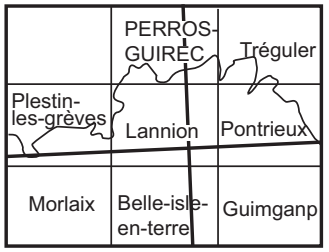
PERROS-GUIREC

La carte géologique à 1/50 000
PERROS-GUIREC est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : LANNION (N° 41)
à l'Est : Tréguier (N° 42)



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

PERROS-GUIREC

par

P. GUENNOC, J.-L. FEYBESSE †,
B. HALLEGOUËT, P. LEBRET, L. CHAURIS,
F. LUCASSOU, D. THIÉBLEMONT,
F. CHOULET, A. EGLINGER, M. BARRIÈRE †

Avec la collaboration de :
C. BOURDILLON, A. COCHERIE, M. TEGYEY

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P.36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

Géosciences pour une Terre durable
brgm

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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.

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. GUENNOC, 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

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE PERROS-GUIREC À 1/50 000

par

P. GUENNOC, J.-L. FEYBESSE †, B. HALLEGOUËT, P. LEBRET, L. CHAURIS, F. LUCASSOU, D. THIÉBLEMONT, F. CHOULET, A. EGLINGER, M. BARRIÈRE †

Avec la collaboration de
C. BOURDILLON, A. COCHERIE, M. TEGYEY

2015

BRGM Éditions
Service géologique national

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

– *pour la carte* : GUENNOC P., HALLEGOUËT B., LEBRET P., FEYBESSE J.-L.†, CHOULET F., EGLINGER A., BARRIÈRE M.† (2015) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Perros-Guirec (170). Orléans : BRGM. Notice explicative par Guennoc P., Feybesse J.-L.†, Hallégouët B., Lebret P., Chauris L., Lucassou F., Thiéblemont D., Choulet F., Eglinger A. (2015) avec la collaboration de Bourdillon C., Cocherie A., Tegyey M. 264 p.

– *pour la notice* : GUENNOC P., FEYBESSE J.-L.†, HALLEGOUËT B., LEBRET P., CHAURIS L., LUCASSOU F., THIÉBLEMONT D., CHOULET F., EGLINGER A., avec la collaboration de Bourdillon C., Cocherie A., Tegyey M. (2015) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Perros-Guirec (170). Orléans : BRGM, 264 p. Carte géologique par Guennoc P., Hallegouët B., Lebret P., Feybesse J.-L.†, Choulet F., Eglinger A., Barrière M.† (2015).

© BRGM, 2015. 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 : 978-2-7159-1170-3

SOMMAIRE

RÉSUMÉ 9

ABSTRACT 14

INTRODUCTION 19
SITUATION GÉOGRAPHIQUE 19
GÉOMORPHOLOGIE 21

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE 28
LEVÉS GÉOLOGIQUES À TERRE 28
LEVÉS GÉOLOGIQUES EN MER 28

GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX DE BRETAGNE NORD 31

DESCRIPTION DES TERRAINS 39
FORMATIONS PALÉOPROTÉROZOÏQUES (*GNEISS ICARTIENS, ~ 2 Ga*) 39
NÉOPROTÉROZOÏQUE, UNITÉ DU TRÉGOR 44
Complexe volcano-plutonique nord-trégorrois, ~ 615 Ma 44
Granodiorites syntectoniques, ~ 575 Ma 55
PALÉOZOÏQUE, CAMBRIEN 57
Granites syn- à tardi-tectoniques, ~ 540 Ma 57
FILONS POST-CADOMIENS 58
PALÉOZOÏQUE, CARBONIFÈRE, COMPLEXE DE PLOUMANAC'H (~ 295 Ma) 60
FILONS TARDI-VARISQUES 73
TERTIAIRE (DONT ALTÉRITES) 75
FORMATIONS SUPERFICIELLES (HORS ALTÉRITES) 79
Introduction 79
Formations littorales et sub-littorales 80
Formations continentales 89
Dépôts lacustres 94
DÉPÔTS ANTHROPIQUES 96

GÉOLOGIE MARINE 97
MORPHOLOGIE SOUS-MARINE 97
GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM 100

Formations paléoprotérozoïques (gneiss Icartiens, ~ 2 Ga) 100
Formations métamorphiques d'âge indéterminé 100
Néoprotérozoïque, unité du Trégor 101
Paléozoïque ou Néoprotérozoïque 105
Paléozoïque, Cambrien 105
Paléozoïque, Dévonien 106
Paléozoïque, Carbonifère, Complexe de Ploumanac'h 107
Terrains tertiaires 107
Sédiments superficiels 111

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE 116
HISTOIRE DU SOCLE TRÉGORROIS : PALÉOPROTÉROZOÏQUE À PALÉOZOÏQUE 116
MÉSOZOÏQUE 118
CÉNOZOÏQUE À PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR 118
MIO-PLIOCÈNE ET PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR 120
PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR 122
HOLOCÈNE 124

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT 129
OCCUPATION DU SOL 129
ENVIRONNEMENT 130
ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE 133
RESSOURCES EN EAU 134
Les aquifères bretons du socle 134
Les référentiels hydrogéologiques 136
La participation des eaux souterraines aux débits des rivières 137
Les captages d'eau souterraine 137
Les captages d'Alimentation en Eau Potable (AEP) 139
La qualité chimique de l'eau souterraine 140
RESSOURCES DU SOUS-SOL 142
Minéralisations 142
Matériaux de construction et de viabilité 150
Sables lourds des plages 162
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE 165

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE 169
ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES 169
BIBLIOGRAPHIE 179

AUTRES DOCUMENTS CONSULTABLES **195**

AUTEURS **196**
ANNEXES **197**
ANNEXE 1 - LE CÉNOZOÏQUE DES CÔTES-D'ARMOR (BRETAGNE) : MICROFACIÈS, CALAGES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET PALÉOENVIRONNEMENTS DES SONDAGES BRGM 13 ET 20 **199**
ANNEXE 2 - DATATIONS GÉOCHRONOLOGIQUES **218**

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée du domaine Nord-Armoricain d'après G. Grandjean *et al.* (2001) **10**

Fig. 2 - Modèle numérique de terrain (maille 100 mètres) terre-mer de l'Ouest du Trégor **Hors texte**

Fig. 3a-b - Localisation des levés de sonar latéral et des stations de prélèvements réalisés sur le secteur de la feuille Perros-Guirec **26-27**

Fig. 4 - Carte géologique synthétique de la Chaîne cadomienne en Bretagne Nord (d'après Égal *et al.*, 2005) **30**

Fig. 5 - Diagramme P - Q de nomenclature des granitoïdes pour les différentes entités du massif de Ploumanac'h. Les analyses sont tirées des thèses de M. Barrière (1977) et S. Fourcade (1981) **68**

Fig. 6 - Diagramme exprimant l'indice d'aluminosité (rapport $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ en proportions atomiques) en fonction de la teneur en SiO_2 pour les différentes entités du massif de Ploumanac'h **70**

Fig. 7 - Diagramme SiO_2 *vs*. La pour les différentes entités du massif de Ploumanac'h **72**

Fig. 8 - Données bathymétriques (levés multifaisceaux du SHOM) dans le chenal des Sept-Îles montrant le relief des hauts-fonds (grès dévoniens) et les dunes (barkhanoïdes) au Nord-Est. Dans la zone côtière : MNT détaillé établi à partir des levés réalisés pour la municipalité de Perros-Guirec **102**

Fig. 9 - Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique du champ total réduit au pôle montrant les limites du complexe de Ploumanac'h et les différences de « signature » magnétique entre les formations sédimentaires paléozoïques et le complexe hypovolcanique en mer **Hors texte**

Fig. 10 - Profil de sismique réflexion (source sparker, campagne Geobrest 2003, IUEM Brest) montrant le contact des formations éocènes sur les schistes et grès paléozoïques (Dévonien) et l'épaississement vers le large des séries tertiaires au Nord de la feuille Perros-Guirec **110**

Fig. 11 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns, 1998 . Wyns *et al.*, 2004) **Hors texte**

Fig. 12 - Masses d'eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille de Perros-Guirec **Hors texte**

Fig. 13 - Localisation des bassins versants modélisés (les résultats obtenus sont portés dans le Tableau 2 **Hors texte**

Fig. 14 - Comparaison des données climatiques (pluie efficace à Pommerit-Jaudy), hydrologiques (le Jaudy à Mantallot) et piézométriques (Pommerit-Jaudy) **Hors texte**

Fig. 15 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kergrist à Louannec. Source : AELB **Hors texte**

Fig. 16 - Teneur en nitrates au niveau de la source du Bourg à Ploulec'h. Sources : AELB et ARS 22 **Hors texte**

Fig. 17 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Lancerf à Plourivo. Source : AELB **Hors texte**

Fig. 18 - Chronique piézométrique de la station de Pommerit-Jaudy (02034X0082/PZ). Le repère de mesure est situé à 15 cm au-dessus du sol **Hors texte**

Fig. 19 - Occurrences magmatiques, tardi- et post-magmatiques du massif granitique de Ploumanac'h **144**

Fig. 20 - Minéraux alluvionnaires (scheelite et cassitérite) fluviatiles (d'après BRGM) et littoraux (d'après Chauris, travaux en cours) **148**

Fig. 21 - Carrières littorales du district de l'Île-Grande. Seuls les principaux sites d'extraction ont été indiqués **152**

Fig. 22 - Carrières de granite rouge aux environs de La Clarté **156**

Fig. 23 - Localisation des prélèvements dont les résultats analytiques sont reportés dans les tableaux 8a et 8b **160**

Fig. 24 - Très fortes teneurs en ilménites dans les microplacers littoraux de l'anse de Sainte-Anne. Les pourcentages (en poids) sont calculés par rapport à l'ensemble des minéraux lourds **161**

Fig. 25 - Schéma de localisation de l'itinéraire 1 **168**

Fig. 26 - Schéma de localisation de l'itinéraire 2 **174**

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Juxtaposition des données micropaléontologiques citées par J.-P. Lefort (1970c) et réactualisation 2013 par C. Bourdillon (Sté ERADATA) pour l'affleurement côtier et les affleurements plus au large **108**

Tabl. 2 - Résultats des modélisations hydrologiques (projet SILURE) réalisées sur deux rivières : le Guindy et le Jaudy (Mougin *et al.*, 2008) **137**

Tabl. 3 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Perros-Guirec **138**

Tabl. 4 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 22, BRGM **140**

Tabl. 5 - Teneur en éléments traces (ppm) de ségrégations biotitiques échantillonnées dans le granite rouge de Ploumanac'h **145**

Tabl. 6 - Inventaire des carrières en activité dans l'emprise de la carte Perros-Guirec en août 2003 (d'après www.materiaux.brgm.fr) **159**

Tabl. 7 - Microplacers de l'Ile Renote, très riches en ilménite **163**

Tabl. 8a - Minéraux lourds dans les petits placers littoraux en bordure du pluton de Ploumanac'h **163**

Tabl. 8b - Minéraux lourds dans les petits placers littoraux en bordure du pluton de Ploumanac'h **164**

LISTE DES PLANCHES (hors texte)

Pl. 1 - Imagerie acoustique des fonds marins : extraits de profils et mosaïques de sonar latéral

Pl. 2 - Exemples de faciès sédimentaires des fonds marins de la feuille Perros-Guirec (prélèvements par benne Shipek – Campagne GeoPerros 2006)

RÉSUMÉ

La feuille Perros-Guirec se situe au Nord-Ouest de la Bretagne, dans la partie occidentale du département des Côtes d'Armor. Pour un peu plus du quart de sa surface, dans la presque totalité de sa partie Sud, elle s'inscrit dans la région du Trégor, bordée au Nord par la Manche. Deux domaines sont donc représentés sur la carte : (1) un domaine terrestre et littoral, qui a fait l'objet d'une cartographie détaillée, tant du substratum géologique (« socle ») que des formations de surface qui le masquent largement (« formations superficielles »), (2) un domaine marin, ponctué de nombreuses îles et archipels, où des moyens variés (incluant de nombreuses plongées) ont permis un levé géologique précis. Pour une part, le substratum marin constitue le prolongement en mer du socle trégorrois, mais pour une part plus importante, il expose des formations inconnues à terre dans l'emprise de la carte.

Le socle trégorrois, et au-delà vers le Sud et l'Est, une grande partie de la Bretagne Nord et de la Normandie, est armé de terrains d'âge Néoprotérozoïque supérieur, constituant le principal témoin d'un substratum précambrien sur le territoire français (fig. 1). Par ailleurs, ces formations enclavent des roches encore plus anciennes : les « gneiss icartiens », datés du Paléoprotérozoïque (~ 2 milliards d'années) et qui représentent les roches les plus anciennes décrites sur le territoire métropolitain.

Les terrains néoprotérozoïques définissent un orogène dit « cadomien », ou « chaîne cadomienne », dont la surrection s'est produite en deux phases : (1) l'une vers 570 Ma, (2) l'autre vers 540 Ma. Plus tard, cet orogène a constitué le substratum sur lequel une partie des terrains paléozoïques se sont déposés ; dès le Cambrien en Normandie, mais seulement à l'Ordovicien, voire au Dévonien dans la région trégorroise.

Dans sa partie terrestre, la majeure partie de la feuille Perros-Guirec est occupée par des granitoïdes cadomiens, regroupés au sein d'un vaste ensemble plutonique : le batholite Nord-Trégorrois, daté vers 615 Ma, et dont l'emprise s'étend largement vers l'Est, couvrant la presque totalité de la région trégorroise.

Au sein de ces granites, les gneiss icartiens se présentent fréquemment comme des panneaux ou enclaves d'extension réduite. Ils forment également des entités d'extension cartographique de part et d'autre de la Baie de Lannion. Les roches sont toujours métamorphiques, incluant d'anciens granites désormais gneissifiés (orthogneiss), ainsi que des roches métasédimentaires (paragneiss) et métavolcaniques (leptynites, amphibolites) qui auraient pu en constituer l'encaissant.

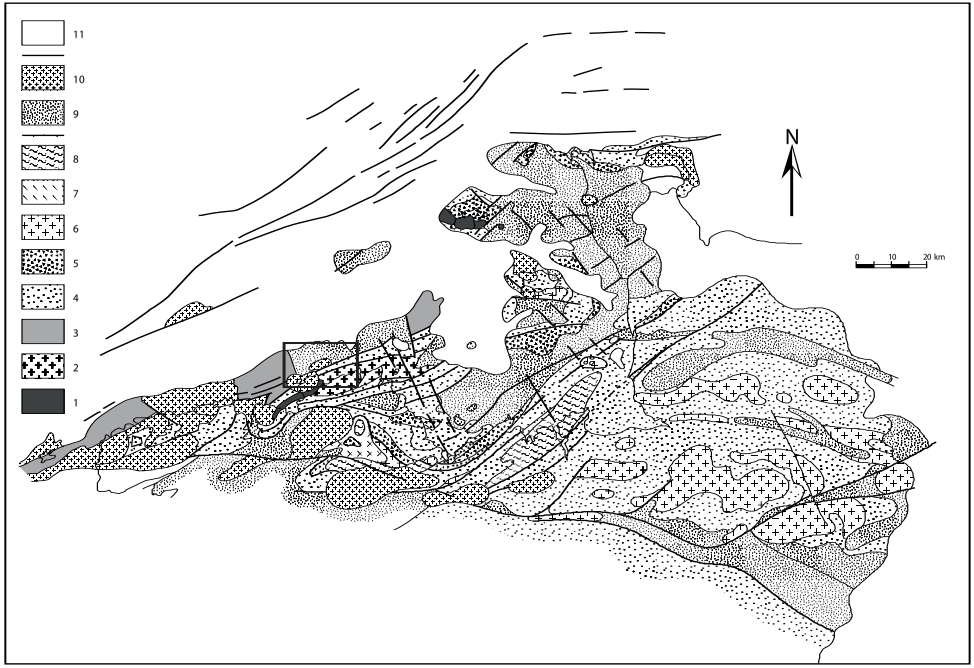


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée du domaine Nord-Armoricain d'après G. Grandjean *et al.* (2001)

Légende : 1 : socle Icartien ; 2 : batholite nord-Trégor ; 3 : socle métamorphique indifférencié en mer ; 4 : sédiments et métavolcanites briovériens ; 5 : gabbros et gabbro-diorite cadomiens ; 6 : plutons tardi-cadomiens ; 7 : leucogranites ; 8 : migmatites ; 9 : formations paléozoïques (sédimentaires surtout) ; 10 : granites varisques ; 11 : couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque.

Un ensemble gneissique a également été caractérisé en mer dans le coin SW de la présente feuille. En l'absence de données géochronologiques, il est néanmoins impossible d'affirmer qu'il s'agirait d'une entité icartienne.

À l'échelle de la chaîne cadomienne, les roches icartiennes affleurent selon un axe discontinu d'orientation SW-NE qui s'étend du Petit Trégor au Cotentin, occupant au passage une bonne partie des Iles Anglo-normandes. Il s'agirait là des témoins dispersés d'un « noyau » ancien qui aurait constitué le soubassement de la chaîne cadomienne, et dont le « port d'attache » serait à rechercher dans l'orogène « éburnéen » (~ 2 000 Ma) d'Afrique de l'Ouest, la chaîne cadomienne s'inscrivant pour sa part dans l'orogène « panafricain » (~ 750-550 Ma).

Sur le territoire de la feuille, le batholite néoprotérozoïque du Trégor est essentiellement représenté par des granites et granodiorites de grain et texture variés, mais d'affinité calco-alcaline et potassique constante. En d'autres secteurs du Trégor, cet ensemble plutonique apparaît sous-jacent à un cortège hypovolcanique (microgranites, microgranodiorites) à volcanique (tufs, ignimbrites) qui en constitue l'expression de surface et sub-surface, le tout s'inscrivant dans un même complexe volcano-plutonique d'âge cadomien. L'ensemble hypovolcanique à volcanique est très réduit sur la partie terrestre de la feuille Perros-Guirec, circonscrit à quelques affleurements de tufs et microgranites présents dans sa partie SE. Il est par contre très bien représenté dans le domaine marin, formant une large bande qui longe au Nord le batholite du Trégor. L'association intime de faciès microgrenus et volcaniques qui caractérise cette entité peut ainsi être observée sur l'Ile Tomé, au large de Perros-Guirec, et a été suivie sur les fonds marins jusqu'à la bordure orientale de la feuille.

Au sein du domaine cadomien, les granitoïdes et volcanites calco-alcalins du Trégor marquent une période de magmatisme d'origine largement « crustale » antérieure à la phase tectono-métamorphique cadomienne majeure. Pour leur part, ils n'ont été que très peu affectés par cette phase, étant souvent indemnes de tout métamorphisme ou déformation.

Aucune formation cadomienne postérieure au batholite du Trégor n'est connue à terre dans l'emprise de la feuille Perros-Guirec. Plus au Sud dans le domaine cadomien, de telles formations se développent largement dans le secteur de la Baie de Saint-Brieuc. Elles témoignent de la succession, entre ~ 610 et 580 Ma, d'épisodes de magmatisme basique, dont le dernier est directement relayé par la phase tectono-métamorphique majeure. Durant cette phase, vers 570 Ma, se mettent en place des plutons d'affinité dioritique à tonalitique.

Cet épisode de magmatisme dit « syntectonique » est bien représenté dans la partie marine de la feuille Perros-Guirec, où le levé des îles et du domaine immergé a mis en évidence un vaste ensemble plutonique granodioritique à tonalitique précisément daté vers 570 Ma.

Après 570 Ma, les derniers témoins d'une activité magmatique cadomienne sur le territoire de la feuille Perros-Guirec sont des plutons circonscrits de composition granitique dont un témoin, daté vers 530 Ma, a été découvert en mer dans l'archipel des Triagoz.

Ce magmatisme d'âge limite Néoprotérozoïque – Cambrien, marque la fin du cycle cadomien, le socle plus récent, d'âge paléozoïque, se rattachant au cycle varisque.

Sur le territoire de la feuille Perros-Guirec, le cycle varisque est principalement représenté par trois ensembles : (1) un réseau de dykes basiques d'âge imprécis, (2) un vaste bassin terrigène occupant une grande partie du domaine marin, mais non représenté à terre, (3) le massif de Ploumanac'h, pluton granitique d'âge carbonifère (~ 300 Ma) et exemple type d'un « granite rose » hercynien.

Parmi ces ensembles, les deux premiers s'inscrivent dans l'histoire pré-orogénique de la chaîne varisque. Ils témoignent des distensions ayant permis la création des bassins, dont les sédiments armeront le futur orogène. Le troisième s'inscrit dans l'histoire syn- à tardi-orogénique, marquée par la persistance, pendant près de 80 Ma, d'un considérable épisode de plutonisme essentiellement granitique ayant affecté de très vastes domaines de la chaîne.

Le réseau de dykes s'observe très bien tout au long de la côte trégorroise, sous forme de filons verticaux de puissance métrique à plurimétrique recoupant les granites du batholite du Trégor. Son âge serait ordovicien et/ou dévonien, ceci le rattachant à deux périodes de distension bien caractérisées du bâti cadomien.

Les sédiments dévoniens qui constituent les terrains dominants du domaine marin et près de la moitié de la surface totale de la feuille, sont représentés par des schistes, grès et quartzites. Ils recouvrent en discordance les granitoïdes néoprotérozoïques, suggérant l'implantation du bassin au sein même du substrat cadomien. Le très faible métamorphisme de ces roches témoigne des effets très atténués de l'orogenèse varisque.

Le massif de Ploumanac'h, intrusif dans le bâti précambrien nord-trégorrois, occupe toute la partie occidentale du domaine terrestre. Sa mise en place s'est faite par injections successives, de l'extérieur vers l'intérieur du massif, de magmas de nature variée, incluant des roches basiques d'origine mantellique et un faciès exceptionnel de granite orbiculaire d'extension très

locale. D'affinité nettement potassique, ce pluton se rattache à l'association pétrologique dite « sub-alcaline ». Sa mise en place intervient à un stade plutôt tardif de l'orogenèse varisque et dans un domaine où l'empreinte tectono-métamorphique de cette orogénèse est très limitée. Elle marque la fin de l'histoire orogénique de la région trégorroise, qui a enregistré préalablement trois événements majeurs : éburnéen, panafricain puis varisque.

Aucun dépôt d'âge mésozoïque n'est connu sur le périmètre de la feuille suggérant que tout au long de cette période, et depuis la fin du Paléozoïque, la région constituait un domaine émergé soumis à l'altération et l'érosion. Toute trace morphologique des chaînes successives a désormais disparu, le modelé géographique résultant principalement de la succession de cycles glaciaire-interglaciaire caractéristiques du Quaternaire.

Au début du Tertiaire (Éocène), des conditions climatiques particulièrement chaudes et humides ont certainement favorisé le développement d'une altération de type latéritique bien connue, par ailleurs, dans de nombreux secteurs du massif armoricain.

Dans le domaine terrestre de la feuille, des formations de ce type se limitent à quelques profils d'altération kaolinique observés ponctuellement à la base d'un petit graben d'orientation WSW-ENE, situé dans la partie orientale de la carte. Au-dessus, des sédiments datés du Bartonien assurent le remplissage du bassin.

En revanche, des calcaires et grès éocènes sont largement représentés dans le domaine marin, affleurant en larges zones dans la partie Nord de la carte.

Postérieurement à l'Éocène, les seuls dépôts connus dans l'emprise de la feuille sont des formations superficielles d'âge quaternaire dites « allochtones », largement représentées à terre comme dans le domaine littoral.

Sur le littoral, ces dépôts incluent des matériaux de granulométrie variée : galets, graviers, sables, vases, dont la situation dépend à la fois de la proximité aux zones d'alimentation (débouché des rivières) et de la dynamique marine. Les types principaux sont des plages (sableuses à sablo-graveleuses), des recouvrements sableux à vaseux sur les estrans, des cordons de galets et des dunes et cordons sableux. Ces dépôts, en perpétuelle évolution, sont consécutifs à la dernière grande période de froid et à la remontée de la mer à son niveau actuel. Néanmoins, des formations fossiles : paléoplages ou dépôts marins « perchés » peuvent être attribués à des périodes plus anciennes du Quaternaire (Pléistocène).

À terre, les dépôts les plus largement répandus sont des recouvrements éoliens (lœss) nappant les plateaux et synchrones de la dernière glaciation, ainsi que des formations de versant : colluvions plus ou moins grossières issues du

ruissellement et nappes de blocs issues des effets conjoints de la gélifraction (fracturation des roches) et de la solifluxion (glissements en masse).

À la base des reliefs, les fonds de vallées sont tapissés de colluvions fines nourrissant la charge alluviale transportée en suspension par les rivières.

Finalement, d'assez nombreux dépôts anthropiques de grande extension sont présents sur la carte dont beaucoup résultent des opérations de nettoyage des rivages consécutives à quelques sinistres marées noires.

ABSTRACT

The Perros-Guirec map area is located in north-west Brittany, in the western part of the Côtes d'Armor Department. Slightly over a quarter of its surface area and almost its entire southern part lie in the Trégor region, bordered to the north by the English Channel. The map thus covers two domains: (1) A terrestrial and littoral domain that was mapped in detail, both for its basement bedrock and for the surficial formations that cover most of it; and (2) A marine domain, punctuated by many islands and archipelagos, that again was mapped in detail by means of various methods, including a large number of submarine dives. The marine bedrock not only includes the continuation of the Trégor bedrock, but it also exposes formations that are unknown on land within the map area.

The Trégor bedrock, and much of northern Brittany and Normandy to the south and east, consists of Late Neoproterozoic formations that are the main Precambrian bedrock exposures in France (fig. 1). Elsewhere, such formations enclose the even older Icartian gneiss, dated Paleoproterozoic (~2 billion years), which are the oldest known rocks in France.

The Neoproterozoic rocks define the Cadomian orogenic cycle, or Cadomian chain, whose uplift occurred in two phases, the first around 570 Ma and the second around 540 Ma. Later, this orogenic belt formed the bedrock on which part of the Paleozoic rocks were deposited. This started in the Cambrian in Normandy, but in Brittany the oldest known Paleozoic deposits are Ordovician and even Devonian in the Trégor region.

On land, most of the Perros-Guirec map area is underlain by Cadomian granitoid rocks, part of a huge plutonic unit called the North Trégorrois batholith, dated at about 615 Ma, that extends far to the east covering almost the entire Trégor region.

Within these granites, Icartian gneiss commonly occurs as small panels or enclaves, but it also occurs as mappable units on either side of Lannion Bay. This rock is everywhere metamorphic, including old gneissified granite

(orthogneiss), and metasedimentary (paragneiss) and metavolcanic (leptynite, amphibolite) rocks that may have been the old hostrock.

Another gneiss unit was identified at sea in the south-west corner of the map area. However, lacking geochronological data we cannot confirm that this is an Icartian unit as well.

At the scale of the Cadomian chain, Icartian rocks are exposed along a discontinuous SW-NE axis that ends at Petit Trégor on the Cotentin peninsula, occupying on the way a large part of the Channel Islands. These rocks are assumed to be the scattered remains of an old core that would have been the basement of the Cadomian chain, and may date back to the Eburnean orogenesis (~2,000 Ma) of West Africa, the Cadomian chain being part of the Panafrican orogenesis (~750-550 Ma).

Within the map area, the Neoproterozoic Trégor batholith is represented by granite and granodiorite of varying grain and texture, but with a constant calc-alkaline and potassic affinity. In other parts of the Trégor region, this batholith appears to underlie an hypovolcanic (microgranite, microgranodiorite) to volcanic (tuff, ignimbrite) suite that would be its sub-surface to surface expression, the whole being part of the same volcanic-plutonic complex of Cadomian age. The hypovolcanic to volcanic suite is very small on the terrestrial part of the Perros-Guirec map, reduced to a few outcrops of tuff and microgranite in the south-eastern part. In the marine part, however, it is very well represented, forming a wide strip that borders the Trégor batholith to the north. The close association between microgranular and volcanic rocks that characterizes this unit can be seen on the Tomé island off Perros-Guirec, and could be followed on the sea bed until the eastern boundary of the map area.

Within the Cadomian domain, the calc-alkaline granitoid and volcanic rocks of the Trégor mark a period of mostly crustal magmatism that predates the main tectono-metamorphic Cadomian phase. These rocks, however, were little affected by this phase, in view of the general lack of traces of any metamorphism or deformation.

On land, no Cadomian formation post-dating the Trégor batholith is known within the Perros-Guirec map. Farther south in the Cadomian domain, however, such formations are well-known in the area of Saint-Brieuc Bay. They witness to a succession, between ~610 and 580 Ma, of basic-magmatic episodes, the last of which directly passed into the main tectono-metamorphic phase. During this phase, around 570 Ma, plutons with a dioritic to tonalitic affinity were emplaced.

This so-called syntectonic magmatic episode is well represented in the marine part of the Perros-Guirec sheet, where mapping of the islands and the seafloor

has shown the presence of a vast plutonic granodioritic to tonalitic unit that was dated precisely around 570 Ma.

After 570 Ma, the last traces of Cadomian magmatic activity in the Perros-Guirec map area are small granitic plutons, of which a witness -dated around 530 Ma- was discovered in the Triagoz islands. This magmatic episode, covering the limit between Neoproterozoic and Cambrian, marks the end of the Cadomian cycle, the more recent Paleozoic basement rocks belonging to the Variscan cycle.

Within the Perros-Guirec sheet, the Variscan cycle is mainly represented by three units: (1) A network of basic dykes of uncertain age; (2) A huge basin filled with terrigenous sedimentary rock underlying much of the marine domain, but not found on land; (3) The Ploumanac'h massif, a granitic pluton of Carboniferous age (~300 Ma) and the type example of a Hercynian "pink granite". The first two of these units belong to the pre-orogenic history of the Variscan chain; they indicate crustal extension that created basins, the sediment infill of which armed the future orogenic system. The third unit is part of the syn- to late-orogenic history, marked by the persistence over more than 80 Ma of a major plutonic - mostly granitic - episode that affected much of the mountain chain.

The dyke network is well exposed along the Trégor coast, as vertical, one to several metres thick, veins that intersect the granite of the Trégor batholith. Its age is likely Ordovician and/or Devonian, covering two well-defined extensional periods of the Cadomian basement.

The Devonian sedimentary rocks, forming the dominant part of the marine domain and almost half of the total surface area of the Perros-Guirec sheet, include shale, sandstone and quartzite. They unconformably overlie the Neoproterozoic granites, suggesting that the basin was formed within the Cadomian substratum. The very low metamorphic grade of these rocks indicates that the effects of the Variscan orogenesis were much attenuated.

The Ploumanac'h massif, which intrudes the Precambrian bedrock in the north of the Trégor region, underlies all of the western part of the terrestrial domain. It was emplaced as successive injections toward the centre of the massif of different types of magma, including basic rocks of Mantle origin and an exceptional, but small, exposure of orbicular granite. This pluton, with a clearly potassic affinity, is part of a sub-alkaline petrologic association. It was emplaced during a rather late stage in the Variscan orogenesis and within a domain where the tectono-metamorphic impact of this orogenesis was very limited. It also marks the end of the orogenic history of the Trégor region that, through the ages, recorded the effects of the three major Eburnean, Panafrican and Variscan events.

No deposits of Mesozoic age are known from the map area, suggesting that during this period and since the end of the Paleozoic the region was part of a domain above sealevel, subject to weathering and erosion. All traces of the successive earlier mountain ranges have disappeared, the present geographic model mainly resulting from a succession of glacial-interglacial cycles characteristic of the Quaternary.

At the start of the Tertiary (Eocene), particularly warm and humid climatic conditions certainly favoured the development of lateritic-type weathering, well known from other parts of the Armorican Massif. In the land part of the map area, formations of this type are limited to a few kaolinitic weathering profiles observed locally at the bottom of a small WSW-ENE trending graben, located in the eastern part of the map area. Above such deposits, Bartonian-age sediments are part of the basin infill.

However, Eocene limestone and sandstone are well represented in the marine domain, exposed over large areas of the northern half of the map area.

The only post-Eocene deposits known from the map area are “allochthonous” Quaternary surficial formations, well known on land as well as in the coastal domain. Along the coast, such deposits include material of varying grainsize, such as cobbles, gravel, sand and silt; their location depends upon the proximity of feeder zones, such as stream mouths, and marine dynamics. The main types are sandy or sand-and-shingle beaches, sandy and silty cover on the foreshore, shingle bars, and dunes and sand bars. Such constantly evolving deposits post-date the last major cold period and rise of sea level to its present height. Nevertheless, fossil paleo-beaches and perched marine deposits can be attributed to older, Pleistocene, Quaternary periods.

On land, the most common deposits are (eolian) loess, covering the plateaus and dating from the last glacial period, as well as slope formations. This more-or-less coarse-grained colluvium is the result of runoff as well as slope collapse caused by the combined actions of freezing (fracturing of the rock) and solifluction (landslides and slope movements).

At the base of the hills, valley bottoms are covered by fine colluvium, feeding the suspended alluvial sediment load transported by streams.

Finally, a fair number of man-made deposits, some quite large, are found in the map area, many of which result from cleaning operations of the coast after marine oil spills.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La coupure à 1/50 000 Perros-Guirec est située dans le département des Côtes-d'Armor, en bordure de la Manche, à l'Est de la baie de Lannion. Encadrée par les cartes Pontrieux-Etables-sur-Mer, Tréguier et Lannion, le territoire cartographié est aux trois quarts couvert par la mer. Les fonds marins sont accidentés et bordés de vastes estrans rocheux. Les plages ne sont pas nombreuses et occupent les rentrants du littoral avec quelques accumulations de galets à l'abri d'écueils et d'îles d'estran protégeant des houles la « Côte de granit rose » et les anses échancrant à l'Est la presqu'île de Plougrescant. Plus au large se dressent des plateaux rocheux hérissés de têtes de roches, en particulier celui des Triagoz, ainsi que des îles plus élevées au niveau de l'archipel des Sept-Îles. Leur sommet culmine à plus de 120 m au-dessus de la plate-forme sous-marine de la Manche, au Nord de la carte. Au Sud, dans le chenal des Sept-Îles, les fonds atteignent des profondeurs supérieures à 45 m et à l'Ouest entre Les Triagoz et l'Île-Grande, des profondeurs supérieures à 60 m. Plus près de la côte, les fonds de l'anse de Perros sont supérieurs à -5 m au Sud de l'Île Tomé. Cette île s'élevant à une altitude comparable à celle de la corniche côtière marque l'ancienne extension du plateau du Trégor, avant le recul du versant littoral. Cet abrupt plus ou moins marqué dans le paysage limite une surface culminant au Sud de la feuille vers 100 m d'altitude. Des ruisseaux rejoignant directement la ligne de rivage, comme les Traouiëros ou la rivière de Trestel, y ont entaillé des vallées profondes. Au Sud de la presqu'île de Plougrescant, les eaux s'écoulent en direction de l'estuaire du Jaudy et dans le coin sud-est de la carte, le flot remonte les méandres du Guindy. Dans ce secteur, entre Plouguiel et Penvénan, le relief du plateau s'abaisse comme sur les feuilles voisines entre Paimpol et Lannion.

Entre Lannion et la mer, la trame urbaine est bien développée et de nombreux espaces ont perdu leur vocation agricole, au profit de landes et de taillis arborés. À l'Est de l'anse de Perros, le tissu urbain est encore dense sur la corniche littorale, mais vers le Sud, les terres limoneuses du plateau restent consacrées à l'agriculture et à l'élevage bovin. Les paysages littoraux correspondaient jusqu'au début du XXe siècle à des landes avec des espaces cultivés autour des villages de pêcheurs. Avec le développement des stations balnéaires entre 1900 et 1920, les villas se sont d'abord installées sur les pointes rocheuses, puis une urbanisation linéaire a occupé le rivage des anses. Les équipements et la voirie se sont densifiés après 1960 et l'anthropisation de l'espace s'est poursuivie à un rythme élevé dans toute la partie occidentale de la carte : urbanisation diffuse consommatrice d'espace et causant la fermeture des paysages. À l'Est de Perros-Guirec, les bourgs comme celui de Penvénan ne sont pas situés sur le rivage, mais de nouveaux pôles urbains plus proches du littoral se sont créés en raison de l'attrait des sites portuaires de Port-Blanc et de Buguéles.

Perros-Guirec est la commune la plus peuplée avec plus de 7 500 habitants. Les communes occupant le territoire de cette feuille ont adhéré à la Communauté d'agglomération Lannion – Trégor ou à la Communauté de communes Trois Rivières vers l'Est. Leurs populations cumulées s'élèvent à 25 000 habitants. La densité de population atteint 536 h/km² sur le territoire de Perros-Guirec. Elle se tient encore vers 200 h/km² à Trévoux-Tréguignec, mais s'abaisse ensuite à moins de 150 h/km² pour les communes à vocation agricole dominante, en direction du Jaudy.

L'activité principale est d'abord liée à la fréquentation touristique, en particulier sur la « côte de granit rose », entre Trébeurden et Perros-Guirec. L'économie de la région a été également dynamisée par le développement d'industries électroniques sur le territoire de Lannion et les communes balnéaires ont alors accueilli une population pendulaire et de nombreux retraités. La région de Perros-Guirec est également connue pour son industrie granitière et le granite rose de La Clarté est toujours apprécié pour les monuments funéraires et le mobilier urbain. La modernisation des ports de Perros, de Ploumanac'h et de Trébeurden et des cales d'accostage ont permis le développement de la plaisance, de la pêche et des activités nautiques. Les mouillages de la presqu'île de Plougrescant et de Port Blanc abritent également les pêcheurs et les plaisanciers.

La région regorge d'espaces remarquables reconnus et de sites géologiques consacrés par de nombreuses publications scientifiques, en particulier dans la partie occidentale de la feuille :

– carrières de granite de la Clarté ;

– granites du Toëno à Trébeurden ;

– chaos granitiques et blocs, aux formes évocatrices, des littoraux de Ploumanac'h et de Trégastel ;

– granites des vallées des Traouiéros ;

– granites des estrans et des carrières de l'Île-Grande.

Les sites de la presqu'île de Plougrescant sont moins fréquentés mais constituent cependant des points d'arrêt des randonneurs sur les itinéraires de découverte : Rocher au Voleur et cordons littoraux de l'archipel de Penvénan.

Les affleurements rocheux sont nombreux sur les estrans et sur la corniche littorale où les transgressions marines du Quaternaire ont déblayé les arènes granitiques. Ils restent parfois inaccessibles dans les îles protégées (Sept-Îles) et dans les zones urbanisées. Il en est souvent de même sur le plateau où la couverture limoneuse et les altérites forment un écran ; aussi en l'absence de vallons encaissés, de carrières ou de sondages, les substrats restent invisibles ce qui n'a pas permis de détailler leur cartographie, contrairement au littoral. En mer des zones côtières et certaines zones abritées sont recouvertes de sédiments

meubles fins, mais le substratum affleure souvent largement sous les sédiments très grossiers. Les prélèvements de roche antérieurs et les observations et les prélèvements des plongeurs ont cependant permis de cartographier les formations géologiques du substratum.

GÉOMORPHOLOGIE

La morphologie se compose du Sud vers le Nord de trois entités principales (fig. 2, hors texte) :

– une surface sommitale se tenant entre 100 et 70 m d'altitude avec des pentes inférieures à 2,6 % ;

– une plate-forme littorale semi immergée, accidentée de replats et de buttes en position insulaire ;

– une plaine sous-marine peu accidentée à partir de l'isobathe 60 m au Nord des Sept-Îles et des Triagoz.

Les contacts entre ces trois domaines correspondent le plus souvent à des ruptures de pente bien marquées dans la topographie, en particulier pour la corniche littorale entre Perros-Guirec et Plougrescant. À l'Ouest de Ploumanac'h par contre, les pentes s'atténuent et entre la ligne de rivage et le plateau, on observe des replats plus ou moins étagés au niveau des altitudes 65-45 m, 35-30 m, 25-20 m et 15-10 m : plateformes du Centre de télécommunications spatiales, de Trégastel et de Landrellec. Les plateformes littorales sont également entaillées de vallons abrupts débouchant dans des anses logées entre les pointes rocheuses : ruisseaux de Saint-Uzec, de Saint-Samson et des Traouiéros.

Au Sud du plateau sommital, sur la feuille Lannion, on constate que les cours d'eau dévient leur cours, à l'approche des plutons granitiques de Ploumanac'h et de Perros-Guirec. Le Léguer change brusquement de direction à Lannion, pour couler en direction de la baie de Lannion, tandis qu'à l'Est le Guindy infléchit son cours en direction de l'estuaire du Jaudy. Le réseau hydrographique de la feuille Perros est donc peu hiérarchisé et se caractérise par des profils longitudinaux à pente forte, inscrits entre le plateau et la plateforme littorale. À l'Est de Perros-Guirec, les centres paroissiaux primitifs dominant le bas pays maritime se sont installés entre les vallons découpant la corniche côtière :

– ruisseaux de Kerduel et de Gruguil de part et d'autre de Saint-Quay-Perros ;

– ruisseau de Dourdu entre Louannec et Trélévern ;

– ruisseau de Kergouanton entre Trélévern et Trévoux ;

– ruisseau de Trestel entre Trévoux et Tréguignec.

Le territoire de Trévoux-Tréguignec correspondant à la fusion de deux paroisses est également coupé en deux par une profonde vallée occupée en aval, en arrière de la plage de Trestel, par une large zone humide.

Vers l'Est, la surface du plateau s'abaisse en direction de la pointe de Plougrescant et l'abrupt littoral est moins découpé : vallons courts aboutissant aux anses de Pellinec et de Gouermel. Au Sud du Plateau, l'érosion régressive des affluents du Jaudy est limitée. Ainsi le Lizildry ne s'encaisse qu'à partir de la chapelle de Keralio, mais à la limite de la feuille, le Guindy a creusé vigoureusement son cours inférieur pour déboucher dans une ria méandriforme très étroite.

L'organisation du relief entre le plateau de Lannion et le littoral de Perros-Guirec est dictée par la structure et la lithologie. Le pluton granitique de Ploumanac'h dans son ensemble, est en creux par rapport à son encaissant métamorphique et la disposition des replats étagés entre la chapelle de La Clarté et l'Île-Grande dépend de la géométrie des différentes unités composant ce complexe annulaire. Les roches basiques de Sainte-Anne s'inscrivent en creux dans la topographie et les cours d'eau ont suivi les zones fracturées : ruisseaux des Traouiéros, de Kerhuel et de Runigou. Le plateau à l'Est de Perros-Guirec suit parfaitement l'alignement des formations granitiques composant le pluton cadomien et les ruptures de pente vers sa limite sud, sont vraisemblablement déterminées par la présence de contacts tectoniques à l'approche des formations volcaniques de la basse vallée du Guindy.

