassin de Lauzach.

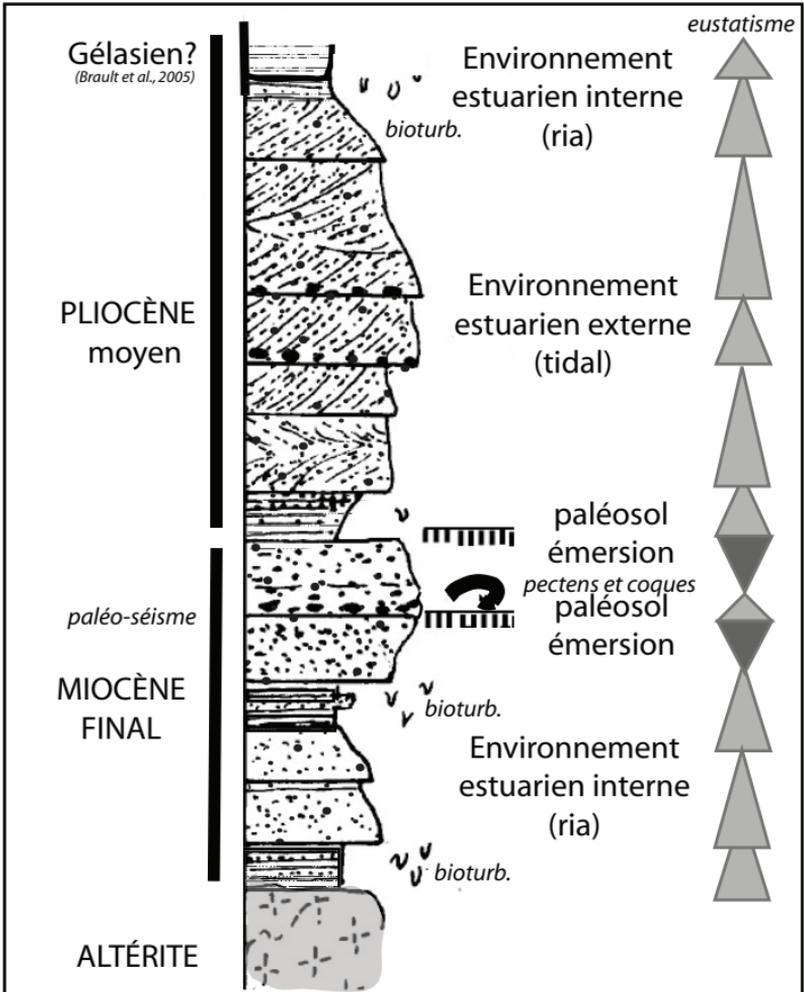


Fig. 20 - Log stratigraphique composite de la sablière de Lauzach (lat : 47°36'51.34"N ; long : 2°35'42.48"O) ouverte dans le Mio-Pliocène

Par ailleurs, le Mio-Piocène affleure sur la rive nord de l'estuaire de la Vilaine, à l'Est de Damgan, en limite de carte. À la base un conglomérat rougeâtre de galets, surtout de quartz et quartzites, est cimenté par de la goéthite ; il est similaire à celui qui est observé à la base de Pénestin et à la Pointe de Bile. Il est recouvert par une argile grise, massive et non-calcaire d'une puissance maximale d'environ 4 m, incisée par des sables et des graviers. Cette argile basale correspond granulométriquement à une crème de vase. La formation proprement-dite commence par des faciès sableux fins ocres (« sables fins jaunes » plus fins que les « sables rouges » traditionnels ; Guillaume-Bruno, 1972) à faiblement rubéfiés entrecoupés par des passées vaseuses blanches et rouges chenalisées. Elle passe ensuite à des chenaux entrecroisés sablo-graveleux (système fluvial en tresse) et un paléosol de nature jaune-rouge podzolique sur limon argileux (*pro-parte* « vases rouges et blanches » de Guillaume-Bruno, 1972). Cette formation à tendance régressive, présente un léger basculement vers le Nord (CSA) et de grandes « ondulations » comme à Pénestin (Guillaume-Bruno, 1972). Actuellement des figures cylindriques d'échappement de fluides sont bien visibles le long du littoral, à mi-chemin entre Cromenach et Béthauon, soulignant probablement la trace d'une faille. Cette séquence est ensuite tronquée par des nappes sablo-graveleuses récentes (cartographiées Fy).

**p. Sables et graviers rouges (Pléistocène).** Les sables « jaunes » correspondent vraisemblablement au faciès de sables orangés de Pénestin attribué aux « Sables Rouges » pliocènes (Durand et Millon, 1955 ; Durand, 1960, 1968) et dont la base a été datée à 6,7 Ma (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2008). Il s'agit probablement d'une vasière annexe du paléostuaire de la Vilaine.

Le faciès vaseux « rouge et blanc » décrit à Cromenach par S. Guillaume-Bruno (1972) correspond au faciès sommital du Pliocène de Pénestin, et aux argiles de Saint-Jean-La-Poterie et de Rieuc (feuille de Redon). Il pourrait également correspondre à l'estuaire cromérien (Pléistocène moyen) de Pénestin. L'argile grise basale de Béthauon pourrait correspondre aux faciès du Pliocène inférieur, comme ceux rencontrés en rade de Brest et sur la côte nord de la Bretagne en position abritée. L'étier de Pennerf présente également un faciès sableux fin à 15 km en aval par rapport au bassin de Lauzach (+43 m). Par analogie avec l'affleurement de Pénestin (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2008), la formation de Cromenach-Bethaon, étendue aux affleurements de Pennerf et de Duer, pourrait correspondre à une formation de bas niveau eustatique du Pliocène, alors que ceux de Lauzach correspondaient à des hauts niveaux. Ces observations attesteraient un découplage de 50 m entre la Bretagne centrale (Réguigny) et la zone localisée au Sud du CSA depuis 6 Ma. Elles attestent également du caractère limité de mouvements différentiels entre la rive est de la Vilaine (Pénestin-Loscolo) et la rive ouest (Cromenach, Bethaon, Pennerf, Duer, Moustoir), où les affleurements de sables rouges fins sont tous localisés à proximité des hautes-mers actuelles (+10 m).

## Formation de versant

**S. Dépôts de pente (Pléistocène).** Ces dépôts de versants hétérométriques, composés de blocs de quelques dizaines de centimètres dans une matrice argilo-sableuse, sont localisés essentiellement sur des pentes de 10 à 25°. Le matériel, provenant de zones d'altération antérieures à la fin du Néogène, présente une granulométrie décroissante du haut vers le bas du versant. Leur épaisseur dépasse très rarement les 3 m. Ils sont surtout associés aux épisodes glaciaires du Pléistocène moyen ou supérieur, mais peuvent apparaître dès le Néogène supérieur comme dans la basse vallée de la Vilaine. Ils affleurent généralement le long de falaises littorales, comme au Crouesty, au Roalinguen, à Banaster, à la base nautique de Port-Blanc. Ces formations sont par endroit cimentées par un liant ferrugineux. À l'intérieur des terres, ils nappent les versants micaschisteux, comme au Sud du ruisseau de Tredenan (commune de Lauzach), sur le CSA ou remanient les formations antérieures, comme à Calzac (silicifications).

Associée aux périodes quaternaires, leur mise en place est engendrée par la gélifraction et par la solifluxion. Ces formations intègrent fréquemment un apport lœssique diffus. La présence trop ponctuelle de formations à cailloutis et arènes fluées fait que leur représentation n'est pas significative à l'échelle de cette carte.

**C. Colluvions (Holocène et Pléistocène).** Cette formation limono-sableuse de faible granulométrie et sans structure particulière est mise en place par un ruissellement diffus sur de courtes distances. Cette formation est issue des altérites remobilisées durant la dernière période glaciaire et restabilisées par le couvert végétal au cours de l'Holocène. Le colluvionnement de fonds de vallée résulte essentiellement du défrichage lié au développement de l'agriculture depuis le Néolithique (Gebhardt, 1993 ; Visset *et al.*, 1995, 1996). Il s'accumule pour l'essentiel dans les drains peu organisés, souvent secs, liés au déblaiement des altérites et des placages lœssiques aujourd'hui érodés.

## Formations fluviales et lacustres

**Fy. Alluvions fluviales perchées (Pléistocène indifférencié).** Suite à la transgression pliocène, le réseau hydrographique s'est s'encaissé dans les formations marines. Pendant les périodes froides du Pléistocène, l'alluvionnement a été abondant et de vastes nappes constituées de sables et de cailloutis ont alors occupé le fond des vallées. Les remblaiements périglaciaires ont alterné avec des phases de creusement et il s'est formé un système de terrasses emboîtées, s'étageant en ordre chronologique ; les plus élevées sont les plus anciennes et les plus basses les plus récentes. La distribution altimétrique et les caractères sédimentologiques des dépôts permettent de distinguer plusieurs

cycles comme c'est le cas le long du cours de la Vilaine. Ces formations sont très peu représentées sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys et s'observent principalement dans le secteur de l'embouchure de la rivière de Pennerf. Ces formations se distinguent des sédiments pliocènes, qu'elles remanient parfois, par leur hétérométrie et le faible caractère émoussé des galets. Ces alluvions comprennent également de nombreux blocs de taille démesurée correspondant à des éléments d'origine glaciaire qui ont été portés sur de longues distances par des radeaux de glace au moment des débâcles estivales. Les dépôts sont généralement rubéfiés, azoïques et aucun outillage préhistorique n'a été récolté sur le territoire de cette feuille, bien qu'un peuplement précoce ait été constaté dans le secteur de Damgan. Les industries correspondantes appartiendraient au Pléistocène inférieur.

**Fz. Alluvions fluviales holocènes.** Ces alluvions occupent les plaines d'inondations des cours d'eau actuels avec des sols à pseudo-gley. Le matériel est le plus souvent limoneux et fréquemment remanié par les pratiques agricoles, via le colluvionnement de bas de versant. Une étude environnementale, réalisée dans la tourbière submergée de la Pointe de Kerpenhir, à Locmariaquer, a mis en évidence des déforestations et des pratiques agricoles dès le Néolithique (Visset *et al.*, 1995, 1996). Lors de l'optimum holocène, entre 5 600 et 4 100 ans av. J.-C., le paysage semble avoir été dominé par des chênaies. Une déforestation par palier est soulignée par l'apparition des céréales. À 4 100 ans av. J.-C., le paysage est très ouvert avec seulement 15 % de chênes, correspondant à une extension très importante de l'agriculture et de l'élevage, mais aussi d'autres pratiques (travail du bronze).

**Lz. Dépôts lacustres (Holocène).** Il s'agit d'une sédimentation fine, organo-limoneuse et stratifiée, occupant généralement de basses vallées barrées à l'aval par des cordons littoraux, générée par des lacs d'eau douce ou saumâtre. Cette sédimentation est souvent interstratifiée avec des niveaux de tourbe. Des marais tourbeux eutrophes actuels, voire des lacs d'eau douce, occupent généralement de basses vallées remblayées lors de la transgression marine holocène, jusqu'au Subboréal (4 500 ans BP), avec un développement de tourbières continentales. Elles ont été ensuite barrées par les cordons littoraux formés lors de la transgression de la fin du Subboréal avec une élévation progressive du niveau des nappes phréatiques. Ce phénomène est renouvelé surtout depuis la fin du petit âge glaciaire. Ces formations tourbeuses sont souvent entrecoupées de sables ou de faciès vaseux ou sableux liés aux ruptures de cordons lors des tempêtes, notamment au petit âge glaciaire. Certains étangs, comme celui de Noyal, ont une histoire analogue mais sont barrés par des constructions anthropiques. Les tourbières oligotrophes sont plus rares et souvent ponctuelles liées à des dépressions quasi-fermées ou des résurgences de nappe, comme dans le secteur des Landes de Lanvaux.

## Formations éoliennes

**CE. Limons lœssiques.** Il s'agit d'un dépôt sédimentaire détritique, non carbonaté, de granulométrie silteuse à silto-sableuse (médiane 50 à 100  $\mu\text{m}$  près du Golfe). Ces limons, le plus souvent pollués par des résidus d'altération (isaltérites), ont une épaisseur maximale de 1m au pied de l'escarpement. Ils sont présents de manière diffuse dans beaucoup de formations de pente. Il est vraisemblable qu'ils aient été vannés à partir des paléovasières régionales en période de bas niveau marin et d'aridité (Golfe du Morbihan, Estuaire de la Vilaine). Ils sont généralement mieux préservés sur altérites argileuses ou sur micaschistes altérés (fixation capillaire).

**D. Formations dunaires (Holocène).** Les formations dunaires sont assez peu fréquentes et minces (< 2 m), comme dans le secteur de Cromenach, de l'Espérance (secteur de Pennerf) ou de Penvin. L'âge de ces formations dunaires est vraisemblablement très récent, comme au Moguéro (carte de Lorient), plus récente que 800 ans AD, avec une dernière unité plus récente que 1 005 ans AD correspondant au petit âge glaciaire en association avec une augmentation des tempêtes (Meurisse, 2009). Y. Rollendo (1969, 1971) cite une datation à 1 150 ans AD pour un placage dunaire à Cromenach (près du cimetière).

## Formations littorales et marines

Différents paléocordons sont présents le long de la côte atlantique ainsi que sur les reliefs encadrant le Golfe (Jussy et Guilcher, 1962). Il faut noter une pratique agricole historique qui peut prêter à confusion : des galets isolés peuvent se retrouver dans les champs proches du littoral suite à la fertilisation par goémon. On distingue assez facilement les paléocordons, relictuels des formations littorales récentes et de la transgression flandrienne.

### Paléocordons

**Mv. Galets marins anciens (Néogène).** Des placages de galets quartzeux se présentant sous forme de petits dépôts peu étendus culminent à des altitudes de l'ordre de 30-35 m d'altitude. Ces plaquages se rencontrent principalement au Sud de Sarzeau, ainsi que dans le secteur de Saint-Gildas-de-Rhuys. Il s'agit de galets de quartz bien roulés issus de paléocordons résiduels en zone proche du littoral, difficilement attribuables stratigraphiquement.

**Mx. Galets et dragées de quartz marins anciens (Pléistocène indifférencié).** Des placages de galets quartzeux, ne dépassant que rarement 1 m d'épaisseur, occupent des surfaces parfois assez importantes sur toute la frange de la côte Atlantique à des altitudes de l'ordre de 5-10 m. Les affleurements les plus significatifs sont situés dans le secteur de Penvins, du Tour

du Parc, ainsi que sur la rive gauche de la rivière de Pennerf. La présence de glauconie et de grains de quartz bien arrondis luisants et mats suggère qu'il s'agit manifestement des reliques d'un ancien cordon littoral s'appuyant sur les lignes de crête. Ces formations sont corrélées aux placages littoraux résiduels de Pénestin +8 m NGF, 6,7 Ma, à la Pointe de Mesquer (+5 m NGF) datés à 2,2 Ma par RPE (Laurent, 1993 ; Laurent *et al.*, 1998), ou plus à l'Ouest aux premiers dépôts du site de Menez Dregan (+15 m), en baie d'Audierne, datés à  $1,2 \pm 0,17$  Ma.

### **Formations littorales récentes et la transgression flandrienne**

La transgression holocène ou flandrienne a ennoyé le réseau des paléovallées développées depuis le Néogène, et surtout le Quaternaire, sur la plateforme continentale, lors des bas niveaux marins. Lors de la dernière période glaciaire, le niveau marin était descendu jusqu'à -120 m, permettant une incision et un déblaiement des sédiments et des alluvions plus anciennes. Lors de la fin de la dernière période froide, le niveau marin est remonté lors de plusieurs paliers. La mer a atteint l'estuaire de la Vilaine peu après  $8\ 110 \pm 200$  ans av. J.-C. (Bouysse *et al.*, 1968, 1974 ; Bouysse et Horn, 1968, 1972), pour atteindre environ -8 m NGF vers 6 000 ans av. J.-C., et 1 m au-dessous des laisses de hautes mers vers 5 000 ans av. J.-C. (tourbes immergées). Les basses vallées se sont envasées progressivement. Vers 4 300 ans av. J.-C., le climat se refroidit et le niveau marin moyen s'abaisse jusqu'à -8 m NGF : c'est la régression du Subboréal qui se poursuivra jusque vers 3 000 ans av. J.-C. À l'époque romaine et au lors de l'optimum médiéval, le niveau marin passe par des positions hautes, pratiquement au niveau connu actuellement.

**Mzh. Dépôts marins littoraux actuels (rivages protégés) : schorre ou herbeux.** D'une superficie d'environ 10 000 hectares, dont environ 5 000 découvrent à marée basse, les vasières ou slikkes sont très répandues dans le secteur Golfe du Morbihan ou de la rivière de Pennerf. Celles-ci n'ont pas été différenciées des autres formations sédimentaires meubles de même granulométrie. Leur parties hautes, exondées ou schorres sont nettement moins répandues (Thommen, 1977 ; 1980). Les plus significatives se rencontrent dans les secteurs de Conleau, Séné, Montsarrac, Le Logéo ou Saint-Colombier, dans le secteur oriental du Golfe du Morbihan ; et de manière plus systématique à l'Est de la rivière de Pennerf. Ces schorres, colonisés par une végétation à graminées halophiles, sont parcourus de chenaux ramifiés, sinueux et parfois infranchissables, ainsi que par de nombreuses petites dépressions. Ces surfaces ne disparaissent sous les eaux que lors des marées hautes, en période de vives eaux ; les petites dépressions sont, quant à elles, remplies pendant les périodes de fortes précipitations.

**Mzs. Cordon littoral actuel (rivages exposés) : sables et graviers marins d'estran.** Le long des rivages de l'Atlantique ainsi, mais en moindre

mesure, que le long des rivages exposés à l'Ouest du Golfe du Morbihan et de ses îles, se développent des plages. Sur la façade atlantique, ses dépôts s'appuient sur les cordons dunaires, comme sur les plages de Kervert, Kerpont, Succinio ou Damgan. Dans ce secteur, les cordons peuvent s'élever jusqu'à 5 m au dessus de la laisse de haute mer. Les sables sont dans l'ensemble bien classés et leur teneur en carbonate de calcium est faible : moins de 1 % en haut d'estran et au maximum 4,5 % sur le bas estran. L'étude morphoscopique des quartz, en haut de plage, montre beaucoup de grains non évolués avec des grains émoussés luisants et une proportion moindre de grains ronds mats. Ils sont essentiellement dérivés des isaltérites et des formations tertiaires. L'épaisseur du sable sur le bas estran est généralement faible, de l'ordre de 0,5 m en période hivernale et les roches du socle peuvent localement affleurer. La partie haute de la plage présente au contraire de plus fortes épaisseurs.

À l'intérieur du Golfe, les graviers sont nettement moins émoussés et surtout recyclés à partir des formations périglaciaires de versant (Château de Bot Spennen, à Séné). De Penerf à Cromenach, leur pétrographie est complétée par les apports de la Vilaine.

### **Formations anthropiques**

**Xm. Marais salants et formations marines anthropisées.** Il s'agit d'une transformation par l'homme des zones de schorre en marais salants et en polders depuis le début du XVI<sup>e</sup> siècle, le sel étant exploité dans la région depuis l'âge du fer (fours à augets). Le Morbihan était encore, au XIX<sup>e</sup> siècle, le dernier département, vers le Nord, où les conditions climatiques permettaient d'extraire, par évaporation naturelle, le sel contenu dans l'eau de mer. Sur la feuille, les anciens marais salants étaient situés à Damgan, à Ambon, à Sarzeau (près de Suscinnio et de Saint-Colombier) et à Saint-Armel. Ces marais, abandonnés depuis les années 1960, occupent un espace d'environ 900 ha dans le Golfe. Ils ont également existé dans l'étier de Penerf. Les marais de Duer, de Sarzeau (21 ha) et ceux des marais de Séné (220 ha), constituent un véritable bassin de chasse et surtout de matière organique en suspension alimentant la faune benthique du Golfe et plus particulièrement la conchyliculture.

**X. Remblais.** Généralement en relation avec l'activité industrielle, les remblais sont le plus souvent aux abords immédiats de Vannes et au Sud de la ville (zones industrielles, Presqu'île de Séné). À Vannes, d'importantes surfaces ont été remblayées et, occasionnellement, les travaux d'enfouissement des canalisations ou d'implantation de bâtiments montrent la présence de niveaux d'occupation médiévale.

Des indices de délestage de cale sont signalés par des indications ponctuelles. Certainement sous-estimés car faits de roches « locales », ces indices sont, au

contraire, évidents quand la cargaison est faite de silex ou même de galets des schistes bleus de l'Île de Groix.

### DOMAINE MARIN

La cartographie des formations marines de la carte feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys est principalement le résultat de l'interprétation de profils de sismique réflexion. La feuille présente donc, pour le domaine immergé, une information en profondeur. Trois niveaux d'information peuvent être distingués. Le plus superficiel montrant la nature des formations meubles déposées sur le fond, le tracé du réseau des paléovallées, ainsi que la géométrie des corps sédimentaires majeurs, et la nature du « substratum » anté-Quaternaire.

L'interprétation géologique est contrainte par l'échantillonnage effectué sur les roches affleurantes (substratum en relief, visible sur les cartes bathymétriques) à l'aplomb des unités sismiques (tabl. 1 et 2). Les contours sous-marins ne représentent donc pas les limites exactes des formations géologiques mais des contours approximatifs.

La sismique réflexion utilisée a une résolution verticale métrique et une résolution horizontale d'environ 4 m. La longueur d'écoute est limitée par la présence du multiple primaire (la répétition du signal au temps double ; fig. 21). Un autre élément réduisant la visibilité des structures est la présence de niveaux de gaz au sein du remplissage sédimentaire quaternaire comblant les paléovallées (fig. 21). Pour exemple, la base de la paléovallée de la Vilaine au large de Pénestin (secteur est de la carte) est peu contrainte par les profils du fait de la présence d'un niveau de gaz constituant d'écran acoustique (fig. 21). La correspondance entre formations géologiques et unités sismiques a pu être effectuée sur la base des prélèvements géologiques corrélés au faciès sismique propre aux unités sismiques observées sur l'ensemble du plateau et analysée lors de la synthèse géologique du Plateau Bretagne Sud (Thinon *et al.*, 2008a, 2008b ; tabl. 2), à partir de la côte sur les profils les plus proches. La carte de l'annexe 1 présente la toponymie utilisée dans cette partie ; par ailleurs, le lecteur pourra consulter les annexes en couleur montrant une carte bathymétrique de la zone (ann. 1), une carte de la profondeur du socle (ann. 2) et une carte des isopaques du Quaternaire (ann. 3).

### Formations meubles

La cartographie des formations sédimentaires a fait l'objet d'un nombre de publications restreint. Il s'agit des travaux de M. Glémarec (1963) et d'une synthèse cartographique réalisée conjointement par le conseil général 56 (Observatoire Départemental du Morbihan, ODEM) et l'IFREMER (Marcaillou

| responsable mission             | campagne               | Année | Lat wgs84 | Lng wgs84 | cote hydro | système d'acquisition          | L     | N_ech  | description lithologique  | Stratigraphie |
|---------------------------------|------------------------|-------|-----------|-----------|------------|--------------------------------|-------|--------|---|---------------|
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4308   | -2,838    | 17         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C954   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4338   | -2,83683  | 12         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C955   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4792   | -2,89617  | 12         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C956   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4838   | -2,90283  | 11         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C957   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4725   | -2,74533  | 13         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C958   | Micaschiste   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4528   | -2,73183  | 16         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C960   | Micaschiste   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4383   | -2,83867  | 17         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C986   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4445   | -2,79617  | 12         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C987   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4475   | -2,77667  | 16         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C988   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,449    | -2,75183  | 19         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C989   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4387   | -2,63967  | 18         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C990   | Micaschiste   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4398   | -2,62767  | 17         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C991   | Granite   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4403   | -2,623    | 10         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C992   | Micaschiste   | non daté      |
| J.- P. Lefort (GR)              | BELLE ILE NOIRMOUTIER  | 1974  | 47,4403   | -2,60883  | 13         | Carottier à roche (CnexoVille) | 0     | C993   | Micaschiste   | non daté      |
| P. Bouysse et al. (1974) - BRGM | BRGM – Centaure- Armor | 1970  | 47,4332   | -2,66802  | 13.5       | Vibrotérideur BRGM             | 1,35m | VA70-5 | Sable grossiers et moyens jaunes et fins avec des passées argileuses... | Yprésien      |

**Tabl. 1 - Liste des prélèvements marins sur la feuille Lorient à 1/250 000, Thinon et al. (2008a). GR - Géosciences Rennes**

Prélèvements marins de référence

| N° | Nom sondage | Age                                    | Source   | Lithologie  |
|----|-------------|--|--|---|
| 1  | 74-134      | Aquitainien                            | Delnoe <i>et al.</i> , 1976<br>BGM             | Carottage: calcaire friable très riche en foraminifères   |
| 2  | 74-106      |  |  |   |
| 3  | 74-94       | Chattien                               | Delnoe <i>et al.</i> , 1976<br>BGM             | Carottage: sable calcaire très fossilifère à foraminifères  |
| 4  | 74-108      |  |  |   |
| 5  | 1249        | Stampien                               | Delnoe et Phod, 1974                           | Dragage: aucune description lithostratigraphique  |
| 6  | 74-105      | Bartonnien                             | Delnoe <i>et al.</i> , 1975<br>BGM             | Carottage: calcaire friable à foraminifères   |
| 7  | 74-104      | Lutélien sup.<br>Bartonnien            | Delnoe <i>et al.</i> , 1975<br>BGM             | Carottage: calcaire friable à Nummulites, Bryozoaires et Mollusques   |
| 8  | Z           | Lutélien sup.                          | Andrieuff <i>et al.</i> , 1988<br>BGM          | Carottage: Biocalcaronites, parfois fortement cristallisés, à grands foraminifères; Dentales, Bryozoaires   |
| 9  | AE          |  |  |   |
| 10 | JOB-69-35   | Yprésien                               | Barbarou <i>et al.</i> , 1971<br>BGM           | Sondage (1,70m de long) : Vers 0,4m, sables fins glauqueux très fossilifères avec de grands foraminifères   |
| 11 | VA70-5      | Yprésien                               | Boysse <i>et al.</i> , 1974<br>BGM             | Sondage (1,35m de long): Vers 1,00m, sables grossiers et moyens jaunes et fins avec des passées argileuses, contenant une microflore abondante et non remaniée. Vers 1,285m, argiles compactes barloises sur un niveau de cailloutis enrobés d'argile avec prés |
| 12 | AF          | non déterminé                          | Andrieuff <i>et al.</i> , 1988<br>BGM          | Carottage: dolomies microcristallines azoiques  |
| 13 | AK1         |  |  |   |
| 14 | 74-170      | non daté<br>Dainien/Cretacé<br>supposé | Notes campagne<br>Delnoe, 07/1974              | Carottage: craie blanche friable fossilifère (positionnement incertain)   |
| 15 | C976        |  |  |   |
| 16 | C994        |  |  |   |
| 17 | C728        |  |  |   |
| 18 | C938        |  | Lefort, 1975;<br>Auzien et Lefort, 1977<br>BGM |   |
| 19 | C917        |  |  |   |
| 20 | C803        | non déterminé                          | BGM  | Carottage: micaschiste  |
| 21 | C805        |  |  |   |
| 22 | C932        |  |  |   |
| 23 | AC          |  | Boitard <i>et al.</i> , 1972<br>BGM            | Carottage: prasinite  |
|    |             |  |  | Carottage: granulite  |
|    |             |  |  | Carottage: prélevement de roche (sub) affleurante au niveau du fond marin   |

BGM: Banque de Géologie Marine (BRGM)

Unités sismiques

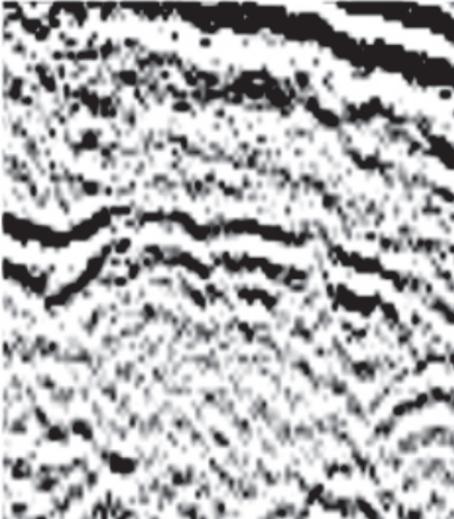
| Facès des unités sismiques observées sur le plateau Sud-Bretagne  |
|---|
| Ensemble de réflecteurs hautes fréquences de fortes amplitudes, concordants, continus   |
| Pas imager  |
| Série liée avec réflecteurs basses fréquences, concordants et continus, de fortes amplitudes dans la partie supérieure et de faibles amplitudes dans la partie inférieure. Les réflecteurs sont tronqués à son sommet par une surface d'érosion majeure |
| Facès chaotique composé de réflecteurs de basses fréquence, faibles à très faibles amplitudes, tronqués à son sommet par une surface d'érosion majeure  |
| Réflecteurs de basses fréquences, concordants et continus, de faibles à très faibles amplitudes   |
| Ensemble de réflecteurs désorganisés de fortes amplitudes, basses fréquences, tronqués à son sommet par une surface d'érosion majeure   |
| Facès sismique peu à pas réfléchit  |
| Facès sismique pouvant se caractériser par des réflecteurs de fortes amplitudes, de fréquences variables, fortement inclinés et sub-parallèles. Le toit est fortement diffractant.  |
| Facès sismique peu à pas réfléchit  |

Tabl. 2 - Prélèvements marins de référence associés aux unités sismiques décrites sur le plateau Sud-Bretagne (extrait de la carte Feuille Lorient à 1/250 000, Thignon *et al.*, 2008a)



Bartonien  
Lutétien

Calcarénites gréseuses



Yprésien

Sables glauconieux

**Fig. 21 - Faciès acoustiques du socle et des unités sismiques composant la couverture sédimentaire attribuée au tertiaire, présentes sur la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys**

*et al.*, 1996). Les 600 prélèvements effectués dans le cadre de campagnes menées par les chercheurs de l'Université de Bretagne Sud entre 2003 et 2009, a permis de réaliser une cartographie des formations marines superficielles, complétée par les prélèvements effectués par le SHOM (1820) et les données réalisées dans le cadre des travaux par IFREMER (Marcaillou *et al.*, 1996). Les éléments de nature de fond de la carte géologique reportés ont été regroupés en six principaux ensembles granulométriques de façon à en améliorer la visibilité cartographique.

**Vases, argiles, silts** : sédiments contenant de 20 à 100 % de particules inférieures à 0,05 millimètres.

**Sables fins** : sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 0,5 et 0,05 millimètres.

**Sables fins et graviers** : sédiments contenant des sables et de 15 à 50 % de graviers.

**Sables grossiers, sables moyens** : sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 2 et 0,5 millimètres.

**Graviers** : sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 20 et 2 millimètres.

**Cailloutis** : sédiments contenant de 50 à 100 % de particules supérieures à 20 millimètres.

En Baie de Quiberon, les contours des zones de roche affleurante ainsi que ceux des sédiments meubles superficiels sont issus des Cartes de Natures de Fond éditées en 2009 par le SHOM. Les graviers sont essentiellement observés dans les petites dépressions des zones de roches affleurantes au large de la Presqu'île de Rhuys, mais aussi vers l'embouchure du Golfe du Morbihan, sur le plateau du Grand Mont, ainsi que dans la passe de la Grande Accroche (embouchure de la Vilaine). La vase recouvre une grande partie de la Baie de Vilaine.

Dans les zones moins exposées à la houle, la distribution des faciès sédimentaires en surface et des principaux corps morpho-sédimentaires identifiés, dépend des conditions hydrodynamiques. Des secteurs les plus agités, (entrée du Golfe ou de la rivière de Peneff) aux secteurs les plus calmes (Nord de la rivière d'Auray, Nord de l'île d'Arz, Nord de Sarzeau, proximité de la rivière de Noyal), on observe un tri granulométrique très net.

À l'entrée du Golfe, les fonds marins sont soit à nu, soit recouverts par des dépôts grossiers (cailloutis), mais dont l'épaisseur reste faible (de l'ordre du

mètre maximum). La nature des fonds évolue vers l'Ouest (en direction de l'Île-aux-Moines) vers des sables grossiers et moyens, pour atteindre vers l'Est des granulométries de plus en plus fines. Il faut également noter l'augmentation croissante de la composante silto-argileuse du Sud de l'Île d'Arz en direction du Nord et de l'Est dans le Golfe (Marcaillou *et al.*, 1996). Des bancs de Maërl sont présents, plus spécifiquement au Sud des Îles d'Arz et de Boëd et Boëdic. Enfin, les vasières ou slikkes du Golfe du Morbihan et de la rivière de Penerf constituent de vastes surfaces, lisses, brillantes, généralement planes et parcourues par de nombreux chenaux de marée (Thommen, 1977, 1980). Une grande partie de l'Est du Golfe du Morbihan en est recouverte ; la vasière la plus vaste se situant entre les Pointes de Truscat et du Passage. Les vasières se rencontrent également à l'abri des îles sur les côtes orientées à l'Est (Thommen, 1977). Certaines sont colonisées par trois espèces de zostères. Il s'agit de *Zostera marina*, *Zostera angustifolia* et *Zostera noltii*. Ces angiospermes monocotylédones (famille des poacées), qui ne sont pas représentées sur la carte, fixent le sédiment et favorisent la sédimentation des particules fines.

### **Substratum anté-Quaternaire**

En mer comme à terre, le substratum du Golfe du Morbihan et de la Baie de Quiberon est principalement constitué par des roches magmatiques et métamorphiques mises en place au cours de l'orogénèse varisque. La couverture sédimentaire d'âge Mésozoïque est absente alors qu'une fine couverture sédimentaire cénozoïque est présente sous la forme de petits bassins isolés dont les principales formations ont été identifiées au Nord et à l'Est du Golfe (Carte géologique au 1/80 000 ; Guilcher, 1948, Van Vliet-Lanoë, 1977 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1983 ; Brault *et al.*, 2002, 2005).

### **Formations sédimentaires cénozoïques**

Depuis les années 70, sept faciès principaux appartenant à la couverture Cénozoïque ont été échantillonnés sur le Plateau Sud Bretagne (Andrieuff *et al.*, 1968). Entre les dépôts quaternaires et le socle acoustique, deux unités sismiques ont été distinguées par leurs faciès acoustiques (fig. 22, hors texte) et corrélées aux formations éocènes du Bartonien-Lutétien et de l'Yprésien. Seul un sondage prouve l'existence de Cénozoïque daté de l'Yprésien au large du plateau de la Recherche (fig. 23 et 24, hors texte).

**e4. Sables jaunes glauconieux à grands foraminifères, calcarénites gréseuses et glauconieuses (Yprésien).** Sur l'ensemble du Plateau Sud Bretagne, le faciès sismique de cette unité attribué à l'Yprésien est décrit comme ayant un aspect chaotique, composé de réflecteurs de basses fréquences à très faibles amplitudes (fig. 23, hors texte). Cette unité a été échantillonnée en Baie de la Vilaine par sondages, VA70 n° 5 et JOB-69-35

(échantillons n° 10 et 11, tabl. 2). Le sondage VA70 n° 5 effectuée dans la Baie de la Vilaine, à proximité du rebord ouest de la vallée, dont la partie supérieure de l'entablement est constituée de calcarénites gréseuses rapportées au Lutétien supérieur (Andreieff *et al.*, 1968), a permis la découverte d'une formation yprésienne (Bouysse *et al.*, 1974). Les formations argilo-sableuses jaunâtres, déposées en dessous de 1 030 cm (24 m sous le zéro hydrographique actuel ou -27 m NGF) sont à mettre en rapport avec les gisements de sables glauconieux yprésiens à Nummulites reconnus dans la région de Lorient et de Quiberon (Durand, 1960, 1968) ou carottés à partir de -34 m NGF à l'Ouest du plateau du Four (Barbaroux *et al.*, 1971). Le sondage JOB-69-35 (Barbaroux *et al.*, 1971) a démontré l'existence sous les vases sableuses actuelles, de sables glauconieux très fossilifères, renfermant de grands foraminifères yprésiens (Nummulites planulatus (Lamarck) (A et B), Nummulites aff. Burdigalensis de la Harpe (A et B) ; Assilines placentula (Deshayes) (A et B) ; Alveolina oblonga (d'Orbigny) ; Discocyclines), Assilines, Discocyclines et Alvéolines).

**e5-6. Calcaires à nummulites, calcaires à gypsinidae (Lutétien-Bartonien).** Le faciès sismique de l'unité Lutétien-Bartonien se caractérise par un ensemble de réflecteurs, basses fréquences, concordants et continus, de fortes amplitudes dans la partie supérieure et de faibles amplitudes dans la partie inférieure. Cette unité est corrélée à la formation éocène par comparaison de faciès sismique et position dans le log stratigraphique (fig. 22, hors texte). Seule la partie supérieure est observée dans le secteur de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys en domaine offshore, en Baie de la Vilaine et dans le bassin de la Recherche. Cette unité sismique n'a pas été échantillonnée dans le secteur de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, mais plus au large sur le Plateau Sud Bretagne. Les échantillons ont été décrits comme étant des calcaires à Nummulites, calcaires à *Gypsinidae* (échantillons n° 6 à 9 ; tabl. 2). La formation Lutétien-Bartonien repose en onlap sur le socle cristallin, mais aussi en discordance sur l'Yprésien. Elle marque la principale phase transgressive qui se met en place à l'Éocène, plus précisément au Lutétien supérieur (Delanoë *et al.*, 1972). Cette unité est tronquée par une surface majeure d'érosion/incision sur laquelle repose une couverture Quaternaire pouvant être importante. Elle est parfois légèrement déformée et affectée par des accidents tectoniques supposés à jeu décrochant et/ou inverse. Ces accidents sont un des marqueurs de la phase pyrénéenne. Au Nord du plateau de la Recherche, les accidents affectant la couverture tertiaire semblent orientés principalement NNE-SSO (sur la base des corrélations entre profils).

## Formation du socle

Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, les contours géologiques de socle sont issus essentiellement des cartes et publications antérieures (Horn *et al.*, 1966 ; Barbaroux *et al.*, 1971 ; Vanney *et al.*, 1972 ; Bouysse *et al.*, 1968, 1974 ; Lefort *et al.*, 1982 ; Audren et Jegouzo, 1986 ; Chantraine *et al.*, 1996,

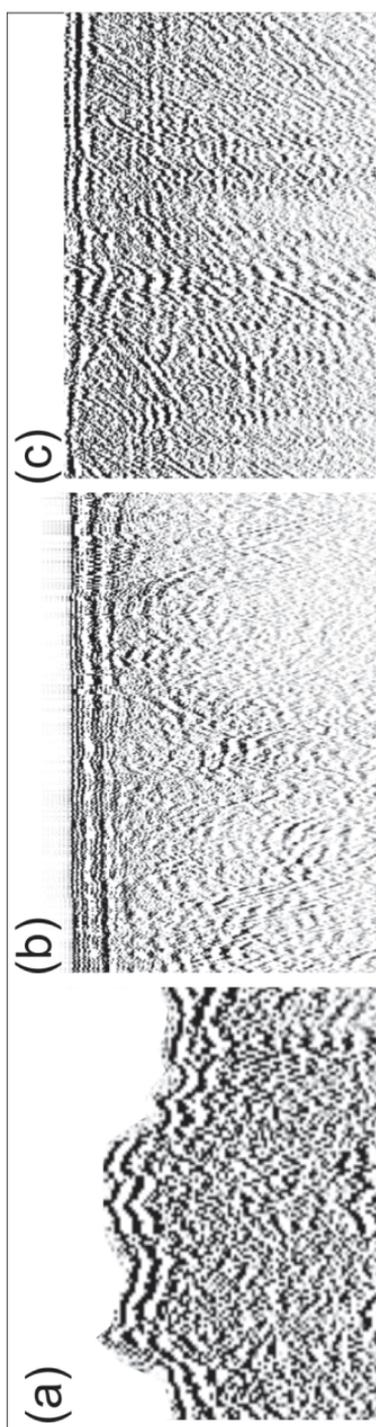


Fig. 25 - Faciès acoustiques du socle rencontrés sur les profils sismiques de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys

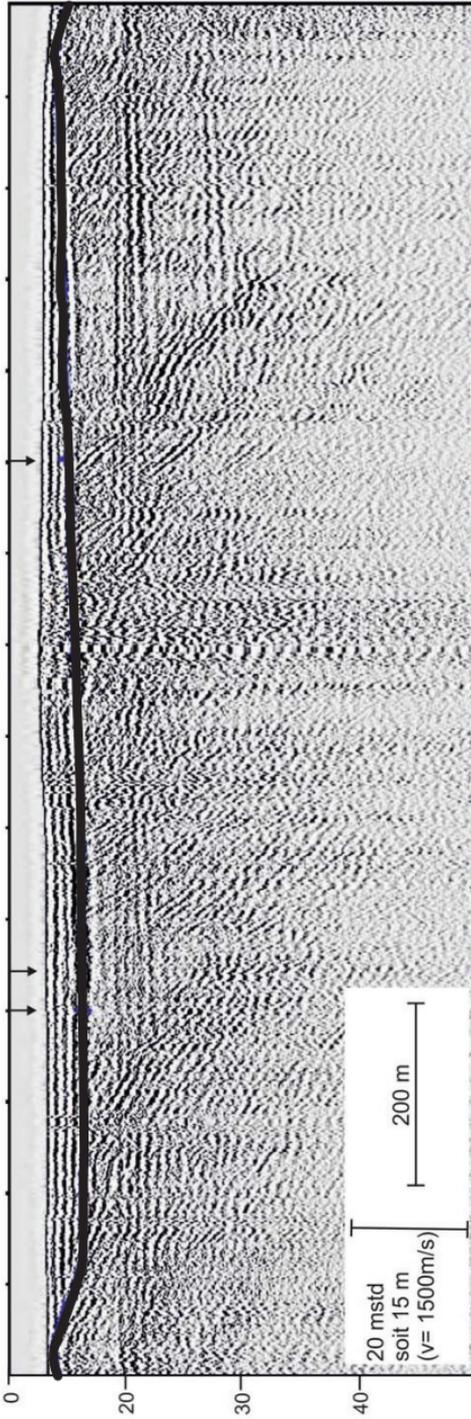


Fig. 26 - Section d'un profil sismique qui recoupe les micasschistes de l'unité supérieure. En noir, toit du substratum et base des sédiments meubles récents. Exagération verticale est de 8. Les flèches représentent les intersections entre profils sismiques.

2003). Ils ont été légèrement modifiés afin d'intégrer les nouvelles observations sismiques. Une distinction principale a été faite entre les roches des unités situées au toit de la ZCES et celles de l'unité située au mur de la ZCES. Il a été possible de distinguer deux faciès aux caractéristiques contrastées dans l'unité supérieure. Il faut noter que malgré son importance régionale, le contact entre les deux unités n'a formellement pas été observé en mer. Dans le détail, le socle cristallin de la Baie de Quiberon (façade atlantique) présente trois différents faciès sismiques (fig. 25) : un faciès peu ou non réfléchif (a), un faciès réfléchif chaotique (b) et un faciès réfléchif lité (c). Le socle peut présenter un faciès sismique extrêmement chaotique sans réflecteurs continus distincts (fig. 24a, hors texte) lorsqu'il est intensément déformé, altéré ou de nature complexe. Très souvent à l'aplomb de prélèvements de granite, le faciès sismique du socle est en général peu à non réfléchif (fig. 25b). À l'aplomb des prélèvements de micaschistes du Plateau Sud Bretagne, le faciès sismique du socle en sismique THR présente un faciès caractéristique, composé de réflecteurs sub-parallèles, fortement inclinés, de fortes amplitudes (fig. 25c et 26). Si les échantillons corrélés à ce faciès sismique sont toujours des micaschistes, l'inverse n'est pas toujours vérifié. La sismique réflexion ne permet pas de distinguer catégoriquement un socle d'un autre, sauf en de rares cas (fig. 26).

### **Socle cristallin de l'unité située au toit de la ZCES**

Le socle acoustique au pied de la Presqu'île de Rhuys présente un faciès sismique lité fortement incliné avec épisodiquement des zones à faciès sismique sourd intercalées (fig. 26). Ce faciès pourrait imager l'unité géologique supérieure composée essentiellement de micaschistes bien foliés. Plus localement, aux abords de l'Île Dumet, affleurent des roches plus massives corrélées au corps d'orthogneiss cartographié sur l'île.

### **Socle cristallin indifférencié de l'unité située au mur de la ZCES**

Le socle acoustique dans le Golfe du Morbihan ne rend pas compte de la complexité observée à terre avec de bonnes conditions d'affleurement. La foliation, verticalisée, des anatexités du Golfe fait alterner des lithologies contrastées qu'il est parfois possible de suivre en mer sur une courte distance. Cependant, la longueur d'écoute, limitée par la présence du multiple primaire et par l'existence de zones saturées en gaz a toutefois dramatiquement limité ces recherches et les différents faciès sismiques observés ont été regroupés en un ensemble corrélé aux roches de l'unité inférieure.

### **Contraintes sur les structures tectoniques en mer**

Sur les profils sismiques, la présence des accidents tectoniques localisés est suggérée par l'interruption des réflecteurs sismiques et leurs décalages (fig. 21 et 24, hors texte). L'orientation de ces accidents est relativement approximative puisque celle-ci est approchée lorsque un accident donné est observable sur au

minimum deux profils. Le pendage de ces accidents n'est, par ailleurs qu'un pendage apparent. Comme tenu de l'exagération verticale, ces accidents apparaissent majoritairement sub-verticaux (fig. 21). Les structures tectoniques sont visibles pour l'essentiel dans la couverture sédimentaire tertiaire (fig. 21). Dans le socle, hormis pour l'unité supérieure où le faciès sismique lité permet de déceler la présence de failles, seuls des marqueurs morphologiques (flancs abrupts, alignements de roche sub-affleurante,...) et des hétérogénéités dans le faciès sismique dans le prolongement d'accidents observés à terre, permettent de suggérer la présence d'accidents tectoniques pour l'unité inférieure. L'absence de faille sur la sismique n'implique pas forcément l'absence de déformation localisée.

Trois orientations préférentielles de fractures ont été observées en Baie de Quiberon (façade atlantique) :

– entre le plateau de la Recherche et la côte de la Presqu'île de Rhuys, le chenal, visible en bathymétrie, souligne la présence d'un bassin d'orientation générale ENE-WSW. Sur la base des profils sismiques, ce bassin est limité au Nord comme au Sud par une succession de failles à rejet apparent normal, d'orientation ENE-WSW. Au pied de ces accidents, des dépôts tertiaires ont été conservés sous une épaisse formation supposée Quaternaire. Ce bassin se serait formé durant l'ouverture du Golfe de Gascogne et/ou la phase compressive pyrénéenne. L'orientation ENE-WSW est une des orientations varisques principales du Plateau Sud Bretagne ;

– les dépôts du Lutétien-Bartonien au Nord du plateau de la Recherche sont affectés par un léger plissement et des failles orientées NNE-SSW. Ces déformations auraient été induites lors de la phase de compression pyrénéenne. L'orientation NNE-SSW est une des orientations principales observées dans la Baie de la Vilaine ;

– à l'extrémité de la feuille, des bassins comportant des reliques de Tertiaire ont été observés. De très petites dimensions, ils seraient limités par des accidents d'orientation NW-SE, orientation principalement observée dans la Baie de Quiberon.

La Baie de la Vilaine et le bassin de la Recherche se sont développés dans les assises cristallophylliennes. Pour la plupart des auteurs (Bouysse *et al.*, 1968 ; Vanney, 1968 ; Vanney *et al.*, 1972), le creusement de la baie serait le résultat de l'intervention de l'érosion différentielle sur un relief préalablement déformé. Toutes les assises micaschisteuses formant le littoral sont fortement altérées (localement sous forme argileuse, comme les micaschistes de Pénestin ; Van Vliet-Lanoe *et al.*, 2009).

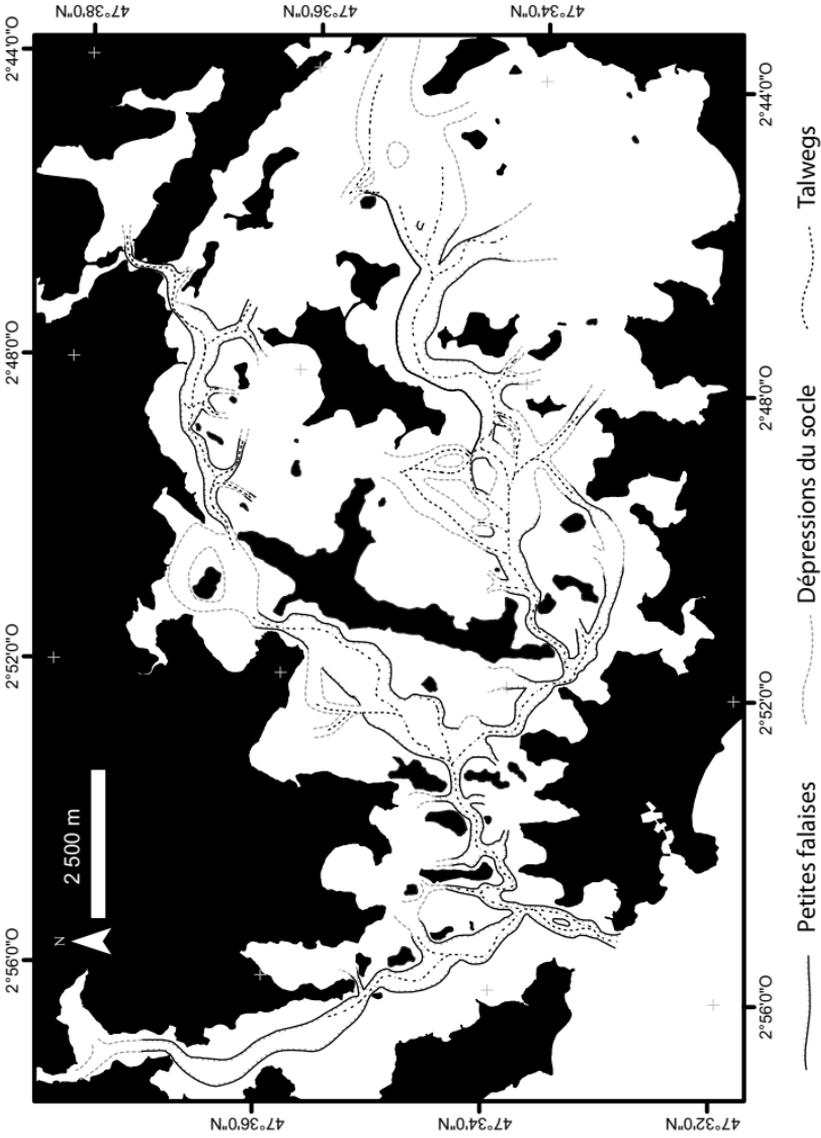


Fig. 27 - Carte des paléovallées et tracé des talwegs supposés dans le Golfe du Morbihan, au droit des principales rivières actuelles (Auray, Vincin et Noyal) ; modifiée d'après Menier *et al.*, 2011)

## **Cartographie des talwegs et des paléovallées**

Toutes les vallées terrestres de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys se prolongent en mer (ann. 1 ; Proust *et al.*, 2001). Le système de paléovallées comprend des chenaux récents et des chenaux fossilisés, comblés par les sédiments récents. Le réseau du système fossile de la Vilaine présente, en Baie de Quiberon, deux axes principaux :

- un réseau étroit et relativement rectiligne, orienté ENE-WSW, passant au Nord du plateau de la Recherche pour rejoindre le système complexe fossile de la Baie de Quiberon (ann. 1). Cet ensemble se réduit à une vallée unique et profonde au passage de la Teignouse, avant de disparaître au NW de Belle-Île entre les isobathes 60 et 70 m ;
- un réseau méridional plus large, plus profond, plus complexe, orienté globalement NE-SW, incisant le substratum tertiaire de la Baie de la Vilaine. Ce système passe entre Houat et le plateau du Four pour s’atténuer au Sud de Belle-Île vers 60 m de profondeur d’eau.