Le relief de la plateforme littorale est dans le détail très accidenté et montre un large sillon d'érosion différentielle isolant de sa partie interne une marge externe correspondant aux plateaux granitiques des Sept-Îles et des Triagoz. On retrouve cette disposition particulière plus à l'Ouest, en baie de Lannion et en baie de Morlaix, ainsi qu'au Nord du Goëlo. Ces plateaux hérissés d'écueils et de basses sont limités au Nord par des falaises sous-marines montrant parfois des abrupts se dressant à une soixantaine de mètres au-dessus de la plaine de la Manche. Le raccord se fait aussi par des replats successifs interprétés comme d'anciennes plateformes d'abrasion marine (Lefort, 1970c). Les sommets tabulaires de l'île aux Moines et de l'île Bono, s'élevant jusqu'à 60 m d'altitude au-dessus de l'étroite plateforme à écueils, frangeant au Nord l'archipel, semble marquer l'extension primitive du plateau trégorrois avant l'évidement des couloirs séparant la plateforme interne des plateaux externes, depuis les Roches Douvres jusqu'aux Triagoz.

L'Île Tomé se dressant en avant de la côte à plus de 60 m d'altitude au-dessus de la plate-forme interne, entre Perros-Guirec et Trélévern, correspond aussi à une ancienne crête d'interfluve s'inscrivant entre les cours des ruisseaux de Saint-Quay-Perros – Louannec et celui du Dourdu. Il n'en subsiste qu'une arête étroite en position sagittale. De part et d'autre les anciens talwegs sont occupés

par des couloirs sableux rejoignant la dépression prélittorale. Le fond de cette dernière, creusée à plus de 40 m dans les sédiments paléozoïques, est accidenté de reliefs correspondant à des bancs plus résistants formant des écueils et des basses.

Dans le secteur de la baie de Lannion, un ressaut bathymétrique sépare la basse plateforme littorale d'un replat situé entre 15 et 25 m de profondeur. Plus au Nord, vers la limite occidentale de la carte, des abrupts sous-marins limitent une surface se tenant entre les isobathes 40 et 50 m (Augris et Simplet, 2011). Ces ruptures de pentes sont généralement attribuées à des stationnements marins prolongés pendant la dernière transgression marine et à des lignes de rivages plus anciennes pendant le Quaternaire ou le Tertiaire. Ces replats sont recoupés par des vallées fossiles en grande partie comblées par le prisme sédimentaire de la transgression flandrienne. Leur incision se réduit progressivement vers le Nord et n'est plus perceptible sur la plaine de la Manche. Au-delà de la plateforme littorale, entre le Jaudy et la baie de Lannion, on ignore la position des anciens réseaux hydrographiques au Sud des Sept-Îles et du plateau des Triagoz. La vallée fossile identifiée par sismique réflexion entre le plateau rocheux du Crapaud et l'île Molène (Quesney, 1983 ; Augris et Simplet, 2011) a été attribuée à un ancien tracé hydrographique vers lequel convergeaient les rivières rejoignant la baie de Lannion.

Dans le secteur de la baie de Lannion, un ressaut bathymétrique important cerne le plateau des Triagoz, ainsi que le bord de la plateforme interne au Nord de l'Île-Grande. Cette plate-forme est accidentée de dépressions correspondant au déblaiement de poches d'altérites ou au tracé d'anciens talwegs. Un réseau de vallées fossiles en grande partie comblées par le prisme sédimentaire de la transgression flandrienne a été reconnu en baie de Lannion. Leur incision se réduit progressivement vers le Nord et n'est plus perceptible sur la plaine de la Manche. Ces vallées recoupent les plateaux rocheux au Nord de la baie de Lannion ainsi que les replats accidentant le bord de la plateforme interne, entre 15 et 25 m de profondeur, ainsi qu'entre les isobathes 40 et 50 m (Augris et Simplet, 2011). Le chenal séparant le plateau rocheux du Crapaud de l'île Molène a été attribué à un ancien tracé hydrographique vers lequel convergeait les rivières rejoignant la baie de Lannion (Quesney, 1983 ; Augris et Simplet, 2011). Ce réseau atypique à géométrie variable, s'échappait de la dépression de la baie de Lannion par des cluses entaillant des formations géologiques résistantes, comme le complexe métamorphique du Haut fond du Chenal, à l'Ouest du pluton granitique de Ploumanac'h. Il empruntait alors la dépression prélittorale où les cours d'eau ont pu suivre d'abord une orientation ENE-WSW, comme le Jaudy et le Trieux, avant de rejoindre la plaine de la Manche.

Les fonds de la Manche au Nord de la plateforme littorale s'abaissent régulièrement vers le Nord-Ouest. Il s'agit d'une surface d'érosion nivelant les calcaires éocènes et les formations du Paléozoïque. Cette surface, retouchée

plusieurs fois au cours du Néogène et du Pléistocène, est limitée vers l'Est par l'escarpement de la plateforme de Plougrescant, au contact des formations paléozoïques et cadomiennes. Dans ce secteur les formations éocènes s'avancent localement jusqu'au pied de la plateforme interne, vers 52 m de profondeur, et les différences lithologiques entre les calcaires et les schistes ne sont pas marquées dans la morphologie. La dalle carbonatée éocène est à peine accidentée 15 km au Nord de l'île Rouzic par de petites dépressions creusées de 3 à 6 m par rapport au plateau avoisinant (Lefort, 1975).

L'étude des paléo-réseaux de la baie de Lannion a révélé une histoire complexe avec des écoulements polyphasés et des changements d'orientation s'étendant sans doute sur un intervalle de temps important. Il a été constaté que le creusement des talwegs a été influencé par la lithologie et que des accidents structuraux ont également guidé les rivières lorsqu'elles traversent en cluse les bandes de roches dures, pour gagner la plaine de la Manche. Des chenaux bifides apparaissent parfois en raison de la surimposition d'un nouveau réseau s'orientant vers le Nord-Ouest, à la place de l'ancien réseau qui s'encaissait plus au Nord entre le pluton de Ploumanac'h et le complexe métamorphique du Haut-fond du Chenal, à l'Ouest de l'archipel Trébeurden Ile-Grande. Un indice de présence de formations tertiaires en baie de Lannion, sur la bordure sud du Haut-fond du Chenal, permet d'envisager la superposition de nouveaux tracés hydrographiques, antérieurement au Pléistocène. La découverte de témoins de formations marines du Bartonien et du Gélasien dans les vallées du Lizildry et du Guindy, à l'Est de la carte et sur la feuille Lannion, permet également de penser que des plateformes carbonatées ont pu alors occuper le bord de la Manche en période de haut niveau marin.

Ces formations ont été sans doute rapidement déblayées en période de régression marine et au cours des phases transgressives du Pléistocène, la mer a retouché plusieurs fois la plateforme littorale en laissant en saillie les roches plus résistantes. Le nettoyage des altérites a isolé des tors évoquant des châteaux ruinées et formé des chaos de boules granitique pittoresques. Les jeux de courants et de vagues sont également à l'origine de nombreuses levées de galets faisant front aux houles ou en position d'abri, en particulier à l'Est de Port Blanc. Les plages sableuses étant peu développées, les dunes sont rares et se limitent à des cordons protégeant des zones humides littorales.

Les géomorphosites

La notoriété des paysages littoraux entre Trébeurden et Plougrescant vient du modelé des granites, avec des rochers ruiniformes aux formes étranges et des chaos de blocs dégagés des arènes par l'érosion marine ou le creusement des ruisseaux. En bordure de la crique de Pors-Rolland, au contact du pluton granitique de Ploumanac'h et de son encaissant, l'imposante masse rocheuse dite du Château, avec son canevas géométrique de diaclases élargies par

l'altération météorique, s'apparente à un tor de petite taille. Plus au Nord, l'estran au pied des tombants rocheux, est occupé par des chaos de blocs libérés par l'érosion marine. Dans la lande du parc municipal, les roches plates empilées forment des édifices en équilibre précaire et sur la rive ouest du chenal du port de Ploumanac'h, les structures planaires du granite montrent de larges ondulations, mises en évidence par la désagrégation granulaire ou par l'érosion des vagues et à Trégastel, des dalles résiduelles isolées comme celles du « Dé » forment des reliefs pittoresques. À proximité, l'aquarium marin de Trégastel se niche sous un ensemble de blocs qui ont abrité des habitations ainsi qu'une chapelle jusqu'à 1877. Le toit de la première salle, d'une portée de 22 m sur 15, est estimé à 5 500 tonnes. En retrait du littoral, les vallées des Traouiéros encaissées dans un granite à gros grain montrent aussi des chaos de boules moins volumineuses abritant des cavernes utilisées autrefois par les contrebandiers.

La coupole de leucogranite de l'Ile-Grande, caractérisée par une structure en dalles horizontales, ne montre pas de chaos ni de tors, à l'exception du Run al Lannou qui constitue le sommet de l'île à 35 m d'altitude. Dans les granites cadomiens vers l'Est, les structures planaires sont moins évidentes mais des pseudo-litages s'observent parfois sur les parois des pinacles se dressant sur la plateforme de l'archipel de Buguélès, en avant de la falaise morte. La morphologie de ces monolithes dépend surtout de l'organisation d'un réseau de diaclases verticales parfois associées à des filons de dolérite.

Les granites roses mis à nu et exposés aux intempéries pendant le Pléistocène ont été sculptés par divers agents morphogéniques qui ont laissé leur empreinte dans les roches : vasques, rigoles, cannelures, encoches, trottoirs, balustres taffonis, coupoles, mamelons … Certaines formes ont intrigué les habitants et excité l'imagination des premiers visiteurs qui leur ont donné des noms s'inspirant des légendes bretonnes ou bibliques. Des ressemblances avec des objets et des animaux parfois fantastiques ont été également trouvées et largement exploitées dans les dépliants touristiques.

En bord de mer et sur les estrans, quelques levées de galets spectaculaires ne manquent pas de surprendre, en particulier le sillon reliant les îles d'Iliec et d' Ozac'h au Nord-Est de l'archipel de Buguélès. Ce tombolo dont la longueur totale est de 1 500 m constitue un géomorphosite remarquable, au même titre que le Sillon de Talbert sur la feuille Tréguier. En avant de la côte occidentale de Plougrescant, la barrière s'appuyant aux îles Ivinec et Itron Varia est moins spectaculaire mais plus complexe. Elle se compose d'une quinzaine d'accumulations élémentaires, doublée le long du même rivage par une seconde série de levées de galets, comprenant une dizaine d'accumulations (Pinot, 1963). D'autres accumulations pointées vers le continent s'accrochent également aux îles et représentent les ruines d'anciens systèmes transversaux qui se sont rompus pendant les dernières étapes de la transgression flandrienne : queues de

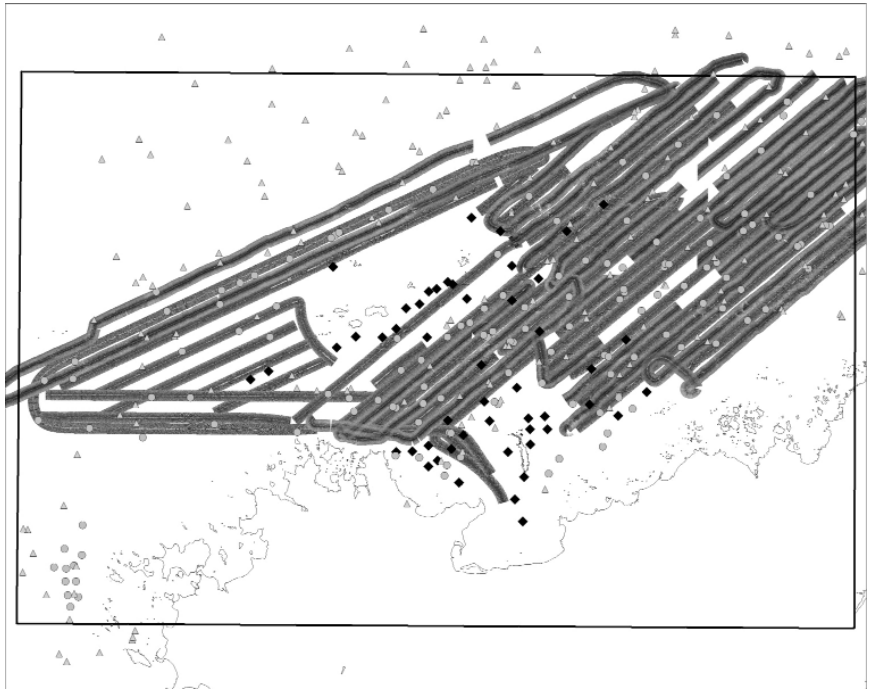


Fig. 3a - Localisation des levés de sonar latéral et des stations de prélèvements réalisés sur le secteur de la feuille Perros-Guirec. Campagnes Perros99, GeoPerros06. Stations J.-P. Lefort (1970) (voir carte dont l'extension est indiquée par le trait noir épais)

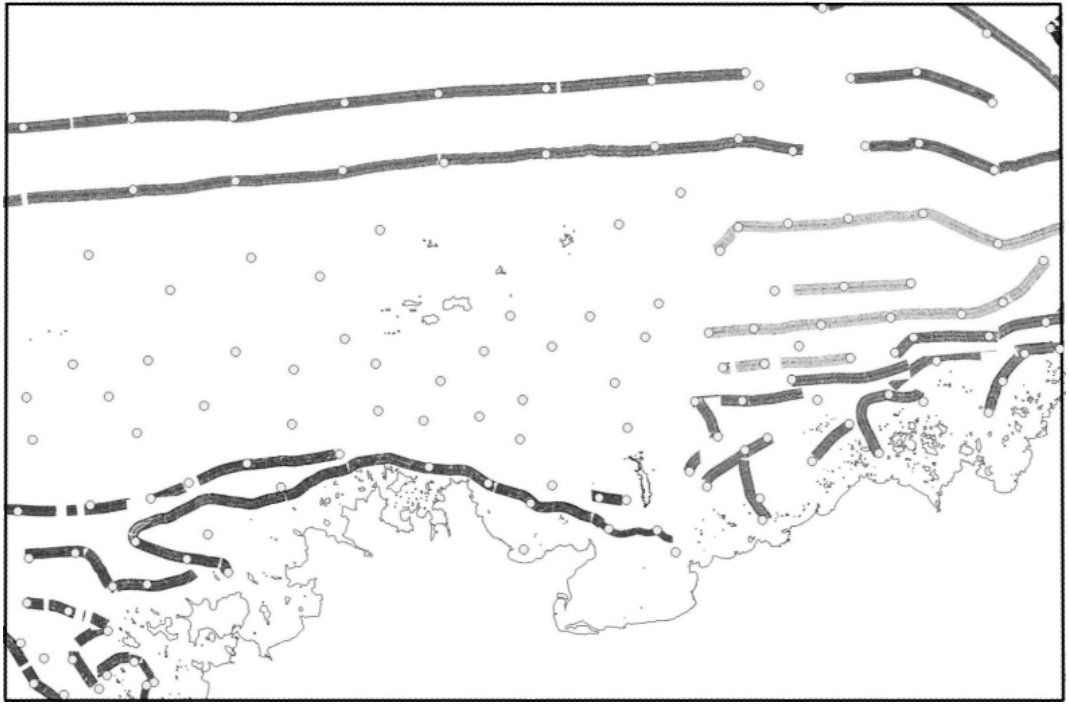


Fig. 3b - Localisation des levés de sonar latéral et des stations de prélèvements de sédiments et de vidéo sous-marine réalisées sur l'emprise de la feuille Perros-Guirec (CARTHAM, contrat AAMP/TBM HOCER 2012)

comètes de l'île aux Femmes et de l'île Saint-Gildas, de part et d'autre du chenal de Port-Blanc.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

LEVÉS GÉOLOGIQUES À TERRE

Dans sa partie occidentale, la feuille Perros-Guirec couvre une large partie du complexe plutonique hercynien de Ploumanac'h. Ce dernier a fait l'objet de la thèse de M. Barrière (1977) qui en a réalisé une cartographie géologique précise, publiée par ailleurs dans le Bulletin du BRGM (Barrière, 1976). Ce travail a été intégralement repris dans la présente édition.

À l'Est du complexe de Ploumanac'h, le territoire de la feuille est presque intégralement occupé par des granitoïdes d'âge néoprotérozoïque, incluant localement des enclaves de gneiss paléoprotérozoïques. Ces terrains affleurent largement sur la côte, mais beaucoup moins dans les terres, où ils sont généralement masqués sous une couverture de lœss.

Ces granitoïdes et gneiss ont été cartographiés dans le courant des années 2000 par J.-L. Feybesse, Ingénieur géologue au BRGM, ainsi que F. Choulet et A. Eglinger, tous deux étudiants en Master 2 à l'Institut des Sciences de la Terre de l'Université d'Orléans.

P. Lebret, Ingénieur géologue au BRGM, a assuré le levé des formations superficielles, et B. Hallégouët, chercheur au Département de Géographie de l'Université de Bretagne occidentale, celui des terrains continentaux tertiaires et des formations littorales.

Les reconnaissances sur l'archipel des Sept-Îles ont été réalisées par P. Guennoc et J. Chantraine, Ingénieurs géologues au BRGM, et B. Hallégouët. L'étude pétrographique des roches magmatiques collectées sur les îles a été réalisée par M. Tegyey, Ingénieur géologue au BRGM.

Les datations géochronologiques ont été réalisées au BRGM par A. Cocherie.

LEVÉS GÉOLOGIQUES EN MER

Durant les années 60 et 70, différentes campagnes de prélèvements de roches et de sédiments ont été menées sous la direction de J.-P. Lefort. Une première cartographie géologique et sédimentologique a ainsi été établie.

Plus récemment, ce travail a été approfondi par des travaux de différents types (voir fig. 3a-b, carte et légende) :

– levés de sonar latéral de bathymétrie et de sondeur 3,5 khz à bord du navire Langoz de Perros lors de la campagne Perros99 ;

– levés de sonar latéral, benne à sédiments et quelques vues de vidéo sous-marine lors de la campagne GEOPERROS 2006 réalisée à bord du N/O Côtes de la Manche du CNRS-INSU ;

– stations de plongées sous-marines avec prise d'échantillons par plongeurs réalisées par les membres du GISSaCG sous la coordination de G. Douerin et la supervision de J. Paris (Ingénieur CEA en retraite) et M. Le Scanve (responsable de la Maison du Littoral de Ploumanac'h). Au total, 39 plongées et 8 débarquements sur des îlots avec prise d'échantillons ont été réalisés sur différents sites avec des observations de la morphologie et de la structure des fonds, des prises d'échantillons lors de la quasi-totalité des plongées et quelques prises de vues vidéo. Les plongées ont permis une exploration des fonds rocheux entre 10 et 30 mètres ; quelques plongées ont atteint 36 à 38 mètres et une 43 mètres. Outre Guy Douerin, ont participé aux plongées : Roger Poitevin, Pierre Poitevin, Henri Jacq, Yann Bencivengo, Jean-Christophe Pettier, Jean-Luc Castelain, Thierry Ouvrard, Michel Le Clerch, Christian Gerbaud, Isaac Marachili, Mathieu Camusat, Alain Fourre, Laurent Heusch, Philippe Alix, Eric Perchec, Loic Lavignasse, Jean-Pierre Merle, Erwann Toby et Philippe Biarnes ;

– campagnes de levés réalisées en 2011 pour l'Agence des Aires Marines Protégées (AAMP) par la Société TBM Hocer. Ce travail avait pour but l'inventaire des habitats marins des zones Natura 2000 « Sept-Îles - Côte de Ganit Rose » et « Trégor – Goëlo » (AAMP/TBM ; Hocer, 2012a, b). La mise à disposition par l'AAMP des rapports d'étude et des nombreuses données recueillies a permis de compléter la cartographie des zones rocheuses et la nature des sédiments superficiels, en particulier dans les zones côtières et au large. Ces données comprennent des profils d'imagerie de sonar latéral, des prélèvements de sédiments superficiels à la drague Rallier du Baty et à la benne Smith – Mc Intyre, et des stations de vidéo sous-marines. Ces travaux de reconnaissance ont été réalisés à bord de la vedette Neomysis de la Station Biologique de Roscoff ;

– dans le coin SE la carte, à l'Ouest de Trébeurden, les levés ont été repris des cartes détaillées établies à l'échelle du 1/20 000 dans le cadre de la cartographie de la Baie de Lannion (Augris et Simplet, 2011 ; Rolet *et al.*, 2011).

Des informations sur les limites de la couverture sédimentaire tertiaire ont été obtenues à partir de profils de sismique réflexion sparker réalisées au large des Sept-Îles durant la campagne GEOBREST 2013 conduite par l'IUEM Brest.

La synthèse des données en mer a également bénéficié de la mise à disposition de données de bathymétrie par le SHOM (modèles maillés issus des levés au sondeur multifaisceaux du chenal des Sept-Îles et du large) et pour la municipalité de Perros-Guirec (bathymétrie au sondeur monofaisceau réalisée dans la zone côtière de Trestignel à l'Ile Renote, par la Société Seamer).

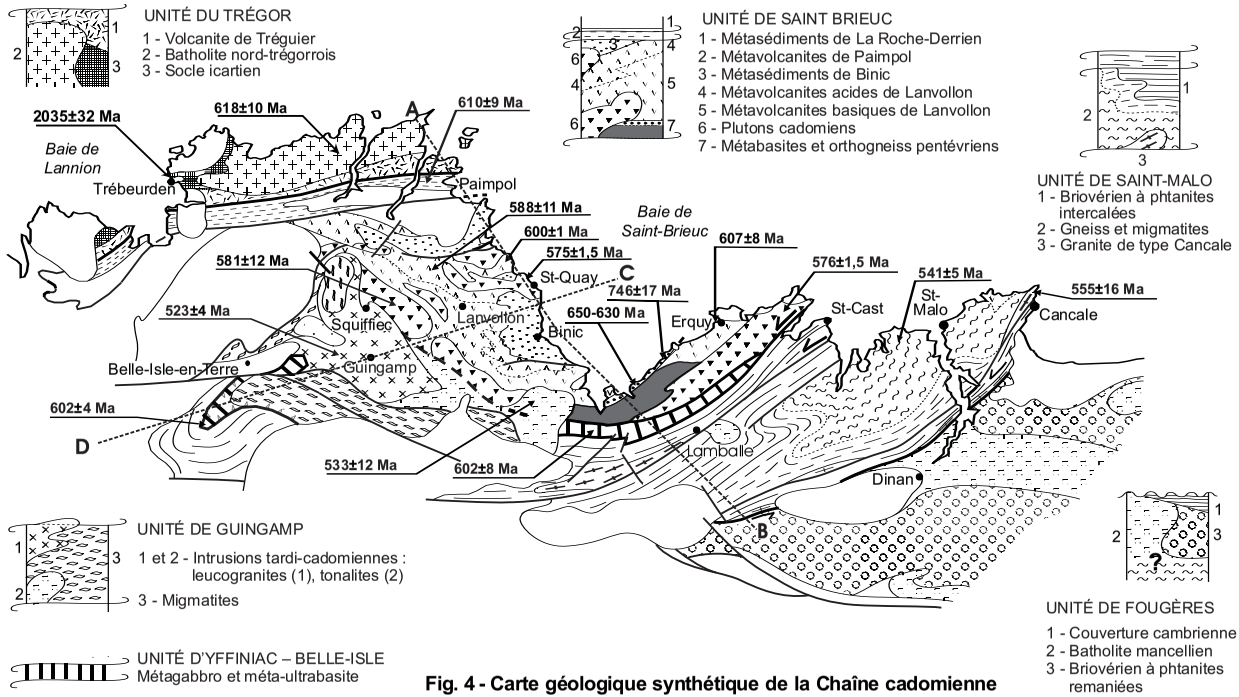


Fig. 4 - Carte géologique synthétique de la Chaîne cadomienne en Bretagne Nord (d'après Egal *et al.*, 2005)

GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX DE BRETAGNE NORD

La carte géologique de Perros-Guirec s'inscrit dans le domaine « cadomien » de Bretagne nord (fig. 1 et 4) principal segment conservé d'une chaîne panafricaine (néoprotérozoïque) sur le territoire français. Au-delà de la Bretagne, cet orogène se prolonge au sein des Iles anglo-normandes et se développe largement en Normandie, où l'âge précambrien des terrains a été vérifié par diverses datations entre 620 et 540 Ma (Chantraine *et al.*, 2001). Ces terrains cristallophylliens sont rapportés au « Briovérien » et leur cartographie précise menée dans le cadre du programme de cartographie géologique de la France au 1/50 000, comme de très nombreuses thèses et autres travaux scientifiques, permettent d'en avoir aujourd'hui une connaissance précise que reproduisent différentes synthèses régionales (*cf.* Chantraine *et al.*, 1988, 2001 ; Égal *et al.*, 1996 ; Brun *et al.*, 2001). De ces synthèses est issu le schéma structural adjoint à la présente carte, circonscrit à la région trégorroise.

Dans la région trégorroise, les terrains cadomiens sont représentés par un ensemble de formations métamorphiques et plutoniques dont les âges s'étendent sur près de 90 Ma (~ 615-525 Ma). Vers le Nord, elles recoupent et enclavent un ensemble gneissique d'âge paléoprotérozoïque : les gneiss icartiens. Vers l'Est, elles sont recouvertes en discordance par des formations détritiques et volcaniques d'âge Paléozoïque inférieur, et en mer, par des sédiments détritiques datés du Dévonien. Vers l'Ouest, elles sont recoupées par des plutons granitiques hercyniens. Au moins trois cycles orogéniques se trouvent ainsi inscrits dans le sous-sol nord-trégorrois : (1) éburnéen (paléoprotérozoïque), (2) panafricain (néoprotérozoïque) et (3) varisque (paléozoïque). Enfin, la morphologie actuelle de la région et sa géologie « de surface » sont très fortement marquées par la période Quaternaire, caractérisée par une succession de phases glaciaires et interglaciaires.

Paléoprotérozoïque - Les gneiss icartiens

L'existence de roches paléoprotérozoïques au sein des terrains cadomiens de Bretagne nord, Normandie (Pointe de La Hague) et des îles anglo-normandes a été initialement mise en évidence par C.-J.-D. Adams (1976) puis confirmée par J.-Y. Calvez et Ph. Vidal (1978). Dans l'Ouest du Trégor, ces gneiss anciens, dits « icartiens », forment une entité d'extension cartographique qui affleure de part et d'autres de la Baie de Lannion (schéma structural). Ils ont été datées à ~ 2 Ga par la méthode U/Pb sur zircon (Auvray *et al.*, 1980). Sur le flanc ouest de la baie, dans la région du Petit Trégor, ces gneiss semblent constituer le substrat sur lequel reposent des volcanites briovériennes (Chantraine *et al.*, 1985, 1986). Le long de la côte nord du Trégor, ils s'observent surtout en enclaves dispersées au sein des granitoïdes cadomiens (batholite nord-trégorrois, 615 +13/-7 Ma, *cf. infra*).

La structure gneissique de ces roches témoigne d'une histoire tectono-métamorphique pré-cadomienne, dont l'âge est donc inférieur à ~ 2 Ga et supérieur à 615 Ma. Leur fréquence dans la partie nord du domaine cadomien y argumente l'hypothèse de la présence d'un soubassement paléoprotérozoïque qui constituerait l'encaissant des granitoïdes néoprotérozoïques, et même localement (Petit Trégor), le substrat sur lequel les volcanites briovériennes se seraient épanchées. En revanche, ces gneiss ne sont connus que dans la partie nord du domaine cadomien, dans l'unité dite du Trégor (unité du Trégor, *cf.* schéma structural et *infra*), et rien ne permet de supposer qu'ils auraient pu constituer le soubassement des unités plus méridionales. Par ailleurs, les données isotopiques Nd-Sr excluent que ce substrat paléoprotérozoïque ait pu avoir un rôle significatif dans la genèse des granitoïdes nord-trégorrois (Guerrot, 1989).

Néoprotérozoïque - Le domaine cadomien

Dans la région trégorroise et sur le flanc ouest de la Baie de Saint-Brieuc, le Domaine cadomien peut être subdivisé en trois unités lithostructurales d'emprise géographique et âges bien distincts (Égal *et al.*, 1996) (fig. 4 et schéma structural) :

– l'unité du Trégor au Nord ;

– l'unité de Saint-Brieuc dans la partie centrale ;

– l'unité de Guingamp au Sud.

Ces unités sont séparées par des accidents de nature et d'âges différents :

– accident décrochant dextre de Trédrez – Beauport entre les unités de Saint-Brieuc et du Trégor. Cette faille limite vers le Nord la série paléozoïque du bassin de Plourivo comme le granite varisque de Plouaret (*cf. supra*), ce qui implique un âge post-cadomien pour son jeu (ou rejeu) le plus récent ;

– chevauchement de Plouagat au Sud, qui sépare l'unité mésozonale de Saint-Brieuc de l'unité migmatitique de Guingamp, et témoigne du régime compressif associé à la phase majeure de l'orogenèse cadomienne (Balé et Brun, 1983 ; Égal *et al.*, 1996).

Unité du Trégor

Datée entre ~ 615 et 610 Ma (schéma structural), cette unité est la plus ancienne des trois, mais néanmoins la moins métamorphique et la moins déformée ; le degré de métamorphisme dépasse rarement le faciès schistes verts et la déformation s'exprime par des plis droits auxquels se superpose une mylonitisation locale induite par des mouvements décrochants tardifs (Égal *et al.*, 1996). Par ailleurs, l'unité du Trégor est la seule dont on puisse affirmer qu'elle s'est édifiée sur un substratum icartien (*cf. supra*).

De la plus ancienne vers la plus récente, elle comprend trois entités principales :

1 - un ensemble volcano-plutonique essentiellement acide, ou complexe volcano-plutonique nord-trégorrois ;

2 - un ensemble volcanique acide puis basique ;

3 - un ensemble sédimentaire terrigène en position sommitale.

Complexe volcano-plutonique nord-trégorrois

Du Nord au Sud, le complexe volcano-plutonique nord-trégorrois associe un ensemble batholitique essentiellement granitique (Auvray, 1979 ; Graviou, 1984), un ensemble hypovolcanique microgranitique à microgranodioritique (Auvray *et al.*, 1976a-b) et une série volcanique acide essentiellement pyroclastique (tufs de Tréguier – Locquirec et ignimbrites de Lézardrieux) (Auvray *et al.*, 1976a-b). Le regroupement de ces trois ensembles en un même complexe a été proposé par D. Thiéblemont *et al.* (1996). Il repose essentiellement sur l'observation d'une transition progressive entre faciès, cette configuration témoignant du passage continu de l'étage plutonique à l'étage volcanique, au sein d'un même système magmatique.

Le batholite a été daté à 615 +13/-7 Ma (Graviou, 1984), âge confirmé par une nouvelle datation réalisée dans le cadre du levé de la présente carte (*cf.* annexe 3.3) et la série volcanique à 617 ± 13 Ma (BRGM, non publié). Dans l'ensemble du complexe, les roches ont des compositions majoritairement acides (SiO_2 > 63 %) et définissent une lignée calco-alcaline métalumineuse et modérément à fortement potassique (Auvray, 1979 ; Graviou, 1984 ; Égal *et al.*, 1996). Dans les granitoïdes (Guerrot, 1989), comme dans les volcanites (Dabard *et al.*, 1996), de faibles rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\varepsilon Nd_{(T)} \sim$ -8 à -6) témoignent d'une contribution significative (mais non exclusive) d'un constituant « ancien » (croûte continentale) dans la genèse des magmas, qui ne peut néanmoins correspondre aux gneiss icartiens (Guerrot, 1989). Notons que l'identité des compositions isotopiques (système Sm-Nd) entre plutonique et volcanique constitue un argument supplémentaire en faveur du rassemblement de l'ensemble du magmatisme nord-trégorrois dans un même complexe, tel que proposé par D. Thiéblemont *et al.* (1996) d'après des observations de terrain.

De par son caractère calco-alcalin, ce magmatisme est classiquement considéré comme le témoin d'une subduction océanique cadomienne (Auvray et Maillet, 1977 ; Auvray, 1979).

Volcanisme acide et basique

Le trait le plus caractéristique de cet ensemble est la présence d'un important épisode de volcanisme essentiellement basique dont les structures originelles sont souvent très bien conservées (coulées à pillow lavas, hyaloclastites, jaspes).

Une recristallisation en faciès prehnite - pumpellyite à schiste vert affecte néanmoins les roches, d'où l'appellation de « spilites de Paimpol » classiquement attribuée à la formation (Auvray *et al.*, 1976a-b).

Ce volcanisme a été daté à 610 ± 9 Ma (Égal *et al.*, 1995, 1996), cet âge ayant été obtenu sur des zircons extraits d'un tuf acide interstratifié dans les métabasaltes.

Initialement interprétées comme le « pôle » basique d'une série calco-alcaline regroupant l'ensemble du volcanisme trégorrois (Auvray et Maillet, 1977), les spilites de Paimpol sont désormais considérées comme une entité pétrologique clairement distincte des volcanites calco-alcalines du complexe volcano-plutoniques nord-trégorrois (Égal *et al.*, 1996). Leur affinité est « tholéiitique d'arc », ceci indiquant une relation génétique avec une subduction océanique (Cabanis *et al.*, 1987), et leur signature géochimique et isotopique ($\varepsilon Nd_{(T)} = +4,5$ à +5,9, Dabard *et al.*, 1996) témoigne d'une source mantellique nettement appauvrie, sans aucune trace de contamination par un constituant ancien issu de la croûte continentale (Égal *et al.*, 1996). Cette signature, totalement distincte de celle des tufs de Tréguier – Locquirec (*cf. supra*), contredit le regroupement des deux entités volcaniques dans une même « série », tel qu'initialement envisagé.

Relativement à l'ensemble calco-alcalin essentiellement acide qui les précède, les spilites de Paimpol attestent d'une évolution vers un environnement plus « océanique », probablement en relation avec une dynamique extensive.

Sédimentation terrigène

Cette sédimentation terrigène de type flyschoïde (Denis, 1988), connue sous l'appellation de série de La Roche-Derrien, fait logiquement suite aux tholéiites précédentes, témoignant d'une évolution de la région trégorroise en contexte clairement océanique. D'après les caractères pétrographiques et géochimiques des roches, E. Denis (1988) propose une mise en place en contexte de bassin dans un environnement d'arc insulaire, ce qui est cohérent avec l'affinité tholéiitique d'arc du volcanisme basique sous-jacent (spilites de Paimpol).

Unité de Saint-Brieuc

Datée entre ~ 600 Ma et 575 Ma, cette unité s'inscrit en continuité temporelle de la précédente, tout en témoignant d'un environnement géodynamique distinct. Par ailleurs, son métamorphisme et sa déformation sont nettement plus intenses ; les roches sont généralement recristallisées dans le faciès amphibolite, voire à la limite entre amphibolite et granulite, et une foliation syn-métamorphe y est quasi-systématique (Égal *et al.*, 1995).

Quatre entités principales y sont distinguées, dont les trois premières sont anté-tectoniques et la quatrième syn-tectonique :

1 - un ensemble métavolcanique basique et acide (formation de Lanvollon), montrant des intercalations métasédimentaires plus ou moins étendues, dont une entité sédimentaire très grossière à gros « boulders » de granitoïdes (poudingue de Cesson) ;

2 - un complexe plutonique basique à ultrabasique (formation de Squiffiec) ;

3 - un ensemble sédimentaire divisé en deux entités lithostratigraphiques : les formations de Binic et du Minard ;

4 - un cortège plutonique syntectonique regroupant des termes plus ou moins différenciés (diorites et tonalites) et dont le principal massif est la diorite de Saint-Quay-Portrieux.

Volcanisme basique et acide et substrat « éocadomien »

Ces roches métavolcaniques basiques et acides sont désormais transformées en amphibolites et leptynites. Elles définissent une série volcanique à tendance bimodale (formation de Lanvollon), c'est-à-dire lacunaire au niveau des termes intermédiaires (quasi-absence de roches andésitiques), dont la mise en place a été datée à 588 ± 11 Ma (Égal *et al.*, 1995).

Les métasédiments associés sont essentiellement des micaschistes (Égal *et al.*, 2005) et l'intensité de la déformation ne permet pas de préciser leur situation stratigraphique relativement à celles des volcanites. L'entité détritique grossière associée, bien que d'extension très locale, est particulièrement intéressante dans la mesure où elle contient des éléments détritiques remaniés très grossiers, témoignant d'un substrat antérieur à l'ensemble volcanique et sédimentaire. Des datations effectuées sur ces boulders de granitoïdes ont fourni des âges de l'ordre de 660 Ma (Guerrot, 1989), suggérant l'existence possible d'un substrat « éocadomien » sous l'unité de Saint-Brieuc. Ce substrat a été effectivement retrouvé en place sur le flanc oriental de la Baie de Saint-Brieuc, où des granitoïdes et gneiss ont fourni des âges s'étendant de 746 ± 17 Ma à 626 +4/-2 Ma (Égal *et al.*, 1996 ; Nagy *et al.*, 2002).

La composition chimique des métavolcanites les apparente aux séries tholéiitiques continentales (Cabanis *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996), ce qui a conduit à leur assigner un environnement de mise en place arrière-arc, selon un modèle situant la partie « arc » du système vers le Nord, c'est-à-dire dans l'unité du Trégor (Cabanis *et al.*, 1987 ; Chantraine *et al.*, 2001).

Ces tholéiites sont en tous cas bien distinctes des spilites de Paimpol, et leurs signatures géochimique et isotopique indiquent clairement un environnement extensif, mais un manteau moins nettement appauvri ($\varepsilon Nd_{(T)}$ = +2,4 à +3) que celui ayant produit les spilites de Paimpol ($\varepsilon Nd_{(T)}$ = +4,5 à +5,9) (Égal *et al.*, 1996). Notons enfin que ces données suggèrent un cogénétisme entre les termes basiques et acides de la formation de Lanvollon.

Complexe plutonique basique à ultrabasique

Ce complexe plutonique affleure sur la bordure sud-ouest de l'ensemble volcanique précédent, et vraisemblablement à la base de ce dernier. Il a été daté à 581 ± 12 Ma (Égal *et al.*, 1995), un âge quasi-identique à celui de l'ensemble volcanique. Comme ce dernier, il a été totalement métamorphisé et déformé lors de l'orogenèse cadomienne. Vers le Sud, il est en contact chevauchant sur les migmatites de l'unité de Guingamp.

Sédimentation terrigène

Les ensembles sédimentaires terrigènes affleurent en deux entités géographiquement distinctes, dont la plus septentrionale (formation du Minard) renferme des roches indistinguables des métasédiments du sommet de l'unité du Trégor (formation de la Roche-Derrien). Leur métamorphisme est généralement moins intense que celui affectant les roches magmatiques voisines, sauf au voisinage du pluton de Saint-Quay-Portrieux où l'apparition de paragneiss à paragenèses mésozonales est attribuée au métamorphisme de contact induit par l'intrusion (Égal *et al.*, 1995 ; Fabriès *et al.*, 1985).

Globalement, les métasédiments de l'unité de Saint-Brieuc sont considérés comme des ensembles flyschoïdes mis en place dans un environnement d'arc insulaire (Denis, 1988 ; Denis et Dabard, 1988). Leur position au sommet de la série volcano-sédimentaire situe leur mise en place après ~ 585 Ma, mais avant ~ 575 Ma, date de l'intrusion des plutons syntectoniques (*cf. infra*).

Intrusions syntectoniques

Cet ensemble lithostratigraphique est représenté par deux plutons : l'un dioritique à tonalitique (massif de Saint-Quay-Portrieux, Fabriès *et al.*, 1984) et l'autre tonalitique (massif de Plouha). Le caractère syntectonique du premier apparaît très clairement dans son contour cartographique dont le levé au 1/50 000 a révélé la cohérence avec les structures cadomiennes (Égal *et al.*, 1995).

Un âge imprécis à 584 ± 56 Ma avait été obtenu par la méthode Rb-Sr sur roche totale par Ph. Vidal (1976) qui pouvait induire quelque confusion sur le calage stratigraphique du pluton relativement à son encaissant. Plus récemment, un âge précis à 575 ± 2 Ma a été publié par E.-A. Nagy *et al.* (2002) qui apparaît parfaitement cohérent avec l'ensemble des données disponibles.

Au-delà de situer précisément la mise en place de ces plutons intermédiaires dans l'histoire cadomienne, l'âge à 575 Ma permet également de dater la phase orogénique majeure. Par ailleurs, cet âge s'accorde avec d'autres obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des minéraux de métamorphisme qui

indiquent que vers 565 Ma, le domaine cadomien de Bretagne nord était en cours de refroidissement (Dallmeyer *et al.*, 1991).

Unité de Guingamp

Cette unité est essentiellement constituée d'un complexe anatectique associant des migmatites et des granites, mais dans lequel subsistent des ensembles plutoniques basiques d'extension cartographique. Elle diffère de la précédente essentiellement par l'intensité du métamorphisme qui l'affecte, de degré catazonal et de relativement basse pression (Hébert et Ballèvre, 1993), mais également par l'âge de ce métamorphisme ; calé vers 540-530 Ma et par conséquent, de l'ordre de 30 à 40 Ma plus jeune que l'âge de ~ 575 Ma déterminé pour la phase orogénique majeure.

Dans le détail, l'unité de Guingamp renferme trois types d'entités principaux :

1 - des ensembles basiques à ultrabasiques cadomiens, dont les plus importants sont situés au Sud (complexes de Belle-Isle-en-Terre et Yffiniac) ;

2 - de vastes domaines anatectiques passant à des massifs de leucogranites ;

3 - des plutons tardifs, dioritiques à granitiques, d'extension modérée et bien circonscrits cartographiquement.

Complexes basiques à ultrabasiques

Ces complexes présentent une lithologie variée dont un élément caractéristique est la présence de roches ultrabasiques probablement issues de cumulats (Hébert, 1993). Leur âge cadomien (ou Briovérien) est indiqué par une datation à 602 +4/-1 Ma obtenue par J.-J. Peucat *et al.* (1981) sur le complexe de Belle-Isle-en-Terre, ultérieurement confirmée par des datations à 602 ± 8 Ma et 587 +1/-2 Ma obtenues par C. Guerrot (1989) sur le complexe d'Yffiniac. Ces âges sont comparables ou identiques à ceux des entités magmatiques mafiques de l'unité de Saint-Brieuc, suggérant l'attribution de l'ensemble à une même phase d'accrétion de magmas mantelliques au sein du domaine cadomien.

Domaines anatectiques et leucogranites

Les domaines anatectiques sont constitués de métasédiments briovériens remobilisés sous l'effet d'un métamorphisme thermique, auxquels sont associés des corps granitiques diffus (granites d'anatexie). L'âge vers 530-540 Ma de l'événement anatectique est établi par la démonstration d'un synchronisme entre le granite d'anatexie et le pluton dioritique tardif de Saint-Brieuc, bien daté à 533 ± 12 Ma (Hébert *et al.*, 1993) (*cf. infra*).

Vers l'Ouest, le domaine anatectique passe à un massif circonscrit de leucogranite (leucogranite de Plouisy) d'âge comparable (523 ± 4 Ma, Égal *et al.*, 1999), et dont la partie nord montre une structuration en dôme extensif à cœur de migmatites (Égal *et al.*, 1999).

Plutons tardifs

Outre la diorite de Saint-Brieuc évoquée précédemment, le groupe des plutons tardifs inclut un ensemble de granitoïdes bien circonscrits dont les âges se placent dans une gamme restreinte, de ~ 540 à 520 Ma (Andriamarofahatra et de La Boisse, 1988). Des plutons de même âge et également d'extension limitée se retrouvent par ailleurs dans l'unité nord-trégorroise : à l'Ouest du Trégor (massif de Beg-Ar-Fourn, 528 +4/-6 Ma, Guerrot et Peucat, 1990) et sans doute également dans sa partie est, bien que les âges publiés dans ce secteur, obtenus par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Auvray, 1979), puissent être sujet à caution. Notons également que le présent levé a permis de mettre en évidence un pluton de ce type (526 ± 3 Ma) dans l'archipel des Triagoz, au large des côtes nord-trégorroises (*cf. infra*).

Une caractéristique notable de ce plutonisme, dans l'unité de Guingamp, tient au caractère plutôt mafique de certains plutons. Il en est ainsi du massif de Saint-Brieuc évoqué précédemment, dont la composition dioritique témoigne de l'injection de magmas mantelliques juvéniles dans le cours de la compression cadomienne (Hallot, 1993).

Ceci conduit à envisager la succession de deux phases majeures dans la construction de l'orogène cadomien (Égal *et al.*, 1996) : (1) l'une vers 570 Ma et circonscrite à la partie nord de l'orogène (unités du Trégor et de Saint-Brieuc) et (2) l'autre vers 540 Ma, circonscrite à la partie sud de l'orogène (unité de Guingamp et vers l'Est, unité de Saint-Malo puis domaine « mancellien » de Normandie).

Paléozoïque inférieur – Bassins terrigènes diachrones

Le Paléozoïque inférieur est marqué par l'ouverture de bassins diachrones au sein du socle néoprotérozoïque.

À l'écart de la région de Perros-Guirec, dans le secteur de la baie de Saint-Brieuc, le bassin de Plourivo montre une série volcanique et sédimentaire déposée en discordance sur les terrains cadomiens de l'unité de Saint-Brieuc. Une datation (méthode Rb-Sr sur roche totale) a été réalisée sur les roches volcaniques qui indiquent un âge ordovicien (472 ± 5 Ma) (Auvray *et al.*, 1980), significativement plus jeune que celui (cambrien) de la base de la série paléozoïque surmontant le Briovérien de Normandie (Doré, 1972). Ce résultat suggère qu'au Cambrien, tandis que la mer envahissait la Normandie (et la Bretagne centrale), le domaine cadomien de Bretagne nord restait émergé.

La présence de sédiments paléozoïques discordants sur le socle cadomien se retrouve sur le territoire de la feuille de Perros-Guirec, représentés par un vaste ensemble de sédiments occupant la majeure partie de son domaine immergé (*cf.*

carte et schéma structural). Néanmoins, l'âge du dépôt est ici Dévonien (*cf. infra*), soit plus de 50 Ma plus récent que celui de la série du bassin de Plourivo.

Paléozoïque supérieur - Les granites varisques

Ces granites sont particulièrement abondants dans la partie occidentale de la zone considérée (schéma structural), où ils dessinent une sorte d'alignement Nord-Sud aboutissant au massif de Ploumanac'h sur le territoire de la feuille Perros-Guirec. Ces plutons sont datés entre ~ 330 et 300 Ma (Bambier *et al.*, 1984 ; Barrière, 1976, 1977) et sont classiquement interprétés comme une conséquence des mouvements compressifs induits par l'orogenèse varisque (granites « syn- à tardi-collisionnels »). Selon leur position géographique et chronologique au sein de l'orogène, ils montrent des caractères pétrologiques bien distincts dont rend compte une typologie en 3 « associations plutoniques » : calco-alcaline, peralumineuse et sub-alcaline (Stussi, 1989). Le massif de Ploumanac'h se rattache au dernier type, dont les traits essentiels sont : (1) le caractère non peralumineux des magmas acides ; (2) une forte contribution mantellique (importance des termes mafiques). S'ajoutant à la quasi-absence d'indice de compression varisque dans le Trégor, ces traits suggèrent que l'origine de ce magmatisme résiderait plutôt dans une intumescence mantellique que dans un surépaississement crustal, tel que classiquement invoqué pour les zones de collision continentale.

Synthèse

Une synthèse des descriptions précédentes situant le territoire de la feuille Perros-Guirec aux différents stades de l'évolution géologique du socle de Bretagne Nord est exposée dans la partie « Synthèse géodynamique régionale » de la présente notice.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PALÉOPROTÉROZOÏQUES (GNEISS ICARTIENS, ~ 2 Ga)

Il s'agit d'un ensemble métamorphique déjà reconnu par C. Barrois (1908) et dénommé Gneiss de Trébeurden à l'Ouest (feuille Lannion) et Gneiss de Port-Béni à l'Est (feuille Tréguier). Sur la côte, cette entité affleure relativement bien dans la région de Pors Rolland, à l'Est de Ploumanac'h, dans les îlots au Nord-Ouest de Port-Blanc et sur le flanc est de l'Anse de Gourmel. Dans les terres, de petits pointements de gneiss, déjà reconnus lors de la cartographie au 1/80 000 à l'Ouest de Louannec, ont pu être retrouvés, mais n'ont pas été figurés sur la carte du fait de leur importance réduite. Ces gneiss ont été observés au lieu-dit le Kernu et dans la région de Penvénan. Ils apparaissent fréquemment en panneaux de taille variable enclavés dans les granites. À Pors-Rolland, ils sont

recoupés par des apophyses du granite de Perros-Guirec, suggérant ainsi qu'ils auraient pu constituer l'encaissant des plutons cadomiens.

À noter que parmi les enclaves acides du granite de Perros-Guirec, se trouvent également des faciès métavolcaniques cadomiens. Ce point est traité plus bas, dans la section relative à la description du magmatisme cadomien.

Deux entités cartographiques ont été distinguées sur la présente feuille, dont une montre une grande diversité de faciès impossible à isoler cartographiquement. L'autre correspond à une évolution du faciès commun liée à la présence du granite de Ploumanac'h.

ζ. **Orthogneiss, amphibolites et leptynites associées, paragneiss et métavolcanites souvent migmatitiques**. Ces différents faciès, souvent associés les uns aux autres, et impossibles à cartographier séparément, ont été regroupés dans une même formation. Ils seront décrits successivement.

Orthogneiss. Largement décrits dans la notice de la feuille Lannion (Chantraine *et al.*, 1999b), les faciès orthogneissiques sont relativement rares sur la feuille Perros-Guirec. On peut les observer à Pors-Rolland, dans l'anse de Gourmel et à l'île des Levrettes. Il s'agit souvent de panneaux métriques à décamétriques enclavés dans la microgranodiorite de Pleubian qui à Pors Rolland (*cf. supra*), pourraient représenter l'encaissant métamorphique du batholite nord-trégorrois.

À l'affleurement, la roche est généralement massive et de faciès leucocrate à mésocrate. Macroscopiquement, plusieurs faciès sont distingués selon l'intensité de la déformation et les caractéristiques pétrographiques du protolithe :

– un faciès œillé à mégacristaux centimétriques de feldspath potassique rose, plus ou moins automorphes selon l'intensité de la déformation. L'orientation de ces feldspaths ainsi que la disposition en feuillets des micas noirs souligne une fabrique précoce, qui pourrait être magmatique ;

– un faciès rubané, généralement isogranulaire et à grain plus fin que le faciès œillé. Le rubanement est marqué par la disposition des biotites, ainsi que par celle des feldspaths et de quartz écrasés ;

– le faciès mylonitique marqué par une disposition selon deux plans d'orientation préférentielle des minéraux (plans C et S). Ce faciès est un équivalent déformé des deux faciès précédents. Ces mylonites sont affectées par une intense recristallisation du quartz des feldspaths et de la biotite. Parfois la recristallisation est telle que de gros néograins de feldspaths recristallisent pendant la déformation. À Pors-Rolland, ces faciès dits « blastomylonitiques » prennent une extension cartographique et ont donc été individualisés cartographiquement (entités des « Blastomylonites de Trébeurden », *cf. infra*).

L'étude microscopique met en évidence la présence d'au moins trois paragenèses successives au sein des orthogneiss :

– la première correspond à un assemblage de quartz et de feldspaths ; albite (An_0-An_{10}) et microcline. Ces feldspaths sont fréquemment séricitisés. La biotite primaire est rare, ce minéral étant souvent recristallisé ;

– une seconde phase, généralement marquée par le développement de bandes de cisaillement, s'accompagne de la néoformation de biotites (souvent recristallisées en chlorite) et par la cristallisation, dans les zones les plus abritées, de néoblastes de quartz et de plagioclases (albite à oligoclase). Ces recristallisations confèrent une texture granoblastique se superposant à la texture mylonitique ;

– enfin, une dernière paragenèse est caractérisée par l'apparition de biotites en baguettes, disposées selon une néoschistosité recoupant les structures antérieures. Cette paragenèse est attribuée au métamorphisme de contact induit par le granite de Ploumanac'h.

D'après les faciès observés sur le terrain, l'origine magmatique des orthogneiss semble assez évidente. Dans le cas des faciès œillés, il s'agit vraisemblablement d'anciens granites porphyroïdes. Les faciès rubanés pourraient être issus de granites équants. Comme le suggèrent J. Chantraine *et al.* (1999b) sur l'emprise de la feuille Lannion, l'hétérogénéité des orthogneiss icartiens serait principalement induite par des variations de l'intensité de la déformation cisaillante. Cette déformation remodèle une foliation orientée N20°E et supposée magmatique selon des couloirs cisaillants N-S à NW-SE à l'Ouest et E-W à l'Est.

Amphibolites et leptynites. Ces roches affleurent principalement dans l'anse de Gouermel, au lieu-dit Coz Castel et en enclaves dans les granites du Trégor. Les amphibolites peuvent apparaître sous forme de boules sombres de taille décimétrique isolées au sein des granites, néanmoins, elles sont souvent associées à des roches métamorphiques claires à grain fin (« leptynites »). Les deux faciès sont donc décrits ensemble.

Deux types d'association amphibolites - leptynites sont distingués :

– une occurrence rubanée, montrant l'alternance de lits quartzo-feldspathiques à grain moyen et de lits sombres plus finement grenus et très riches en amphibole. Ces roches relativement bien orientées se confondent souvent avec les gneiss à biotites ;

– un faciès plus massif, montrant des blocs d'amphibolites dispersés dans une matrice quarzto-feldspathique. Cette texture particulière est bien observable à Coz Castel et à Gouermel. Dans ces roches de grain souvent grossier, les orientations sont peu visibles.

L'étude microscopique des amphibolites révèle la présence de deux paragenèses successives liées à la déstabilisation du feldspath plagioclase :

– la première est caractérisée par la présence d'une amphibole de type hornblende verte à brune. La disposition des minéraux semble mimétique d'une ancienne texture réactionnelle, mais aucun minéral relique indubitablement magmatique (*ex.* pyroxène) n'a été observé. L'amphibole est souvent altérée en chlorite. L'autre minéral majeur est un feldspath plagioclase de type andésine (An_{30}-An_{50}), souvent altéré en séricite (damouritisation). On reconnaît aussi du quartz en petits minéraux interstitiels, de la biotite (chloritisée), du sphène et quelques minéraux opaques. La fabrique planaire est généralement marquée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens ;

– la seconde paragenèse se caractérise par la rétromorphose de l'andésine en oligoclase (An_{10}-An_{30}) (souvent damouritisé) et l'apparition de grands cristaux sub-automorphes de quartz.

Les faciès leptynitiques, très leucocrates, sont particulièrement riches en quartz et feldspaths (environ 95 % de la roche). Le quartz est généralement automorphe, le feldspath potassique (orthose) souvent maclé et le feldspath plagioclase est un oligoclase (~An_{30}). Les minéraux ferromagnésiens sont la hornblende et une chlorite secondaire. Ils sont rares, beaucoup plus petits que les minéraux blancs, et souvent regroupés en amas. On observe aussi de petites biotites précoces, en inclusions au sein des orthoses. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et des oxydes ou des sulfures.

Ces roches sont considérées comme d'anciens filons basiques (pour les amphibolites) et acides (pour les leptynites). Une partie au moins de leur histoire tectono-métamorphique serait anté-cadomienne. Leurs relations structurales et temporelles avec le faciès orthogneissique restent inconnues par manque d'affleurement favorable.

Paragneiss souvent migmatitiques. Sous cette dénomination sont regroupées des roches à faciès rubané observées en enclaves dans la partie orientale de la feuille ; notamment au lieu-dit Coz Castel, à l'Île des Levrettes ou encore, dans l'anse de Buguélès. Ces roches, généralement de teinte jaune à blanche, se caractérisent par l'alternance centimétrique de lits clairs et de lits sombres. Les premiers sont constitués d'un assemblage quartzo-feldspathique de type leucosome, coexistant avec des niveaux quasi-exclusivement à biotite et minéraux accessoires (zircon et oxydes) représentant le mélanosome. Cette texture atteste de la nature fréquemment migmatitique de ces faciès.

Ces roches sont affectées par des plis isoclinaux et ondulations, particulièrement bien représentées à l'Est de l'Île des Levrettes. La distinction entre ces roches migmatitiques et le faciès d'orthogneiss rubané est parfois difficile. Cependant, sous le microscope, le quartz migmatitique présente un

faciès proche du quartz granitique, alors que dans les orthogneiss, le quartz se présente en grains fins, écrasés ou recristallisés dynamiquement.

Les roches migmatitiques sont généralement des métasédiments (paragneiss issus d'anciens grauwackes et pélites), tel que décrit sur le territoire de la feuille Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a-b). Comme les Gneiss de Port-Béni, les faciès rubanés de la feuille Perros-Guirec (niveaux mélanocrates [restites] ou *pro-parte* gneiss gris [mésosomes]) peuvent contenir un grenat ferro-magnésien.

Métadolérites. Le faciès de métadolérites a été observé dans le secteur de Port-Blanc – Buguélès. Ces roches sont de teinte sombre, plus ou moins mates, et se présentent en enclaves au sein des leptynites icartiennes ou des granites cadomiens. Macroscopiquement, on y observe des sphérules rosâtres de plusieurs millimètres de diamètre dans une matrice verte à noire d'où se dégagent quelques petits cristaux noirs. Des fractures millimétriques à enduits d'oxydes et de sulfures sont visibles occasionnellement.

Au microscope, la mésostase présente une texture intersertale marquée par des lattes de plagioclases associées à des minéraux subautomorphes d'augite. Parfois cette texture devient ophitique à pœcilitique, notamment dans les zones sphérulitiques constituées d'un assemblage plagioclase - pyroxène. Dans ces sphérules se développe également un matériel tardif non identifiable d'aspect « floconneux ».

Des phénocristaux de pyroxène (de type augite) et de plagioclase de taille supérieure aux minéraux de la matrice et d'habitus automorphe s'individualisent au sein de la mésostase. Les minéraux accessoires sont le sphène et le rutile, ainsi que des oxydes, parfois en phénocristaux. Il s'y ajoute de la pyrite automorphe au sein de fractures secondaires et des petits quartz tardifs.

L'altération se traduit par une ouralitisation des pyroxènes et l'apparition de petites baguettes d'actinote. Les plagioclases sont fréquemment damouritisés et une chloritisation massive peut affecter la roche.

Mζ. **Blastomylonites de Trébeurden**. En bordure du massif de Ploumanac'h, dans le secteur de Pors-Rolland, les gneiss sont affectés par une déformation liée à la mise en place du pluton granitique. On y observe des plis affectant les plans de foliation antérieurs et associés à une remobilisation (plis « ptygmatiques »).

Un autre effet de l'intrusion est l'apparition d'une néoschistosité dans les gneiss icartiens. Celle-ci est soulignée par des micas noirs orientés N-S, parallèlement au contact entre le granite et l'encaissant gneissique.

NÉOPROTÉROZOÏQUE, UNITÉ DU TRÉGOR

Un domaine associant des termes plutoniques, sub-volcaniques et volcaniques acides a été initialement individualisé par C. Barrois (1898) au Nord du Trégor, repris dans les secondes éditions des feuilles Tréguier et Lannion au 1/80 000, ainsi que dans des travaux de synthèse plus récents (Égal *et al.*, 1996 ; Chantraine *et al.*, 2001). Il correspond à l'unité du Trégor de notre schéma structural et ses traits essentiels ont été décrits plus haut. Il est limité au Sud par l'accident ENE-WSW de Trédrez-Beauport, qui le sépare de l'unité de Saint-Brieuc.

Sur le territoire de la feuille Perros-Guirec, seul est représenté le complexe volcano-plutonique nord-trégorrois, l'ensemble volcano-sédimentaire de Paimpol - La Roche-Derrien se situant plus au Sud. Le complexe volcano-plutonique est essentiellement représenté à terre par son « étage » plutonique, le batholite du Trégor, les ensembles hypovolcaniques et volcaniques occupant une surface réduite dans le coin Sud-Est de la feuille.

Complexe volcano-plutonique nord-trégorrois, ~ 615 Ma

Batholite du Trégor, 615 +13/-7 Ma

Cet ensemble plutonique constitue l'essentiel de la carte Perros-Guirec. Il se prolonge largement vers l'Est sur le territoire de la feuille Tréguier et vers l'Ouest sur celui de la feuille Lannion, où il présente localement une texture cataclastique interprétée comme le résultat de la mise en place des plutons varisques (Chantraine *et al.*, 1999a-b).

La distinction de différents faciès, individualisés en formations géologiques, au sein du batholite, découle des travaux menés dans les années 70-80, principalement les thèses de B. Auvray (1979) et P. Graviou (1984), ainsi que les levés au 1/50 000 des feuilles Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a-b) et Lannion (Chantraine *et al.*, 1999a-b). Par souci de simplicité et pour faciliter les corrélations, nous avons cherché à conserver la nomenclature des auteurs précédents, néanmoins, comme nos observations divergent parfois des leurs, de nouveaux pétrotypes ont dû être définis. Pour simplifier la lecture, nous préciserons le lien avec les anciennes dénominations.

L'âge de 615 +13/-7 Ma attribué au batholite est issu d'une datation de P. Graviou (1984), obtenue par la méthode U/Pb sur zircon. Une datation U-Pb par laser-ICPMS-MC sur les zircons d'une granodiorite a été réalisée dans le cadre du présent travail. L'échantillon a été prélevé dans le secteur de Porz-Rolland, dans une zone riche en enclaves (roches basiques au point de prélèvement), à la limite orientale de la plus vaste zone d'affleurement de gneiss icartiens de la carte. L'âge obtenu est de 616 ± 17 Ma, interprété comme datant

la mise en place du pluton initial (Annexe 3.3). Il confirme que le granite de Perros-Guirec est bien la roche enclavant l'Icartien. Assez imprécis, cet âge est néanmoins tout à fait comparable à l'âge précédemment obtenu par P. Graviou (1984).

Granite de Perros-Guirec

Cette formation diffère du « Granite de Perros-Guirec », tel que défini par les auteurs des feuilles au 1/80 000. Effectivement, cette appellation regroupait l'ensemble du batholite du Trégor, sans y établir de distinction pétrographique à valeur cartographique. De même, l'appellation de monzogranite de Perros-Guirec adoptée sur la feuille Lannion au 1/50 000 inclut l'unité désignée granodiorite de Port-Blanc sur la présente feuille. Par ailleurs, nos observations suggèrent que, dans certains cas, le monzogranite de Perros-Guirec pourrait correspondre au granite de Port-Blanc, tel que défini sur la feuille Lannion où cette unité granitique est représentée comme une bande s'étendant de Trébeurden à Kermaria Sulard et incluant à l'Ouest un faciès cataclastique.

Sur le territoire de la feuille Perros-Guirec, le granite de Perros-Guirec est limité à l'Ouest par le massif de Ploumanac'h et s'étend à l'Est jusqu'à la vallée du Kerduel, où le contact avec la granodiorite de Port-Blanc est vraisemblablement repris par une faille tardive NE-SW.

Le granite de Perros-Guirec se présente généralement comme une roche leucocrate légèrement rosée à grain moyen et à quartz plurimillimétriques globuleux. Elle forme les falaises abruptes entre le sémaphore de Ploumanac'h et le port de Perros-Guirec. Au microscope, on distingue clairement les amas de quartz et les contours entre les grains sont lobés à granulaires. L'oligoclase et le feldspath potassique forment de grands cristaux sub-automorphes altérés en un assemblage de micas blancs. Les biotites sont souvent groupées en amas de plusieurs millimètres répartis de manière hétérogène, ce qui est interprété comme une paragenèse secondaire. Les minéraux accessoires sont le zircon, les minéraux titanifères et des oxydes.

Deux sous faciès du granite de Perros-Guirec ont pu être mis en évidence et cartographiés séparément :

– le monzogranite de Perros-Guirec ;

– le micromonzogranite de Perros-Guirec.

γ^3. **Monzogranite de Perros-Guirec**. Le monzogranite de Perros-Guirec est une roche à grain fin qui affleure à l'extrémité Nord-Ouest du massif, entre Porz Rolland et la plage de Trestraou. On y observe des quartz globuleux (3-5 mm) au sein d'une matrice quartzo-feldspathique à biotites très finement cristallisées (de l'ordre du millimètre).

Au microscope, la texture est microgrenue hétérogranulaire et l'on note localement des amas aux textures granophyriques caractérisées par des symplectites, à quartz-feldspath potassique secondaire, développées autour des feldspaths potassiques primaires (microcline). Le plagioclase et le quartz, à extinction ondulante, complètent cette paragenèse primaire. De petites biotites chloritisées, ainsi que du quartz et du feldspath plagioclase caractérisent la paragenèse secondaire.

Cette roche est interprétée comme un faciès de bordure du batholite du Trégor. Elle recoupe les gneiss icartiens dans le secteur de Porz-Rolland, observation qui témoigne du caractère intrusif des plutons cadomiens dans un substratum paléoprotérozoïque, c'est d'ailleurs un échantillon du Monzogranite de Perros-Guirec qui a fourni la datation à 616 ± 16 Ma mentionnée précédemment (*cf.* Annexe 3.3).

$f\gamma^3$. **Micromonzogranite de Perros-Guirec**. Le micromonzogranite de Perros-Guirec affleure au Nord de la ville, au niveau de Trestignel. Il s'agit d'une roche claire à grise, à grain fin à très fin. Au microscope, la texture apparaît microgrenue avec une hétérogénéité très marquée de la taille des grains : quartz, feldspath potassique automorphe et feldspaths plagioclase. La biotite, toujours secondaire, se présente en petites baguettes. L'altération se manifeste par une séricitisation assez intense des feldspaths.

L'intensité de la déformation au sein du massif est modérée. Au contact avec la granodiorite de Port-Blanc à gros grain, une fabrique magmatique, parallèle au contact se manifeste par une orientation préférentielle des feldspaths et de la biotite. Sur la bordure Ouest, une néoschistosité soulignée par une orientation de biotites néoformées peut être observée. Cette dernière est parallèle au contact avec le pluton de Ploumanac'h et correspond au métamorphisme de contact induit par l'intrusion varisque.

Différentes roches rattachées aux formations paléoprotérozoïques (Icartien) sont présentes en enclaves centimétriques à décamétriques à l'Ouest de la plage de Trestraou (*cf. supra*). On peut aussi rencontrer des enclaves de roches volcano-sédimentaires, probablement d'âge néoprotérozoïque. La plus importante se trouve au Nord de la plage de Trestignel, où l'on observe une roche faite de l'alternance de lits gris clair et de lits sombres. Le litage est souligné par des lits très fins d'origine vraisemblablement volcanique et des lits fins d'aspect plutôt sédimentaires.

Au microscope, la roche montre une texture microlitique, incluant des phénocristaux de feldspath plagioclase (andésine albitisée) au sein d'une matrice de même composition. De petites biotites transformées en micas blancs ainsi que des amphiboles sont présentes aux côtés d'une phase accessoire d'oxydes et de quartz.

Une métavolcanite (*sensu lato*) d'aspect plus « gneissique » (roche litée) a été échantillonnée dans le secteur de Ranolien, au niveau du sémaphore, dans une zone de granite à peu près homogène s'individualisant au sein des affleurements des gneiss icartiens de Porz-Rolland. Cette situation rendait délicate une affectation stratigraphique (paléoprotérozoïque [Icartien] ou néoprotérozoïque [Cadomien] ?), elle a donc motivé la réalisation d'une datation (Annexe 3.3) dont les résultats sont discutés ci-dessous.

Au microscope, la roche présente une texture microgrenue, localement granoblastique et le litage apparaît lié à l'alternance de niveaux plus ou moins riches en minéraux noirs : biotite et amphibole. Une possible première paragenèse est composée de quartz, feldspath potassique et plagioclase (andésine, An30 à 50), à laquelle s'ajoutent la biotite et l'amphibole orientées, clairement issues d'une recristallisation métamorphique. De rares muscovites sont également présentes. Quelques zircons constituent une phase accessoire. Des clastes résiduels de plagioclase pourraient suggérer une origine volcanosédimentaire plutôt que strictement volcanique. Le plagioclase néoformé est un oligoclase.

La datation a été effectuée par la méthode U-Pb par laser-ICPMS-MC sur les zircons de la métavolcanite. Les résultats en sont détaillés dans l'Annexe 3.3. Un âge néoprotérozoïque dominant à 611 ± 10 Ma a été obtenu qui est interprété comme datant la mise en place de la volcanite initiale. Un héritage vers 2.05-2.10 Ga est également calculé, qui traduit une contamination par des zircons icartiens. Le mécanisme de cette contamination pourrait être : soit (1) un mélange lors des processus éruptifs, soit (2) une contamination à l'état magmatique.

Cet âge est particulièrement intéressant dans la mesure où il confirme la quasi-contemporanéité entre volcanisme et plutonisme (les âges obtenus étant identiques aux incertitudes analytiques près) à ce stade de l'histoire cadomienne. Ceci corrobore le regroupement du magmatisme acide calco-alcalin trégorrois en un complexe unique (Thiéblemont *et al.*, 1996) : le Complexe volcano-plutonique nord-trégorrois précédemment défini. Dans cette interprétation, la disposition observée est considérée comme traduisant la remontée de « l'étage » plutonique dans sa couverture volcanique (pluton dit « résurgent ») (Thiéblemont *et al.*, 1996).

Granodiorite de Port-Blanc

La granodiorite de Port-Blanc correspond au granite de Port-Blanc, tel que décrit dans la notice de Lannion (Chantraine *et al.*, 1999b). Elle s'étend de la vallée du Kerduel à l'anse de Pélinec, vers Port-Blanc. Au Sud, sur le territoire de la feuille Lannion, elle est en contact avec les roches volcaniques briovériennes (tufs de Tréguier et Locquirec).

Elle affleure majoritairement le long des côtes, mais aussi dans les vallées encaissées, au sud de Louannec et de Trévou-Tréguignec. Deux faciès ont pu être distingués cartographiquement :

– un faciès dominant à gros grain ;

– un faciès subordonné à grain moyen.

$_{g}\gamma^{4}$. **Granodiorite de Port-Blanc à gros grain**. Ce faciès dominant du massif de Port-Blanc est un granitoïde gris à rose clair à texture grossière. Parfois la roche prend une teinte jaune, notamment sur les estrans. Macroscopiquement on reconnaît le feldspath plagioclase jaune à blanc crème, dominant sur le feldspath potassique oxydé. Le quartz a un habitus globuleux (4-7 mm), de même que la biotite (5-8 mm) qui est répartie de façon homogène dans la roche.

Au microscope, la texture est grenue, clairement hétérogranulaire, avec des quartz à extinction roulante, des oligoclases rétromorphosés en séricite et épidote, des microclines altérés et des biotites en tablettes automorphes, souvent chloritisées. L'amphibole brune à verte, de type hornblende, est rare, est souvent altérée en chlorite et épidote. La phase accessoire est dominée par le zircon et les oxydes de titane.

$_{m}\gamma^{4}$. **Granodiorite de Port-Blanc à grain moyen**. Ce faciès subordonné a été observé dans la région de Louannec. Il montre notamment un faciès à grain moyen, présent dans les parties sud et est du massif. On trouve également des roches plus leucocrates, également de grain moyen et assez pauvre en biotite, notamment dans la région de Nantouar et au sud de Louannec.

La granodiorite de Port-Blanc ne présente quasiment jamais de fabrique magmatique, mais parfois une foliation tectonique peut être observée le long de zones de cisaillement centimétriques. Cette granodiorite peut être riche en enclaves microgrenues, de composition minéralogique identique à leur encaissant, et qui sont interprétées comme le résultat de la dislocation de la bordure plus ou moins figée du pluton. La taille de ces enclaves varie d'un centimètre à plusieurs décimètres au niveau de Crec'h Aven. On trouve également des « schlierens » centimétriques de matériaux plus basiques, qui sont vraisemblablement issus d'enrichissements locaux du magma granodioritique en ferro-magnésiens.

$\mu\gamma^{4}$. **Microgranodiorite de Pleubian**. Cette formation, qui inclut deux faciès (microgranodiorite de Pleubian *stricto sensu* et granite de Ziliec), couvre l'essentiel de la partie est de la feuille. Décrite sous cette appellation par les auteurs précédents (Auvray, 1979 ; Graviou, 1984), la microgranodiorite de Pleubian se poursuit sur la feuille Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a), s'étendant jusqu'au sillon de Talbert. On peut l'observer sur la côte autour de Buguélès et

dans l'anse de Gouermel, mais aussi dans les terres, à l'Est de Penvénan en bordure du bassin tertiaire de Kermorvan.

La microgranodiorite de Pleubian *stricto sensu* est une roche grise et généralement claire. On y observe à l'œil nu des phénocristaux millimétriques à centimétriques d'amphibole noire et de feldspath blanc à vert, individualisés au sein d'une mésostase grise.

Au microscope, la texture porphyrique apparaît clairement. L'amphibole verte, maclée, se présente en prismes automorphes à sub-automorphes ; elle est partiellement reemplacée par la chlorite. La biotite, en baguettes ou en prismes pseudo-hexagonaux, est elle aussi chloritisée. Le feldspath plagioclase (andésine à oligoclase), en cristaux automorphes, est généralement très altéré, envahi de petites baguettes de mica blanc. De petits phénocristaux automorphes de clinopyroxène de type augite sont parfois visibles, mais sont le plus souvent transformés en épidote. Les phénocristaux constituent généralement la moitié de la roche.

La mésostase est constituée d'un assemblage microcristallin de quartz, feldspaths, amphiboles, biotites, épidotes secondaires et minéraux opaques ou accessoires (minéraux titanifères altérés).

La microgranodiorite de Pleubian évolue plus ou moins progressivement vers un faciès grenu visible sur les îles au large de Port-Blanc (îles du Milieu, Ziliec et Est Saint-Gildas). On y retrouve une texture grenue à microgrenue porphyrique avec des phénocristaux (3 mm à 1 cm) d'amphibole vert sombre, de biotite noire ou encore de feldspath plagioclase verdâtre au sein d'une matrice grise à blanche finement cristallisée.

Au microscope, le feldspath plagioclase, minéral le plus abondant, est le plus souvent séricitisé. Parfois, une couronne de feldspaths secondaires entoure le feldspath plagioclase primaire. Localement la texture peut devenir graphique, formée de l'interdigitation de quartz et de feldspath plagioclase. L'amphibole, une hornblende verte, est présente en prismes automorphes de taille très variable ; elle est fréquemment altérée en chlorite. Cette dernière remplace aussi la biotite. On retrouve également du quartz ; les accessoires sont le zircon, des oxydes et des minéraux titanifères.

Ces roches ne présentent pas de structures particulières. Par contre, elles contiennent très souvent des enclaves de taille variable de matériaux gneissiques supposés d'âge icartien. D'autres enclaves de roches grises à vertes à texture microcristalline, aux contours nets ou diffus, sont interprétées comme des bordures figées disloquées au sein du magma lors de l'intrusion.

Ensemble hypovolcanique

$\mu\gamma^3$. **Microgranite**. À terre, ce faciès occupe une surface très réduite, coincée entre les tufs de Tréguier – Locquirec au Sud et les granites du batholite du Trégor au Nord. Il représente le seul témoin de l'ensemble hypovolcanique qui marque la transition entre les termes plutoniques et volcaniques du complexe nord-trégorrois, et se développe largement vers l'Est, sur le territoire de la feuille Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a ; Thiéblemont *et al.*, 1996). Comme évoqué plus haut, cette roche correspond vraisemblablement à un faciès de toit du granite marquant le contact entre le pluton résurgent et la pile lavique qu'il intrude.

Les microgranites sont visibles au sud-ouest de Plouguiel (ancienne carrière de Coat Guénou). Ils se présentent comme une roche sombre très finement cristallisé, dans laquelle se dégage une texture porphyroïde avec des phénocristaux de feldspath et de ferromagnésiens (biotite et amphibole). Ils sont très altérés.

En mer, l'ensemble hypovolcanique est très développé, les levés sous-marin (*cf.* partie « Géologie sous-marine ») ayant permis d'en individualiser une bande d'épaisseur plurikilométrique quasiment parallèle à la côte et s'étendant depuis Perros-Guirec à l'Ouest, jusqu'à la limite est de la carte puis au-delà.

Cette bande est émergée au niveau de l'Île Tomé, ce qui a permis d'en réaliser un échantillonnage poussé. On retrouve sur cette île l'intense association de faciès microgrenus à subvolcaniques intermédiaires à acides qui caractérise l'ensemble hypovolcanique nord-trégorrois sur le territoire de la feuille Tréguier, vallées du Jaudy et du Trieux (Thiéblemont *et al.*, 1996). Sur la présente carte, ces faciès ont été représentés collectivement en microgranite $\mu\gamma^3$, mais seule une cartographie de très grande échelle permettrait de rendre compte de la complexité de leur agencement. Notons également que des gneiss que l'on peut supposer icartiens ont été reportés sur l'Île Tomé par C. Barrois (1909). Nos levés n'ont pas permis de les retrouver.

Une étude pétrographique des roches les plus caractéristiques a été effectuée. Elle confirme la prédominance de roches acides subvolcaniques (microgrenues), parfois à matrice quasi-vitreuse (sphérolitique), mais aussi de quelques termes franchement plutoniques (grenus). Il s'y ajoute des roches basiques qui correspondent aux filons post-cadomiens $_d\beta$ (dolérites) décrits plus loin. Très fréquemment, les roches différenciées montrent l'empreinte d'un métamorphisme thermique : biotites brunes néoformées regroupées en « nids » associant des petits cristaux s'éparpillant dans toutes les directions. Ceci est cohérent avec le fait qu'une fois épanchés ou injectés, les laves et filons superficiels ont été « réchauffés » par la masse plutonique résurgente.

Les faciès subvolcaniques répondent collectivement à l'appellation de granophyre, leur composition minéralogique les définissant comme des rhyolites, rhyodacites, dacites et latites selon l'abondance relative de quartz et feldspath potassique relativement aux plagioclases et minéraux ferromagnésiens. À ces roches acides s'ajoutent des roches intermédiaires de composition andésitique.

Les rhyodacites de faciès subvolcanique sont plus ou moins porphyriques et leur matrice présente une texture quasi-vitreuse à microgrenue, micrographique à microlitique ou sphérolitique. Une roche présente une texture rubanée, liée à la concentration préférentielle d'opaques, ceux-ci étant associés à des gros cristaux de feldspath.

Le minéral le plus commun est le plagioclase, en phénocristaux souvent automorphes et zonés, rendus souvent quasi-opaques par altération (saussuritisation). Le quartz et le feldspath potassique s'observent en association dans la matrice. Dans les roches sphérolitiques ils forment de fines gerbes issues de la dévitrification du verre originel, l'existence d'un tel verre témoignant d'un niveau de mise en place très superficiel. Aux feldspaths et quartz s'ajoutent des minéraux opaques abondants et des ferromagnésiens (amphibole et biotite) en petits cristaux plus ou moins automorphes. Les accessoires sont l'apatite, l'épidote, des phyllites, la pyrite et le zircon.

Les faciès franchement rhyolitiques se caractérisent par la présence de quartz, en phénocristaux de facture toujours « rhyolitique » (cristaux corrodés).

Une andésite d'occurrence filonienne (observation de terrain) présente une texture microgrenue porphyrique. Les constituants principaux sont le plagioclase (sériciti sé) et des fantômes de ferromagnésiens (amphibole ?) pseudomorphosés par de fins cristaux de biotite néoformée. La matrice est microlitique à microgrenue : des microlites trapus de plagioclase alternent avec des cristaux opaques et un peu de quartz. Une diorite quartzifère a également été échantillonnée. De composition probablement voisine de l'andésite précédente, elle montre une amphibole brune préservée. La matrice est peu abondante, faite d'un assemblage de quartz et feldspath : plagioclase et accessoirement feldspath potassique (identifié par coloration de la lame au cobaltinitrite de Na). Une granodiorite à rares plages de matrice microgrenue à quartz + feldspath potassique a également été étudiée.

Volcanisme briovérien

Tb. **Tufs de Tréguier – Locquirec**. Ces roches affleurent selon une bande orientée N70°E à l'extrémité sud-est de la feuille (vallée du Guindy). Elles ont été largement décrites sur les feuilles Tréguier et Lannion, où elles constituent une bande continue depuis le petit Trégor jusqu'à Paimpol. On les observe surtout dans le village du Guindy, où elles forment de petits escarpements

recouverts d'une épaisse couche de lœss. Sur le territoire de la feuille Lannion (Chantraine *et al.*, 1999a-b), ces affleurements se corrèlent au membre de Coatreven, unité pyroclastite de la formation de Locquirec.

Ces roches grises, finement schistosées, sont ponctuées de petits clastes blanchâtres flottant dans une matrice grise très finement structurée.

Au microscope, la texture schisteuse est très bien visible, même si parfois elle est discontinue et marquée par des amas ovoïdes sombres de quartz recristallisé, qui correspondent à des niveaux de composition particulière. On retrouve aussi la trace de petits filons déformés en plis ptygmatiques.

Le quartz est présent sous trois formes : (1) un quartz primaire subarrondi, rare voire totalement absent dans certains échantillons, (2) un quartz secondaire souvent petit et dont l'extinction roulante traduit une recristallisation sous contrainte. Ce type de quartz se trouve également dans les queues de cristallisation de certains fragments lithiques ou minéraux, (3) des quartz très tardifs, en grands cristaux à contours réguliers, montrant des angles à 120° témoignant d'une recristallisation statique. Le feldspath plagioclase (albite à oligoclase) est souvent déformé et altéré. L'orthose, parfois maclée Carlsbad, est fortement fracturée et séricitisée. Des clastes de feldspaths sont souvent de forme subarrondie à arrondie, du fait de la déformation. On observe aussi divers fragments lithiques, de composition quartzo-feldspathique et souvent très altérés. Tous ces éléments sont présents au sein d'une mésostase constituée de biotite brune altérée, de mica blanc recristallisé, de séricite et de chlorite. Des minéraux ferromagnésiens sont également signalés dans la littérature.

Malgré la déformation, la composition minéralogique comme la texture de ces roches témoignent de leur origine métavolcanique (métadacites à métarhyolites). Les textures observées (présence de clastes, litage) peuvent suggérer une nature ignimbritique, par ailleurs largement documentée sur le territoire de la feuille Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a ; Thiéblemont *et al.*, 1996).

Comme il a été dit précédemment, ces roches sont très structurées. On y observe une schistosité N70°E pendant fortement vers le SSE et portant une linéation E-W. La forme sigmoïde des feldspaths ainsi que la géométrie asymétrique des queues de recristallisation suggèrent une cinématique transpressive le long d'un accident ductile. Cet accident dit de Locquémeau-Lézardrieux n'affleure pas sur la feuille, mais est largement décrit sur les feuilles Lannion, Pontrieux – Étables-sur-Mer et Tréguier. Une reprise fragile en dextre est marquée par le décalage de certaines veinules.

Plutons isolés

Sur le territoire de la présente feuille, le groupe des « Plutons isolés » ne présente que deux formations : les granites de Porz-Scarff et Buguélès. L'appellation de plutons isolés reprend une terminologie utilisée par B. Auvray (1979) pour désigner des massifs de taille réduite (granites de Porz-Scarff et du Paon), géographiquement associés aux granitoïdes cadomiens mais intrusifs dans ces derniers, et dont la géochronologie (méthode Rb-Sr sur roche totale) a indiqué l'âge cambrien (~ 540 Ma). Nous verrons que cet âge doit être considéré avec circonspection : nos propres observations suggérant qu'une partie des faciès rapportés au granite de Porz-Scarff, et pour lesquels nous avons conservé l'appellation initiale, pourraient être comagmatiques des granitoïdes cadomiens.

γ^1. **Granite de Porz-Scarff**. L'appellation de granite de Porz-Scarff utilisée dans la présente notice ne recouvre pas strictement celle employée sur le territoire de la feuille Tréguier par B. Auvray *et al.* (1976a-b). Notre cartographie, peut-être un peu plus précise, nous amène à ne considérer comme Granite de Porz-Scarff qu'une partie de la formation délimitée par B. Auvray *et al.* (1976a), en l'occurrence ses parties sud et nord, sa partie centrale étant attribuée au granite de Buguélès, entité intrusive dans la précédente.

Le granite de Porz-Scarff peut être observé dans le village de Buguélès, à l'Est de l'île Ozac et entre Porz-Scarff et Houenez.

Il s'agit d'une roche de teinte rose à jaune, leucocrate, dont la caractéristique principale est la présence de prismes rectangulaires millimétriques de feldspaths blancs à roses. La texture est grenue à grain fin.