Toutes les dépressions de socle liées au réseau de paléovallées sont comblées par un remplissage sédimentaire meuble, à l’exception du goulet de la Teignouse (fig. 24, hors texte et ann. 3). Dans le secteur de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, l’épaisseur de sédiments quaternaires est inférieure à 30 m à l’axe des paléovallées, contre 50 m au centre de la Baie de la Vilaine (ann. 1).

Les nouvelles données de sismique très haute résolution (THR) acquises en 2002 permettent de mieux contraindre la cartographie et la morphologie des vallées incisées ainsi que la stratigraphie de leurs remplissages sédimentaires dans le Golfe du Morbihan (Menier, 2004 ; Perez-Belmonte, 2008). Les vallées sont orientées selon les principaux axes structuraux et lithologiques. Elles ceinturent et contournent les deux principales îles du Golfe, à savoir l’Île-aux-Moines et l’Île d’Arz (fig. 27). Les vallées, plus étroites que celles connues au large (Menier *et al.*, 2006, 2010) présentent des variations de largeur comprises entre 100 et 1 000 m. En section transversale, elles présentent plusieurs morphologies, vallées en V à fond arrondi, vallées à fond plat et rebords abrupts, vallées à terrasses étagées. La reconstitution des profils longitudinaux laisse apparaître également des perturbations importantes caractérisées par la présence de seuils topographiques. Ces derniers sont majoritairement à associer : soit à la réactivation des principales fractures varisques, soit aux contrastes lithologiques, soit encore à une combinaison de ces deux facteurs (Menier, 2004, Menier *et al.*, 2006).

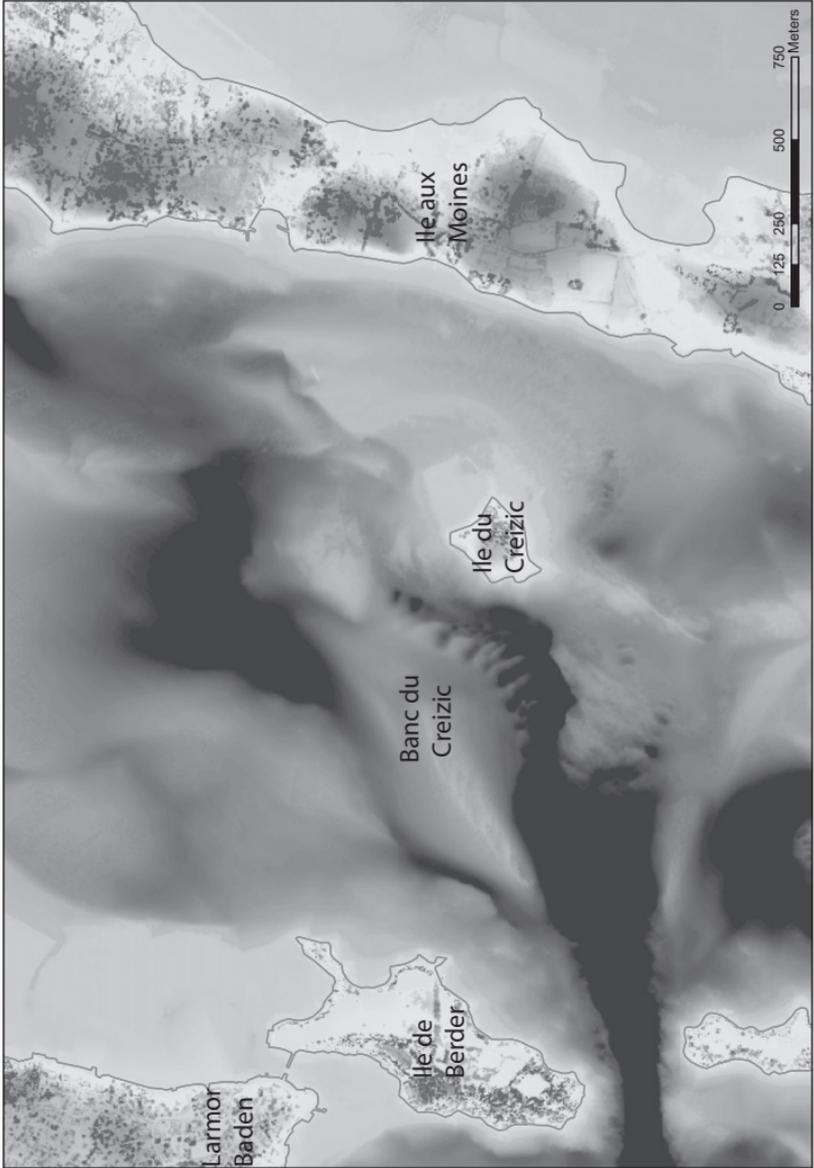


Fig. 28 - Modèle Numérique de Terrain du Banc du Creizic

## **Autres éléments cartographiés (Golfe du Morbihan)**

À l'aide du MNT réalisé à partir des données Lidar et des données géophysiques, il a été possible de réaliser une cartographie des principaux corps morphologiques (mégarides, bancs, sur les bordures ou dans l'axe des principaux chenaux ainsi que quelques caractéristiques géométriques des corps sédimentaires (fig. 28).

Dans les zones ayant permis une accumulation sédimentaire importante (jusqu'à 11 m d'épaisseur ; Perez-Belmonte, 2008), ont été distinguées les crêtes de corps sédimentaires et les zones à mégarides actives (fig. 28). Par exemple, entre l'anse de Kerdelan et l'Île-aux-Moines, plusieurs bancs sableux coquilliers (maërl ; Thommen, 1977 ; 1980) qui étaient exploités dans le passé par dragage sont individualisés et présentent des champs de mégarides (fig. 28). Ces mégarides, de type barkhanoïde, sont des dunes hydrauliques asymétriques en forme de croissant, développées avec de faibles quantités de sédiments lors d'un transport unidirectionnel (Reading, 1996).

À l'opposé, certaines zones, parfois en association assez fine avec les précédentes, sont actuellement soumises à l'érosion sous-marine. Ces zones, où une certaine épaisseur sédimentaire est préservée, ont été répertoriées et cartographiées. Elles sont, en particulier caractérisées par des terminaisons de réflecteurs sismiques en toplap. La répartition de ces zones en érosion suit deux grands chenaux où se concentrent les courants de marée, de part et d'autre de l'ensemble Île-aux-Moines – Île d'Arz. Le long de ces chenaux, il a été également possible de cartographier les zones dépourvues de couverture sédimentaire, présentant, de fait, des affleurements sous-marins de roche du socle.

Par ailleurs, les zones acoustiques sourdes ont été cartographiées sur la façade atlantique. Ces zones, riches en gaz, s'organisent au sein du remplissage sédimentaire quaternaire comblant les paléovallées (fig. 21). L'exemple le plus caractéristique est celui de la paléovallée de la Vilaine à l'Est de la carte qu'il est possible de mettre en évidence grâce à un niveau de gaz assez continu.

## **CONDITIONS DE FORMATION ET ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

La feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys est, outre son fin plaquage de formations sédimentaires, une carte de socle dont la structuration est principalement héritée de l'orogénèse varisque *s.l.*. À ce titre, il convient ici de rappeler que les domaines limités par le Cisaillement Sud Armoricaïn, ont subi des histoires tectonométamorphiques contrastées. Dans le secteur de la feuille, la déformation du domaine situé au Nord du CSA, faible en général, est

caractérisée par un style structural illustré par une série de plis à grande longueur d'onde, dont seuls quelques grands synclinaux sont préservés (*e.g.* la terminaison périclinale de Béganne ; feuille Questembert ; Plaine *et al.*, 1984). Cette déformation supracrustale ne porte de traces de métamorphisme qu'à l'approche des grands massifs leucogranitiques, comme celui de Questembert ; de même, les traces de déformations ductiles importantes sont-elles intimement associées au CSA. Le Domaine Sud Armoricaïn montre au contraire une déformation totale souvent complexe, résultant d'une succession d'évènements dont une partie importante a été acquise dans des conditions ductiles. Les traces de métamorphisme y sont contrastées, parfois même au sein même d'une même unité. Les sauts de conditions Pression-Température d'une unité à l'autre impliquent des quantités de mouvement importantes sur les accidents majeurs qui les séparent ; les unités structurellement les plus hautes indiquant une rééquilibration initiale dans conditions éclogitiques comme sur l'Île Dumet (*e.g.* Smith *et al.*, 1999) ou sur l'île de Groix (Bosse *et al.*, 2002). Malgré ces difficultés et ces différences, il est néanmoins possible de reconnaître une succession de stades dont la signification de certains peut avoir des répercussions d'échelle régionale, voire géodynamique.

### HISTOIRE ANTÉ-VARISQUE

Très peu de traces d'évènements « anté-varisques », au sens le plus large, sont reconnues sur la feuille, principalement du fait de l'intensité des évènements tectonométamorphiques varisques *s.l.* Seuls des corps orthodérivés d'importance cartographique apparaissent-ils des témoins magmatiques anté-varisques ; leur cartographie ayant révélé d'une part leur caractère intrusif dans la série, et leur antécédence par rapport aux phases varisques (*i.e.* Audren, 1986). La bande d'orthogneiss principale (Arradon-Roguedas) a fourni un âge Rb/Sr sur roche totale à  $463 \pm 17$  Ma (Peucat, 1983), confirmé plus récemment par la datation (méthode U/Pb sur zircon) d'un des corps orthodérivés de la Presqu'île de Rhuys ( $466 \pm 6$  Ma, fig. 5 ; Melleton, 2008). L'orthogneiss de l'Île Dumet, intrusif dans la série des micaschistes de la Vilaine, pourrait également être un témoin plutonique de cet épisode (fig. 17) ; une datation de ce métagranite est en cours. Il montrerait de ce fait qu'une grande partie des unités tectoniques impliquées dans l'édifice Sud Armoricaïn partagent une histoire anté-varisque commune. De même, d'abondants produits volcaniques, resédimentés ou pas, sont reconnus, en particulier dans l'unité des micaschistes de Belle-Île (Audren, 1986). Ces manifestations magmatiques sont les témoins d'une phase majeure de rifting à l'Ordovicien Inférieur à Moyen reconnus sur l'ensemble de la chaîne (*i.e.* Ballèvre *et al.*, 2009). D'autre part, cette phase de magmatisme fixe un âge maximal pour les séries principalement paradérivées des différentes unités. Ainsi apparaissent-elles antérieures à l'Ordovicien Moyen.

## ÉVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE PRÉCOCE (ÉO-VARISQUE)

Les stades les plus précoces dans l'évolution de la chaîne sont connus de manière fragmentaire, à l'image des roches métamorphiques de cette phase, reconnues sous forme relictuelle, enclavées sous forme de boudins dans les roches du faciès des amphibolites (*i.e.* amphibolites ou migmatites). Les conditions de métamorphisme ont été évaluées à 18-20 kb pour 650-750 °C, tant pour le Massif central que le Massif armoricain (Lardeaux *et al.*, 2001, Godard *et al.*, 2001). Les données radiométriques disponibles placent cet épisode entre 420 et 400 Ma (Paquette *et al.*, 1985 ; Paquette, 1987 ; Pin et Peucat, 1986) correspondant à la phase D0 (Faure *et al.*, 1997). L'évènement D1, caractérisé régionalement par une linéation NE-SW associée à un cisaillement du haut vers le Sud-Ouest, est synchrone de conditions métamorphiques du faciès des amphibolites avec une anatexie généralisée encaissant les reliques de HP (*i.e.* D0). Cet évènement de MP/MT à HT est reconnu dans le Massif central comme dans le Sud du Massif armoricain et son âge est fixé sans ambiguïté vers 380 Ma (Faure *et al.*, 1997 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Faure *et al.*, 2008). Cependant, des roches équilibrées dans le faciès des éclogites ont fourni des âges à  $362 \pm 25$  Ma (*i.e.* isochrone Sm-Nd ; Bosse *et al.*, 2005) et  $358 \pm 6$  Ma (U/Pb sur zircon recalculé ; Paquette, 1987 cité dans Bosse *et al.*, 2005), interprétés comme l'âge du métamorphisme de HP.

L'évènement « éovarisque », tel qu'il vient d'être défini à la lumière des travaux les plus récents, n'est pas clairement enregistré et très mal préservé dans les roches de la feuille. Cependant les reliques éclogitiques préservées dans les boudins de roches basiques de l'Île Dumet pourraient être, en l'absence de contraintes radiochronologiques, rapprochées des roches de HP « éovarisques », même si elles sont d'avantage rattachées aux schistes bleus et aux éclogites de l'Île de Groix (Smith *et al.*, 1999). Des échantillons de granite de Carnac ont fourni des âges 380-365 Ma (U-Th/Pb sur monazite ; Turrillot *et al.*, 2009) interprétés comme des reliques de la source de ce magma. Il est toutefois surprenant dans ce cas de ne trouver de reliques dévoniennes que dans ce granite tardif dans l'histoire varisque.

### ÉVOLUTION VARISQUE (*s.l.*)

#### **Structuration et métamorphisme du Domaine Ligérien du nord**

Sur le territoire de la feuille de Vannes-Saint-Gildas-de-Rhuys, les formations varisques du Domaine Ligérien du nord sont limitées presque exclusivement au massif granitique de Questembert. Seuls de petits lambeaux de micaschistes néoprotérozoïques (Briovérien) affleurent entre les lobes de ce massif et ne subsistent parfois qu'à l'état de panneaux d'encaissant. Ainsi, toute l'histoire

tectonométamorphique enregistrée par ailleurs par les séries néoprotozoïques et paléozoïques est-elle ici effacée par les effets thermiques (*i.e.* métamorphisme de contact) et la déformation localement très intense à l'approche du CSA. De ce fait, les seules associations minérales présentes, tributaires à la fois des conditions Pression-Température mais également de la composition chimique, assez variable dans ces métasédiments, sont constituées de staurotide, grenat ou de biotite et d'andalousite. Ces minéraux sont nettement postérieurs à la schistosité de plan axial des plis droits (Le Corre *et al.*, 1991) ; ces rapports étant particulièrement bien illustrés dans les formations paléozoïques des cartes situées plus au Nord et à l'Est (feuilles Malestroit ou Questembert ; Plaine *et al.*, 1987 ; Plaine *et al.*, 1984). Cette schistosité est souvent difficile à mettre en évidence à l'approche du CSA. En revanche, une grande partie de ces minéraux est antérieure au développement de la foliation mylonitique et liée au fonctionnement du CSA. Sur quelques échantillons présentant une déformation moins importante, ces minéraux, en particulier les cristaux de staurotide, montrent une cristallisation syn-cinématique illustrant vraisemblablement les stades précoces de cisaillement sur le CSA lors de la mise en place du massif de Questembert ; laquelle est fixée à  $318 \pm 6$  Ma (fig. 19 ; Turrillot, 2010). Ces exemples sont rares et plus généralement, les phases syn-cinématiques, en particulier celles qui cristallisent au sein des zones les plus déformées (dans les bandes de cisaillement par exemple), sont des phyllosilicates du faciès des schistes verts, accompagnés de blastes d'albite et de baguettes de tourmaline.

## Évolution du Domaine Sud Armoricaïn

Un métamorphisme de HP dans le faciès des schistes bleus et des éclogites a été décrit de longue date sur l'Île de Groix et dans les terres (*i.e.* Bois de Céné ; Guiraud *et al.*, 1987). Sur l'Île de Groix, les conditions du métamorphisme maximales sont de l'ordre 16-18 kb pour 500-550 °C (Bosse *et al.*, 2000), voire 18-20 kbar pour 650 °C (Ballèvre *et al.*, 2003). L'âge de cet épisode de HP est fixé vers 370-360 Ma (Ar/Ar sur phengite ; Bosse *et al.*, 2005 ; Le Hébel, 2002). L'exhumation précoce de ces roches est quant à elle datée à environ 355-345 Ma (Ar/Ar sur phengite ; Bosse *et al.*, 2005). Un épisode tectonométamorphique responsable de la cristallisation de monazite affectant l'unité des micaschistes de la Vilaine a également été daté vers 370 Ma suggérant une évolution en partie commune ; le contexte P-T étant, en revanche, assez différent avec un gradient ici barrovien. De même, la forte rétro-morphose dans le faciès des amphibolites et des schistes verts est contrainte vers 340-335 Ma (Augier *et al.*, en prép.). L'autre trait commun de ces unités est leur fort aplatissement qui apparaît synchrone de la formation d'une foliation S2 portant les minéraux rétro-morphiques (fig. 15). Cette fabrique majeure, subhorizontale porte une linéation NW-SE (Cannat et Bouchez, 1986 ; Vauchez *et al.*, 1987 ; Gapais *et al.*, 1993 ; Burg *et al.*, 1994). La déformation totale de ces roches reflète donc principalement les processus d'exhumation. Les traces d'une véritable phase de

HP sont rares et relativement peu spectaculaires sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys. Du fait de son importance, il est en revanche possible de reconnaître une partie de l'évolution rétro-morphique varisque, en particulier les stades les plus tardifs.

### **Unité des micaschistes de Belle-Île**

Cette unité a une extension réduite sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys. Principalement constituée de micaschistes plus ou moins graphiteux, cette série contient également des niveaux interstratifiés de métarhyolites (*i.e.* porphyroïdes). Elle représenterait donc un ensemble volcano-sédimentaire (Le Hébel *et al.*, 2000, 2007) plutôt distal par rapport aux autres localités « type » de l'unité que sont les affleurements de Belle-Île ou de Vendée (*i.e.* secteur de Brétignolles-sur-Mer). Elle ne dispose également pas d'affleurements suffisamment frais et nombreux ayant pu permettre une étude pétrographique poussée et représentative. Son évolution métamorphique reste donc encore largement méconnue. Il apparaît néanmoins que l'assemblage minéralogique le plus commun appartient au faciès des schistes verts avec :

– quartz + phengite 1 + chlorite 1 ± biotite verte.

Ces minéraux sont assez finement associés à la foliation S1 encore reconnaissable dans une grande partie de l'unité. La foliation S2, subhorizontale, est caractérisée par des associations assez similaires à celles de la foliation S1 :

– quartz + phengite 2 + chlorite 2 ± albite.

Cette foliation est marquée par la néocristallisation de phengites 2, plus petites et texturalement différentes des phengites 1. La biotite verte est déstabilisée en chlorite 2 alors que l'albite, en petits poéciloblastes présente souvent des cristallisations syn-cinématiques ou plus rarement post-cinématiques. Enfin, cette unité en contact direct avec l'unité inférieure, est impliquée dans la zone de cisaillement de Sarzeau (ZCES) où elle est mylonitisée sur une épaisseur hectométrique. L'absence de minéraux index doit cependant être relativisée, dans la mesure où des études thermobarométriques récentes menées sur les roches de la même unité (à Belle-Île ou dans les porphyroïdes de Vendée) ont démontré que ces roches avaient été enfouies le long d'un gradient de HP-BT jusqu'à des conditions de métamorphisme de l'ordre de 7-9 kbar pour 350-400°C (Le Hébel, 2002b).

### **Unité des micaschistes de la Vilaine**

L'unité des micaschistes de la Vilaine est constituée principalement de métasédiments dont une grande partie est formée par des micaschistes albitiques. Quelques niveaux de quartzites séricitiques ou graphiteux semblent indiquer des



changements intervenus dans la sédimentation. Par ailleurs, quelques niveaux de métabasites fortement rétro-morphosées (*i.e.* prasinites) sont intercalés dans la partie basale de la série et prennent un développement plus important vers l'Est (fig. 15 ; feuille de la Roche-Bernard ; Audren *et al.*, 1975). Ces roches, vraisemblablement d'origine filonienne (Audren, 1987) n'ont jamais fait l'objet d'étude spécifique. L'évolution métamorphique de l'unité des micaschistes de la Vilaine a en revanche été la cible de nombreuses études pétrographiques (Audren, 1986, 1987 ; Audren et Triboulet, 1993 ; Triboulet et Audren, 1988 ; Johnson et Brown, 2004) ; la description qui suit en est largement inspirée. En revanche, l'essentiel du volume de roche de l'unité, dont les affleurements sont souvent de qualité modeste, n'a pas gardé de traces significatives de cette évolution, en grande partie à cause d'une rétro-morphose quasi-totale des paragenèses de plus haut grade et surtout de plus haute pression. Ainsi, les affleurements de l'estuaire de la Vilaine, spectaculaires pour la plupart, sont des reliques dont les autres exemples sont rares dans le reste de l'unité. Les roches qui affleurent depuis la pointe de Kervoyal jusque dans le secteur du Moustoir (feuille La Roche-Bernard, Audren *et al.*, 1975) comprennent principalement des métapélites à grain fin à moyen (graphitiques ou pas) affectés d'une forte foliation subhorizontale ; certaines d'entre-elles contenant les trois polymorphes des silicates d'alumine ( $Al_2SiO_5$ ). Les assemblages minéraux à plus basse variance contiennent :

– biotite + grenat + staurotide + sillimanite (après le disthène ?) + andalousite + phengite + quartz.

Une première association relictuelle (M1) à biotite + grenat + (disthène en reliques) est portée par une foliation S1 dénotant un enfouissement important le long d'un gradient de MP-MT (fig. 29a).

Une association (M2) à biotite + grenat + staurotide + sillimanite indique ensuite un réchauffement limité pendant le développement d'une foliation S2 ; le disthène étant transformé en grande partie en sillimanite. La foliation S2, qui est la fabrique principale dans quasiment toute l'unité, semble s'amplifier durant la déstabilisation d'une grande partie des minéraux plus précoces et apparaît donc comme synchrone d'une part importante de la rétro-morphose. La sillimanite est transformée en andalousite, blindant la staurotide avant de se déstabiliser à son tour en phengite. De grandes quantités d'albite en gros porphyroblastes apparaissent enfin de façon syn- à post-cinématique par rapport à la S2.

Les conditions P-T subies par ces roches ont d'abord été calculées (Triboulet & Audren, 1988) grâce au géothermomètre grenat-biotite (échange Fe-Mg, dans les assemblages sans staurotide) et au géobaromètre grenat-alumino-silicate-quartz-plagioclase (GASP ; fig. 29a). Les résultats montrent que le pic de pression atteint vers 8-9 kbar et 580 °C dans le champ de stabilité du disthène a précédé le pic de température vers 7 kbar et 640 °C, en accord avec la présence d'assemblage de haute température à sillimanite. Le développement rétrograde

de la staurotide et de son remplacement par de l'andalousite puis de la phengite impose une phase de décompression jusqu'à des conditions proches de 4 kbar et 540 °C (fig. 29a).

Ces résultats ont été corroborés par les calculs réalisés sur les assemblages des niveaux basiques (amphibolites) incluant (Triboulet et Audren, 1988 ; Audren et Triboulet, 1993 ; Audren *et al.*, 1993) :

- actinote verte (cœur) + épidote ;
- Mg-hornblende (bordure) + épidote ;
- Mg-hornblende bleu-vert + plagioclase calcique + rutile.

Par ailleurs, une étude géothermométrique sur la matière graphiteuse (Augier *et al.*, en prép.) montre un gradient est-ouest de température au pic thermique. Alors que les températures maximales subies par cette l'unité sont de l'ordre de 620-650 °C aux confins est de la feuille, elles diminuent rapidement sous 600 °C vers l'Ouest pour n'atteindre que 500 °C dans la région de Sarzeau ou de Saint-Gildas-de-Rhuys. Ces conditions de températures maximales, montrant un net gradient, ne sont pas compatibles avec celles qui ont été obtenues par la pétrologie conventionnelle pour les échantillons situés les plus à l'Est de la feuille (Audren, 1987 ; Audren et Triboulet, 1993 ; Triboulet et Audren, 1988). Ces températures sont en revanche bien inférieures à celles qui ont été proposées plus récemment (*i.e.* 730°C ; Johnson et Brown, 2004 ; fig. 29a).

La cartographie de la zone à staurotide correspond vraisemblablement à l'isograde d'apparition de la staurotide, plus qu'à un contrôle chimique du protolithe ou à une préservation locale. Le levé de la feuille a en outre, permis d'identifier une zone à biotite secondaire, interprétée comme le résultat d'un chemin rétrograde vraisemblablement plus chaud que dans le reste de l'unité. L'évolution tectonométamorphique de l'unité n'a jusqu'à maintenant pas fait l'objet d'études radiochronologiques poussées et la signification des âges (U-Th/Pb sur monazite) est encore relativement incertaine. L'épisode M1 affectant l'unité des micaschistes de la Vilaine est donc évalué vers 370 Ma (U-Th/Pb sur monazite ; Augier *et al.*, en prép. ; fig. 5). La rétro-morphose dans le faciès des amphibolites (*i.e.* phase M2) pourrait se situer vers 340-335 Ma (U-Th/Pb sur monazite ; Augier *et al.*, en prép. ; fig. 18) ; âges en contradiction avec les datations Ar/Ar sur hornblende issues de protolithes basiques (Brown et Dallmeyer, 1996) qui ont fourni des âges entre 306 et 304 Ma. Il est vraisemblable que ces âges reflètent d'avantage les recristallisations induites par la déformation forte subie par ces roches à l'approche de la ZCES (fig. 15).

## Migmatites du Golfe du Morbihan (*s.l.*) et leurs produits

Les migmatites du Golfe du Morbihan (*s.l.*) sont formées en grande partie de métasédiments contenant de fines intercalations de roches basiques (Brown, 1983 ; Jones & Brown, 1990 ; Audren & Triboulet, 1993) dont le chimisme initial contrôle visiblement des comportements différents face à la fusion partielle (fig. 30). Historiquement, l'âge Ordovicien ( $463 \pm 17$  Ma ; Peucat *et al.*, 1978) obtenu sur un massif d'affinité orthodérivées intrusif (*i.e.* orthogneiss d'Arradon-Roguedas) dans cette série posa les premières contraintes temporelles à la fois sur l'âge de la série, ainsi que sur l'âge de l'anatexie. Cet épisode de fusion partielle fut ensuite fixé par une série d'âges dévoniens ( $384 \pm 10$  Ma et  $372 \pm 24$  Ma, U/Pb sur population de zircons; Peucat, 1983 et  $376 \pm 19$  Ma, isochrone Rb/Sr ; Vidal *et al.*, 1980) obtenus sur les granites d'anatexie qui en sont issus (*i.e.* massif de Sainte-Anne-d'Auray). D'autres contraintes, discordantes, plaçaient le refroidissement de ces migmatites, par l'utilisation de nombreux couples isotopiques entre 310 et 290 Ma (Gapais *et al.*, 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996) ; ces âges imposant d'une part la permanence de températures supérieures au blocage ( $650-750$  °C !) pendant 60 Ma et d'autre part un refroidissement final extrêmement rapide (Gapais *et al.* 1993).

Des contraintes plus récentes (Turrillot, 2010 ; Turrillot *et al.*, 2009, 2011a) révèlent des âges de 320 Ma environ pour l'anatexie dans les migmatites du Golfe, ce qui semble être confirmé par les âges de mise en place du granite d'anatexie qui en émane (*i.e.* granite de Sainte-Anne-d'Auray ; fig. 9).

L'évolution métamorphique des migmatites a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques (Brown, 1983 ; Audren, 1987 ; Jones & Brown, 1990, 1990 ; Audren et Triboulet, 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996 ; Johnson et Brown, 2004 ; fig. 29b).

La majeure partie des migmatites du Golfe du Morbihan est constituée de métatexites stromatiques accompagnées de rares diatexites plutôt concentrées à l'approche de corps de granite d'anatexie (Le Métour, 1976 ; Audren, 1987 ; Jones & Brown, 1990). De nombreux niveaux de restites peralumineuses, dont la minéralogie la plus habituelle se limite souvent à l'association biotite-sillimanite, peuvent localement renfermer des associations plus complètes à cordiérite ou à cordiérite-grenat (Jones & Brown, 1990). Ces niveaux, les plus étudiés, préservent de façon métastable la succession paragénétique la plus complète, reflétant une part importante de l'évolution métamorphique subie par les migmatites (Jones & Brown, 1990 ; Johnson et Brown, 2004).

L'identification de deux assemblages successifs a d'abord été proposée (Le Métour, 1976) :

– biotite + grenat + disthène + plagioclase  $\pm$  quartz (M1) ;

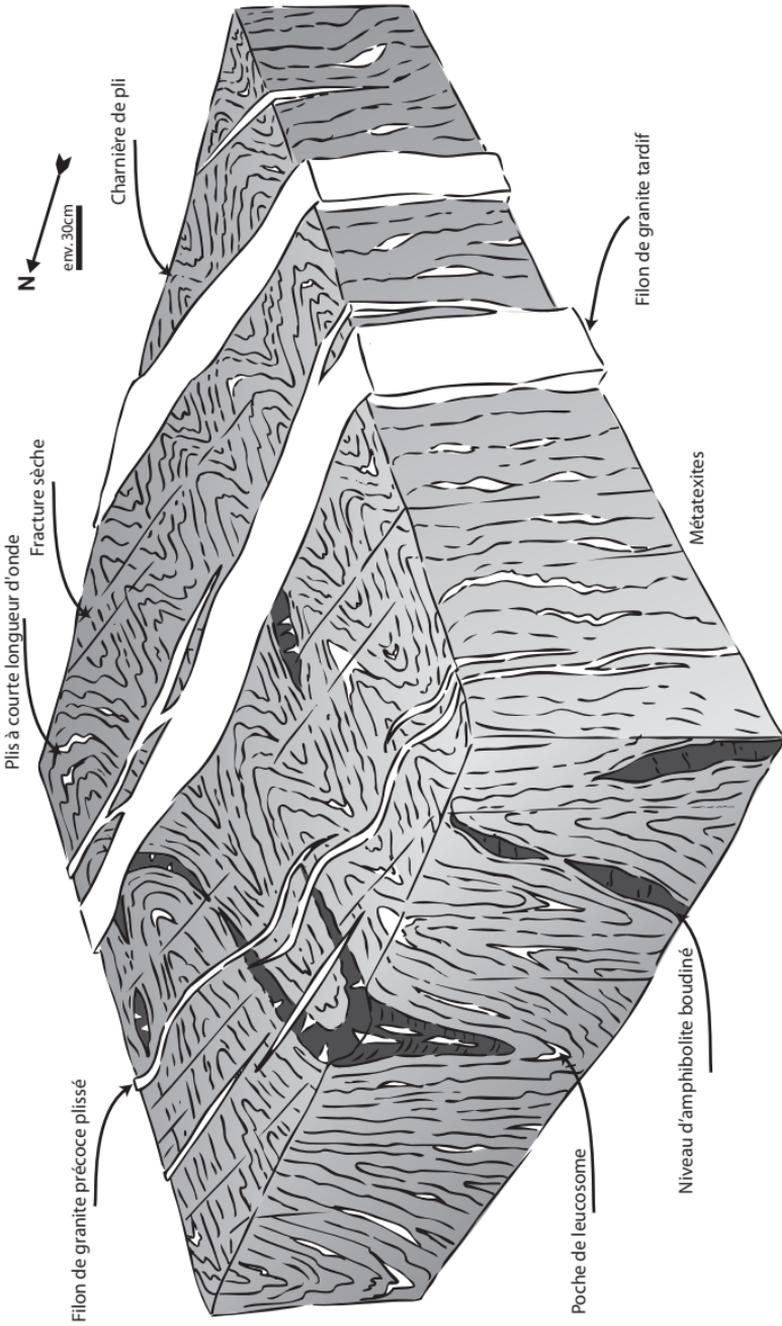


Fig. 30 - Représentation synthétique en trois dimensions des relations entre les niveaux protolithes des migmatites du Golfe du Morbihan et les produits de fusion qu'ils soient précoces et tardifs (type granite de Carnac ; lat. : 47°32'44.76"N ; long : 2°54'58.3 8"O) (Augier et al., en préparation)

– biotite + cordiérite + sillimanite + orthose + quartz  $\pm$  hercynite (M2).

L'estimation des conditions thermodynamiques qui en découlent place un pic de pression vers  $10 \pm 1$  kbar pour  $730 \pm 50$  °C, suivi d'une forte diminution de pression de l'ordre de 5 kbar vers des conditions de  $5 \pm 0,5$  kbar pour  $720 \pm 50$  °C (Brown, 1983 ; fig. 29b).

L'avènement et l'affinement des méthodes thermobarométriques a ensuite permis de mieux contraindre l'évolution P-T, permettant de calculer par exemple des pseudo-sections pour une composition précise de roche (THERMOCALC ; Powell & Holland, 1994 ; système MnNCKFMASH). De nouvelles observations texturales cruciales pour tracer précisément l'évolution P-T de la roche (Johnson et Brown, 2004) sont ici résumées ainsi que ce qu'elles apportent en termes de contraintes sur le cheminement P-T (fig. 29b).

Les porphyroblastes de grenats, dépassant 1cm de diamètre, contiennent des cœurs riches en inclusions et, pour les moins rétro-morphosés, des bordures qui en sont presque dépourvues. Dans le détail, les cœurs sont subdivisés en une partie interne, caractérisée par l'association disthène + ilménite + quartz, et une partie externe contenant l'association staurotide + rutile + disthène ou sillimanite. La modélisation thermobarométrique réalisée propose donc une décompression après un premier pic de pression depuis des conditions de 9 kbar pour 630 °C jusqu'à vers 6 kbar pour 600 °C. Par ailleurs, le grenat montre le remplacement de l'association biotite + sillimanite par l'association plagioclase + quartz suggérant une réaction rétrograde faisant intervenir un liquide ; la préservation même du grenat étant cohérente avec un départ de liquide (*e.g.* Powell et Downes, 1990). Ces leucosomes permettent, en outre, de montrer du plagioclase zoné, interprété comme « magmatique », contenant au cœur des inclusions de disthène, suggérant que le disthène était le polymorphe des aluminosilicates stable lors de l'initiation de la fusion partielle. Le pic de conditions métamorphiques est fixé à 9 kbar pour 750-800 °C. Texturalement, ces grenats sont partiellement déstabilisés et blindés par de gros cristaux de cordiérite, eux-mêmes partiellement remplacés par un assemblage à biotite + sillimanite  $\pm$  spinelle ; réactions compatibles avec une décompression accompagnée d'un refroidissement significatif jusque vers 4 kbar pour 700-750 °C. De plus, dans une grande majorité des niveaux, le leucosome est caractérisé par de petits grenats automorphes à subautomorphes, ainsi que la présence de cordiérite subautomorphe impliquant un second épisode de fusion partielle. Pour plus de précisions, le lecteur est renvoyé vers les travaux de références (Johnson et Brown, 2004). Cette rétro-morphose partielle des migmatites, concomitante de leur refroidissement, est par ailleurs bien datée entre 310 et 300 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996 ; Turrillot *et al.*, 2011a).

Les produits de cette fusion partielle, sont, en premier lieu les poches de leucosome qu'il est aisé de rencontrer sur un grand nombre d'affleurements, en

particulier, au bord du Golfe du Morbihan (fig. 30). Il arrive cependant fréquemment que ces poches prennent des développements importants et puissent ainsi être cartographiés. Ce changement d'échelle introduit le problème de la migration et de l'accumulation de liquides granitiques. Il est ainsi difficile de démontrer que ces corps se sont formés avec le mobilisat « local » et non des liquides libérés plus bas structurellement. Ainsi, même si le massif principal (Granite de Sainte-Anne-d'Auray) semble être génétiquement lié à l'anatexie des migmatites du Golfe du Morbihan, de nombreux auteurs ont fait remarquer que sa bordure sud, diffuse et contournée, n'était pas pleinement concordante avec la structure des migmatites (e.g. Le Métour, 1976 ; Audren, 1987 ; Carron *et al.*, 1994 ; Turrillot, 2010). En toute rigueur, ce massif est donc « déplacé », même si il est traditionnellement classé dans les granites à bord diffus (Carron *et al.*, 1994). Les datations récentes, dont les barres d'erreur sont assez faibles ne peuvent d'ailleurs résoudre, et de loin, des différences d'âge aussi réduites (Turrillot, 2010).

Le cas du massif de Carnac est également très intéressant. Sur le terrain (fig. 10 et 11) comme à l'échelle de la carte, il recoupe clairement et souvent à angle droit, la structure des migmatites et des corps de granite précédemment cités (fig. 33a). Les épontes de ses filons sont extrêmement nettes et renvoient l'impression que leur encaissant est fracturé (fig. 11). Une récente étude gravimétrique (Turrillot *et al.*, 2011b) a montré qu'au premier ordre ce massif montre un approfondissement général vers l'Ouest (fig. 33b) et que la structure pouvait se résumer à une succession de zones d'alimentation perpendiculaires à l'étirement régional (fig. 33b). Malgré la mise en œuvre de méthodes de datation récentes, il n'est pas possible de distinguer les âges obtenus pour la mise en place du granite de Carnac par rapport à ceux du granite de Sainte-Anne-d'Auray qu'il recoupe ; respectivement  $316 \pm 3$  Ma et  $320 \pm 6$  Ma (Turrillot *et al.*, 2009 ; Turrillot, 2010).

### DÉFORMATIONS TARDI-VARISQUES

La déformation tardi-varisque, au sens des travaux antérieurs (Gapais *et al.*, 1993 ; Cagnard *et al.*, 2004 ; Turrillot *et al.*, 2009) correspond aux stades de désépaississement de la croûte varisque préalablement épaissie pendant les phases de subduction et de collision. Cet épisode durant lequel la chaîne se déstabilise est caractérisé à la fois par de grandes zones de cisaillement extensives comme celle de Quiberon (ZCEQ sur la feuille d'Auray – Quiberon ; Gapais *et al.*, 1993 ; Le Métour *et al.*, en prép.) ou de Sarzeau (ZCES ; Turrillot *et al.*, 2009) suivant une phase majeure d'anatexie généralisée des unités tectoniques les plus profondes à l'origine du développement d'ensembles migmatitiques et de la mise en place de nombreux massifs granitiques. À l'opposé, le Domaine Ligérien, en position supracrustale, se comporte de manière globalement résistante et la déformation se concentre le long de failles

orientées WNW-ESE (Gumiaux, 2003). Le grade de métamorphisme, ainsi que le type de structures qui se développent, montrent que cette partie du Domaine Ligérien n'a pas été épaissie de manière significative durant cette phase (Le Corre *et al.*, 1991) et préserve des structures antérieures passivement recoupées tardivement par de grands volumes de leucogranite (*i.e.* massif de Questembert ; Plaine *et al.*, 1984). Ce contraste fort de comportement entre ces deux blocs se manifeste en particulier par la localisation de la déformation le long du CSA. Cet accident semble alors jouer un rôle majeur en tant qu'accident de transfert et permettant l'étalement gravitaire et le retour à l'équilibre du Domaine Sud Armoricaïn (Turrillot, 2010).

Au premier ordre, il semble que durant cette phase le Domaine Sud Armoricaïn s'étire parallèlement à la chaîne dans un mouvement guidé par le CSA (Gapais *et al.*, 1993 ; Turrillot, 2010 ; Turrillot *et al.*, 2011a). Un continuum de déformation extensive montre, de plus la persistance d'un étirement orienté à N120 depuis des stades précoces synchrones de la mise en place du massif de granite de Carnac, jusqu'à une déformation cassante (Turrillot *et al.*, 2011a). La localisation de la déformation sur la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES) s'inscrit également dans ce schéma comme un autre témoin de cet étirement crustal en contexte ductile (fig. 12). Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, le premier indice de cette déformation extensive correspond à la mise en place du pluton de Carnac et de son réseau filonien orienté à N20-30 indiquant un étirement N110-120 synchrone de l'injection du magma (voir fig. 10 et 11 ; Turrillot *et al.*, 2011b). Cette observation permet de fixer avec une grande précision l'initiation des mouvements extensifs tardi-orogéniques par la datation de la mise en place du massif granitique de Carnac vers 316 Ma (fig. 13 ; Turrillot *et al.*, 2009). Une grande partie de la déformation ductile se localise ensuite à la fois sur de grandes zones de cisaillement extensives à faible pendage ainsi que sur le CSA laissant de grands volumes de roches exempts de déformation lors de cette phase. Les contacts extensifs majeurs se localisent à l'interface entre les unités migmatitiques de l'unité inférieure et les micaschistes des unités supérieures, voire dans la partie basale de ces unités, et sont fréquemment jalonnés de massifs de granite datés du Carbonifère Supérieur (Gapais *et al.*, 1993 ; Turrillot *et al.*, 2009). L'étirement initié sous des conditions ductiles se prolonge sous des conditions plus froides, à la transition ductile-cassant, puis sous des conditions cassantes. L'âge du refroidissement du « bâti » dans les zones préservées d'une déformation ultérieure se situe vers 305 Ma (voir fig. 14, Turrillot *et al.*, 2011). L'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn est alors affecté par un réseau pénétratif de failles normales à fort pendage et de fentes de tension.

## STRUCTURES DUCTILES MAJEURES

### Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA)

L'accident majeur de la feuille est incontestablement le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) qui correspond à une zone de cisaillement orientée à N110-115 marquant la limite des Domaines Ligérien du nord et Sud Armoricaïn. Elle comprend dans le détail, deux zones d'inégales importances constituées en leur centre d'ultramylonites, diagnostic d'une grande intensité de déformation ductile.

La principale zone ultramylonitique, située au Nord, prend un développement dépassant parfois 500 m de large. Les roches impliquées, le massif de granite à deux micas de Questembert au Nord, et le massif de granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray au Sud, présentent de nets gradients de déformation opposés. On peut les apprécier sur le terrain, en passant de roches isotropes, exemptes de déformation dans les zones les plus éloignées du CSA, à des roches orientées, puis affectées de bandes de cisaillement de type C-S dont l'abondance est très nettement croissante avec la proximité du corps principal d'ultramylonites. Le long des gradients de déformation, les plans C et S, subverticaux, forment un angle diminuant depuis des valeurs proches de 40-45°, dans les zones les moins déformées, à 10°, voire moins, dans les corps d'ultramylonites (Berthé *et al.*, 1979 ; fig. 8). Dans ce cas, les plans C et S sont presque confondus et orientés à N115-120. L'orientation des plans de cisaillement par rapport au plan de foliation semble d'ailleurs indiquer qu'il s'agit de rapport C'-S puisque la foliation est la structure d'orientation constante régionalement parallèle au CSA (*i.e.* ~N115). Associée à cette déformation planaire, une linéation d'étirement horizontale ou faiblement pentée (souvent vers l'Est) est très souvent observable. Les nombreux critères cinématiques indiquent un sens de cisaillement dextre.

La déformation, principalement concentrée dans les corps d'ultramylonites et leur cortex, est également localisée le long des lanières de micaschistes néoprotozoïques en enclaves dans le granite de Questembert (*i.e.* panneaux parfois kilométriques), ainsi que le long des bordures des principaux massifs. En effet, ces corps micaschisteux dont l'orientation est initialement plutôt N80-90 absorbent une part significative de la déformation totale du fait de leur faiblesse rhéologique par rapport au granite lors du refroidissement général du bâti. Cette observation tend à montrer qu'une part importante de la déformation est post-solidus et relativise le caractère syn-cinématique de l'intrusion des leucogranites mis en place 20 Ma plus tôt.

La deuxième zone de cisaillement est subordonnée à la première ; elle correspond à une bande annexe du CSA (fig. 7). Elle est située à 2 km au Sud de la première et est encaissée dans le granite de Sainte-Anne-d'Auray. Parallèle à la précédente, elle est également marquée par une épaisse zone déformée, dont le cœur est occupé par un corps d'ultramylonites dont l'extension atteint environ

100-150 m de large. L'autre différence fondamentale réside dans le fait que ce corps est segmenté et dessine un système vaguement en échelon entre Saint-Avé et Lauzach. Le granite de Sainte-Anne-d'Auray est affecté par un double gradient de déformation dirigé vers le corps central d'ultramylonites. La fabrique principale de cette zone déformée est également de type C'-S dont les caractéristiques structurales sont voisines ; les critères cinématiques, associés à une foliation subverticale et une linéation subhorizontale, indiquent également un sens de cisaillement dextre (fig. 7).

Les valeurs de l'angle C'-S ainsi que l'orientation des plans C' et S dans l'espace ont été mesurés systématiquement lors du levé de la carte mais ne sont pas toutes reportées pour conserver une certaine lisibilité (voir aussi fig. 8). Dans le détail, à l'échelle d'une coupe parallèle au gradient de déformation, les affleurements montrent, outre une densité croissante de plans C', une diminution générale de l'angle C'-S depuis des valeurs d'environ 45° pour les zones les moins déformées jusqu'à des angles très faibles de l'ordre de 5 à 10° dans le corps d'ultramylonite dans lequel cet angle n'est parfois plus mesurable tant la foliation S est transposée et parallélisée aux plans C'. Ces mesures d'angle peuvent alors être utilisées comme un moyen de calculer des taux de cisaillement ; le lecteur est renvoyé vers les publications de références en la matière (Berthé *et al.*, 1979).

De récentes datations (Ar/Ar par ablation Laser) le long de ces gradients ont permis de fixer l'âge de la déformation (Augier *et al.*, 2010) sur des critères structuraux et chimiques des minéraux datés. L'âge des phengites néoformées dans les bandes de cisaillement des mylonites C'-S et dans les ultramylonites s'établit, de manière assez homogène, entre 302 et 298 Ma. En revanche, les datations obtenues sur les clastes de muscovite magmatique héritée ont fourni le long des gradients de déformation des âges compris entre 308 Ma pour les zones les moins déformées et 300-298 pour les clastes (*i.e.* mica-fishes) dans les ultramylonites.

### **Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES)**

La Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES, Turrillot *et al.*, 2009) est une zone de cisaillement ductile extensive au même titre que la zone de cisaillement de Quiberon (Gapais *et al.*, 1993). Cet accident, majeur, sépare les roches de haut-grade et granitiques de l'unité inférieure (les migmatites du Golfe du Morbihan principalement) des unités supérieures de métamorphisme de plus bas grade. En dépit d'affleurements discontinus et d'une trace cartographique complexe, il se suit assez aisément depuis la côte atlantique de la Baie de Quiberon dans le secteur de Kerpont, la région de Sarzeau au niveau de laquelle il s'oriente parallèlement au rivage est du Golfe du Morbihan jusque dans le secteur de Lezuis où il prend à nouveau une direction N120 jusque vers l'estuaire de la Vilaine, et au delà. Antérieurement, cet accident n'apparaissait

pas sur la carte à 1/80 000 de Quiberon (1<sup>ère</sup> édition, Barrois, 1890) et a été ensuite cartographiquement figuré par des failles verticales se recoupant à angle droit sur la carte à 1/50 000 de Quiberon – Belle-Île (Cogné, 1960). Ces deux failles de Saint-Armel – Saint-Colombier et de Sarzeau expliquaient ainsi l'effondrement relatif du compartiment des micaschistes par rapport à celui des migmatites. Plus récemment, le contour cartographique de cet accident a été précisé et est apparu beaucoup plus sinueux, dénotant des pendages systématiquement faibles (Audren, 1987) qui n'ont, en substance, pas été remis en question lors de ce travail. Sur le terrain, la zone de cisaillement de Sarzeau est caractérisée par une zone mylonitique faiblement pentée vers le Sud ou le Sud-Est dont l'épaisseur structurale approche parfois les 500 m. La déformation est parfois très intense et les roches, appartenant principalement à l'unité inférieure, sont fortement mylonitisées, atteignant très localement le stade d'ultramylonites (fig. 12). L'essentiel du corps déformé présente une fabrique mylonitique C-S particulièrement développée dans les filons de granite de Carnac. La foliation est faiblement pentée vers le Sud ou le Sud-Est avec des pendages ne dépassant que rarement 25°. La linéation d'étirement, souvent forte, apparaît avec des directions extrêmement constantes autour de N120. De nombreux critères de cisaillement, dont les plus communs sont les bandes de cisaillement, indiquent sans ambiguïté un cisaillement du haut vers le Sud-Est. Des bandes de cisaillement satellites d'épaisseur hectométrique s'observent également sous la ZCES comme dans le secteur du Ruaud alors localisées sur la bordure de mégafilons de granite de Carnac ; la cinématique étant compatible avec la zone principale. Le cortège des structures ductiles est complété par de nombreuses bandes de cisaillement d'importance plus modeste dont le nombre diminue très fortement en descendant dans la structure. De même que pour le CSA, de récentes datations Ar/Ar réalisées sur des mylonites ont fourni des âges entre 302 et 298 Ma, interprétés également comme l'âge des dernières recristallisations en lien avec la déformation extensive (Turrillot *et al.*, 2011a). Le refroidissement homogène du bâti est contraint quant à lui par des datations Ar/Ar conventionnelles sur des faciès non déformés vers 305 Ma (fig. 14).

### **Accident de Succinio**

L'unité des micaschistes de Belle-Île est limitée au Nord par la Zone de Cisaillement de Sarzeau. Une fine bande de mylonites atteignant rarement 100 m d'épaisseur est d'ailleurs cartographiable au contact. Au Sud, la trace cartographique des niveaux intercalés dans la série, ainsi que la foliation principale, sont nettement recoupées par un contact anormal vaguement parallèle à la ZCES, connu sous le nom de l'accident de Succinio (Audren, 1987). Même si la trace de cet accident est une représentation fidèle des faits de terrain, cet accident, nécessaire géométriquement, n'a jamais été observé et apparaît sur la carte sous forme d'un contact supposé. Au plus, peut-on dire qu'il permettrait à l'unité des micaschistes de Belle-Île, structurellement plus haut

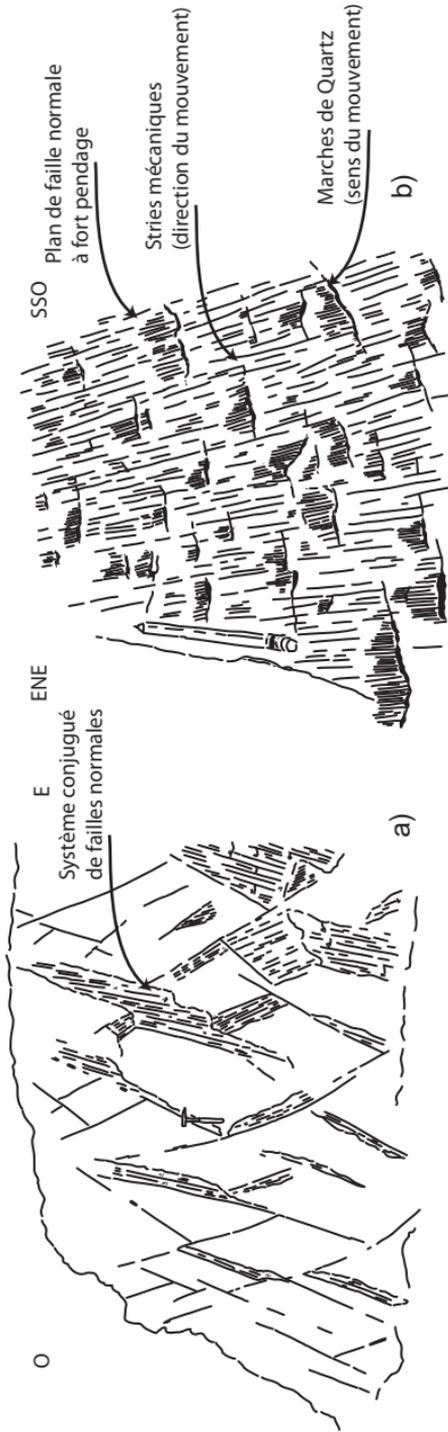
dans l'empilement régional, d'affleurer au même niveau que les micaschistes de la Vilaine.

### DÉFORMATION CASSANTE

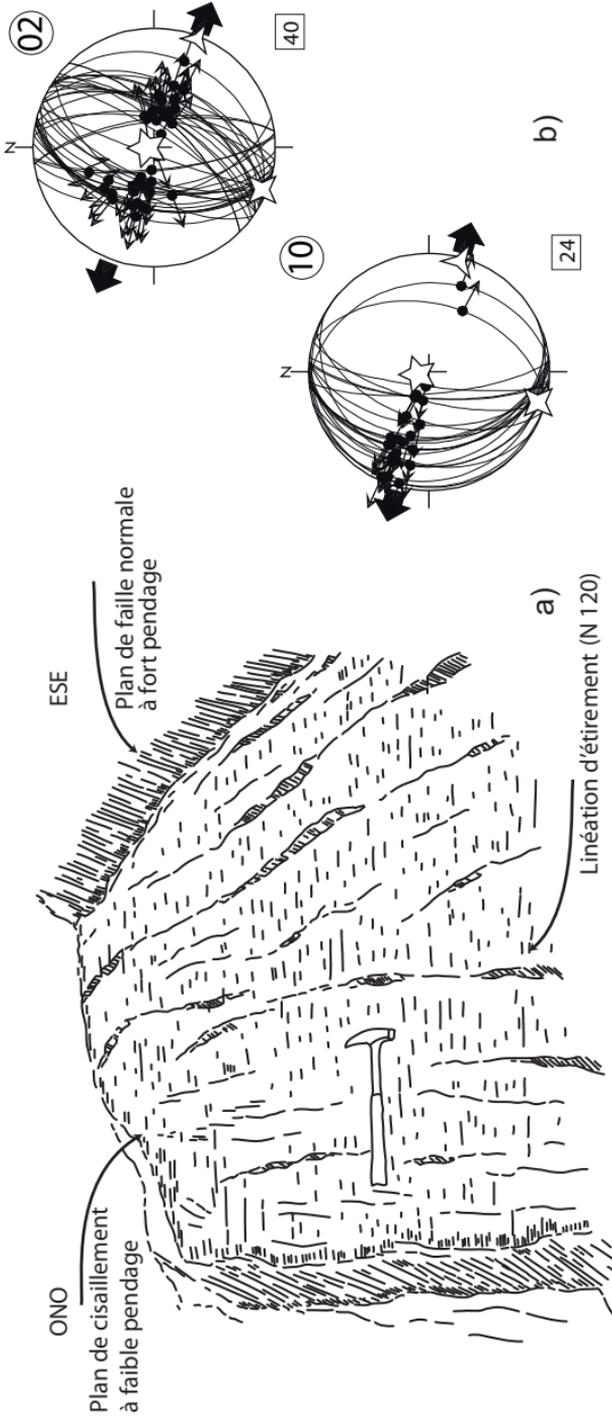
Un très grand nombre de structures cassantes sont compatibles avec cet étirement ductile global, indiquant la persistance de ce régime extensif parallèle à la chaîne sous des conditions plus superficielles. Il s'agit le plus souvent de failles normales à fort pendage, organisées en réseaux denses qui « hachent » littéralement les affleurements. Ces réseaux peuvent montrer la coexistence de deux familles de plans conjugués. Parmi les meilleurs affleurements, ceux de la pointe nord de l'Île de Tascon (Centre Est du Golfe du Morbihan) sont de particulièrement bons exemples (fig. 31). D'autres affleurements plus rares, comme celui de la pointe de Kerners (Ouest de la Presqu'île de Rhuys), ne sont constitués que d'une seule famille de failles ou d'une famille largement dominante sur l'autre. Dans ce cas, aucune logique cartographique de répartition par rapport à la ZCES n'a pu être mise en évidence. Des structures plus plates, vraisemblablement initiées dans des conditions proches de la transition cassant-ductile, sont également assez nombreuses. Il s'agit de failles normales à très faible pendage qui semblent parfois réactiver des zones de cisaillement où la déformation ductile s'était préalablement concentrée (fig. 32). Dans les secteurs de la pointe de Kerners, du Ruaud (Sud du Golfe) ou de Ludré (Sud-Est du Golfe), ces plans à faible pendage sont clairement recoupés par les plans à fort pendage. L'étude de l'ensemble de ces structures cassantes a récemment permis d'en déduire les axes principaux de paléocontraintes grâce à une méthode d'inversion (Angelier, 1994). Ces travaux (Turrillot *et al.*, 2011a ; Turrillot, 2010) montrent une constance frappante de la direction de la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ) orientée à N115-120 sur toute la zone du Golfe du Morbihan ainsi que sur tout le massif de Carnac (fig. 22). Ces résultats sont compatibles avec l'orientation des joints secs ainsi que des fentes de tension (sèches ou minéralisées) également établie à N20-30 (Turrillot *et al.*, 2011a). Des datations Ar/Ar par ablation Laser réalisées sur des cristallisations de micas blancs (*i.e.* gerbes cisillées ou non) le long de plans de failles normales à faible et fort pendages ainsi que dans des fentes de tension verticales ont fourni des âges entre 300 et 298 Ma (Turrillot *et al.*, 2011a). Ces âges, pouvant être clairement séparés de l'âge de refroidissement du bâti (305 Ma), sont interprétés comme ceux de la déformation cassante.

### DÉFORMATIONS FINI- À POST-VARISQUES

Ces déformations correspondent principalement à deux familles de failles conjuguées orientées grossièrement à N30-50 et N140-160, dont les principales sont rattachées au système de Saint-Avé. La première famille montre sur le



**Fig. 31 - Exemples représentatifs de déformation cassante extensive dans le secteur de l'île de Tascon (lat. : 47°35'02.84"N; long : 2°44'19.95"O).** a) Systèmes conjugués de failles normales. b) Détails d'un des plans de faille normale et de ses tectoglyphes



**Fig. 32 - Relations de recoupement entre les structures ductiles et cassantes dans le secteur de l'île de Tascon (lat. : 47°33'04.28"N; long : 2°49'26.55"O). a) Détails d'un plan de cisaillement ductile à faible angle recoupé par un réseau de petites failles normales à fort pendage. b) Inversion des données de plans striés à faible et fort pendage (Turrillot et al., 2011a)**

terrain de nombreux critères indiquant une forte composante décrochante dextre. Ceci est également particulièrement bien marqué cartographiquement par le décalage hectométrique du corps sud de mylonites du CSA. L'autre famille d'accidents, en général de beaucoup plus petite ampleur, réactive une partie des accidents normaux N30-40. Elle présente des mouvements décrochants senestres dont les critères peuvent par exemple être observés sur l'accident du Gravello (Sud d'Arradon) ou dans le secteur de Montsarrac. L'âge de fonctionnement de ces accidents, inconnu de manière directe et absolue, est clairement postérieur au CSA qu'il recoupe. Ainsi les âges radiométriques Ar/Ar autour de 300-298 Ma obtenus récemment sur les mylonites du CSA fixent l'âge maximum de ces mouvements à la limite Carbonifère-Permien. Plus à l'Ouest, sur la feuille à 1/50 000 de Quimper (Béchenec *et al.*, 1999), ce système de failles, dont la principale correspond à l'accident NNW-SEE de Kerform, contrôle la sédimentation de petits bassins datés du Carbonifère terminal.

L'évolution tectonique ultérieure apparaît très peu documentée et reste en partie spéculative, dans la mesure où la quasi-absence d'une couverture sédimentaire significative à terre ne permet pas d'en caler la succession. Toutefois, la trace de quelques événements majeurs peut être mise en évidence au niveau de petits bassins subsidents. En mer, il semble également que de petits bassins tertiaires s'individualisent à l'approche d'accidents plutôt N30-50 témoignant vraisemblablement de la réactivation d'accidents de socle lors de la propagation de la déformation pyrénéenne et alpine.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### *ÉVOLUTION ANTÉ-VARISQUE*

Dans le Néoprotérozoïque (Briovérien) du Domaine Ligérien du nord, les effets du cycle tectonométamorphique cadomien sont assez mal documentés en l'absence d'affleurements montrant clairement des structures qui lui sont liées ; celles-ci ayant été en grande partie effacées ou masquées par la déformation varisque. Dans le secteur NE de la feuille, bien que la foliation principale soit parfois plus accusée, l'orientation des axes de plis et des plans de schistosité est assez systématiquement N90-100, directions plutôt varisques par opposition aux directions N70 clairement cadomiennes des Domaines Nord et Centre Armoricaïn.

Le Massif armoricaïn a subi deux phases de rifting continental au Paléozoïque inférieur ayant conduit à la formation de petits domaines océaniques. Le premier, Cambrien, est bien documenté dans le Domaine Nord Armoricaïn ainsi qu'en Vendée dans le secteur de Cholet (Thièblemont *et al.*, 2001). Le second qui est Ordovicien, a en revanche une expression beaucoup plus régionale ; des témoins étant connus sur toute l'étendue du Massif armoricaïn et bien au-delà.

Outre la reconnaissance de véritables séquences ophiolitiques (Faure *et al.*, 2008), les arguments proviennent de divers domaines des géosciences. Ainsi, ont été avancés des arguments d'ordre structuraux et sédimentologiques, avec la mise en évidence de passages latéraux importants dans le remplissage de blocs basculés (Domaine Centre Armoricain ; Brun *et al.*, 1991), volcaniques, avec la reconnaissance de produits volcaniques comme les « porphyroïdes » de Vendée (Le Hébel *et al.*, 2000, 2002a, 2007) associés à de très nombreux massifs monzogranitiques et granitiques comme le massif des Landes de Lanvaux, intrusif dans d'épaisses séries néoprotérozoïques et cambriennes (Jégouzo et Rossello, 1988). De nombreux massifs ont d'ailleurs été rattachés à cet épisode grâce à de nouvelles datations comme le petit massif de Ty Lipig sur la feuille Quimper ( $483 \pm 10$  Ma ; Béchenec *et al.*, 1999). Le lecteur désirant approfondir ses connaissances concernant cet épisode est renvoyé vers des publications récentes (Melleton, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

De nombreux témoins magmatiques de cette phase de rifting peuvent être détectés sur la présente feuille, par la cartographie de corps d'affinité orthodérivée. L'orthogneiss d'Arradon-Roguedas a par exemple fourni un âge Rb/Sr sur roche totale à  $463 \pm 17$  Ma (Peucat, 1983) récemment confirmé par la datation d'un des corps orthodérivés de la Presqu'île de Rhuy à  $466 \pm 6$  Ma (fig. 5 ; Melleton, 2008). De même, dans l'unité des micaschistes de Belle-Île, sont interstratifiés des niveaux dont la position structurale et les caractéristiques minéralogiques sont à rapprocher de ceux des porphyroïdes de Vendée ou de Belle-Île (Audren, 1987 ; Le Hébel, 2000 ; Le Hébel *et al.*, 2002a, 2002b) ; ces niveaux étant interprétés comme des volcanites (resédimentées), équivalents de surface des massifs plutoniques cités précédemment. L'orthogneiss de l'Île Dumet, dont la cartographie a révélé le caractère intrusif dans la série des micaschistes de la Vilaine pourrait également être un témoin plutonique de cet épisode, montrant qu'une grande partie des unités tectoniques impliquées dans l'édifice Sud Armoricain partage une histoire anté-varisque commune. La datation de ces roches est actuellement en cours.

#### *TRACES DE RACCOURCISSEMENT ET D'ÉPAISSISSEMENT CRUSTAL VARISQUE*

### **Domaine Ligérien du nord**

C'est à la déformation varisque au sens large puis à la fracturation ultérieure que l'on doit l'essentiel de la structure de la partie méridionale du Domaine Ligérien du nord. Le Paléozoïque, discordant sur les formations néoprotérozoïques (Briovérien) plus au Nord (feuille de Malestroit, Plaine *et al.*, 1987) et plus à l'Est (feuille de Questembert ; Plaine *et al.*, 1984), montre une succession de plis d'axe subhorizontal orienté N90-100 environ. Ces plis s'accompagnent dans les cas les plus favorables (loin des zones de cisaillement)

de la formation d'une schistosité de plan axial qui est souvent le plan de débit le plus évident sur le terrain, en particulier dans les formations peu compétentes (siltite-pélitiques). A l'échelle du domaine, un net gradient régional Nord-Sud de l'intensité de cette schistosité est alors souvent observé (Le Corre, 1977). Dans la région du Sud de Rennes, où le Paléozoïque est discordant sur le néoprotérozoïque supérieur, il existe une discontinuité majeure dans la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés entre les formations paléozoïques et les formations briovériennes (Le Corre, 1977) ; ces données indiquant des conditions métamorphiques, certes faibles, mais bien supérieures dans les formations briovériennes. Vers le Sud, un net gradient des indices de cristallinité du Paléozoïque est clairement mis en évidence, au point de rattraper ceux du Briovérien à l'approche du CSA. Ces indications montrent que la structuration varisque du Domaine Ligérien, préservant une architecture et une structure héritée du cycle cadomien, s'est effectuée dans un contexte de croûte supérieure affectée d'un métamorphisme régional épizonal. Un métamorphisme beaucoup plus net se répartit autour des masses de granitoïde, qu'elles soient affleurantes ou pas (Plaine *et al.*, 1984). En fonction de la composition chimique des métasédiments, apparaissent des assemblages à staurotite et grenat, grenat et biotite et de manière plus systématique de l'andalousite. Ces minéraux sont pour la plupart tardifs par rapport à la schistosité principale et se disposent comme à l'emporte-pièce, sur la schistosité qui est fossilisée sans perturbation. D'autres minéraux, clairement anté-schisteux, comme la muscovite, la chlorite et plus rarement la cordiérite, semblent liés au métamorphisme de contact autour des orthogneiss ordoviciens, comme celui des Landes de Lanvaux. Sur l'emprise de la feuille, la plupart des minéraux liés au métamorphisme thermique du massif de Questembert apparaissent, selon l'intensité de la déformation qui croît vers le CSA, avec un habitus anté- à syn-cinématique dans les zones peu déformées, et clairement anté-cinématique dans les mylonites.

### **Domaine Sud Armoricaïn**

Les corrélations effectuées à l'échelle de tout le Domaine Sud Armoricaïn ont permis de reconnaître trois principaux groupes d'unités dont les histoires tectonométamorphiques préservées sont assez différentes.

**Les unités supérieures** affleurant sur l'Île de Groix ou dans le secteur du Bois de Céné sont caractérisées par un métamorphisme de HP-BT relativement préservé. Les paragenèses du faciès des schistes bleus ou des éclogites témoignent de conditions d'enfouissement importantes en conditions « froides », de type HP-BT, associées aux gradients géothermiques perturbés des zones de subduction. D'autres traces plus discrètes ont plus récemment été décrites dans des unités rattachées à l'unité des micaschistes de Belle-Île (Le Hébel, 2002). L'âge de cet épisode de HP est fixé vers 370-360 Ma (Bosse *et al.*,

2005 ; Le Hébel, 2002). L'exhumation précoce de ces roches est, quant à elle, datée à environ 355-345 Ma (Bosse *et al.*, 2005).

**L'unité des micaschistes de la Vilaine**, structuralement en position inférieure, ne présente qu'exceptionnellement de réelles traces de haute pression (HP). Les reliques éclogitiques dans des boudins de roche basique étirés dans la foliation des micaschistes sont en effet rares et n'ont été rencontrées que sur l'île Dumet (Smith *et al.*, 1999). Ce fait est néanmoins majeur et demeure en grande partie ignoré. Les études menées sur les micaschistes de la même unité n'ont montré que des conditions de l'ordre de 8-9 kbar pour un peu moins de 580 °C.

Le comportement de ces unités lors des phases varisques reste flou. Il apparaît, au premier ordre, que les unités structuralement les plus hautes, exhumées en domaine de croûte supérieure vers 350-340 Ma échappent en grande partie aux événements tectonométamorphiques ultérieurs ; la préservation des paragenèses de HP (*e.g.* schistes bleus de l'Île de Groix) en étant l'illustration la plus pertinente (Bosse *et al.*, 2002 ; Ballèvre *et al.*, 2003). Les choses sont moins tranchées pour les unités intermédiaires, comme l'unité des micaschistes de la Vilaine. En effet, des traces d'un métamorphisme datées vers 370 Ma et vers 335 Ma affectant cette unité ont également été montrées (Augier *et al.*, en prép.) suggérant une évolution initiale commune avec les unités supérieures (fig. 18) ; la préservation même partielle d'une phase de HP avec une équilibration de la roche dans les conditions du faciès éclogitique sur l'Île Dumet en étant le meilleur argument. Cependant, les parties les plus profondes de l'unité (*e.g.* Estuaire de la Vilaine) montrant une rétro-morphose intense dans le faciès des amphibolites et des schistes verts ont fourni des âges de refroidissement (*i.e.* Ar/Ar sur hornblende) aussi jeunes que 305-298 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996) ; ces âges étant contemporains des phases ultimes de l'exhumation de l'unité inférieure. L'autre trait commun de ces unités est leur fort aplatissement synchrone de la formation d'une foliation S2 portant les minéraux rétro-morphiques du faciès des amphibolites puis du faciès des schistes verts avec le développement de gros blastes d'albite facilement repérable sur le terrain. Cette fabrique majeure est subhorizontale et porte une linéation NW-SE (Cannat et Bouchez, 1986 ; Vauchez *et al.*, 1987 ; Gapais *et al.*, 1993 ; Burg *et al.*, 1994). Une foliation S1, souvent fortement transposée par la formation d'une foliation S2, porte en l'absence de rétro-morphose poussée, les reliques des paragenèses du pic des conditions de métamorphisme associées aux phases d'épaississement crustal.

Du point de vue structural, l'homoaxialité de la déformation varisque orogénique et de la déformation tardi-orogénique, illustrée par exemple par le développement de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau rend difficile l'évaluation des contributions respectives. Il semble néanmoins raisonnable de proposer qu'une partie de la déformation totale de la base des unités

intermédiaires soit d'avantage imputable à ces phases tardives qu'aux phases de déformation antérieures (fig. 15).

L'évolution métamorphique de l'unité inférieure est très inégalement préservée. Seuls sont clairement visibles les traces des stades tardifs, caractérisés par une fusion partielle poussée et largement répandue, responsables d'un effacement presque total des événements tectonométamorphiques antérieurs. Le pic de conditions métamorphiques, déterminé à 9 kbar pour 750-800 °C (Johnson et Brown, 2004) atteste en effet de conditions extrêmes ; les reliques minérales du chemin prograde n'étant préservées qu'en inclusions dans les porphyroblastes de grenat. L'anatexie de l'unité inférieure est reconnue dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. Les migmatites de la région des Sables-d'Olonne ou de Saint-Nazaire (*i.e.* Estuaire de la Loire) attestent en effet de conditions métamorphiques au pic du même ordre de grandeur (*i.e.* 8-9 kbar et 750-800 °C ; Jones et Brown, 1989, 1990). De récentes données géochronologiques permettent aujourd'hui d'appréhender le caractère synchrone de cette phase vers 325-320 Ma (Turrillot, 2010).

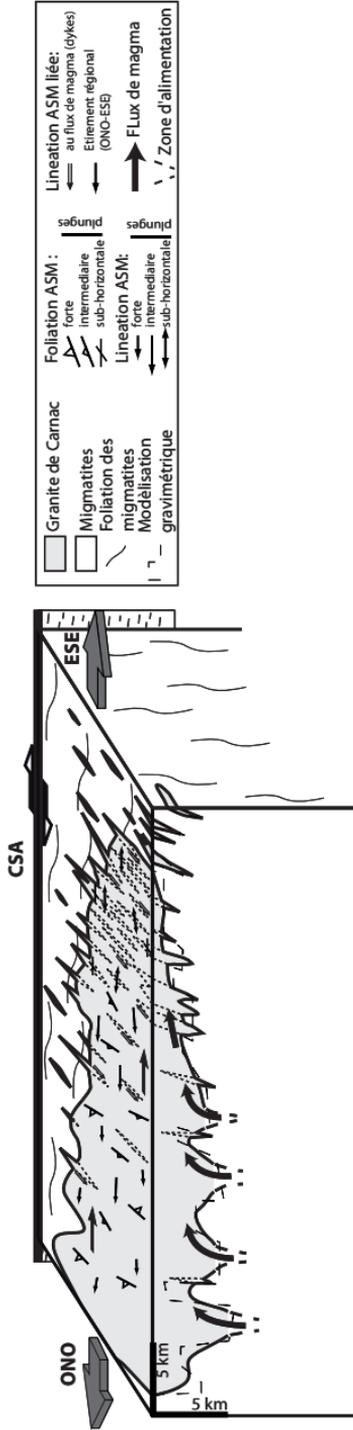
Les récentes études basées sur le calcul de pseudosections (Johnson et Brown, 2004) montrent que les roches de l'unité inférieure et l'unité des micaschistes de la Vilaine semblent avoir suivi une évolution commune lors d'une première phase d'enfouissement vers 370 Ma ou 335 Ma (fig. 18b et 29a). Seule l'unité inférieure aurait alors subi un second épisode tectonométamorphique responsable de l'anatexie (fig. 29a). L'architecture de premier ordre de la zone montre que l'unité inférieure est coiffée par de grandes zones de cisaillement extensives (*i.e.* détachements ; Gapais *et al.*, 1993 ; Turrillot *et al.*, 2009) rattachées au rééquilibrage gravitaire consécutif à l'épaississement varisque plutôt qu'à l'épaississement lui-même. Cette phase dont le développement est spectaculaire sur la feuille fait l'objet d'une partie spécifique. Cependant, des points d'ombre demeurent en ce qui concerne les stades antérieurs à la déstabilisation de la croûte continentale varisque ainsi d'ailleurs que son origine en tête desquels figurent l'âge, la signification et le rôle de l'anatexie, en particulier en tant que facteur d'affaiblissement de la résistance globale de la croûte.

À la lumière d'une compilation bibliographique et des données acquises en marge des levés cartographiques (*e.g.* Turrillot, 2010), voici les éléments qui permettent de cerner ce stade qui semble être une étape importante dans l'évolution du Domaine Sud Armoricaïn. La fabrique principale des migmatites qui apparaît nettement sur la feuille grâce à la cartographie détaillée de niveaux particuliers intercalés est fortement redressée avec une orientation à N120. Cette foliation, accompagnée d'une linéation très oblique, apparaît comme synchrone d'une partie au moins de la fusion partielle, en témoigne l'attitude des poches de leucosomes apparaissant selon les générations comme replissées, concordantes ou sécantes sur la foliation ; la collecte de liquide apparaissant parfois entre des

niveaux boudinés (Audren, 1987 ; Marchildon et Brown, 2003 ; voir aussi les fig. 3 et 4). Les structures antérieures ont quant à elles disparu et les rares reliques qui leur sont attribuées ont souvent perdu leur cohérence et leur signification cartographique (Audren, 1987). La datation fine de grains de monazite en équilibre avec le liquide de ces leucosomes révèle des âges de 320 Ma environ (fig. 6 ; Turrillot, 2010). Ces résultats sur l'anatexie sont confirmés par les âges réalisés pour contraindre l'emplacement du massif de granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray qui en émane ( $320,5 \pm 6$  Ma ; fig. 9 ; Turrillot, 2010). Au-delà de leurs liens génétiques, le massif de granite d'anatexie et les corps de plus petite dimension qui lui sont associés apparaissent cartographiquement clairement associés aux directions structurales de l'unité inférieure orientées à N120. Le granite de Carnac et son réseau filonien (daté à  $316 \pm 3$  Ma ; fig. 13 ; Turrillot *et al.*, 2009 ; Turrillot, 2010) apparaît en revanche contrôlé par un étirement général responsable de l'orientation très régulière des filons autour de la direction N20-30, étirement qui se poursuit ensuite jusque vers 300-298 Ma, âge auquel le domaine semble être exhumé au dessus de la transition cassant-ductile. Il apparaît ainsi que la mise en place du granite de Carnac et de son réseau filonien correspond aux traces les plus précoces de la phase d'extension post-épaississement vers 316 Ma (fig. 13a ; Turrillot *et al.*, 2011a). L'anatexie dans les migmatites du Golfe du Morbihan apparaît donc à un tournant de l'évolution du Domaine Sud Armoricaïn ; l'anatexie pouvant, à cette échelle être interprétée comme un des derniers épisodes syn-orogéniques (*s.s.*) ou alternativement comme un signe encore plus précoce voyant la déstabilisation thermique de la chaîne précédant son étalement gravitaire. Les relations de terrain entre les premières traces de liquide et les filons tardifs sont schématisées sur la fig. 30. Plusieurs publications récentes privilégient ce deuxième scénario proposant que les migmatites du Golfe du Morbihan forment l'infrastructure d'un « metamorphic core complex » dont elles seraient par définition responsables par leur ascension depuis la croûte inférieure (Davis et Coney, 1978 ; Crittenden, 1980 ; Wernicke, 1992) par le fluage vertical de la croûte inférieure à moyenne (Tirel *et al.*, 2003 ; Marchildon et Brown, 2003 ; Brown, 2005). Ces interprétations sont au-delà des prétentions de cette notice, les faits de terrain ne permettant pas de prendre position dans le débat. Elles ne doivent d'ailleurs pas être confondues avec les données nouvelles qu'elles apportent en particulier pour contraindre les stades post-anatectiques (Turrillot *et al.*, 2011a, 2011b).

### *EXTENSION TARDI-VARISQUE*

D'indéniables traces d'extension sont reconnues dans tout le Domaine Sud Armoricaïn. La première structure d'ampleur régionale, initialement interprétée comme un chevauchement dévonien (*e.g.* Colchen et Poncet, 1987) est la zone de cisaillement extensive de Quiberon (Gapais *et al.*, 1993). Épaisse d'environ deux kilomètres, cette zone de cisaillement présente une fabrique mylonitique C-S pénétrative définie par une foliation (S) faiblement pentée vers l'Ouest et des



**Fig. 33a - Le granite de Carnac et son réseau filonien.** Coupe gravimétrique parallèle à l'éirement régional (~N120) au travers du granite de Carnac (Turillot et al., 2011b). On note un approfondissement général du massif d'Est en Ouest et la présence de zones d'alimentation perpendiculaires à l'éirement

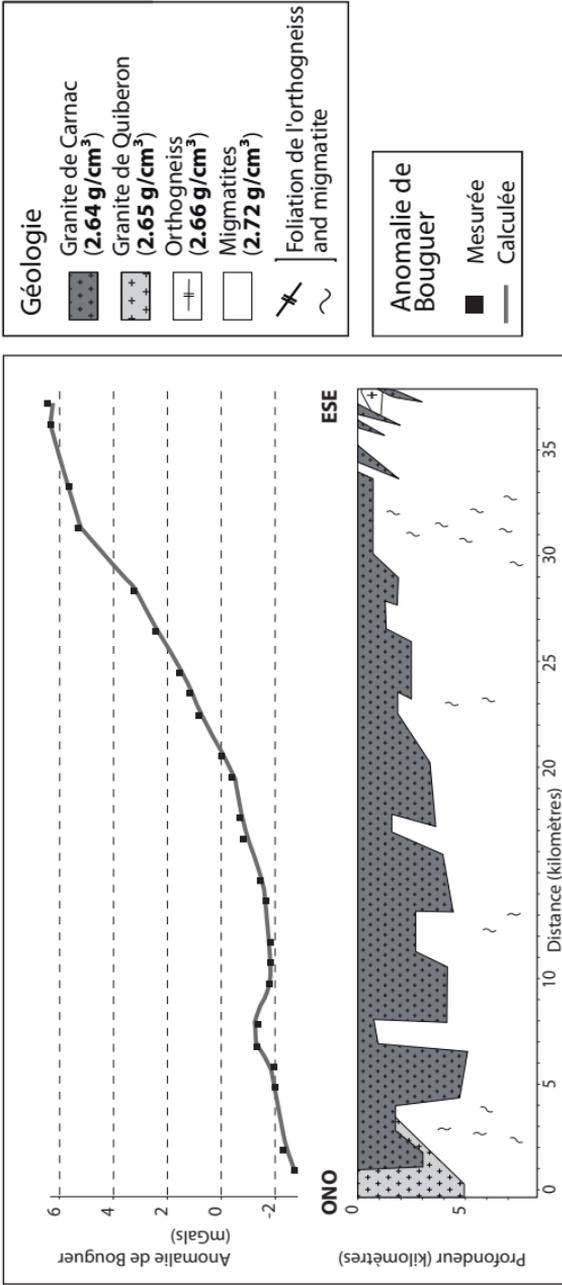


Fig. 33b - Le granite de Carnac et son réseau filonien (suite). Schéma de synthèse montrant la structure tridimensionnelle du granite de Carnac et de son réseau de dykes (Turrillot et al., 2011b)

bandes de cisaillement (C) formant un angle C-S diminuant progressivement le long d'un gradient d'intensité de déformation orienté à N105-110 (parallèlement à la linéation). Elle affecte principalement un massif leucogranitique à deux micas (massif de Quiberon ; Gapais *et al.*, 1993) et des enclaves mineures d'unité supérieure (unité de Belle-Île). La datation des faciès déformés par la méthode Ar/Ar conventionnelle a fourni des âges autour de 305-300 Ma (Ruffet, inédit dans Le Hébel, 2002). Le mouvement, principalement normal sur cette zone de cisaillement, a donc été proposé pour expliquer l'exhumation rapide (le refroidissement en toute rigueur) des migmatites du Golfe du Morbihan dont toutes les datations radiométriques (*i.e.* synthèse dans Brown et Dallmeyer, 1996 ; Turrillot, 2010) ont fourni des âges de refroidissement de 310 à 300 Ma (Brown et Dallmeyer, 1996 ; Gapais *et al.*, 1993 ; Turrillot *et al.*, 2009). Des âges issus de la méthode des traces de fission indiquent une poursuite du refroidissement au-delà de 300 Ma (Carpena *et al.*, 1979) jusque vers 290 Ma. À l'échelle du domaine, les données de refroidissement disponibles pour les migmatites indiquent d'ailleurs un synchronisme qu'il convient de souligner (Goujou, 1992 ; Turrillot, 2010). À ce style de déformation extrêmement localisé de la région de Quiberon, où l'essentiel de la déformation se concentre sur une zone de cisaillement unique, s'oppose un autre mode, dominé par de l'amincissement ductile homogène (Cagnard *et al.*, 2004). Dans le secteur « type », la région des Sables d'Olonne, au Sud du Domaine Sud Armoricaïn, cet amincissement homogène aboutit à une contraction de toute la série métamorphique, conduisant à une forte concentration des isogrades au toit d'un dôme de migmatites (Goujou, 1992 ; Cagnard *et al.*, 2004 ; Gapais *et al.*, 2009).

La cartographie proposée sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys s'intègre assez bien dans ce schéma global d'évolution, même si les levés pointent en premier lieu l'importance de la zone de cisaillement de Sarzeau jusqu'à présent négligée et intégrée dans aucun modèle récemment proposé (Cagnard *et al.*, 2004 ; Brown, 2005 ; Gapais *et al.*, 2009). Par ailleurs, les études réalisées en marge du travail de cartographie montrent d'autres différences sensibles par rapport à un consensus établi et apportent parfois les premières contraintes, en particulier sur l'âge et la cinématique de plusieurs événements tectonométamorphiques (Turrillot *et al.*, 2011a, 2011b).

La cartographie proposée et la réinterprétation totale du granite de Sarzeau en un champ filonien très développé à l'Est du granite de Carnac apportent des contraintes de premier plan pour fixer l'initiation de l'étirement crustal décrit précédemment (fig. 33). En effet, l'orientation des filons de granite de Carnac, dont certains dépassent 5 km de long, montre que le réseau est légèrement arqué depuis des directions à N30-40 au Nord à des directions plus méridiennes (N00-10) au Sud. La direction préférentielle de ces filons qui est extrêmement constante autour de N20-30 (Turrillot *et al.*, 2011b) semble indiquer une intrusion du liquide granitique durant un étirement N110-120 (fig. 10 et 11). Sur le terrain, certains filons au pendage faible vers l'Ouest, montrent d'ailleurs une

orientation magmatique planaire, compatible avec une croissance des filons synchrone de l'étirement (fig. 33a ; Turrillot *et al.*, 2011b). Par ailleurs, ces filons montrent des valeurs de pendage variables exclusivement inclinées vers l'Ouest (fig. 11). Les plus faiblement inclinés (25-30°) montrent souvent des indices de déformation et sont parfois recoupés par des filons à pendage plus fort, ce qui est mécaniquement compatible avec une déformation présentant une (faible) composante de cisaillement simple générale du haut vers l'Est. Ainsi la datation précise de la mise en place de ces filons indique-t-elle les premières traces manifestes d'un étirement généralisé de grande échelle (fig. 33a).

Ces filons, ainsi que leur encaissant migmatitique, sont mylonitisés au contact avec les unités supérieures le long de la zone de cisaillement extensive de Sarzeau, indiquant une forte localisation de la déformation jusqu'alors répartie dans tout le volume de la roche. De nombreuses coupes structurales permettent d'observer un net gradient de l'intensité de la déformation jusqu'au cœur de la zone de cisaillement. La déformation y est en tout point fortement non-coaxiale (fig. 12) ; d'autant plus que la roche a accumulé de la déformation près du contact. La linéation d'étirement est orientée sans variation significative à N110-120 et le sens de cisaillement du haut vers l'Est-Sud-Est associé indique que cette zone de cisaillement au mouvement kilométrique à décakilométrique contribue également à l'étirement crustal initié dans des conditions moins localisantes. Le refroidissement homogène lié à l'exhumation dans les zones peu déformées de l'unité inférieure est contraint par des datations Ar/Ar par paliers de température sur muscovite et biotite ayant fourni des âges vers 305 Ma (fig. 14). La mylonitisation est quant à elle contrainte par des datations Ar/Ar par ablation Laser indiquant des mouvements sur la zone de cisaillement de Sarzeau jusque vers 302-298 Ma (Turrillot *et al.*, 2011a).

Une déformation fragile, extrêmement pénétrative, est responsable de la formation d'un réseau dense de failles normales et de fentes de tension qui vient se superposer aux structures ductiles dont l'essentiel n'est pas réactivé. L'inversion des données des plans de faille sur une emprise dépassant largement l'emprise de la feuille (Turrillot, 2010) indique la persistance de l'étirement orienté à N110-120 sous des conditions fragiles (fig. 32). La datation de structures cassantes (failles et fentes) présentant des cristallisations syntectoniques de micas blancs a également fourni des âges Ar/Ar entre 300 et 298 Ma (Turrillot *et al.*, 2011a). Il est vraisemblable que le recoupement partiel des âges proposés pour la déformation ductile et la déformation cassante s'explique par le passage de la transition cassant-ductile.

Il apparaît donc, à la lumière de ces résultats, que l'étirement de la croûte, consécutif à son épaissement se caractérise par un continuum de déformation extensive homoaxial remarquable, de direction parallèle au Cisaillement Sud Armoricaïn (fig. 33a). Les contraintes radiochronologiques indiquent la permanence de cet étirement orienté à N110-120 pendant 20 Ma environ, depuis

316 Ma jusqu'à 300-298 Ma. Les mouvements les plus tardifs ayant pu être datés sur le CSA apparaissent synchrones de cet étirement (Augier *et al.*, en prép.) et semblent donc lui conférer les attributs principaux d'un accident de transfert. Ceci s'explique en grande partie par son rôle de limite entre le Domaine Sud Armoricaïn préalablement épaissi, soumis à un effondrement gravitaire et les domaines plus septentrionaux étant demeurés relativement stables et déformés en contexte supracrustal.

## *ÉVOLUTION POST-VARISQUE*

### **Évolution Mésozoïque**

L'évolution de la marge sud-armoricaine est modifiée dès le Jurassique terminal (Sibuet, 1972) par une phase de rifting océanique responsable d'un fort amincissement crustal et responsable de l'océanisation et de l'ouverture du Golfe de Gascogne (120-90 Ma ; Guillocheau *et al.*, 2003). La marge est en extension perpendiculairement au CSA et subsidente depuis l'Albien, c'est-à-dire depuis le début de l'expansion océanique (Sibuet, 1972). Cette évolution s'accroîtra au Cénozoïque en raison d'une subsidence thermique des marges passives de la dorsale atlantique.

L'inversion des structures héritées des phases varisques, en contrecoup des orogènes contrôlée par la migration des plaques africaine et ibérique commence dans le Domaine Armoricain probablement dès le Turonien (Crétacé sup.) comme en Manche occidentale (Ziegler, 1987, 1990). Elle aboutit à un soulèvement par étapes du Domaine Armoricain *sensu stricto* par rapport à sa marge méridionale, soulèvement qui se poursuit jusqu'à nos jours (Lenôtre *et al.*, 1999). Ce phénomène d'inversion, est chaque fois accompagné par une déformation à grande longueur d'onde (aussi appelée flambage lithosphérique) qui soulève l'ensemble temporairement (Wyns, 1991). Les marges occidentales de la Manche sont exondées et pénéplannées au Danien-Montien (phase tectonique laramienne) puis reprennent leur subsidence au début du Cénozoïque (Wyns, 1991).

### **Évolution géodynamique Cénozoïque**

Morphologiquement, la Bretagne méridionale est une surface d'abrasion marine retouchée par différents épisodes d'aplanissement échelonnés depuis la fin de l'orogénèse varisque (de Martonne, 1906 ; Wyns, 1991). Le Golfe du Morbihan résulte d'un effondrement par paliers de cette surface, consécutivement à une réactivation en extension du socle varisque selon une direction globalement NW-SE qui a surtout rejoué lors de l'Éocène supérieur et le début du Miocène, mais dont l'activité se poursuit actuellement. Le secteur du

Golfe est haché par des directions N120° (*i.e.* structuration des migmatites du Golfe du Morbihan et des bandes d'ultramylonites) et correspond à de vastes zones décapées précocement de leurs altérites par les transgressions néogènes et quaternaires. Il s'agit probablement de zones synformes activées par les différents épisodes transpressifs dans des secteurs coincés entre la branche sud du CSA, la faille sénestre Kerform à l'Ouest et la zone faillée Quessoy – Nort-sur-Erdre à l'Est.

Le processus d'inversion est repris et accentué lors des phases alpines et pyrénéennes (Ziegler, 1990). Dans le Domaine Sud Armoricaire, le Crétacé supérieur est plissé ; l'axe des principales structures étant globalement E-W (Bouysse et Horn, 1972 ; Thion *et al.*, 2008a). Les accidents varisques majeurs jouent en failles normales avec une composante décrochante (Delanoë, 1988), individualisant des horsts (Belle-Île, Rhuys) et grabens (Gros *et al.*, 1984). La plupart des bassins à terre sont des hémigrabens, reprenant vers l'Est des formes crétacées préexistantes comme en Poitou (Wyns, 1998b), notamment le bassin de Concarneau ou celui du Gâvres, au Sud de l'embouchure du Blavet (voir aussi les feuilles Lorient et Quimper). Leur équivalent existe en mer, sur la plateforme sud-armoricaine, comme l'a décrit Y. Delanoë (1988). En conséquence, l'affaissement différentiel de la marge sud armoricaine reprend à l'Éocène supérieur (38 Ma) par rapport à la zone du cisaillement qui s'extrude en transpression, soulevant également la Bretagne centrale (inversion). Le climat chaud et humide du Crétacé perdure jusqu'à la fin de l'Éocène, période de la première grande modification climatique, permettant un approfondissement des profils altéritiques (Estéoule-Choux, 1983). Sur la plateforme sud-armoricaine, en conséquence, la sédimentation est crayeuse jusqu'à la fin de l'Éocène, dominée par des faciès bioclastiques de l'Yprésien (début Éocène) à l'Oligocène (Delanoë, 1988).

Une phase d'érosion affecte la marge émergente à l'Éocène supérieur - Oligocène inférieur avec la phase pyrénéenne. La fin de cette phase (Wyns, 1998b) voit l'individualisation de petits horsts et grabens, avec pour l'essentiel une sédimentation syntectonique continentale détritico-organique (sables blancs kaolinitiques) et organique. Il est vraisemblable que le petit bassin du Duer et les failles de Pénestin-Mine d'Or décalant des profils latéritiques se soient formés à cette époque, en même tant que la silicification des grès ladères de Noyal. La marge émerge franchement à partir de la régression du Chattien (Wyns, 1991), contrecoup cette fois de la phase alpine, avec une reprise de l'érosion tandis que de petits bassins étroits mais profonds orientés NW-SE se forment sur la plateforme, avant l'Aquitainien marin (Miocène inférieur, 23Ma ; Gros *et al.*, 1984). Avec la fin de l'Oligocène, comme dans les autres régions européennes (Ziegler, 1987), la sédimentation de bassin s'arrête et une nouvelle phase d'inversion affecte les bassins localisés sur les anciennes structures varisques (Weald-Boulonnais, bassins de la Manche occidentale). Les contraintes changent et passent d'une direction grossièrement N-S, à une direction voisine

de N150. L'inversion maximale est alpine et s'installe dès le début du Néogène (Aquitaniens) puis s'atténue vers 15 Ma. L'inversion dans la zone se produisant en période de régression marine importante dès la fin de l'Oligocène, un nouveau réseau de vallées s'incise à terre, avec une désorganisation du réseau hydrographique en Bretagne (Wyns, 1998a, 1998b). Il ne sera progressivement re-envahi par la mer que lors des transgressions marines du Miocène moyen et supérieur. La subsidence de la marge a permis le colmatage de ce réseau au Néogène supérieur et sa préservation partielle.

### **Période Néogène-Quaternaire**

La Presqu'île de Rhuys, la zone de Pénestin et Belle-Île-en-Mer constituent des petits horsts dont les mouvements, depuis le Néogène supérieur ont accompagné la subsidence globale de la marge au Sud du CSA. Il n'y a pas d'arguments probants pour une subsidence actuelle spécifique de la zone du Golfe.

Après la phase tectonique Save (fini-Oligocène), le massif est encore faiblement soulevé et les transgressions à haut niveau du Miocène Inférieur et Moyen (+150 m ; Haq *et al.*, 1988) envahissent les réseaux hydrographiques pré-existants. Ce sont les faluns « Helvétiques », couvrant le Langhien et le Serravalien. Sur la plate-forme, l'Aquitaniens est également préservé (Delanoë, 1988) dans le secteur de la baie de Concarneau. Le soulèvement « post Hélvétique » (Durand, 1960), en fait post-Serravalien, est reconnu en Europe de l'Ouest et est une conséquence indirecte de la reprise du rifting nord-atlantique à partir de 14 Ma (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998). Il s'agit à nouveau d'un soulèvement à grande longueur d'onde qui affecte l'ensemble de la région comprise entre le CSA et le front varisque nord (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998). L'évidence d'évènements tectoniques plus récents est enregistrée à terre (Réguigny, Missillac ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998), du Tortonien supérieur au tout début du Pliocène inférieur (6,7-4,2 Ma), au Pliocène moyen (3,3 Ma), à la transition Plio-Pleistocène (Gélasien, 2,4 Ma) avec un basculement du massif vers le Sud, au Quaternaire ancien (1,2-0,8 Ma) et au Quaternaire moyen (0,4-0,28 Ma).

Les glaciations de l'hémisphère nord démarrent vers 14-11 Ma, avec pour conséquence une des plus grandes régressions de second ordre du Cénozoïque, associée à un épisode de puissant creusement des vallées (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998), y compris sur la plateforme. En conséquence, à cette époque, les tempêtes sont susceptibles d'avoir été plus efficaces qu'aujourd'hui (gradient thermique latitudinal plus contrasté) ; elles façonnent les falaises et les basses plateformes littorales (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998) de la fin du Serravalien au Tortonien (maxima entre 0 et 15 m, Haq *et al.*, 1988). Les massifs se soulèvent progressivement lors de la régression messinienne (Van Vliet-Lanoë *et al.*,

1998). Dans les approches occidentales de la Manche, la Formation Cockburn est le corollaire de cette érosion. L'érosion a probablement accéléré le soulèvement régional (réajustement isostatique) du Massif armoricain.

L'accentuation des glaciations entre 3,3 et 2,7 Ma est responsable d'un abaissement progressif du niveau marin, surtout depuis 0,4 Ma. Les littoraux de bas niveau du Néogène, notamment dans le secteur du Morbihan mais également sur l'ensemble de la marge, se retrouvent à la même gamme d'altitude que les estrans interglaciaires du Quaternaire, surtout depuis le Quaternaire moyen. Ceci explique la persistance de paléolittoraux (Pénestin : 6,7 Ma à +8 m NGF ; Mesquer 1,2 Ma à +4 m NGF ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998) et de paléoplatiers réutilisés au Quaternaire. Depuis 0,4 Ma, c'est-à-dire l'installation des grands inlandsis sur la Scandinavie et les îles britanniques (Mangerud *et al.*, 1996), une composante de nature glacio-isostatique vient cycliquement (100 000 ans) perturber les rejeux néotectoniques par des essaims d'activité sismique (seism cluster) calqués sur les épisodes d'installation des grands inlandsis (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997). En aval de la zone englacée un bourrelet réactionnel (*i.e.* forebulge) peut migrer avec un caractère tectonique extensif. En domaine de croûte épaisse, les contraintes sont libérées tant que le contexte reste extensif et les aquifères en charge. Dans les zones situées au sud des grands inlandsis, l'arrivée rapide d'un contexte extensif (englaciation) au contact d'un champ de contrainte régional transpressif (domaines varisques armoricains), en relation avec un niveau marin encore relativement haut, amène l'apparition d'un épisode sismique en « essaim » avec des réajustements de blocs. Le paléoséisme de Pénestin – Bétahon (~280 ka) en est un bon exemple (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2009). Le retour à un champ de contrainte quasiment N-S au Quaternaire facilite l'érosion et la mise en évidence des failles tardi-varisques N150 par le réseau hydrographique qui s'est à nouveau modifié après le Gélasien (après 2,4 Ma ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998).

### **Tectonique actuelle et sismicité**

La sismicité actuelle atteste d'un découplage géodynamique de part et d'autre du CSA qui fonctionne toujours à l'heure actuelle et qui est probablement facilité par la proximité des hauts niveaux marins, ce qui permet une réduction des frictions internes (nappes élevées) et un comportement plus ductile de l'ensemble, même si, dans les petits bassins des failles synsédimentaires peuvent également accommoder les contraintes. La sismicité régionale autour de Vannes (Levret *et al.*, 1994), sans évidence franche de rupture (Van Vliet-Lanoë, *et al.*, 1997), est régulière : en moyenne 10 séismes par an, et modérée avec des magnitudes  $M_l$  en moyenne inférieure à 2. Cette sismicité est principalement attribuée à la réactivation du Cisaillement Sud Armoricain (CSA) (Sirene, 1996). Les séismes de 1970 et 1984 sur la péninsule de Rhuys sont clairement attribuables aux failles satellites du CSA. Le 30 septembre 2002 a été enregistré

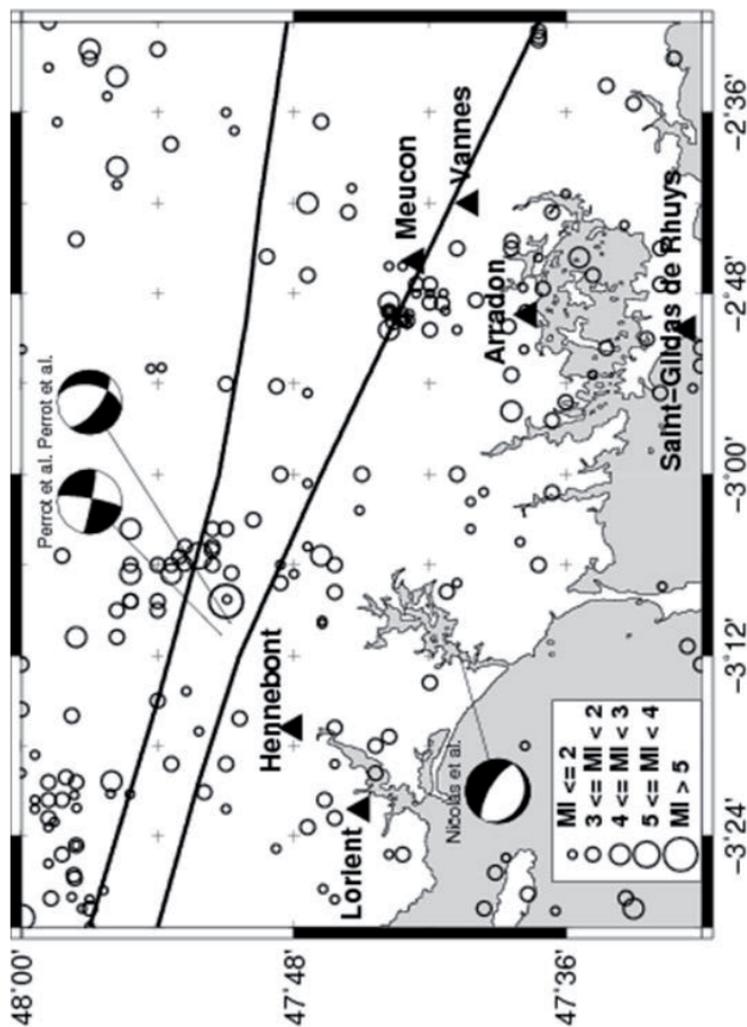


Fig. 34 - Carte de sismicité de la région de Vannes. Les catalogues utilisés sont ceux du LDG et du RéNaSS de 1980 à 2010. Les cercles représentent la localisation des épicentres et leurs tailles varient en fonction de la magnitude du séisme. Les deux mécanismes au foyer étudiés par Perrot *et al.*, (2005), sont représentatifs des mécanismes déterminés pour les répliques enregistrées à la suite d'une intervention post-sismique pour le séisme de Lorient (30/09/02). Les traces en surface du CSA sont représentées par des traits épais

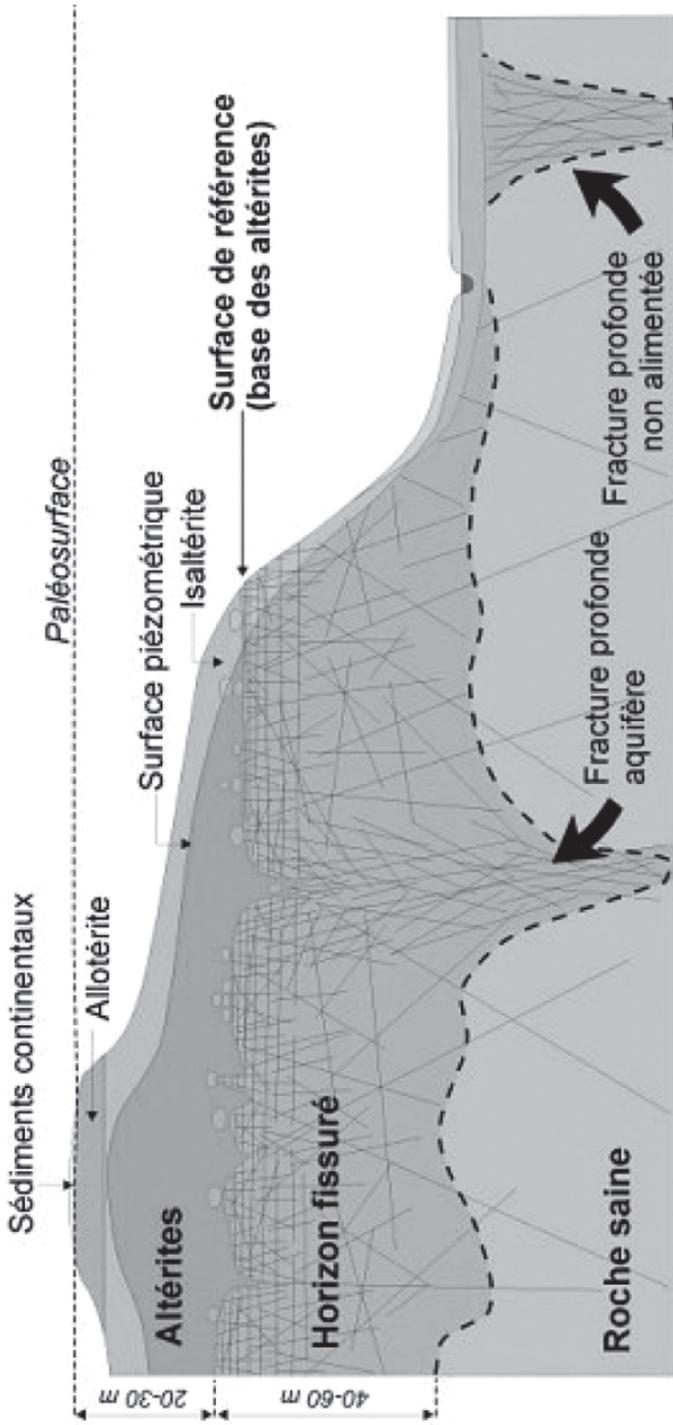


Fig. 35 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns et al., 1998)

près d'Hennebont, le plus fort séisme de la région depuis 1980 avec une magnitude  $M_l = 5,4$ . À la suite de ce séisme, une intervention post-sismique a été mise en place (Perrot *et al.*, 2005). La localisation des répliques a permis de visualiser un plan de faille N150 de pendage  $65^\circ S$  et avec les mécanismes au foyer des répliques, J. Perrot *et al.* (2005) ont pu déterminer une contrainte régionale compressive de direction NNW-SSE. On remarque un essaim de séismes localisés près de Meucon s'alignant sur cette direction, responsable d'un séisme d'intensité VII le 9 janvier 1930 (fig. 34). Des séismes localisés sur la péninsule de Rhuys montrent également une activité des failles parallèles et plus au Sud du CSA.