Au microscope, la roche apparaît presque équante. Le minéral dominant est le feldspath plagioclase (albite selon B. Auvray, 1979), en cristaux automorphes souvent damouritisés. On trouve également des orthoses très fracturées, dont les fractures sont marquées par un alignement de petites bulles. Le quartz xénomorphe se caractérise par une extinction roulante. Selon B. Auvray (1979), plagioclase, quartz et orthose représentent respectivement ~ 37 %, 30 % et 26 % du total, les autres minéraux constituant de l'ordre de 5 %. Parmi eux, la biotite est le plus abondant. Elle se présente en petites lamelles souvent chloritisées. La hornblende verte (~ 0,5 % selon B. Auvray, 1979), riche en inclusions diverses de quartz et d'oxydes, se présente en prismes automorphes. Biotite et amphibole sont souvent groupées en amas. De rares augites automorphes ouralitisés ont été rencontrées ; elles ne sont pas mentionnées par B. Auvray (1979). L'allanite maclée est secondaire et souvent associée à la biotite, au quartz et aux micas blancs. On rencontre aussi de petits zircons automorphes dans les biotites, ainsi que divers oxydes de fer et de titane (isolés ou associés aux micas). L'apatite et le sphène ont également été observés.

Le granite de Porz-Scarff ne présente généralement pas de structuration, sauf dans le village de Buguélès, où une fabrique magmatique N15°E verticale a pu être observée au contact de la microgranodiorite de Pleubian. Vers Houenez, une orientation préférentielle d'une biotite vraisemblablement néoformée est fréquente. Cette dernière pourrait être liée au métamorphisme de contact induit par l'intrusion du granite de Buguélès (*cf. infra*).

De nombreuses enclaves microgrenues s'observent dans le granite de Porz-Scarff.

Considérant la définition que nous donnons désormais du granite de Porz-Scarff, différente de l'acception admise jusqu'à présent (Auvray *et al.*, 1976b ; Auvray, 1979), il nous semble important de reconsidérer la question de la position stratigraphique de cette entité.

Pétrographiquement, cette roche est très proche de la granodiorite de Louannec ; elle n'en diffère que par la taille du grain et la forme de certains minéraux. Ces deux roches ne sont jamais en contact, mais il serait envisageable que le granite de Porz-Scarff soit un faciès de bordure de la granodiorite. Par ailleurs, les contacts entre le granite de Porz-Scarff et la microgranodiorite de Pleubian sont généralement tranchés, les deux faciès s'enclavant réciproquement. On pourrait ainsi considérer ces deux entités comme comagmatiques. Enfin, le granite de Porz-Scarff présente également des analogies pétrographiques avec le microgranite de Launay (feuille Tréguier, Auvray *et al.*, 1976a, b), intrusif dans la microgranodiorite de Pleubian.

Le contact avec le granite de Buguélès est, quant à lui, généralement très diffus, la zone de contact s'étendant sur une dizaine de mètres. Là encore, les observations de terrain pourraient suggérer le comagmatisme de ces deux entités. De plus la disposition du granite de Porz-Scarff en couronne autour de Buguélès suggère plusieurs hypothèses : encaissement du second dans le premier ? Pluton unique dont le granite de Porz-Scarff constituerait la bordure ? Intrusion composite tel qu'observé dans le complexe de Ploumanac'h (*cf. infra*) ?

Faute de données géochronologiques précises, nous avons adopté l'appellation de « plutons isolés » pour les granites de Porz-Scarff et Buguélès, sans retenir l'hypothèse d'une mise en place cambrienne qui placerait la mise en place de ces massifs lors d'un épisode magmatique totalement distinct du plutonisme cadomien.

γ^{1}_{B}. **Granite de Buguélès**. Ce granite affleure en trois petits massifs (environ 1 km de diamètre), intrusifs dans les granodiorites, et bien visibles dans la partie orientale de la feuille : à l'Ouest de l'île Saint-Gildas et sur l'île Balanec. Ce granite correspond *pro parte* au granite de Porz-Scarff, tel que défini sur le

territoire de la feuille Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a-b, Auvray, 1979). Le granite de Buguélès est bien représenté sur son site éponyme où il forme des escarpements rocheux d'une vingtaine de mètres, qui contrastent nettement avec la morphologie classique des estrans.

Il s'agit d'une roche de teinte rose à grain moyen à grossier. On y observe un feldspath potassique, de couleur rose, majoritaire par rapport au feldspath plagioclase, de teinte blanche à verdâtre, et au quartz globuleux, de teinte grise et translucide. De petits amas de baguettes de minéraux ferro-magnésiens vert sombre sont aussi visibles.

Au microscope, on observe une texture polygonale équante. L'orthose maclée Carlsbad, parfois perthitique, est souvent altérée en micas blancs. Le feldspath plagioclase est quant à lui peu altéré. Le quartz est très fracturé et comme dans le granite de Porz-Scarff, les fractures y sont jalonnées de nombreuses petites bulles. La biotite, sub-automorphe, est riche en inclusions de zircon et le plus souvent chloritisée. Parfois, une amphibole verte de type hornblende a été observée. Les accessoires sont les oxydes et le sphène.

Aucune structure particulière n'est visible. Par contre le granite est souvent accompagné d'un cortège filonien d'aplites roses, visible notamment à la chapelle de Buguélès. Ces filons intrusifs dans le granite de Porz-Scarff, sont très pauvres en biotite. Une autre caractéristique de ce faciès est la présence de nombreuses miaroles à remplissage tardif de quartz. Elles témoignent du dégazage du magma lors de son ascension puis lors de sa cristallisation.

Granodiorites syntectoniques, ~ 575 Ma

γ^4. **Granodiorite des Sept-Îles, 573 ± 3 Ma et 575 ± 8 Ma**. La granodiorite des Sept-Îles a été reconnue sur l'ensemble des îles constituant l'archipel éponyme, au centre du domaine marin de la carte, ainsi que sur la plupart de celles composant l'archipel des Triagoz, à l'Ouest de la feuille. De nombreux échantillons en ont été prélevés qui ont fait l'objet d'une cinquantaine d'études pétrographiques en lame mince et de trois datations géochronologiques.

Le faciès le plus représentatifs correspond à une granodiorite de grain moyen, bien exposé sur l'Île Bono et l'Île aux Moines, et dont le trait le plus caractéristique est la présence fréquente de clinopyroxène.

Sous le microscope, cette roche présente une paragenèse dominante à plagioclase, feldspath potassique et quartz, auxquels s'ajoutent des ferro-magnésiens : clinopyroxène, amphibole et biotite. Les accessoires sont des oxydes, de l'apatite, du zircon et/ou allanite et/ou monazite. Le plagioclase se

présente en cristaux plurimillimétriques automorphes, parfois zonés, et piquetés de produits d'altération tels que la séricite, l'épidote (saussurite) ou la prehnite. Le feldspath potassique et le quartz forment des cristaux xénomorphes. Le feldspath potassique, souvent limpide, et toujours moins abondant que le plagioclase. Il est plus ou moins perthitique et peut inclure des petits cristaux de plagioclase et amphibole. Le quartz s'observe toujours en position interstitielle. Il est parfois peu abondant, suggérant une composition monzonitique. Les ferro-magnésiens sont plus ou moins automorphes, et parfois franchement xénomorphes dans le cas de la biotite. Le clinopyroxène se présente parfois en grains isolés, mais le plus fréquemment comme un minéral relique inclus au sein de l'amphibole. Cette dernière est une hornblende verte, en partie issue de la recristallisation du pyroxène. La biotite est très souvent altérée, chloritisée et/ou épidotisée, mais parfaitement fraîche dans certains échantillons. Il s'agit alors d'une espèce brun-rouge, probablement riche en titane.

Outre le faciès caractéristique de granodiorite à clinopyroxène, des granites ont été échantillonnés, dont un grand nombre montre une déformation d'intensité très variable : depuis des roches cataclastiques, jusqu'à des protomylonites et des mylonites. Des diorites quartzifères ont également été observées, ainsi que roches basiques à grain fin correspondant à des dykes : dolérite, microdiorites à amphibole et une microsyénite d'origine incertaine (roche initialement potassique ou potassifiée du fait d'un hydrothermalisme ?).

Des datations par la méthode U/Pb ont été effectuées sur trois échantillons de granodiorite provenant de secteurs éloignés : deux aux extrémités respectivement NE et SW de l'archipel des Sept-Îles, et un au sein des Triagoz. Les rapports d'analyse correspondants sont reportés en Annexe. Des âges tout à fait cohérents ont été obtenus ; de 575 ± 8 Ma à 567 ± 7 Ma dans l'archipel des Sept-Îles, à 573 ± 3 Ma dans les Triagoz.

Un vaste ensemble plutonique de nature granodioritique à granitique peut ainsi être individualisé au sein du domaine marin de la carte, pointant au sein des formations détritiques dévoniennes (*cf. infra*).

L'âge de 575 Ma situe la mise en place de cet ensemble durant la phase majeure de l'orogenèse cadomienne. À terre, sur le flanc occidental de la Baie de Saint-Brieuc, un tel magmatisme syntectonique est représenté par l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux, intrusive dans les séries volcaniques basiques à bimodales briovériennes (formation de Lanvollon datée vers 585 Ma, Égal *et al.*, 1995). Néanmoins, ce pluton nettement déformé et largement recristallisé dans sa partie occidentale, est de nature gabbroïque à dioritique (Fabriès *et al.*, 1984) et par conséquent moins différencié que les intrusions de la présente feuille. Une affinité calco-alcaline est attribuée à l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux qui permet d'envisager une évolution vers des faciès intermédiaires à acides dont pourraient témoigner les granitoïdes des Sept-Îles et des Triagoz. La présence de

clinopyroxène dans les granodiorites semble assez cohérente avec une telle hypothèse dans la mesure où elle témoigne d'un caractère relativement peu hydraté des magmas.

PALÉOZOÏQUE, CAMBRIEN

Granites syn- à tardi-tectoniques, ~ 540 Ma

$c\gamma^4$. **Granite cataclasé des Triagoz**. Ce granite a été observé dans la partie sud de l'archipel des Triagoz, sur l'îlot principal portant le phare, où il a pu être échantillonné puis daté. À l'observation sur le terrain sa teinte claire le distinguait des granitoïdes situés plus au Nord qu'une datation (573 ± 3 Ma) a permis de rattacher à l'ensemble des granodiorites syntectoniques.

Quatre échantillons du granite cataclasé ont été étudiés au microscope, dont les textures et compositions minéralogiques se sont révélées très voisines. Tous ces échantillons montrent une déformation, généralement de type cataclastique, avec fracturation des cristaux accompagnée d'une recristallisation locale. Les minéraux principaux confirment la nature granitique. Le plagioclase (oligoclase) se présente en cristaux millimétriques tabulaires et en petits individus inclus dans les feldspaths potassiques. Ceux-ci, parfois plus abondants que le plagioclase, sont des microclines xénomorphes, plus ou moins arrondis et à microperthites. Le quartz montre une extinction onduleuse et peut être étiré en rubans. La biotite brune est subordonnée, souvent recristallisée en amas de petits cristaux et parfois recoupée par de la muscovite. Les accessoires sont l'apatite, en cristaux aciculaires ou trapus, parfois brisés, le zircon, l'épidote ferrifère, les oxydes et l'allanite. La séricite est fréquente dans des microfractures.

Un échantillon présente une texture protomylonitique traduisant une déformation plus intense. Les cristaux magmatiques initiaux se présentent en porphyroclastes baignant dans un fond hétérogène, plus ou moins granulé et orienté, localement cisaillé. Une foliation se dessine, marquée par l'orientation de multiples lamelles phylliteuses ténues (néobiotite et séricite). Les grands cristaux de feldspath potassique magmatiques sont fracturés, cisaillés et injectés de quartz. Le quartz initial est également très déformé et plus ou moins recristallisé. Par contre, la biotite primaire est juste reployée, parfois associée à des cristaux d'épidote ferrifère, et le plagioclase subsiste en cristaux automorphes. Les accessoires sont les opaques, l'apatite, le sphène et quelques zircons.

Un échantillon de granite cataclasé a fait l'objet d'une datation par la méthode U-Pb sur zircon par couplage laser-ICPMS-MC. Les résultats et interprétations sont décrits en détail dans l'Annexe 3.1. Les zircons sont souvent fracturés, trapus et de petite taille. Ils ont fournis un âge à 526 ± 3 Ma interprété comme celui de la mise en place du granite initial. Deux zircons hérités ont été datés à

577 ± 19 Ma et 683 ± 13 Ma, et un troisième grain a donné un âge discordant vers 1.9-2.0 Ga, très peu précis en raison de sa discordance et de la faible teneur en U (17 ppm).

La datation à 526 ± 3 Ma confirme la distinction cartographique établie d'après les observations de terrain. Le granite cataclasé constitue une entité distincte des granites syntectoniques : à la fois plus récente, plus acide et déformée dans des conditions différentes. Les âges d'héritage se rattachent à différentes périodes bien caractérisées du domaine trégorrois : Icartien (~ 2 Ga), Éocadomien (683 Ma) et Cadomien (577 Ma). L'âge de mise en place se situe quant à lui dans la période tardi-cadomienne, très largement représentée au Sud (migmatites et granites de l'Unité de Guingamp), mais dont le Trégor n'abrite que quelques plutons isolés (*cf.* chapitre « Grands ensembles lithostratigraphiques de Bretagne nord »).

FILONS POST-CADOMIENS

Les terrains cristallins de la feuille Perros-Guirec sont recoupés par de très nombreux filons, de lithologie et d'âge différents. Ces filons sont surtout visibles sur les côtes, mais parfois, du fait de leur relative dureté, ils peuvent être observés dans les terres sous forme de pierres dispersées dans les labours (cas fréquent pour les dolérites).

Selon l'âge des formations encaissantes il est possible de reconnaître deux générations principales : (1) des filons post-cadomiens (et probablement anté-varisques), qui recoupent les granitoïdes néoprotérozoïques et comportent un type acide (microgranites) et un type basique (dolérites). Les seconds affleurent largement sur le territoire de la feuille Tréguier (Auvray *et al.*, 1976a), où ils s'organisent en un réseau de dykes de puissance plurimétrique et d'orientation moyenne E-W recoupant les granitoïdes nord-trégorrois, (2) des filons varisques recoupant localement le massif hercynien de Ploumanac'h. Cette famille est décrite plus loin, à la suite de la section traitant du complexe de Ploumanac'h.

$\mu\gamma^1$. **Microgranites**. Ces microgranites forment de nombreux filons recoupant les granitoïdes cadomiens, bien visibles le long de la côte entre Perros-Guirec et la limite Est de la carte. Ils sont localement recoupés par des dolérites décrites à la suite. Sur le territoire de la feuille Tréguier, B. Auvray *et al.* (1976a-b) leur attribuent un âge « fini-cadomien » (~ 550 Ma), suggérant une corrélation possible avec les intrusions datées cambriennes (méthode Rb-Sr sur roche totale) de type Porz-Scarff. Deux grands types de microgranites post-cadomiens peuvent être distingués :

– les microgranites post-cadomiens s'observent particulièrement bien à Buguélès, sur la plage du Royo et à l'Île Broc. Ces filons, de puissance métrique et de teinte rose à blanche, montrent un pendage très variable, vertical à

subhorizontal. Elles se présentent également en masses subarrondies (plage du Royo). Leur composition est variable ; depuis des roches essentiellement quartzo-feldspathiques jusqu'à des termes riches en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole), parfois à muscovite. La texture est elle aussi très variable ; depuis des faciès à grain fin (aplites), jusqu'à des faciès à mégacristaux de feldspath, formant des poches de type pegmatitique (Île Broc) ;

– des microgranites présentant des teintes verdâtres sont visibles sur les estrans entre Louannec et Port-Blanc, notamment à Port Le Goff et Port-Lépine. Il s'agit de filons d'épaisseur décimétrique à métrique, régulièrement orientés NE-SW à ENE-WSW et montrant une zonalité fréquente depuis un cœur microgrenu vers une bordure quasi aphyrique. Ces microgranites présentent régulièrement une texture prophyrique soulignée par des phénocristaux de feldspaths plagioclases et d'amphiboles. Ces roches montrent une altération importante marquée par une paragénèse secondaire à chlorite, épidote, actinote, quartz et albite secondaire.

$_{d}\beta$. **Dolérites**. Ces roches noires, décrites par C. Barrois (1908) sous le terme de « diabases ophitiques », forment un réseau filonien souvent très dense au sein des granites néoprotérozoïques. Ces filons recoupent parfois les microgranites précédents, ce qui justifie que leur soit attribué ici un âge post-cadomien. B. Auvray (1979) en distingue deux générations sur la base de datations K/Ar sur roche totale : l'une vers 440 Ma et l'autre vers 350 Ma. L'auteur note toutefois que rien ne permet de distinguer les deux générations sur le terrain. Un âge vers 350 Ma permettrait d'envisager une corrélation avec le complexe plutonique dévono-dinantien du Petit Trégor, bien représenté sur le territoire de la feuille Plestin-les-Grèves (Chantraine *et al.*, 1985 ; 1986).

La représentation adoptée sur la présente carte tient compte des éditions antérieures à 1/80 000, sans pour autant les calquer. Notre cartographie signale soit les filons vus sur le terrain, soit les boules de dolérites observées en pierres volantes, soit des alignements topographiques qui prolongent alors un filon identifié ou déjà présent sur les anciennes cartes. Par contre, dans les zones où aucun indice ne laisse supposer la présence d'un tel filon, les linéaires du 1/80 000 n'ont pas été repris.

Les dolérites s'observent sur de nombreux affleurements le long de la côte, mais également en pierres volantes, sous forme de blocs pluri-décimétriques arrondis dispersés dans les champs. Elles ont une texture isotrope et un grain fin et sont généralement peu altérées, massives et très dures. Les filons sont subverticaux et de puissance plurimétrique. Un débit en pelures d'oignon s'observe fréquemment.

À l'œil nu, on peut observer des baguettes blanches et des petits cristaux noirs au sein d'une matrice sombre très réduite. La texture doléritique, parfois

ophitique, est souvent discernable. La pyrite est assez fréquente, donnant des reflets jaune doré.

Au microscope, la roche montre une charpente de lattes de plagioclase de composition très variable (depuis l'albite jusqu'au labrador) jointives et enchevêtrées dans un fond de clinopyroxène (type augite). Les minéraux opaques, très fréquents, sont des sulfures et des oxydes de fer et de titane plus ou moins altérés (pyrite, hématite, magnétite et leucoxène). Ces roches sont très souvent ouralitisées, avec développement d'un ensemble de phases secondaires (actinote, épidote et chlorite) aux dépens du clinopyroxène. Parfois le grain devient plus fin et la roche montre une texture ophitique caractérisée par le développement de grandes plages de clinopyroxènes pœcilitiques plus ou moins recristallisées englobant des lattes de labrador. Le quartz, la biotite, le sphène et la calcite constituent des phases accessoires.

Ces filons sont généralement orientés N80°E et recoupent les microgranites. Néanmoins, au contact du massif de Ploumanac'h, cette orientation devient N45°E et les dolérites sont souvent amphibolitisées, avec le remplacement des clinopyroxènes par de l'amphibole verte. À l'échelle régionale, les données aéromagnétiques confirment une orientation générale subméridienne (NNE-SSW) (Lefort et Aïfa, 1996 : Aïfa et Lefort, 2001).

PALÉOZOÏQUE, CARBONIFÈRE, COMPLEXE DE PLOUMANAC'H (~ 295 Ma)

Situé dans la partie ouest de la feuille et donnant sur la baie de Lannion, le complexe intrusif de Ploumanac'h constitue la majeure partie de la Côte de Granit Rose. Ce pluton centré, déjà reconnu par C. Barrois, a été cartographié et étudié en détail par M. Barrière dans les années 1970. Il y a reconnu trois intrusions successives emboîtées les unes dans les autres, dont il a réalisé une cartographie précise (Barrière, 1976, 1977). Une datation par la méthode Rb-Sr sur roche totale a donné un âge de mise en place du complexe à 302 ± 15 Ma (Albarède *et al.*, 1980). Une nouvelle, effectuée par la méthode U/Pb sur zircon dans le cadre du présent levé, a donné un âge plus précis mais cohérent avec le précédent : à 295 ± 3 Ma (Annexe 3.3).

Dans le cadre de cette carte, aucune nouvelle étude n'a été réalisée. Les contours des intrusions et la description de la structure du complexe sont tirés des travaux de M. Barrière (1976, 1977).

Granites à gros grains et roches basiques et hybrides associées (Groupe 1)

Cette première intrusion, appelée aussi granite externe, constitue l'enveloppe du massif. On y retrouve des roches de lithologies variées en contact direct avec l'encaissant protérozoïque : gneiss icartiens et granite de Perros-Guirec.

θ. **Roches basiques, intermédiaires et hybrides**. Ces roches affleurent principalement dans l'anse de Sainte-Anne entre Trégastel et Trégastel-Plage. Si en surface elles apparaissent assez rares dans le complexe de Ploumanac'h, les données gravimétriques et aéromagnétiques indiquent qu'en profondeur, elles représentent un quart du volume du massif dans sa partie nord (Barrière, 1974). On y retrouve diverses lithologies comme des norites, des gabbros, des labradorites ou encore des diorites. On rencontre aussi des faciès dit « hybrides », marqués par une assimilation plus moins intense de l'encaissant.

Les norites sont dominantes dans cet ensemble, dont elles constituent la partie centrale. Il s'agit de roches sombres massives qui ne présentent pas d'orientation et qui se caractérisent par une composition d'olivine, de bytownite (An_{80}), d'hypersthène, de diopside et de biotite. Les gabbros sont eux constitués d'hornblende en baguettes, de tablettes de feldspaths plagioclases et d'hypersthène. Les labradorites sont presque exclusivement composées de feldspaths plagioclases (andésine à labrador) et d'olivine. Les diorites à grain moyen présentent une texture légèrement porphyrique. Au microscope, on observe une paragenèse primaire à feldspath plagioclase, biotite, amphibole et quartz. La paragenèse secondaire est marquée par une recristallisation de feldspaths plagioclases selon une texture locale dite en « tablettes de chocolat ». Du quartz secondaire ainsi que des petits ferromagnésiens (biotites, pyroxènes et amphiboles) forment des textures coronitiques autour des quartz primaires. On rencontre aussi de la titanite et de l'ilménite. Toutes ces roches ont subi une altération intense marquée par une ouralitisation des pyroxènes, une saussuritisation des plagioclases ainsi qu'une séricitisation des micas.

On rencontre aussi des faciès dits hybrides. Il s'agit de roches basiques qui ont assimilé, par mélange mécanique certains éléments de granite lors de leur mise en place. On retrouve ainsi des mégacristaux de microcline ainsi que des ocelles de quartz issus du granite porphyroïde des Traouiéros au sein d'une roche sombre riche en ferro-magnésiens et en plagioclase. Certains de ces feldspaths montrent des textures rapakivi, avec des couronnes d'oligoclase autour du microcline. Ceci traduit la réaction entre magma basique et cristal de microcline, dont la croissance dans un environnement instable est marquée une variation chimique depuis une composition alcaline vers une composition calco-alcaline.

Si l'on excepte les norites, toutes ces roches présentent une orientation marquée par les tablettes de feldspaths plagioclases et de biotites et les baguettes d'hornblende dans les roches basiques et par les mégacristaux de feldspath potassique et les ocelles de quartz dans les roches hybrides. Cette orientation magmatique est généralement planaire et concordante avec celle observée dans le granite, même si parfois dans le détail, l'orientation planaire des granites semble contourner les masses basiques. Ces dernières présentent des contours courbes et lobés et la taille de grain devient plus fine à mesure que l'on éloigne du cœur du massif. On observe aussi une texture à tendance bréchique au contact entre granite et roche basique, les éléments arrondis à subarrondis de roche noire devenant de plus en plus petits et rares au fur et à mesure que l'on s'éloigne du contact.

γ^2_P. **Monzogranite des Traouiéros**. Avec le syénogranite de La Clarté (*cf. infra*), le monzogranite des Traouiéros représente la majeure partie des affleurements de la première intrusion. Ces affleurements sont nombreux, tant sur la côte que dans les terres, puisque ces granites ont été largement exploités en carrière. Grossièrement le faciès des Traouièros représente l'enveloppe interne de l'intrusion, alors que le faciès de la Clarté représente l'enveloppe externe. Le passage d'un faciès à l'autre, assez progressif, conduit à individualiser un faciès de transition.

Le granite des Traouièros montre un grain grossier. Il renferme des mégacristaux de feldspath alcalin rose, qui définissent une texture porphyroïde, et du feldspath plagioclase verdâtre.

Sous le microscope, le feldspath potassique se caractérise comme un microcline et le plagioclase comme une andésine (An_{32}). Il s'y ajoute du quartz et une biotite titanifère. Le sphène, le zircon, l'apatite et l'allanite forment la phase accessoire. Au contact entre les deux feldspaths, des figures de myrmeckite caractérisent une déformation à haute température synchrone de la mise en place du granite.

γ^2_S. **Syénogranite de la Clarté**. Le syénogranite de La Clarté montre une texture grenue équante à grain grossier associant des feldspaths plagioclases blanchâtres et des feldspaths potassiques roses à rouges. Il est relativement pauvre en minéraux ferro-magnésiens (biotite et rares hornblendes).

Ce syénogranite se présente parfois sous un faciès particulier assez exceptionnel : le granite orbiculaire (Chauris *et al.*, 1989 ; Chauris, 1999). Ce dernier, visible en grande boule à la carrière Gad de la Clarté, est marqué par des feldspaths potassiques disposés de manière radiaire autour d'un nucléus de nature variable (Decître *et al.*, 2002). Ces orbicules, d'une dizaine de centimètres de diamètre, sont constitués d'un cœur (feldspaths potassiques, roche basique ou granite fin à biotite dans la majorité des cas) et d'une enveloppe d'orthoses

radiaires associées à des petits cristaux de quartz, de feldspaths plagioclases et de biotites, en association pegmatitique. La matrice montre une intercroissance de quartz, feldspath potassique, feldspath plagioclase et biotite.

D'autres faciès particuliers sont visibles dans cette même carrière :

– granites sombres à grain fin que l'on retrouve par ailleurs au cœur des orbicules. On y observe un assemblage de feldspath potassique, de quartz et de feldspath plagioclase, ainsi que de nombreuses biotites ;

– poches de pegmatites riches en mégacristaux d'orthose rouge et de quartz hyalin. La couleur rouge provient de l'incorporation d'oxydes de fer dans le réseau du feldspath potassique. On y rencontre des lamelles de biotites en arborescence pouvant atteindre quelques centimètres, des hornblendes, de l'allanite ainsi que des cristaux automorphes de molybdénite.

Ces granites à grains grossiers présentent fréquemment des niveaux sombres enrichis en biotite et parfois hornblende (« schlierens »). On y rencontre également du sphène, de l'apatite et de l'allanite associés à quelques plagioclases.

Certains auteurs (Decître *et al.*, 2002) décrivent aussi des petites enclaves massives elliptiques de composition dioritique ou amphibolitique. Ces enclaves sont concentrées dans une zone annulaire d'une centaine de mètres de puissance située entre le faciès de la Clarté et le faciès de transition. On les observe particulièrement bien à Tourony, à l'Ouest de Ploumanac'h. Elles présentent des formes courbes et sont parfois emboîtées les unes dans les autres sur une dizaine de mètres. Parfois, elles se recoupent les unes les autres, évoquant des figures de sédimentation.

Un échantillon du faciès commun de syénogranite de La Clarté a fait l'objet d'une datation par la méthode U-Pb par laser-ICPMS-MC. Les résultats sont détaillés dans l'Annexe 3.3. Un âge de mise en place à 295 ± 3 Ma a été calculé. À noter la taille exceptionnelle et la richesse en U des zircons, ces caractères étant cohérent avec l'appartenance du massif de Ploumanac'h à une association granitique particulièrement riche en éléments incompatibles (association dite « sub-alcaline », proche de la lignée shoshonitique) (*cf.* Stussi, 1989).

γ^{2i}. **Granite de transition**. Cette entité a été individualisée cartographiquement dans deux secteurs : (1) au Nord du massif, entre Trégastel et Ploumanac'h, (2) au Sud de la limite de la carte, environ 2,5 km à l'ESE de Penvern. Les roches présentent des faciès évoquant alternativement l'un ou l'autre des granites précédents, témoins du synchronisme de leur intrusion.

Enclaves d'encaissant dans les granites à gros grains

Les granites précédents renferment de nombreuses enclaves d'encaissant, surtout entre Ploumanac'h et Trégastel et à, proximité de l'île Millau. Il existe deux types d'enclave :

– des enclaves noires à grain très fins qui sont fréquemment issues de filons démantelés de roches basiques de type Sainte-Anne ;

– des enclaves de taille variant de quelques centimètres au mètre rappelant les cornéennes de l'Île Millau (feuille Lannion). Il s'agit de roches sédimentaires dont la stratification est soulignée par une alternance de lits clairs arkosiques et de lits sombres grauwackeux. Le métamorphisme de contact est souligné par des petits grenats et des taches de cordiérite. Parfois les structures sédimentaires sont préservées (bioturbation), mais c'est surtout la déformation plus ou moins intense de ces roches (plis) qui reste la mieux exprimée. L'origine de ces enclaves est double. Il s'agit soit d'éléments arrachés à l'encaissant lors de la mise en place du granite, soit de panneaux détachés du toit de l'intrusion.

Structure des granites à gros grains

Les granites à gros grains présentent une orientation magmatique planaire marquée par la biotite, et les mégacristaux de feldspath. Cette dernière est parallèle au contact de l'intrusion avec l'encaissant. Localement cette foliation supporte une linéation minérale verticale qui se manifeste par l'orientation des mégacristaux de microcline. Au microscope, cette orientation est soulignée par le parallélisme de faces particulières (001) du microcline, de l'oligoclase et de la biotite. De plus les feldspaths montrent une fracturation perpendiculaire à leur aplatissement, les biotites sont tordues et moulées sur les feldspaths et le quartz présente une extinction onduleuse. Parfois l'écrasement devient intense avec des quartz recristallisés, des biotites déchiquetées ; le granite évoque alors un gneiss œillé.

Ces structures correspondent à des cisaillements locaux, analogues à ceux observés au sein des granites d'âge néoprotérozoïque. L'orientation est bien marquée dans le faciès des Traouièros et tend à s'estomper au fur et à mesure que l'on s'approche de sa bordure.

Les orientations déduites de la forme discoïde des enclaves et de leur excentricité sont concordantes avec les fabriques planaires et linéaires mesurées dans les granites.

Dans les schlierens, il existe deux types d'orientation, marquées par les feldspaths et les micas. La plus ancienne est tangente à la surface des schlierens, alors que la seconde, qui recoupe la précédente, est parallèle à la fabrique magmatique régionale. Cette deuxième orientation traduit un épisode de déformation synmagmatique.

La mise en place des granites est liée ou accompagne une fracturation. On distingue plusieurs types de fracturation. Une première, dite annulaire est de forme elliptique ; elle correspond au contour qui limite l'intrusion de son encaissant. Elle est particulièrement visible à l'île Millau (feuille Lannion) où l'on peut observer une fracturation en blocs des cornéennes précambriennes.

D'autres fractures concentriques intra-pluton sont visibles au sein des granites à gros grains. Celle seconde génération affecte les granites lors des derniers incréments de sa mise en place et se manifeste par des fractures radiales, inclinées et subhorizontales qui se remplissent d'aplites ou de pegmatites. Elles se connectent aux apophyses de granite de la Clarté visibles au sein des gneiss protérozoïques de Porz-Rolland (*cf. supra*).

On observe également deux générations de joints. La première, antérieure à synchrone de la fabrique régionale, se manifeste par des injections de filons quartzo-feldspathiques à texture aplitique ou pegmatitique. La seconde, plus tardive, est parallèle ou recoupe la foliation magmatique et se caractérise par un remplissage par des magmas basiques, parfois des kersantites (*cf. infra*) comme dans le secteur la Grève Blanche. Cette fracturation est antérieure à la mise en place des intrusions centrales.

Granites intermédiaires (Groupe 2)

La mise en place de ces roches est précédée par une fracturation importante qui affecte le granite de la première intrusion. Le premier témoin de cet événement tectonique est la présence d'une mégabrèche marquée par un débit en blocs décamétriques à hectométriques du granite des Traouiéros. Ces blocs sont cimentés par les granites intermédiaires. Les contacts entre ces deux générations magmatiques sont francs et rectilignes avec des blocs anguleux à angles légèrement arrondis, déplacés les uns par rapport aux autres comme l'indique la discordance de la foliation entre les éléments. Les autres marqueurs de cette fracturation sont la présence de décollements subhorizontaux et les fractures obliques pendant vers la périphérie de l'intrusion.

γ^{3M}. **Monzogranite de Canton**. Le monzogranite de Canton est une roche grise à rose et violacée, qui s'observe très bien sur l'Ile Aganton ou au Nord de Landrellec. Le grain est fin et la texture porphyrique, soulignée par des cristaux centimétriques de feldspath potassique.

Dans le secteur de l'Île Molène, le monzogranite de Canton se présente en filons recoupant le granite des Traouiéros. Ces filons sont recoupés par des filons de microgranodiorite et micromonzogranite (*cf.* section « Filons tardi-varisques »), eux-mêmes recoupés par des filons du granite de Woas Wen.

Au microscope, le monzogranite de Canton apparaît constitué de microcline, oligoclase, quartz et d'une biotite non titanifère très abondante.

Plusieurs sous-faciès d'extension trop réduite pour être cartographiés peuvent être distingués :

– le monzogranite de l'Ile aux Herbes, qui est enclavés dans le granite de Canton, se caractérise par un grain très fin et une texture porphyroïde ;

– le monzogranite de Haren est également à grain fin.

$^{L}\gamma^{3}$. **Leucomonzogranite de Woas Wen**. Cette roche rose à violacée, également désignée « granite saccharoïde », est clairement leucocrate. Elle affleure principalement dans les terres entre Penvern et Trégastel. On y retrouve une texture grenue aplitique à quartz, microcline, oligoclase et rares micas (biotite et muscovite).

Le contact entre le granite de Woas Wen et le granite de Canton est généralement franc et localement rectiligne. Cependant, il présente parfois un contact sinueux et des digitations (carrière de Woas-Wen), ce qui indique un caractère tantôt successif, tantôt simultané à ces injections. Dans le secteur de l'Île Molène (*cf. supra*), la disposition du granite de Woas Wen en filons recoupant des filons du monzogranite de Canton témoigne de la première situation.

$_{a}\gamma^{3}$. **Aplites de Trégastel**. Ces aplites affleurent entre Sainte-Anne et Trégastel et recoupent clairement les roches basiques et les granites du Groupe 1. Il s'agit d'une roche rose à grain très fin. La texture aplitique peut devenir parfois porphyroïde. Outre le quartz et le feldspath potassique, on y trouve, du feldspath plagioclase, de la biotite, et parfois du grenat et de la tourmaline.

Hormis les filons de l'île Molène qui présente une fabrique magmatique oblique intense liée à une cristallisation sous contrainte (les joints quartzo-feldspathiques roses perpendiculaires à la foliation sont aussi concordants avec cette hypothèse), les autres roches sont presque toujours dépourvues d'orientation. Localement une faible disposition horizontale ou verticale des micas peut parfois être observée (Île aux Herbes, Roc'h Iliz).

Granites de l'Île-Grande (Groupe 3)

Cet ensemble constitue la partie centrale du complexe de Ploumanac'h. Sa forme est plus ou moins elliptique et l'intrusion est légèrement excentrée vers l'WSW par rapport à l'axe du cône contenant l'ensemble du massif. Ce groupe, dont les intrusions sont postérieures à celles du Groupe 2, est constitué de deux entités visibles principalement sur l'Île-Grande : (1) un monzogranite à biotite en position interne, (2) un leucomonzogranite externe.

Le contact entre ces granites et ceux du Groupe 2 est faiblement incliné vers la périphérie du massif. Le leucomonzogranite à deux micas peut localement se disposer en injections radiales recoupant les granites intermédiaires (Groupe 2) ou les granites à gros grain (Groupe 3, Landrellec).

Les granites de l'Île-Grande montrent une disposition planaire des biotites qui, en l'absence de déformation tardive, est interprétée comme une fabrique magmatique. La muscovite semble indifférente à cette fabrique, ce qui suggère qu'elle serait d'origine secondaire, tardi- à post-magmatique.

γ^3_{IG}. **Monzogranite interne à biotite**. Le monzogranite à biotite, de teinte gris-bleu à gris-blanc, occupe la partie centrale du massif. Il s'agit d'un monzogranite à grain moyen, parfois fin. À ces variations de la taille du grain s'ajoutent des variations compositionnelles avec évolution de faciès sans muscovite au centre, vers un faciès à rare muscovite en périphérie. Les autres minéraux présents sont le quartz, le microcline, le plagioclase, la biotite et le zircon.

$\lfloor\gamma^3_{IG}$. **Leucomonzogranite externe à deux micas**. Ce leucomonzogranite ceinture le granite interne. Il présente un grain moyen et une teinte généralement grise à blanche. Contrairement au précédent, il est très riche en muscovite.

Les relations géométriques entre les deux intrusions sont assez nettes au NW de l'Île-Grande et à Penvern. Le granite externe recoupe le granite interne, en l'injectant de filons. Le contact peut être observé à Toul-ar-Staon ; il apparaît bien tranché.

Pétrologie du complexe de Ploumanac'h

Caractérisation géochimique

Outre son travail de cartographie, M. Barrière (1976, 1977) donne une description très complète du complexe de Ploumanac'h, incluant l'analyse des éléments majeurs et de quelques éléments traces dans l'ensemble des faciès pétrographiques. Une partie des échantillons est ultérieurement reprise par S. Fourcade (1981) qui en fournit l'analyse d'une large gamme d'éléments traces, dosés par activation neutronique au laboratoire P. Sue du CEN Saclay. L. Chauris (1992a) présente des dosages des terres rares, thorium et autres éléments traces dans quelques ségrégations biotitiques extraites de différents faciès de granite rouge. Ph. Vidal (1976) réalise une datation du complexe par la méthode Rb-Sr ; une isochrone $^{87}Sr/^{87}Sr$ obtenue à partir de l'ensemble des roches, à l'exception des granites internes, indique un âge de mise en place de 302 ± 15 Ma pour un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial de 0,7058 ± 4. Enfin, des analyses des isotopes de l'oxygène (rapport $^{18}O/^{16}O$) sont publiées par F. Albarède *et al.* (1980) qui en discutent les implications pétrogénétiques.

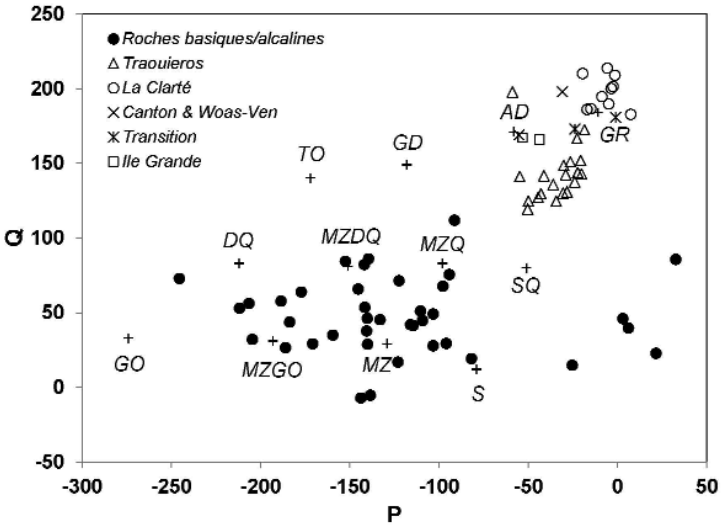


Fig. 5 - Diagramme P-Q de nomenclature des granitoïdes pour les différentes entités du massif de Ploumanac'h. Les analyses sont tirées des thèses de M. Barrière (1977) et S. Fourcade (1981)

Ce diagramme, adapté de H. De La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de pagioclase (-[Na+Ca], en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Pour le calcul des paramètres P et Q les formules sont les suivantes :

P = ((K2O*1000)/47))-(((Na2O*1000)/31)+((CaO*1000)/56))

Q = ((SiO2*1000)/180)-(((K2O*1000)/47)+((Na2O*1000)/31)+(2*((CaO*1000)/56)/3))

Les concentrations sont exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes des éléments considérés.

Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Le Fort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : GO - gabbro, MZGO - monzogabbro, MZ - monzonite, S - syénite, DQ - diorite quartzifère, MZDQ - monzodiorite quartzifère, MZQ - monzonite quartzifère, SQ - syénite quartzifère, TO - tonalite, GD - granodiorite, AD - adamellite, GR - granite.

Le complexe de Ploumanac'h se rattache à l'association sub-alcaline potassique (Barrière, 1977), l'un des types pétrologiques communs associé à l'évolution syn- à post-orogénique de la chaîne varisque (Stussi, 1989), dont l'origine reste néanmoins encore largement discutée. L'équivalent volcanique récent de cette association correspond à la lignée shoshonitique (Peccerillo et Taylor, 1976).

Quelques diagrammes (fig. 5 à 7) ont été tracés afin d'illustrer les traits caractéristiques du complexe et d'en discuter la signification pétrologique.

Le diagramme P – Q (fig. 5), qui prend conjointement en compte l'état de saturation en silice (paramètre Q) et l'importance du feldspath alcalin au sein de la phase feldspathique (paramètre P), permet d'affecter aux roches un nom conforme à la nomenclature internationale. La dispersion des compositions définit des tendances évolutives caractéristiques de telle ou telle association.

Dans ce diagramme, les roches de Ploumanac'h s'ordonnent en deux groupes correspondant pour l'un, aux roches basiques/alcalines du Groupe 1, et pour l'autre, à l'ensemble des granites, qu'ils appartiennent au Groupe 1, 2 ou 3. Les premières définissent une lignée indépendante, évoluant des monzogabbros vers les monzodiorites quartzifères, monzonites quartzifères et monzonites, puis les syénites et syénites quartzifères et au-delà (paramètre P > -50). Cette évolution est typique de la lignée sub-alcaline, caractérisée par des roches nettement potassiques (paramètre P plutôt élevé) et que leur teneur en silice place à la limite entre séries sous-saturée (*ex.* syénite) et saturée (*ex.* syénite quartzifère). Relativement à ce groupe, plutôt alcalin, l'ensemble des granites occupe un champ nettement sursaturé, se regroupant au voisinage de l'adamellite et le granite de référence. Des différences apparaissent entre les granites des groupes 1, 2 ou 3. Les premiers s'ordonnent en une lignée menant du granite de Traouieros vers celui de La Clarté à P et Q croissants, le granite de la Clarté apparaissant ainsi comme possiblement issu de la différenciation du granite de Traouieros. Les granites des groupes 2 et 3 sont décalés vers le pôle adamellite, du fait de leur caractère moins potassique à taux de saturation en silice équivalent.