L'aléa sismique de la région de Vannes a été défini comme faible par le ministère de L'écologie, de l'énergie, du développement durable et de l'aménagement du territoire (MEEDAT) en 2005. En effet, historiquement outre le séisme de Meucon en 1930, il y a eu le séisme de Noirmoutier en 1799 (intensité VIII), ceux de Belle-Île en 1860 (V), 1902 (VI), ceux d'Arradon en 1905 (V), 1923 (V), 1936 (V), celui d'Elven en 1929 (V) et ceux de Saint-Avé en 1944 et 1945 (IV et V base de données SisFrance, BRGM). Plus, récemment, en 1972, l'Île d'Oléron a ressenti un tremblement de Terre d'intensité VII. Pour comparer, le séisme de Hennebon du 30 septembre 2002 avait une intensité de VI, par conséquent, l'aléa sismique dans la région de Vannes est réel mais faible, de même que le risque.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RESSOURCES EN EAU

#### Aquifères du socle breton

Le sous-sol de la Bretagne est constitué de roches dures, anciennes, dites « de socle ». Dans ces roches, il existe des eaux souterraines situées dans des aquifères de socle. Un système aquifère, c'est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières. Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (des fractures ouvertes et productrices à plus de 200 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI : Recherche d'Aquifères Profonds dans le SOCLE dans le Département d'Ille-et-Vilaine ; Carn-Dheilly et Thomas, 2008), est venu s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (Lachassagne *et al.*, 2001). En milieu de socle, cet aquifère multicouches comprend l'horizon des altérites meubles et l'horizon fissuré (fig. 35). Les

fonctions capacitive et transmissive sont le plus souvent séparées. Le rôle de réservoir (fonction capacitive : emmagasinement de l'eau de pluie) est assuré principalement par l'altération de la roche en place (« altérites » sur la figure 35, à porosité importante et faible perméabilité), développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. L'eau circule cependant surtout par le réseau de fissures et fractures existant plus bas (fonctions capacitive et transmissive), dans la roche saine plus ou moins atteinte par l'altération (« horizon fissuré » sur la figure 35, à porosité plus faible mais cependant significative (1 à 5 %) et à perméabilité plus importante ( $10^{-4}$  à  $10^{-6}$  m/s)).

En Bretagne, les eaux souterraines sont donc situées au sein de deux aquifères superposés et en contact permanent : celui des altérites et celui du milieu fissuré (les eaux souterraines de l'horizon fissuré provenant soit des eaux issues de l'horizon des altérites sus-jacent quand les altérites sont en place, soit des pluies infiltrées quand les altérites n'existent pas en surface). Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération. Sur la carte de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, les altérites sont plus ou moins développées sur les formations de socle. Pour mieux appréhender la vulnérabilité des aquifères de socle, il pourrait être utile de cartographier plus précisément au 1/25 000 ces altérites grâce à des levés complémentaires sur le terrain. La recharge en eau de chaque aquifère est assurée par une partie de l'eau de pluie qui tombe à la surface du sol qui le surplombe directement. Le pourcentage d'eau de pluie qui s'infiltré est très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 10 à 40 % (modélisations effectuées sur 70 rivières bretonnes dans le cadre du projet SILURES Bretagne ; Mougin *et al.*, 2008), en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. On peut considérer qu'en Bretagne il y a cohérence entre le bassin versant topographique et souterrain.

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord de la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. Selon la période de l'année, la profondeur de la nappe varie entre des niveaux hauts l'hiver et bas l'été. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...). La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de la pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, cette vitesse est relativement lente, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, est généralement long, de l'ordre de 10 à 30 ans en moyenne. Toutefois, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite. Cette lenteur du transit de l'eau, au sein des

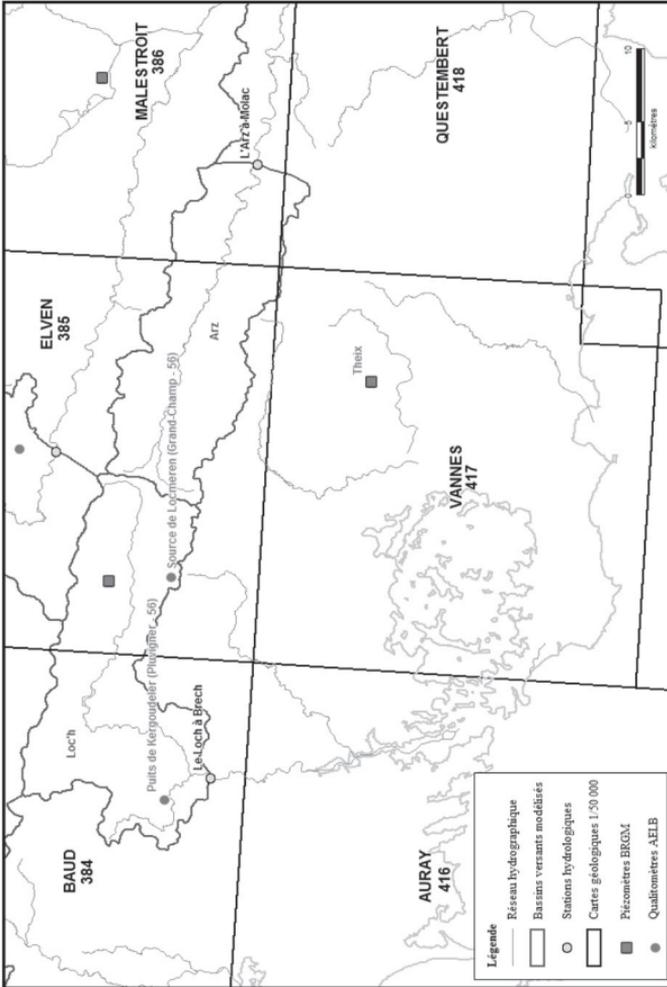


Fig. 36 - Carte de localisation des bassins versants modélisés

| Rivière | Dépt | Station hydrologique | Numéro station | Superficie BV (km <sup>2</sup> ) | Période modélisation | Pluie totale (mm/an) | Evapo-transpiration réelle (mm/an) | Pluie efficace (mm/an) | Écoulement rapide (mm/an) | Écoulement rapide (%) | Écoulement lent (mm/an) | Écoulement lent (%) |
|---------|------|----------------------|----------------|----------------------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|------------------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------|---------------------|
| Loc'h   | 56   | Brech                | J6213010       | 179                              | 1995-2000            | 1101                 | 566.5                              | 534.5                  | 223.5                     | 42                    | 311                     | 58                  |
| Arz     | 56   | Molac                | J8813010       | 148                              | 1994-2000            | 1189                 | 648                                | 541                    | 247                       | 46                    | 294                     | 54                  |

Tabl. 3 - Résultats obtenus pour les bassins versants modélisés (Mougin *et al.*, 2008)

réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle influe également sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau de surface : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates observés à un exutoire, rendent compte des effets des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

### **Participation des eaux souterraines aux débits des rivières**

À proximité de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, les écoulements de deux rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES Bretagne (Loc'h et Arz ; Mougin *et al.*, 2008 ; fig. 36). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface et en écoulement souterrain. Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières. Celle-ci varie de 54 à 58 %. Les résultats sont consignés dans le tableau 3.

### **Captages d'eau souterraine**

#### **Les puits**

Les puits sont des ouvrages verticaux peu profonds à parois maçonnées et réalisés en gros diamètre. Traditionnellement, ils traversent les niveaux d'altération des formations du socle sur quelques mètres de profondeur (altérites et partie supérieure de l'horizon fissuré) et :

- recourent le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- ou coiffent des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de quelques m<sup>3</sup> à 250 m<sup>3</sup>.

Les puits sont très sensibles :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux des nappes en période de sécheresse prolongée, pouvant aller jusqu'à l'assèchement temporaire de l'ouvrage) ;
- à la pollution de l'eau, principalement par les nitrates et pesticides.

## Les forages

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration rapide à l'air comprimé (marteau fond de trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient, les résultats obtenus sont souvent modestes en raison de la nature des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins locaux. On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 404 forages implantés sur le territoire de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys. Les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (tabl. 4). La profondeur moyenne des ouvrages est de 60,1 m (valeurs extrêmes : 5 et 205 m) et le débit instantané moyen : 5,2 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0 et 60 m<sup>3</sup>/h). 26 forages ont une profondeur égale ou supérieure à 100 m. On notera que les forages sont, en moyenne, profonds entre 48 et 68 m. Ceci est dû à la nature de l'altération des formations géologiques de la carte qui conduisent à l'approfondissement des ouvrages pour obtenir les débits recherchés (autour de 5 m<sup>3</sup>/h). Ce sont les leucogranites du massif granitique de Questembert et les micaschistes néoproterozoïques qui sont les plus performants avec un débit moyen entre 6,2 et 6,9 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne assez faible de 48 m. Viennent ensuite trois formations à résultats similaires (massif granitique de Sainte-Anne-d'Auray, orthogneiss de Roguedas, groupe des micaschistes de la Vilaine) : débit moyen d'environ 5,4 m<sup>3</sup>/h pour une profondeur moyenne de foration de 63 m. Les anatexites du Golfe du Morbihan et le massif granitique de Carnac sont un peu moins productifs, 4,5 m<sup>3</sup>/h, mais pour des ouvrages en moyenne aussi profonds, entre 61 et 65 m. Peu ou pas d'ouvrages traversent les deux formations géologiques restantes (groupe des micaschistes de Belle-Île et les ultramytonites du Cisaillement Sud-Armoricain), aussi les moyennes annoncées sont à prendre à titre purement indicatif.

Le débit moyen du meilleur quartile (moyenne des débits des 25 % « meilleurs forages » de chaque population concernée) a également été calculé (tabl. 4). Ce paramètre varie de façon très significative en Bretagne : de moins de 10 m<sup>3</sup>/h à plus de 40 m<sup>3</sup>/h. On peut considérer que cette valeur, atteinte par le quart des forages implantés au hasard, était suffisamment fréquente pour correspondre à des conditions aquifères d'une certaine extension et ce paramètre pourrait être représentatif de la perméabilité des axes de drainage souterrain. On constate que les anatexites du Golfe du Morbihan et le massif granitique de Carnac semblent être moins conducteurs ; les déstockages par le milieu fissuré profond seront donc plus lents. À l'inverse, le massif granitique de Questembert qui occupe la partie Nord-Est de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, est vraisemblablement plus conducteur et la vidange des stocks d'eau et le renouvellement des réserves souterraines doivent être plus rapides que dans les anatexites du Golfe du Morbihan et le massif granitique de Carnac. Les autres formations géologiques ont des comportements intermédiaires. Les débits mentionnés ci-dessus sont des débits instantanés mesurés en fin de foration

| Unité géologique   | Nombre de forages | Débit moyen (m <sup>3</sup> /h) | Profondeur moyenne (m) | Débit moyen du meilleur quartile (m <sup>3</sup> /h) |
|--|-------------------|---------------------------------|------------------------|--|
| Leucogranites à biotite et muscovite du Batholite de Questembert | 39                | 6.9                             | 48.7                   | 17.6   |
| Micaschistes à biotite et muscovite du Briovérien                | 9                 | 6.2                             | 47.8                   | /  |
| Granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray                        | 65                | 5.9                             | 63.8                   | 14.5   |
| Orthogneiss Ordovicien de Roguedas                               | 14                | 5.4                             | 54.7                   | /  |
| Groupe des schistes de la Vilaine                                | 77                | 5.2                             | 64.5                   | 12.0   |
| Leucogranites à biotite et muscovite de Lauzach-Le Gorvello      | 29                | 5.2                             | 68.1                   | 11.2   |
| Anatexites du Golfe du Morbihan                                  | 131               | 4.5                             | 60.6                   | 9.6  |
| Leucogranite à biotite et muscovite de Carnac-Sarzeau            | 34                | 4.4                             | 65.1                   | 9.1  |
| Groupe des schistes de Belle-Ile                                 | 5                 | 3.1                             | 67.6                   | /  |
| Ultramylonites du Cisaillement Sud-Armoricain                    | 1                 | /                               | /                      | /  |
| <b>Total et moyennes</b>   | <b>404</b>        | <b>5.2</b>                      | <b>60.1</b>            | <b>12.3</b>  |

Tabl. 4 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys

(suite à un soufflage). Mais il faut distinguer ce débit instantané, qui rend compte de l'intensité de la fissuration et de la fracturation locale autour de l'ouvrage, et le débit d'exploitation pérenne qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

### **Captages d'alimentation en eau potable (AEP)**

En 2011, cinq ouvrages sont exploités pour l'adduction d'eau potable et ils sont implantés sur deux communes différentes (trois puits et une source à Saint-Nolff, et un puits à Tréfléan ; tabl. 5). Deux points de Saint-Nolff recoupent le massif granitique de Questembert et les deux autres sont dans les micaschistes du Néoprotérozoïque. Le puits de Tréfléant capte l'eau souterraine dans le massif granitique de Questembert.

### **Qualité chimique de l'eau souterraine**

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue à partir des forages de Bretagne est de bonne qualité, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation des ouvrages, pendant leur réalisation et au cours de leur exploitation (les bonnes pratiques sont définies dans la norme AFNOR X10-999 d'avril 2007). À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et une agressivité marquée : la teneur en  $\text{CO}_2$  libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français. Par ailleurs, cette eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut nécessiter un traitement. D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : ce phénomène est lié à des réactions biochimiques, engendrées par la présence de pyrite en profondeur ( $\text{FeS}_2$ ). La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est limitée (fonction de la teneur en pyrite), elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle que soit la durée des phénomènes de dénitrification naturelle, ceux-ci ne dispensent pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laissent un délai pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer, ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités (couleur rouille) dans le forage et les installations. Toutefois le traitement du fer est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates. Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, on peut noter que le littoral est omniprésent. À proximité de la côte, une nappe

| Commune     | Lieu-dit            | N° BSS<br>(N° SISE-Eaux)     | Nature de<br>l'ouvrage | Profondeur<br>(m) | Débit<br>annuel<br>en m <sup>3</sup><br>(2010) | Teneur en<br>nitrates<br>moyenne<br>en mg/l<br>(période<br>concernée) |
|-------------|---------------------|------------------------------|------------------------|-------------------|--|---|
| SAINT-NOLFF | SAINT-<br>COLOMBIER | 04173X0007/P<br>(056000022)  | Puits                  | 6.5               | 138 700  | 29 (2010)   |
| SAINT-NOLFF | COSQUERIC           | 04173X0008/P<br>(056000030)  | Source                 | /                 | 73 000   | 34 (2002)   |
| SAINT-NOLFF | TREFLIS             | 04173X0010/P<br>(056000031)  | Puits                  | 9.5               | 109 500  | 17 (2009)   |
| SAINT-NOLFF | KERHON              | 04173X0040/P1<br>(056000032) | Puits                  | 5.2               | 73 000   | 25 (2009)   |
| TREFFLEAN   | CRAN                | 04174X0035/P1<br>(056000460) | Puits                  | 5                 | 292 000  | 16 (2010)   |

Tabl. 5 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS56, BRGM

d'eau douce flotte au-dessus du biseau salé. Les forages implantés dans ce secteur côtier peuvent recouper ce biseau salé en cas de rabattement excessif des nappes locales (pompage trop important et baisse du niveau de nappe en-dessous du « zéro maritime »). Ce risque d'invasion d'eau saline dans les eaux souterraines est à prendre en compte car c'est un phénomène irréversible (pollution de la nappe d'eau douce par remontée de l'eau salée). Afin d'avoir une gestion raisonnée des prélèvements d'eau dans les zones littorales, le BRGM a réalisé avec la DREAL Bretagne en 2007 une plaquette intitulée « forages d'eau en milieu littoral, préconisations pour la réalisation et l'exploitation ». Cette plaquette est téléchargeable à l'adresse suivante :

<http://www.observatoire-eau-bretagne.fr/Media/Documentation/Bibliographies/Le-forage-en-Bretagne-en-milieu-littoral-preconisations-pour-la-realisation-et-l-exploitation>

Au niveau du site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <http://www.ades.eaufrance.fr> puis recherche par code BSS), un suivi régulier de la qualité des eaux souterraines, est opéré par l'Agence Régionale de Santé du Morbihan (ARS56) et par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB) ; il est disponible sur les sept ouvrages suivants :

– points AEP : le puits de Saint-Colombier à Saint-Nolff (04173X0007/P, suivi depuis février 1996 ; fig. 37a), la source de Cosquéric à Saint-Nolff (04173X0008/P, suivi depuis décembre 2002), le puits de Tréflis à Saint-Nolff (04173X0010/P, suivi depuis novembre 1996), le puits de Kerhon à Saint-Nolff (04173X0040/P1, suivi depuis avril 1997), et le puits de Cran à Treffléan (04174X0035/P1, suivi depuis février 1996 ; fig. 37b) ;

– qualitomètres Agence : la source de Locmeren à Grandchamp (03855X0002/HY, suivi depuis janvier 1996 ; fig. 38a), le puits de Kergoudeler à Pluvigner (03847X0004/P, suivi depuis janvier 1996 ; fig. 38b) ; ces points sont respectivement situés à 6 km au Nord et 11 km au Nord-Ouest de la feuille (*cf.* localisations sur la fig. 36).

Pour le puits de Saint-Colombier à Saint-Nolff, il y a une diminution des teneurs de nitrates (environ -13 mg/l en 16 ans, et moyenne de 32 mg/l avec 53 analyses). Pour celui de Cran à Treffléan, il y a une stabilisation des teneurs de nitrates (moyenne de 18 mg/l avec 54 analyses). Les autres ouvrages AEP présentent un suivi moins régulier : la source de Cosquéric à Saint-Nolff (moyenne de 34 mg/l de nitrates avec 5 analyses), le puits de Tréflis à Saint-Nolff (moyenne de 23 mg/l avec 7 analyses) et le puits de Kerhon à Saint-Nolff (moyenne de 25 mg/l avec 6 analyses). Les analyses de la source de Locmeren à Grandchamp montrent que, malgré une amélioration de la qualité des eaux souterraines pour le paramètre nitrates (environ -21 mg/l en 15 ans, et moyenne de 23 mg/l avec 31 analyses), les teneurs en nitrates peuvent frôler le seuil réglementaire de 50 mg/l (maximum à 44 mg/l). Pour le puits de Kergoudeler à Pluvigner, les teneurs élevées en nitrates semblent passer à partir de 2007 sous

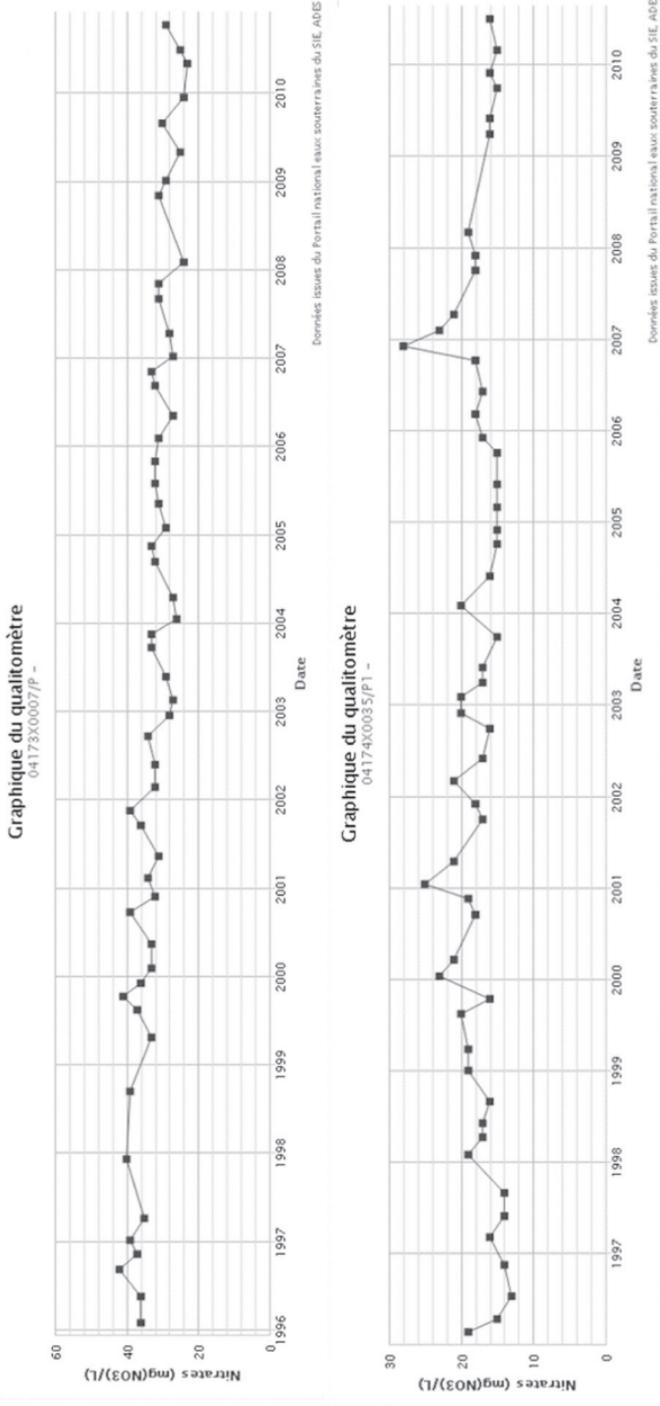


Fig. 37 - Teneur en nitrates au niveau des puits de Saint-Colombier à Saint-Nolff et de Cran à Treffléan. (Source : ARS56)

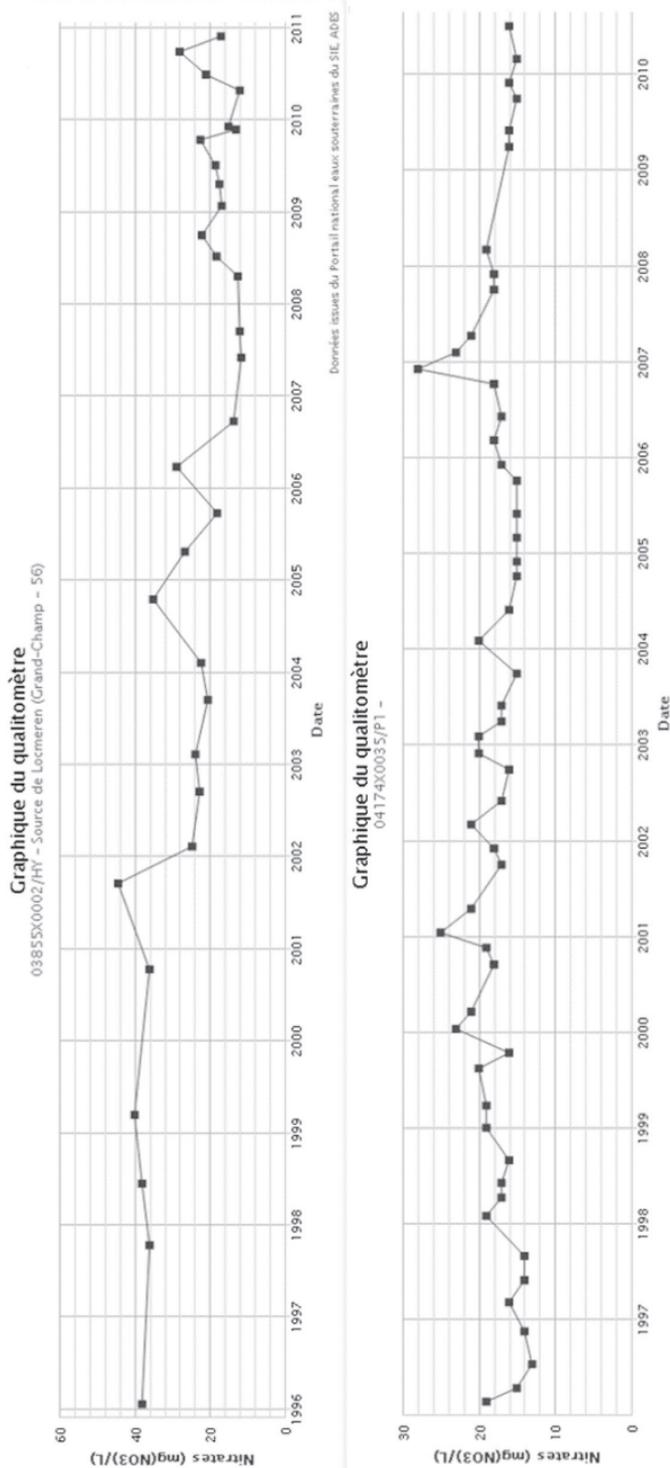


Fig. 38 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Locmeren à Grandchamp et du puits de Kergoudelel à Pluvigner. (Sources : ARS56 et AELB)

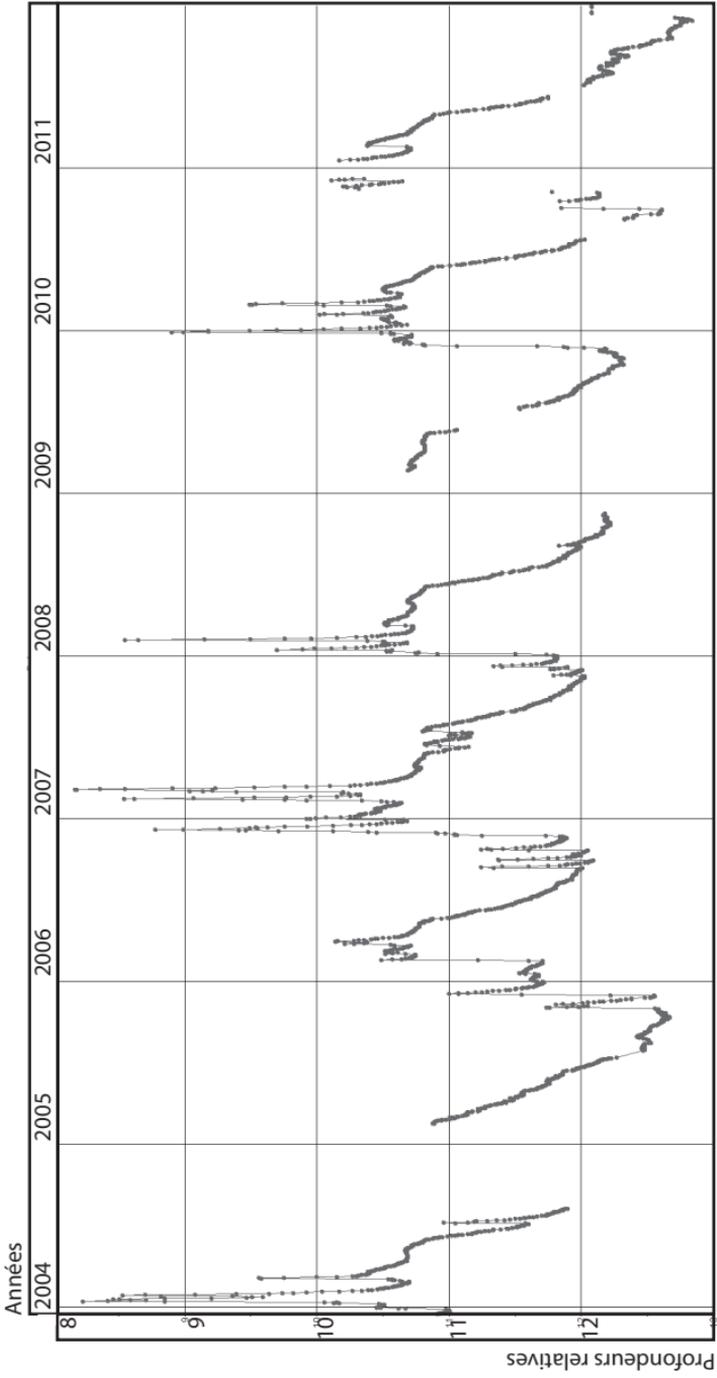


Fig. 39 - Chronique piézométrique de la station de Theix (04173X0045/PZ)

le seuil de 50 mg/l (environ -27 mg/l en 15 ans, moyenne de 57 mg/l avec 65 analyses, et maximum à 84 mg/l).

L'évolution de la qualité chimique des eaux souterraines sur l'emprise de la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys ne peuvent être évaluées en raison du manque de points d'observation et parce que les rares points (captages AEP en service en 2011) sont situés dans des environnements dotés de périmètres de protection qui favorisent l'amélioration ou la stabilisation des concentrations en nitrates.

### **Suivi des niveaux des nappes**

Le BRGM est chargé du suivi national des niveaux de nappe. En Bretagne, le réseau piézométrique, permettant d'assurer cette mission, est composé de 52 stations télétransmises. Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, est situé le piézomètre de Calzac Moulin, un ouvrage du réseau (*cf.* localisations sur la fig. 36) sur la commune de Theix. Il est implanté dans le massif granitique de Sainte-Anne-d'Auray (04173X0045/PZ) et est suivi depuis le 17/12/2003 (suivi BRGM). Le suivi des niveaux de nappe à Theix (fig. 39) montre qu'ils sont réactifs aux précipitations (successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'ils suivent un cycle annuel (montée-descente). La profondeur de la nappe varie entre 8,2 et 12,8 m, le battement moyen annuel est de 3,2 m (période 2004-2011).

### *MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION*

De nombreuses carrières, aujourd'hui le plus souvent abandonnées, envahies par la végétation, voire comblées, témoignent d'une intense activité extractive, dans le passé, tant pour la construction que pour l'entretien des chemins. À présent, seules quelques exploitations pour granulats (ou sables et graviers) sont encore en activité. La production de la profonde carrière de Liscuit en Saint-Avé est écoulée bien au-delà des limites de la feuille.

Les granites représentent -et de loin- les matériaux les plus recherchés. Les principales exploitations étaient situées dans les digitations méridionales du grand massif leucogranitique de Questembert. Selon la tradition, la carrière ouverte près de la chapelle Saint-Mathieu en Treffléan a fourni des matériaux pour les remparts de Vannes et l'église Saint-Pierre de cette cité ; la roche, à grain fin, était considérée de « qualité supérieure » ; au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, l'abandon de la carrière était déjà indiqué comme remontant « à une époque fort ancienne » (de Fourcy et Lorieux, 1848). Les plus importantes carrières étaient ouvertes dans le granite à gros grain de Kerboulard près de Saint-Nolff, à proximité de la route Vannes-Redon. Vers 1840, les carrières de Kerboulard qui

fournissaient moellons et pierres de taille estimées, occupaient une vingtaine d'ouvriers et produisaient une valeur annuelle d'environ 15 000 f. (Lorieux et de Fourcy, 1848). Selon le Répertoire de 1889, sous un découvert de 5 à 6 m, la roche exploitée offrait une masse compacte de 8 à 10 m ; elle livrait un granite gris jaunâtre à gris blanc, à gros grain, de densité 2,491, vendu alors 25 F/m<sup>3</sup> sur carrière. Parmi ses utilisations, on cite l'église d'Elven, ainsi que des ouvrages d'art du chemin de fer aux abords d'Elven et de Saint-Nolff ; les carrières sont abandonnées depuis longtemps. La carrière de Talhouët en Saint-Nolff, vers la limite septentrionale de la feuille, montrait, sous un découvert de 2 m, une masse compacte de 5 à 6 m, livrant -pour 22 F/m<sup>3</sup>- un granite blanc jaunâtre à gris blanchâtre, de densité 2,515 ; les extractions paraissent avoir cessé en 1965. Les carrières ouvertes près du Poteau, à l'Ouest-Nord-Ouest de Saint-Avé, sont abandonnées et en voie de comblement.

Toujours selon le Répertoire de 1889, le granite exploité à la pointe septentrionale de l'Île-aux-Moines (Pointe du Trec'h), présentait, sous un découvert de 1 à 1,50 m seulement, une masse de 10 à 15 m d'un granite gris-blanc (parfois nuancé de rouge et de jaune), à grain fin et serré, de densité 2,559, vendu de 22 à 32 F/m<sup>3</sup>. Parmi ses nombreux emplois, évoquons les quais des ports d'Auray et de Vannes ; la tablette du couronnement du môle de Billiers ; le port Saint-Jacques à Sarzeau ; les tours-balises de Kervoyal et de la Pointe de l'île (à l'entrée de la Vilaine) ; les cales de débarquement de la pointe du Mounienne à l'Île d'Arz et de la Pointe de Penhap à l'Île-aux-Moines. La situation de la carrière dans un site classé rend peu probable une remise en exploitation. Une carrière livrant un granite de même qualité était exploité, à la même époque, dans la partie nord-est de la pointe d'Arradon en la commune de ce nom. La possibilité de transport par eau des pierres de la carrière du Trec'h était très appréciée, entraînant de sérieuses économies sur l'acheminement jusqu'aux chantiers. À ce sujet, rappelons qu'au XV<sup>e</sup> siècle, le transport par charrois des pierres du district de Treffléan jusqu'à Vannes, doublait largement leur prix de revient (Leguay, 1976).

Le granite a été également extrait en plusieurs points dans la Presqu'île de Rhuys, en particulier dans la grande carrière du Lindin au Nord-Ouest de Sarzeau. En règle générale, les matériaux restaient de qualité assez moyenne et étaient surtout destinés aux besoins locaux. Le granite de la presqu'île a pu cependant fournir de grands éléments, ainsi que l'atteste encore aujourd'hui le menhir de Kermaillard, érigé à l'extrémité occidentale de la commune de Sarzeau.

L'examen du bâti ancien de la feuille indique que -comme partout ailleurs- les pierres du terroir ont été largement utilisées sur place ou presque : les migmatites pour les moellons de l'église de Ploeren proviennent d'une ancienne extraction d'anatexites, située à la butte du Roc'h ; les micaschistes dans la partie méridionale de la Presqu'île de Rhuys à Sarzeau ; les mylonites du CSA à Saint-

Avé... Ces matériaux de second choix ont pu subir un certain transport lorsque les autres pierres proximales étaient encore plus médiocres (moellons en gneiss migmatitiques des élévations de l'église abbatiale romane de Saint-Gildas-de-Rhuys, érigée dans un contexte micaschisteux).

### *MATÉRIAUX DE VIABILITÉ*

**Quartz.** En raison de sa dureté et de son inaltérabilité, le quartz était, dans le passé, le matériau privilégié de « rechargement » des routes, si bien que, pratiquement, tous les filons ont été, naguère, exploités. L'exemple le plus impressionnant est fourni par la carrière très allongée, ouverte dans le puissant filon qui jalonne la « zone broyée sud-armoricaine », aux abords même de Saint-Avé. D'autres extractions, de moindre importance, ont été notées au Sud-Ouest de Duer en Sarzeau, à Botcouarh un peu au Nord-Ouest de Vannes.

**Phtanites.** La carrière située à Kerguet, à l'Est de Sarzeau, est aujourd'hui en grande partie comblée. D'après les éboulis, il semble bien qu'elle exploitait, pour l'empierrement, un niveau de phtanite, à grain extrêmement fin, très résistant, de teinte bleu-noirâtre.

**Granites.** Au Sud de la Lande des Bornes, en Ambon, une assez grande exploitation abandonnée montre, à la sole, chaotique, un granite fin, très dur, leucocrate, avec venues pegmatitiques, admettant des enclaves du socle métamorphique et des lentilles quartzieuses. Il semblerait que seules les zones superficielles, naturellement fragmentées, aient été recherchées ; l'extrême ténacité du matériau a sans doute incité l'exploitant à ne pas entreprendre des travaux en profondeur. Dans la profonde carrière de Kerlin, à l'Ouest de Sarzeau, les filons de granite à grain fin, très dur, de teinte bleutée qui recourent un orthogneiss -constituant la roche dominante du gisement- ont été également exploités pour granulats.

Une place à part doit être réservée aux pierres aptes à fournir des pavés. Selon le répertoire des carrières de pierre de taille exploitées (Lorieux et de Fourcy, 1848), un peu au Nord de Vannes, entre les routes de Locminé et de Josselin, le granite offrait « assez de consistance pour être exploité comme pavé ». Sur la feuille, le principal site de production semble avoir été l'Île-aux-Souris (Logoden), dans le Golfe du Morbihan, au Nord de l'Île d'Arz, qui, vers 1840, fournissait du « pavé à la ville de Vannes pour une valeur d'environ 10 000 f » ; ce granite à grain fin, très dur, était toutefois difficile à travailler.

**Orthogneiss.** La très vaste carrière de Kerlin (entreprise Charier) est située à l'Ouest de Sarzeau. La roche extraite est essentiellement un orthogneiss, de teinte gris-bleuté, offrant des yeux feldspathiques cataclastiques.

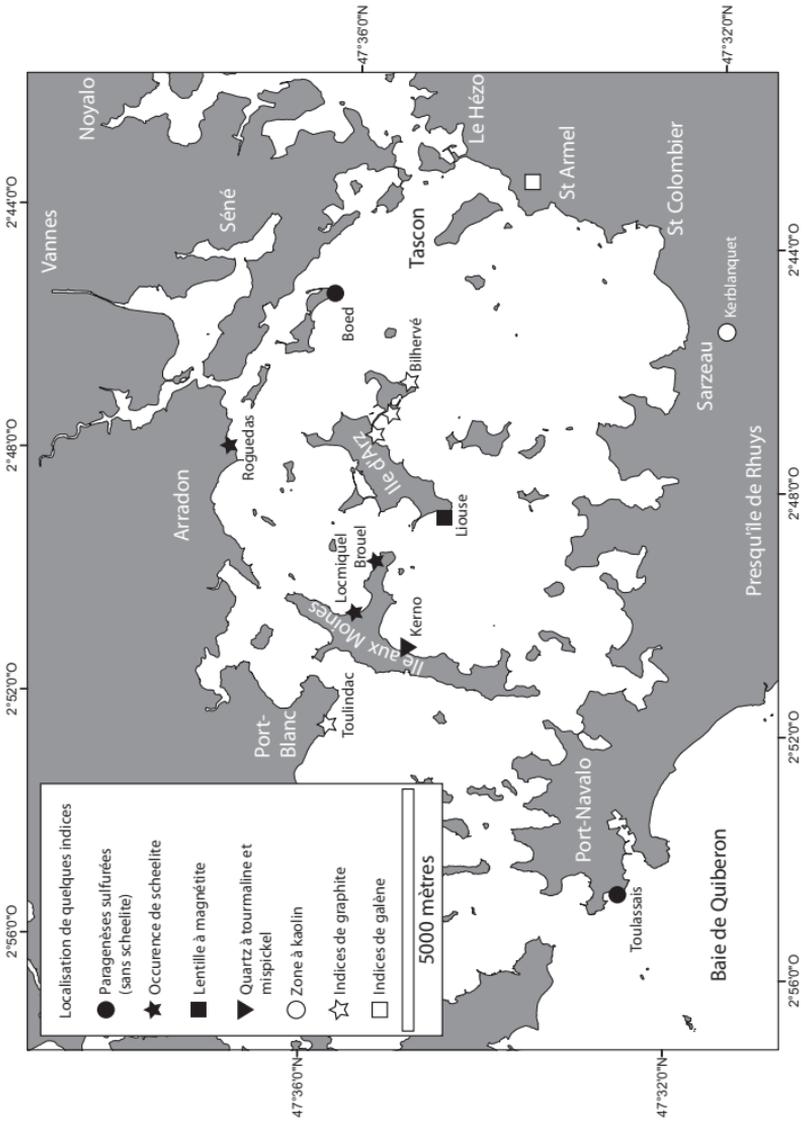


Fig. 40 - Localisation des occurrences minéralisées dans la région du Golfe du Morbihan

**Mylonites et ultramylonites.** Comme partout en Bretagne méridionale, le matériau de viabilité (granulats...) aujourd'hui le plus recherché est représenté par les mylonites qui jalonnent, sur des centaines de kilomètres, le Cisaillement Sud Armoricaïn. Sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, le principal site est celui de Liscuit, au Nord de Saint-Avé ; le gisement, exploité par la SECA, s'étend sur une quinzaine d'hectares (l'emprise totale de la Société couvre 39 ha) et atteignait au printemps 2001 80 m de profondeur ; l'exploitation s'effectue par gradins de 15 m. La production annuelle est de l'ordre de 800 000 tonnes (mylonites et ultra-mylonites) ; la carrière alimente également des centrales à béton. D'autres carrières, aujourd'hui abandonnées, étaient également ouvertes dans ces zones broyées, en particulier près de Calzac-Moulin au Nord-Est de Theix (ultramylonites et mylonites, de teinte très claire, dérivant du faciès à deux micas du granite de Sainte-Anne-d'Auray) ; la carrière a été remblayée récemment par son propriétaire.

**Arènes.** Près du moulin de Catric en Saint-Avé, une carrière d'arène fait l'objet d'extractions intermittentes. Ces matériaux meubles se sont formés ici aux dépens de gneiss migmatitiques à sillimanite. Dans le secteur de Calzac-l'Église, de petites exploitations comme celle qui est encore visible en bord de route sont installées sur le granite de Sainte-Anne-d'Auray.

**Sables et graviers pliocènes.** La société Lafarge exploite un puissant dépôt de sables et graviers pliocènes au lieu-dit Lann, vers la limite occidentale de la commune de Lauzach, qui atteint localement 8 m d'épaisseur. Le matériau offre des colorations diverses (ocre, rouge, rouge marron...). Les sables dominent, mais localement apparaissent des lits de graviers ou de petits cailloutis ; parfois se sont développées des concentrations ferrugineuses (limonite) nodulaires ; les passées argileuses semblent restreintes.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Les occurrences minéralisées mises en évidence sur la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys ne font l'objet d'aucune exploitation et ne présentent actuellement aucune valeur économique. Une grande partie des indices reconnus semble essentiellement liés aux événements Carbonifère Supérieur durant lesquels de nombreux massifs granitiques (en particulier des leucogranites) se sont mis en place dans un contexte tectonique en extension.

### **Minéralisations associées aux niveaux de pyroxénites**

Les pyroxénites du Golfe du Morbihan (Barrois, 1887 ; Lacroix, 1891 ; Cogné, 1960 ; Audren, 1987 ; fig. 40), situées dans des formations migmatitiques, forment plusieurs faisceaux constitués de niveaux distincts dont

la puissance est variable depuis quelques cm à une dizaine de mètres. Elles sont composées essentiellement de diopside-hédenbergite, de labrador-bytownite et de sphène. Les nombreuses variétés de pyroxénites mises en évidence sont dues au développement de divers minéraux tardifs ou secondaires : grossulaire, idocrase, wollastonite, actinote ; oligoclase, microcline, quartz ; épidote, zoïsite, chlorite, calcite ; parfois fluorine, prehnite. Les minéralisations mises en évidence peuvent être regroupées en trois ensembles (Lulzac, 1964 ; Pierrot *et al.*, 1980 ; Chauris, 1987).

### Paragenèses sulfurées

Ce sont, de loin, les plus fréquentes (Roguédas ; Brouel et Locmiquel à l'Île-aux-Moines ; Île de Boëd ; Toulassais près Port-Navalo ; localisation sur la fig. 40). La pyrrhotite est l'espèce la plus répandue, observée dans toutes les occurrences ; elle se présente en mouches submillimétriques irrégulières, de teinte bronze rosâtre, à cassures lisses incurvées subconchoïdales, disséminées entre les grains de plagioclase et de pyroxène ; elle est aussi parfois en baguettes automorphes ou en minces veinules ; elle renferme localement (Boëd) des exsolutions « en flammes » de pentlandite. La pyrite, assez fréquente, est associée à la pyrrhotite dont elle dérive. Le mispickel n'a été reconnu que dans une fissure à Locmiquel (fig. 40). La molybdénite n'a été observée qu'à Toulassais (en bouquet de fibres) et à Boëd (en lamelles). Les minéraux de bismuth (bismuthinite avec inclusions de tétradymite  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ ) ont été notés à Brouel, Île-aux-Moines (fig. 40). La skutterudite ( $\text{CoAs}_{2,3}$ ) est très rare (Boëd). La chalcopyrite est constante, mais toujours en faible quantité ; elle est généralement associée à la pyrrhotite ou à la marcassite. La blende est souvent observée, mais toujours uniquement à l'état de traces, en inclusions dans la pyrrhotite, associée à la chalcopyrite ou à la galène. Ainsi s'expliquent les teneurs en Zn (192 ppm à Brouel, Île-aux-Moines) et en Cu (115 ppm à Brouel, Île-aux-Moines). La galène a été décelée à l'île de Boëd ; elle est tardive (remplacement des silicates ; remplissage des interstices de la marcassite). Les minéraux secondaires, peu fréquents, sont représentés par la goethite (altération de la pyrrhotite ou de la pyrite et imprégnation dans la roche), la covellite fissurale (à partir de la chalcopyrite) et la scorodite (aux dépens du mispickel).

### Indices de scheelite

La scheelite peut s'associer localement aux paragenèses sulfurées (Lulzac, 1964 ; fig. 40). Elle est facilement mise en évidence par sa fluorescence blanche bleutée au rayonnement ultra-violet (« mineralight »). À Roguedas (fig. 40), le niveau de pyroxénite, constellée de mouches de pyrrhotite, renferme un peu de scheelite en plages infra- à submillimétriques, de teinte blanchâtre, dispersées de préférence au voisinage du pyroxène. À Locmiquel, la scheelite, blanchâtre, est également disséminée au contact du pyroxène. À Brouel (Île-aux-Moines), les pyroxénites à scheelite présentent deux variétés paragenétiques (Lulzac, 1964) : (1) Un type à idocrase brun clair, en plages pluricentimétriques et grossulaire,

parfois géodique ; la scheelite, inframillimétrique, forme des mouches disséminées dans le pyroxène, le grenat ou au contact de l'idocrase, (2) Un type à fluorine et grossulaire ; la scheelite se présente en mouches millimétriques blanchâtres, au contact du pyroxène, dans des microveinules ou dans la fluorine. Idocrase, grossulaire et fluorine renferment des inclusions de pyroxène. Le développement métasomatique de ces trois minéraux aux dépens de la pyroxénite primitive indique une paragenèse secondaire du genre skarnoïde. Les teneurs en tungstène restent toujours basses : la moyenne de quatre analyses (Picot, 1975) est de 3 300 ppm, soit environ 0,3 % seulement. Ce chiffre est à rapprocher de la teneur en scheelite (0,3 %) obtenue par broyage de la roche suivie d'un lavage à la batée (Lulzac, 1975).

À l'évidence, les pyroxénites ont constitué un piège pour le tungstène. Trois hypothèses s'offrent alors pour l'origine du métal :

– les pyroxénites sont aussi la source du tungstène (concept de lit-source). Cette interprétation reste souvent indémontrable, par suite de la difficulté d'éliminer *a priori* la possibilité des processus métasomatiques. Elle est mise en doute par le fait que, dans la même occurrence, coexistent zones minéralisées et zones stériles ;

– le tungstène observé dans les pyroxénites sous forme de scheelite provient des migmatites encaissantes. Il était originellement disséminé dans les complexes grauwackeux et a été concentré lors des processus anatectiques. Une telle évolution, également difficile à prouver, ne semble pas pouvoir s'appliquer en Armorique méridionale où des pyroxénites à scheelite ont été mises en évidence dans des zones dépourvues d'anatexie (pyroxénites des micaschistes de Baud ; Chauris, 1986) ;

– le tungstène dérive d'émanations hydrothermales de haute température, liées à la différenciation tardi-magmatique des granites. Cette interprétation paraît la plus acceptable pour les raisons suivantes :

- une activité hydrothermale a été mise en évidence dans les filons de granite de Sarzeau. Près de Kerno (Île-aux-Moines), le granite à grain fin, à deux micas, est recoupé, sur une centaine de mètres, par de nombreux filonnets de quartz gras, aux épontes plus ou moins greisenisées, associés à des tourmalinites massives (infra),
- présence de scheelite dans les lentilles granitiques et dans les filonnets pegmatitiques recoupant le skarnoïde du Plessis (Lulzac, 1975), ainsi que dans les veinules quartzieuses du leucogranite du Mane Guen près de Baud,
- cristallisation de scheelite dans des skarnoïdes à idocrase et grenat formés aux dépens de pyroxénites et comparables, paragénétiqument aux skarns classiques des exo-contacts granitiques (indices de Brouël à l'Île aux Moines, du Plessis près de Parthenay),
- reconnaissance d'un district à scheelite alluvionnaire (prospections du BRGM, Guigues et Devismes, 1969) dans les zones de contact des leucogranites avec les formations méta-ophiolitiques de la baie d'Audierne.

Les roches basiques ne contiennent normalement pas de tungstène ( $W < 1$  ppm). Dans ces conditions, la scheelite dérive ici, selon toute probabilité, des émanations leucogranitiques. Par suite de leur composition, les roches basiques, d'origine magmatique, ont joué sans doute uniquement le rôle de piège favorable, au même titre que les pyroxénites paradérivées. En conclusion, les occurrences de scheelite dans les pyroxénites du Golfe du Morbihan, et d'une manière générale d'Armorique méridionale résultent de la superposition de deux métallotectes complémentaires : les leucogranites ont fourni la source du tungstène ; les pyroxénites ont constitué un piège pour la précipitation de la scheelite.