Le diagramme SiO_2 - $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (ce rapport étant également appelé « indice d'aluminosité » ou A/CNK) (fig. 6) exprime l'état de saturation en alumine des magmas pour une teneur en silice donnée. Une saturation faible à moyenne (soit un rapport A/CNK < 1,1) et augmentant vers les roches acides (enrichissement en SiO_2) représente l'évolution commune d'un magma en cours de différenciation. En revanche, il est aujourd'hui bien établi que la production de granites très acides et à rapport A/CNK > 1,1, dit également « leucogranites peralumineux », est une conséquence de la fusion de matériaux continentaux de type « évolué » : métasédiments ou gneiss.

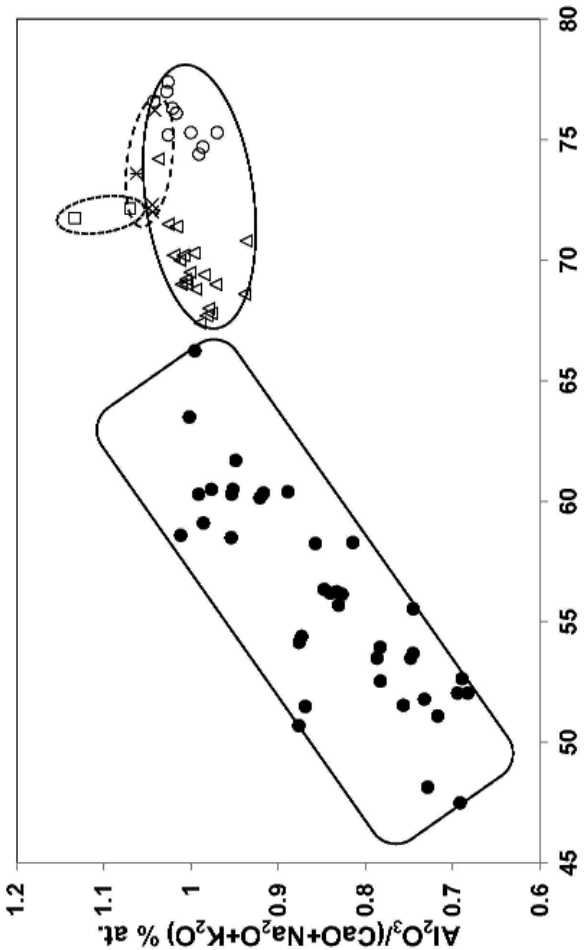


Fig. 6 - Diagramme exprimant l'indice d'aluminosité (rapport $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ en proportions atomiques) en fonction de la teneur en SiO_2 pour les différentes entités du massif de Ploumanac'h. Mêmes figurés que dans la Fig. 5. Les analyses sont tirées des thèses de M. Barrière (1977) et S. Fourcade (1981)

Appliqué au complexe de Ploumanac'h, le diagramme SiO_2 -Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) permet une nette discrimination entre les groupes précédemment distingués. Les roches du groupe basique/alcalin présentent une variabilité continue de la teneur en silice, de compositions basiques à des compositions faiblement acides (SiO_2 = 47,5 → 66 %). Ce groupe évolue dans un champ toujours métalumineux (A/CNK < 1). À l'autre extrémité du spectre compositionnel, le granite de l'Île-Grande tend vers une composition de leucogranite peralumineux (SiO_2 ~ 72 % ; A/CNK = 1,07-1,13). En revanche, les autres granites *s.l.* (Groupes 1 et 2), couvrent une gamme de teneur en silice assez étendue (SiO_2 ~ 67-77 %) et sont toujours métalumineux à faiblement peralumineux (A/CNK ~ 0,94-1,06).

Le diagramme SiO_2 - La (fig. 7) met en évidence une évolution spécifique des terres rares légères (ici représentées par La) dans chacun des groupes précédents. Dans les roches basiques/alcalines du groupe 1, la teneur en La augmente à SiO_2 croissant, cette évolution étant conforme à un processus de différenciation par cristallisation fractionnée. Le comportement de La dans les granites du groupe 1 (les groupes 2 et 3 n'ayant pas fait l'objet d'analyses) est très contrasté. Les teneurs atteignent 80 à 130 ppm dans le granite de Traouieros puis décroissent fortement dans le faciès de La Clarté et le granite de transition. Cette évolution accompagne une augmentation modérée de l'indice d'aluminosité (fig. 6) ; elle est conforme à une diminution de la solubilité des terres rares dans les magmas acides peralumineux (Montel, 1986). Une étude des ségrégations biotitiques dans le granite de Ploumanac'h (granite rouge au sens large) y a mis en évidence de nombreux cristaux d'allanite riches en terres rares (+ Th). La précipitation de telles phases en cours de différenciation peut effectivement induire une chute des teneurs en terres rares dans les liquides résiduels.

Modèles pétrologiques

Les observations précédentes peuvent être mises en regard des modèles pétrologiques proposés pour le complexe par différents auteurs.

M. Barrière (1976, 1977) envisage que les différentes roches, des gabbros jusqu'aux granites, soient issues de la cristallisation fractionnée d'un même magma mantellique initial. Une telle hypothèse serait a priori compatible avec l'obtention par Ph. Vidal (1976) d'une isochrone $^{87}Rb/^{87}Sr$ sur roche totale, dans la mesure où une disposition isochrone peut traduire un cogénétisme des différentes roches (même rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial).

À partir des isotopes de l'oxygène, F. Albarède *et al.* (1980) remettent totalement en cause cette hypothèse. Trois injections (« pulses ») magmatiques non cogénétiques sont identifiées qui correspondent à : (1) un magma basaltique alcalin d'origine mantellique ; (2) un granite à biotite représentant le gros de l'intrusion ; (3) un granite peralumineux d'occurrence filonienne (ring dyke).

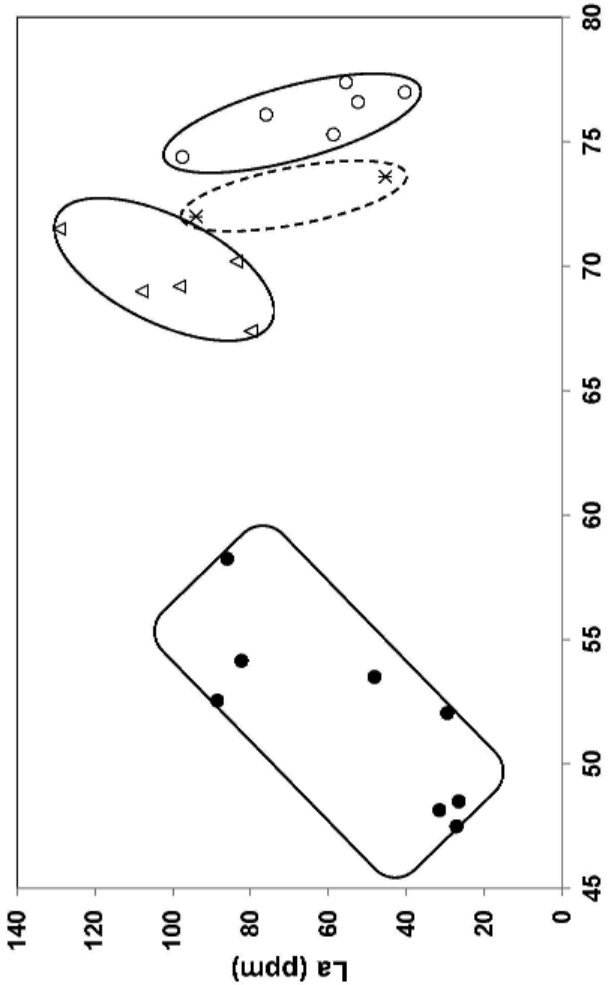


Fig. 7 - Diagramme SiO2 vs. La pour les différentes entités du massif de Ploumanac'h. Mêmes figurés que dans la fig. 5. Les analyses sont tirées de la thèse de S. Fourcade (1981)

Ces deux « pulses » granitiques sont respectivement interprétées comme : (1) le produit de la fusion de la croûte inférieure (granite à biotite) ; (2) le produit de la fusion d'une source plus superficielle, de type métasédimentaire (granite peralumineux).

Dans le diagramme P-Q (fig. 5), la disposition des roches basiques/alcalines et des granites en deux lignées bien distinctes, l'une aboutissant aux syénites et l'autre évoluant entre adamellite et granite, est a priori compatible avec deux origines distinctes. Néanmoins, le caractère métalumineux à faiblement peralumineux de la plupart des granites (comme leur composition isotopique en oxygène et leur faible rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$) (Albarède *et al.*, 1980) exclut une source superficielle de type « supracrustal » (métasédiment, gneiss). Un modèle alternatif à une source purement crustale serait celui d'une origine mixte impliquant : (1) une évolution des magmas basiques vers un liquide différencié quartzo-syénitique ; (2) la stagnation en profondeur d'une partie de ce magma et son évolution vers une composition granitique (= granite de Traouieros) par les effets conjoints de la cristallisation fractionnée et d'une contamination par l'encaissant ; (3) la mise en place du magma granitique vers la surface et sa différenciation concomitante avec évolution vers un granite plus acide et appauvri en terres rares (= granite de La Clarté) (fig. 7). Un même mécanisme pourrait être envisagé pour les granites de Canton et Woas-Wen ; en revanche, les leucogranites peralumineux de l'Île-Grande seraient issus de la fusion directe de la partie supérieure de la croûte, possiblement induite par l'échauffement associé aux injections successives.

Un aspect important du complexe de Ploumanac'h et d'autres granites roses de Bretagne Nord (du Pays de Léon au Trégor) est sa présence dans un domaine plutôt périphérique de la chaîne varisque, manifestement à l'écart des grandes zones de charriage et d'épaississement crustal induites par la tectonique collisionnelle. Dans un tel domaine, le moteur le plus probable de la fusion de la croûte est l'apport de chaleur induit par l'injection de magmas mantelliques. F. Albarède *et al.* (1980) en déduisent un environnement de mise en place strictement distensif (panache mantellique ou fracturation lithosphérique) pour le massif de Ploumanac'h et l'évolution géodynamique régionale vers 300 Ma.

FILONS TARDI-VARISQUES

L'appellation « filons tardi-varisques » telle qu'utilisée dans la présente notice regroupe des types filoniens assez variés (gabbros à hornblende, kersantites, aplites et pegmatites, quartz), mais qui ont en commun de recouper le massif de Ploumanac'h, ou pour certains, de lui être étroitement associés. Ces derniers correspondent en particulier aux apophyses aplitiques et pegmatitiques du granite de la Clarté évoquées plus haut, et qui recoupent les gneiss icartiens et le granite de Perros-Guirec à Porz-Rolland. Ces filons sont associés à des fractures

radiales synmagmatiques du complexe de Ploumanac'h, leur extension est trop réduite pour permettre une représentation cartographique à l'échelle du 1/50 000.

$\mu\gamma^4$. **Microgranodiorites et micromonzogranites**. Ces filons acides, et qui présentent une foliation interne oblique sur la direction des épontes, s'observent à l'Île Molène, au SW du territoire de la carte. Globalement, ils sont encaissés dans le granite des Traouiéros, mais y recoupent également une génération de filons antérieurs, rapportés au granite de Canton. Par ailleurs, ils sont recoupés par des filons rapportés au granite de Woas Wen.

La mise en place de ces microgranodiorites et micromonzogranites se place donc dans le cours de l'intrusion du massif de Ploumanac'h, néanmoins, au regard de l'occurrence strictement filonienne de ces roches, les magmas correspondants semblent avoir représenté une part relativement mineure du stock global.

θh. **Gabbros à hornblende**. Les filons de gabbros à hornblende, déjà mentionnés sur la feuille Lannion au 1/80 000, affleurent à la Pointe du Château et à Trestrignel, dans l'emprise de la commune Perros-Guirec. La roche est de teinte noire et de grain fin à moyen, et ses filons ont une puissance métrique. À l'œil nu, on peut discerner de petits minéraux noirs (ferromagnésiens) ainsi que des feldspaths clairs disséminés dans une matrice plus fine.

Au microscope, la paragenèse primaire apparaît constituée d'amphibole, de feldspath plagioclase et de rares quartz. La paragenèse secondaire est caractérisée par de l'actinote, à faciès aciculaire, de la biotite et du sphène. La rétromorphose se traduit également par une recristallisation du plagioclase.

Ces filons sont généralement orientés N110°E à N120°E à pendage sub-vertical et ils recoupent les filons N80°E de dolérite.

v. **Kersantites**. Les filons de kersantite représentent un deuxième type de filon basique tardi-varisque. Tel qu'indiqué précédemment, ces filons se mettent en place dans des fractures radiaires ouvertes dans les granites du Groupe 1. Une seule occurrence en a été cartographiée sur la présente carte, localisée dans le secteur de la Grève Blanche, au Nord du bourg de Landrellec.

Q. **Quartz**. Ces filons, de puissance pluridécimétrique à métrique, sont associés à la fracturation tardive du substratum nord-trégorrois. Celle-ci affecte l'ensemble des lithologies, mais les filons ne s'observent qu'au sein du complexe de Ploumanac'h. Le quartz, sous forme d'améthyste, de quartz laiteux ou de calcédoine, est d'origine hydrothermal. La mise en place des filons s'est accompagnée d'une silicification et d'une kaolinisation au sein de l'encaissant, sur une épaisseur de plusieurs mètres depuis les épontes.

L'orientation N-NE à N-NW des filons, et leur association avec des fentes de tension, suggèrent une relation avec une distension régionale E-W pouvant être liée à une phase initiale d'ouverture de l'Atlantique Nord.

TERTIAIRE (DONT ALTÉRITES)

Altérites

Le terme d'altérites désigne des formations issues de modifications in situ des propriétés physiques et chimiques du substrat rocheux, principalement sous l'action des eaux météoriques et accessoirement de circulations d'origine hydrothermale. Les formations d'altération sont donc figurées par une atténuation de la teinte de la formation (roche mère) qui les porte.

Sur le territoire de la feuille Perros-Guirec, la répartition des altérites dépend à la fois de la nature du substrat et de la situation géographique. Dans les granitoïdes néoprotérozoïques de l'Est de la feuille, elles s'observent surtout à l'intérieur des terres, sous le manteau de lœss qui occupe les plateaux. Vers l'Ouest, dans l'environnement du massif de Ploumanac'h, les faciès d'altération sont bien développés dans le granite de Woas-Wen, par contre, même surmontés par les lœss, de nombreuses formations, et particulièrement les gneiss icartiens, sont pas ou peu altérés.

Dans les carrières exploitant le granite de La Clarté, on observe en surface des arènes plus ou moins friables reposant sur un granite rose pâle plus ou moins cohérent dont les éléments les plus résistants constituent les chaos de la côte de granite rose, entre Ploumanac'h et Trébeurden. La progression des exploitations montre une évolution en profondeur vers un granite d'un rouge plus ou moins intense selon les lieux et on note également un front d'altération très irrégulier.

Vers la surface, les granites du Massif de Ploumanac'h sont caractérisés par des fissures horizontales déterminant une structure en dalles bien visible dans les escarpements de la corniche de la côte de granite rose. Ce débit disparaît en profondeur en liaison avec une atténuation de l'altération.

Plus à l'Est, le granite de Perros-Guirec montre une fracturation verticale d'origine tectonique plus importante, qui a favorisé une arénisation plus profonde correspondant souvent à des couloirs découpant la plateforme littorale ou aux têtes des vallons incisant le rebord du plateau trégorrois.

Sur cette feuille, nous avons donc un passage plus ou moins graduel, entre une zone fissurée et le domaine des altérites. Ces formations sont plus ou moins continues sur le plateau vers le Sud, mais au Nord les arènes granitiques ont été en partie décapées par les transgressions marines qui ont stationné à différents niveaux en bordure de la Manche, au cours du Pléistocène. Vers le sommet des

profils, on observe généralement des isaltérites dans lesquelles la texture originelle de la roche reste bien reconnaissable. Les relations spatiales entre les minéraux sont conservées bien que certains soient remplacés par des minéraux secondaires ou par des pores favorisant la rétention des eaux météoriques. En cas d'hydratation des profils, des néosilicates tels que les montmorillonnites et les vermiculites apparaissent. Des perturbations peuvent se produire, l'altération ayant entraîné une variation volumique.

Lorsque l'altération devient très poussée (sommet des isaltérites), elle provoque la disparition progressive de la structure de la roche originelle et une perte de volume ; on parle alors d'allotérites. Ces dernières sont souvent déplacées sur les pentes et se présentent comme des arènes litées, montrant des successions de niveaux attribuables à une ségrégation induite par le gel, doublée de mouvement de cryoreptation le long des versants.

Les sondages menés pour la recherche d'eau au Sud de Plougrescant ont montré des volumes d'altérites plus ou moins importants : jusqu'à -46 m au Sud du Lizildry, -35 m au sommet du coteau au Nord, mais -10 m à son pied entre Traou-Guern et Kermorvan et parfois des roches à peine altérées à la base des dépôts éocènes marins. Le substrat correspond à une granodiorite très fissurée traversée par des intrusions de dolérite et incluant également des panneaux gneissiques visibles à l'affleurement dans le lit détourné du ruisseau. Ces formations sont dans le prolongement du couloir tectonique que l'on suit du Sud des Héaux de Bréhat jusqu'à la baie d'Enfer, sur la rive gauche de l'estuaire du Jaudy, entre Plougrescant et Plouguiel, mais à l'Ouest de la cuvette du Lizildry, un recouvrement limoneux important ne permet pas de les suivre. On peut cependant supposer qu'un certain nombre de tracés hydrographiques orientés WSW-ENE correspondent à des couloirs d'altérites développées aux dépens du substrat fissuré : vallon de la gare de Penvénan, cours supérieur du ruisseau du Dourdu.

Les sondages du bassin supérieur du Lizildry montrent une fissuration très profonde, avec de nombreux filons quartzeux et des dolérites. La granodiorite est également en contact avec des gneiss (Icartien ?) et des panneaux d'albitophyre profondément altérés (F3, F8). Ces formations sont visibles à l'affleurement vers l'Est, à la confluence du Lizildry et du Jaudy (feuille Tréguier). Elles se disposent sur les rivages de la baie d'Enfer en grandes dalles subhorizontales recoupées par un réseau de fractures subverticales. Dans ce domaine fissuré la coloration des roches change rapidement : gris-verdâtre, verdâtre, rosé, blanc-rosé, blanc-verdâtre. Dans le forage d'exploitation, la transition avec les isaltérites se fait par le passage progressif à une granodiorite peu altérée blanc-verdâtre à blanc-rosé (Fe). Ce niveau de transition fait 6 m d'épaisseur en (F1), mais au pied du coteau de Kermorvan au Nord, on passe rapidement de la roche saine à une granodiorite très altérée (F4) et il en est de

même au sommet du versant où la granodiorite est surmontée de 20 m de roche très altérée passant vers la surface à de allotérites plus argileuses (12/F).

Des allotérites ont été également reconnues dans de nombreux sondages, à la base des formations périglaciaires pléistocènes ou sous des argiles kaoliniques azoïques tertiaires encadrant les argiles et les sables bartoniens. Il s'agit alors de sables arénacés gleyifiés, d'altérites sablo-argileuses à quartz d'aspect carriés, ou d'altérites argileuses. Sur les plateaux encadrant le bassin du Lizildry, les allotérites ont été en grande partie décapées par la déflation éolienne, le ruissellement et la gélifluxion, en particulier pendant les phases froides du Pléistocène. Dans le domaine supralittoral les allotérites argileuses anciennes ont été également rabotées par les transgressions marines et on n'observe localement à la surface des isaltérites que des arènes litées dont la genèse est liée aux processus s'exerçant en milieu périglacaire.

Les isaltérites et les allotérites (saprolite ou régolite) sont parfois très anciennes et peuvent être antérieures à l'Éocène lorsque l'érosion régressive des rivières a été retardée à la faveur de rejeux tectoniques, comme cela semble avoir été le cas au sud de Plougrescant. Cependant les profils primitifs sont tronqués et on a le plus souvent juxtaposition des traces d'altérites tertiaires avec des altérites moins évoluées qui se sont formées plus récemment, vraisemblablement lors des périodes de forte humidité (cycles annuels de dégel), au début des cycles glaciaires du Pléistocène.

e-A. **Argiles et altérites kaoliniques (Éocène continental ?)**. Ces formations argileuses affleurent au sein d'un petit hémi-graben d'orientation NE-SW contrôlant la vallée du Lizildry, dans la partie orientale de la carte. Ce petit bassin montre un remplissage principalement bartonien (*cf. infra*). Les argiles y ont été identifiées en deux secteurs, les lieux-dits Kermorvan et Kergoadou, suite à des études de résistivité électrique menées en 1993 par le Syndicat des eaux du Trégor, dans la partie amont du bassin versant du Lizildry, à la limite des communes de Plougrescant, de Plouguiel et de Penvénan. Ces travaux montraient la présence d'une zone anormalement conductrice dans l'axe de la vallée. Les sondages de reconnaissance menés en 1995 révélaient la présence d'altérites profondes, associées localement à des argiles, ainsi que des lignites et parfois des sables coquilliers marins, en particulier au Sud-Est de Traou-Guern, près du bâtiment d'exploitation du site.

Une campagne de sondages, de contrôle et de prélèvements était menée en 2007 dans la vallée du Lizildry et étendue à des sites similaires découverts dans la vallée voisine du Guindy (feuille Lannion). Trois sondages (58/9, F8, F5-55/5) montraient, sous les limons et les formations de versants, des argiles bariolées verdâtres, gris-bleuté, beiges, rouges et blanchâtres, sur 3 à 6 m d'épaisseur, au-dessus des altérites.

Ces dépôts argileux semblent occuper une surface très restreinte ; ils n'ont pas été rencontrés sous les argiles noires et les sables coquilliers bartoniens, de part et d'autre du captage, au Sud de Traon-Guern et de Kermorvan. Faute de données biostratigraphiques, une attribution à l'Éocène est envisagée, mais il s'agit là d'un âge minimal.

e6-7. **Bartonien**. Le Bartonien forme l'essentiel du remplissage du graben du Lizildry. Un sondage réalisé dans le cadre du présent lever (n° 20, 15,5 m de profondeur) a fait l'objet d'une étude sédimentologique et biostratigraphique détaillée par C. Bourdillon. Elle est reproduite en annexe (Annexe 1). Outre cette étude, le rapport incluait celle d'un autre sondage réalisé dans le secteur de Quemperven, dans le Tertiaire de la feuille Lannion, un peu au SW du précédent. Bien que ne concernant pas directement le territoire de la feuille Perros-Guirec, ces résultats ont été reproduits dans l'Annexe 1.

Les niveaux inférieurs traduisent un milieu continental, probablement proche d'un domaine margino-littoral, comme en attestent de rares fragments de mollusques bivalves, dont des ostréidés et gastéropodes. L'absence de microfossiles calcaires ou siliceux ne permet pas un calage biostratigraphique et aucune flore significative ne permet de caractériser le paléomilieu.

Au-dessus de 6,5 m, la présence de sédiments littoraux coquilliers très riches en microfossiles atteste d'un milieu franchement marin. À partir de 4 m, des sables grossiers azoïques succèdent aux formations marines. Leur extension sous les dépôts pléistocènes est circonscrite au centre de la cuvette du Lizildry.

En juxtaposant les données déduites des microfaunes benthique et planctonique, on peut attribuer les niveaux marins du sondage 20 aux biozones SBZ 17 pro-parte ou SBZ 18, soit les biozones de foraminifères planctoniques 13 élevées à P15 *pro-parte*. Les foraminifères planctoniques sont exclusivement représentés par de petits éléments globuleux, mais ceux-ci montrent des formes qui n'apparaissent qu'au Bartonien.

Les formations du bassin du Lizildry correspondent donc à une série évoluant d'un environnement continental, à un milieu margino-littoral, puis franchement marin (infra-tidal), avec un niveau d'inondation maximal vers la fin du Bartonien.

Ces formations sont probablement corrélatives d'occurrences assez nombreuses décrites ailleurs dans le Massif armoricain. Ainsi le Bartonien est-il connu au large de Brest et en Manche (Andreïeff *et al.*, 1968, 1969), et sur le plateau continental sud armoricain (Delanoë, 1988). Les mêmes faciès et biofaciès ont également été décrits en Angleterre (Adams, 1962 ; Brönnimmann *et al.*, 1968 ; Murray et Wright, 1974). Par ailleurs, un certain nombre de dépôts datés du Lutétien supérieur, sont désormais attribués au Bartonien : calcaires et

grès éocènes cartographiés en mer (*cf. infra*, géologie marine et à terre (voir feuilles Lorient, Saint-Malo). L'Éocène supérieur se trouve également au pied de l'abrupt sous-marin limitant la plate-forme à écueils à l'Est des Héaux de Bréhat (Lefort, 1975).

Les forages de recherche d'eau ont montré que les sables coquilliers sont encadrés par des formations continentales et qu'au niveau du forage d'exploitation ces dernières reposent sur une granodiorite peu altérée.

Les dépôts sableux azoïques rencontrés par les sondeurs au-dessus des dépôts bartoniens correspondent à des formations de versant, passant vers le haut à des limons gris plus ou moins hydromorphes.

Notons enfin qu'il n'a pas été observé, sur le plateau du Trégor, des phénomènes de silicification secondaire (silcrètes) affectant les formations marines éocènes, tels que décrits dans l'emprise des feuilles Dinan et Saint-Malo.

FORMATIONS SUPERFICIELLES (HORS ALTÉRITES)

Introduction

Les formations superficielles couvrent d'un manteau plus ou moins continu les terres émergées, les estrans et les domaines infra-tidaux. Elles se situent à l'interface litho-hydro-bio-atmosphère et sont actuellement soumises à des dynamiques diverses. Certaines formations dépendent d'un seul agent, mais d'autres résultent du concours et de la succession de plusieurs phénomènes dans un environnement instable. En fonction des évolutions bioclimatiques, elles ont pu être fossilisées puis reprises par le jeu de l'érosion, pour connaître de nouvelles évolutions au cours des temps quaternaires.

À leur origine, on trouve différents mécanismes physiques ou biologiques. Parmi ces formations superficielles, certaines sont dites autochtones ou sub-autochtones, et résultent de phénomènes d'altération *in situ* (*cf. supra*), parfois suivis de déplacements limités à l'échelle locale. D'autres, par contre, sont générées par des processus impliquant généralement des transports de particules sur de grandes distances. Ces formations superficielles, dites allochtones, se sont mises en place sous des dynamiques fluviales, marines ou éoliennes.

Les minéraux des roches sont plus ou moins sensibles à l'altération chimique au contact de l'eau, de l'atmosphère et des êtres vivants. L'irrégularité du front des altérites dépend de la structure et de la lithologie des substrats et leur épaisseur peut rapidement passer de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les roches cohérentes à l'affleurement se désagrègent sous

forme d'éclats anguleux, de sable et de silts, du fait de la décompression, ou des variations thermiques et hydriques. En l'absence de transport ces formations constituent le régolite. L'accumulation de débris organiques en milieu humide forme des organites, comme les tourbes qui s'accumulent au fond des têtes de vallon et dans les dépressions à l'abri des levées littorales. Les hommes sont également à l'origine de dépôts spécifiques. Les formations de surface ou les sols ont été plus ou moins anthropisés depuis le Néolithique, mais les terrains résultant essentiellement de l'activité humaine sont généralement d'extension limitée : remblais au voisinage des carrières ou en zone urbaine et travaux de protection contre l'érosion marine.

Les formations superficielles comportent souvent plusieurs couches montrant des processus de mise en place différents, avec éventuellement un contenu faunistique ou floristique permettant de connaître les conditions climatiques et d'effectuer des corrélations chronostratigraphiques. Des méthodes de datation absolues (14C, ESR…) sont également utilisées, en particulier sur les sites d'occupation préhistorique. La chronologie retenue est celle du Nord-Ouest de l'Europe basée sur les courbes isotopiques de l'oxygène : sédiments des fonds océaniques et glaces des inlandsis.

Les ensembles retenus sont les suivants :

– les formations littorales et sub-littorales, liées à la dynamique marine, actuelle ou plus ancienne (Holocène et Pléistocène) ;

– les formations continentales ; sédiments lacustres, alluvions et colluvions, dépôts de versants, limons des plateaux ;

– les dépôts anthropiques, correspondant aux matériaux et sédiments résultant des activités humaines.

Les formations superficielles masquent souvent des formations superficielles antérieures subsistant à l'état de reliques car largement érodées (sables et galets marins des transgressions du Tertiaire) et couvrent fréquemment les altérites autochtones décrites précédemment, attribuables à des processus opérant dans des climats plus chauds que le climat tempéré interglaciaire actuel.

Formations littorales et sub-littorales

La côte est rocheuse et les dépôts sédimentaires de l'étage mésotidal occupent les creux accidentant la plate-forme littorale. Pour les accumulations colmatant d'anciens talwegs, on n'observe pas de changement granulométrique entre la zone infra-littorale et la zone soumise aux marées, par contre à l'approche du rivage, des changements brutaux peuvent être constatés, en fonction de la configuration du trait de côte : baies et criques balayées par les vagues, anses à l'abri des houles. Les hauts de plages exposées correspondent souvent à des

accumulations graveleuses et à des galets qui peuvent être envahis périodiquement par des sables alimentant des formations dunaires dans l'étage supratidal. Dans les fonds d'anses abritées, des particules fines peuvent aussi sédimenter ou se mêler aux sables et aux graviers.

L'irrégularité de la plate-forme a engendré de nombreuses cellules sédimentaires. Les variations granulométriques sont souvent rapides, avec parfois des gradients inverses pour des plages voisines. Dans ce cas, en l'absence de continuité avec les formations occupant la partie moyenne ou inférieure de l'estran, ces unités sédimentaires ont été regroupées (classiquement notées Mz et Mzv). Pour les ensembles plus homogènes en continuité avec les bas estrans et l'étage infratidal, les compilations d'analyses granulométriques et la détermination du grain moyen au comparateur optique, ont permis de distinguer les classes suivantes : sables graveleux, sables fins, sablons et sables vaseux. Les images aériennes ont permis d'étendre ces aires vers le domaine sous-marin. La limite supérieure de ces cellules soumises aux processus hydrosédimentaires caractérisant le bas estran, est altimétriquement variable et dépend des caractères de systèmes morphodynamiques variés, en particulier sur les plate-formes de Pleumeur – Bodou et de Penvénan.

Pléistocène

Les transgressions interglaciaires du Pléistocène se sont élevées au-dessus du niveau actuel et des vases coquillières attribuées au Gélasien ont été repérées en sondages jusqu'à 55 m d'altitude à Kertanguy dans le bassin versant du Guindy (feuille Lannion). Sur le territoire de la feuille Perros-Guirec, les dépôts littoraux pléistocènes sont représentés essentiellement par des cordons de galets ou des dunes fossiles révélés par l'érosion marine au voisinage du niveau des hautes mers actuelles. Les affleurements véritables sont plus rares sur les replats accidentant la corniche littorale et les plateaux plus élevés entre Trébeurden et Plougrescant.

Mx. **Plage ancienne au-dessus de 10 m (NGF)**. L'urbanisation du front de mer ne facilite pas les observations. Les affleurements décrits autrefois ne sont plus visibles et pouvaient correspondre à des apports anthropiques. Les formations à galets granitiques très altérés remarquées sur le replat nivelant le granite rose entre Ploumanac'h et Guéradur correspondaient en fait à un faciès orbiculaire du granite de La Clarté, comme l'amas mis en évidence en 1989 lors d'une extension de la carrière Gad.

Entre le vieux bourg de Trégastel et Tourony, à proximité du calvaire vers 16 m d'altitude, S. Urvoas (1970) donne une description d'un affleurement de plage ancienne intercalée entre deux blocs granitiques sur 2,50 m de longueur. À la base on observe des galets emballés dans des sables et des graviers émoussés, avec au-dessus une couche de sable jaune admettant des lits de sable

roux et de petits graviers rubéfiés sur 30 à 40 cm. La partie supérieure est constituée par un sable roux très compact. La morphoscopie des grains de quartz montre une usure faible comme pour les plages anciennes de la presqu'île de Tourony en bordure du rivage. Un autre indice est signalé au Guern à l'Est de Landrellec, vers la cote 19 m. Ces dépôts jalonnent une ligne de relief sinueuse séparant la basse plate-forme de Landrellec-Trégastel, d'un autre niveau d'aplanissement assez irrégulier situé plus au Sud.

À l'Est de Ploumanac'h, l'abrupt littoral est imposant et l'abondance des formations périglaciaires ne facilite pas la recherche des niveaux marins anciens, bien que la falaise morte soit localement accidentée de chicots rocheux et de replats en arrière de la ligne de rivage actuelle. Des galets ont été vus en arrière du phare de Nantouar, vers 14 m d'altitude et on remarque également des galets isolés remaniés dans les coulées de head exposées en falaise en bordure de la mer. Des dépôts significatifs ont été vus également à la limite de la basse plate-forme littorale, sur la commune de Plougrescant. Cette dernière est accidentée d'écueils fossiles, en particulier entre Porz Scaff et la pointe du Château à la limite de la feuille Tréguier. Les galets anciens tapissent un abrupt assez émoussés limitant la surface qui s'abaisse lentement de Plougrescant vers la pointe du Château. Le dépôt décrit par J.-P. Pinot (1966) à Prat Lédan est encore visible en bordure des routes quittant le littoral entre Crec'h Melo et Keravel. Les galets les plus élevés culminent vers 13 m et les plus bas se situent vers 10,50 m NGF. Ce gisement se situe sur la feuille Tréguier, mais plusieurs indices permettent de penser que la plage perchée se poursuit vers le SW en direction de Gouermel. Les galets sont parfois gélifractés et en plus des roches locales, les dépôts admettent également des silex provenant des fonds de la Manche.

Un niveau marin pléistocène de 5 à 12 m au-dessus de l'actuel semble donc bien établi entre Plougrescant et le saillant de Trégastel. Il a été également identifié plus à l'Est sur le versant littoral en arrière du sillon de Talbert (feuille Tréguier), mais n'a pas été reconnu en baie de Saint-Brieuc (feuilles Pontrieux-Etables et Saint-Brieuc). En l'absence de formations organiques et de datations absolues, on ne peut les situer sur l'échelle isotopique, où les plages anciennes de bas niveau de Pléneuf-Val-André sur la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc (site de Piégu) ont été attribuées aux stades isotopiques de l'oxygène (IOS, Isotopic Oxygen Stage, Emiliani (1957)) 5e, 7 et 9.

My. **Galets et sables marins entre 0 et 10 m (NGF)**. Les cordons littoraux actuels sont souvent nourris par l'érosion de formations marines antérieures à la dernière glaciation. Des affleurements sont parfois observables sur l'estran jusqu'au niveau de mi-marée : plage de Goas Trez à Trébeurden. On les voit fréquemment également entre les îles des archipels de Buguélès et de Plougrescant. Beaucoup de dépôts signalés autrefois au pied des falaises taillées dans les dépôts de versant sont désormais masqués par des cordons d'enrochements et des murs de protection. Les stratigraphies observées sont

variées avec superpositions de niveaux de galets de calibres différents, de couches de sable parfois dunaires et également intercalations de niveaux fins et de sols anciens. Les niveaux sableux sont parfois consolidés par les oxydes de fer, et les accumulations de galets ont généralement subi l'action du gel après leur dépôt : gélifraction et cryoturbation. Au pied des falaises mortes la partie supérieure des dépôts de plages anciennes correspond souvent à des galets entraînés par la gélifluxion, lors des refroidissements climatiques du Weichsélien ancien. Une grotte fossile a été remarquée au-dessus du niveau des hautes mers actuelles, à proximité de la plage ancienne de Trestrignel et des sables consolidés brunâtres ont été signalés entre les roches vers 8 m d'altitude sur l'île des Lapins.

Quelques dépôts présentent des dispositions stratigraphiques intéressantes à l'abri de pointes rocheuses : isthme de Squewel à Ploumanac'h, ainsi que celui de Port l'Epine à Trélévern. Elles traduisent des variations climatiques ainsi que des oscillations du niveau marin pendant la dernière période interglaciaire. Les dépôts sont azoïques, contrairement à la plage éémienne de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc dont l'âge a été confirmé par des datations ESR. Des industries paléolithiques sont fréquemment associées aux dépôts et des traces de foyers ont été identifiées à la pointe de Port-l'Epine, ainsi qu'à la base de la falaise au Nord de l'île Bono aux Sept-Îles.

La coupe levée à l'Est de l'isthme de Squewel par J.-L. Monnier (1980) montre au-dessus d'une plage ancienne de galets, une succession de limons arénacés plus ou moins lités associés à des couches de sable fins et à des niveaux humifères noirâtres. On voit dans la partie supérieure de la coupe, des apports lœssiques reposant sur des arènes limoneuses, correspondant dans les coupes situées au sud du granite de Ploumanac'h, à des coulées de gélifluxion alimentées par la gélifraction du granite de Perros (parking de Ranolien sous le sémaphore). Généralement la partie supérieure des formations interglaciaires a été érodée au cours du pléniglaciaire weichsélien et les témoins des différentes phases isotopiques du stade 5 ont disparu à l'exception de la plage inférieure représentée par des galets ou des sables consolidés. Au Squewel, on peut exceptionnellement reconnaître au-dessus de la plage ancienne éémienne (IOS 5e), une phase de refroidissement (IOS 5d) suivie par une phase de pédogenèse avec un apport dunaire (IOS 5c : Brorup-Amersfort). On remarque ensuite un remaniement de la dune et des apports latéraux traduisant un autre refroidissement (IOS 5b), avec au sommet le développement d'un ranker correspondant à un autre interstade tempéré (IOS 5a : Odderade).

La coupe entre Port l'Epine et Nantouar montre en bordure de la plage de Pors Garo, un niveau de galets marins coiffé par un niveau illuvié pédogénique où des charbons et des graviers brûlés ont été remarqués. L'horizon supérieur est absent et a été érodé lors de la mise en place d'un dépôt de versant altéré au sommet duquel un second Bt illuvié est également tronqué par d'autres apports

périglaciaires. On découvre également vers l'extrémité occidentale de la falaise en bordure de la plage de Penn an Hent Névez à Louannec des sols interglaciaires au-dessus de la plage ancienne de galets s'appuyant sur le platier ancien, montrant localement une couche brûlée.

Holocène

La transgression holocène a envahi progressivement les talwegs entaillant la plate-forme littorale entre les vallées du Léguer et du Jaudy en déposant des silts, des sables et des graviers, qui ont en partie masqué la topographie post-glaciaire. La mer a redistribué les particules arrachées aux dépôts périglaciaires par les vagues, en fonction de l'énergie de la houle et des courants de marée. Localement des affleurements de tourbes lacustres et de sols holocènes peuvent occasionnellement découvrir sur les estrans en fonction de mouvements sédimentaires résultant du régime des vents et de la dynamique marine.

Les observations des ensembles de l'étage mésotidal ont été complétées par les levés réalisés en mer dans la zone infratidale (*cf.* Géologie marine).

MzS. **Estrans sableux**. L'examen des photographies aériennes prises à basse mer et l'exploration des estrans ont permis d'identifier des sables graveleux, des sables fins, ainsi que des sablons et des sables vaseux. Ces derniers sont parfois colonisés par les herbiers à zostère, en particulier au Nord de Nantouar.

Les sables sont plus fins à l'abri de la pointe de Ploumanac'h et peuvent admettre localement des fines au Nord de Trestraou. Des sables vaseux sont également présents dans le chenal de l'anse de Perros et plus à l'Est, des sables fins sablonneux occupent largement le rentrant de Nantouar ainsi que les couloirs entre les platiers rocheux de Trélévern et de Trévoux-Tréguignec. Dans le secteur de Penvénan accidenté de nombreux couloirs et de chaussées rocheuses le grain des sédiments est variable. Le chenal de Port-Blanc montre des sables coquilliers devenant fins en remontant vers l'anse de Pellinec. On observe la même situation devant l'anse de Gouermel entre les archipels de Buguélés et de Plougrescant. Plus au Nord entre la pointe de Plougrescant et l'Île Tomé, on a affaire à des sables biograveleux, puis à des graviers litho-caillouteux coquilliers. Au Nord du plateau des Sept-Îles et des Triagoz les fonds au pied du talus, sont en grande partie occupés par des cailloutis lithoclastiques.

Mz. **Plages de sable et de gravier**. Le littoral, très découpé entre Trébeurden et Perros-Guirec, montre de nombreuses plages souvent caractérisées par des sables et des graviers bien triés. Entre l'Île-Grande et Landrellec, les plages sont abritées par des îlots et correspondent à des sables fins passant à des sablons vers le Sud. L'anse de Milin Kerlavos montre une couverture de sables fins au Sud des roches accidentant l'estran, dans le prolongement de la plage de Toul Bihan. À Trégastel, l'île aux Lapins est reliée

à la côte par une accumulation de sable grossier. De part et d'autre de cette accumulation, les paramètres granulométriques sont très différents : sable fin en bas de plage à la Grève Blanche, mais disposition inverse sur les profils de la Grève Rose (Urvoas, 1970). On constate aussi une augmentation du grain moyen pour les plages de Porz Coz et du Nord de l'île Renote. Dans l'anse Sainte-Anne entre Trégastel et Tourony, de petites accumulations sableuses en queues de comètes sableuses s'étirent sur plus de 100 m en arrière de roches isolées avec au Sud, au pied des ouvrages de protection, des sablons. Les teneurs en carbonates sont faibles sur la plage de Saint-Anne (0,5 à 1,6 %), mais s'élèvent à 24 % à la plage de Tourony. L'espace portuaire de Ploumanac'h, montre des sédiments de plus en plus fins vers le Sud. La dynamique des plages de Trestraou et de Trestignel est perturbée par des ouvrages de protection contre l'érosion marine. À Trestraou, des galets étaient autrefois adossés à la côte et la déflation éolienne s'exerçant sur les sables fins de la partie supérieure de la plage entretenaient une dune s'appuyée au versant. Actuellement, le matériel est de plus en plus fin vers l'Ouest de la plage. Les profils transversaux montrent un grain un peu plus grossier à la rupture de pente, entre le haut et le bas de plage, occupé également par des sables fins. À Trestignel les sables les plus fins migrent vers les ailes de plage à partir de la zone centrale plus exposée aux houles. Comme à Trestraou, la teneur en calcaire montre des variations positives du haut vers le bas de plage : 22 à 33 % et 17 à 37 %.