### **Occurrences de magnétite**

La magnétite est généralement très sporadique dans les pyroxénites du Golfe du Morbihan (fig. 40). À Toulindac et à Roguédas (Barrois, 1887), ce minéral se présente en petits cristaux octaédriques disséminés. À Brouel (Île-aux-Moines ; Lulzac, 1964), un faciès silicifié, de quelques dizaines de centimètres de puissance, avec plagioclases résiduels, rares pyroxènes et sphènes, est minéralisé en magnétite. La principale occurrence a été découverte à l'extrémité méridionale de l'Île d'Arz, à proximité des vestiges mégalithiques, dans des formations feldspathiques blanchâtres. En ce point, une basse falaise montre, au sein des gneiss migmatitiques recoupés par des filons granitiques, un ensemble subvertical de bancs feldspathiques et de lentilles ferrifères. Au total, cinq bandes ferrugineuses, parfois fortement silicifiées, ont été reconnues ; leur puissance va de quelques centimètres à environ 2,5 m. L'altération météorique est intense et le minerai de fer est le plus souvent limonitique. Cependant, toutes les transitions apparaissent entre les passées entièrement altérées et le minerai primaire à magnétite, visible dans de nombreux éboulis sur l'estran. Ces fragments non altérés proviennent, selon toute probabilité, de travaux effectués dans l'île même, sur le prolongement de la structure minéralisée. L'examen au microscope montre une magnétite en agglomérats de grands individus, cimentés par du quartz calcédonieux. Les fissures de la magnétite sont remplies de goethite. Aucun autre minéral métallique n'a pu être mis en évidence. L'analyse chimique confirme la haute teneur en fer ( $Fe = 51,4\%$ ) du minerai et l'abondance relative de la silice ( $SiO_2 = 26,8\%$ ). Les teneurs en P et Ti sont extrêmement basses ; il en est de même pour V, Cr, Co et Ni. Seule la teneur en Mg est relativement élevée ( $Mg = 0,71\%$ ).

L'origine des lentilles ferrifères est assez énigmatique. Trois points doivent être soulignés : le contraste entre la forte teneur en fer des lentilles et la faible teneur en fer des roches feldspathiques encaissantes ; la nature probablement secondaire de ces roches blanchâtres (plagioclasites) dont les sphènes, très altérés, constituent les reliques d'une paragenèse antérieure ; l'association des concentrations ferrifères avec de la silice calcédonieuse. Ces remarques suggèrent que le fer (concentré dans les lentilles) pourrait provenir des roches

encaissantes primitivement riches en fer et en magnésium (anciennes pyroxénites ?). Les pyroxénites auraient été soumises à un intense métasomatisme alcalin à température élevée (développement de plagioclases, accompagnés ou non de feldspaths potassiques), ayant entraîné la plus grande partie de fer et *-pro parte-* du magnésium, suivi de circulations hydrothermales à basse température (précipitation de silice calcédonieuse). Cette interprétation est appuyée par le fait qu'à Brouel (Île-aux-Moines), la pyroxénite paraît passer en continuité (après une légère interruption due à un recouvrement alluvionnaire) à une zone silicifiée dont l'origine première semble bien être la pyroxénite (plagioclase, pyroxène et sphène reliques) ; ici aussi, la magnétite est associée au faciès silicifié.

### **Minéralisations associées aux leucogranites à deux micas**

**Massif granitique de Questembert.** Aux environs de Treffléan, une légère minéralisation stannifère est en relation avec la partie méridionale du leucogranite de Questembert (Ranoux, 1959 ; Lulzac, 1970 ; Pierrot *et al.*, 1980). Jusqu'à ce jour, aucune occurrence « en place » n'a été reconnue sur la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, où les indices consistent uniquement en « pierres volantes » dans les champs et les bois. Toutefois, le district s'enrichit nettement vers l'Est (feuille Questembert). À Benerlin, en Treffléan, les minéralisations appartiennent à deux types différents : (1) les pegmatites à grenat, avec béryl jaune très clair, sans cassitérite ; (2) les filons quartzeux à cassitérite brun foncé. À Kerno, également en Treffléan, des éboulis quartzeux sont minéralisés en cassitérite (sous forme de placages brun-rouge dans les plans de laminage du quartz) et en mispickel. D'autres indices sont connus aussi à Saint-Mathieu en Treffléan (quartz à cassitérite et mispickel) ; à Keroillo en Sulniac (aplite et quartz à cassitérite) ; à Quelenec en Elven (aplite à cassitérite). Un filon d'une trentaine de cm de puissance, minéralisé en béryl et mispickel, a été signalé, sans autre précision, à 2 km au Nord-Ouest de Treffléan.

**Massif granitique de Carnac** (dyke de l'Île-aux-Moines). Au Nord-Est du village de Kerno, un granite à grain fin, à deux micas, est recoupé par des filonnets de quartz, de quelques centimètres à 25 cm de puissance (fig. 40). Les occurrences sont visibles sur une centaine de mètres, du Nord au Sud, sur l'estran, au pied des falaises ébouleuses. Le quartz filonien, fétide, offre un éclat gras ; la tourmaline se présente souvent en masses (tourmalinites) ; localement, les épontes sont plus ou moins greisenisées. La minéralisation consiste essentiellement en mispickel, massif, en cristaux automorphes à subautomorphes (altéré en scorodite), parfois cimenté par de la pyrite. Un peu de bismuth natif apparaît en fines inclusions dans le mispickel ; la bismuthinite a cristallisé dans les vides entre les cristaux de mispickel et aussi en remplissage de veinules dans ce minéral. Des traces d'argent natif forment de petites inclusions dans le mispickel.

## Minéralisations hydrothermales diverses

Quelques occurrences de galène ont été signalées aux environs de Vannes. Elles restent très mal connues à ce jour : (1) dans la grande carrière de Liscuit en Saint-Avé, exploitant les mylonites pour granulats, une légère minéralisation de type BGP (blende-galène-pyrite) a été notée dans de minces veinules transverses carbonatées, (2) à Poulhors en Sarzeau, un sondage BRGM a mis en évidence un peu de galène dans une structure quartzreuse, (3) ce minéral a jadis été signalé à Sarzeau – sans localisation précise – par de Limur et par Lacroix, (4) les collections de l'École des Mines de Paris renferment un échantillon de galène étiqueté « Vannes », sans autre précision ; la galène est en partie altérée en césurite et en anglésite.

Plusieurs indices de fluorine ont jadis été découverts aux environs de Vannes : (1) à Beauregard, dans une ancienne carrière ouverte sur le très puissant filon de quartz que jalonne le Cisaillement Sud Armoricaïn, la fluorine, verte, violette ou blanche, reste sporadique. Azurite et malachite en enduits sur le quartz carié indiquent la présence d'une légère minéralisation cuprifère, (2) à Botcouarh, au Nord-Ouest de Vannes, un filon de quartz, aujourd'hui invisible, montrait de la fluorine verdâtre ou violette ; ce minéral se présentait aussi en gros cristaux pseudomorphosés par le quartz, (3) à Luscanen en Ploeren, la fluorine apparaît uniquement en pseudomorphoses quartzreuses (Lulzac, 1974 ; Chauris, 1982b).

## Indices de kaolin

Les indices de kaolin sont relativement fréquents sur la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, mais restent encore mal connus (fig. 40) : (1) le filon quartzreux de Beauregard – déjà cité – est associé à des argiles (illite et kaolinite) représentant l'un des termes ultimes de la mylonitisation, (2) à Kerblanquet, un peu à l'Est de Sarzeau, un leucogranite feuilleté est kaolinisé au contact de filons quartzreux, (3) à Duer, également en Sarzeau, un puissant filon quartzreux à texture bréchique, renferme de petits amas disséminés de kaolinite, (4) d'autres indices ont été observés : à Banaster en Sarzeau (kaolinite associée à un filon quartzreux) ; à la Lande-du-Matz, également en Sarzeau (filon quartzreux bréchique, associé à kaolinite, smectite et illite), (5) à l'Île d'Arz, au lieu-dit Toul-Pri (« trou de l'argile » en breton) : argile blanche kaolinique, associée à des concentrations ferrugineuses (goethite, hématite) ; l'ensemble évoquerait un peu un profil d'altération latéritique ? À Poulprio (en breton : trou de l'argile), en Ploeren, un limon jaunâtre, de quelques mètres d'épaisseur, était naguère exploité comme terre à brique (Barrois, 1890). C'est sans doute un dépôt comparable qui alimentait primitivement la briqueterie installée au Sud-Ouest de Saint-Avé.

## Indices de graphite

Une tentative d'exploitation de graphite a eu lieu près du château de Kergonano en Baden, sur la feuille Auray – Quiberon ; le niveau graphitique se poursuit vers le Sud-Est sur la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys (fig. 40). Son démantèlement est à l'origine des galets de quartzites riches en graphite recueillis sur l'estran de Toulindac. À l'Île d'Arz, un banc de quartzites graphitiques, inclus dans des gneiss migmatitiques, est connu près de Bilhervé ; le graphite, abondant, se présente en paillettes brillantes disséminées, alignées sur le litage ou souvent groupées en paquets de lamelles (fig. 40). Le graphite a été également observé dans les falaises de Conleau et de Kerbourbon au Sud de Vannes, en paillettes submillimétriques, au sein de formations gneissiques à sillimanite (Pussenot, 1903).

## Petits placers littoraux

La présence de sables lourds minéralisés en cassitérite est connue depuis longtemps sur les rives méridionales de la baie de la Vilaine (Durocher, 1851 ; de Limur, 1878 ; Berthois, 1928). Et c'est à la présence de ce minerai que la commune de Penestin (pointe de l'étain), à l'embouchure de la Vilaine, doit son nom breton. La cassitérite a été exploitée ici, sur l'estran, à une époque imprécisée, et encore au début du XX<sup>e</sup> siècle (Chauris, 1982a, 1982b). De nouvelles occurrences de sables stannifères ont été mises en évidence, en plusieurs points, sur les rives septentrionales de la baie de la Vilaine, avec des teneurs moyennes singulièrement plus élevées que celles qu'il est possible de déceler actuellement sur l'estran de Penestin (Chauris, 1993). Les occurrences, situées vers les limites des feuilles à 1/50 000 Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys – Questembert – La Roche-Bernard, ne doivent pas être séparées dans leur examen. Les principaux indices ont été observés dans la commune d'Ambon, en particulier près de Cromenach (feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys), et surtout à Betahon (feuille Questembert ; fig. 41). Plus à l'Ouest, comme à Saint-Guérin-en-Damgan (feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys) et plus à l'Est, comme à Penn Lann en Billiers (feuille La Roche-Bernard), les teneurs en étain diminuent fortement (fig. 41).

À Cromenach, un dépôt de sables lourds, de teinte noirâtre, était visible jusqu'à ces dernières années, au Sud de la chapelle ; les enrochements ont à présent masqué une grande partie de l'occurrence. À l'Est de la chapelle, les sables noirs apparaissent également vers le haut de l'estran, où ils forment une succession de lits minéralisés (parfois plus d'une dizaine) intercalés entre des couches stériles. Plus à l'Est encore, des placages richement minéralisés s'étalent en plusieurs points sur la grande plage de Betahon. À Damgan (à l'Ouest de la pointe de Kervoyal ; au droit du bourg ; près de saint-Guérin), les sables lourds -nettement moins étendus- sont caractérisés par leur teinte rougeâtre (fig. 41).

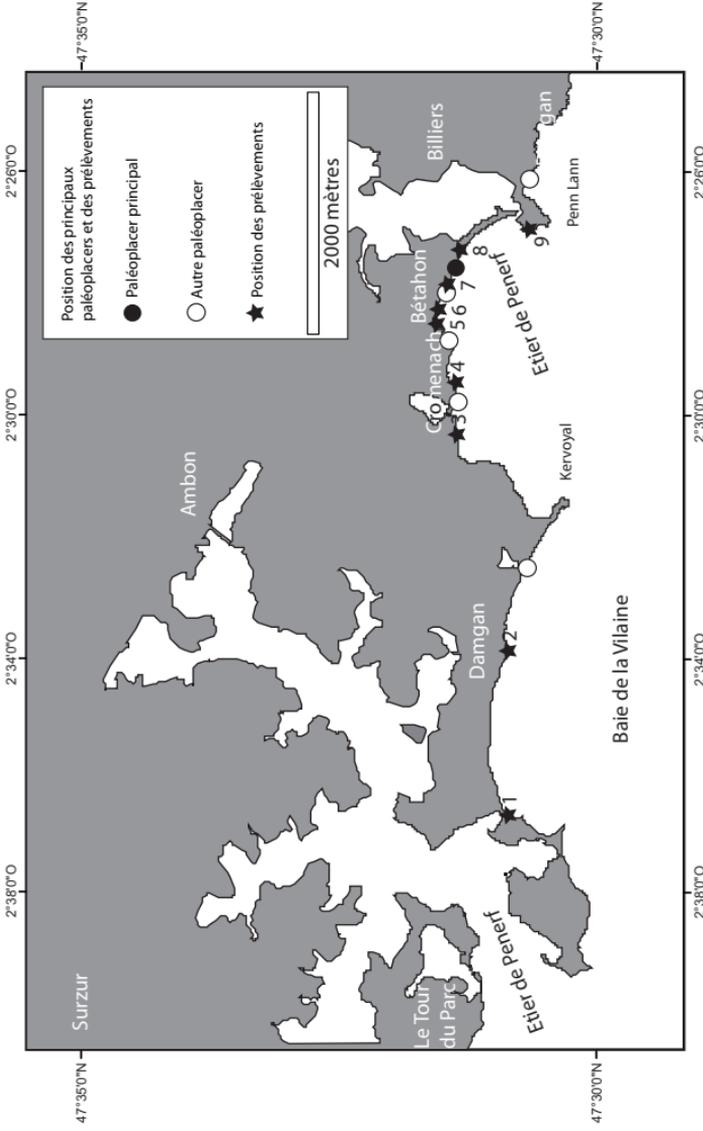


Fig. 41 - Localisation des sables lourds sur la rive septentrionale de la Baie de la Vilaine

Pour l'ensemble de neuf échantillons analysés (fig. 41), le pourcentage en poids des minéraux lourds par rapport au sable brut prélevé par raclage à la pelle sur les zones minéralisées, apparaît élevé (63,5 %). Parmi les minéraux lourds, la première place revient à l'ilménite (49,6 %), suivie par le grenat (32,3 %). Loin derrière, la staurotite (4,6 %), occupe la troisième place, suivie de près par la cassitérite (3,4 %) avant le rutile (2,8 %) et la magnétite (1,6 %). Examinée à la loupe binoculaire, la cassitérite de Bétahon se présente en grains roulés, atteignant parfois le millimètre, polychrome, du jaune clair au brun foncé. Comme à Penestin, elle est associée à des traces d'or natif. La teneur moyenne très élevée en cassitérite (34 kg/t de minéraux lourds) est tout à fait exceptionnelle en Bretagne. La grande originalité du district de la Vilaine par rapport aux autres placers stannifères littoraux bretons repose sur le fait qu'ici les granites stannifères sont inconnus à proximité des indices alluvionnaires. Selon toute probabilité, la source immédiate de la cassitérite concentrée sur les estrans doit être recherchée dans les dépôts alluvionnaires (plio-quaternaires ?) -attaqués par la mer- qui ont joué, à Ambon comme à Penestin, le rôle de relais avec les leucogranites du Morbihan. L'origine distale de la cassitérite s'accorde bien avec son aspect émoussé. Il apparaît a priori surprenant que les fortes teneurs des petits placers d'Ambon n'aient pas attiré, dans le passé, l'attention des prospecteurs d'étain. L'hypothèse d'extractions anciennes est fortement appuyée par la présence d'un toponyme significatif dans la commune d'Ambon : Palus Stean (en breton : marais de l'étain ; Tanguy, 1975). À Ambon, comme à Penestin, la toponymie s'enracine dans la géologie.

D'autres petits placers littoraux ont été également notés plus à l'Ouest, sur les plages entre la pointe de Penvins et la pointe de Saint-Jacques en Sarzeau (fig. 41). Mais ici, les teneurs en cassitérite sont très faibles, voire nulles. Le spectre minéralogique (moyenne de trois analyses) est dominé par l'ilménite (44,8 %), le grenat (33 %), la magnétite (12,4 %) ; viennent ensuite la staurotite (4 %) et le rutile 2,3 % ; l'or apparaît en traces (surtout au Rohaligen). Les sables lourds de cette dernière occurrence sont particulièrement remarquables par la variété de la paragenèse qui indique, à l'évidence des sources multiples : outre les minéraux précités, ont été notés (Pierrot *et al.*, 1980), sporadiquement ou en traces : andalousite, sillimanite, disthène, amphibole, épidote, sphène, anatase, brookite, tourmaline, topaze, gorceixite, apatite, zircon, monazite, hématite, barytine, corindon, péridot et spinelle.

Des cailloutis à gros cristaux de rutile sont connus depuis longtemps dans le Golfe du Morbihan aux environs de Vannes (Lacroix, 1901 ; Barrois, 1934). Les rutilés étaient « recueillis à marée basse, lavés et roulés sur l'estran du Golfe, par les enfants des écoles de Vannes » que de Limur « avait su intéresser à leur récolte » (anses de Salins, de Séné, de Conleau). Ainsi, sur quelques centaines de mètres entre le lieu-dit les Salines et Conleau, de gros cristaux de rutile, provenant de la destruction des formations cristallophylliennes, sont disséminés dans les graviers et cailloutis de l'estran. Dans ces occurrences, le rutile apparaît

en individus centimétriques, maclés, rougeâtres en leur centre, noirâtres à l'extérieur par transformation en ilménite. L'anatase se présente en cristaux de très petite taille, encroûtant le rutile et formés aux dépens de l'ilménite due à la transformation superficielle du rutile. Aujourd'hui, par suite des récoltes anciennes, les cristaux de rutile sont ici devenus rares.

### *SOLS, PALÉOSOLS ET ACTIVITÉ PÉRIGLACIAIRE*

Les sols sont de nature podzolique dans le secteur des Landes de Lanvaux et la Presqu'île de Rhuy, et de type sols bruns acides sur la majorité du reste du secteur (profils rajeunis par l'érosion). Sur isaltérites, les sols sont généralement bien drainés, sauf sur micaschistes. Sur allotérites et sédiments tertiaires, des sols polygénétiques dégradés et glossiques (paléosols « jaunes-rouges » podzoliques) sont développés. Néanmoins, dans la grande majorité des cas, les sols sont fortement tronqués par l'érosion, réduits à la profondeur moyenne de labour (<30 cm). L'occupation des sols est largement pastorale, avec un peu plus d'agriculture dans les secteurs enrichis en limon. Les sols hydromorphes et les tourbières occupent l'essentiel des zones déprimées.

L'activité périglaciaire liée aux aires glaciaires quaternaires est sensible sur pratiquement toute la surface de la feuille avec la préservation de cailloux éolisés (« Dreikanter ») développés généralement sur le quartz ou les grès ladères. Elle est aussi présente sous la forme de cryoturbations (galets redressés dans les paléocordons) et de réseaux polygonaux hérités de la contraction thermique, souvent associés à des coins de graviers ou à des traces de coins de glace polygénétiques, surtout à proximité de l'estuaire de la Vilaine et le long de l'étier de Pénerf.

### *PRÉHISTOIRE ET PALÉOENVIRONNEMENTS*

Au Paléolithique, la région est fréquentée le long des reliefs bordiers du Golfe et de la Baie de la Vilaine. À l'Est, vers Cromenach et Damgan, des industries lithiques du Paléolithique ancien ont été retrouvées (Pincemin et Rolando, 1985) et dans le centre du Golfe (Aveneau de la Grancière, 1910). Près de Carnac, les restes d'un habitat abrité dans un couloir d'abrasion marine à Saint-Colomban témoignent de la présence de l'homme sur la commune au Paléolithique ancien, vers 450 000 ans BP.

Au Néolithique, le Golfe du Morbihan est une zone exceptionnelle par le nombre, l'importance et la variété des monuments mégalithiques (Gouezin et Le Gall, 1992). Ces édifices (en concentration extraordinaire dans le Golfe), ont été construits du Néolithique à l'Âge du Bronze (5 000 à 800 av. J.-C.). La ville de Locmariaquer renferme de nombreux menhirs et dolmens, dont les trois

principaux ont été fouillés (L'Helgouac'h, 1986-1992) : la Table des Marchands, le tumulus Er Grah (Er Vinglé) et le grand menhir brisé. L'alignement de Carnac est un autre site mégalithique qui a été mis au jour à Betz (au Sud de Duer) en 2006. Leur construction se fait généralement avec les pierres locales granite de Carnac, orthogneiss de Locmariaquer. Au Néolithique, le niveau marin était voisin de l'actuel (Morzadec-Kerfourn, 1974). Les ressources conchylicoles sont exploitées comme en atteste la présence d'accumulation coquillères, généralement humifères, les Kjekkenmödingen, à Cromenach. À partir de 4 300 av. J.C., une régression marine (-6 m Morzadec, 1974 ; -8 m NGF, Meurisse, 2009) qui s'achèvera vers 3 000 av. J.-C. transformant l'environnement du Golfe, avec un accès à de nombreuses îles formant des interfluves séparées par les rivières de Vannes et d'Auray, permettant l'érection des dolmens de Pen Louise au Sud de l'Île d'Arz, le dolmen de Penhap à l'Île aux Moines et celui de Gavrinis. L'Île de Gavrinis n'est séparée du continent que par des chenaux peu profonds, et n'a dû se couper de celui-ci que tardivement. Le Cairn, situé à l'extrémité sud de l'île, est l'un des plus beaux et mieux conservés. Des dreikanter (galets ladères éolisés à facettes), parfois de 10 à 20 cm, ont été retrouvés (Gavrinis) ; leur utilisation a été attribuée à l'exécution des gravures. Le double cromlec'h en fer à cheval sur l'îlot d'Er Lannic est partiellement immergé ; il est constitué par une double enceinte de mégalithes levés dont certains menhirs reposent à 1,5 m sous le niveau des plus basses mers actuelles. Lors la construction de l'enceinte sud, l'îlot était relié au rivage.

Les études palynologiques faites sur tourbières révèlent la précocité des cultures de céréales dans le Sud de la Bretagne et l'importance des défrichements et déforestation (Visset *et al.*, 1995 ; 1996). La culture du blé est attestée dès 4 000 av. J.-C. sur les côtes. À l'âge du Bronze, la déforestation s'accroît. Il faut donc imaginer un environnement complètement différent avec des monuments sur des hauteurs, correspondant aux îles actuelles. Les mégalithes étaient localisés en plein champ et avaient vraisemblablement une fonction calendaire.

Le golfe est également le siège d'une extraction du sel en four à augets dès le Néolithique. À l'époque romaine, le golfe est peuplé par les Vénètes et l'extraction du sel se développe en marais salants (haut niveau marin).

## *DYNAMIQUE ET ÉVOLUTION RÉCENTE DU GOLFE DU MORBIHAN*

### **Caractéristiques et fonctionnement actuel du Golfe du Morbihan**

#### **Bathymétrie**

Les secteurs immergés sur la feuille de Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys occupent un espace important, avec le Golfe du Morbihan et le littoral

débouchant sur la Baie de Vilaine, de la Rade de Penerf (embouchure de la Vilaine) à l'Est, au Plateau du Grand Mont à l'Ouest (bordure orientale de l'embouchure du Golfe du Morbihan) et s'étendant au Sud jusqu'au plateau de la Recherche (ann. 1). La profondeur bathymétrique est faible, inférieure à 15 m d'eau (valeur par rapport au niveau des plus basses mers ; ann. 1). La Rade de Penerf, située à l'embouchure de la Vilaine, est aussi un domaine de pente régulière. Des roches affleurantes bordent le littoral sur 3 à 4 km de large jusqu'à 6 m de profondeur dans la rade de Penerf et jusqu'à 12 m au large de la Presqu'île de Rhuys. Au Sud-Ouest de la feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys, le plateau de la Recherche, alignement ENE-WSW de roches affleurantes culminant à 10 m de profondeur, individualise un chenal étroit (1,5 km de large environ) sur moins de 10 km de long.

### **Contexte géomorphologique**

Situé dans le Domaine Sud Armoricaïn (Le Corre *et al.*, 1991), le Golfe du Morbihan est une dépression topographique formant un plan d'eau de 11 500 ha pour un trait de côte de 250 km, ouvert sur la mer par le goulet de Port-Navalo, large de 900 m (Denis, 1978). Le Golfe du Morbihan comporte un très grand nombre d'îles, 37 selon l'IGN, et même 42 selon le SHOM. Les deux principales sont l'Île-aux-Moines et l'Île d'Arz. La géomorphologie actuelle du Golfe dans son ensemble est principalement héritée de la chaîne Varisque et des variations climatiques et eustatiques enregistrées au cours du Cénozoïque. À terre et en mer, le substratum est essentiellement constitué de roches magmatiques et métamorphiques associées à l'orogénèse varisque. À terre, la couverture sédimentaire d'âge Mésozoïque est absente, contrairement à la couverture sédimentaire Cénozoïque, dont les principales formations ont été identifiées au Nord et à l'Est du Golfe (Carte géologique au 1/80 000 ; Guilcher, 1948, Brault, 2002). Le Golfe du Morbihan est parcouru par de puissants courants de marée qui ont fait l'objet de modèles hydrodynamiques (Marcos *et al.* 1996, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Ces conditions hydrodynamiques particulières se traduisent par une morpho-bathymétrie très accidentée, dont les profondeurs passent d'une vingtaine de mètres à l'entrée du Golfe à quelques décimètres dans la partie orientale. Plus spécifiquement, trois secteurs morpho-bathymétriques peuvent être individualisés : (1) un secteur oriental, à l'abri des courants, dont la profondeur d'incision n'excède pas 1 à 2 m de profondeur, (2) un secteur de transition, dont la profondeur des chenaux peut atteindre 10 m par une largeur de 50 m, (3) un secteur occidentale, à forts courants où les incisions peuvent atteindre au niveau du goulet d'étranglement 40 m (Perez-Belmonte, 2008). Le Golfe est alors parcouru par un réseau complexe de chenaux tidaux orientés selon deux directions armoricaines préférentielles N150-160° et N20-30° et dont l'évolution du remplissage dépend principalement du dernier cycle glaciaire (Perez-Belmonte, 2008).

## Climatologie

Le Golfe du Morbihan est caractérisé par un climat de type océanique tempéré, avec des étés modérés et des hivers cléments. Sa position géographique en Bretagne Sud, la proximité avec l'océan et la faiblesse des reliefs, donnent à ce climat une tendance méditerranéenne très nette (Thommen, 1977). L'ensoleillement dans le Golfe du Morbihan est d'environ 2 000 h/an, ce qui apparaît comme exceptionnelle à cette latitude (Denis, 1978). Les températures atmosphériques oscillent en moyenne entre +5 °C en janvier et +20 °C en juillet (Denis, 1978). Les précipitations sont comprises en moyenne entre 680 et 750 mm sur la frange côtière, et plus fortes vers l'intérieur des terres. Ces variations entre la côte et l'intérieur des terres s'explique par la géomorphologie, la topographie et la présence du plan d'eau, entraînant une migration vers le Nord des nuages (Denis, 1978). Les vents, au printemps et en été sont de secteurs Nord, Nord-Ouest et Ouest. Durant l'automne et l'hiver, il n'y a pas de direction préférentielle. L'intensité et la direction des vents conditionnent l'amplitude de la marée (surcotes ; Denis, 1978 ; Perez-Belmonte, 2008 ; Pian, 2010).

## Hydrologie

Cinq bassins versants, situés principalement au Nord, couvrent une superficie d'environ 800 km<sup>2</sup>. Il s'agit des bassins versants : du Loc'h, du Sal (Auray), du Vincin, du Liziec (Noyal) et de la Marle (Vannes ; tabl. 6). Les débits annuels sont relativement faibles, ainsi que la charge solide transportée (Letort, 1999 ; Perez-Belmonte, 2008).

| Sous-bassins versants      | Surface drainée (km <sup>2</sup> ) | Débit liquide annuel (103 m <sup>3</sup> /an) | Débit solide annuel (t/an) |
|----------------------------|------------------------------------|---|----------------------------|
| Loc'h (rivière d'Auray)    | 230                                | 95 358  | 1 006                      |
| Sal (rivière du Bono)      | 94                                 | 34 114  | 331                        |
| Marle (rivière de Vannes)  | 30                                 | 10 297  | 190                        |
| Vincin (rivière de Vannes) | 39                                 | 10 611  | -                          |
| Liziec (rivière de Noyal)  | 95                                 | 33 008  | 409                        |
| Ruissellement côtier       | 312                                | -   | -                          |

**Tabl. 6 - Surface et débits liquides et solides annuels des rivières du bassin versant du Golfe du Morbihan (Marcaillou *et al.*, 1996 ; Perez-Belmonte, 2008)**

Les mesures de température de la colonne d'eau, de turbidité et de salinité peuvent se résumer comme suit :

## Salinité

Le cycle de la salinité des eaux du Golfe évolue suivant une périodicité annuelle : maximum estival un peu supérieur à l'eau de mer normale (350/00), minimum vers la fin de l'hiver (250/00 à 300/00). Les écarts de salinité mesurés sont suffisants pour donner au Golfe un caractère estuarien (tabl. 7). Les causes des variations de la salinité sont à rechercher dans les fluctuations

| Caractéristiques hydrologiques  | Température moyenne                      | Turbidité       | Salinité     | Comportement  |
|---------------------------------|--|-----------------|--------------|---|
| Hydrologie du bassin occidental | 13°C, homogénéité spatiale et temporelle | 3,9 à 4,4 mg/l  | 32 et 32,5 ‰ | À l'échelle du Mor Bras (Baies de Quiberon et de la Vilaine), si l'une des caractéristiques varie, le bassin occidental ajuste ses propres caractéristiques en moins d'une semaine.<br>→ renouvellement rapide des eaux |
| Hydrologie du bassin oriental   | 13,5 à 15,5°C                            | 6,1 à 34,3 mg/l | 30 et 31,5 ‰ | Dynamique estuarienne et amortissement de l'hydrodynamisme. Dessalure modeste à forte, faiblesse des apports d'eau douce  |

**Tabl. 7 - Caractéristiques hydrologiques du Golfe du Morbihan dans le bassin occidental et le bassin oriental (Perez-Belmonte, 2008)**

météorologiques, notamment, les variations de précipitations et les conditions de vents (Thommen, 1977 ; Denis 1978). On note parfois des salinités supérieures à celle observée dans la Baie de Quiberon. Une baisse de la salinité des eaux du Golfe est remarquée en hiver. Cette baisse est comparable à celle provoquée par les apports de la Loire et la Vilaine en Baie de Quiberon (baisse inférieure à 50/00), et par la pluviométrie sur les bassins versants du Golfe (Le Roux, 2006). La salinité est cependant comprise entre 270/00 (minimum observé à Bailleron 22,140/00 en mars 1977) et 360/00 (due à l'évaporation) en septembre 2003 à Bailleron. Il ne semble pas y avoir de gradient vertical ou latéral significatif dans le Golfe (Le Roux, 2006).

## Turbidité

Le Golfe présente des eaux turbides et les valeurs de MES (Matière En Suspension) peuvent atteindre entre 3,9 et 4,4 mg par litre dans le bassin occidental et de 6,1 à 34,3 mg par litre dans le bassin oriental (Marcaillou *et al.*, 1996 ; tabl. 7).

## Hydrodynamisme et modèle de courantométrie

### La houle

Les conditions hydrodynamiques de la zone d'étude sont caractérisées par son étroite dépendance vis à vis du contexte géomorphologique. Dans le Golfe, naturellement abrité des houles de l'Atlantique par deux ceintures géomorphologiques, la Presqu'île de Quiberon, Houat, Hoëdic et les hauts fonds associés et Belle-Île au Sud, la houle n'est pas significative. En Baie de Quiberon et de la Vilaine, les données statistiques de houles sont déduites de mesures réalisées par le STNMTE (Service Technique de la Navigation Maritime et des Transmissions de l'Équipement) sur la période 1985-1990 au Sud de Belle-Île. Les houles les plus fortes sont associées en général aux coups de vents de secteur Ouest. Au Sud de Belle-Île, elles sont de l'ordre de 4 à 6 m (Hs), 6 à 8 s de période moyenne et viennent essentiellement du NW-W. Dans 90 % des cas, Hs est inférieure à 3,5 m pour des hauteurs

maximales de l'ordre de 5,7 m (Tessier, 2006). En Baie de Quiberon et en Baie de la Vilaine, la morpho-bathymétrie, induit un phénomène de réfraction, orientant les houles dans la direction du gradient bathymétrique. L'énergie des houles s'amortit donc du large vers la côte, mais demeure active au niveau des caps. En Baie de Quiberon et en Baie de la Vilaine, les houles présentent une forte variabilité de périodes et de hauteurs par rapport à celles du large. Les hauteurs significatives moyennes sont comprises entre 1 et 2 m pour des périodes moyennes de 2 à 5 secondes (Tessier, 2006).

### **La marée**

Le Golfe du Morbihan est principalement affecté par les courants de marées. La marée est semi-diurne et le marnage moyen de 4-5 m. Les courants généraux au large de la Bretagne Sud portent, de façon stable vers le Nord-Ouest en hiver, et vers le Sud-Est en été, mais avec une moindre stabilité. Les courants de marée sont modérés, de l'ordre de 0,25 à 0,4 m/s au maximum en période de vive eau moyenne, et fortement giratoires. Plus près des côtes, le courant montre une vigueur bien plus forte dans les passages entre la Presqu'île de Quiberon et les îles avoisinantes (Belle-Île, Houat et Hoëdic). Ces courants sont amplifiés par la présence de fonds peu profonds (Pinot, 1974 ; Vanney, 1968, 1971). Le courant atteint ainsi en vive eau moyenne, au niveau du passage de la Teignouse, 0,9 m/s en flot et 1 m/s en jusant (SHOM, 1990). À l'entrée du Golfe du Morbihan, le courant atteint 2,2 m/s durant le jusant et 1,8 m/s durant le flot. Dans la Vilaine, les vitesses atteignent 1,5 m/s en vive eau, en flot comme en jusant. Les marées du Golfe présentent donc quelques particularités par rapport à l'océan Atlantique (fig. 42). Elles apparaissent comme très hétérogènes dans le temps et l'espace. L'amplitude est plus réduite et diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'ouverture. Le marnage est de l'ordre de 5 m à l'entrée du Golfe du Morbihan pour n'atteindre que 4 m à Vannes et 3 m à l'île Bailleron (Denis, 1978). Deux heures de décalage sont enregistrées entre les plus hautes mers (pleines mers) entre Port-Navalo, à l'Ouest à l'Île de Bailleron à l'Est. Ce décalage s'explique par le contexte géomorphologique du Golfe : d'une part par l'étroitesse du goulet de Port-Navalo, et d'autre part par les nombreuses îles et leur orientation géographique, perturbant largement la propagation de la marée (Marcaillou *et al.*, 1996). La pression atmosphérique et les vents peuvent influencer fortement cette amplitude. Une pression atmosphérique élevée associée à des vents du secteur Nord-Est entraîne une basse mer exceptionnelle. D'importantes différences de marnages sont observées pour un même coefficient de marée entre différents sites du Golfe. On observe, par exemple, jusqu'à 1,5 m de différence entre Port-Navalo et Vannes lors des pleines mers de coefficient 95 (fig. 42). De plus, à l'Est, alors que la pleine mer n'est pas atteinte, le Golfe a déjà commencé à se vider au niveau du goulet de Port-Navalo. Il est alors parcouru par des contre-courants et des tourbillons principalement localisés dans les chenaux de marées. D'après Marcos *et al.* (1996), au bout de 10 marées, globalement, les renouvellements d'eau du Golfe en volume sont de l'ordre de

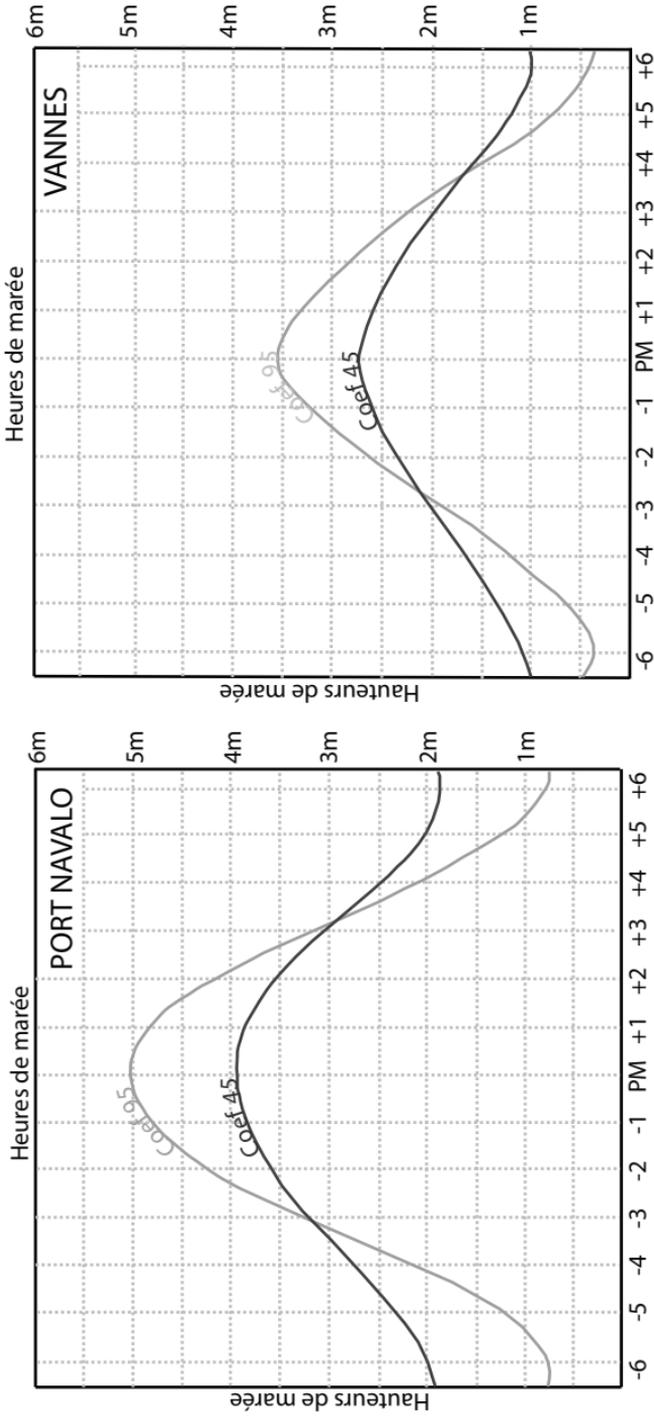
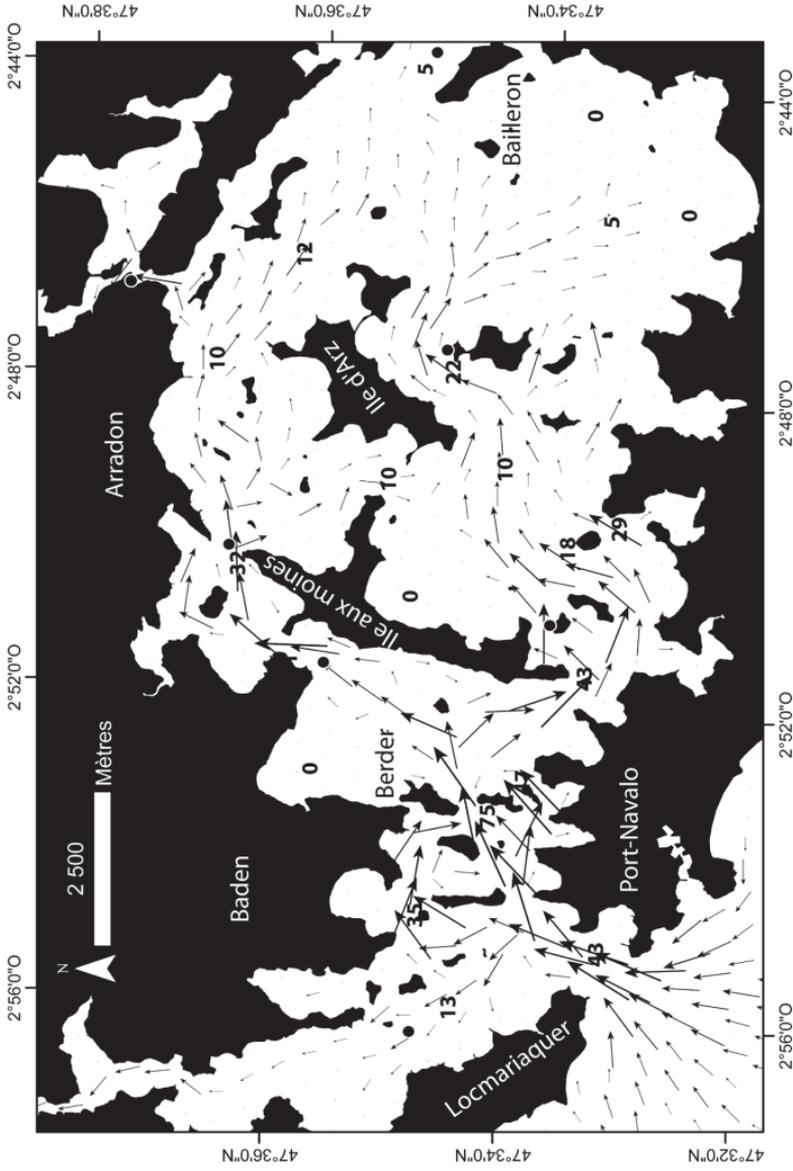


Fig. 42 - Marégrammes de Port-Navalo et de Vannes pour des coefficients de 45 et 95. Données : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M)

60 % en vive eau, 41 % en moyenne eau et de 30 % en morte eau. L'onde de marée subit un retard dont la durée varie. Au fond du Golfe, la pleine mer est atteinte avec 2 heures de retard par rapport à son entrée. L'Île-aux-Moines constitue la première barrière à la propagation de l'onde de marée puis l'Île d'Arz. Le renversement des courants s'effectue en quelques minutes atténuant la période de l'étalement (Denis, 1978). L'analyse détaillée des circulations des masses d'eaux (Marcos *et al.*, 1996) et leur modélisation s'avère extrêmement complexe compte tenu de ces décalages entre les basses mers et hautes mers.

### **Les courants tidaux dans le Golfe du Morbihan**

En 2004, le SHOM a réalisé un modèle de courantométrie dans le Golfe du Morbihan à partir de sept stations de mesure (fig. 43) réparties sur l'ensemble du Golfe. Deux courantomètres type profileur AQUAPRO (1 MHz) ont été successivement mouillés dans des cages tripodes par périodes de 48 heures (un mouillage en vives-eaux et un mouillage en mortes-eaux). Les données du modèle présentent les vitesses et les directions des courants tidaux sur un cycle de marées (Dubois, 2008). Les courants du Golfe du Morbihan sont classés parmi les plus forts du littoral français pouvant atteindre 3 m/s (Marcos *et al.* 1996). À l'entrée du Golfe du Morbihan et à chaque rétrécissement morphologique et/ou structural (entre deux îles par exemple), la pénétration du prisme tidal se caractérise par une accélération des courants (Marcos *et al.*, 1996). Dans la partie occidentale du Golfe, les courants tidaux sont parmi les plus forts du littoral français avec des vitesses pouvant atteindre plus de 0,75 m/s au Sud de Berder (Courant de la Jument) et plus encore lors de coefficients exceptionnels de marées. À chaque resserrement, imposé par la structure géomorphologique du site, on observe une forte accélération des courants (par exemple entre Port-Blanc et l'Île-aux-Moines et entre l'Île d'Arz et l'Île Ilur (fig. 43), ce qui donne naissance à des chenaux de marée très incisés. La couverture sédimentaire est alors extrêmement faible en épaisseur ou absente. En revanche, plus on s'éloigne de l'ouverture de Port-Navalo, plus les vitesses de courants sont faibles voire nulles (ex : les régions orientales : Tascon, Bailleron, les îles Boëd et Boëdic). C'est aussi le cas pour les zones abritées orientées est, nord-est, des grandes îles (Île-aux-Moines et Île d'Arz). Ces zones où l'intensité des courants est négligeable sont alors essentiellement soumises aux variations de la hauteur d'eau suivant les marées. On remarque que l'Île aux Moines au centre du Golfe, avec une structure très allongée, d'orientation nord-sud, constitue une véritable barrière à la propagation des courants tidaux. En aval, les nombreuses îles et la proximité du goulet de Port-Navalo soumettent les courants à de fortes accélérations. À l'inverse, en amont, les courants diminuent jusqu'à s'annuler. Enfin, la structure complexe du Golfe du Morbihan oblige les courants tidaux à varier de directions d'écoulement dans l'espace mais aussi dans le temps. Compte tenu du décalage temporel des pleines mers et des basses mers entre Vannes et Port-Navalo, l'analyse détaillée des circulations des masses d'eau (Marcos *et al.*, 1996) est alors extrêmement complexe. La couverture



● Emplacements des 7 courantomètres utilisés pour vérifier la validité du modèle.

**Fig. 43 - Vitesses et directions des courants du Golfe du Morbihan. Résultats du modèle de courantmétrie au flot (deux heures avant la pleine mer) pour un coefficient de 95 et les sept sites utilisés par les courantomètres. Vitesses ; 1 : de 75 à 40 cm/s. 2 : de 40 à 25 cm/s. 3 : de 25 à 17 cm/s. 4 : de 17 à 12 cm/s. 5 : de 12 à 7 cm/s. 6 : de 7 à 3 cm/s**

sédimentaire du Golfe du Morbihan est fortement influencée par l'action des courants marins. Les directions de courants au flot pour des coefficients de 45 et de 95 sont sensiblement les mêmes pour une heure de marée donnée (tabl. 8).

| Points d'observation                              | Vitesse de courant     |                         |
|---|------------------------|-------------------------|
|   | maxi en vive-eau (m/s) | maxi en morte-eau (m/s) |
| Île Berder – La Jument                            | 3,8                    | 1,9                     |
| Confluence Rivière d'Auray - golfe (Grand Mouton) | 2,75                   | 1,99                    |
| Confluence Rivière d'Auray - Bono                 | 0,15-0,20              | 0,05-0,07               |
| Est de l'île aux Moines                           | < 0,78                 | -                       |
| Chenal nord île d'Arz                             | 0,54                   | -                       |
| Chenal sud île d'Arz                              | 0,78                   | -                       |

**Tabl. 8 - Vitesse de courant moyenne dans quelques points du Golfe du Morbihan, de la Rivière d'Auray jusqu'à l'Île d'Arz (Perez-Belmonte, 2008)**

### Distribution actuelle des foraminifères dans le Golfe du Morbihan

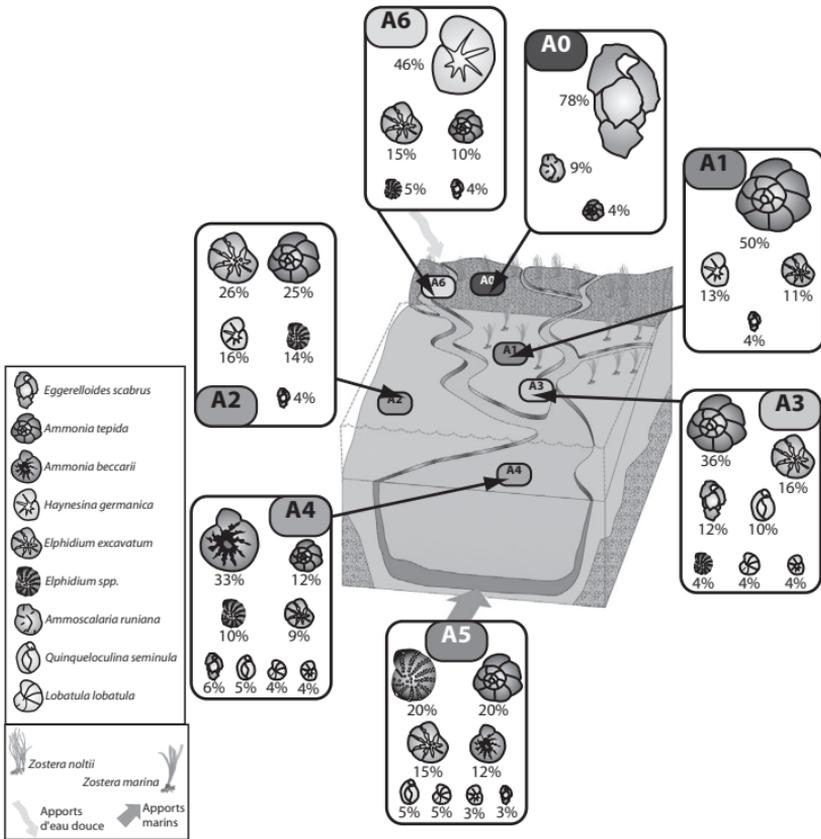
Des prélèvements à la benne de type « Orange Peel » ont été effectués sur l'ensemble du domaine du Golfe du Morbihan de janvier 2004 à novembre 2005. Le nombre de foraminifères (vivants et morts) varie entre 5 000 et 100 000 individus pour 50 cm<sup>3</sup> de sédiment humide. Les échantillons les plus riches s'observent à l'est du chenal séparant l'Île-aux-Moines de l'Île d'Arz. Le nombre d'espèces (vivantes et mortes) par échantillon évolue selon un gradient géographique du Sud-Est vers l'Ouest-Nord-Ouest : de 7 espèces (dont une ou deux vivantes) dans la zone orientale du Golfe à 34 espèces (dont 15 espèces vivantes) dans le secteur situé à l'Ouest et au Nord-Ouest de l'Île-aux-Moines. La dominance et les indices de Shannon et de Fisher évoluent selon le même gradient géographique, traduisant ainsi un confinement progressif lorsque l'on va du goulet de Port-Navalo vers les vasières subtidales du secteur sud-oriental du Golfe du Morbihan. Au total, 58 espèces ont été déterminées : 8 dominantes, 6 communes, 7 accessoires et 40 rares, selon les limites de dominance données par Fatela (1994) (tabl. 9).

À partir des analyses statistiques, il a été possible de distinguer 7 assemblages caractéristiques d'environnements différents (fig. 44).

Cette analyse permet d'obtenir une calibration actuelle de la distribution des foraminifères benthiques en tenant compte des particularités du Golfe du Morbihan. La population des foraminifères benthiques du Golfe du Morbihan est dominée par les genres *Ammonia*, *Eggerelloides*, *Haynesina* et *Elphidium*. Ces espèces dominantes sont typiques des environnements littoraux. La biodiversité augmente avec l'hydrodynamisme, cela peut être observé à deux

| Assemblage 0  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
|---|---|--|
| Vasière intertidale   | <i>Eggerelloides scabrus</i>  | <i>Ammoscalaria runiana</i> ; <i>Ammonia tepida</i>  |
| Très souvent associé aux herbiers à <i>Zostera noltii</i> . Une taphonomie précoce entraîne rapidement la dissolution des foraminifères carbonatés ( <i>A. tepida</i> , <i>H. germanica</i> , <i>Q. seminula</i> ) au profit de l'augmentation de l'abondance relative des foraminifères agglutinés ( <i>E. scabrus</i> et <i>A. runiana</i> ).   |   |  |
| Assemblage 1  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
| Vasières subtidales confinées   | <i>Ammonia tepida</i>   | <i>Haynesina germanica</i> ; <i>Elphidium excavatum</i><br><i>Eggerelloides scabrus</i>  |
| Très faible diversité spécifique. La large dominance de l'espèce <i>A. tepida</i> indique un confinement dû à la diminution importante de la vitesse des courants tidaux dans la vaste plaine orientale où les chenaux disparaissent presque en raison d'une sédimentation très fine avec un taux très élevé de matière organique. Ce domaine de vasières subtidales est partiellement recouvert de <i>Zostera marina</i> . |   |  |
| Assemblage 2  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
| Vasières subtidales exposées  | <i>Elphidium excavatum</i><br><i>Ammonia tepida</i><br><i>Haynesina germanica</i>                       | <i>Elphidium spp.</i> ; <i>Eggerelloides scabrus</i>   |
| L'assemblage est assez similaire à celui de la vasière confinée mais avec une plus grande diversité et une moindre dominance. Les vasières sont moins confinées que les précédentes.  |   |  |
| Assemblage 3  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
| Bord des chenaux tidaux du secteur oriental abrité  | <i>Ammonia tepida</i><br><i>Elphidium excavatum</i>   | <i>Eggerelloides scabrus</i> ; <i>Quinqueloculina seminula</i><br><i>Elphidium spp.</i> ; <i>Haynesina germanica</i> ; <i>Lobatula lobatula</i>        |
| Cet assemblage caractérise également une phase importante de renouvellement faunique à la suite d'un bloom printanier stimulé par des apports de nutriments continentaux.   |   |  |
| Assemblage 4  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
| Chenaux principaux de marée   | <i>Ammonia beccarii</i>   | <i>Ammonia tepida</i> ; <i>Elphidium excavatum</i><br><i>Eggerelloides scabrus</i> ; <i>Quinqueloculina seminula</i>                                   |
| Les environnements de chenaux de 4 m de profondeur, au moins, et subissant des vitesses de courants tidaux d'au moins 0,25 m/s sont caractérisés par la présence d' <i>A. beccarii</i> comme espèce dominante.  |   |  |
| Assemblage 5  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
| Chenaux du bassin occidental caractérisés par la présence d'espèces marines apportées   | <i>Elphidium spp.</i><br><i>Ammonia tepida</i><br><i>Elphidium excavatum</i><br><i>Ammonia beccarii</i> | <i>Quinqueloculina seminula</i> ; <i>Triloculina trigonula</i><br><i>Lobatula lobatula</i> ; <i>Haynesina germanica</i> ; <i>Eggerelloides scabrus</i> |
| Grande diversité spécifique. Cet assemblage renferme de nombreux individus, appartenant à des espèces marines, qui ont été introduits dans le Golfe par la marée montante. Ces individus peuvent grandir dans le Golfe, mais ne peuvent que difficilement s'y reproduire.   |   |  |
| Assemblage 6  | Espèces dominantes  | Espèces accompagnatrices   |
| Chenaux sous influences continentales   | <i>Haynesina germanica</i>  | <i>Elphidium excavatum</i> ; <i>Ammonia tepida</i> ;<br><i>Elphidium spp.</i> ; <i>Eggerelloides scabrus</i>   |
| Faible diversité spécifique. L'espèce <i>H. germanica</i> est typique des environnements littoraux proximaux, de zones sous influences continentales marquées. Cette espèce est présente également dans la Rivière d'Auray (Redois, 1996).  |   |  |

**Tabl. 9 - Espèces de foraminifères benthiques déterminées dans le Golfe du Morbihan présentées par ordre d'abondance relative et classées selon les limites de dominance données par Fatela (1994)**



**Fig. 44 - Distribution schématique des foraminifères benthiques dans le Golfe du Morbihan (modifié d'après Pérez-Belmonte, 2008)**

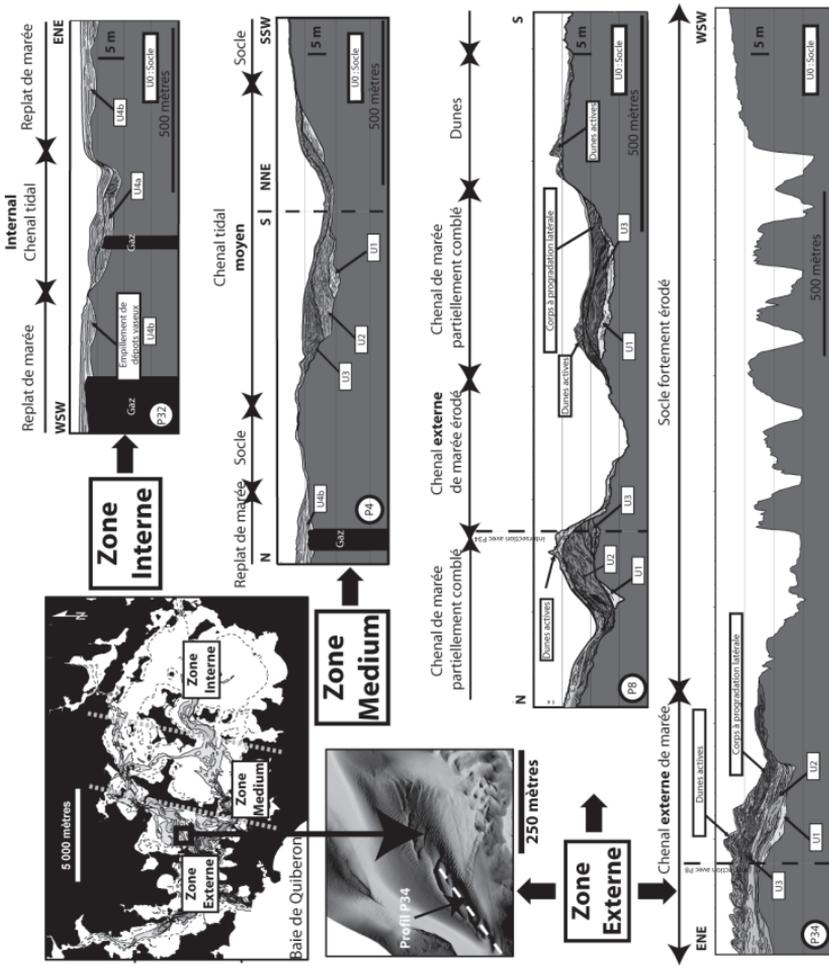


Fig. 45 - Profils sismiques interprétés des zones externe, médium et interne du Golfe du Morbihan (modifié d'après Menier et al., 2011)

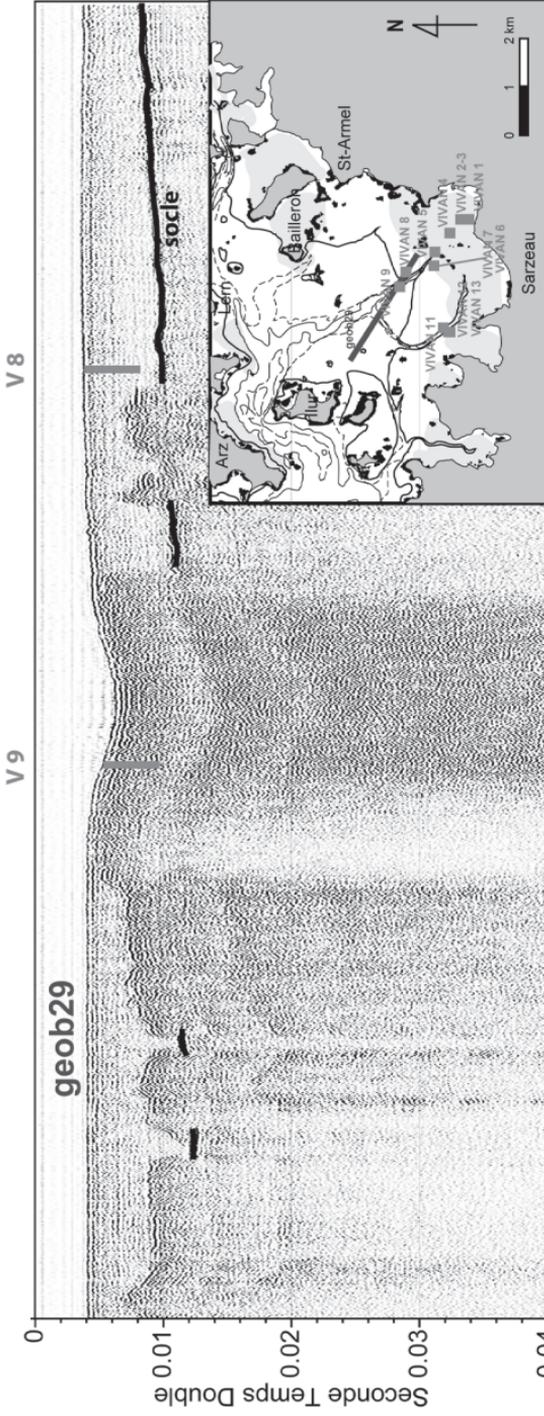


Fig. 46 - Profil sismique orienté N 130 recoupant le SE du Golfe du Morbihan avec la position des carottes V8 et V9 (modifié d'après Perez-Belmonte, 2008)

échelles : (1) à l'échelle de la variation latérale des environnements sédimentaires (vasière - chenal - vasière), (2) à l'échelle du Golfe, depuis le bassin oriental (contexte estuarien) vers le bassin occidental (contexte marin).

Les 7 assemblages permettent de distinguer différents environnements de dépôt caractérisés par différents types de morphologie : vasière, bord de chenal et fond de chenal. Mais au sein de ces domaines morphobathymétriques, il a été possible de distinguer les différents chenaux en fonction des grands mouvements des masses d'eau (marine - assemblage 5) estuarienne - assemblage 4) continentale - assemblage 6) et les différentes vasières subtidales en fonction de leur degré de confinement (assemblage 1) ou d'exposition (assemblage 2). L'abondance ne s'accorde pas avec un comportement linéaire, elle ne suit donc pas la distribution d'un paramètre environnemental comme ceux discutés ici. Cependant elle pourrait s'expliquer par une distribution en patches avec des valeurs maximales dans des vasières exposées. Finalement, un schéma biosédimentaire a été dessiné pour le système tidal du Golfe du Morbihan et ses environnements (fig. 44) ; celui-ci pouvant servir d'état des lieux de référence pour des études paléoenvironnementales ou environnementales postérieures (pour l'évaluation de l'impact d'un possible événement polluant).

### **Unités et faciès sismiques**

L'analyse des données sismiques passe par la reconnaissance des différents faciès sismiques rencontrés. Ces faciès ont été définis suivant l'amplitude, la fréquence et la continuité des réflecteurs, ainsi que la configuration interne des réflecteurs. Trois principaux faciès correspondant au socle cristallin, à des corps sédimentaires et à des étendues de vasières ont été identifiés. L'analyse des données géophysiques permet de positionner précisément les entités sédimentaires et de les différencier des plaquages de sédiments sur le substratum (fig. 45 et 46). Par définition, ces plaquages n'excéderont pas un mètre d'épaisseur. D'autre part, les zones de substratum affleurant ont été définies comme étant des zones où le socle rocheux est à nu ou bien recouvert d'une fine pellicule de sédiments correspondant à 2 ou 3 réflecteurs sismiques ; cette pellicule étant négligeable dans l'étude de la morphologie des unités sédimentaires du Golfe du Morbihan (Menier *et al.*, 2011). Les transitions entre les corps sédimentaires, les plaquages et le substratum affleurant peuvent être continues dans l'espace ou au contraire très rapides, comme sur un rebord de chenal. L'analyse des données géophysiques permet de distinguer parmi les trois sous-bassins, plusieurs unités de remplissage que nous décrirons pour chaque sous-bassin. Ces unités de remplissage reposent toutes sur une unité basale, correspondant à l'unité sismique U0 (fig. 45). Il s'agit du socle acoustique constitué de roches cristallines magmatiques et/ou métamorphiques très structurées (Menier *et al.*, 2010). Le sous-bassin interne présente deux

unités de remplissage [U4a et b], séparées par une surface érosive, préservées dans une vallée incisée, d'une largeur de 350 m, d'une profondeur de 10 m maximum. Les dépôts de l'unité [U4b] débordent très largement la vallée. La majorité des réflecteurs présente une configuration parallèle à géométrie aggradante. Ces caractéristiques acoustiques ont été interprétées comme correspondant à des dépôts tidaux fins et moyens caractéristiques d'un environnement de faible énergie comme un fond de baie. Connue par sondage, la base de ces "tidal flats" est datée à 4 910 ans cal BP (Perez-Belmonte, 2008). Le sous-bassin médian présente 4 unités de remplissage dans une vallée d'environ 800 m de largeur par une profondeur d'incision atteignant jusqu'à 18 m. Au toit du socle, il apparaît une première unité [U1] de faible épaisseur et de faible extension. Cette unité est composée de réflecteurs à configuration chaotique à progradante, préservée exclusivement dans de petites dépressions. Cette unité de remplissage est interprétée comme des dépôts de "lowstand" de nature fluvio estuarienne dont les équivalents sont connus sur le domaine côtier sud-armoricain (Proust *et al.*, 2001 ; Perez-Belmonte, 2008 ; Menier *et al.*, 2006 ; Menier *et al.*, 2010). Elle est surmontée par deux unités [U3 et U4], dont la configuration complexe montre en association avec une configuration oblique parallèle deux principales géométries, oblique-tangentielle et sigmoïde-oblique. La configuration oblique-tangentielle intervient en comblement latéral de structures chenalisantes, et peut donc être interprétée comme des barres d'accrétion latérale (barres de méandres). La configuration sigmoïde-oblique montre une organisation progradante régulière, interprétée comme l'expression de la progradation de barres sableuses séparant les chenaux tidaux (fig. 45). Latéralement à la vallée principale, dans les secteurs de moindre énergie, on note la présence de l'unité [U4a]. Le sous-bassin externe, présente les unités de remplissage [U1, U2, U3 et U5] dans une vallée de 1000 m de largeur pour 25 m de profondeur. Les unités U2 et U3, préservées exclusivement sur les épaulements de la vallée principale, sont surmontées par une dernière unité de remplissage [U5], dont les réflecteurs présentent une configuration oblique parallèle d'angle fort. Le pendage élevé des réflecteurs et la morphologie très vive (fig. 45) tendent à indiquer un milieu de plus haute énergie. Ces dépôts correspondent effectivement à des dunes tidales de haute énergie (Berné, 1999). Le centre de la vallée est vide de tout sédiment confirmant les fortes conditions énergétiques de ce sous-bassin.

Ces ensembles morphosédimentaires préservés dans les trois sous-bassins sont la conséquence de nombreux facteurs de contrôle qui influencent la nature superficielle et interne des dépôts, leur spatialisation en fonction de la bathymétrie, de la géomorphologie, des conditions énergétiques (courants de marée), de la capacité à mobiliser les sédiments (Heap et Nichols, 1997 ; Lobo *et al.*, 2003). Durant les périodes de bas niveau marin, les processus de transport ("by-passing") dominant probablement. Durant ces périodes d'exposition aérienne, dans les vallées étroites, les processus d'érosion sont favorisés au détriment de la sédimentation fluvio-estuarienne. La faible préservation et la

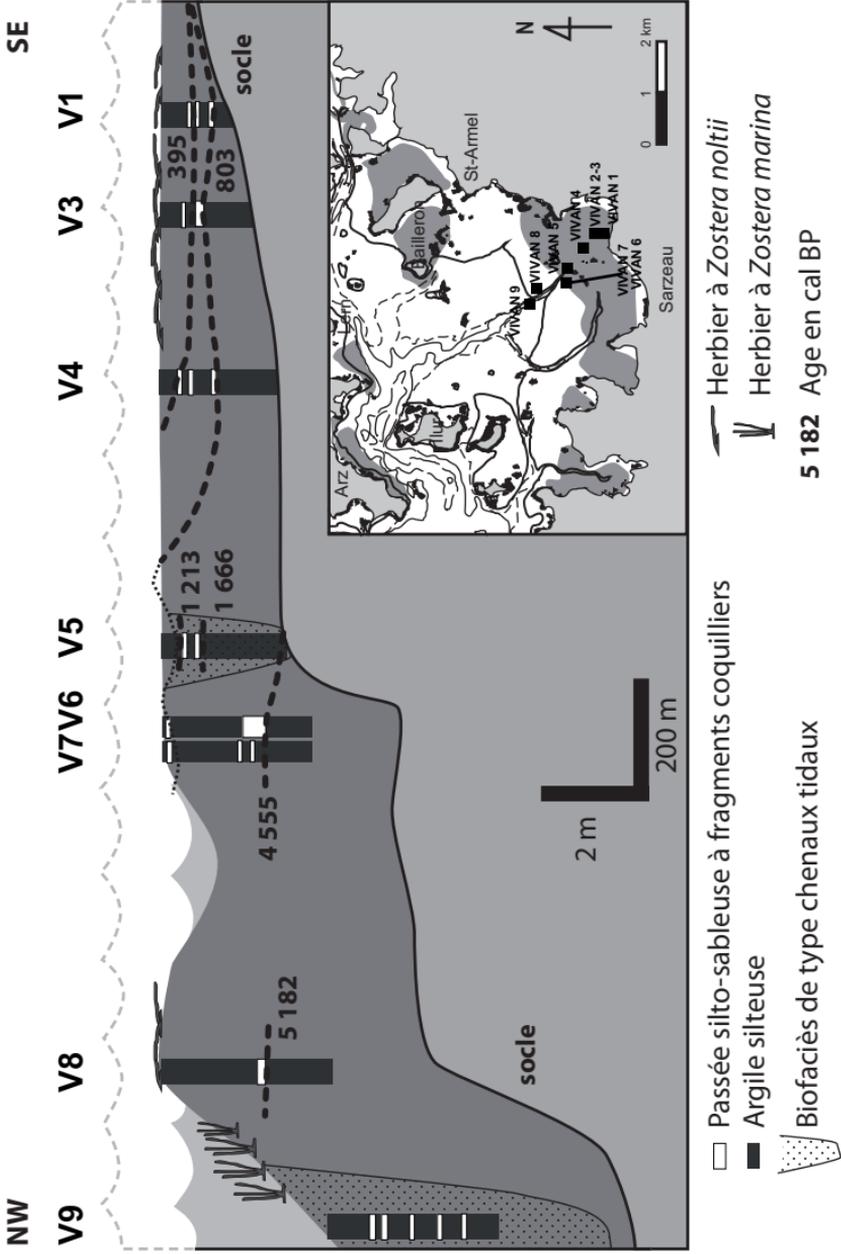


Fig. 47 - Schéma synthétique du remplissage du secteur sud-est du Golfe du Morbihan (modifié d'après Perez-Belmonte, 2008)

faible épaisseur des dépôts interprétés comme dépôts de “lowstand” confirment cette interprétation. Lors de la transgression post-glaciaire, les processus d'érosion liés à la marée tidales semblent avoir été très intensifs, entraînant des dépressions topographiques et la migration en direction du continent des dépôts sableux et silto-argileux. À l'embouchure, les chenaux sont surcreusés et mis à nu. Seule la bordure des chenaux présente des dépôts, dont les unités caractérisent des champs de dunes tidales. Ces dernières présentent des formes asymétriques et très hétérogènes. Les courants se sont renforcés lors du maximum d'inondation entraînant la mise en place de dépôts grossiers et moyens que l'on retrouve dans le secteur médian, aussi bien sur les bordures et dans l'axe du chenal. Dans le secteur interne, les dépôts se sont mis en place dans un espace large où les courants de marée sont faibles. Ce secteur, à l'abri des paramètres physiques, a permis le dépôt de “tidal flat” sur de grandes surfaces.

### **Reconstitution du remplissage sédimentaire du Golfe du Morbihan**

Afin de reconstituer l'évolution du remplissage sédimentaire du secteur sud-oriental du Golfe du Morbihan, des carottes y ont été prélevées en novembre 2005. L'implantation des prélèvements a été guidée par les données sismiques dans le but de traverser des zones susceptibles d'avoir préservé l'enregistrement sédimentaire.

Les carottes (V1 à V9) de la partie sud-orientale sont situées sur une zone dont la géométrie du remplissage sédimentaire a été étudiée en sismique. Ces carottes se répartissent le long d'un transect SE-NW, de la côte vers le large (de V1 à V9).

Toutes les carottes prélevées dans cette partie du Golfe du Morbihan sont globalement silto-vaseuses. La profondeur maximum de pénétration a été de 3,25 m. Les quatre carottes les plus proximales (V1, V3, V4, V5) ont atteint le socle. Ces carottes sont principalement constituées de vases peu denses, riches en matières organiques, en fragments de végétaux marins et continentaux. Quelques passées plus grossières riches en débris coquilliers s'intercallent (fig. 47). La date la plus ancienne relevée est 5 182 ans cal BP pour la carotte V7 à environ 2 m sous le niveau marin, zéro du SHOM, et à 3 m au-dessus du socle. Pour les carottes proximales, de V1 à V6, la base des dépôts sur le socle est datée d'environ 800 ans cal BP (V1 au SE) à 4 500 ans cal BP (V6 au NW). La surface de ces dépôts semble tronquée, avec des dates à 1 200 ans cal BP à 12 cm de profondeur (V5).

L'étude des assemblages fossiles a permis d'identifier quatre principaux biofaciès :

- biofaciès de vasière intertidale à *Zostera noltii* : ce biofaciès correspondant à la partie sommitale de la carotte la plus proximale (V1) est caractérisé par une forte dominance de *Eggerelloides scabrus*, et de très rares occurrences de *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida*, *Milliammina fusca*, *Trochamina inflata* et *Ammoscalaria runiana* ;
- biofaciès eau douce : ce biofaciès, largement dominé par *Haynesina germanica*, indique des influences continentales (petit chenal fluvial, ruissellement). Il est présent dans les carottes V1 et V7 ;
- biofaciès de chenal tidal : un biofaciès de chenal tidal ou plus marin est très présent dans les carottes V5, V7 et V9 (prélevé dans l'axe ou la marge du chenal actuel de marée). Ce biofaciès correspond à un assemblage fossile avec une plus grande diversité spécifique, souvent due à l'incorporation d'espèces plus marines de chenal (*Ammonia beccarii* étant, comme on a vu, dominante) ou même de plate-forme interne avec des espèces rarement trouvées dans une plaine de marée comme *Bulliminella elegantissima* et *Elphidium fichtelianum* ;
- biofaciès de vasière subtidale à tendance intertidale : ce biofaciès très récurrent est caractérisé par le couple *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* et par une diversité spécifique relativement grande due à : (1) des espèces typiques du domaine subtidal plus marin comme *Cornuspira involvens*, *Rosalina globularis*, *Lachlanella bicornis*, *Quinqueloculina sp.*, *Hyalinonetrinum clavatum* et (2) des espèces minoritaires typiques du domaine intertidal proche de type marais maritimes, comme *Elphidium williamsonii*, *Ammotium salsum*, *Trochamina inflata*, *Lepidodeuteramina ochracea*, *Paratrochamina sp.*

D'après la morphologie du socle et l'étude des carottes, il est possible d'envisager le remplissage du secteur sud-oriental du Golfe du Morbihan en trois phases. La première phase semble avoir débuté il y a 6 000 ans BP par le comblement des chenaux tidaux, puis par la formation de vasières latérales occupées par des herbiers, jusqu'à atteindre une altitude qui correspond à l'épaulement du socle à l'aplomb de la carotte V5. Une deuxième phase correspond au dépôt des 2 à 3 derniers mètres au-dessus du premier comblement (carottes V9 à V6) et sur le socle non encore recouvert (carottes V5 à V1). Cette deuxième phase, caractérisée par le développement progressif des vasières intertidales colonisées par des herbiers à *Zostera noltii*, s'étend d'environ 4 000 ans à 1 000 ans BP. La troisième phase, qui débute il y a environ 1 000 ans BP, correspond à la dynamique que nous observons actuellement, avec des phases de construction de l'herbier à *Z. noltii* et des phases d'érosion, suite à des événements plus énergétiques (tempêtes et/ou "runoff"). Ainsi, globalement, d'après la succession des biofaciès de foraminifères dans les carottes, les chenaux tidaux n'ont pas migré. Le comblement de la vasière associée s'est effectué de façon aggradante, mais non continue, que ce soit dans le temps ou dans l'espace. Lorsque la vasière atteint le niveau bathymétrique propre à l'implantation de la *Zostera noltii*, elle est fixée et il est possible d'observer un

contexte régressif relatif. Seul un épisode érosif majeur (tempête et/ou "runoff") semble être capable d'éroder ces vasières à *Z. noltii*. Puis, l'aggradation reprenant, l'altitude atteinte par la vasière permettra à nouveau une colonisation par les *Z. noltii*. L'étude de la répartition actuelle des foraminifères complète les cartes sédimentologiques du Golfe du Morbihan en mettant en évidence les disparités biologiques d'environnements sédimentologiques très similaires. Il est ainsi possible de distinguer les dépôts fins des vasières plus exposées de ceux des vasières plus confinées ; de même, de distinguer les chenaux tidaux dominés flot de ceux dominés jusant.

Les échantillons prélevés dans le secteur sud-oriental du Golfe du Morbihan sont caractérisées par une sédimentation fine traduisant, selon les carottes, des environnements de chenaux tidaux et de vasières latérales progressivement colonisées par des herbiers à *Zostera noltii* au fil des phases d'aggradation ou d'érosion suite à des événements vraisemblablement de type tempête et/ou "runoff". Cette succession sédimentaire d'environ 4 à 6 m d'épaisseur s'est mise en place au cours des derniers 6 000 ans.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE*

Le bord de mer, qu'il s'agisse de la côte du Golfe du Morbihan ou celle de la Baie de Quiberon (façade atlantique), offre en général des affleurements remarquables permettant souvent d'observer aisément des roches peu altérées (en tout cas moins altérées que dans les terres) et de manière relativement continue. Au cours de ces dernières années, et avec l'application des lois littorales, beaucoup de sentiers côtiers ont été aménagés alors que d'autres sont en cours de réalisation. Ces promenades, souvent situées à quelques mètres des flots, permettent de nombreux itinéraires touristico-géologiques où la beauté naturelle des lieux est encore renforcée par la découverte de beaux affleurements et leur signification géologique.

La géologie de terrain comporte des dangers dont il faut être conscient. Rappelons, par exemple, que la visite de carrières fermées comme en activité présente le risque de chute de blocs, notamment par temps de pluie et/ou de vent. Il est également déconseillé d'échantillonner directement sur les fronts de taille, surtout si ceux-ci ne sont pas purgés. La visite de certains affleurements de la frange maritime nécessitent de consulter les horaires de marée afin d'avoir les meilleures conditions d'observation mais aussi pour ne pas risquer d'être acculé contre une falaise ou dans une crique par la marée montante. De tels affleurements sont nombreux dans le secteur des hautes falaises de Saint-Gildas-de-Rhuys, mais également dans le Golfe du Morbihan ou l'Île Dumet.

Cet itinéraire géologique est plutôt destiné à des professionnels ou des étudiants en formation. Une partie importante des affleurements présentés peuvent servir de base pour la réalisation d'excursion sur la zone, très riche mais également sur l'ensemble du Domaine Sud Armoricaïn. Les enseignants des cycles primaire et secondaire pourront également y trouver des illustrations de terrain au programme de géologie. Cet itinéraire, de conception relativement traditionnelle, a été pensé afin de prendre connaissance rapidement des principales formations géologiques de la feuille par unité tectonique majeure. Son parcours est guidé par une logique géologique visant principalement à décrire les différents indices d'étirement crustal ayant affecté au moins une partie de la chaîne varisque au Carbonifère supérieur ; l'ordre des affleurements peut donc être optimisé pour diminuer les trajets de liaison.

*Venant de la voie rapide Nantes-Brest (N165), sortir au niveau de la sortie Noyal/Sarzeau quelques kilomètres à l'Est de Vannes entre la zone industrielle du Poteau Rouge et Theix. Suivre ensuite en direction du Sud la D780 qui longe la bordure est du Golfe du Morbihan ; les points de vue sur le Golfe étant d'ailleurs nombreux. Au niveau de Saint Colombier, à l'approche de Sarzeau, la route prend une direction plus Est-Ouest jusqu'à Port-Navalo au niveau de la place de la gare. Il y a là de quoi se garer aux abords de la place, dans les rues adjacentes ou directement au bord de la plage. Ce premier arrêt peut servir de point de rendez-vous dans le cadre d'une excursion. Le lecteur pourra se doter de la feuille à 1/50 000 d'Auray – Quiberon sur laquelle se situe ce premier affleurement et plus généralement l'extrémité ouest de la presqu'île.*

### **Affleurement A1 : Migmatites du Golfe du Morbihan**

En privilégiant des conditions de marée basse, prendre sur la droite de la plage le chemin de la corniche, un large sentier est aménagé et mène au débouché du Golfe du Morbihan. En contrebas, de larges affleurements au bord de la Baie de Quiberon permettent des observations de plans horizontaux comme d'une grande variété de plans verticaux. Ces affleurements sont visités lors de congrès internationaux. Un bloc diagramme représentatif est proposé sur la figure 29.

Tout le long de ces affleurements, relativement frais et lavés par les vagues, affleurent magnifiquement les migmatites du Golfe du Morbihan. L'essentiel des affleurements est constitué de métatexites où des reliques du gneiss initial sont encore reconnaissables. Le matériel montre cependant des signes de fusion partielle dont l'avancement est extrêmement variable avec la coexistence de zones très peu mobilisées et de zones au contraire très mobilisées (voir figures 3 et 4). Le matériel de néoformation, le leucosome, peut être concordant, alors confiné dans une gaine de mélanosome et de paléosome ou bien discordant. Ces migmatites renferment des niveaux plus sombres, riches en biotite et en sillimanite. Dans ces parties mélanocrates de la roche qu'il est convenu d'appeler mélanosomes ou plus généralement restites, le grenat se rencontre de

manière assez fréquente, même s'il est possible de trouver de gros cristaux également dans le gneiss et plus rarement dans les parties leucocrates. L'examen à l'oeil nu ou aidé d'une loupe permet de mettre en évidence une et même parfois deux couronnes autour du grenat. La première, plutôt claire est constituée de cordiérite ; minéral se formant aux dépens du grenat en traversant une courbe de réaction métamorphique plutôt dépendante de la pression. La seconde, plus sombre est constituée de biotite. Des études pétrologiques poussées, basées sur l'observation des relations texturales ont d'ailleurs montré que les migmatites avaient subi des conditions Pression-Température de l'ordre de 750 °C pour 8-10 kbar avant une phase de décompression assez isotherme. Il s'agit de migmatites présentant un aspect extrêmement changeant, fonction en particulier, de la nature de protolithe et de l'intensité de la fusion partielle dénotant un protolithe plutôt paradérivé. De nombreux corps de restites aux dimensions réduites alternent avec de petites poches de liquide leucocrate. La foliation, bien établie est verticale ou légèrement pentée vers le Sud avec une direction à N120-125 assez constante, présentant cependant des plis et ondulations d'axe vertical. Plusieurs boudins métriques de matériaux orthodérivés partiellement fondus eux aussi indiquent une déformation importante et un fort contraste rhéologique ; la foliation des migmatites paradérivées moulant les corps d'orthogneiss. Localement, des niveaux sombres de metabasites équilibrées dans les conditions du faciès des amphibolites sont étirés et tronçonnés indiquant un contraste encore plus fort. En continuant vers l'Ouest, la foliation des migmatites s'interrompt brusquement sur un filon métrique de granite de Carnac. Les relations qu'entretiennent cette famille de filons et les migmatites sont discutées lors de la visite des affleurements suivants ; les observations qui y sont faites sont directement transposables.

Avant de repartir, on pourra s'intéresser à la dynamique actuelle du Golfe du Morbihan. Celui-ci ne communique avec l'Océan Atlantique, en Baie de Quiberon, que par un étroit goulet entre les pointes de Port-Navalo et de Kerpenhir (fig. 43). Les courants de marée, de manière routinière mais particulièrement lors des grandes marées, sont très forts, accompagnés par la formation de vagues statiques, de tourbillons. Les vitesses mesurées atteignent près de 8 nœuds (4 m/s), en faisant le deuxième courant le plus fort d'Europe et interdisant toute sédimentation ; la roche du socle étant à nu. Le cycle des marées est décalé dans le Golfe par rapport à celui de l'océan, lorsque la marée est pleine dans la Baie de Quiberon, le niveau continue à monter au fond du Golfe. La marée est haute au Port de Vannes, une heure quarante cinq environ après l'heure de pleine mer à Port-Navalo, au débouché du Golfe.

*Reprendre la route en direction de la voie rapide pour s'y insérer en direction de l'Ouest dans le but de contourner le centre de Vannes. Sortir à l'Ouest de Vannes au niveau de la sortie Ploeren – Mériadec, passer au dessus de la voie rapide et contourner Ploeren en prenant la D127 en direction d'Arradon. Au grand rond-point de l'entrée nord d'Arradon, prendre en direction du centre*

*ville (tout droit) puis dès que possible chercher à prendre vers l'Est direction Bourgerel par la route du même nom. Continuer ensuite sur la même route jusqu'à l'entrée du lieu-dit Roguedas. Il est possible de se garer sur un petit parking à droite situé à l'insertion du chemin de Roguedas menant à une petite plage. De là, prendre à gauche sur le sentier longeant le Golfe du Morbihan sur environ 200 m.*

## **Affleurement 2 : Diversité des protolithes des migmatites du Golfe du Morbihan**

De petits affleurements rendus discontinus par l'ensablement apparaissent d'abord çà et là à droite du chemin côtier et deviennent plus continus une cinquantaine de mètres avant la pointe de Roguedas. La roche est, à ce niveau, assez semblable à celle de l'affleurement précédent et présente un aspect extrêmement changeant en fonction en particulier de la nature du protolithe et de l'intensité de la fusion partielle. L'essentiel des affleurements est constitué de métatexites dans lesquelles des reliques du matériau initial sont encore reconnaissables et coexistent avec des constituants de néoformation. De nombreux corps de restite aux dimensions réduites alternent avec de petites poches de liquide leucocrate. Dans ce secteur, l'accumulation de ce liquide ne présente pas de volume important, mais il arrive qu'inversement ces corps forment de véritables petits massifs de granite d'anatexie dont les dimensions permettent leur cartographie.

L'abondance de biotite et de sillimanite semble indiquer que le protolithe de cette roche ayant entamé un processus de fusion partielle serait paradérivé, et vraisemblablement métapélitique. Par ailleurs, la roche est ornée de très gros grenats, dépassant parfois 1,5 centimètres. C'est d'ailleurs l'étude de leurs inclusions ainsi que de leur relation avec les autres minéraux du métamorphisme qui ont permis de préciser l'évolution pression-température de la roche.

La différence la plus notable par rapport à l'affleurement précédent est que la roche présente ici une foliation subverticale très bien réglée à N120-130 accompagnée d'une forte linéation d'étirement oblique (40 à 60° de pitch vers l'Ouest). Cette foliation est également soulignée par une roche plus leucocrate et plus homogène formant une série de boudins métriques indiquant une déformation et un contraste rhéologique important. Dans chacun de ces boudins moulés par la foliation des migmatites encaissantes, la foliation apparaît nettement, alors soulignée par une alternance assez régulière de niveaux biotitiques et quartzo-feldspathiques ; les arguments de fusion partielle étant, sur cet affleurement, relativement ténus. À la pointe de Roguedas, cette structuration forte est également mise en évidence par un débit très net de la roche en grosses dalles découpant l'estran. Ce débit se retrouve d'ailleurs sur l'Île de Boedic, de l'autre côté du petit bras de mer où cette roche forme une pointe bien individualisée, ainsi que l'écueil rocheux indiqué par la balise verte de

Roguedas. L'examen pétrographique détaillé de cette roche révèle une minéralogie comparable à celle d'un granite avec quartz, feldspaths et biotite en faible proportion. Ce caractère orthodérivé de la roche est renforcé par la présence de gros porphyroclastes étirés et tronçonnés de feldspath potassique atteignant parfois 3 à 4 cm. Une datation U/Pb sur zircons de cette roche a fourni un âge Ordovicien moyen ( $467 \pm 17$  Ma ; Peucat *et al.*, 1978). Remis dans un contexte de plus grande échelle, ce corps orthodérivé est corrélé, sur un faisceau d'arguments pétrologiques, géochimiques et radiochronologiques, au magmatisme synchrone de la phase majeure de rifting de l'Ordovicien inférieur à moyen, dont l'orthogneiss de Lanvaux est l'exemple le plus emblématique. Derrière la pointe et la petite cale, le fond de la crique est occupé par une plage offrant une succession de petits affleurements de bonne qualité. On y trouve de manière dominante des métatexites du même faciès que les précédentes, ainsi que quelques niveaux singuliers. Parmi eux, les plus spectaculaires sont les niveaux verts à pyroxènes calciques (pyroxénites) correspondant le plus vraisemblablement à d'anciens niveaux carbonatés. La roche, extrêmement dure et recristallisée renferme en effet une riche paragenèse à minéraux calciques dont la scheelite, un minéral renfermant du tungstène. Un peu plus loin, il est également possible d'observer de nombreux niveaux de roches basiques équilibrées dans les conditions métamorphiques du faciès des amphibolites. Ces éléments, très résistants, sont boudinés, parfois tronçonnés dans les migmatites. Certains de ces niveaux présentent des cristaux amphiboles de plusieurs centimètres. La visite complète de cet affleurement révèle la complexité du protolithe de la formation des migmatites du Golfe du Morbihan, contenant une forte proportion de roches paradérivées. Il faut noter, par ailleurs, que deux générations de granite ont été ici mises en évidence. La première date d'un épisode de rifting anté-varisque (480-460 Ma), et a fourni les « orthogneiss », protolithes orthodérivés des migmatites du Golfe. La seconde est, au contraire, le produit de la fusion partielle des migmatites datée vers 320 Ma (Turrillot, 2010 ; Augier *et al.*, en préparation). Il convient, suite aux observations faites sur le premier affleurement, d'ajouter une troisième génération de granite, à peine plus jeune que l'anatexie malgré des critères de recoupement souvent spectaculaires : le granite de Carnac et son cortège filonien.

*De retour au parking, revenir sur ses pas jusqu'au rond-point nord d'Arradon et reprendre la D127 sur 500 m en direction de Vannes – Ploeren. Au niveau du rond-point suivant, prendre en face sur la D127 en direction de Ploeren.*

La vue étant relativement dégagée, il est possible de profiter des larges accotements aux abords du rond point pour réaliser la lecture du panorama. Le paysage présente en effet, vers le Nord, le coteau d'un plateau assez rectiligne relayé par un alignement de collines boisées d'orientation générale N110 qui barrent le paysage d'Ouest en Est. Cette ligne de reliefs correspond aux premiers contreforts du massif de Questembert. L'altitude moyenne de ce plateau, de l'ordre de 120 m, contraste en effet avec les altitudes plus modestes qui

caractérisent les terrains du Domaine Sud Armoricaïn. Ce changement de topographie correspond au passage des branches sud du Cisaillement Sud Armoricaïn et peut être mis en relation avec les effets conjugués de la surrection du bloc Ligérien et du contraste de compétence des roches. L'affleurement 10 examinera, à l'échelle d'un affleurement, la structure du CSA, qu'il sera bon de remettre en perspective avec ce panorama, ou avec la carte géologique de la France afin de changer d'échelle.

*À Ploeren, suivre sur la D127 en direction de Mériadec, la route passe successivement au-dessus de la voie rapide Nantes/Brest et de la ligne TGV. Au niveau du carrefour D127/D29 prendre en face vers Le Palastre, village connu pour son Dolmen. Le stationnement n'est pas aisé dans ce petit village, pour minimiser la marche d'approche, il faudra se rapprocher du moulin de l'Evêque.*

### **Affleurement 3 : Le granite d'anatexie de Sainte-Anne-d'Auray et son chaos granitique**

*Au niveau du petit hameau, prendre le sentier, le GR vers le Nord.*

La petite rivière du Goah Kerubé s'écoule vers le Sud dans une vallée assez encaissée qui contraste avec la plaine ouverte environnante. Les coteaux boisés et couverts de landes laissent apparaître de nombreux affleurements naturels, ainsi que de nombreux blocs formant un chaos granitique, rare dans le secteur. L'intérêt de cet affleurement est de montrer la bordure du principal corps de granite d'anatexie de la feuille, dont des équivalents, en très petit, ont été rencontrés précédemment. Ce massif de granite, dit de Sainte-Anne-d'Auray, est effectivement un corps de plus de 60 km de long pour 5 km de large de direction générale N120. Il présente une bordure sud relativement complexe, en contact avec les migmatites du Golfe du Morbihan dont il semble dériver. Dans le détail, la roche fraîche se présente sous forme d'un granite gris clair à biotite seule et à grain grossier porphyroïde, hétérogène. De gros feldspaths alcalins dépassant 3 à 5 cm lui confèrent une texture porphyroïde caractéristique. Ces cristaux, souvent automorphes, de même que les agrégats de cristaux de biotite et les nombreux schlierens présentent dans la plupart des cas une orientation planaire nette d'orientation N150-170 pour un pendage toujours très fort. Il n'est pas rare de pouvoir observer sur ces affleurements des enclaves décimétriques à métriques de diatexites ou plus rarement de métatexites dont l'allongement et la fabrique interne sont le plus souvent orientés également à N150-170. Cartographiquement, ce faciès semble marquer la transition entre des migmatites affleurant au Sud et des faciès plus homogènes du granite vers le Nord. Il est possible de prolonger les observations géologiques en continuant à la fois vers les migmatites au Sud ou vers le Nord pour toucher des faciès plus homogènes du granite de Sainte-Anne-d'Auray ; les affleurements de bonne qualité étant toutefois beaucoup plus rares. À voir également, avant de repartir,

le Dolmen dit de Coguer Neginan situé non loin de la route dans le village du Palastre. Ce Dolmen, en partie effondré, est constitué d'une dalle (table) de roche qui le coiffe de 2 m sur 2. Il semble que le secteur du Palastre ait été un important site de mégalithes puisque plusieurs dolmens, menhirs sont signalés à proximité, comme l'allée couverte de Coët-Dal à Plescop.

*L'affleurement suivant se situe sur la Pointe d'Arradon à environ 9 km plus au Sud. Pour y aller, reprendre la route par Ploeren. Au rond-point nord de la ville d'Arradon, contourner la ville par la D127. La pointe est bien indiquée et la route s'y interrompt au niveau du Golfe par une voie sans issue.*

#### **Affleurement 4 : Relations structurales entre le granite de Carnac et les migmatites du Golfe du Morbihan**

*De nombreux grands parkings permettent, quelle que soit la saison, de se garer à une distance raisonnable des affleurements. Il est cependant idéal de se garer sur le parking de la cale sous les fronts de taille d'une succession de petites carrières abandonnées. Une promenade aménagée sur le bord du Golfe débute au niveau du restaurant.*

En prenant ce chemin partant vers le Sud et la Pointe d'Arradon, les affleurements sont nombreux et d'une assez bonne qualité. Il s'agit du granite de Carnac formant le remplissage d'un mégafilon se prolongeant sur plusieurs kilomètres plus au Nord jusque dans le secteur du lieu-dit le Ratz où il s'atténue rapidement. Le granite présente un grain millimétrique et une minéralogie à deux micas et est atteint à divers stades par l'altération. Ce granite est complètement isotrope et ne présente aucune déformation ductile. Vers la pointe, sur les rochers bordant la cale, il est en revanche affecté par un réseau de failles normales striées à fort angle orientées à N20-30 portant une strie voisine de la ligne de plus grande pente et indiquant une déformation fragile compatible avec un étirement à N120. Cette observation sera reprise lors de la visite des affleurements 5 et 8. Avant de repartir, il est intéressant de s'avancer sur la cale qui offre un beau panorama sur le golfe et permet d'analyser aisément le paysage. Quasiment en face, on distingue nettement la pointe nord de l'Île-aux-Moines, la pointe du Trec'h, elle aussi dotée d'une petite cale. Historiquement, ces cales servaient à transborder les produits des carrières de l'Île-aux-Moines. L'Île-aux-Moines est également constituée d'un mégafilon de granite de Carnac se prolongeant longuement vers le Sud jusqu'à la pointe de Nioul. Les « branches » est et ouest de l'île, perpendiculaires, étant formées par des migmatites orientées à N120. Ce type de relation de recoupement cartographique à angle droit entre la foliation verticale des migmatites orientées à N120 et les filons de granite de Carnac orientés à N30 est une constante dans la région. Ce genre de relation va maintenant être étudié à l'échelle de l'affleurement, apparaissait ainsi tout aussi spectaculaire.

*De retour au parking, prendre à pied la route ou le bord de mer vers le Nord.*

Le premier affleurement rencontré est constitué de migmatites ; le contact avec le filon principal d'Arradon étant masqué au niveau de la petite baie. Ces migmatites, typiquement paradérivées, montrent des alternances de niveaux fortement mobilisés, riche en leucosomes, de niveaux au contraire relativement proches du présumé matériau gneissique initial. On trouve également quelques niveaux de restites à sillimanite, biotite et grenat, ainsi que des filons boudinés (précoces ?) de pegmatite. La foliation est verticale, bien établie à N115. Vers la pointe de Kerat, ces migmatites sont recoupées nettement par plusieurs filons de granite à deux micas ; le contact étant la plupart du temps extrêmement net. L'orientation des épontes de filons indique de manière systématique une direction proche de N30 (voir aussi les fig. 10 et 11). Du point de vue textural et minéralogique, le remplissage de ces petits filons semble identique à celui des filons principaux qui leur sont par ailleurs parallèles. Cet ensemble filonien appartient au massif de Carnac dont ils forment des émanations distales. La forme contournée du massif principal ainsi que cet abondant réseau filonien d'orientation N30 en font les marqueurs précoces de la déformation extensive orientée à N120. Les contraintes radiométriques obtenues récemment indiquent une mise en place de ce granite vers  $316 \pm 3$  Ma (fig. 13 ; Turrillot *et al.*, 2009) alors que son refroidissement, contraint par des spectres d'âges Ar/Ar sur muscovite et biotite, est daté vers 305 Ma (fig. 14 ; Turrillot *et al.*, 2011a). La datation récente de grains de monazite issus de leucosomes a fourni des âges d'anatexis autour de  $320 \pm 6$  Ma (Turrillot, 2010). Il faut donc, à la lumière de ces âges et malgré des critères de recoupement souvent extrêmement nets, admettre que le granite de Carnac soit au plus tardi-migmatitique.

L'affleurement 4V est une variante permettant de voir, sur les affleurements où la roche est fraîche, le remplissage du mégafilon de granite de l'Île-aux-Moines. La visite de cet affleurement nécessite de prendre le bac permettant de traverser un petit bras de mer pour se rendre sur l'île. Prévoir dans ce cas, le temps entre la traversée (rapide), le temps d'attente des bacs et la marche d'approche pour accéder aux affleurements.

*Pour y aller, reprendre en sens inverse la route jusqu'au rond-point de la sortie nord d'Arradon où il faudra suivre la D127 en direction de Vannes – Ploeren. Au rond-point suivant, prendre ensuite vers le Sud en direction de Larmor Baden et de l'Île-aux-Moines sur la D101 jusqu'au rond-point du moulin de Pomper (un ancien moulin à marée). À ce niveau prendre tout droit sur la D316 sur 1,5 km jusqu'au rond-point suivant desservant Port-Blanc par la D316A. Il est alors possible de se garer sur un des grands parkings dimensionnés pour absorber le flot d'estivants voulant se rendre sur l'Île-aux-Moines. Se rendre à la cale du bac dans le petit port de Port-Blanc ; il y a de nombreuses rotations journalières même hors saison. Pour aller directement à l'affleurement suivant, se rendre directement à l'Île de Tascon, sur la bordure est du Golfe.*

### **Affleurement 4V (Variante) : Remplissage d'un mégafilon de granite de Carnac (Île-aux-Moines)**

Le petit port où le bac accoste est situé sur la pointe rocheuse ouest de l'Île-aux-Moines. Les premiers affleurements visibles depuis la traversée en bateau apparaissent en prenant le petit chemin faisant le tour de cette pointe par l'Ouest. Quittant cette succession d'affleurements par l'extrémité nord de la plage, chercher à rejoindre le bourg ; le plus simple étant de regagner l'embarcadère. La route longe le port jusqu'à un premier virage où s'amorce une forte cote. Ce relief soudain centré et allongé tout au long l'île s'explique par la présence d'un large filon de granite de Carnac de direction N20-30. Il est d'ailleurs possible d'observer ce granite, en place, dès ce premier virage à l'insertion d'un petit chemin coupant droit vers l'Est.

*Depuis le centre du village, prendre vers le Nord en direction de la pointe du Trec'h. De grandes carrières dont l'activité a cessé entament les deux flancs de l'île au point de se rejoindre au niveau de la route alors perchée au sommet d'une corniche sur une quinzaine de mètres.*

La carrière ouest est facilement accessible depuis la route par un escalier rendu glissant par la mousse qui se développe sur la roche. L'extraction dont les produits étaient réputés pour leur qualité profitait des grandes failles de direction N20 pour débiter la roche. Le granite est ici très frais, très dur et seules les arêtes laissées lors de l'exploitation se prêtent à l'échantillonnage. La roche, constituée de quartz, plagioclase, feldspath potassique, muscovite et biotite forme le faciès dominant de ce granite dans le secteur du Golfe du Morbihan. Dépourvue d'une orientation claire, la roche semble uniquement affectée par la fracturation cassante. Pourtant l'orientation des minéraux magnétiques de la roche (principalement la biotite) déterminée par des mesures d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) montre une fabrique magnétique claire (Turrillot *et al.*, 2011b). Il s'avère que, sur une coupe de la bordure vers le cœur du filon la roche est caractérisée par une foliation magnétique parallèle à l'éponte (N30) puis, dans le volume du filon, par une linéation magnétique orientée à N120. L'hypothèse la plus probable est que ces fabriques magnétiques aient été contrôlées, d'abord par l'étirement régional et plus localement, par un effet des épontes. L'absence de déformation post-solidus et la faible altération de ces roches ont permis que des échantillons de muscovite et de biotite de cette carrière soient datés vers 305 Ma par la méthode Ar/Ar (Turrillot *et al.*, 2011a).

*Quittant l'Île-aux-Moines puis Port-Blanc, reprendre la route D306 puis D101 vers le Nord-Est en direction d'Arradon – Vannes. Reprendre la route en direction de la voie rapide pour s'y insérer en direction de l'Est dans le but de contourner le centre de Vannes où la circulation peut s'avérer dense selon le moment de la journée. Sortir à l'Est de Vannes au niveau de la*

*sortie Sarzeau – Port du Crouesty. Prendre la 780 qui longe la rive est du Golfe du Morbihan jusqu'au carrefour de Lasné. Prendre vers l'Ouest vers Lasné puis vers l'Île de Tascon.*

### **Affleurement 5 : Déformations du granite de Carnac**

*En vue de l'Île de Tascon, la route devient submersible sur un court passage. Se garer sur le grand parking situé à droite, avant le bras de mer.*

Les affleurements proposés pour cet arrêt se localisent de part et d'autre de la route submersible menant à l'Île de Tascon sur des pointements rocheux d'extension modeste. Une grande partie est visible quel que soit le niveau de la marée, en particulier sous le petit muret ceinturant le parking. Le granite, un faciès à muscovite dominante du granite de Carnac, est ici fortement orienté. La roche se débite alors en lames de 5 à 10 cm d'épaisseur suivant une famille de plans orientés N145 avec un pendage de 30-35 degrés vers le Nord-Est. Ces plans portent une forte linéation d'étirement plongeant faiblement (20-25°) vers N105-110. Le sens de cisaillement, pas toujours évident à l'affleurement, indique un mouvement relatif du haut vers l'Est-Sud-Est.