À l'Est de Perros-Guirec, la partie supérieure des estrans est occupée le plus souvent par des galets. La granulométrie des plages en bordure du trait de côte et entre les îles ou les levées de galets est très variable : sablons à Trestel et dans l'anse de Pellinec, sables fins sur les rivages de l'anse de Gouermel ainsi qu'entre la côte et les îles de Plougrescant. Le grain du sable est très variable entre les îles de l'archipel de Buguéles : sable grossier, sable fin et sablons en fonction de la dynamique des phénomènes hydrosédimentaires entre les îles et les levées de galets.

Dans l'ensemble, on constate que les granites roses ont fourni plus de sables à grain grossier ou moyen que le granite blanc de l'Île-Grande et le granite de Perros-Guirec. Les teneurs en calcaire sont en rapport avec la granulométrie des plages : augmentation des taux en fonction de la diminution du grain moyen. Le façonnement des grains de quartz est dans l'ensemble peu poussé, mais sur cette côte exposée, le classement granulométrique est en général excellent (Urvoas, 1970).

Les paramètres granulométriques changent rapidement en fonction de l'état de la mer et des conditions climatiques et, dans la partie supérieure des plages, on observe ponctuellement des concentrations de minéraux lourds. À Trégastel ils sont fréquents sur les rivages de l'anse Saint-Anne, en période d'amaigrissement des plages, et tapissent souvent les limons arénacés sous-jacents. Les teneurs en magnétite et Ilménite peuvent atteindre 96 % et leur

caractère non usé suggère une origine proximale (Chauris, 1991a). Des comptages ont été également effectués sur les micro-placers littoraux de Trébeurden et des îles à l'ouest du massif de Ploumanac'h. Le spectre minéralogique est également dominé par l'ilménite et la magnétite (65 %), le grenat (9,5 %), l'amphibole (8,1 %) et l'épidote (7,4 %). Une partie des minéraux dérive vraisemblablement des roches locales ou des roches vertes de la baie de Lannion, mais le grenat ne présente pas une origine proximale et peut éventuellement venir des confins orientaux du Pays de Léon (Chauris, 1990).

MzV. **Estrans vaseux**. Il n'y a pas d'accumulations vaseuses importantes sur le littoral du Trégor, entre les rias du Léguer et du Jaudy. On observe pourtant des dépôts fins, sur de faibles étendues, localisés au fond des anses ou à l'abri d'îles et de cordons littoraux. Les fines, dans les zones abritées, sont souvent mêlées aux sables et aux graviers et dans la partie supérieure de l'estran, les sédiments sont occupés par des prés salés, comme au Nord de Trébeurden, à l'abri de l'Île-Grande (marais maritimes de Toëno et de Notenno).

Les analyses granulométriques des slikkes et des schorres montrent rarement des proportions de silts supérieures à 50 % (marais de Run ar Gam), contrairement aux limons lœssiques affleurant parfois dans les chenaux de marée du pré salé à l'ouest de l'allée couverte de Prajou Menhir (Pinot, 1961a-b). Les fines sont composées essentiellement de débris de quartz et correspondent au remaniement de limons continentaux périglaciaires décapés par l'érosion marine sur la plate-forme littorale, comme au Sud de l'Île-Grande.

Les vasières d'estran décrites autrefois correspondent en fait à des slikkes sablonneuses admettant des silts en faible quantité. Des proportions plus importantes peuvent être notées dans les fonds d'anses ou à l'abri de cordons littoraux et de digues, comme en amont du rentrant de Ploumanac'h, ou au Sud de l'anse de Perros-Guirec. Des sablons envasés ont été aussi remarqués dans l'archipel de Buguélés et au fond de l'anse de Pellinec. Ces dépôts sont vraisemblablement hérités d'une période où le niveau marin était moins élevé, avec au Nord des îles Ziliec et Vinic, un cordon littoral plus important que le tombolo actuel.

MzG. **Grèves et cordons de galets**. Les granites roses à gros grain du massif de Ploumanac'h sont peu favorables à la fourniture de galets, par contre les littoraux installés sur les granites de l'Île-Grande et de Perros montrent de nombreuses grèves de galets et plusieurs cordons remarquables sont observables en avant des falaises mortes ou sur la plate-forme littorale. Ces accumulations de galets se disposent perpendiculairement aux forces formatrices en s'accrochant à deux points d'appui, ou s'allongent parallèlement à la résultante des agents morphogènes : houles et vagues. Les courants de dérive peuvent être également à l'origine de flèches à pointe libre.

Les rivages de l'Île-Grande et de l'île Aganton montrent de nombreuses grèves de galets, nourries autrefois par les tailleurs de pierre. On remarque aussi des amas de blocs sur les estrans, comme aux Peignes. L'îlot du Corbeau est relié au Nord-Est de l'Île-Grande par un tombolo submersible. À l'Ouest de Landrellec, on remarque aussi quelques accumulations en position de fuite, à l'abri de l'île Morvil et de l'île Plate.

Au Sud de Porz-Rolland, des grèves de galets sont adossées au versant périglaciaire. Leur lithologie est variée avec des éléments fournis par le granite de Perros-Guirec, les gneiss icartiens et les filons de dolérite. On y observe aussi quelques blocs plus volumineux provenant du massif de Ploumanac'h et quelques quartzites provenant du domaine sous-marin. Des boules de granite rose dont la longueur dépasse parfois 2 mètres ont été aussi localisées sur l'estran de l'Île Tomé, depuis le niveau des basses mers jusqu'au pied de la falaise. Pour ce site une origine anthropique semble exclue, contrairement aux roches exotiques de l'estran de l'île Aganton, attribuées à du délestage (Chauris, 1990).

Des galets sont visibles dans la partie orientale de la plage de Trestraou, au pied du mur de protection de la promenade. On remarque, dans cette accumulation, une proportion importante de granite (73 à 94 %), avec des indices d'émoussé élevés. D'autres grèves sont adossées à la côte de Pors ar Gored jusqu'au Linkin, où un amas de galets (Bank ar C'hraou) occupe l'estran sur 300 m à l'Est du port, en s'étirant dans l'anse de Perros-Guirec sur un demi kilomètre. Cette accumulation colonisée en grande partie par les algues témoigne d'une ancienne position de la flèche à pointe libre qui a été aménagée lors de la construction du port de plaisance. Un autre sillon de galets (Ar C'hin) occupe la rive de l'anse en isolant une lagune aujourd'hui fermée à l'ouest par une digue. Le ruisseau de Varac'h s'y déverse et la partie proximale de la flèche a dû être renforcée par des enrochements et des remblais. Dans sa partie distale son orientation s'infléchit vers le SW et un étroit goulet subsiste à la confluence des ruisseaux de Saint-Quay-Perros, vers Pont-ar-Sauz. Les galets sur la face nord, sont souvent mêlés de sable vaseux en raison du recul de l'accumulation aux dépens du schorre et de la vasière de l'anse sur son revers. La flèche est alimentée par l'érosion des dépôts périglacaires tapissant la falaise morte en arrière de la grève de Penn an Hent Névez et par une dérive littorale orientée vers l'Ouest : décroissance régulière de la taille des galets depuis la racine vers son extrémité (Urvoas, 1970). Les remaniements sont fréquents et, lors des tempêtes, des galets franchissent parfois la crête pour se déverser sur le bord de l'étang.

Entre la plage de Port l'Epine et l'anse de Kériec, le cordon du Palud à l'abri du Roc Rouge montrait autrefois, avant l'aménagement du camping, une crête se recourbant vers la falaise morte en isolant un marais littoral. Sur l'estran, en arrière de l'île de Sieck et de roches voisines, plusieurs accumulations en queues

de comètes, sont pointées vers la côte. Ce type d'accumulation se retrouve souvent en direction de Port Blanc : Le Corbeau, Roc'h Louet Du, île Bruc, île des Femmes. Dans ce secteur, la ligne de rivage est généralement formée par une levée de galets isolant des dépressions sub-littorales : Le Royau, marais du Launay. Un cordon transversal se dresse également en avant de la côte, au Nord de l'archipel de Buguélès, entre l'île Ziliec et l'île Ozac'h. Ce tombolo s'articule au Nord de l'île Balanec sur deux roches et sa longueur totale est de 1 500 m, pour une largeur jamais inférieure à 80 m. Des accumulations en queues de comètes s'abritent également en arrière d'îlots dispersés, sur les platiers au Nord de l'île Saint-Gildas, et au Nord-Est de l'île Balanec.

À l'Est du rentrant de Gouermel, un système de tombolos et de queues de comètes forme une barrière complexe en avant du littoral de Plougrescant. Certaines accumulations sont inadaptées à la dynamique hydrosédimentaire actuelle et semblent avoir été construites avant leurs voisines (Pinot, 1963). On observe donc une évolution polyphasée, avec des articulations de formes curieuses. Une partie du matériel semble provenir du recyclage par la transgression flandrienne, de levées littorales plus anciennes héritées de périodes interglaciaires antérieures. Sur le rivage au Sud de Pors-Scaff, des cordons de barrage isolant de petits marais littoraux semblent également avoir succédé à des levées de galets perpendiculaires à la côte.

Dz. **Dunes, cordons sableux**. La faible extension des estrans sableux n'a pas favorisé le développement de dunes et les épandages éoliens sont peu étendus en arrière des cordons sableux. Ces derniers isolent généralement des dépressions humides, comme celle du Quellen en bordure de la plage de Goaz-Trez à Trébeurden, et celui de la plage de Trestel à Trévoux-Tréguignec. Ces rivages sont dans l'ensemble soumis à une érosion importante et ont dû être protégés par des cordons d'enrochement ou des murs privant d'alimentation les dunes situées en arrière : dunes de Trégastel et dunes situées à l'Est du Marais du Launay à Penvénan. L'île Molène, essentiellement dunaire, est menacée de disparition (Pinot, 1989, 1990a-b). Pour les épandages éoliens plus importants, la morphologie dunaire est peu apparente : Landrellec, Bringuilier, Île-Grande. L'urbanisation s'est également développée aux dépens des terrains dunaires, comme en arrière des plages de Trestraou et de Trestrignel. Les affleurements encore visibles correspondent alors à des sols sableux avec parfois des apports colluviaux plus ou moins limoneux.

La résultante des vents au Sémaphore du Cribo est N 87° et un certain nombre de plages sont à l'abri des vents fort. Les vents de secteur Nord peuvent cependant être violents, comme le montre l'examen du sable dunaire de l'île Renote, avec un grain moyen s'élevant à 1,27 mm. Pour les autres dunes du saillant Trégastel – Perros, les moyennes granulométriques se tiennent habituellement entre 0,20 et 0,30 mm.

Les dunes des îles se sont formées d'abord. Elles fossilisent des sols et des installations préhistoriques. Elles conservent aussi à leur base les coquilles de gastéropodes actuellement disparus des milieux dunaires, comme Pomatias elegans qui a été observé à l'île Aval, ainsi que dans le secteur de Landrellec.

Formations continentales

Formations des plateaux

Œ. **Limons pléniglaciaires weichséliens**. Les reliefs limitant au Sud la plaine de la Manche, ont été couverts des sables fins et dépôts lœssiques au moment du dernier maximum glaciaire, lorsque le niveau marin était au plus bas. Des vents froids et secs provenant de l'inlandsis britannique étaient chargés de particules fines arrachées aux sédiments asséchés, de part et d'autre du fleuve Manche. Dans un premier temps, des sables fins se sont déposés au Sud du golfe Normand-Breton (feuille Saint-Malo), mais plus à l'Ouest, ces formations n'apparaissent que rarement au sommet des heads. La position des lits de sable associés aux formations périglaciaires, sur le versant Nord de l'île Bono, n'a pu être précisée et sur la côte, entre Trébeurden et Plougrescant, les lœss souvent en discordance stratigraphique sur les autres formations, sont assez mal représentés. Ils couvrent des surfaces assez importantes sur le plateau trégorrois, mais sont dans l'ensemble peu épais et rarement observables en coupe. Les lœss non remaniés constituent, lorsqu'ils sont secs et non altérés, une roche finement pulvérulente agréable au toucher, de teinte jaune ocre. Les tranchées ouvertes dans ces sédiments s'effondrent facilement dès qu'ils sont saturés d'eau. Sur les crêtes d'interfluves, ils ont été en grande partie décapés par l'érosion agricole, mais dans les cuvettes du plateau, où les épaisseurs sont plus importantes, ils se caractérisent en surface par une coloration gris bleu correspondant à des sols à gley, comme ceux des colluvions et alluvions des têtes de vallon. Ces limons gris argileux ont été notés à part sur la feuille Lannion (complexe argilo-limoneux), mais n'ont pas été distingués sur la présente feuille, car il s'agit en fait de la même formation sédimentaire.

Les limons lœssiques observés dans les falaises littorales, entre Trébeurden et Perros-Guirec, sont parfois carbonatés, mais les teneurs en $CaCO_3$ sont faibles par rapport à celles des lœss de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc. De petites poupées de lœss et des fourreaux de racines ont été observés dans le secteur de Toëno, au Nord de Trébeurden. Des concrétions calcaires ont été également remarquées dans un limon fin reposant sur un limon sableux, examiné dans l'îlot se situant au Sud de l'île Aval, sur la commune de Pleumeur-Bodou. À l'intérieur des terres les travaux de terrassement dans la couverture limoneuse révèlent parfois des niveaux calcaires avec de grandes plaques concrétionnées dépassant parfois

quinze centimètres de long et plusieurs centimètres en épaisseur : bassin versant du Lizildry entre Plougrescant et Plouguiel.

Un lehm argileux ocre-orange est parfois installé au sommet des limons décarbonatés et, localement, on note de grandes fentes de cryodessiccation pénétrant le sédiment de 1 à 2,5 m et dessinant en surface des réseaux polygonaux d'ordre métrique. Le plus souvent, le sommet des formations limoneuses est tronqué par une reprise de l'érosion après le dernier maximum glaciaire, et un sol brun lessivé parfois épaissi par le colluvionnement s'est installé à la surface des limons résiduels. Sous ce sol, on observe quelquefois, en particulier dans les falaises entaillant la base des versants entre Louannec et Penvénan, des limons à doublets caractérisés par une alternance de lits de coloration différente (beige à gris jaune). Généralement on ne voit pas dans le Trégor les apports lœssiques successifs décrits entre Saint-Brieuc et Dinard (Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Monnier et Bigot, 1987 ; Bigot et Monnier, 1987) et les lœss inférieurs ont disparu, sauf dans quelques sites à l'Ouest de la carte.

Ainsi, dans le secteur de Toëno vers Trébeurden, on distingue deux apports lœssiques séparés par un niveau plus argileux correspondant à une discontinuité ou à un ancien sol arctique. Le limon pulvérulent inférieur est de teinte jaune-beige, tandis que le limon supérieur jaune-orange est plus argileux et présente des taches claires vers le haut. Les limons supérieurs, sur la plate-forme en avant de la falaise morte entre Toëno et Larmor, montrent parfois des fentes de dessiccation plus tardives, avec un remplissage d'argile grise. Les racines des graminées constituant les herbus sur le haut estran exploitent ces réseaux et, dans certains cas, les peuplements de joncs maritimes à la surface des schorres encadrent des cellules polygonales colonisées par d'autres herbes. Des limons gris bleu gleyifiés sont également visibles sous le sable des anses, à l'abri de l'Île-Grande et au Sud de l'Île Tanguy à l'entrée de l'anse de Kerlavos. Dans les archipels de Penvénan et de Plougrescant, des limons affleurent ponctuellement sur les bas estrans à la limite des roches ou à l'abri des cordons de galets. Sur le littoral des communes, à l'Est de la carte, les limons ne sont pas abondants, cependant on peut observer jusqu'à trois mètres de dépôts lœsiques, au Nord de Trélévern, dans la coupe de la presqu'île de Port-l'Epine.

L'horizon de Nagelbeck (*ex.* sol de Kesselt) n'a pas été identifié avec certitude sur cette feuille, et les limons plus anciens semblent avoir pour la plupart disparu, contrairement à ce qui a été observé à l'Est de la baie de Saint-Brieuc. Les limons lœssiques les plus récents, près du vallon de Nantois à Pléneuf-Val-André (feuille Saint-Brieuc), ont fourni par thermoluminescence (TL) une date de 18,2 ± 2,5 ka (Loyer *et al.*, 1995). Il est probable que les limons s'appuyant sur les dépôts de versant périglaciaires ou des arènes limoneuses et présentant localement tous les caractères d'une dynamique lœssique, correspondent également au Nord du Trégor, à la période climatique très froide et sèche qui

caractérise le Pléniglaciaire supérieur, avant le réchauffement climatique marquant la fin du stade isotopique 2.

Formations de versants

Cy. **Colluvions tardiglaciaires**. Sous les colluvions récentes, on observe des colluvions plus anciennes, correspondant au remaniement superficiel des formations de versants périglaciaires, après le dernier maximum glaciaire. Ces formations qui se sont mises en place par solifluxion, reptation et ruissellement diffus ont été nourries par les limons lœssiques tapissant la convexité sommitale du versant ou par les altérites et heads sous-jacents. Les dépôts parfois hétérogènes peuvent englober des graviers et des pierres et deviennent limoneux sur les faibles pentes où des fentes de dessiccation sont visibles à la base des sols.

Sy. **Coulées limoneuses à graviers ou à blocs**. Pendant la dernière période glaciaire, les alternances gel-dégel ont favorisé la désagrégation des roches en exploitant les diaclases et les joints cristallins. Le défonçage cryoclastique a été plus ou moins important selon les lieux, et une altération préalable des affleurements a favorisé la production de débris granulaires ou de blocs de tailles diverses en fonction de la lithologie des plutons granitiques et des roches associées. Ces éléments hétérométriques sont emballés dans une matrice argilo-limoneuse plus ou moins abondante et ils couvrent en partie les versants de la corniche littorale et des vallées. Leur mise en place implique un climat froid et humide et correspond à des apports successifs résultant de phénomènes de cryoreptation et de gélifluxion au moment des dégels saisonniers. Les accumulations sont importantes dans la concavité basale de l'abrupt côtier, où elles fossilisent les plages, les dunes, les sols et les formations associées du dernier interglaciaire (stade isotopique 5 ou plus ancien). Leur puissance peut dépasser 8 m en bordure du rivage entre Port-l'Epine et le camping de Louannec. Localement ces dépôts sont bien stratifiés, avec des niveaux à matrice plus abondante lités montrant une coloration grise avec parfois des concrétions ferrugineuses. Dès que l'on s'éloigne des reliefs, lorsque la pente s'affaiblit, leur épaisseur se réduit et les blocs véhiculés par les coulées de gélifluxion sont de moins en moins abondants. Sur la plateforme littorale, la transgression marine actuelle n'a pas totalement décapé les formations périglaciaires. Localement, à l'écart des îlots et des rochers de l'archipel de Buguélès et de Plougrescant, quelques affleurements argilo-limoneux se singularisent parfois par la présence de galets ou de pierres en position verticale dessinant parfois des figures polygonales. Ces éléments résultant de la cryoexpulsion à partir de plages anciennes, ou de surfaces rocheuses gélifractées sous-jacentes, entourent un espace médian montrant des éléments plus fins. Ils peuvent aussi se disposer en lignes plus ou moins continues en fonction de la fracturation du substrat ou du sens de la pente. Sur le littoral, ces phénomènes sont également bien exprimés à la limite supérieure des plages pléistocènes et vers la base des formations périglaciaires, en particulier à la pointe de la batterie

de Port-l'Épine où l'absence de coulées de gélifluxion protectrices a permis le développement de beaux festons de cryoturbation (Pinot, 1966).

Au pied de l'abrupt littoral, les langues de gélifluxion du Weichsélien ont le plus souvent éliminé les formations interglaciaires qui couvraient la plage éémienne. On note localement la présence de galets marins déplacés par solifluxion et appartenant à des niveaux de plage topographiquement plus élevés. Ils forment des lentilles bien individualisées intercalées dans les heads inférieurs parfois sableux, comme à l'ouest de Port le Goff (Pinot, 1966). Les heads couvrant les versants, entre Ploumanac'h et Plougrescant, appartiennent au dernier cycle périglaciaire, et il ne semble pas y avoir à leur base de dédoublement véritable de plages anciennes associées à des dépôts de versant correspondant à un cycle plus ancien, comme dans les falaises de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc. On peut considérer que les heads reconnus sur cette feuille sont weichséliens et qu'ils appartiennent au Pléniglaciaire inférieur et moyen (stades isotopiques 4 et 3).

Les granites roses de Ploumanac'h et de Trégastel, comme les autres granites à gros grain en bordure de la Manche, ont été surtout sensibles à la désagrégation granulaire pendant les périodes froides et humides de la dernière glaciation. Ils ont donc fourni beaucoup de graviers qui, mélangés aux particules limoneuses, ont migré vers les zones déprimées, comme l'isthme de Squewel, où ils ont comblé les vides des chaos granitiques dégagés antérieurement par l'érosion marine. L'arène limoneuse sous les limons du dernier maximum glaciaire, plus ou moins litée, s'est mise en place par cryoreptation, mais localement on observe aussi un feuilletage résultant de phénomènes de ségrégation par la glace.

Cz. **Colluvions holocènes**. Les colluvions des versants traduisent une dynamique gravitaire simple, assistée par l'eau, dont la résultante correspond au transfert de particules fines de l'amont vers le bas des pentes. Leur partie supérieure a été alimentée par des épandages boueux, ainsi que par les ruissellements diffus et les débordements à la limite de flats alluviaux. À l'Holocène, les horizons pédologiques de la partie supérieure des versants exposés à l'érosion, ont été entraînés sur la pente et ont participé à l'accumulation de ces dépôts. Dans les régions agricoles, ces formations sont généralement dépourvues de structures sédimentaires et remanient les horizons humifères qui occupaient la partie supérieure des versants. La présence de débris de céramiques, d'éclats de silex et parfois de charbons, comme dans la concavité basale de grands versants littoraux actuellement taillées en falaise par la mer, entre Port l'Épine et Truzugal, sont des indicateurs permettant d'établir une chronologie. Des colluvionnements importants ont été aussi observés au-dessus des limons et du sol à poteries néolithiques, à l'Est du ruisseau de Kergouanton, dans la coupe en bordure de la plage de Port le Goff (Pinot, 1966).

Formations fluviatiles

Les ruisseaux traversant la carte, à l'exception du Guindy au Sud-Est, sont courts et n'ont pas construit de terrasses alluviales. Les alluvions reconnues reposent généralement sur les dépôts périglaciaires ou le régolite (manteau d'altérites) lorsque le cours d'eau a réussi à encaisser son cours, lors du réchauffement climatique qui a suivi la dernière glaciation. Une nappe alluviale froide à cailloutis pourrait cependant subsister au fond de la vallée du Guindy. Les sondages effectués à Lanmérin sur la feuille Lannion, ont montré en effet sous les formations holocènes et weichséliennes, des dépôts fluviatiles pléistocènes constitués de petits cailloux peu émoussés emballés dans une matrice argileuse gris vert. Ces alluvions anciennes ne sont jamais visibles à l'affleurement et reposent sur des altérites ou sur les vases littorales attribuées au Gélasien. Dans le bassin supérieur du Lizildry, on observe la même disposition avec des sables moyens ou grossiers généralement argileux reposant sur les altérites et les formations marines ou continentales de l'Éocène supérieur. Des alluvions pléistocènes sans doute plus anciennes occuperaient également une paléo-vallée du Léguer entre l'île Molène et le plateau rocheux du Crapaud à l'Ouest de Trébeurden (Augris et Simplet, 2011)

CFz. **Colluvions (prédominantes) et alluvions**. Des formations colluviales, parfois associées à des alluvions fines plus sableuses tapissent le fond de vallons et de cuvettes pouvant concentrer les ruissellements hydriques lors d'averses orageuses ou de périodes pluvieuses prolongées. Dans la région de Perros-Guirec, les têtes de vallons et la concavité basale des versants périglaciaires ont été suffisamment occupées par les agriculteurs depuis le Néolithique pour qu'un colluvionnement de matériaux fins enrichis de composés organiques se développe. Ces dépôts de fond de vallons sont souvent associés à des sols hydromorphes liés à un excès d'eau permanent ou temporaire. La saturation des pores par l'eau induit un déficit en oxygène et donc une ambiance réductrice. La conséquence la plus visible en est la réduction du fer sous sa forme ferreuse avec des teintes allant du gris au gris bleuté. En raison des variations de l'engorgement dans le temps, l'assèchement peut engendrer, par oxydation, des précipitations de fer sous sa forme ferrique. Les zones de battement de nappe se caractérisent alors par la juxtaposition de taches rouilles et gris bleuté dans le sédiment. L'hydromorphie temporaire correspond à un pseudogley ou horizon « rédoxique ». L'hydromorphie permanente est caractérisée par le maintien du fer à l'état ferreux, ce qui confère aux sédiments concernés une teinte gris-bleu à verdâtre généralisée caractérisant le gley ou horizon « réductique ». Cette teinte a été assez tôt attribuée à la présence de rouilles vertes dont la présence en milieu naturel ne fut confirmée en milieu naturel, qu'à la suite des travaux de l'INRA d'Avignon et du LCPME de l'Université de Nancy sur les gleysols de la forêt de Fougères, par spectrométrie Mössbauer et spectroscopie Raman. Un nanominéral extrêmement commun dans les sols hydromorphes de Bretagne a alors été identifié et le nom de

« fougérite », approuvé en 2004, lui a été attribué en référence au lieu de découverte (Trolard *et al.*, 1996, 1997, 2007). Cet hydroxyde à structure en feuillets se forme par précipitation, lors de la réoxydation du milieu à partir de solutions riches en ions ferreux. Il s'agit d'un minéral instable qui se transforme rapidement en lépidocrocite et/ou en goethite, de couleur jaune à ocre, dès qu'il reste exposé à l'air quelques heures ; par alternances d'aérobiose/anaérobiose avec périodes de réoxydation partielle (fougérite), ou de périodes de réoxydation totale (lépidocrocite, goethite ou hématite). On trouve également d'autres types de fougérite dans les sols hydromorphes, en fonction du pH, associée à des carbonates, du chlore et des sulfates. La valeur agronomique de ces sols engorgés par l'excès d'eau n'est pas bonne, aussi depuis des siècles les agriculteurs ont cherché à les assainir jusqu'à ce que l'on découvre leur rôle épurateur. Les recherches menées sur les « rouilles vertes » et la fougérite en milieu naturel ont montré qu'elles interagissent avec les nitrates, ainsi qu'avec de nombreux métaux et éléments radioactifs considérés comme polluants (Génin *et al.*, 2001).

FCz. **Alluvions (prédominantes) et colluvions**. Au fond des petits talwegs en amont, les alluvions fines et les colluvions sont intimement associées. L'écoulement y est parfois intermittent et les réseaux d'écoulement ne figurent pas toujours sur la carte topographique du fait de travaux de drainages. La base des dépôts est généralement marquée par des lits de graviers, rapidement ensevelis sous des apports limoneux venant des versants sapés à leur base par la divagation du ruisseau en fond de vallée.

Fz. **Alluvions post-glaciaires**. Les fonds de vallées, à l'approche du rivage, sont occupés par des graviers, des sables et des limons résultant de l'érosion des arènes, des dépôts de versants périglaciaires et des limons weichséliens. Les épaisseurs sont en général inférieures à un mètre et le contact avec les heads arénacés ou le limon du dernier maximum glaciaire est généralement marqué par des graviers ou quelques cailloux dispersés par l'écoulement fluvial lors de la reprise d'érosion post-glaciaire.

Dépôts lacustres

Ils se sont formés essentiellement dans le domaine supra-littoral en arrière de cordons. Il s'agit essentiellement de sédiments holocènes que l'on observe également sur les estrans lorsque la ligne de rivage a reculé. Ils sont de deux types : (1) des vases organiques et (2) des tourbes. Le second est cité pour mémoire mais présente un développement beaucoup trop réduit pour justifier une représentation cartographique à l'échelle du 1/50 000.

Lz. **Vases organiques des dépressions sublittorales**. Il s'agit de sédiments très fin argilo-limoneux, parfois riches en matière organique. Ces

dépôts se sont constitués en arrière de cordons isolant des dépressions sub-littorales et barrant des fonds de vallée. Ils montrent parfois des intercalations de niveaux de sable correspondant à des invasions marines lors de tempêtes. Ces formations reposent le plus souvent sur un sol hydromorphe qui affleure parfois sur l'estran lorsque la ligne de rivage a reculé. Des limons argileux gris-bleu ou bleu-vert ont été ainsi découverts lors du nettoyage des grèves polluées par les hydrocarbures de l'Amoco-Cadiz, en particulier dans des anses à l'abri de l'Île-Grande comme celle de Penvern où débouche le ruisseau de Kerhuel, à la limite des communes de Pleumeur-Bodou et de Trébeurden. Ces gleys en position littorale montrent aussi la présence de rouilles vertes et les spectrométries Mössbauer réalisées au LCPME de l'Université de Nancy ont permis d'identifier la fougérite en association avec des minéraux voisins. On peut également s'attendre à voir apparaître d'autres clones de fougérite en fonction des milieux de formation et de leur évolution en particulier dans le domaine littoral et marin.

Plusieurs marais littoraux, comme au Trestel et au Royo, ont été drainés. La surface des marais littoraux a pu également être réduite par des remblais : marais du Quellen et de Gouermel. La construction de digues a été aussi à l'origine d'étangs, communiquant temporairement avec la mer.

Tourbes littorales

Des affleurements tourbeux ont été autrefois signalés sur les estrans, mais leur localisation restait imprécise comme celle de la forêt sous-marine découverte près de Morlaix et se situant en fait à Trébeurden sous la plage de Tresmeur (Chauris, 1991f). Ces sédiments organiques noirâtres affleurent exceptionnellement au moment du démaigrissement de la couverture sédimentaire de l'estran en avant de cordons littoraux. Occasionnellement, ils ont pu aussi être décapés lors d'opérations de nettoyage de plages souillées par les hydrocarbures. Ils se situent souvent dans l'axe de vallées ennoyées par la transgression flandrienne et barrées par une levée de sable ou de galets. C'est le cas pour la forêt sous-marine de la plage de Trestel, où des troncs d'arbres était autrefois extraits à 60-80 cm de profondeur et vendus comme combustible par les riverains. À l'Est de la grève de Nantouar des dépôts organiques sont souvent visibles dans l'axe du ruisseau du Dourdu, au pied du cordon de galets. La puissance du banc tourbeux qui a pu se former à l'Atlantique est de 30 à 40 cm. À sa base se développe un sol hydromorphe et là où les tourbes ont été érodées on observe des limons gris-bleu avec les traces de racines de végétaux qui se développaient dans les anciennes zones humides littorales avant le recul du cordon littoral.

DÉPÔTS ANTHROPIQUES

X. **Remblais, cordons d'enrochements, digues, terrains gagnés sur la mer**.

Remblais

Les remblais n'ont pu être cartographiés que là où ils couvrent des surfaces significatives.

Le littoral a été souillé plusieurs fois par les hydrocarbures à la suite de plusieurs accidents de navires pétroliers : Torrey Canyon (1967), Boelhen (1976), Amoco-Cadiz (1978). Les sédiments pollués ont été retirés des grèves et on ne trouve actuellement des traces de mazout que dans quelques marais littoraux où ils n'ont pas encore été digérés. Ces sédiments, mêlés d'algues, de plastique et de déchets divers, ont été le plus souvent stockés sur les terrains disponibles à proximité et généralement masqué par des apports de sable ou de matériaux provenant de terrassements. L'emplacement de ces fosses a le plus souvent été oublié et en l'absence de documents récapitulatifs, elles sont difficilement détectables. En 1994, le BRGM, à la demande de la DIREN Bretagne, a effectué une enquête qui a permis d'inventorier un certain nombre de sites, pour la plupart situés à proximité de la ligne de rivage. 15 sites ont ainsi été reconnus avec certitude, d'autres sont douteux et lorsque l'espace manquait, des déchets ont été également stockés au-delà de la corniche littorale. En raison de difficultés administratives pour effectuer des sondages dans ces zones qui pourraient être actuellement occupées par une faune et une flore protégées, il est désormais difficile de contrôler le volume et l'état de ces produits. D'anciennes carrières ont reçu également des chargements de coquilles, de sable et de galets pendant les travaux d'aménagement du site portuaire de Trébeurden. Plusieurs dépôts de faible superficie ont été identifiés sur le plateau au Nord de Trébeurden.

Des remblais occupent souvent les zones humides littorales en arrière des cordons. C'est le cas à Trestel et également au fond de l'anse de Perros. Certaines zones basses ont été également surélevées afin de les mettre à l'abri de l'inondation marine, en particulier dans les zones urbanisées de Perros-Guirec (Trestignel, Trestraou) et de Trégastel.

Parmi les remblais d'extension significative, il y a aussi les amas de roches jugées inaptes au polissage et beaucoup de déchets d'extraction autour des carrières de granite rose de La Clarté. De même, les exploitations du granite de l'Île-Grande et les carrières sur les îles à proximité ont évacué vers les estrans de nombreux blocs et cailloux repris ensuite par la dynamique marine. Les sous-produits des carrières ont été également utilisés pour la défense du littoral contre l'érosion marine, ou pour la construction d'ouvrages portuaires et des quais

d'embarquement abandonnés sont observables sur les îles à proximité des anciennes carrières (Agathon, Iliavek, Fougère, Petite Fougère).

Cordons d'enrochements

Les stocks de granite rose altéré provenant de la découverte des carrières de pierre ornementale, ainsi que les blocs non utilisables et mis au rebut ont été largement utilisés pour le renforcement des cordons littoraux et la protection des falaises entaillant les dépôts de versants. Un peu partout ils ont permis de stabiliser la ligne de rivage, en particulier entre Trébeurden et Perros-Guirec, mais également à l'Est de Louannec.

Digues

De nombreux prés salés ont été autrefois conquis pour accroître les surfaces agricoles et des digues ont été également édifiées pour l'utilisation de l'énergie de la mer, tels les digues et moulins à marée des Traouiéros. Des digues ont été également construites pour accroître la surface des îlots de l'archipel de Penvénan : île Saint-Gildas, île Marquer, île Balanec, île Ozac'h.

Dans le détail la ligne de rivage est souvent régularisée par des talus de pierre et d'argile, comme en bordure du marais maritime de Notenno, à l'Ouest de la route de l'Île-Grande, ainsi qu'au Sud de la presqu'île de Landrellec. Des espaces plus importants ont été conquis au fond de la baie de Sainte-Anne (Poul Palud).

Terrains gagnés sur la mer

Des terrains de camping et des zones portuaires sont concernés par ce type d'aménagement sur les communes de Penvénan, de Trélévern et de Louannec et de Perros-Guirec. Des remblais ont été apportés et les espaces ont été nivelés en arrière des ouvrages de protection en front de mer.

GÉOLOGIE MARINE

MORPHOLOGIE SOUS-MARINE

Le domaine sous-marin de la feuille Perros-Guirec peut-être subdivisé en différents secteurs aux morphologies contrastées qui sont liées à la présence des îles et îlots. Quelques domaines principaux peuvent être individualisés : (1) la zone côtière, (2) le Chenal des Sept-Îles et ses hauts-fonds caractéristiques, (3) l'archipel des Sept-Îles et son plateau, (4) les plateaux et hauts-fonds des Triagoz, (5) la zone du large.

La zone côtière

Sur les deux tiers orientaux de la feuille, la zone côtière qui s'étend de l'estran aux fonds de 30-35 mètres, est très étendue du fait de la présence de nombreux îlots et haut-fonds à l'Est, de Port-Blanc à Louannec, autour de l'Île Tomé et de ses plateaux rocheux au Nord. Le trait majeur est le prolongement sous-marin de la vallée orientée NE-SW entre la côte et l'Île Tomé. Bien que parfaitement alignée avec la vallée du ruisseau de Kerduel à terre, cette vallée bifurque en amont vers le SE et le secteur de Nantouar. À la sortie de la baie de Perros, les incisions marquant le tracé des anciens écoulements fluviatiles du ruisseau de Kerduel semblent plutôt orientées vers le NW et le chenal des Sept-Îles passant entre les nombreux hauts-fonds situés entre l'Île Tomé et la pointe du Château. De Tomé jusqu'au niveau de la bordure du granite de Ploumanac'h (Pors Rolland), la zone côtière est une alternance de hauts-fonds et de petites vallées bien marquées, comme celle qui prolonge le ruisseau de Trestraou jusqu'au niveau du Chenal des Sept-Îles.

De Ploumanac'h à Trégastel, la bordure du complexe granitique de Ploumanac'h est caractérisée par un tombant important jusqu'aux fonds du Chenal des Sept-Îles qui se situent vers 40 mètres de profondeur à proximité de la côte.

De Trégastel à Trébeurden, la zone côtière s'étend largement entre les vastes estrans autour de l'Île-Grande et les nombreux îlots et hauts-fonds entre lesquels quelques petites vallées peuvent être repérées.

À l'Ouest, au niveau de Trébeurden, la bordure côtière et les îlots du complexe granitique sont clairement séparés des haut-fonds du Crapaud par une vallée orientée nord-sud dont l'écoulement vers le Nord est indubitable. Cette vallée se raccorde aussi à la baie de Lannion où un système important de paléovallées enfouies sous les sédiments meubles a été reconnu (*in* Simplet *et al.*, 2011).

Le Chenal des Sept-Îles

Entre la zone côtière et l'archipel des Sept-Îles, le chenal du même nom est caractérisé par une surface relativement plane entre 40 et 45 mètres de profondeur et la présence de nombreux hauts-fonds très rectilignes et orientés N60°E. Cette direction structurale « cadomienne » contrôle clairement la morphologie de ce domaine sous-marin nord-trégorrois, que ce soit au niveau de la bordure de la zone côtière à l'Ouest de l'Île Tomé, de celle au Sud des Sept-Îles et de ses hauts-fonds. L'origine et l'allongement marqué des reliefs sont clairement liés à une érosion différentielle et à la nature lithologique des roches avec la présence de bancs de grès puissants au niveau des hauts-fonds tandis que les zones déprimées sont de nature essentiellement schisteuse (Lefort, 1970c).

À l'entrée ouest du Chenal, les hauts-fonds (Plas ar March', Plas Kastell Menguy, Plas Nevez) sont plus larges et la morphologie globalement « triangulaire » semble indiquer le contrôle de différentes directions structurales : E-W, NW-SE et NE-SW dans ce secteur.

À la sortie nord du chenal et au niveau du plateau situé au NE des Sept-Îles, la direction structurale N60°E est peu marquée et les hauts-fonds semblent plutôt contrôlés par la direction NW-SE.

À la sortie nord-est du Chenal et en bordure de la zone côtière, la morphologie plane des fonds est interrompue par la présence de deux reliefs allongés NW-SE de 1 et 1,8 km de long et de 4 à 6 mètres de hauteur, mais de forme arquée. Des reliefs plus réduits de quelques centaines de mètres de long se succèdent vers le NE au pied de la zone côtière.

L'archipel des Sept-Îles

À l'instar du Chenal et de ses haut-fonds, les Sept-Îles forment un alignement orienté N-60° sur la bordure sud d'un vaste plateau rocheux peu profond qui s'étend sur 3 km vers le large et duquel émergent de nombreux hauts-fonds aux basses mers.

Les plateaux et hauts-fonds des Triagoz

Situés à la limite ouest de la feuille et pour l'essentiel en-dehors de celle-ci, deux plateaux distincts constituent les hauts-fonds des Triagoz. Du plateau de l'Est n'émerge qu'un petit îlot sur lequel a été bâti le phare et de nombreux rochers soumis aux fortes houles et vagues. Les levés du SHOM révèlent la morphologie allongée et les pentes fortes du plateau oriental. Deux incisions profondes orientées NE-SW semblent séparer les deux plateaux reliés par un col étroit de 300 mètres de large. Le plateau ouest, plus étendu, n'émerge pas.

La zone du large

Au-delà des fonds de 55 à 60 mètres, la zone du large représente la zone de plate-forme d'abrasion sous-marine qui s'étend en pente très douce sur plus de 50 km jusqu'au centre de la Manche occidentale où elle atteint 85 mètres de profondeur. À l'extrême nord de la feuille la morphologie, bien que très aplanie, présente une certaine « rugosité » du fait de la présence de petites dépressions, de 1 à 2 mètres de profondeur, étroites et allongées selon une direction NE-SW.

Formations paléoprotérozoïques (gneiss Icartiens, ~ 2 Ga)

Gneiss icartiens. Ces roches sont figurées sur la partie sous-marine de la carte dans le prolongement des affleurements connus à terre entre le complexe de Ploumanac'h et les granitoïdes du Batholite nord-trégorrois. Ils n'ont pas fait l'objet de prélèvements et leur extension supposée très réduite en mer est délimitée en fonction des prélèvements du volcanisme briovérien ou de granitoïdes prélevés en plongée sur les plateaux rocheux avoisinants.

Formations métamorphiques d'âge indéterminé

Complexe métamorphique du Chenal. Le complexe métamorphique du Chenal (initialement « complexe métamorphique du Haut-fond du Chenal ») a été défini dans le cadre de la cartographie détaillée de la Baie de Lannion (Rolet *et al.*, 2011). Son extension vers le Nord a été étendue aux formations de gneiss décrits par B. Auvray et J.-P. Lefort (1971) et qui s'étendent vers le Sud-Ouest.

Dans la baie de Lannion, le complexe est constitué principalement « d'orthogneiss à microcline finement recristallisés ». D'autres faciès d'orthogneiss, « métagranites à microcline cataclasé, métadiorite foliée, métamicrogranite finement folié… » sont décrits par J. Rolet et coll. qui signale également un faciès original caractérisé par le développement de fibres de sillimanite dans la foliation. L'âge de ce complexe est incertain ; il pourrait être rapporté à l'Icartien mais un âge cadomien n'est pas exclu. Une datation radiochronologique n'a pu être tentée sur les échantillons recueillis par carottage à roche.

Au large de la baie de Lannion, des gneiss leptynitiques et des leptynites prélevés juste à l'Ouest de la carte ont été décrits par B. Auvray et J.-P. Lefort (1971). Les échantillons ont montré une texture granolépidoblastique bien développée. Des échantillons prélevés plus à l'Ouest et rapportés au même ensemble ont montré de grands cristaux de feldspath potassique et de plagioclase souvent arrondis et recristalllisés au milieu d'une matrice finement cristallisée semblant figurer les restes d'une texture sédimentaire originelle.

Un échantillon prélevé par J.-P. Lefort (1970c) à l'Ouest de l'Île-Grande en limite de la carte montre une texture de cornéenne avec développement de cordiérite et d'andalousite ; ce métamorphisme de contact est attribué à l'intrusion du complexe de Ploumanac'h.