*Prendre ensuite la route submersible à pied en s'assurant bien de l'état de la marée ; le passage vers l'île est possible durant les 3h-3h30 durant lesquelles la marée est la plus basse. L'étude des affleurements suivants pouvant, selon l'intérêt qu'on y porte, prendre suffisamment de temps pour que la marée soit remontée et que le passage ne soit plus possible. Après avoir traversé, prendre par la plage de sable, les affleurements se situant en direction de la pointe NW de l'île.*

Cette coupe, aux affleurements sporadiques et inégaux, permet, par son orientation, de descendre rapidement dans la structure depuis des secteurs où l'intensité de la déformation est forte, comme au premier arrêt, vers des secteurs moins déformés. Ainsi, au premier tiers du parcours vers la pointe de l'île, le granite n'apparaît plus qu'à peine orienté et il devient ensuite rapidement difficile d'identifier une fabrique. Il est par ailleurs, selon les conditions d'ensablement de la plage, possible d'observer un grand panneau d'encaissant migmatitique dont la structure n'apparaît pas avoir subi de rotation importante. Arrivé au niveau de la pointe, en prenant du recul, la falaise apparaît hachée par deux familles de plans de failles conjugués autour de la direction N30-35 avec un fort pendage (60-65°) formant une série de « X » assez spectaculaire (fig. 31). L'examen des tectoglyphes que portent les plans de faille indique qu'il s'agit d'un réseau pénétratif de failles normales (fig. 31). Les plans montrent en effet fréquemment de belles cristallisations de quartz formant des marches sur lesquelles de longues stries perpendiculaires n'indiquent d'ailleurs souvent qu'une composante normale pure. L'inversion des données de ces failles révèle un tenseur réduit des contraintes compatible avec un étirement à N120.

L'homoaxialité de la déformation ductile et cassante est donc notable et indique une certaine pérennité de l'étirement orienté à N120 depuis des conditions ductiles jusqu'à des conditions fragiles.

*Reprendre la route D780 vers le Sud en direction de Sarzeau pour la quitter au niveau de la sortie Sarzeau. Prendre ensuite en direction du centre ville, puis vers le Nord en direction de la pointe du Ruaud. Se garer en bas de la première grande descente à la sortie de Sarzeau.*

### **Affleurement 6 : Coupe de la Zone de Cisaillement Extensive de Sarzeau (ZCES), contact avec l'unité supérieure**

Les observations se concentrent le long d'une petite coupe en montant le long de la côte en direction de Sarzeau. Cet accident de topographie, vigoureux pour ce secteur habituellement au relief plus homogène et plat, se suit sur plusieurs kilomètres le long d'une direction grossièrement E-W. Il est interprété comme un accident cassant postérieur à l'histoire hercynienne dont il recoupe les structures. Le premier examen des affleurements les plus bas indique qu'il s'agit de migmatites dont les principaux composants sont clairement reconnaissables. En revanche, leur structure, régionalement subverticale, est ici complètement transposée par une déformation très intense responsable de l'apparition d'une fabrique orientée environ N70 faiblement pentée (30-40°) vers le SSE. Une linéation d'étirement, faiblement pentée vers N110 est parfois difficile à mettre en évidence du fait de la géométrie de l'affleurement qui lui est assez parallèle. En montant, de nombreux critères de cisaillement, comme des bandes de cisaillement ou l'asymétrie des plis, indiquent un mouvement relatif du haut vers l'ESE.

Vers le sommet de la côte, les migmatites sont recoupées par un filon du granite de Carnac, montrant lui aussi d'indéniables indices d'une déformation ductile. L'intérêt majeur de comparer la déformation subie par ce matériau est de s'affranchir de la structure héritée des migmatites pour se concentrer uniquement par la déformation néoformée lors de cette phase de cisaillement.

*Prendre la direction de Kerguet en passant par le centre ville de Sarzeau dont la grande majorité des bâtiments d'époque sont construits en granite de Carnac, montrant des faciès plus ou moins déformés. Se garer à la sortie de la ville devant le supermarché.*

Cet affleurement, peu spectaculaire est, néanmoins très riche de signification. Il montre un faciès de granite de Carnac à muscovite dominante, voire localement seule. L'intensité de la déformation est nettement supérieure à celle observée sur l'affleurement précédent. Le granite se débite en plaques pluricentimétriques correspondant à une unique famille de bandes de cisaillement dont l'espacement est de l'ordre du centimètre, inclinées de 20-25°

vers le Sud-Est et portant une forte linéation d'étirement, ainsi que des stries de haute température (fig. 12a). En coupe, la foliation, plus plate, est nettement sigmoïde ; vue de dessus, les minéraux présentent une linéation d'étirement.

*Faire quelques centaines de mètres en direction de Kerguet, ce qui impose de passer sous la D780. La proximité de la route présentant un danger potentiel, il est conseillé de porter un gilet de secours pour la visite de cet affleurement.*

Il s'agit d'une succession d'affleurements de qualité modeste montrant néanmoins, un des rares exemples de terrain (non cartographique) du contact entre les roches de l'unité inférieure et les micaschistes des unités supérieures. Alternativement, ces relations peuvent également être observées sur des coupes le long de la voie rapide dans les secteurs de Saint-Colombier ou de Lezuis. Les premiers affleurements après le pont montrent du granite de Carnac à muscovite seule affecté par une déformation d'intensité extrêmement forte. Les bandes de cisaillement, inclinées faiblement vers le Sud-Est, portent une linéation d'étirement oblique orientée à N115. Un peu plus loin, à quelques dizaines de mètres, le granite de Carnac, dont il est difficile de voir autre chose que la structure, en fines plaquettes du fait d'une altération forte, passe aux micaschistes de l'unité de Belle-Île, eux aussi dans un état de mylonitisation avancée. La déformation est extrêmement non-coaxiale ; les échantillons et les lames minces ne montrant qu'une seule famille de bandes de cisaillement vaguement parallèles faisant un angle de 20-25° en moyenne par rapport à la foliation. L'intégration du taux de cisaillement pouvant être déduit de l'angle C-S sur l'épaisseur de la zone de cisaillement avoisinant parfois 500-600 m impose un mouvement plurikilométrique. La datation récente de ces mylonites par la méthode Ar/Ar sur lame mine (*in situ*) a permis de préciser l'âge de (dernier) fonctionnement de cette zone de cisaillement à 302-298 Ma (Turrillot *et al.*, 2011a). Il est d'ailleurs possible de discriminer l'âge de refroidissement général du bâti vers 305 Ma de l'impact de la déformation (et des percolations de fluides associées) sur la diffusivité de l'argon dans les micas sous leur température de fermeture (Villa, 1998).

*Reprendre la D780 vers le Port du Crouesty jusqu'à un large rond-point permettant de se diriger vers Saint-Gildas-de-Rhuys sur la D198. À 700 m, prendre à droite en direction de La Saline puis tout de suite à gauche sur la route du Croisio (parallèle à la D198). Au premier carrefour avant d'entrer à Kerpont, prendre à droite vers l'école de voile de la pointe du Grand Rohu. Un grand parking permet de se garer face à la baie de Quiberon et en vue des premiers affleurements.*

## **Affleurement 7 : Zones de cisaillement secondaires associées à la ZCES**

*Depuis le parking face à l'école de voile, prendre la plage vers le Nord-Ouest. Cet affleurement de bord de mer n'est accessible que par marée basse et des conditions de mer calme, mais ne présente pas de danger dans la mesure où la falaise de quelques mètres peut être facilement escaladée.*

Un orthogneiss migmatitique au faciès ocellé caractéristique affleure magnifiquement sur l'estran et la petite falaise. Sa foliation, bien établie, est subverticale avec une orientation à N150 environ. En se dirigeant vers le Nord-Ouest sur l'estran parfois recouvert d'une fine pellicule de sable, la falaise relativement continue et rectiligne offre de petits renforcements qui sont l'objet de l'arrêt. En effet, de manière systématique chacun de ses rentrants correspond au passage de zones de cisaillement orientées à N100-105 avec un pendage de 30-40° vers le Sud dont le mur affleure en surface structurale. En s'approchant de l'affleurement, il s'avère que ces zones de cisaillement se localisent dans de minces filons de granite où la déformation se concentre de manière extrême laissant l'encaissant direct complètement indemne de déformation. Le corps des filons est caractérisé par des mylonites C-S ainsi que de fins niveaux d'ultramylonites (fig. 12b). De petits niveaux de quartz striés sont parfois surmontés de cataclasites indiquant une réactivation des structures dans des conditions plus fragiles. La linéation d'étirement, très forte dans les niveaux déformés ductilement, indique une direction très constante orientée à N110-115 avec un pendage très faible (*i.e.* linéation subhorizontale). Le sens de cisaillement, contraint par de nombreux critères, indique un mouvement relatif du haut vers l'Est-Sud-Est. Cette linéation se trouve être parallèle aux stries liées à la réactivation en conditions fragiles de la zone de cisaillement. Avant de repartir, il est possible de visiter d'une petite carrière en partie envahie par la végétation. La roche anciennement exploitée affleure sur de petits fronts de taille métrique où il est possible de faire de bonnes observations. Il s'agit d'un filon de granite de Carnac dont l'orientation peut être assez facilement contrainte par les affleurements d'encaissant situés aux alentours, vers N20. La roche présente une forte déformation illustrée par une foliation, subhorizontale portant une forte linéation d'étirement et orientée à N115-120 et surtout par un réseau pénétratif de bandes de cisaillement faiblement incliné vers le Sud (*e.g.* N 80 20S) responsable du débit mécanique de la roche. Là encore, le sens de cisaillement indique un mouvement relatif du haut vers l'Est-Sud-Est.

Les falaises sombres en direction de l'Est sont constituées des micaschistes appartenant au groupe des micaschistes de la Vilaine. La zone de cisaillement de Sarzeau passe donc dans la baie et le contact n'est pas directement visible sur la plage. Aussi peut-on cartographier sa trace avec précision par de beaux affleurements situés en bord de route entre Kerpont et La Villeneuve. Le contact est même visible au premier tiers de la côte qui remonte vers la D198 en

direction des Govelins. Sur la côte, les premiers affleurements de micaschistes ne correspondent donc pas exactement à la base de l'unité ; une petite faille normale abaissant, par ailleurs relativement le compartiment ESE. Ces affleurements montrent une série épaisse de micaschistes albitiques où alternent des niveaux graphiteux très sombres et des niveaux plus clairs, à l'origine des distinctions faites sur la feuille. En prenant du recul par rapport à la falaise, d'autres accidents visiblement fragiles, responsables de la géométrie découpée de la falaise, apparaissent. Leur orientation à N 40-50 est assez constante ; leur sens de pendage étant en revanche variable. Une partie de ces accidents montre un net caractère listrique, impliquant une rotation importante de la foliation métamorphique (*i.e.* foliation S2) devenue marqueur passif. L'examen de ces structures révèle qu'une partie au moins d'entre-eux sont des accidents ductiles ou ductile-cassants d'après l'épaisseur de roche impliquée ; la plupart étant ensuite réactivés en failles normales sous des conditions plus fragiles. L'inversion des données des failles par un logiciel approprié permet de montrer que ces failles sont compatibles avec un état de contrainte « extensif » caractérisé par un  $\sigma_3$  orienté à N130-140. La base de cette unité sera étudiée à l'arrêt 9.

*Retourner vers la D780 soit par la route de l'aller soit par une route plus petite passant par le Golfe de Kervert. Prendre la D780 vers l'Ouest en direction de Port Navalo. Tourner ensuite à droite vers Kerners au niveau du rond-point de Tumiac. Après avoir traversé le village, prendre vers le Nord vers la Pointe de Kerners.*

### **Affleurement 8 : Déformation cassante de l'unité inférieure**

*À une centaine de mètres de la pointe, il est possible de se garer sur un grand parking ; l'accès aux affleurements se faisant à pied d'abord par la route d'accès à la cale et ensuite en rejoignant le chemin de randonnée partant vers l'Ouest.*

Ce chemin surmonte d'abord une petite falaise de quelques mètres, constituée de migmatites puis du granite de Carnac. Il engage ensuite une lente descente permettant d'observer en contrebas une famille de plans assez faiblement inclinés vers l'Est. L'observation détaillée de ces plans est possible en passant à marée basse par une étroite plage de sable permettant de revenir en arrière. La roche est de manière constante un granite à grain millimétrique à deux micas dans lequel la biotite domine souvent. Il s'agit du faciès occidental du granite de Carnac contenant localement des nodules de cordiérite. L'examen détaillé de ces plans, en particulier en s'approchant de la falaise où ils sont moins dégradés par l'altération et l'érosion révèle, qu'il s'agit de plans striés de failles normales. Contrairement à l'affleurement 5, seule une famille de plans est bien exprimée ; de petits plans conjugués, plus discrets, sont visibles plus loin vers l'Est. L'orientation des plans à N15-25, quel que soit leur pendage, est très bien réglée, alors que le pendage est assez variable de valeurs faibles (30° environ) jusqu'à

des valeurs beaucoup plus importantes (70°). L'inversion de ces données de failles en termes de paléocontraintes révèle un axe de contrainte minimum ( $\sigma_3$ ) orienté à N120,  $\sigma_1$ , l'axe de contrainte maximum, étant orienté verticalement (fig. 32). Cette déformation cassante montre des axes compatibles avec ceux de la déformation ductile, dont quelques exemples des plus démonstratifs ont été visités. En repartant pour reprendre le chemin des douaniers, au niveau de la pointe, un affleurement très plat montre en surface structurale un plan de pendage extrêmement faible (4° vers l'Est) recoupé par des plans striés à fort pendage. L'examen de ce plan montre qu'il s'agit d'une faille normale striée à faible pendage réactivant visiblement une zone de cisaillement localisée dont la linéation est effacée ; la roche étant déformée ductilement sur quelques centimètres à l'approche de ce plan. Ainsi, sur cet affleurement, il est également possible de mettre en évidence un continuum extensif depuis des structures caractéristiques de la transition ductile-cassant jusqu'à des structures clairement cassantes (voir la fig. 32).

*Rejoindre la voie rapide Nantes-Vannes (N165). Pour cela, il est possible de suivre deux itinéraires, soit reprendre la D 780 jusqu'à la voie rapide qu'il faudra, dans ce cas, suivre jusqu'à Muzillac en direction de Nantes, soit en prenant, au niveau de Saint Colombier la N20 menant directement à Muzillac via Surzur et Ambon. Entrer dans le centre Muzillac par la D20 jusqu'au centre ville où un petit rond-point permet de se diriger vers Billiers par la D5 qu'il faudra suivre jusqu'à la Pointe de Penlan où il est possible de se garer sur un grand parking sur la gauche.*

## **Affleurement 9 : Déformation dans l'unité des micaschistes de la Vilaine**

*Du bout de ce parking, part un chemin côtier vers l'Est qui remonte vers l'estuaire de la Vilaine. Suivre ce chemin sur environ 200 m puis descendre sur la grève dès que cela est possible. L'accès se fait en longeant et en contournant la falaise et les affleurements ne sont facilement accessibles qu'à marée basse ou à marée descendante.*

De même que pour l'arrêt 1, cette succession d'affleurements, d'une qualité exceptionnelle, est visitée tous les ans lors d'excursions de terrain ou bien lors de congrès internationaux. Prenant du recul en avançant vers l'estuaire de la Vilaine et les rochers rendus glissant par leur revêtement alguaire, il est possible de décrire, en réalisant un schéma de terrain, l'ensemble de l'affleurement (fig. 15). Un des traits les plus frappants de l'affleurement réside dans son aspect « stratifié » subhorizontal. Il ne s'agit en réalité et dans le contexte de socle de la feuille que de l'apparence que prennent les intercalations de roches basiques de couleur crème et des micaschistes plus sombres avec des teintes rouges et gris sombre dont la foliation est proche de l'horizontale. Les teintes sont d'ailleurs comme indéchiffrées à l'intensité de l'altération et la teinte réelle des

roches est d'avantage à chercher en base de falaise. Sur la droite de l'affleurement, on note, à cette échelle, la présence d'une mince intercalation d'un troisième type de roche, beaucoup plus clair et massif que les deux premiers : un filon de granite intrusif dans la série. Sa géométrie, assez particulière, montre que ce filon passe d'un pendage proche de la verticale en sommet de falaise à un pendage beaucoup plus faible au niveau de la base de l'affleurement. En se rapprochant de l'affleurement, on note sur l'estran, relativement plat et correspondant à une surface structurale, une forte linéation d'étirement. Sa mesure, proche de N110-120, en fait une direction relativement commune dans l'unité des micaschistes de la Vilaine et indique par ailleurs que l'affleurement est idéalement orienté pour étudier sa déformation. On note, et c'est un des points majeurs de cet arrêt, que les boudins de roches basiques sont très asymétriques (fig. 15). Associés à de l'ouverture, ces critères de cisaillement indiquent sans ambiguïté un sens de cisaillement général vers l'ESE par ailleurs confirmé par l'examen de la géométrie du filon de granite. En effet, vraisemblablement initialement subvertical, le filon est cisailé, entraîné le long d'une zone où le cisaillement se concentre en base de falaise ; la linéation forte de l'estran provenant de ce niveau. Pour clore les observations structurales, la présence de nombreux plans à fort pendage est remarquable. Il s'agit de deux familles de plans vaguement conjugués de failles normales. Encore une fois, ces structures plus cassantes sont compatibles avec une certaine continuité de l'étirement engagé sous des conditions plus ductiles (fig. 16).

Cet affleurement est également réputé pour sa richesse pétrographique, inégale sur toute la région d'affleurement de l'unité. Certains niveaux, particulièrement riches offrent des assemblages minéraux à biotite + grenat + staurotide + sillimanite (après le disthène ?) + andalousite + phengite + quartz. Une première association relictuelle à biotite + grenat + (disthène en reliques) est portée par une foliation S1 dénotant un enfouissement important le long d'un gradient de MP-MT. Ces résultats sont cependant difficilement compatibles avec les reliques écloitiques préservées à l'Île Dumet. Une association M2 à biotite + grenat + staurotide + sillimanite indique ensuite un réchauffement limité pendant le développement d'une foliation S2 qui apparaît, ensuite comme synchrone d'un part importante de la rétomorphose. Le disthène est transformé en sillimanite lors de la première partie de l'évolution, alors que la sillimanite se déstabilise à son tour en andalousite. La staurotide est également blindée par de l'andalousite et une seconde couronne de phengite. De grandes quantités d'albite en gros porphyroblastes apparaissent enfin de façon syn- à post-cinématique par rapport à la S2. Pour de plus amples informations, le lecteur est dirigé vers les publications de références (Triboulet et Audren, 1988 ; Audren et Triboulet, 1993).

*Retourner sur la voie rapide Nantes-Vannes en direction de Vannes. Sortir au niveau de la sortie 22 (le Gorvello/Sulniac) et prendre la D183 jusqu'au Gorvello, un charmant village de caractère mis en valeur par un*

*éclairage nocturne étudié. Suivre la D183 vers le Nord sur environ 1,5 km jusqu'au carrefour permettant d'aller à Bod Larmor (à gauche).*

### **Affleurement 10 : Ultramylonites du Cisaillement Sud Armoricaïn**

Il est possible de se garer le long de la route d'accès à la carrière qui longe la route principale. Les observations se concentreront dans une carrière de taille moyenne pour la région, non loin du carrefour. Une autorisation devra être demandée à l'entreprise Charier, propriétaire du site et spécialisée dans l'extraction de roches massives pour la production de granulats. Le Cisaillement Sud Armoricaïn, avec son mouvement décrochant dextre, ne participe pas directement à l'étirement de la croûte. Il semble cependant, à la lumière de récentes datations Ar/Ar que son fonctionnement ductile soit synchrone du fonctionnement des grandes zones de cisaillement extensives, comme celles de Sarzeau ou de Quiberon. Il peut, de ce fait être interprété comme une zone de transfert le long de laquelle, le Domaine Sud Armoricaïn s'étire. Les ultramylonites du Cisaillement Sud Armoricaïn occupent le plus souvent une dépression à l'avant d'une ligne de collines très continue que forme le massif de Questembert. Ces roches n'affleurent naturellement que de manière exceptionnelle ; les autres affleurements naturels sont très rares et de mauvaise qualité. Alternativement, en l'absence d'autorisation, il est également possible d'observer les ultramylonites du Cisaillement Sud Armoricaïn dans de nombreuses petites carrières en partie remblayées dans le secteur de Magouaire/Lissau (Nord-Est de Saint Avé) le long du GR qui longe la voie de chemin de fer (TGV Nantes-Brest). La carrière, dont l'exploitation régulière a cessé, s'allonge perpendiculairement aux structures sur environ 200 m, c'est-à-dire environ la moitié sud de la bande d'ultramylonites correspondant à la branche nord du CSA qui atteint dans ce secteur environ 400 m d'épaisseur. Cette épaisseur colossale de matériaux très déformés ne peut s'expliquer que par l'accumulation de la déformation le long du Cisaillement Sud Armoricaïn lors de mouvements d'ampleur décakilométrique. Parmi les deux types d'ultramylonites reconnus et cartographiés dans la branche nord du CSA, le premier type, largement dominant dans la carrière, se présente comme une roche claire, gris beige au débit parallélépipédique. Le grain de la roche n'est que rarement visible à l'œil nu, à l'exclusion de quelques clastes de feldspath potassique et de micas blancs. Ces roches, issues d'un protolithe orthodérivé sont le résultat de la réduction extrême de la taille du grain. Il est d'ailleurs possible, ça et là sur le front de taille, de reconnaître dans un domaine en amont une roche granitoïde rappelant un granite du type Questembert. Il est notable que, malgré l'intensité de la déformation, seule la foliation puisse être reconnue sans difficulté, en effet ces roches ne montrent pas une linéation d'étirement très développée à l'opposé des mylonites affleurant directement au Nord de la carrière comme à Lostihuel, par exemple. Un autre type de roches, tout aussi déformé, présente des teintes beaucoup plus sombres. Elles apparaissent dans la carrière sous forme de lentilles décimétriques à métriques, de même qu'à l'échelle de la carte à 1/50 000 où elles

se présentent sous forme de lentilles étroites pouvant se suivre sur plusieurs kilomètres. Leur aspect et leur composition minéralogique, principalement phylliteuse, en font vraisemblablement le résultat de la déformation extrême d'un protolithe métapélitique, comme les schistes et les micaschistes néoproterozoïques du Domaine Ligérien.

Une autre bande ultramylonitique, discontinue affleure plus au Sud sous la forme de corps d'épaisseur plus réduite affectant le massif de granite de Sainte-Anne-d'Auray. Pour compléter les observations de la carrière, ces roches pourront être étudiées le long de la route D104 au niveau de la Vraie-Croix ou de la retenue du Château du Plessis Josso.

*Au carrefour, prendre la D183 vers le Nord jusqu'à Sulniac (3,5 km). Dans le centre du bourg, prendre à gauche sur la D104 vers Vannes – Tréfléant qu'il faudra quitter pour la direction de Tréfléant sur la D116. Rester sur la D116 jusqu'au grand carrefour avec la D775 ; au carrefour prendre à gauche en direction de Vannes. Passer au-dessus de la voie rapide Vannes – Rennes (N166) pour continuer sur la D775 en direction de Saint-Nolff puis de Saint-Avé sur environ 4 km. Tourner à droite au niveau du carrefour de Bellevue sur la D135 en direction de Saint-Nolff. Au niveau du Château de Talhouet, le paysage devenu boisé depuis peu se caractérise soudain par une forte descente. Dès que cela est possible, s'arrêter pour faire un panorama, qu'il est également possible de faire depuis le Nord sur la D778b ou la D182.*

### **Affleurement 11 : Panorama sur le Massif granitique de Questembert**

Il s'agit là du contact entre le granite de Questembert, résistant, et les schistes et les micaschistes néoproterozoïques très altérés et érodés qui occupent toute la vallée de Saint-Nolff et se prolongent jusqu'au-delà de La Vraie Croix. Le granite est d'ailleurs facilement observable dans de petites carrières abandonnées dans toute la première partie de la descente. Les micaschistes, en revanche, n'affleurent que rarement de manière satisfaisante. Les meilleurs affleurements n'apparaissent qu'à la faveur de travaux. Ce point, d'ordre géomorphologique, est important dans la mesure où les principales dépressions, de direction E-W sont systématiquement occupées par cette formation particulièrement sensible à l'érosion. En plus de rythmer le paysage, la présence de ces bandes micaschisteuses dans le granite de Questembert a eu, lors du fonctionnement du Cisaillement Sud Armoricaïn, situé quelques kilomètres plus au Sud, l'effet de défauts capables de localiser la déformation ductile. L'observation du granite, à l'approche de ces affleurements, montre à l'évidence, une déformation forte par ailleurs absente du reste du volume du granite.

*Reprendre la D135 vers l'Est le long de la ligne TGV jusqu'au carrefour avec la D766a qu'il faudra suivre jusqu'au grand rond-point permettant l'accès à la*

*voie rapide Vannes – Rennes. Au passage, il est possible de faire les mêmes observations que précédemment, de nombreuses carrières étant ouvertes dans le granite de Questembert au-delà du fond de la vallée où il est possible de rencontrer les micaschistes néoproterozoïques. Au rond-point, reprendre la D775 vers l'Est sur un peu plus d'un kilomètre avant de tourner sur la D116 en direction de Tréfléant. Ce petit village, installé dans une dépression grossièrement orientée E-W, est également une bande de micaschistes néoproterozoïques entouré de granite de Questembert qui va maintenant être étudié. À la sortie de Tréfléant, continuer vers le Sud sur la D104 sur environ un kilomètre. La zone d'affleurement, en bord de route, ne permettant pas de se garer, il est préférable de laisser son véhicule au niveau de Tréhormec.*

### **Affleurement 12 : Granite de Questembert**

La route incise le coteau d'une colline boisée que l'on suit très bien sur les images satellitaires ou sur une carte topographique. Il s'agit d'une bande de granite de Questembert pris entre un lambeau de micaschistes néoproterozoïques et une bande extrêmement continue constituée d'ultramylonites du Cisaillement Sud Armoricaïn sur la bordure méridionale du massif de Questembert (panorama de l'arrêt 2). Les affleurements, liés au creusement de la route, apparaissent sur la gauche avec une qualité moyenne et seuls quelques affleurements plurimétriques permettent de bonnes observations quelle que soit la couverture végétale. Il est néanmoins possible de faire une petite coupe jusque qu'au niveau de Laverdon. Les premiers affleurements, en partie arénisés présentent un granite clair à deux micas, à grain moyen à grossier et ne présentant que peu ou pas de déformation. À la cassure, les feldspaths apparaissent poudreux et de couleur jaune parfois rouille, la biotite se débite quant à elle à l'angle le long de ses plans de clivage. Il s'agit du faciès le plus répandu du massif granitique de Questembert, que l'on rencontre au cœur des lobes alors « blindés » par un autre faciès à muscovite dominante affleurant plus au Sud. Un plan d'aplatissement fruste subvertical et orienté N90-100 apparaît d'ailleurs à l'approche de ce faciès.

*Continuer à pied sur deux cent mètres environ en faisant attention à l'apparition d'une foliation devenant rapidement assez nette et au développement de bandes de cisaillement. Du point de vue pétrographique, noter aussi la raréfaction puis la disparition totale de la biotite.*

Le premier affleurement significatif se situe à gauche à l'intersection de la route et d'une piste partant vers l'Ouest. D'aspect modeste, cet affleurement montre pourtant de manière assez exceptionnelle le granite de Questembert mylonitisé. Les critères de cisaillement nombreux démontrent un cisaillement ductile dextre. En effet, les bandes de cisaillement, dont l'espacement semble contrôlé, au premier ordre, par la présence de clastes centimétriques de feldspath potassique, font un angle d'une vingtaine de degrés avec la foliation. Celle-ci,

subverticale, est orientée à N105-110 en moyenne même si elle montre une allure clairement sigmoïde ; les bandes de cisaillement étant, quant à elles, orientées plutôt N125. Du point de vue de la minéralogie de ce granite déformé, la quasi-disparition de la biotite est notable ; celle-ci est alors préservée au cœur des gros clastes et l'apparition de micas blancs, omniprésents est accompagnée ça et là de petits cristaux aciculaires de tourmaline. Des observations du même type sont également possibles dans une carrière en partie remblayée en pénétrant dans le bois en suivant l'ancienne piste de l'exploitation en direction du Nord-Ouest. Il est possible de prolonger la coupe jusqu' au lieu-dit Laverdon où de petits affleurements au bord de la route ou sous les maisons permettent d'étudier des termes encore plus déformés de ce granite.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ P., HORN R., L'HOMER A. (1968) - Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.* Vol. 5, p. 161-162.
- ANGELIER J. (1994) - Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In*: P. Hancock (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, New-York, p. 53-100.
- AUDREN C., JÉGOUZO P., BARBAROUX L., BOUYSSÉ P., BARRUOL J. (1975) - Notice explicative de la feuille de La Roche-Bernard (carte géologique de la France 1/50,000). Orléans : BRGM.
- AUDREN C. (1987) - Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque, *Mém. Soc. géol. Miner. Bretagne*, vol. 31, 365 p.
- AUDREN C. (1987) - Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'État, Rennes, 366 p.
- AUDREN C., JÉGOUZO M.-P. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Belle-Île-en-Mer – îles Houat et Hoedic (447-477). Orléans : BRGM. Notice explicative par Audren C., Plaine J. (1986).
- AUDREN C., PLAINE J. (1986) - Notice explicative de la feuille Belle-Ile-en-Mer et Îles Houat et Hoedic (carte géologique de la France 1/50 000). Orléans : BRGM.
- AUDREN C., TRIBOULET C. (1993) - P-T-t-deformation paths recorded by kinzigités during diapirism in the western Variscan belt (Golfe du Morbihan, southern Brittany, France), *J. Metamorph. Geol.* 11, p. 337-356.
- AUDREN C., TRIBOULET C., CHAURIS L., LEFORT J.-P., VIGNERESSE J.-L., AUDRAIN J., THIÉBLEMONT D., GOYALLON J., JÉGOUZO P., GUENNOC P., AUGRIS C., CARN A. (1993) - Carte géol. France (1/25 000), feuille Île-de-Groix (415). Orléans : BRGM. Notice explicative par Audren C., Triboulet C. et coll.

- AUGIER R., RAIMBOURG H., TURRILLOT P., BELLANGER M., MONIE P. (2010) - New insights of the strain localisation on major shear zones. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* 12, p. 9881.
- AUGIER R., CHOLET F., FAURE M., TURRILLOT P. (en préparation). A turning-point in the evolution of the Variscan orogen: the ca. 325 Ma regional partial-melting event of the coastal South Armorican Domain (South Brittany and Vendée, France).
- AUGIER R., DO COUTO D., BEYSSAC O. (en préparation) - Geometry and thermal structure of the Vilaine Estuary unit (Brittany, France): insights from RSCM data.
- AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Unpublished Doctoral dissertation, Univ. de Rennes, Centre armoricaïn d'étude structurale des socles.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricaïn (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 953-957.
- AVENEAU DE LA GRANCIÈRE (1910) - L'industrie acheuléenne dans le centre du Morbihan. Le paléolithique inférieur en Bretagne-Armorique. Vannes, Impr. Galles.
- 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*, II, 303 (14), p. 1327-1332.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc (Massif armoricaïn). *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences*. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre, 297 (4), p. 359-362.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1986) - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) ; un segment du domaine eo-hercynien sud armoricaïn translate au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2(3), 471-477.
- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD G., GOUJOU J.-C., WYNS R. (1994) - Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. *Pre-Mesozoic geology in France and related areas: Berlin, Springer-Verlag*, p. 183-194.
- BALLÈVRE M., PITRA P., BOHN M. (2003) - Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican massif, France): a potential geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 (7), p. 723-735.
- BALLÈVRE M. (2007) - Palaeozoic evolution of the Armorican Massif: from Gondwana break-up to continental collision. Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research. *Géologie de la France*, (2) p. 23-36.
- BALLÈVRE M., BOSSE V., PITRA P. (2007) - Geology, petrology and geochronology of the blueschists from the Île-de-Groix, Int. Eclogite Field Symposium (Lochalsh, Scotland), Post-Symposium Excursion 84 p.

- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Géoscience*, 341 (2), p. 174-201.
- BARBAROUX L., BLONDEAU A., MARGEREL J.-P. (1971) - Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du plateau du Four (Loire-Atlantique). CRAS Paris. Vol. 273, p. 12-15.
- BARRAT J.-A. (1986) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica II-2*, p. 125-133.
- BARROIS C. (1887) - Les pyroxénites des îles du Morbihan. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XV, p. 69-96.
- BARROIS C. (1890) - Carte géologique Vannes à 1/80 000.
- BARROIS C. (1897) - Carte géologique Quiberon – Belle-Île à 1/80 000.
- BARROIS C. (1934) - Les gisements de staurotide en Bretagne et leur genèse. *Ann. Soc. géol. Nord*, LIX, p. 29-65.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT D., THIÉBLEMONT D. (1999) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Quimper. Orléans, BRGM.
- BÉCHENNEC F. *et al.* (2012) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Lorient (2<sup>e</sup> édition). Orléans, BRGM.
- BERNÉ S. (1999) - Dynamique, Architecture, et Préservation des corps sableux de plate-forme. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Université des Sciences et Technologies de Lille. UFR des Sciences de la Terre. Laboratoire de sédimentologie et géodynamique URA CNRS 719.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of south Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BERTHOIS L. (1928). Contribution à l'étude des minéraux lourds des micaschistes de la presqu'île de Rhuys (Morbihan). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IX, p. 295-303.
- BOSSE V., FÉRAUD G., RUFFET G., BALLÈVRE M., PEUCAT J.-J., DE JONG K. (2000) - Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux complex (Variscan belt, France), *Geol. J.*, 35, p. 297-325.
- BOSSE V., BALLÈVRE M., VIDAL O. (2002) - Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Île de Groix, Armorican massif, France. *Journal of Petrology*, 43 (3), p. 485-510.
- BOSSE V., FÉRAUD G., BALLÈVRE M., PEUCAT J.-J., CORSINI M. (2005) - Rb-Sr and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages in blueschists from the Île-de-Groix (Armorican Massif, France): Implications for closure mechanisms in isotopic systems, *Chem. Geol.*, 220, p. 21-45.

- BOUYASSE P., HORN R. (1972) - La géologie du plateau continental autour du Massif armoricain. Extrait du *Bull. BRGM* section IV, n° 2, p. 3-17.
- BOUYASSE P., HORN R., LE GORGEU J.-P. (1968) - Résultats d'une prospection de sismique réflexion continue en Bretagne occidentale, entre Penmarc'h et Belle-Île (France). *CRAS Paris*. Vol. 267, p. 568-571.
- BOUYASSE P., HORN R. (1968) - Nouvelles données sur la structure du plateau continental sud-armoricain : Académie des Sciences (Paris), C. R., v. 267, p. 690-693.
- BOUYASSE P., CHATEAUNEUF J.-J., TERS M. (1974) - Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de Vilaine (Bretagne méridionale) : Académie des Sciences (Paris), C. R., v. 279, p. 1421-1424.
- BRAULT N. (2002) - Ressources du sous sol et environnements en Bretagne. Genèse, géométrie et propriété de différents types d'aquifères. Thèse de l'Université de Rennes 1, 2609, 184 p.
- BRAULT N., GUILLOCHEAU F., PROUST J.-N., NALPAS T., BUN J.-P., BONNET S., BOURQUIN S. (2005) - Le système fluvio-estuarien pléistocène moyen-supérieur de Penestin (Morbihan) : une paléo-Loire ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, p. 563-572.
- BRAUN I., MONTEL J.-M., NICOLLET C. (1998) - Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India, *Chemical Geology*, 146, p. 65-85.
- BROWN, M., D'LEMONS R.-S. (1991). The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican massif of France: relationship to the Saint-Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, 51 (1), p. 393-427.
- BROWN M., DALLMEYER R.-D. (1996) - Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, p. 361-379.
- BROWN M. (1983) - The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France. In: Atherton M.-P., Gribble C.-D. (eds) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publishing, Nantwich, p. 174-200.
- BROWN M. (2005). Synergistic effects of melting and deformation: an example from the Variscan belt, western France. *Geological Society*, London, Special Publications, 243 (1), p. 205-226.
- BRUN J.-P., BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) - Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold-belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models, *J. Struc. geol.*, 13, p. 419-429.
- BRUN J.-P., GUENOC P., TRUFFERT C., VAIRON J., PROGRAM T.A.W.G.O.T.G.-D. (2001) - Cadomian tectonics in northern Brittany: a contribution of 3-D crustal-scale modelling. *Tectonophysics*, 331, p. 229-246.

- BURG J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1994) - Syn-to post-thickening extension: mode and consequences. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, 319 (9), p. 1019-1032.
- CABANIS B., PEUCAT J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) - Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine Nord-armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plouvenez-Lochrist. *Bull BRGM*, 4, p. 357-364.
- CABANIS B., GODARD G. (1987) - Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) ; étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3 (6), p. 1133-1142.
- CABELLA R., LUCCHETTI G., MARESCOTTI P. (2001) - Authigenic monazite and xenotime from pelitic metacherts in pumpellyite-actinolite facies conditions, Sestri-Voltaggio zone, Central Liguria, Italy. *The Canadian Mineralogist*, 39, p. 717-727.
- CAGNARD F., GAPAIS D., BRUN J.-P., GUMIAUX C., VAN DEN DRIESSCHE J. (2004) - Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorica Hercynian belt (Vendée, France). *Journal of Structural Geology*, 26, p. 435-440.
- CANNAT M., BOUCHEZ J.-L. (1986) - Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif armoricain). Épisodes tangentiels successifs éo-hercyniens en France occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2(2), p. 299-310.
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (2008) - RAPSODI Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR, 108 p., 68 ill.
- CARPENA J., CHAILLOU D., CHAMBAUDET A., POUPEAU G. (1979) - Fission track geochronology of the Hercynian Platform in France. In: Report of the 10th Annual Conference on Solid State Nuclear Track Detectors. Space Biophysics of the Parliament of the Council of Europe, Lyon.
- CARRON J.-P., de KERNEIZON M.-L.-G., NACHIT H. (1994) - Variscan granites from Brittany. In Pre-Mesozoic geology in France and related areas. 5, p. 231-239.
- CARTIER C., FAURE M., LARDEUX H. (2001) - The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes, *Terra Nova*, 13, p. 143-149.
- CARTIER C., FAURE M. (2004) - The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (southern Brittany, France), *Int. J. Earth Sci.*, 93, p. 945-958.
- CASILLAS R., NAGY G., PANTO G., BRÄNDLE J., FORIZS I. (1995) - Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain). *European Journal of Mineralogy*, 7, p. 989-1006.

- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (1996) - Carte géologique de la France à l'échelle du millionième. Révisée 2003. Échelle 1/1 000 000. Orléans : BRGM.
- CHANTRAINE J., BECHENNEC F., RABU D. (2003) - Carte géologique à 1/250 000 du Massif armoricain. Carte numérique & notice explicative. Échelle 1/250 000. Orléans : BRGM.
- CHAROY B. (1970) - Le massif de Questembert (Morbihan) : variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Étude de la radioactivité. Unpublished Ph. D. thesis, p. 315.
- CHAURIS L. (1982a) - Les sables lourds des plages du Mor Bras. Introduction à l'étude des placers littoraux en Bretagne méridionale, *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, N<sup>elle</sup> série, t. 4 (1), p. 1-58.
- CHAURIS L. (1982b) - Une nouvelle province fluorée en Europe occidentale : le Massif armoricain (France), *Bull. BRGM*, (2), set. II, n° 2, p. 157-163.
- CHAURIS L. (1986) - Les pyroxénites à scheelite de Baud (Morbihan). *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, N<sup>elle</sup> série, t. 8 (4), p. 175-180.
- CHAURIS L. (1987) - Les pyroxénites minéralisées du Golfe du Morbihan. 112<sup>e</sup> Congr. Nat. Soc. Savantes, Lyon, Sciences, fasc. I, p. 71-80.
- CHAURIS L. (1993) - Un petit placer stannifère sur la rive septentrionale de la baie de la Vilaine (Morbihan). *Bull. Soc. polym. Morbihan*, t. 119, p. 15-20.
- CHAURIS L., MARCOUX E., LE GOFF E., THIEBLEMONT D., CARN A., avec la collaboration de BouysseP., Égal E., Hallégouët B., Johan V. (1998) - Notice explicative de la feuille Saint-Pol-de-Léon à 1/50 000. BRGM, Service géologique national, Orléans, 168 p.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, p. 4509-4522.
- 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 (1), p. 185-219.
- COCHERIE A., LEGENDRE O. (2007) - Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, 93, p.288-309.
- COCKS L.-R.-M., FORTEY R.-A. (1982) - Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. *Journal of the Geological Society of London*, 139, p. 465-478.

- COGNÉ J. (1953) - « Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : l'Anticlinal de Cornouaille ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6 (3), p. 785-806.
- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém. Carte géol. France*, 382 p.
- COGNÉ J. (1965) - Carte géologique Quiberon-Belle-Île au 1/80 000, 2<sup>e</sup> édit.
- COGNÉ J. (1974) - Le Massif armoricain. *Géologie de la France*, 1, p. 105-161.
- COGNÉ J., HORRENBERGER J.-C., MORZADÉC J. (1986) - Notice explicative de la feuille Lorient (carte géologique de la France 1/50 000). Orléans : BRGM.
- COHEN J.-K., STOCKWELL Jr. J.-W. (2004) - CWP/SU: Seismic Un\*x Release No.: an open source software package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- COLCHEN M., PONCET D. (1987) - Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synschisteuse à Brétignoles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif armoricain. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 305 (15), p. 1255-1258.
- CRITTENDEN M.-D., CONEY P.-J., DAVIS G.-H., DAVIS G.-H. (Eds.) (1980) - Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America*. 153, p. 14-18.
- DARBOUX J.-R. (1991) - Évolution tectonosédimentaire et structuration syn-métamorphe des zones externes du segment Hercynien Ouest-Européen. Thèse d'état, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 267 p.
- DAVIS G.-H., CONEY P.-J. (1979) - Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, 7 (3), p. 120-124.
- DELANOË Y. (1988) - Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, p. 79-89.
- DELANOË Y., DIEUCHO A., PINOT J.-P. (1972) - La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Étude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XIV, p. 249-260.
- DENIS P. (1978) - Approche écologique sur les estrans meubles intertidaux de la partie orientale du Golfe du Morbihan. Thèse de doctorat de l'université de Pierre et Marie Curie, 146 p.
- DODSON M.-H. (1973) - Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40 (3), p. 259-274.
- DURAND S. (1946) - Présence de Lutétien dans la presqu'île de Quiberon (Morbihan). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 223, p. 1161-1163
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. Minér. Bretagne*. 1, 389 p.

- DURAND S., MILON Y. (1955) - Le Pliocène de l'estuaire de la Vilaine. Études des falaises de Pénéstin. (Morbihan). *Bull. Soc. géol. Min. Bretagne*, N<sup>elle</sup> série, 1, p. 1-15.
- DUROCHER J. (1851) - Observations sur les dépôts stannifères de la Bretagne et sur les métaux précieux qu'ils renferment. *C. R. Acad. Sci. Paris*, p. 902-904.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) - Altérations et silicifications au tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, 4, p. 345-352.
- FATELA F. (1994) - Contribution des foraminifères benthiques profonds à la reconstitution des paléoenvironnements du Quaternaire récent de la marge Ouest Ibérique (marge Nord Portugaise, Banc de Galice). Thèse Univ. Bordeaux I.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168 (6), p. 695-705.
- FAURE M., MEZEME E.-B., 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. *Journal of the virtual Explorer*, 19, p. 1-26.
- FAURE M., SOMMERS C., MELETON V., COCHERIE A., LAUTOUT O. (2008) - The Léon Domain (French Massif armoricain): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise? Structural and geochronological insights, *Int. J. Earth. Sci.* doi 10.1007/s00531-008-0360-x.
- FISCHER L.-H. (1861) - Über den Kinzigit. *Neues Jahrbuch für Mineralogie* 1861, p. 641-654.
- FITCH F.-J., MILLER J.-A., MITCHELL J.-G. (1969) - A new approach to radio-isotopic dating in orogenic belts. In *Time and place in orogeny* (eds. Kent P.-E., Satterthwaite G.-E., Spencer A.-M.), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 3., p. 157-195.
- FOSTER G., GIBSON H.-D., PARRISH R., HORSTWOOD M., FRASER J., TINDLE A. (2002) - Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. *Chemical Geology*, 191, p. 183-207.
- FRANKE W. (2000) - The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society*, London, Special Publications, 179 (1), p. 35-61.
- FRANZ G., ANDREHS G., RHEDE D. (1996) - Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy*, 8, p.1097-1118.
- GAPAIS D., CAGNARD F., GUEYDAN F., BARBEY P., BALLEVRE M. (2009) - Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, 21 (3), p. 188-194.

- GAPAIS D., LE CORRE C. (1990) - Is the hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*. 288, 5791, p. 574-576.
- GAPAIS D., LAGARDE J.-L., LE CORRE C., AUDREN C., JIEGOUZO P., CASAS SAINZ A., VAN DEN DRIESSCHE J. (1993) - La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série 2, 316, p. 1123-1129.
- GAPAIS D., CAGNARD F., GUEYDAN F., BARBEY P., BALLÈVRE M. (2009) - Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, 21(3), p. 188-194.
- GEBHARDT A. (1993) - Micromorphological evidence of soil deterioration since the mid-Holocene at archaeological sites in Brittany, France. *The Holocene*, 3, 4, p. 333-341.
- GEOMARGE (1968) - Principaux résultats de la campagne 1967 au Sud de Penmarc'h Belle-Île. Rapport BRGM 69SGL021GEO, p. 1-98.
- GLEMAREC M. (1963) - Bionomie benthique de la partie orientale du Golfe du Morbihan. Thèse, université de Paris, faculté des Sciences.
- GLOAGUEN E. (2006) - Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi-orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne). Thèse, Université d'Orléans, 574 p.
- GODARD G. (2001) - Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. *Journal of Geodynamics*, 32 (1), p. 165-203.
- GOUZIN P., LE GALL E. (1992) - Le site mégalithique d'Er lannic Association « Archéo Douar Mor ». Études archéologiques terrestres et subaquatiques avec relevés topographiques du site. Rapport scientifique. DRASSM.
- GOUJOU J.-C. (1992) - Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épimésosozonal de Vendée. *Documents du BRGM*, 216 p.
- GOUJOU J.-C., DEBRAND-PASSARD S., HANTZPERGUE P., LEBRET P. (1994) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Les Sables-d'Olonne – Longeville, 95 p.
- GROS Y., LIMASSET O., BOURGUEIL B. (1984) - La Bretagne méridionale au Cénozoïque : essai de reconstitution à partir de la bibliographie. BRGM, SGR/PAL 84-27, 80 p.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 172 p.
- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Public ; La Roche-sur-Yon.
- GUILLAUME-BRUNO S. (1972) - Le Plio-Quaternaire des côtes du Morbihan. Étude sédimentologique et stratigraphique. Université d'Orsay, Thèse III cycle (Ph.D.), 110 p.

- GUILLOCHEAU F., BRAULT N., THOMAS E., BARBARAND J., BONNET S., BOURQUIN S., ESTÉOULE-CHOUX J., GUENOC P., MENIER D., NÉRAUDEAU D., PROUST J.-N., WYNS R. (2003) - Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bull. Inf. géol. Bass. Paris*. Vol. 40, n° 1, p. 13-28.
- GUIRAUD M., BURG J.-P., POWELL R. (1987) - Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Céné. *Journal of Metamorphic Geology*, 5 (2), p. 225-237.
- GUMIAUX C. (2003) - Modélisation du cisaillement Hercynien de Bretagne Centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse, Université de Rennes 1, 256 p.
- HAQ B.-U., HARDENBOL J., VAIL P.-R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes: an integrated approach *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 72-108.
- HARLOW D.-E., FÖRSTER H.-J., NIJLAND T.-G (2002) - Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite. *American Mineralogist*, 87, p. 245-261.
- HEAP A.-D., NICHOLS S.-L. (1997) - The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: weiti river estuary, New Zealand. *Marine Geology*, 144, p. 229-252.
- HORN R., VANNEY J.-R., BOILLOT G., BOUYSSÉ P., LECLAIRE L. (1966) - Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode « boomer » au large du Massif armoricain méridional. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, p. 1560-1563.
- IGLESIAS M., BRUN J.-P. (1976) - Signification des variations et anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (les séries cristallophylliennes de la Vendée littorale, Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 1443-1452.
- JÉGOUZO P. (1980) - The South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, 2, 1-2, p. 39-47.
- JÉGOUZO P. (1984) - Le Cisaillement Sud-Armoricain, *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, (c), 16, 1, p. 17-23.
- JÉGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C., (1986) - Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge Ordovicien de Bretagne méridionale, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, p. 839-848.
- JÉGOUZO P., ROSSELLO E.-A. (1988) - La Branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 307 (17), p. 1825-1831.
- JOHNSON T., BROWN M. (2004) - Quantitative constraints on metamorphism in the Variscides of southern Brittany - a complementary pseudosection approach. *Journal of Petrology*, 45, p. 1237-1259.

- JONES K.-A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics of southern Armorica. *J. Geol. Soc., London*, 148, p. 55-64.
- JONES K.-A., BROWN M. (1989) - The metamorphic evolution of the southern Brittany Migmatite Belt. *In: Daly J.-S., Cliff R.-A., Yardley B.-W.-D. (eds). Evolution of Metamorphic Belts. Geological Society Special Publications*, 43, p. 501-505.
- JONES K.-A., BROWN M. (1990) - High-temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, p. 551-578.
- JUDENHERC S. (2000) - Étude des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif armoricain. Thèse université Louis Pasteur, Strasbourg, 148 p.
- JUSSY M., GUILCHER A. (1962) - Les cordons littoraux entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine. *Cahiers océanographiques*, XIV, n° 8, p. 543-572.
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - *Groundwater*, vol. 39, (4), p. 568-581.
- LACROIX A. (1891) - Description des gneiss à pyroxène de Bretagne. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, I, p. 173-220.
- LACROIX A. (1901) - *Minéralogie de la France*, vol. III, p. 195.
- LARDEAUX J.-M., LEDRU P., DANIEL I., DUCHENE S. (2001) - The Variscan French Massif central - a new addition to the ultra-high pressure metamorphic "club": exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 332 (1), p. 143-167.
- LASNIER B. (1988) - Géologie de l'île Dumet (Loire-atlantique). *Bulletin de la Société des Sciences naturelles de l'Ouest de la France*, 10, p. 112-124.
- LAURENT M. (1993) - Datation par résonance de spin électronique (ESR) de quartz de formations quaternaires: comparaison avec le paléomagnétisme. Thèse, Muséum d'Histoire Naturelle et Université de Rennes I, 103 p.
- LAURENT M., FALGUÈRES C., BAHAIN J.-J., ROUSSEAU L., VAN VLIET-LANOË B. (1998) - ESR dating of Quartz extracted from Quaternary and Neogene sediments: method, potential and actual limits. *Quaternary Geochronology*, 17, p. 1057-1062.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain, *in: Les massifs anciens de France*, Piqué A. (Ed.), *Sci. Geol. Bull.* 44, p. 31-103.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, I (3), p. 219-254.