Au Nord des Triagoz, des gneiss amphiboliques décrits par B. Auvray et J.-P. Lefort (1971) ont une texture granoblastique avec des vestiges de texture

porphyrique et un métamorphisme bien développé de faciès schiste vert à limite amphibolite.

Gneiss dioritiques des Triagoz. Les gneiss dioritiques des Triagoz correspondent aux terrains prélevés uniquement en mer et décrits par B. Auvray et J.-P. Lefort (1971), d'une part au NW des hauts-fonds et îlots des Triagoz et d'autre part, au-delà de la carte, au NE de l'Ile de Batz. Il s'agit de « gneiss amphiboliques à texture granoblastique, dans lesquels on devine parfois des vestiges de texture porphyrique ; ces roches sont métamorphisées dans un climat chaud du greenschist facies, à la limite parfois du faciès amphibolite (disparition de l'épidote et apparition d'un plagioclase An_{40}) ». Il n'a pas été réalisé de nouveau prélèvement sous-marin sur le secteur de la feuille Perros-Guirec. La limite avec les séries dévoniennes est incertaine et établie d'après les prélèvements antérieurs, la morphologie des fonds ou l'imagerie acoustique (le seul profil recoupant le contact ne montre pas de changement de faciès caractéristique) ne permettent pas de préciser le contact.

Un contact par faille a été supposé par B. Auvray et J.-P. Lefort (1971) à ce niveau entre les séries paléozoïques présentes au large du Trégor et le socle métamorphique plus à l'Ouest. Malgré l'importance tectonique éventuelle d'un tel contact (passage du domaine du Trégor à celui du Léon), une simple limite d'érosion a été représentée sur la carte en l'absence d'éléments d'information sur un tel accident crustal qui pourrait néanmoins être présent en profondeur.

Néoprotérozoïque, unité du Trégor

Batholite du Trégor, 615 +13/-7 Ma

Granites, granodiorites. Les roches de type granodiorite et granite du Batholite du Trégor ont fait l'objet de quelques prélèvements sous-marins en plongées dans un seul secteur au Nord de Perros-Guirec. Sur le haut-fond de Poulou Glas au NW du Sémaphore, il s'agit d'un granite à biotite. Un granite à textures micropegmatitiques graphiques pouvant être bréchifié, altéré et partiellement recristallisé a été prélevé. Les minéraux principaux sont le plagioclase, en cristaux sub-automorphes largement séricitisés, le feldspath potassique (orthose microperthitique) et le quartz en cristaux sub-automorphes à golfes. Les ferro-magnésiens sont rares. La texture initialement grenue est estompée par la bréchification et l'altération. Cette déformation peut être reliée à la situation en bordure du batholite et de la formation du complexe hypovolcanique (c'est-à-dire au toit du batholite) et/ou aux rejeux (accidents non cartographiés) le long des contacts entre le batholithe, les gneiss icartiens et le complexe de Ploumanac'h. Un métamorphisme de contact lié à l'intrusion des granites hercyniens peut également être envisagé.

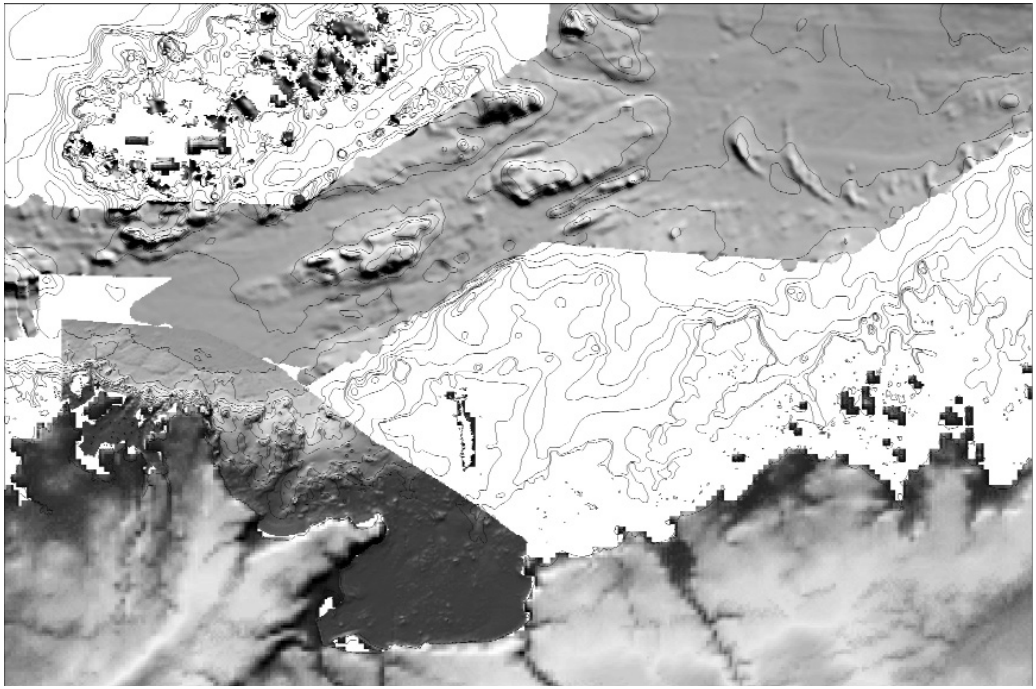


Fig. 8 - Données bathymétriques (levés multifaisceaux du SHOM) dans le chenal des Sept-Iles montrant le relief des hauts-fonds (grès dévoniens) et les dunes (barkhanoïdes) au Nord-Est. Dans la zone côtière : MNT détaillé établi à partir des levés réalisés pour la municipalité de Perros-Guirec

Sur le haut-fond de Legonet (Les Goned), au Nord-Est de la plage de Trestraou, il s'agit également d'un granite fin à biotite (recristallisée), avec plagioclase et quartz abondants, feldspath potassique. La proximité du toit du batholite et du complexe hypovolcanique est attestée par la texture micrographique de la matrice et la présence de quartz subautomorphes à golfes et de néobiotites cristallisées. Celles-ci sont caractéristiques d'une roche ayant subi un épisode de métamorphisme thermique (ou au moins une phase hydrothermale).

À la sortie de de la baie de Perros (haut-fond de Penven), un granite à biotite (chloritisée) et amphibole a été prélevé. La texture est grenue équante, hypidiomorphe avec des cristaux automorphes de plagioclase, de biotite (altérée), xénomorphes et pœcilitiques de feldspath potassique et de quartz.

La limite -ou transition- entre le Batholite du Trégor et l'ensemble hypovolcanique indifférencié a été établie en fonction de la nature des prélèvements - passage au faciès de type granophyre, et *pro-parte* de la morphologie côtière. La carte du gradient vertical des anomalies magnétiques (fig. 8) montre un passage à des anomalies de plus forte amplitude au niveau du complexe hypovolcanique. Le même changement de « faciès magnétique » est observé au Sud de la feuille Perros-Guirec (fig. 9, hors texte), entre les granitoïdes du Batholithe du Trégor et les formations à métavolcanites de Paimpol et de Lannion.

Volcanisme briovérien et ensemble hypovolcanique indifférenciés

Microgranites, tufs et laves acides indifférenciés. Le contour du complexe hypovolcanique de Tomé a été déterminé à partir des prélèvements réalisés par J.-P. Lefort (1970c) qui avait décrit la présence de spilites à l'Ouest de Tomé et plus au Nord-Est, et par les prélèvements de microgranite réalisés dans la zone côtière.

Les nombreux prélèvements réalisés par plongées et les débarquements sur quelques rochers affleurants ont permis de confirmer l'extension de ce complexe en bordure du Batholithe du Trégor et de vérifier, à l'instar des observations réalisées sur l'île et exposées dans la section dédiée à la description des terrains émergés (*cf. supra*), la diversité des faciès pétrographiques des roches présentes dans ce complexe. De ce fait, si une certaine distribution spatiale des principaux faciès du complexe peut être constatée, elle doit être relativisée par rapport à la faible représentativité de l'échantillonnage sous-marin et à son caractère dispersé.

En tenant compte de ce point, les principaux faciès prélevés en mer sont :

– des diorites présentent à l'Ouest de l'île jusqu'à la limite ouest du complexe hypovolcanique et aux abords de celle du complexe granitique de Ploumanac'h ;

– des granophyres, granites rhyodacitique et rhyodacites en bordure du batholite du Trégor au NE de l'Île Tomé, et au Nord de cette même île, des laves acides et basiques, des tufs sur la partie NE du complexe hypovolcanique ; des laves basiques (« spilites ») ont aussi été échantillonnées à proximité, au NE et à l'E de l'Île Tomé.

Les faciès dioritiques échantillonnés sont constitués vers l'Ouest, sur les hauts-fonds à 0,5 mille au Nord de la Horaine : (1) de diorite quartzifère à biotite et rare amphibole cataclasée (à biotite recristallisée ; métamorphisme thermique), (2) diorite à amphibole et biotite, bréchifiée et rétromorphosée, et (3) de diorite (légèrement quartzifère), à amphibole secondaire et néobiotite, affectée par un métamorphisme hydrothermal ou thermique (cornéennes). À proximité de l'Île Tomé, à l'Ouest et à la pointe sud, il s'agit de diorite (ou diorite quartzifère) protomylonitique et diorite quartzifère planaire à amphibole.

Les faciès de laves décrits sont divers : (1) lave vitreuse acide légèrement porphyrique, et auto-bréchique, (2) latite porphyrique rubanée (à mésostase dévitrifiée), (3) lave franche représentée par une méta-andésite porphyrique (« spilite ») autobréchique, (4) pyroclastite (brèche rhyodacitique à lapilli et cristaux), (5) métalave porphyrique rhyolitique ou méta-tuf cinéritique, (6) dacite porphyrique à biotite, cornéifiée (Basse Neuve : métamorphisme de contact lié à la mise en place du massif de Ploumanac'h), (7) lave (acide) à fragments de chert, lave (dacite) microlitique porphyrique à néobiotite, tuf acide à cristaux et lapilli (dacitique).

Les faciès granophyriques (hypovolcaniques) associés à ce complexe sont : (1) granophyre hydrothermalisé sans cristaux de quartz « rhyolitiques », (2) granophyre porphyrique à nombreux cristaux de tels quartz et à biotite (micromonzogranite ou rhyolite porphyrique microgrenue), (3) granophyre autobréchique (rhyodacitique) sans phénocristaux de quartz, (4) granophyre (rhyodacitique) à cristaux de quartz rhyolitiques, très porphyrique à amphibole et biotite chloritisées, (5) granophyre porphyrique (à biotite et amphibole altérées), en voie de bréchification et silicification à partir des fractures, (6) granophyre très porphyrique, plus ou moins cataclasé et altéré, (7) rhyodacite porphyrique à tendance granophyrique.

Les faciès observés montrent l'extension d'un métamorphisme thermique qui pourrait être soit d'âge varisque et dû à l'intrusion du vaste complexe de Ploumanac'h (cette auréole s'étendrait alors vers l'ENE à près de 3 km de la bordure du granite), soit d'âge cadomien et lié à l'intrusion des granitoïdes du pluton cadomien (Batholite du Trégor) dans la couverture volcanique.

À l'Ouest du complexe de Ploumanac'h, un métamorphisme de contact avait été observé en mer (*in* Lefort, 1970c) dans les échantillons de schistes dévoniens

jusqu'à 2 à 2,5 km de la bordure du complexe granitique ; l'attribution de ce métamorphisme au granite varisque paléozoïque est ici indubitable.

Granodiorites syntectoniques

Granodiorite des Sept-Îles (575 Ma). Autour de l'archipel des Sept-Îles, la nature du substratum immergé a été reconnue par plongées sur les hauts-fonds au Sud des îles et des prises d'échantillons sur les îlots qui parsèment le vaste plateau au Nord. Il convient de remarquer que les hauts-fonds du plateau au SW de l'archipel et le long du Chenal, ne sont pas uniquement constitués par la granodiorite, mais qu'ils comprennent aussi en partie des grès dévoniens qui se retrouvent localement à proximité immédiate des îles.

Au niveau des Triagoz, la « granodiorite des Sept-Îles » a été distinguée du complexe métamorphique othogneissique environnant (voir description de la formation à terre) et son extension en mer a été définie uniquement d'après la morphologie très marquée de ce haut-fond. Aucun échantillon sous-marin n'a été prélevé aux alentours des ilots.

Paléozoïque ou Néoprotérozoïque

Gabbro-Diorite d'Ar Goumonenn. Dans le cadre de la cartographie de la baie de Lannion, J. Rolet *et al.* (2011) décrit une roche grenue à plagioclases, amphiboles et quartz primaires. La roche est retromorphosée mais sans développement de foliation. De caractère clairement intrusif dans le socle ancien, son âge est inconnu ; il pourrait être tardi-cadomien ou tardi-hercynien.

Paléozoïque, Cambrien

Granites syn- à tardi-tectoniques

Granite des Triagoz (526 Ma). Le Granite des Triagoz a été échantillonné et daté sur l'une des îles de l'archipel. Il est décrit dans la section dédiée à la description des terrains émergés (*cf. supra*). Le contour reporté en mer sur la carte est hypothétique faute d'informations. L'hypothèse, appuyée par la datation à 576 ± 3 Ma d'un granitoïde d'un autre haut-fond proche, étant que ce granite serait une intrusion d'extension limitée au sein des granodiorites syntectoniques bien caractérisées sur l'archipel des Sept-Îles. Les plateaux à substrat granitique des Sept-Îles et des Triagoz sont séparés en mer par une couverture sédimentaire dévonienne affleurante, d'épaisseur indéterminée.

Paléozoïque, Dévonien

Schistes, grès et quartzites (Dévonien inférieur à moyen présumé). Les terrains attribués au Dévonien constituent le substrat de la majeure partie du large domaine sous-marin de la feuille Perros-Guirec. Les prélèvements réalisés par J.-P. Lefort (1970c) ont permis de montrer leur extension dans le chenal des Sept-Îles et au Nord de l'archipel. Ces terrains s'étendent largement vers le Nord-Est. Ils sont limités à l'Ouest par les terrains du « Complexe Métamorphique du Chenal » et les hauts-fonds des Triagoz. Vers le Nord ils sont recouverts par la couverture tertiaire. Ils s'étendent largement vers l'ENE au large du Trégor en formant une bande d'environ 10 km de large dont l'orientation N60°E, parallèle à la direction générale des fonds, est celle des structures héritées cadomiennes. Les divers échantillons recueillis ont été décrits par J.-P. Lefort et J.-P. Deunff (1970) et comprennent :

– « un ensemble de grès et quartzites, comprenant des grès grossiers, à grains anguleux et bien calibrés, des microbrèches à quartz mal triés et micas blancs, à grains anguleux et bien calibrés, des psammites, des grès micacés, des quartzites à grain fin… La plupart des échantillons montrent un ciment ferrugineux, les feldspasths, en général des plagioclases, sont rares ou absents…

– un ensemble de schistes à schistosité sub-verticale comprenant des schistes argileux parfois gréseux dont la schistosité est peu apparente, des schistes ardoisiers typiques à matière organique comprenant, selon les échantillons, des lits gréseux, des micas blancs des chloritoïdes, de la calcite, des schistes noirs et des ampélites, parfois assez riches en matière organique…

– entre les schistes et les quartzites, on observe de nombreux termes de passage : quartzophyllades, schistes gréseux… Les schistes ardoisiers et les quartzites se rencontrent plutôt au large tandis que les grès, les psammites et les schistes argileux sont plus fréquents à la côte ».

L'étude micropaléontologique des schistes ardoisiers a mis en évidence des Chitinozoaires, de nombreuses Spores, des Scolécodontes et des Acritarches. Les espèces décrites ont été rapprochées de celles du Dévonien, du Dévonien moyen ou supérieur ou, pour les Acritarches, d'un genre connu entre le Dévonien inférieur et la base du Dévonien supérieur. Les terrains ont donc été regroupés dans un ensemble d'âge « vraisemblablement **dévonien inférieur à moyen** » (Lefort et Deunff, 1970).

Les opérations réalisées lors de la cartographie sous-marine ont permis de reconnaitre les principaux hauts-fonds en plongée. Ces hauts-fonds sont tous constitués de bancs gréseux. Il s'agit de grès matures le plus souvent à grain fin bien classé à ciment carbonaté et argileux. Des grès à grain moyen à grossier, parfois assez hétérométriques, sont aussi rencontrés. Le litage parfois oblique peut être souligné par des lits de minéraux opaques. Les grains de quartz

dominants sont anguleux à sub-anguleux plus rarement arrondis. Les feldspaths, microcline surtout et plagioclase, ainsi que des fragments lithiques sont présents.

Il n'a pas été prélevé de schistes lors des plongées sur les hauts-fonds mais des fragments anguleux ont été récupérés à diverses reprises dans les bennes à sédiments réalisées entre les zones de hauts-fonds.

Les observations en plongée et les structures observées en imagerie acoustique (Planche 1) montrent que la direction générale des bancs de grès ou alternances de grès et schistes est ENE-WSW à l'entrée du chenal et sur les hauts-fonds longeant le chenal le long des Sept-Îles. La puissance de certains ensembles gréseux se manifeste dans la présence et la direction des hauts-fonds. Des pendages de 70° vers l'Ouest ont été observées (haut-fond les Dervinis). Au centre et à l'Est du Chenal, les directions sensiblement E-W ont été observées.

Les plateaux rocheux sont bien développés au NE des Sept-Îles dans le prolongement de l'archipel. Au nord des Sept-Îles et au large du plateau, les séries dévoniennes sont également présentes, d'après les prélèvements réalisées par J.-P. Lefort (1970c), mais ne constituent plus de hauts-fonds importants. Si les zones rocheuses semblent moins étendues d'après l'imagerie acoustique, les pointements localisés sont nombreux et la roche paraît être partout sub-affleurante dans ce secteur du large. Au NW des Sept-Îles une structure arquée de direction générale E-W est sans doute constituée de bancs de grès plus importants, mais elle n'a pas fait l'objet de prélèvement ou de reconnaissance par imagerie acoustique ou vidéo sous-marine.

Paléozoïque, Carbonifère, Complexe de Ploumanac'h

Granites indifférenciés. La limite sous-marine du complexe granitique de Ploumanac'h a été déterminée à partir de la morphologie, de l'imagerie acoustique (Planche 1) et de l'anomalie magnétique associée à l'intrusion (fig. 9). La limite septentrionale, clairement orientée Est-Ouest, contraste nettement avec la forme sub-circulaire du complexe à terre et laisse présumer un contrôle structural lors de la mise en place du Massif. Aucun prélèvement n'a été réalisé sur les prolongements sous-marins du complexe en raison de l'extension réduite et des tombants importants au Nord ou des zones dangereuses pour la navigation à l'Ouest.

Terrains tertiaires

Calcaires et grès de l'Éocène (Bartonien). Les formations tertiaires sous-marines au large du Trégor ont été reconnues par J.-P. Lefort (1970a-c). La

	Foraminifères cités in Lefort (1970c)	Calages D. Curry (1960) G. Boillot & Y. Le Calvez (1961)	Calage biostratigraphique avec révision ERADATA 2013 selon zonation en SBZ de J. Serra-Kiel *et al.* (1998), mise en équivalence avec la zonation de foraminifères planctoniques de Wade *et al.* (2011)	
Affleurement près de la côte	***Alveolina elongata***	**Lutétien supérieur**	**SBZ 17 Bartonien inférieur à moyen**	**Bartonien ni basal, ni sommital Zones E12 + E13 *pro parte* - 39, 8 Ma à - 38 Ma**
	Alveolina boscii	**Lutétien supérieur**	**SBZ 11 & 12 Yprésien supérieur Cuisien**	**Yprésien supérieur Zones E7 a et b *pro parte* - 50,8 Ma à - 47,8 Ma**
	Gyroidinella magna	**Lutétien supérieur**	**Éocène moyen à supérieur**	
	Fabularia bella mise en synonymie de l'espèce *discolithes*, citée par Y. Le Calvez, 1971	**Lutétien supérieur**	**SBZ 17 et 18 Bartonien**	**Bartonien**
Affleurement au large	***Rotalia trochidiformis***	**Lutétien supérieur**	**Éocène**	
	Fabiania cassis s	**Lutétien supérieur**	**SBZ 13 à SBZ 19**	**Lutétien à Priabonien**
	Sphaerogypsina sp.	**Lutétien supérieur**	**Éocène moyen à Actuel**	

Tabl. 1 - Juxtaposition des données micropaléontologiques citées par J.-P. Lefort (1970c) et réactualisation 2013 par C. Bourdillon (Sté ERADATA) pour l'affleurement côtier et les affleurements plus au large

description plus générale des dépôts secondaires et tertiaires prélevés en Manche occidentale est exposée par P. Andreïef et J.-P. Lefort (1972). Les séries échantillonnées au Nord du Trégor sont des « calcaires crayeux, des calcaires coquilliers, avec de rares grains de quartz, plus rarement des grès calcaires peu coquilliers, à quartz usés, enfin des calcaires dolomitiques compacts et bien cristallisés » (Lefort, 1970c). Il est noté par l'auteur que le calcaire prélevé au large est plus fin que celui de l'affleurement côtier.

Le petit affleurement isolé représenté à l'Est de la carte, à 7 km au Nord de Port-Blanc, a été reconnu grâce à 2 carottages réalisés par J.-P. Lefort (1970a). Il s'agit de « calcaire blanc constitué d'une accumulation de *Nummulites* sans beaucoup de ciment ». Les espèces décrites : *Nummulites laevigatus* (forme A et B) plates et à spires lâches, *Nummulites planulatus* et quelques *Lenita patellaris* ont conduit à attribuer ces dépôts au Lutétien inférieur (Lefort, 1970a). Cependant, la coexistence de faunes de l'Yprésien (N. laevigatus) et du Lutétien inférieur (N. Planulatus) n'avait pas été relevée par l'auteur dans cette note. Ce remaniement de l'Yprésien inférieur a été souligné par D. Curry (1960) puis reconnu par J.-P. Lefort (1970c).

Le réexamen de ces descriptions et la comparaison avec les autres séries éocènes décrites en Manche occidentale par C. Bourdillon (Société ERADATA) a conduit à réviser le calage stratigraphique des affleurements éocènes reconnus dans le périmètre de la feuille Perros-Guirec (tabl. 1).

L'âge des échantillons calcaires de l'affleurement côtier se situe donc, selon C. Bourdillon dans « *l'intervalle de la biozone SBZ17 à Alveolina elongata, soit le Bartonien non terminal. Le sédiment s'est donc déposé au cours d'un intervalle de temps compris très précisément entre -38,8 Ma et -38 Ma » qui précise que « si l'identification de* ***Alveolina boscii*** *[dans les mêmes échantillons] est correcte, c'est un nouvel indice de remaniement à partir d'une série yprésienne…* ».

C. Bourdillon conclut que « sous toutes réserves de la validité des déterminations taxonomiques proposées dans les listes de microfossiles des écrits de J.-P. Lefort, D. Curry, G. Boillot & Y. Le Calvez, nous pouvons déduire qu'en Manche occidentale, l'Éocène est bien représenté par des sédiments à *Nummulites laevigatus* **du Lutétien inférieur** et de typiques faciès à *Alveolina elongata*, *Fabiania*, *Halkyardia* et *Linderina* du **Bartonien ni basal, ni sommital** ».

Cette nouvelle attribution permet de rapprocher l'affleurement côtier des dépôts découverts à terre (*cf. supra*) et constitué de dépôts d'abord continentaux puis littoraux marins. L'environnement de dépôt éocène supérieur et la transition continentale à marine peuvent donc être reconstitués et s'avèrent très proches de la configuration actuelle.

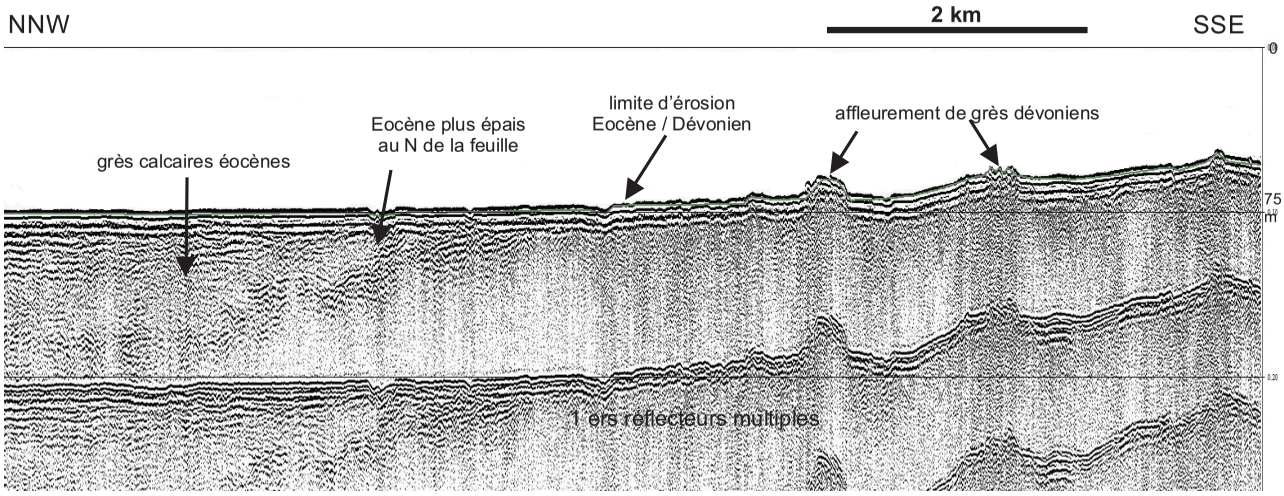


Fig. 10 - Profil de sismique réflexion (source sparker, campagne Geobrest 2003, IUEM Brest) montrant le contact des formations éocènes sur les schistes et grès paléozoïques (Dévonien) et l'épaississement vers le large des séries tertiaires au Nord de la feuille Perros-Guirec

Au plan cartographique, l'affleurement éocène échantillonné près de la côte a été reconnu *p.p.* au sonar latéral ; le faciès acoustique de la roche (sub)affleurante présente des structures allongées ENE-WSW pouvant représenter la trace de bancs à l'affleurement. Cependent l'imagerie ne permet pas de définir clairement les contours de la zone d'affleurement par rapport aux schistes et grès dévoniens sur lesquels repose le calcaire éocène, malgré les différences de structuration supposées entre les couches déformées et fortement pentées d'une part, et sub-horizontales d'autre part. Quelques profils de sismique réflexion réalisés dans la zone du large ont permis de pointer le contact entre les séries éocènes et le substratum paléozoïque (fig. 10). Les séries éocènes fortement érodées sont très minces sur le secteur de la feuille Perros-Guirec et ne s'épaississent que vers le large.

Plus au large, les levés détaillés de bathymétrie réalisés par le SHOM (fig. 2) révèlent que la morphologie des terrains tertiaires est marquée, juste au Nord de la feuille Perros-Guirec, par des dépressions allongées ENE-WSW qui représentent vraisemblablement des zones de dissolution karstique créées lors des périodes d'émersion. Ces dépressions - « champs de dolines », avaient été identifiées sur les profils de bathymétrie réalisés par J-P. Lefort (1970c) lors de ses campagnes de reconnaissance.

Sédiments superficiels

Dans le domaine sous-marin de la feuille, les sédiments meubles sont dans l'ensemble peu épais (quelques décimètres) et de granulométrie grossière à très grossière, et sont aussi quasiment absents sur de larges secteurs. Ces traits sont liés aux évolutions antérieures, à la morphologie des fonds et aux conditions hydrodynamiques caractérisées par l'exposition aux houles dominantes d'Ouest et de Nord-Ouest et, surtout, aux forts courants de marée dominés par le flot dans le chenal des Sept-Îles. Quelques accumulations sableuses ont été distinguées dans certains secteurs du chenal en particulier ou dans les zones côtières à l'Est de l'Île Tomé.

Les prélèvements antérieurs à la drague Rallier du Baty (Lefort, 1969, 1970b) ont montré la prédominance des cailloutis. Ce type de prélèvement réalisé par « raclage des fonds en route » sur environ 50 à 150 mètres de distance privilégie la proportion des cailloutis ou blocs, par rapport aux sédiments fins, en particulier sur ce type de fonds. Les bennes à sédiments de la campagne GeoPerros ont sans doute sous-estimé la présence et la proportion des cailloutis par rapport aux graviers et sables du fait du prélèvement ponctuel et de la faible ouverture de la benne. Les nombreuses opérations de prélèvements (dragues) et surtout de prise de vue de vidéos sous-marines réalisées lors de la reconnaissance des zones Natura 2000 « Côte de Granit Rose et Trégor - Goëlo » (Hocer, 2012a, b) ont permis de compléter les observations précédentes.

La représentation de la distribution des faciès sédimentaires dominants a été établie d'après les analyses granulométriques.

Les observations réalisées par les plongeurs du GISSaCG, sur ou autour des zones de hauts-fonds, et les vidéo sous-marines dans ces secteurs ont montré la grande variabilité de la nature des sédiments meubles sur de courtes distances. En particulier, dans les zones de relief, des « couloirs » ou zones sableuses ou sablo-graveleuses peuvent exister du fait d'une protection très locale par rapport aux courants puissants de la zone côtière ou du chenal.

Cette variabilité a aussi été constatée dans la délimitation de la nature des fonds et des zones rocheuses réalisées à partir de l'imagerie acoustique. En effet, si dans les zones de reliefs ou des secteurs à morphologie « rugueuse », la roche affleure largement, dans d'autres secteurs moins accidentés, les affleurements sont plus discontinus ou disséminés, bien que la roche soit clairement proche de la surface. En raison à la fois de l'échelle de restitution finale de la carte, et de la résolution des levés d'imagerie réalisée avec un balayage large (2 × 200 m), une cartographie très détaillée de ces zones d'affleurement discontinu et des secteurs de fins dépôts de sédiments meubles n'a pu être réalisée.

Sillons sableux ou sablo-graveleux et sillons d'érosion. Vers la large, au NE des Sept-Îles dans le coin nord-oriental de la carte, des formes sédimentaires très linéaires ont été observées par l'imagerie acoustique sur une zone de fonds plats dans les profondeurs d'eau de 55 à 60 mètres (carte, Planche 1). De direction dominante E-W, elles apparaissent continues sur une zone de près de 15 kilomètres de long et large de 6 à 7 km. La largeur de ces sillons n'est que de quelques mètres et leur espacement, de 40 à 50 mètres en moyenne, peut varier de 20 à 100 mètres. Leur profondeur n'a pas été déterminée mais ne doit pas excéder quelques décimètres. Les divers prélèvements réalisés dans la zone révèlent des sédiments très grossiers de cailloutis et galets (Lefort, 1970c). Les stations les plus récentes (campagnes GeoPerros 2006, AAMP-Hocer 2011) révèlent des fonds de graviers dominants avec une fraction variable de sable très grossier ou grossier ou localement de galets. Il n'a pas été réalisé d'observation par vidéo sous-marine dans la zone concernée et la différenciation des faciès sédimentaires au niveau de ces sillons et en dehors de ceux-ci ne peut être déterminée. Ces sillons sont par ailleurs étroits et donc délicats à repérer et à observer.

Parmi les formes sédimentaires longitudinales, des sillons d'érosion ont été décrits dans divers environnements, principalement de plate-forme côtière mais aussi du large. Au large de la Baie de Morlaix, J.-P. Auffret *et al.* (1992) ont décrits des sillons graveleux de 2 à 4 mètres de profondeur, de largeur moyenne de 40 mètres pouvant varier de 10 à 100 mètres. Les sillons sont constitués de graviers coquillers modelés en mégarides de longueur d'onde métrique. Sur le rebord de la plate-forme aquitaine, P. Cirac *et al.* (2000) ont reconnu un champ

de linéations parallèles et discontinues dans les sables fins du plateau externe. Le fond de ces sillons érosifs ou sillons longitudinaux, profonds de 1 à 2 m, est occupé par des sables grossiers. Ils présentent des longueurs de 200 à 300 m, un espacement de 20 à 50 m et une orientation N100 à N120°E. Malgré leur discontinuité, le faciès de sables fins des sédiments dans lesquels elles sont incisées, ces formes sédimentaires se rapprochent de celles observées au NE des Sept-Îles.

Dunes de sable, zones à mégarides et petites dunes. Au Nord de l'Île Tomé, une série de formes sédimentaires en croissant de direction générale NW-SE est visible dans la bathymétrie (fig. 8). Les deux dunes les plus à l'Ouest sont les plus importantes. Très allongées, elles atteignent 1,2 et 1,8 km de longueur pour une largeur maximale de 150 mètres environ. La hauteur de celle située le plus à l'Ouest atteint près de 10 mètres (-36 mètres de profondeur côte marine (CM) au-dessus des fonds de 45 mètres) et 4 mètres pour la seconde. Vers l'Est, ces deux dunes principales sont suivies par une série de dunes de longueur plus réduite (150 à 500 mètres) et de 5 mètres de hauteur, et qui s'échelonnent le long de la pente côtière. La formation de ces formes transversales au courant peut-être liée à une diminution des courants de flot à la sortie du chenal des Sept-Îles et à un relatif équilibre entre les courants de flots et de jusant dans ce secteur.

Au Sud-Est des Sept-Îles, le long du bord oriental de l'alignement de hauts-fonds des Dervinis et des Noires de Rouzic, une large accumulation sableuse forme un replat vers 35 mètres de profondeur. Cette accumulation est vraisemblablement due à une diminution des courants de flot le long des hauts-fonds et à un blocage du transit sédimentaire vers le NE, par le haut-fond proche (Pradio-Glas, voir carte marine). Des petites dunes et mégarides ont pu être observées au sonar latéral (Planche 1).

Ces accumulations sableuses sont formées de sables bioclastiques principalement grossiers. Des sédiments plus fins ont été observés à la surface de certains prélèvements à la benne (Planche 2).

À l'Est de l'Île Tomé, une large accumulation sableuse, de plus de 2 km de long et 500 mètres de large, a été distinguée par son extension visible sur les photographies aériennes. Cependant, n'ayant pas été reconnue par imagerie ou bathymétrie à haute résolution, ses caractéristiques ne peuvent être précisées.

Dans le domaine côtier, la présence de dépôts meubles sableux plus continus est observée dans le prolongement des estrans (*cf. supra*) ; dans les autres secteurs, ils sont le plus souvent cantonnés aux zones de chenaux ou à de petites dépressions entre les nombreux hauts-fonds rocheux.

Au-delà des fonds côtiers et des accumulations sableuses citées plus haut, le seul secteur de fond marin de la feuille où les sédiments superficiels sont à

dominante sableuse est celui de la zone déprimée ou large vallée NE-SW entre le domaine côtier et le large plateau de l'Île Tomé. La protection des fortes houles du large et des courants très puissants expliquent ici aussi le dépôt de ces sédiments plus fins. Les sables prélevés sont des sables biolithoclastiques de granulométrie hétérogène à dominante de sable grossier.

Faciès sableux

Sable très grossier à galets et graviers. Sable très grossier graveleux. Sable grossier à très grossier. Sable fin. Sable très fin. Ces trois faciès distingués par des caissons différents dans la légende de la carte sont ici décrits dans une même section.

La couverture sableuse est limitée aux secteurs côtiers et à quelques secteurs plus au large. Près de la côte, elle est observée, en prolongement des plages et estrans sableux (voir plus haut la description de la formation **Mz**) dans les chenaux entre les zones de roches et îlots, nombreux à l'Ouest, entre l'Île-Grande à Trégastel. Au large de Perros, entre Ploumanac'h et l'Île Tomé, les sables se répartissent dans les dépressions entre les zones de roches et dans la vallée prolongeant la plage de Trestraou, ainsi que dans le chenal étroit entre Tomé et la côte. Il s'agit très majoritairement de sable graveleux (Sb selon, classification de Larsonneur, 1977) composés de sable très grossier dominant, de graviers et, dans des proportions variables et faibles, de sable moyens à fins. Les sables fins à très fins ne sont observés que dans le prolongement des plages émergées.

À l'Est, la couverture sableuse est plus largement répartie entre l'Île Tomé et la côte du fait des conditions plus abritées par rapport aux houles dominantes. Il s'agit toujours de sable graveleux et localement de zones réduites de sables fins dans quelques chenaux abrités proches des estrans. Vers le large les zones sableuses à petites dunes et mégarides sont également constituées de sable graveleux parfois très coquillers (*cf. supra*).

Faciès grossiers

Cailloutis, galets, localement roches. Galets, cailloutis. Graviers et sable très grossier. Ces trois faciès distingués par des caissons différents dans la légende de la carte sont ici décrits dans une même section.

À l'exception des secteurs précités, les fonds sous-marins de la feuille Perros-Guirec sont tapissés de sédiments très grossiers qui témoignent de conditions hydrodynamiques actuelles très actives mais aussi, pour une large part, de l'héritage des périodes antérieures, marquées par les variations eustatiques et la formation de dépôts continentaux à débris caillouteux demantelés et remaniés lors des remontées du niveau marin.

La cartographie de faciès grossiers à très grossiers est relativement aléatoire car, outre les modes de prélèvements différents, elle dépend aussi des tamis supérieurs utilisés pour les analyses granulométriques et des classifications. La limite inférieure des graviers, comprenant les granules, est de 2 mm dans les diverses analyses utilisées. La limite supérieure entre les graviers très grossiers et les cailloutis - galets varie elle selon les campagnes de prélèvements : 20 mm (prélèvements antérieurs de J.-P. Lefort, 1970b), 16 mm (GeoPerros), 64 mm (campagnes TBM- HOCER pour AAMP).

L'attribution d'une typologie sédimentaire pour ces dépôts superficiels meubles très grossiers a été établie en tenant compte, dans la mesure du possible, de ces hétérogénéités et des informations disponibles. Trois principaux types ou associations de sédiments très grossiers ont ainsi été établis :

– cailloutis - galets dominants associés à des graviers et peu ou pas de sable ;

– graviers souvent grossiers associés à des cailloutis et une fraction variable (5-25 %) de sédiments sableux en général très grossiers à grossiers ;

– graviers dominants avec des sédiments sableux hétérométriques présents et peu ou pas de cailloutis.

La distribution de ces « faciès » montre la prédominance des graviers et cailloutis plus ou moins sableux. Les graviers plus sableux sont présents à l'Ouest des Sept-Îles ou encore vers le Nord-Est à la sortie du chenal. Les « cailloutis » sont essentiellement présents entre les Triagoz et la côte dans le secteur soumis à une très forte agitation par les courants de houles conjugués au courant de marée au Nord des Sept-Îles, où ils alternent avec les graviers plus ou moins caillouteux.

Les débris organogènes, coquilles entières ou brisées, débris d'organismes algaires sont fréquents et parfois nombreux dans les cailloutis et galets et graviers, qui sont par ailleurs souvent tapissés d'ophiures.

La nature des cailloutis et galets a été étudiée en détail par J.-P. Lefort (1969) qui a relevé la présence importante de roches de type granitique (« autochtones ») près de la côte, tandis que les grès et quartzites sont plus abondants vers le large. Ces derniers fragments décrits comme « allochtones » pourraient aussi être autochtones du fait des larges affleurements de grès au niveau des hauts-fonds du chenal des Sept-Îles.

Ces cailloutis et galets, largement distribués sur les fonds marins actuels de la Manche, et plus particulièrement les cailloutis d'origine locale, proviendraient du démantèlement de formation(s) continentale(s) périglaciaire(s) solifluée(s), mise(s) en place lors des glaciations pleistocènes. Ces formations de cailloutis auraient ensuite été remaniées par la mer lors des transgressions successives.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

HISTOIRE DU SOCLE TRÉGORROIS : PALÉOPROTÉROZOÏQUE À PALÉOZOÏQUE

Paléoprotérozoïque

L'histoire de la région de Perros-Guirec débute dès le Paléoprotérozoïque. À l'échelle globale, les âges à 2 Ga obtenus sur les gneiss icartiens suggèrent un rattachement à l'orogène éburnéen, qui représente l'essentiel du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest.

Néoprotérozoïque

Au début de son histoire cadomienne, vers 615 Ma, la région de Perros-Guirec constitue un domaine de socle ancien (paléoprotérozoïque), apparemment non touché par le magmatisme éocadomien (~ 660-650 Ma) qui a préalablement affecté, plus au Sud, l'unité de Saint-Brieuc. Les caractères géochimiques des roches éocadomiennes ont été étudiés par D. Thiéblemont *et al.* (1999), et selon ces auteurs, ils témoignent d'une mise en place en contexte de subduction océanique. On doit donc envisager que le Trégor ne s'est jamais trouvé dans l'emprise de cette zone de subduction océanique éocadomienne.

Vers 615 Ma, un important magmatisme calco-alcalin d'origine pro-parte crustale affecte le Trégor, que relaie un volcanisme basique strictement mantellique (610 Ma), puis le dépôt d'une série détritique flyschoïde. À l'évidence, cette évolution implique à la fois le fonctionnement d'une subduction (tholéiites d'arc de la série de Paimpol) et une dynamique extensive conduisant à la formation d'un bassin océanique (laves de la série de Paimpol puis sédimentation briovérienne).

Différentes hypothèses ont été envisagées quant à la localisation de cette subduction. J.-P. Lefort et J. Segoufin (1978) ont proposé que sa trace serait inscrite dans une anomalie géophysique de direction NE-SW caractérisée en Manche au large du Trégor. Cette proposition a abouti à l'hypothèse de l'existence d'un arc cadomien, développé à l'aplomb d'une subduction pentée vers le Sud, et qui regrouperait l'ensemble des roches magmatiques néoprotérozoïques du Trégor : granitoïdes, tufs acides et spilites (Auvray et Maillet, 1977).

L'hypothèse d'une subduction à vergence nord (Brun et Balé, 1990 ; Égal *et al.*, 1996) a été reprise et illustrée par J. Chantraine *et al.* (2001) et fréquemment reprise depuis. Néanmoins, il a été envisagé par P. Graviou (1992) que le pendage ait pu être vers le Nord et la suture localisée au sein de la Baie de Saint-Brieuc. Cette hypothèse était également envisagée par D. Balé et J.-P. Brun (1983) sur la base d'arguments structuraux.

Au-delà des modèles géodynamiques, la caractérisation précise du magmatisme est un élément essentiel de la compréhension de l'histoire géologique cadomienne, et les données géochimiques et isotopiques rappelées dans le chapitre « Grands ensembles lithostratigraphiques et structuraux de Bretagne nord » montrent que l'hypothèse d'une série calco-alcaline unique regroupant les roches différenciées du complexe calco-alcalin nord-trégorrois et les métabasaltes tholéiitiques de Paimpol (Auvray et Maillet, 1977) n'est pas tout à fait exacte.