- LEDRU P., MAROT A., HERROUIN Y. (1986) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de metabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 303 (10), p. 963-968.
- LE HÉBEL F., FOURCADE S., BOIRON M.-C., CATHELINEAU M., CAPDEVILA R., GAPAIS D. (2007) - Fluid history during deep burial and exhumation of oil-bearing volcanics, Hercynian belt of southern Brittany, France. *Am. J. Sci.*, 307, p. 1096-1125.
- LE HÉBEL F., FOURCADE S., GAPAIS D., MARIGNAC C., CAPDEVILA R., MARTINEAU F. (2000) - Fluid-assisted spreading of thickened continental crust: preliminary data from the Variscan Belt of South Brittany. *J. Geochem. Expl.* 69-70, p. 561-564.
- LE HÉBEL F. 2002 - Déformation continentale et histoire des fluides au cours d'un cycle subduction, exhumation, extension. Exemple des porphyroïdes sud-armoricains. Unpublished PhD thesis, University of Rennes I.
- LE HÉBEL F., GAPAIS D., FOURCADE S., CAPDEVILA R. (2002a) - Fluid-assisted large strains in a crustal-scale décollement (Hercynian belt of south Brittany, France). *Geological Society Special Publications*, 200, p. 85-101.
- LE HÉBEL F., VIDAL O., KIENAST J.-R., GAPAIS D. (2002b) - Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale: une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne. *C. R. Géoscience*, 334, p. 205-211.
- LE MÉTOUR J., AUDREN C. (1976) - Relations structurales entre l'orthogneiss ordovicien de Roguédas et son encaissant migmatitique. Conséquences sur l'âge des événements tectonométamorphiques en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Minéral. de Bretagne*, 9, p. 113-123.
- LE MÉTOUR J. *et al.* (en préparation) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille d'Auray-Quiberon. Orléans, BRGM.
- LEFORT J.-P., AUDREN Cl., MAX M.-D. (1982) - The southern part of the Armorican orogeny: a result of crustal shortening related to reactivation of a pre-hercynian mafic belt during carboniferous time. *Tectonophysics*. Vol. 89, p. 359-377.
- LEGUAY J.-P. (1976) - Vannes au XV<sup>e</sup> siècle. Aspects institutionnels, économiques et sociaux. *Bull. Soc. polymathique du Morbihan*, 103, p. 44-120.
- LENÔTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R., BROCHARD G., (1999) - Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany: *Tectonophysics*, 301, p. 333-344
- LE ROUX A. (2006) - Aperçu de la flore et de la faune marines du Morbihan ou Golfe du Morbihan. *Bull. Mém. du Morbihan. Soc. Polymathiques*, t. CXXXII.

- LETORT S. (1999) - Extension de la spartine anglaise dans le Golfe du Morbihan : répartition actuelle, tendances d'évolution et impact potentiels. Rapport d'étude. ODEM.
- LEVRET A., BACKE J.-C., CUSHING M. (1994) - Atlas of macroseismic maps for french earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards*, 10, p. 19-46.
- LIMUR (de) (1878) - Note sur les gisements de l'étain en Bretagne au point de vue de son commerce à la période dite du Bronze. *Bull. Soc. polym. Morbihan*, p. 124-131.
- LOBO F.-J., DIAS J.-M.-A., GONZALES R., HERNANDEZ-MOLINA F.-J., MORALES J.-A., DIAZ DEL RIO V. (2003) - High resolution seismic stratigraphy of a narrow, berock-controlled estuary: the guadiana estuarine system. SW Iberia. *J. sedim. Res.*, 73, (6), p. 973-986.
- LORIEUX T., DE FOURCY E. (1848) - Carte géologique du Morbihan. Paris, Impr. nat., 157 p.
- LUDWIG K.-R. (2003) - User's Manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, 70 p.
- LULZAC Y. (1964) - Note sur la répartition de la scheelite dans le Golfe du Morbihan. Rapport BRGM, inédit.
- LULZAC Y. (1970) - Les formations stannifères primaires du bassin de Trévelo en Limerzel (Morbihan). Rapport BRGM, inédit.
- LULZAC Y. (1974) - Note sur la présence de fluorine dans le Morbihan. Rapport BRGM, inédit.
- LULZAC Y. (1975) - Les minéralisations stanno-wolframifères de la région de Parthenay. Rapport BRGM, inédit.
- MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.-M., GARDIEN V. (1990) - "Collapse of a thickened variscan crust in the French Massif central: Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Étienne upper-Carboniferous basin". *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988) -  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif central, France). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 73, p. 245-263.
- MARCAILLOU B., CAMUS P., DANIEL F. (1996) - Caractéristiques sédimentaires du Golfe du Morbihan : granulométrie, teneur en haut, matière organique et phosphate total. ODEM, IFREMER : 46 p.
- MARCOS F., JANIN J.-M., LE SAUX J.-M. (1996) - Modélisation hydrodynamique du Golfe du Morbihan. EDF (laboratoire national hydraulique), Conseil général du Morbihan : 47 p.
- MARCHILDON N., BROWN M. (2003) - Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from southern Brittany, France: implications for melt-transfer at grain-scale to orogen-scale. *Tectonophysics*, 364, p. 215-235.

- MARTONNE E. de. (1906) - La péninsule et les îles bretonnes. *Annales de Géographie*, Belgique, 15, p. 213-236, p. 299-328.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p 329-374.
- MATTE P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, p. 309-337.
- MATTE P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the definition of the Armorica microplate: tectonic approach. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- MEHNERT K.-R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks (p. 393). Amsterdam: Elsevier.
- MELLETON J. (2008) - Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage *in situ* des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS). Thèse, Université d'Orléans, 265 p.
- MENIER D. (2004) - Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines: apport de la stratigraphie sismique. Thèse Univ. Rennes 1. N°110. ISSN : 1240-1498, ISBN : 2-914375-21-2. p. 202.
- MENIER D., REYNAUD J.-Y., PROUST J.-N., GUILLOCHEAU F., GUENOC P., TESSIER B., BONNET S., GOUBERT E. (2006) - Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valleys, SE coast of Brittany, France. S.E.P.M. (Society for sedimentary Geology), Special Publication n° 85, Incised valleys in Time and Space, ISBN 1-56576-122-7, p. 37-55.
- MENIER D., TESSIER B., PROUST J.-N., BALTZER A., SORREL P., TRAINI C. (2010) - The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181, 2, p. 115-128.
- MENIER D., TESSIER B., DUBOIS A., GOUBERT E., SEDRATI M. (2011) - Geomorphological and hydrodynamics forcing of sedimentary bedforms - Exemple of Gulf of Morbihan (South Brittany, Bay of Biscay). *Journal of Coastal Research*. Special Issue 64.
- MEURISSE M. (2009) - Enregistrement haute résolution des massifs dunaires : Manche, mer du Nord et Atlantique. Le rôle des tempêtes. Thèse Université de Lille 1, Publibook, 310 p.
- MONTEL J.-M., DEVIDAL J.-L., AVIGNANT D. (2002) - X-ray diffraction study of brabantite-monzonite solid solutions. *Chemical Geology*, 191, p. 89-104.
- MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variation de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire, analyses de dépôts organiques littoraux : *Société Géologique et Minérale de Bretagne*, Mémoires, 17, 208 p.

- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration Jégou J.-P., Lachassagne P., Stollsteiner P., Wyns R. (2008) - SILURES Bretagne, rapport final, année 5, BRGM/RP-56457-FR, 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- MÜLLER W. (2003) - Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, p. 237-251.
- Norme AFNOR NF X 10-999 (2007) - Forage d'eau et de géothermie. Réalisation, suivi et abandon d'ouvrages de captage ou de surveillance des eaux souterraines réalisés par forages.
- NI Y., HUGUES J.-M., MARIANO A.-N. (1995) - Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures. *American Mineralogist*, 80, p. 21-26.
- PAQUETTE J.-L., MARCHAND J., PEUCAT J.-J. (1984) - Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale). Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26 (7), p. 907-912.
- PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. (1985) - Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pd zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 52 (2), p. 203-216.
- PAQUETTE J.-L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine (Doctoral dissertation, Université Rennes 1).
- PAQUETTE J.-L., BALÉ P., BALLÈVRE M., GEORGET Y. (1987) - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif armoricain. *Bulletin de minéralogie*, 110 (6), p. 683-696.
- PARIS F., ROBARDET M. (1990) - "Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan regions". *Tectonophysics*, 177, p. 192-213.
- PARIS F., ROBARDET M. (1994) - "The Variscan - Paleogeographic Synthesis". In: Keppie J.-D. (Ed.), Pre-Mesozoic Geology in France. *Springer Verlag*, Berlin, p. 173-176.
- PARRA T., VIDAL O., JOLIVET L. (2002) - Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chloritite local equilibria. *Lithos*, 63, p. 41-66.
- PARRISH R.-R. (1990) - U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, p. 1431-1450.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. *Numerical Dating in Stratigraphy*. John Wiley, New-York, p. 784-790.
- PASTOL Y., LE ROUX C., LOUWARD L. (2007) - LITTO3D. A Seamless Digital Terrain Model. *International Hydrographic Review*. Vol. 8, no. 1.

- PEREZ-BELMONTE L. (2008) - Caractérisation environnementale, morpho-sédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives. Thèse Univ. Bretagne Sud, 219 p.
- PERROT J., ARROUCAU P., GUILBERT J., DEVERCHÈRE J., MAZABRAUD Y., ROLET J., MOCQUET A., MOUSSEAU M., MATIAS L. (2005) - Analysis of the Lorient earthquake (M-w = 4.3) and its aftershocks: implications in the geodynamics of the intraplat Armorican Massif, 2005, *Geophys. J. Int.*, 162, 935-960, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x., Corrigendum, 163, p. 1136-1136.
- PERROUD H. (1985) - Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif armoricain. *Hercynica*, 1 (1), p. 65-71.
- PEUCAT J.-J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb) : exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 28, p. 45-56.
- 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. *Bulletin du BRGM*, 1 (4), p. 349-356.
- PEUCAT J.-J., LE MÉTOUR J., AUDREN C. (1978) - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), p. 163-167.
- PIAN S. (2010) - Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud bretons. Thèse de l'Université de Rennes 2, 477 p.
- PICOT J.-C. (1975) - Indices de scheelite liés à des roches basiques en Basse-Bretagne. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 205 p.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C., PILLARD F. (1980) - Inventaire minéralogique de la France, Vol. Morbihan, Edit. BRGM, 316 p.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2 (3), p. 461-469.
- PINOT J. (1974). Le précontinent Breton entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique.
- PINCEMIN S., ROLLANDO Y. (1985) - Un gisement quaternaire du golfe *Bull. Mens. Soc. Polymathique du Morbihan*, 112, p. 143-146.
- PLAINE J., QUETE Y., HALLÉGOUËT B. (1987) - Notice explicative et carte géologique à 1/50 000, feuille Malestroit, BRGM éd., Orléans.
- PLAINE J., HALLEGOUËT B., QUETE Y. (1984) - Carte Géologique de la France (1/50 000), feuille Questembert (418), BRGM, Orléans.

- POMMIER A., COCHERIE A., LEGENDRE O. (2002) - EPMA Dating User's Manual: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U-Th-Pb - BRGM Documents, Orléans, 9 p.
- POWELL R., DOWNES J. (1990) - Garnet porphyroblast-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. *In: High-temperature metamorphism and crustal anatexis*. 23, p. 105-123.
- POWELL R., HOLLAND T. (1994) - Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79 (1-2), p. 120-133.
- PROUST J.-N., MENIER D., GUILLOCHEAU F., GUENNOC P., BONNET S., ROUBY D., LE CORRE C. (2001) - Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, p. 737-749.
- PROUST J.-N. (1999) - Le domaine côtier péri-armoricain : état ancien, état actuel et prévisions d'évolution pour le XXI<sup>e</sup> siècle. Projet PRIR COTARMOR, région Bretagne.
- PROUST J.-N., RENAULT M., GUENNOC P., THINON I. (2010) - Architecture du remplissage des vallées fossiles de la Loire sur le plateau continental français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 181, n° 2, volume thématique, symposium ASF-SGF : Vallées incisées et plates formes, Caen 23-25 octobre 2007, p. 115-129.
- PUSSENOT (1903) - Sur un nouvel affleurement de gneiss graphitiques au Sud de Vannes. *Bull. Soc. polym. Morbihan*, p. 3-4.
- RANOUX J. (1959) - Rapport de mission à Questembert. Origine de l'étain. Rapport BRGM, inédit.
- RAOULT J.-F., MEILLIEZ F. (1987) - The Variscan front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse River. *Journal of structural geology*, 9 (4), p. 473-479.
- RASMUSSEN B. (1996) - Early diagenetic REE-phosphates minerals (florencite, gorceixite, crandallite and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296, p. 601-632.
- READING H.-G. (1996) - Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, 3rd edition. Blackwell Science, Oxford, 688 p.
- RÉPERTOIRE DES CARRIÈRES DE PIERRE DE TAILLE EXPLOITÉES [en France] en (1889) - Paris, libr. polytechn. Baudry et Cie, Edit., 1890, 322 p.
- ROBARDET M., BONJOUR J.-L., PARIS F., MORZADEC P., RACHEBOEUF P.-R. (1994) - "Ordovician, Silurian, and Devonian of the Medio-North-Armorican Domain". *In: Keppie J.-D. (Ed.), Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag, Berlin, p. 142-151.
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001) - Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, 1-2, p. 15-44.

- ROLLENDO Y., (1969) - Contribution à la géologie du Pays Vannetais. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, université de Nantes.
- ROLLENDO Y. (1971) - La Préhistoire du Morbihan. Le Vannetais Littoral. *Soc. Polym. du Morbihan*, 131 p.
- SCHALTEGGER U., PETTKE T., AUDÉTAT A., REUSSER E., HEINRICH C.-A. (2005) - Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part I: Crystallization of zircon and REE-phosphates over three million years—a geochemical and U-Pb geochronological study. *Chemical Geology*, 220, p. 215-235.
- SIBUET J.-C. (1972) - Histoire structurale du golfe de Gascogne. Ph.D. thesis, Orsay University, 175 p.
- SIRENE (1996) - Base de la macrosismicité française. CEA-IRSN-BRGM.
- SIMPKIN P.-G., DAVIS A. (1993) - For seismic profiling in shallow water, a novel receiver. *Sea technology*, 34, p. 21-28.
- SMITH D.-C., GODARD G., LASNIER B. (1999) - Île Dumet (Brittany) and its glaucophane clomite: the little sister of Ile de Groix? Mineralogical Society of Great Britain, Metamorphic Study Group, Meeting "Exhumation of metamorphic terranes". Rennes, abstract volume, 77.
- SPEAR F.-S. (1993) - Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America*, Washington, D.C, 799 p.
- STEIGER R., JÄGER E. (1977) - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36 (3), p. 359-362.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, p. 357-376.
- TANGUY B. (1975) - Les noms de lieux bretons. I. Toponymie descriptive. *Studi*, n° 3, Rennes, 134 p.
- TARTESE R.-M., POUJOL G., RUFFET P., BOULVAIS P., YAMATO J., KOSLER J. (2011a) - New U-Pb zircon and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican massif, France). *C. R. Géoscience* 343, p. 443-453.
- TARTESE R.-G., RUFFET M., POUJOL P., BOULVAIS T.-R. (2011b) - Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U/Pb geochronometers: a story of fluids. *Terra Nova* 23, p. 390-398.
- TERS M. (1972) - Sur l'extension du Paléozoïque en Vendée littorale. Stratigraphie et structure. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 1146-1148.
- TERS M., MARCHAND J., CHATEAUNEUF J.-J., VISETT L., BITEAU F., OTTMANN F., LINLISSSET O., TALBO H., GUIGUES J., BAMBIER A. (1978) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille Paimboeuf. Orléans, BRGM.

- TERS M., VIAUD J. (1987) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie. Orléans, BRGM.
- TESSIER C. (2006) - Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne sud, thèse de doctorat de l'université de Bretagne Sud, Vannes, 428 p.
- THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE MÉTOUR J., JÉZÉQUEL P. (2001) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, 1 (2), p. 7-17.
- THINON I., MENIER D., GUENNOC P., PROUST J.-N. (2008a) - Carte Géologique de la France à 1/250 000 de la marge continentale : feuille Lorient, Bretagne Sud, Editions BRGM, Orléans - CNRS Rennes.
- THINON I., MENIER D., GUENNOC P., PROUST J.-N. (2008b) - Carte au 1/250 000 de la marge sud-armoricaine. Édition BRGM.
- THOMMEN P. (1977) - La végétation halophile du Golfe du Morbihan. Mémoire de DEA, Université de Rennes 1, Rennes, 41 p.
- THOMMEN P. (1980) - La végétation halophile du Golfe du Morbihan : Description générale et éléments de fonctionnement de la haute slikke. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle de l'Université de Rennes 1, 159 p.
- TIREL C., BRUN J.-P., BUROV E. (2003) - Thermomechanical modelling of extensional gneiss domes. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Géosciences Rennes, Saint-Malo, France, April 14-16, 2003, Abstract Volume, 160 p.
- TRIBOULET C., AUDREN C. (1985) - Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite-sillimanite-andalousite and P-T-time-deformation path in micaschists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology*, 3 (1), p. 91-105.
- TRIBOULET C., AUDREN C. (1988) - Controls on P-T-t deformation path from amphiboles during progressive metamorphism with basic rocks (estuary of the river Vilaine, South Brittany, France). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, p. 117-133.
- TRIBOULET C. (1991) - Étude géothermo-barométrique comparée des schistes bleus paléozoïques de l'Ouest de la France (Île de Groix, Bretagne méridionale et Bois de Céné, Vendée). *Comptes rendus de l'Académie des sciences*. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 312 (10), p. 1163-1168.
- TRUFFERT C., GUMIAUX C., CHANTRAINE J., PERRIN J., GALDEANO A., GAPAIS D., BRUN J.-P. (2001) - Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333 (5), p. 263-270.

- TURRILLOT P. (2010) - Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. Thèse, Université d'Orléans, Orléans, 365 p.
- TURRILLOT P., AUGIER R., FAURE M. (2009) - The top-to-the-East Sarzeau Shear Zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of Southern Armorica. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 180, 3, p. 183-196.
- TURRILLOT P., AUGIER R., MONIÉ P., FAURE M. (2011a) - Late-orogenic exhumation of the Variscan high-grade units (South Armorican Domain, Western France), combined structural and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints. *Tectonics*, doi:10.1029/2010TC002788.
- TURRILLOT P., FAURE M., MARTELET G., CHEN Y., AUGIER R. (2011b) - Pluton-dyke relationships in a Variscan granitic complex from AMS and gravity modelling. Inception of the extensional tectonics in the South Armorican Domain (France). *Journal of Structural Geology*. doi:10.1016/j.jsg.2011.08.004.
- VAN VLIET-LANOË B., VALADAS B. (1983) - À propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens: le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bull. Association française pour l'étude du Quaternaire*, n° 4, p. 153-160.
- VAN VLIET LANOË B., HALLÉGOUËT B., BONNET S., LAURENT M. (1997) - Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian massifs: regional stress.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F., VAUTHIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricaïn. Données nouvelles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, Ila 326, p. 333-340.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENVERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., VIDIER J.-P. (2002) - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24 (3), p. 511-541.
- VAN VLIET-LANOË B., HIBSCH C., CSONTOS L., JEGOUZO S., HALLEGOUËT B., LAURENT M., MAYGARI A., MERCIER D., VOINCHET P. (2009) - Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany. *International Journal of Earth Sciences*, 98, p. 969-984.
- VANNEY J.-R. (1968) - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000, feuille de Saint-Nazaire (D-12). Paris : IGN-CNEXO. Publications de la Sorbonne : Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaïne. Vol. 21. p. 1-473
- VANNEY J.-R. (1971) - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000, feuille de l'île d'Yeu (D-E 13). Paris : IGN-CNEXO. Publications de la Sorbonne : Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaïne. Vol. 21., p. 1-473.

- VANNEY J.-R., HORN R., MARTIN G. (1972) - La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sous la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine (entre 45°40' et 46°40' lat. Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 275, p. 2829-2832.
- VAUCHEZ A., MAILLET D., SOUGY J. (1987) - Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *Journal of Structural Geology*, 9, p. 31-40.
- VELDE B. (1967) - Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14 (3), p. 250-258.
- VIDAL O., PARRA T. (2000) - Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geological Journal*, 35, p. 139-161.
- VIDAL P., PEUCAT J.-J., LASNIER B. (1980) - Dating of granulites involved in the hercynian fold-belt of Europe: An example taken from the granulite-facies orthogneisses at La Picherais, southern armorican Massif, France Johannes W. (1983). On the origin of layered migmatites. *Migmatites, melting and metamorphism*, p. 234-248.
- VIDAL M. *et al.* (2013). Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. feuille Elven. Orléans, BRGM.
- VIDAL M. *et al.* (2014). Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille Baud. Orléans, BRGM.
- VIGNERESSE J.-L., BRUN J.-P. (1983) - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, p. 357-366.
- VILLA I. (1998) - Isotopic closure. *Terra Nova - Oxford*, 10 (1), p. 42-47.
- VISSET L., SELLIER D., L'HELGOUAC'H J. (1995) - Le paléoenvironnement de la région de Carnac, sondage dans le marais de Kerduel, La Trinité-sur-Mer (Morbihan) : *Revue Archéologique de l'Ouest*, 12, p. 57-71.
- VISSET L., L'HELGOUAC'H J., BERNARD J. (1996) - La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer. Étude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques : *Revue Archéologique de l'Ouest*, 13, p. 79-87.
- 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.
- WERNICKE B. (1992) - Cenozoic extensional tectonics of the US Cordillera. *The Geology of North America*, 3, p. 553-581.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.

- WYNS R. (1998a) - Utilisation des paléosurfaces d'érosion continentale comme marqueurs de la déformation verticale. *Géochronique*, 65, p. 13-16.
- WYNS R. (1998b) - Ressources en eau de la Margeride ouest, PRD 324. Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors texte.
- ZIEGLER P.-A. (1987) - Evolution of the Western Approaches Through. *Tectonophysics*, 137, p. 341-346.
- ZIEGLER P.-A. (1990) - Geological Atlas of Western and Central Europe 1990. 2nd ed. Shell Internationale Petroleum Maatschappij: The Hague. ISBN 90-6644-125-9. 239 + enclosures p.

## AUTEURS

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

Introduction : R. AUGIER et P. TURRILLOT.

Descriptions des terrains :

- formations du socle : R. AUGIER avec la collaboration de D. DO COUTO et M. BELLANGER, B. VAN VLIET-LANOË, et B. HALLÉGOUËT ;
- formations sédimentaires et superficielles continentales : B. VAN VLIET-LANOË, B. HALLÉGOUËT et R. AUGIER ;
- domaine marin : D. MEUNIER et I. THINON.

Conditions de formation et évolution tectonométamorphique des entités géologiques : R. AUGIER.

Synthèse géodynamique régionale : R. AUGIER et B. VAN VLIET-LANOË avec la collaboration de J. PERROT.

Géologie de l'environnement :

- ressources en eau : B. MOUGIN ;
- matériaux de construction et de viabilité, gites et indices minéraux : L. CHAURIS ;
- sols, paléosols et activité périglaciaire, préhistoire et paléoenvironnements : B. VAN VLIET-LANOË et D. MEUNIER.
- dynamique et évolution récente du Golfe du Morbihan : D. MEUNIER, E. GOUBERT et I. THINON.

Documentation complémentaire : R. AUGIER.

Coordination scientifique : R. AUGIER.



**ANNEXES**



## ANNEXE 1 - MÉTHODES GÉOCHRONOLOGIQUES

### **Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventionnelles et *in situ* : un moyen de préciser des âges de refroidissement ainsi que d'approcher l'âge de la déformation**

Comme la méthode Potassium-Argon (K-Ar) dont elle dérive, la méthode Ar/Ar a pour principe de base, la désintégration radioactive de l'isotope  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ar}$  et en  $^{40}\text{Ca}$ , radiogéniques. Les deux constantes de désintégration  $\lambda_{\text{Ar}}$  et  $\lambda_{\text{Ca}}$  valent respectivement  $4.962 \cdot 10^{-10}$  et  $0.581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$  (Steiger et Jäger, 1977). Le calcul d'un âge par la méthode K-Ar, fait intervenir la quantité de K alors mesurée en parallèle de la mesure de la concentration en  $^{40}\text{Ar}$ . Le principe de datation Ar/Ar consiste à irradier l'échantillon sous un flux de neutrons rapides de façon à transformer une partie du  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$ . Cet  $^{39}\text{Ar}$ , proportionnel à la teneur en  $^{39}\text{K}$  et donc en potassium de l'échantillon est mesuré avec  $^{40}\text{Ar}$  dans la même analyse. Ainsi, le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenu est directement proportionnel au rapport  $^{40}\text{Ar}/\text{K}$  et, en première approximation à l'âge de l'échantillon. La condition nécessaire est de connaître le rendement de la transformation du  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$  lors de l'irradiation, noté traditionnellement J, sans dimension et qui est déterminé avec des standards.

L'utilisation de la méthode conventionnelle ou *in situ* est rendue possible par l'utilisation d'une « ligne » d'extraction-purification dont le principe est relativement simple. Elle comporte un système de chauffage en amont, la ligne proprement dite, destiné tant à l'extraction des gaz qu'à la purification de l'argon et un spectromètre de masse, en aval de la ligne pour mesurer les rapports isotopiques. L'analyse se déroule en cinq phases comprenant l'extraction (3 min), le piégeage (2 min), la purification (1 min) l'analyse (*s.s.*) qui dure environ 15 minutes à la suite desquelles on obtient les rapports isotopiques des isotopes de l'Argon :  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  et  $^{40}\text{Ar}$ .

Le  $^{40}\text{Ar}$  mesuré étant la somme de  $^{40}\text{Ar}^*(\text{père})$  et  $^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ , la mesure de l' $^{36}\text{Ar}$ , uniquement atmosphérique permet de remonter à la valeur de  $^{40}\text{Ar}(\text{atm})$  qu'il faut soustraire de la concentration en  $^{40}\text{Ar}$  totale, le rapport isotopique atmosphérique  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  étant de 295,5. Afin de contrôler la « propreté » de la ligne et de surveiller la valeur de fond des différents isotopes, des blancs sont effectués toutes les 1 à 3 analyses selon la quantité d'Argon libérée à chaque analyse. Ces analyses sont similaires à celles des échantillons, mais se font « à vide » permettent donc de quantifier le bruit de fond qui sera ensuite soustrait aux analyses. Les quantités de gaz étant relativement faibles du fait des petites quantités de gaz libérées par le LASER, le signal est amplifié par un multiplicateur d'électrons.

La méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  « conventionnelle » consiste à pouvoir extraire progressivement le gaz contenu dans les échantillons à dater par une

augmentation incrémentée de la température de chauffage (step-heating). Les sites de rétention de l'argon dans les minéraux ne dégazent pas tous à la même température et peuvent être distingués selon deux types (Fitch *et al.*, 1969) : 1) les sites correspondant aux sites naturels du potassium dans le réseau cristallin et qui sont très rétentifs, et (2) les sites correspondant aux défauts cristallins ou aux surfaces du minéral qui sont moins rétentifs. Ainsi, les sites qui libéreront de l'argon pour les paliers de haute température correspondront aux sites les plus rétentifs associés à une forte énergie d'activation, opposés aux sites moins rétentifs ayant une plus faible énergie d'activation et des paliers de plus basse température. Il semble que cette méthode soit particulièrement adaptée à la datation du refroidissement des roches, en particulier magmatique, sans perturbation comme les effets de la déformation et des circulations de fluides. Dans ce cas, la signification de l'âge correspond au temps écoulé depuis le passage de la roche sous sa température de fermeture des minéraux (*e.g.*  $400 \pm 50^\circ\text{C}$  pour la muscovite et de  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  pour la biotite ; Spear, 1993 ; Villa, 1998). Si le minéral a subi une histoire plus complexe, le chauffage par paliers permet dans les cas les plus favorables de déconvoluer l'historique par le dégazage succesif des différents sites. Dans le protocole, les échantillons sont broyés et la poudre obtenue tamisée. Les monograins ne présentant ni inclusion, ni trace d'autres minéraux sont ensuite sélectionnés par piquage à la main sous une loupe binoculaire dans la fraction 0,5-1 mm. Ainsi séparés, ils sont ensuite purifiés par lavage dans un bain d'alcool dans un bac à ultrasons, rincés à l'eau distillée, puis séchés dans une étuve à  $80^\circ\text{C}$ .

La roche contient souvent plusieurs générations successives d'un même minéral de compositions chimiques contrastées, occupant des sites micro-texturaux différents. Cette distinction des associations minérales en équilibre métastable dans différentes micro-textures est d'ailleurs à l'origine de l'avènement de la thermobarométrie moderne et de la construction des chemins P-T dans les roches métamorphiques (Vidal & Parra, 2000 ; Parra *et al.*, 2002). Cette approche peut également être mise à profit dans le cas des granites déformés. Le dernier pas dans cette voie est encore plus récent (Agard *et al.*, 2002 ; Müller, 2003 ; Augier *et al.*, 2005). Ces auteurs montrent, qu'après avoir établi optiquement une chronologie relative de ces différentes textures, les avoir contrôlées chimiquement à la microsonde ( $\text{Si}^{\text{IV}}$ ,  $X_{\text{Mg}}$ , estimations P-T), les différentes générations de micas blancs pouvaient être datées précisément. Dans ce cas, les âges obtenus s'apparentent plus à des âges de cristallisation ou de dernière rééquilibration dans des conditions P-T ou lors d'une phase de déformation donnée, qu'à des âges de refroidissement. Cette avancée décisive n'est rendue possible que par une technique *in situ*, dotée d'une très grande résolution spatiale (Maluski et Monié, 1988 ; Müller, 2003). Cette technique présente l'avantage de faire le lien direct entre la texture (déformation,  $\delta$ ), les conditions P-T et l'âge (t), donnant de fait des informations solides « P-T-t- $\delta$  » sur l'évolution des roches. Dans ce cas, les datations sont réalisées sur des sections de roches polies d'environ  $1 \text{ cm}^2$  afin de réaliser des analyses *in situ* sur

différentes familles de micas. La source de chauffage utilisée n'est donc pas un four ou un LASER défocalisé pour un chauffage homogène du minéral mais, au contraire d'une source LASER fortement focalisée offrant une très grande résolution spatiale.

Ces deux méthodes ont été mises à profit pour dater tant le refroidissement homogène des roches dans des secteurs préservés de la déformation que pour dater différents incréments de la déformation depuis des stades ductiles jusqu'à des stades cassants.

Les datations réalisées dans le cadre de ce travail ont été effectuées au laboratoire Ar/Ar de géosciences Montpellier. Une grande partie des résultats présentés sont détaillés dans la thèse de P. Turrillot (Turrillot, 2010).

### **Datation U-Th/Pb *in situ* sur monazite à la microsonde électronique : des contraintes pour la mise en place des granitoïdes et pour l'évolution métamorphique des métapelites**

Pour d'avantage de détails sur le protocole expérimental et la méthode, le lecteur est renvoyé vers différents travaux récents (Gloaguen, 2006 ; Melleton, 2008).

La monazite est un phosphate de lanthanides (ou Terres Rares) et d'actinides (principalement du thorium ;  $\text{Th}^{4+}$ ) de formule  $(\text{TR}, \text{Th})\text{PO}_4$  à structure monoclinique (Ni *et al.*, 1995). La structure de la monazite peut aussi intégrer des quantités importantes d'U par substitution. La caractéristique importante de la monazite réside dans le fait que sa structure n'admet pas l'incorporation de Pb lors de sa formation, tout le Pb présent dans la monazite provient donc de la désintégration de U et Th (Parrish, 1990).

La monazite apparaît dans les roches magmatiques d'affinité crustale et les roches métamorphiques sous forme de phase accessoire accompagnée par un autre phosphate, le xénotime ( $\text{YPO}_4$ ), un phosphate d'yttrium et de Terres Rares lourdes (*e.g.* Montel *et al.*, 2002). La monazite d'origine hydrothermale, formée par métasomatisme (Harlov *et al.*, 2002), ou présente dans des veines de transition magmatique-hydrothermale (Schaltegger *et al.*, 2005) a également été reconnue. Elle se rencontre également dans les roches sédimentaires du fait de sa résistance sous forme de grains détritiques parfois abondants (Franz *et al.*, 1996).

Dans les métapelites, l'intervalle P-T-compositions chimiques pour lequel on peut former de la monazite est très important. On observe la monazite dès la diagenèse (*e.g.* Rasmussen, 1996) ainsi que dans le faciès pumpellyite-prehnite (*e.g.* Cabella *et al.*, 2001). La monazite ne se développe ensuite de façon abondante que dans le faciès amphibolite (Foster *et al.*, 2002). Le

développement de la monazite dans ces conditions pourrait être lié à la déstabilisation de minéraux du faciès des schistes verts. La signification de l'âge obtenu étant, dans le cas des métapélites intimement reliée à la position et aux relations texturales qu'entretiennent la monazite et les minéraux du métamorphisme.

La stabilité des monazites formées dans les granitoïdes dépend de nombreux paramètres physicochimiques du liquide (Casillas *et al.*, 1995) qui restent extrêmement mal contraints. La place de la cristallisation des monazites dans la séquence de cristallisation du magma reste également peu connue. Elle peut apparaître comme relativement précoce (monazites en inclusion) soit tardive ; elle occupe alors les joints de grains. La cristallisation d'un massif granitique étant, en général très rapide après sa mise en place (*i.e.* de l'ordre du million d'années ou moins dans le cas de pluton mis en place dans la croûte supérieure), l'âge de cristallisation de la monazite date la mise en place du granite. Cette hypothèse de départ est à la base de la méthode de datation des granites par les monazites, octroyant aux âges U-Th/Pb une signification simple (Parrish, 1990). La température de fermeture de la monazite, c'est-à-dire la température en dessous de laquelle le plomb, le thorium et l'uranium restent piégés au sein du minéral correspond, pour les études les plus récentes à environ 900 °C, soit du même ordre que celle du zircon (Braun *et al.*, 1998). Cependant il faut noter qu'il existe de nombreuses possibilités d'altération des monazites pré-existantes et de formation de la monazite (alors néoformées) lors du passage de fluides métamorphiques ou hydrothermaux. Une analyse pétrologique fine ainsi que le recours à des techniques d'imagerie à haute-résolution permet, dans les cas les plus favorables de diagnostiquer ce genre d'événements.

La méthode de datation chimique *in situ* U-Th-Pb de la monazite, est largement utilisée depuis une quinzaine d'années ; le lecteur voulant approfondir les bases théoriques et la méthode chimique (non-isotopique) est envoyé vers les publications de référence (Suzuki et Adachi, 1991). Les procédures analytiques sont détaillées dans Cocherie *et al.* (1998) et Cocherie et Legendre (2007).

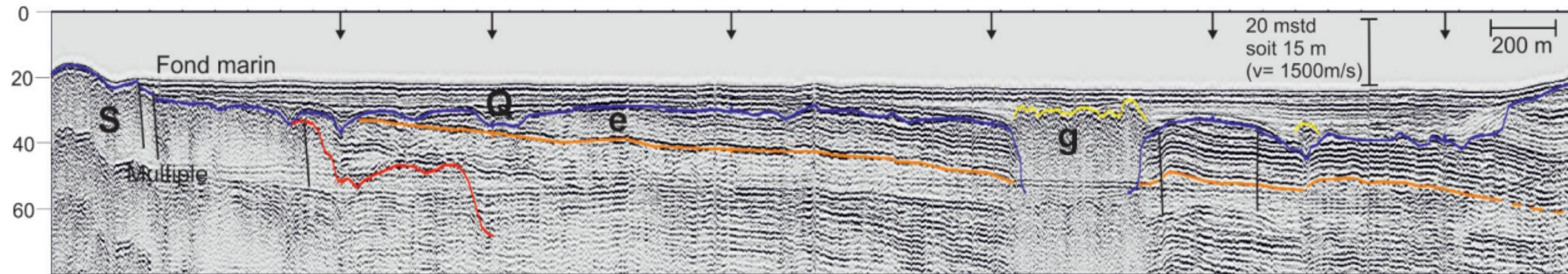
Les monazites datées dans le cadre de ce travail ont été analysées sur une microsonde électronique Cameca SX50 de la plateforme commune BRGM-CNRS-Université d'Orléans. La tension d'accélération a été fixée à 20 kV et l'intensité de courant du faisceau d'électrons à 100 voir 200 nA. Les temps de comptage sont pour le plomb de 240s (temps de 160s sur le pic + 80s sur le fond), pour l'uranium de 200s et pour le thorium de 40s. Les temps de comptage sur les autres éléments sont également de 40s ; la limite de détection de Th, U et Pb est ainsi au maximum de 150 ppm (Cocherie & Albarede, 2001).

L'homogénéité, ou, au contraire la présence de zonations internes a d'abord été appréciée au Microscope Electronique à Balayage (MEB). Ces observations ont été complétées par les analyses ponctuelles multiélémentaires réalisées au

moyen de la microsonde électronique ; la quantification des éléments U, Pb, Nd, Ca, P, Th, Gd, Ce, Si, Sm, La, Y et Pr permettant de discriminer des populations chimiques différentes correspondant systématiquement par relocalisation des analyses aux domaines mis en évidence au MEB. Il a donc été possible d'estimer, en routine un âge moyen ainsi que sa barre d'erreur pour chacun de ces domaines grâce au programme ISOPLOT (Ludwig, 2003). Dans le but d'affiner l'erreur sur l'âge moyen, des méthodes isochrones ont été mises au point depuis quelques années (Suzuki et Adachi, 1991 ; Cocherie et Albarède, 2001), dont est issue la méthode isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  (Cocherie et Albarède, 2001) mise en oeuvre grâce à la macro « Microsoft Excel EPMA dating » (Pommier *et al.*, 2002).

Les analyses (*e.g.* déterminations des concentrations en U, Th et Pb) permettant les calculs d'âges peuvent être effectuées directement sur lame mince, permettant d'observer les grains de monazite dans leur environnement et d'étudier les relations texturales qu'ils entretiennent avec les autres minéraux et les indices de déformation et/ou de circulations de fluide. Cependant, la qualité, la taille et l'état de surface des grains observés en lame mince ne sont pas toujours suffisants pour l'obtention d'âge avec une incertitude acceptable. Alternativement, la solution consiste à la séparation des grains de monazite de la fraction de minéraux lourds de l'échantillon broyé selon un protocole standard (Gloaguen, 2006). Les analyses sont alors réalisées sur des grains préalablement séparés et montés sur sections polies ; l'intérêt majeur étant alors de privilégier les grains de grande taille donc les textures internes sont les plus claires.

Ainsi, les datations U-Th/Pb *in situ* sur monazite à la microsonde électronique permettent dans les cas les plus favorables d'apporter l'âge de la cristallisation de massifs de granitoïde (*i.e.* proche de l'âge de mise en place) ainsi que de déceler l'âge d'un évènement magmatique ou métamorphique ayant affecté la source de ce magma. De plus, l'utilisation de cette méthode de datation sur des grains de monazite issus de métapelites peut permettre de contraindre en temps (t) l'évolution P-T de la roche.



**Fig. 22 - Section d'un profil sismique qui recoupe la bordure nord de la Baie de la Vilaine.** Q : quaternaire ; g : Gaz (écran sismique) ; e : Formation éocène ; S : socle. En bleu, toit du substratum ; en orange : base de la formation éocène et toit de la formation Yprésien; en rouge, toit du socle. Exagération verticale de 13. Les flèches représentent les intersections entre profils sismiques

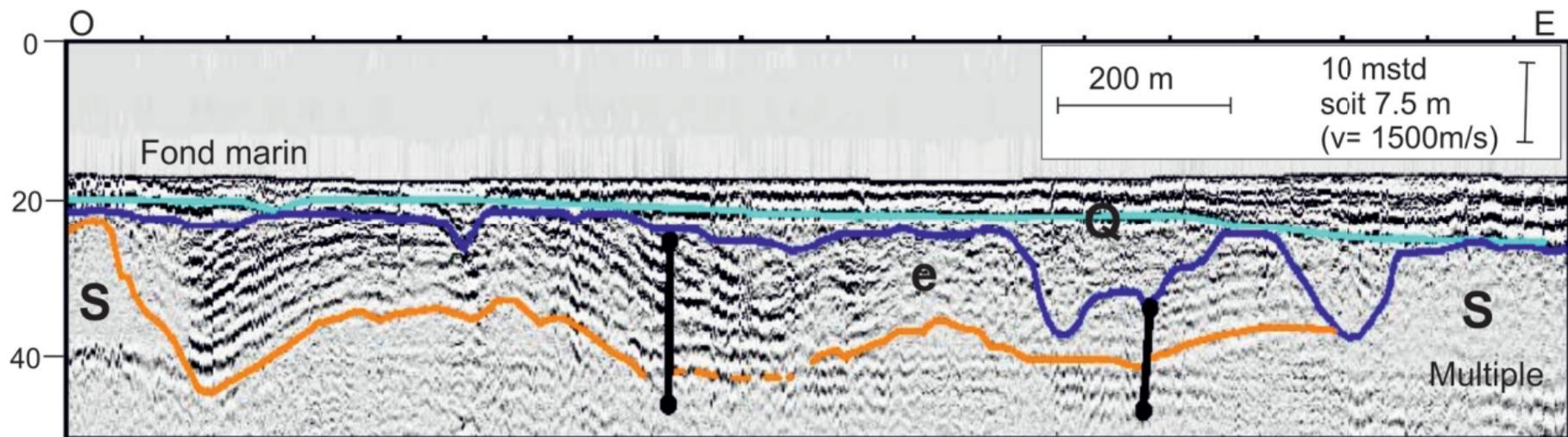
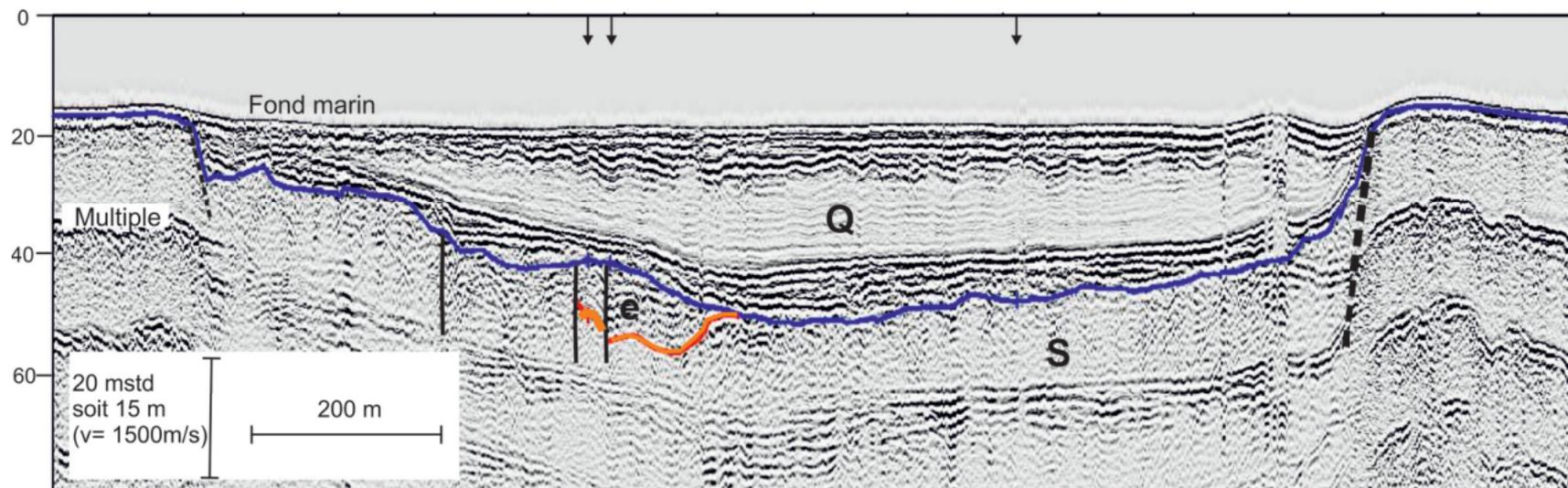
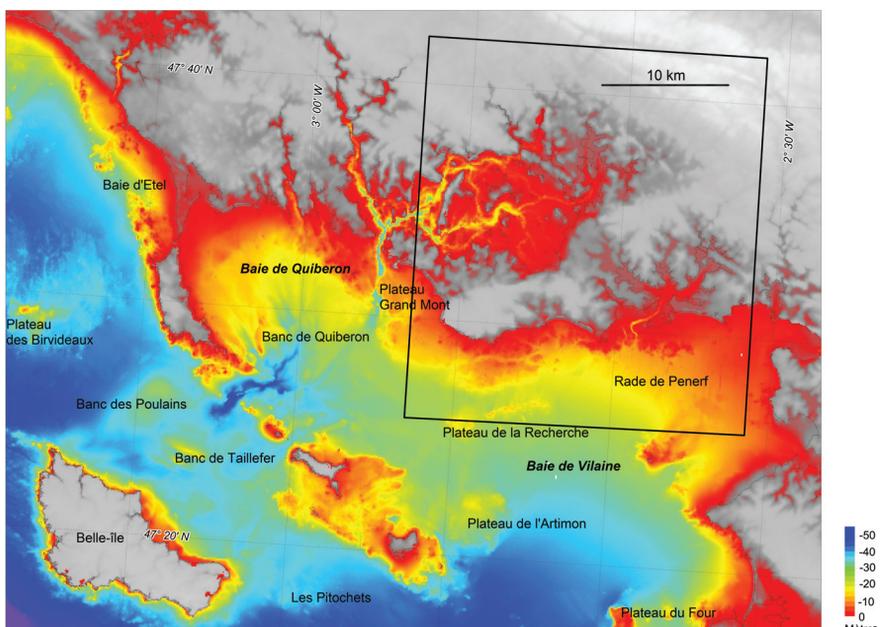


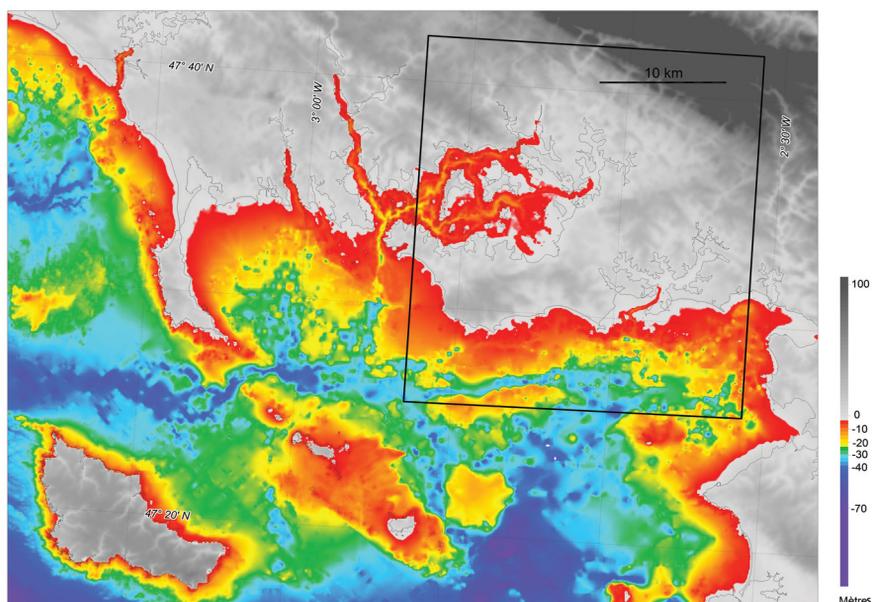
Fig. 23 - Section du profil sismique geope4 (NNO-SSE ; campagne GEOVIL1), qui recoupe la bordure nord de la Baie de la Vilaine. Q : quaternaire ; g : Gaz (écran sismique) ; e : Formation éocène ; S=socle. En bleu, toit du substratum ; en orange : base de la formation éocène et toit de la formation Yprésien; en rouge, toit du socle. Exagération verticale de 13. Les flèches représentent les intersections entre profils sismiques



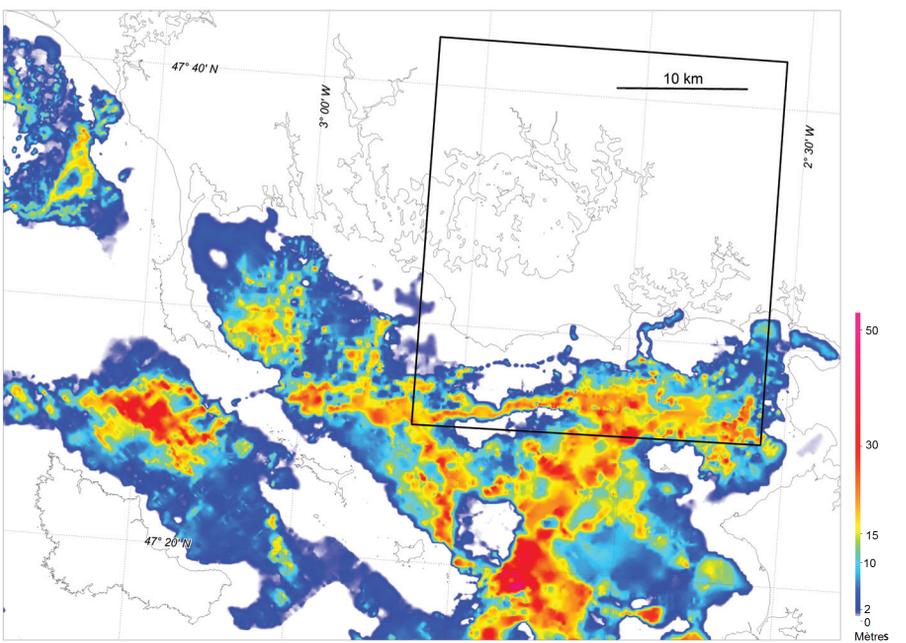
**Fig. 24 - Section d'un profil sismique qui recoupe le Bassin de la Recherche, comblé par les formations quaternaires (Q). En bleu, toit du substratum et base des sédiments meubles récents. Horizon orange : base de la formation attribuée à l'Eocène Lutétien-Bartonian. Le socle a un faciès sismique sourd sur les bordures à l'aplomb des zones affleurantes et un faciès acoustique présentant quelques réflecteurs fortement inclinés semblables à ceux des micaschistes au centre du bassin. L'exagération verticale est de 8. Les flèches représentent les intersections entre profils sismiques**



**Ann 1 - Carte bathymétrique (Lambert II Paris). Modèle Numérique de Terrain (maillage 100m) de la profondeur du fond marin construit à partir des valeurs des sondes bathymétriques du SHOM et du pointé sismique. Le cadre représente les limites de la carte 1/50 000 de la feuille Vannes. Trait de côte Histolitt (TCH, source SHOM)**



**Ann 2 - Toit du substratum (MNT dérivé et contraint par les interprétations sismiques et par les zones de roches sub-affleurantes ; MNT du plateau Sud-Bretagne ; Thion et al., 2008a)**



**Ann 3 - Isoques (en mstd) de la couverture sédimentaire quaternaire. MNT dérivé et contraint par les interprétations sismiques et par les zones de roches sub-affleurantes (SHOM)**

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

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

Échelle 1/50 000