Dans l'évolution cadomienne, dont la période 615-610 Ma porte à la fois les indices d'une subduction (tholéiites d'arc) et d'une extension (création du bassin nord-trégorrois), le magmatisme acide et potassique calco-alcalin peut s'interpréter de deux façons : (1) conséquence de l'initiation d'une subduction ou (2) témoin de l'installation d'un régime extensif, ces deux hypothèses pouvant d'ailleurs être considérées comme non mutuellement exclusives. À ce stade, les magmas mantelliques qui remontent dans la croûte subissent une contamination, tandis qu'aux stades ultérieurs, ils atteignent la surface sans interagir avec la croûte, désormais fortement distendue.

Tandis que le régime distensif se maintient dans l'unité du Trégor, amenant le dépôt des sédiments de la série de la Roche-Derrien, la distension s'amplifie vers le Sud, probablement au sein de l'arc éocadomien récemment accrété. Cette distension induit un important volcanisme bimodal de type tholéiitique (formation de Lanvollon), que sa signature géochimique apparente aux tholéiites continentales.

Ce bassin perdure sur environ 20 Ma (~ 600 à 580 Ma), puis entre en compression entre ~ 580 et 570 Ma, vraisemblablement sous l'effet d'un raccourcissement Nord-Sud qui provoque son charriage vers le Sud (Brun et Balé, 1990 ; Égal *et al.*, 1996), tandis que se mettent en place des intrusions dioritiques à tonalitiques (fig. 1 et 4). Dans le Trégor, cette tectonique compressive est atténuée, et ne conduit pas à un enfouissement important des terrains. Néanmoins, les données nouvelles obtenues dans le cadre du levé de la présente carte montrent que le plutonisme syntectonique est bien représenté dans le Nord du Trégor.

Après 570 Ma, l'ensemble du domaine cadomien couvrant les unités de Saint-Brieuc et du Trégor, devient tectoniquement inactif (ou plutôt peu actif), et commence à refroidir.

La reprise qui affecte l'orogène cadomien vers 540-520 Ma épargne le Trégor, qui se trouve donc à cette époque hors de l'emprise des mouvements compressifs. En revanche un plutonisme discret s'y exprime vers 520 Ma (Granite des Triagoz).

Paléozoïque

À partir de 570 Ma et jusqu'à l'Ordovicien, le Trégor est probablement un bloc stable et émergé. Un petit bassin cratonique (bassin de Plourivo) s'ouvre vers 470 Ma dans l'emprise de la baie de Saint-Brieuc, que comblent des sédiments terrigènes et des roches volcaniques. Un scénario comparable se reproduit au Dévonien dans le Nord du Trégor, dont témoigne l'ensemble sédimentaire mis en évidence dans une large partie du domaine immergé de la présente feuille.

Par la suite, les mouvements compressifs liés à la convergence varisque ne se manifestent que de façon très atténuée, conduisant à la réactivation de décrochements sans doute hérités d'accidents cadomiens.

Vers la fin de l'orogenèse varisque, des magmas mantelliques s'injectent à la base de la croûte trégorroise, aboutissant à la mise en place du massif de Ploumanac'h.

MÉSOZOÏQUE

Les connaissances sur le Mésozoïque en Bretagne sont peu fournies et les sondages profonds dans les bassins tectoniques n'ont pas montré la présence de formations antérieures au Cénozoïque, en particulier dans le graben de Rennes en 2010 (Bauer *et al.*, 2011). Le socle armoricain, bien individualisé par rapport aux zones de subsidence de la Manche et du golfe de Gascogne, est resté souvent émergé sous des climats favorisant l'altération du substrat. Pendant les crises climatiques et lors des transgressions marines, l'érosion des altérites a alimenté les aires de sédimentation périphériques, mais l'ampleur des ablations est difficilement évaluable. On constate que la limite des formations crétacées, de part et d'autre de la péninsule bretonne, correspond le plus souvent à une surface d'érosion. Les calcaires et silex du Mésozoïque répertoriés sur les côtes du Trégor et du Léon, ont été remontés sur la plate-forme continentale avec les cordons littoraux lors d'épisodes transgressifs pendant le Pléistocène ou peuvent également avoir été transportés par des dérives glacielles. Les sites montrant une concentration importante de ces roches sont les témoins de naufrages ou de délestages pendant les temps historiques. Jusqu'à présent, aucun profil d'altération n'a pu raisonnablement être rapporté au Mésozoïque et les altérites anciennes ont été rapidement érodées lorsque le niveau marin s'est abaissé à la fin du Crétacé.

CÉNOZOÏQUE À PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR

On observe en Manche une nette discordance entre les dépôts du Crétacé et ceux du Cénozoïque : transgressions du Dano-Montien et du Thanétien

(Andreïeff et Lefort, 1972). À l'Éocène inférieur, des indices d'Yprésien semblent correspondre en Manche occidentale à un bras de mer peu profond reliant au Cuisien, les bassins de la marge atlantique au bassin franco-belge (Larsonneur, 1972), mais on ignore si la mer a quitté le couloir de la Manche à la fin du cycle yprésien. En Bretagne centrale comme à la Trinité-Porhoët, entre l'Yprésien et le début du Lutétien, des argiles kaoliniques se sont accumulées dans des dépressions peu étendues (Ollivier-Pierre, 1980) et dans les fossés accidentant la plateforme pré-littorale, entre la presqu'île de Guérande et le pays Bigouden, on retrouve depuis l'Yprésien une série de dépôts transgressifs attribués au Lutétien supérieur et au Bartonien, avec des lacunes et des formations remaniées, en particulier entre l'Yprésien et le Lutétien (Delanoë, 1988). Dans la région lorientaise, les calcaires de la plage de Gâvres, primitivement considérés comme lutétiens (Durand, 1959), sont désormais attribués au Bartonien inférieur et moyen (déterminations C. Bourdillon) et une discordance apparaît dans ce bassin, entre l'Yprésien marin et les formations transgressives du Bartonien (feuille Lorient, nouvelle édition, à paraître). La transgression du Lutétien a laissé en Manche occidentale et en Manche centrale de nombreux dépôts (Boillot, 1964 ; Hommeril, 1967 ; Larsonneur, 1971). Des affleurements du Lutétien supérieur, remaniant parfois des fossiles de l'Yprésien, se rapprochent vers le Sud des côtes du Trégor (Lefort, 1970a). Des dépôts transgressifs attribués au Lutétien supérieur et au Bartonien sont également présents plus à l'Ouest devant les côtes du Léon et ces formations sont transgressives sur une ancienne surface d'érosion nivelant à la fois le socle ancien et les formations du Crétacé (feuilles Saint-Pol-de-Léon et Plouguerneau). D'autres cycles d'érosion ont par la suite en grande partie raboté le sommet des formations éocènes qui présentent donc une limite sinueuse avec quelques témoins isolés occupant sans doute de petits compartiments déprimés en avant de paléofalaises correspondant à des stationnements marins prolongés pendant le Néogène et/ou le Pléistocène.

En Bretagne, dans le domaine continental, on connait mal la limite des transgressions de l'Éocène, mais en Normandie, dans le seuil du Cotentin, les faluns de Fresville (Lutétien moyen à Bartonien), vers 20 m d'altitude, correspondent à un haut niveau eustatique (Dugué *et al.*, 2009). Dans cette région l'arrêt de la transgression bartonienne est attribué à des déformations intéressant également tout le pourtour armoricain.

Des indices de Bartonien marin ont été identifiés (C. Bourdillon) dans des formations remaniées à l'entrée de la vallée fossile s'ouvrant en direction de Saint-Malo, sur la bordure occidentale du Marais de Dol (feuille Saint-Malo). Des sables marins silicifiés ont été également observés sur le plateau au Sud du marais de Dol vers 60 m d'altitude (feuille Dinan) et sur l'abrupt littoral, à une trentaine de mètres au-dessus du fond de la baie de Lancieux (feuille Lamballe). L'âge de ces silicifications dans la péninsule bretonne a été maintes fois débattu. Pour la plupart, elles semblent correspondre à des environnements marqués par

des alternances saisonnières humides et sèches sous les climats sub-tropicaux qui ont régné sur la région pendant le Cénozoïque, en particulier entre le Bartonien supérieur et le Priabonien.

Il n'a pas été observé de formations marines silicifiées sur les plateaux du Trégor-Goëlo à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, et le témoin de la transgression du Bartonien conservé au Sud de Plougrescant, dans le bassin versant du Lizildry, entre 40 et 15 m d'altitude, correspond au domaine littoral. Les sondages au fond de la dépression ont révélé un front d'altérites irrégulier avec une topographie suggérant un petit bassin encadré par des accidents directionnels majeurs d'orientation ENE-WSW et de petites failles méridiennes. Les carottages réalisés en mer, sur la feuille Tréguier, dans le prolongement de ce couloir tectonique, avaient également révélé des formations calcaires coquillières attribuées au Lutétien supérieur (Lefort, 1970a-c) et dont l'âge révisé est Bartonien (C. Bourdillon, *cf. supra*). D'autres couloirs comme celui que l'on suit à l'Est de Port-l'Épine, entre le plateau du Four et le littoral de Penvénan, pourraient également avoir une origine tectonique (Pinot, 1961a). Une tectonique déformative post-dépôt semble cependant peu importante par rapport aux mouvements enregistrés dans le seuil du Cotentin après l'Éocène et le bloc Trégor-Goëlo a pu rester en partie émergé au moment du maximum transgressif du Bartonien.

MIO-PLIOCÈNE ET PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR

Les recherches menées sur la feuille Lannion, au Sud du Lizildry, dans la dépression recoupée par le Guindy, au Sud de Lanmérin, n'ont pas permis de retrouver l'Éocène marin, mais les sondages ont souvent atteint des altérites profondes, très argileuses, parfois ocre rouge au-dessous de marnes à huitres attribuées à une transgression du début du Quaternaire (Kerfourn, 1965). Une campagne de sondages entreprise au voisinage des puits fermiers qui avaient fourni des argiles fossilifères a permis d'établir la stratigraphie des dépôts. Les analyses faunistiques (C. Bourdillon) ont confirmé les conclusions des études palynologiques menées antérieurement par M.-T. Morzadec-Kerfourn (1974, 1997). Les dépôts occupant un large replat entre 65 et 50 m d'altitude à l'Ouest de la dépression de Lanmérin et ceux qui remblayent le fond de la vallée du Guindy au Sud du centre communal, appartiennent à un même cycle transgressif, pouvant être rapporté à la partie inférieure du Gélasien. La base des argiles reposant sur un cailloutis argileux à kaolin vers la cote 17 m (NGF) au fond du paléo-talweg du Guindy, correspond à l'envahissement d'un réseau fluviatile déjà creusé au-dessous du lit actuel, à la fin du Pliocène (Piacenzien). Il s'agit de dépôts vaseux infralittoraux en milieu tempéré froid et chronostratigraphiquement, cette sédimentation correspond à un court intervalle compris entre 2,58 et 2,44 Ma en Mer du Nord et au Sud-Ouest de l'Angleterre. Le caractère transgressif s'affirme à partir de 21 m (NGF). Dans le sondage de

Kertanguy, sur le replat à l'Ouest de la vallée, les sédiments littoraux apparaissent au-dessus de 45,5 m (NGF). Vers 48,50 m d'altitude, les argiles coquillières correspondent à un environnement infralittoral moyen entre 25 et 30 m de profondeur. Mais à partir de 49 m (NGF), ces formations sont tronquées et la partie supérieure du sondage correspond à des formations continentales périglaciaires avec des indices de pédogenèse et d'altération.

La transgression du Gélasien basal a donc occupé également le bassin du Lizildry, ainsi que les bas plateaux littoraux et la dépression s'étirant de Lannion à Paimpol, entre le pluton cadomien de Perros-Guirec et le massif varisque de Plouaret, plus au Sud. Comme pour le Gélasien de la vallée de l'Elorn (feuille Landerneau), on ignore l'altitude maximale atteinte par la mer à cette époque. Quelques formations de sables rouges et de galets marins ont été observées sur la surface du Léon jusqu'à 120 m d'altitude, mais ces dépôts pourraient être également les témoins des transgressions du Zancléen et du Piacenzien également identifiées dans la vallée de l'Elorn (déterminations J.-P. Margerel). Il n'a pas été observé de galets marins sur le plateau trégorrois entre Trébeurden et Camlez, mais ses points culminants au-dessus de 90 m d'altitude ont pu rester émergés pendant l'inondation du Gélasien ou constituer des hauts-fonds pendant les transgressions du Néogène.

Contrairement à la Bretagne orientale, à l'Est de l'accident Quessoy – Nort-sur-Erdre, on a dans le Trégor un hiatus sédimentaire important entre le Bartonien et le début du Pléistocène et on manque de marqueurs pour établir l'histoire du creusement du réseau hydrographique et pour dater les surfaces d'érosions ou leur déformation à la suite de mouvements locaux où à grande longueur d'onde. Les faluns miocènes du cours moyen de la Rance sont conservés dans des bassins tectoniques et au Sud du Mont-Saint-Michel les sables rouge du Val-Saint-Rever, en bordure du massif de Saint-Broladre, remanient des conglomérats caverneux où C. Bourdillon a identifié une faune évoquant le Miocène moyen à supérieur. Un dépôt attribué au Miocène moyen (Serravallien supérieur à Tortonien basal) a été également examiné près de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine, en bordure du marais de Dol de Bretagne, vers Boulienne (feuille Dinan). Ce dépôt au voisinage de la ligne de rivage actuelle, montre une faune marine abondante correspondant à la zone de balancement des marées, en milieu abrité. À l'Ouest de l'estuaire de la Rance, n'y a pas eu apparemment de pièges importants pour conserver les formations marines du Miocène, mais au Nord de la baie du Mont-Saint-Michel, des entablements continus de faluns miocènes reposent sur la basse plateforme littorale bordant le Cotentin (Hommeril, 1967) et d'autres dépôts culminant vers + 10, + 20 m NGF, sont désormais bien connus dans le col du Cotentin (Dugué *et al.*, 2009).

La basse plate-forme littorale au Nord du Trégor se trouve sensiblement à la même altitude que celle du littoral occidental du Cotentin et, bien qu'aucun affleurement de biocalcarénites néogènes n'ait été carotté en mer, il est très

probable que la Manche occidentale était submergée à cette époque (Andreïeff et Lefort, 1972). Un indice de formations tertiaires a été cependant récolté en baie de Lannion, sur la bordure sud du Haut-fond du Chenal, à l'Ouest de l'archipel de Trébeurden-Île-Grande (Augris et Simplet, 2011). Sur la feuille Morlaix, dans le Bas Trégor, les galets de la crête gréseuse de Quillidien, culminant vers 180 m d'altitude à l'Est de Plouigneau, sembleraient représenter un témoin du rivage de la mer de Faluns qui a submergé la Bretagne orientale au Langhien-Serravallien. À proximité, la profonde vallée du Douron ne semble pas avoir conservé de témoins des transgressions miocènes, contrairement aux vallées de Bretagne centrale. Il semble en être de même pour les autres vallées trégorroises, comme le Léguer et le Jaudy, livrées à une érosion régressive importante pendant les régressions marines. À défaut de pièges tectoniques importants, les oscillations du niveau marin restent donc mal connues dans ce secteur, entre l'Éocène supérieur et la fin du Pliocène, contrairement au col du Cotentin et à la Bretagne orientale (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002).

PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR

Il est probable que les grands traits du relief du Nord du Trégor étaient acquis, au moment de l'invasion marine du Gélasien et que les grandes lignes du réseau hydrographique étaient déjà en place. À partir du Pléistocène inférieur, en raison de la multiplication des régressions marines pendant les glaciations, il y a eu certainement une incision des petits talwegs découpant le rebord du plateau trégorrois ainsi que la plateforme littorale entre Trébeurden et Plougrescant. Pendant les périodes froides et humides du Pléistocène les rivières importantes, en particulier sur le versant méridional de la péninsule bretonne, ont construit des nappes fluviatiles que les cours d'eau ont par la suite incisées en fonction des changements climatiques, de la position du niveau marin et de mouvements verticaux du socle armoricain. En bordure de la Manche, à l'exception de la Rance, les bassins versants sont peu développés et dans les vallées du Trégor les dépôts fluviatiles étagés sur les versants des vallées sont rares. Les mouvements verticaux sont restés sans doute modérés pendant le Pléistocène moyen et en période tardiglaciaire les creusements des lits fluviaux se sont limités dans les vallées principales au déblaiement des nappes alluviales climatiques froides antérieures.

Les réseaux hydrographiques ont pu se réorganiser plusieurs fois par surimposition, lorsque les cours d'eau ne retrouvaient pas leur ancien lit en s'encaissant dans le prisme sédimentaire littoral en début de régression marine. La plupart des dépôts littoraux correspondant aux transgressions du Pléistocène ont ainsi été largement décapés pendant les périodes froides. En baie de Lannion, le Douron et le Léguer ont alors constitué des nappes alluviales climatiques froides (voir Simplet *et al.*, 2011) et en amont de Lannion, une basse terrasse de galets fluviatiles a été observée. En aval, dans les chenaux sous-

marins identifiés sur les fonds de la baie, les profils sismiques montrent plusieurs unités discontinues potentiellement formées de sable et de galets qui auraient été transportés par charriage, en conditions fluviatile ou torrentielle. Une autre unité, reposant en discordance sur les précédentes ou couvrant le substrat rocheux, constitue une part importante du comblement du paléo-réseau, à l'approche de la côte (jusqu'à 14 m d'épaisseur). Cette unité complexe, omniprésente au sein du réseau, serait caractérisée par des sédiments grossiers mis en place en régime fluvio-torrentiel, ou par des dépôts de versants latéraux (solifluxion). Son édification semblerait associée à deux phases d'incision et de dépôts, avec un changement d'orientation des écoulements au centre de la baie (Augris et Simplet, 2011). Sur la feuille Tréguier, un ancien cours du Trieux est également identifiable au Sud de l'archipel de Bréhat et une réorganisation des directions d'écoulement peut aussi être envisagée aux abords de l'estuaire du Jaudy.

Pendant les refroidissements climatiques, les alternances gel-dégel ont favorisé la désagrégation mécanique des roches en fonction de leur fracturation et de leur texture : fourniture plus ou moins abondante de pierres et de blocs à la surface des granites cadomiens diaclasés, mais libération massive de gravier, de sable et de fines sur les versants taillés dans les granites à gros grain, ainsi que dans les roches préalablement altérées. La profondeur du défonçage cryoclastique est variable, en fonction de la densité des fissures, de la lithologie ou de la présence d'un manteau de débris, jouant un rôle protecteur lorsque son épaisseur s'accroît en pied de versant. L'installation d'un pergélisol, sans doute sporadique dans les formations superficielles, a limité l'action du gel à sa couche supérieure restant active au moment du dégel saisonnier. Sur les surfaces de roche nue la couverture neigeuse a pu également provoquer une désagrégation granulaire des granites à gros grain, tandis que d'autres roches restées en relief ont été exposées durant le dernier maximum glaciaire à la déflation éolienne (Tricart et Cailleux, 1967).

La dynamique périglaciaire est à l'origine du profil convexo-concave de l'abrupt littoral entre Ploumanac'h et Plougrescant. L'épaisseur des formations gélifluées à blocs est maximale au pied de l'ancienne falaise marine et leur puissance diminue rapidement en direction de la ligne de rivage actuelle où des limons pléniglaciaires peuvent localement occuper tout le profil de la falaise littorale au-dessus de la plage du dernier interglaciaire : presqu'îles de Toëno et de Port-L'Épine. Les différentes phases de la dernière glaciation sont localement marquées par des discontinuités parfois associées à des horizons pédologiques remaniés. En l'absence de sols interglaciaires bien caractérisés, à l'exception de quelques sites dans le domaine littoral, les formations périglaciaires antérieures au cycle Éémien-Weichsélien, n'ont pu être identifiées dans ce secteur, contrairement à la côte de Penthièvre à l'Est de la Baie de Saint-Brieuc.

Le Tardiglaciaire a été marqué par des phases de refroidissement sévère, comme celle du Dryas récent. Le ruissellement et la cryoreptation peuvent être

à l'origine de dépôts colluviaux à la base des grands versants et dans les vallées épargnées par l'érosion régressive. Dans l'archipel des Sept-Îles, la gélifraction du granite cadomien au sommet du versant méridional de l'île Bono est à l'origine d'amorces de champs de blocs coiffant les limons du dernier maximum glaciaire.

En période interglaciaire les vagues ont réaménagé les plateformes littorales héritées du Néogène en décapant les altérites et en excavant les poches d'arène. En l'absence de grands cordons fossiles les anciennes lignes de rivage pléistocènes sont donc sinueuses, en particulier entre Perros-Guirec et Trébeurden, où des pentes abruptes couronnées de rochers correspondent à des falaises fossiles. Le profil des falaises pléistocènes est parfois adouci et à l'Est de Ploumanac'h, leur pied disparaît sous les débris provenant de l'érosion de la partie supérieure des versants correspondant. Les témoins des transgressions pléistocènes se limitent au Nord du Trégor à quelques cordons fossiles perchés entre 11 et 15 m d'altitude et à d'anciennes plages s'étageant jusqu'au niveau des hautes mers actuelles. Elles disparaissent parfois sous les dépôts actuels tapissant la basse plateforme littorale. Les plages anciennes du Trégor se situent altimétriquement en position intermédiaire entre les hauts niveaux marins pléistocènes enregistrés au Nord du Pays de Léon (20 m) et ceux des côtes de Penthièvre, à l'Est de la baie de Saint-Brieuc (8-9 m).

HOLOCÈNE

La transgression flandrienne a amené rapidement le niveau marin jusqu'au pied de l'abrupt sous-marin au Nord des Sept-Îles, puis elle a envahi progressivement les fonds de vallées avec des phases d'accélération, suivies de périodes de stagnation ou de ralentissement. Au Sud de l'embouchure du Goyen en baie d'Audierne, le niveau marin se situait vers 15 000 ± 400 BP, autour de 34 m au-dessous du niveau des hautes mers actuelle (Saint-Requier, 1970) et en baie du Mont-Saint-Michel la mer a atteint la cote -17,50 m par rapport à la ligne de rivage actuelle, vers 7 000 BC (Morzadec-Kerfourn, 2002). Au Nord du Trégor, J.-P. Lefort (1970c) signale des encoches d'abrasion marine submergées entre -14 et -25 m, -28 et -42 m, -46 et -50 m. Les vallées de la baie de Lannion formaient des rias aux environs de 6 000 ans BP (slikkes avec intercalations de tourbe) et la mise en place de l'unité sableuse supérieure, lorsque la baie a été soumise à la houle, est datée de 2 500 ans BP (Augris et Simplet, 2011). Les lits tourbeux dragués vers le zéro hydrographique dans l'estuaire du Léguer, ne représentent pas une végétation *in situ* mais une accumulation de débris végétaux venant de schorres et de tourbières littorales situées en amont et se déposant vers le niveau des basses mers. Les analyses polliniques et les mesures d'âge par radiocarbone permettent de situer un niveau marin proche de l'actuel vers 3 075 ± 110 et 1 600 ± 105 années avant le présent (Morzadec-Kerfourn, 1974). Entre ces deux dates, vers 2 400 BP, une oscillation négative a été assez

importante pour permettre l'installation des sauniers protohistoriques sur les estrans du Léon, du Trégor et du Marais de Dol. En baie du Mont-Saint-Michel, la reprise de la transgression a envahi les ateliers de sauniers établis sur le « Grand Sillon » dès la fin du 1er siècle après JC, mais une autre génération de bouilleurs de sel a pu s'installer de nouveau entre le IIIe et le IVe siècle, avant d'en être définitivement chassés à la suite d'un nouvel épisode transgressif. Sur les côtes du Trégor, il n'a pas été observé de dépôts transgressifs à des altitudes supérieures à la ligne de rivage actuelle, ni de traces de tsunamis sur les îles de l'archipel des Sept-Îles, se dressant en avant de la plateforme littorale à écueils.

En fonction du rythme de la transgression flandrienne montrant des accélérations suivies de ralentissements, les cordons littoraux qui se développaient vers la limite externe de la plateforme littorale ont reculé ou se sont rompus en laissant en arrière de leurs points d'appui primitifs des flèches en queue de comète pointées vers la terre. Sur la face occidentale de la presqu'île de Plougrescant, plusieurs accumulations de galets sont manifestement inadaptées à la dynamique actuelle (Pinot, 1963). L'imbrication de flèches sagittales et de tombolos traduit une évolution complexe vraisemblablement liée aux variations altimétriques du niveau marin depuis 3 000 ans. Le grand cordon reliant Enez Iliec et Enez Ozac'h s'est arrêté en chemin, contrairement à celui qui isole le marais du Launay, entre Le Royau et les Dunes, à l'Ouest de Port-Blanc. Les cordons formant la ligne de rivage au pied de la corniche littorale entre Trélévern et Saint-Quay-Perros, correspondent également au recul de levées littorales s'appuyant autrefois sur les reliefs de la plateforme littorale et en rade de Perros, l'accumulation résiduelle de Lost ar C'hraou à l'Est du port, semble marquer une ancienne position de la grève de galets et du cordon occupant actuellement le front de mer de Louannec. Les dépôts tourbeux sont rares sur les estrans, mais on observe parfois des formations vaseuses à la base des cordons de galets. Sur les estrans entre Perros-Guirec et Trélévern, ainsi que plus à l'Est entre les îles de l'archipel de Penvénan, les vers et les mollusques fouisseurs ramènent vers la surface ces sédiments fins. Ceux-ci se mêlent alors aux sables de l'estran actuel qui prennent une teinte plus grise.

En bordure de la Manche, la transgression post-glaciaire a en grande partie décapé les formations périglaciaires. Les limons ou les dépôts grossiers ont été triés par les vagues et redistribués par les courants marins. À l'Est de Ploumanac'h, de nombreuses accumulations de galets ont été nourries par des éclats de roche provenant des granites cadomiens, tandis que vers l'Ouest, les estrans sont souvent couverts de sables ou de graviers libérés par la désagrégation granulaire des granites à gros grain du pluton de Ploumanac'h. À proximité des grèves roses de Trégastel, les granites leucocrates de l'Île-Grande ont par contre alimenté des grèves blanches et les flèches littorales à l'abri des roches de la plateforme à écueils. Autour de l'Île-Grande les grèves ont souvent bénéficié de déchets de taille abandonnés sur les estrans par les carriers. Les accumulations sableuses sur les estrans ne sont pas importantes et en bordure du

littoral, la granulométrie des plages n'a pas favorisé la déflation éolienne. Aussi, au cours de la transgression flandrienne, les édifices dunaires sont restés limités en épaisseur, avec de faibles extensions dans les îles et au pied de la corniche littorale.

Dès le Néolithique, les activités agricoles ont déclenché une rhexistasie conduisant à un décapage croissant des horizons pédologiques. L'Anthropozoïque est caractérisé par une accélération des transferts sédimentaires et par l'accumulation de substances artificielles dans le milieu naturel. Depuis le XVIIIe siècle, du fait de la maîtrise de nouvelles énergies, l'activité économique s'est amplifiée et a engendré une artificialisation croissante, en particulier en bordure du littoral : carrières, travaux routiers, remblais liés l'occupation balnéaire, digues et cordons de protection contre l'érosion marine. Actuellement la plupart des sols et des sédiments superficiels portent sous diverses formes une signature anthropique : plastiques, métaux, verres, ciment ainsi que des hydrocarbures et des fertilisants.

Processus morphogéniques déterminant le micromodelé des rochers de la « Côte de granit rose »

Sur la « Côte de granit rose » les roches en particulier en bordure des rivages de Ploumanac'h et de Trégastel se singularisent par un certain nombre de micro-formes comme des coupoles, des balustres, des taffonis, des cannelures ou des vasques dont l'origine n'a pas toujours été bien identifiée. Elles ont été attribuées à divers agents morphogènes tels que l'érosion marine, la corrosion éolienne, l'haloclastie, la corrosion chimique, la pédogenèse ou la gélifraction (Urvoas 1970). Certaines formes comme les cannelures, témoignent de processus d'érosion très rapides et agressifs puisqu'on les observe aussi sur les parois du menhir de Saint-Uzec, en association avec des formes pré-mégalithiques (Lageat *et al.*, 1994). D'autres sont manifestement beaucoup plus anciennes et ont connu une évolution complexe en fonction de changements climatiques et des variations du niveau marin pendant le Pléistocène.

Les roches à trottoir, parfois cernées par une encoche plus ou moins prononcée, comme la roche champignon se dressant sur le platier au Nord-Ouest du menhir de Toëno en Trébeurden, ont été souvent considérées comme des témoins de stationnements marins à différentes altitude (Ruellan, 1933). Par la suite constatant leur présence dans l'arrière-pays à plus de 60 m d'altitude, ainsi qu'en Bretagne centrale, on leur a attribué une origine pédologique. Les encoches parfois étagées sur les parois des rochers ont alors été considérées comme les marqueurs d'anciens sols sur des sédiments périglaciaires qui ont ensuite disparu du paysage du fait de l'érosion marine. On a pu cependant constater qu'il n'y a pas de marques particulières dans les granites au contact des horizons humifères du Weichselien ancien, au-dessus de la plage éémienne de Pors Laeron, près du Squewel (Monnier, 1980). Pendant les périodes froides, les

apports organiques réduits n'ont pu former que de minces horizons pédologiques et la végétation de toundra n'a eu alors qu'une action négligeable, par rapport à celle du gel (Van Vliet-Lanoë, 2005). Dans les limons pléniglaciaires, entre Pors-Rolland et le phare de Ploumanac'h, il n'a pas été observé de sols humifères et à leur sommet le sol post-glaciaire daté du Mésolithique, n'a pas engendré d'encoches pédologiques (Le Goffic, 1975). Les arènes granitiques dans ce secteur résultent d'une crypto-altération différentielle ancienne du granite rose et dans la lande voisine les rochers en fauteuils ou en balustre ne peuvent être attribués une érosion biochimique.

À Trébeurden, la base enfouie du menhir de l'Armor, montre une surface lisse, alors que sa partie exposée à l'air libre présente des cannelures post mégalithiques, tout comme à la partie enterrée des menhirs non restaurés des alignements de Carnac, pourtant en place depuis plusieurs milliers d'années (Sellier, 1995). Le sol néolithique a donc protégé de l'altération le pied des monuments mégalithiques et la fouille de l'allée couverte de Prajou-Menhir (L'Helgouach, 1966) n'a pas révélé d'ébauches d'encoches pédogéniques post-mégalithiques à la base des piliers supportant les tables.

La genèse des encoches caractérisant les parois ou la base des rochers de Ploumanac'h paraît avoir été initiée par la présence de cryosols associés à des processus mécaniques liés à des alternances gel-dégel. La fonte de plaques de neige au bas des versants a pu aussi jouer un rôle primordial pour le développement de cavités comme les taffonis, grâce à l'humidité ainsi conservée au pied de pentes raides et sèches (Godard, 1977). Le mollisol dégelant annuellement au sommet du pergélisol, constituait également une couche active favorisant la concentration de l'eau au contact de la falaise morte et des reliefs rocheux émergeant du manteau de dépôts périglaciaires couvrant la plate-forme littorale. En raison du tassement des formations superficielles au moment de la fonte du pergélisol, les cavités embryonnaires sur les flancs des roches ont alors été exposées à d'autres processus comme les alternances de dessiccation et d'humectation. Localement des taffonis se sont creusés vers le haut et ils ont pu par la suite se trouver perchés en altitude, en raison de la disparition de l'ancienne surface topographique. On constate aussi que la gélivation a pu s'exercer à différents niveaux sur les parois rocheuses au cours de la dernière glaciation. Les encoches correspondantes constituent des marqueurs permettant éventuellement la reconstitution de la topographie avant les érosions de la mer flandrienne.

La plupart des microformes initiées par le gel ont continué à évoluer durant l'Holocène grâce à d'autres processus activant la désagrégation granulaire. Dans le cas des taffonis, la formation d'un surplomb a créé un microclimat favorable au maintien d'une humidité entretenue par les brouillards et les embruns marins. Les alternances hydratation/dessiccation, ainsi que les micro-organismes, en fragilisant les biotites, semblent avoir joué un rôle capital dans le développement

de ces cavités. Le déblaiement des débris a été accéléré par les averses et les vents tourbillonnaires fréquents sur ce littoral. Certains taffonis « séniles » n'évoluent plus, tandis que d'autres encore soumis à la désagrégation restent vivants et libèrent au toucher de nombreux grains (Godard, 1977).

D'autres cavités formant des cuvettes sur les surfaces horizontales ou peu déclives des roches granitiques nues, semblent correspondre à la convergence de processus variés sous des climats différents. Les grandes vasques profondes ont pu commencer à se développer pendant les périodes froides à partir de plaques de neige entretenant l'humidité : « nids de gel » (Lageat *et al.*, 1994). Les petites cuvettes post-mégalithiques observées au sommet des menhirs de la Côte de Granit rose ainsi qu'à Carnac ont moins de 5 000 ans, mais montrent cependant un degré d'évolution avancé (Sellier, 1997). La stagnation des eaux de pluie a pu jouer un rôle important dans l'initiation et le développement de ces dernières en fonction des milieux. La plupart de ces vasques semblent avoir été façonnées à l'air libre et chacune correspond parfois à un cas particulier en fonction de sa dimension, de bords droits ou en surplombs, de fonds plats ou irréguliers et d'éléments annexes comme des exutoires de vidanges. Les cuvettes situées en milieu boisé vers l'intérieur des terres sont occupées par une boue noirâtre résultant de la décomposition des feuilles. Les relevés du pH varient pour les sites éloignés de la mer entre 3,8 et 6,8. Plus près du rivage à Crec'h Tourony, vers 5 m d'altitude, les boues au fond de deux vasques profondes montrent un pH nettement plus élevé de l'ordre de 8,6 (Urvoas, 1970). Il en est de même pour l'eau stagnant dans les cuvettes exposées aux embruns dans la zone littorale (pH de 8,4 à 9,3). Il apparaît que les vasques du littoral exposées à l'atmosphère marine ont pu se développer à l'origine dans d'autres conditions. Certaines de ces cuvettes sont actuellement en décrépitude, tandis que celles de l'intérieur suivent en milieu fermé une évolution très différente. Les mécanismes de météorisation biochimique et les actions biologiques l'emportent alors nettement, par rapport aux sites littoraux ou les alternances hydratation/dessiccation se conjuguent à l'haloclastie.

Ces derniers mécanismes semblent également avoir activé le creusement de cannelures incisant le flanc des abrupts rocheux. On peut pourtant s'interroger sur le rôle de l'haloclastie dans la genèse de la « chevelure » couvrant la face nord du menhir christianisé de Saint-Uzec et également pour d'autres cannelures se développant sur des roches encore plus éloignées de la mer. La désagrégation granulaire du granite rose en milieu littoral a pu également conduire à la mise en relief d'enclaves, de venues d'aplite épousant parfois la structure planaire de la roche ou d'épontes soulignant localement les fractures.

La micromorphologie des granites roses fournit des indications précise sur la vitesse de l'érosion des surfaces rocheuses, depuis le Néolithique. Cependant, le rôle de l'eustatisme et des variations climatiques pendant l'Holocène n'est pas à négliger en particulier pour définir les effets de l'haloclastie. La succession des

processus élémentaires de la météorisation est également à prendre en considération pour comprendre la genèse et l'évolution des formes depuis la dernière période interglaciaire.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Les landes à ajoncs et bruyères sont des milieux typiques des paysages bretons et occupaient les sols pauvres et acides sur la corniche littorale trégorroise balayée par des vents chargés d'embruns. Elles ont perdu leur fonction agricole et ont connu un fort recul en raison des défrichements et de la plantation de résineux, à partir du XIXe siècle. Leur superficie s'est également réduite du fait de l'urbanisation des communes balnéaires de la partie occidentale de la carte, mais elles occupent encore une bonne portion des territoires communaux de Trébeurden et de Pleumeur-Bodou. En raison de fortes pressions agricoles et foncières le linéaire bocager a également beaucoup régressé dans cette partie de la carte, mais également vers l'est, en particulier à Trévoux-Tréguignec. Dans ce secteur, les bois et les taillis se limitent aux vallées s'encaissant dans l'abrupt limitant au Nord le plateau, à l'approche du rivage. Les zones humides riveraines des cours d'eau et associées au bocage ont également régressé, mais dans la zone côtière les marais gorgés en permanence d'eau douce, saumâtre ou salée bénéficient désormais d'un certain degré de protection, face aux projets d'extension des zones urbaines.

L'occupation agricole est faible à l'Ouest, mais à l'Est une activité légumière importante s'est étendue en direction des communes de Trévoux-Tréguignec et de Trélévern. Les parcelles de grande taille sont limitées par des talus plantés et quelques bosquets. Entre Plougrescant et la vallée du Guindy, les prairies sont plus nombreuses et les cultures céréalières destinées à l'élevage se développent.

Historiquement les centres paroissiaux se sont implantés sur les reliefs dominant le littoral mais le développement balnéaire a imposé de nouvelles formes urbaines aux communes. À l'Est, les pôles principaux restent localisés sur les hauteurs en retrait de la côte, mais des villages secondaires se sont installés en limite littorale. À l'Ouest, Pleumeur-Bodou a privilégié ce schéma avec une urbanisation à l'intérieur des terres et sur l'Ile-Grande, mais la station balnéaire de Perros-Guirec a engendré une urbanisation continue et l'étalement pavillonnaire a débordé sur la commune de Trégastel. L'habitat diffus a également gagné toute la « côte de granit rose » avec pour conséquence l'accroissement du linéaire routier.

La région de la feuille Perros-Guirec est donc nettement tournée vers la mer, en particulier à l'Ouest de la D788 qui relie les agglomérations de Lannion et de

Perros-Guirec. Trois ports de plaisance se sont implantés à l'Ouest de la feuille en plus des cales traditionnelles utilisées par les gens de mers pour leurs activités. Les accès au linéaire littoral sont souvent réglementés et de nombreux parkings ont été implantés à proximité du sentier côtier. Les estrans sont parfois occupés par des parcs conchylicoles et les pêcheurs mouillent des casiers ou des palangres à proximité des côtes.

ENVIRONNEMENT

La feuille Perros-Guirec détient un patrimoine géologique et géomorphologique varié aujourd'hui bien répertorié et en grande partie protégé, auquel s'ajoutent des monuments historiques ainsi que des zones naturelles remarquables. Bien avant les plages ce sont les rochers que l'on venait voir et à plus d'un titre le granite est à l'origine de la richesse de la côte. Aux carrières s'est ajouté l'exploitation touristique des chaos de roches de Ploumanac'h et de Trégastel qui attiraient les voyageurs dès le milieu du XIXe siècle. En 1837 le Chevalier de Fréminville dans son livre sur les vestiges antiques de Bretagne a mythifié le site qu'il a ancré dans le pittoresque celtique en lui donnant une signification sacrée. Ces paysages grandioses et énigmatiques ne pouvaient résulter de la force naturelle, mais on ne concevait pas par quels moyens des peuples primitifs privés de ressources avaient pu soulever et mettre en équilibre de telles masses de roches. La destination de ces monuments cyclopéens restait énigmatique, en particulier celle de vasques creusées à leur sommet et des rigoles s'en échappant. Ses descriptions ainsi que les récits des voyageurs qui dès 1865 s'arrêtaient à la gare de Plouaret pour rejoindre en diligence la côte ont contribué à donner au site une image mystérieuse (Guide Conty). La prolongation de la voie de chemin de fer vers Lannion en 1881, puis jusqu'à Perros-Guirec en 1906 a facilité l'accès des visiteurs attirés par la sauvagerie des lieux et d'habitants s'abritant dans les chaos granitiques. La variété du relief offrait également aux premiers touristes une grande mosaïque de paysages sur un territoire restreint, aussi des écrivains comme Ernest Renan ou Charles Le Goffic séjournaient régulièrement sur la côte, les hôtels s'installaient près des plages de Trégastel et de Perros-Guirec. Peu à peu les villas ne tardèrent pas à s'implanter dans ces sites grandioses, mais ce patrimoine de la villégiature est maintenant pris en considération, classé et protégé.

Les carriers s'installaient également et chaque jour des géants de granit disparaissaient. Les nuisances sonores de la mine et la dégradation des paysages provoquèrent dès la fin du XIXe siècle une réaction des résidents dans la revue du Touring Club de France. Immédiatement le Conseil Général des Côtes-du-Nord émettait en 1899 le vœu de protéger les rochers pittoresques du littoral et l'année suivante le Préfet mettait en place une commission départementale des sites. Les démarches entreprises au niveau national aboutissaient dès le 21 mai 1906 à l'adoption de la loi sur la protection des sites et monuments

naturels, par la suite complétée par la loi du 2 mai 1930 permettant une protection élargie aux sites de caractère artistique, historique, scientifique, légendaire ou pittoresque.

Le classement de la totalité de l'île de Bréhat le 13 juillet 1907 fut suivi de l'inscription ou du classement d'autres sites naturels sur le territoire de la feuille Perros-Guirec :

– 11 juillet 1912 : les rochers de Ploumanac'h et de Trégastel situés sur le territoire communal ainsi que sur le domaine public maritime ;

– 22 juillet 1913 : le tertre de la Clarté à Perros-Guirec ;

– 13 janvier 1917 : le rocher dit du Voleur à Port-Blanc en Penvénan ;

– 22 janvier 1917 : l'île dite du Château à Penvénan ;

– 11 septembre 1922 : des parcelles boisées bordant les rives du Guindy sur la commune de Plouguiel ;

– 22 décembre 1925 : l'île aux Femmes dépendant du domaine public maritime à Penvénan ;

– 20 janvier 1926 : l'île Bruck dépendant du domaine public maritime à Penvénan ;

– 2 mai 1927 : le massif de rochers de Crec'h Tourony et plusieurs parcelles contenant des rochers comme ceux de l'Eléphant et du Roc'h Uzon ;

– 13 avril 1940 : sentier des douaniers et ses abords, parc municipal et ses abords et landes de Ranolien à Perros-Guirec ;

– 15 février, 15 mai 1940 : les terrains situés dans un rayon de 200 m autour de la barrière du phare de Ploumanac'h ;

– 14 mai 1943 : l'ensemble formé par le moulin et l'étang du Petit Traouiéro, anse de Saint-Guirec à Ploumanac'h ;

– 23 mai 1945 : vallée du Grand Traouiéro sur Perros-Guirec et Trégastel ;

– 31 juillet 1959 : l'ensemble formé par la partie nord et ouest de la commune de Plougrescant et les îles d'Er Evinec et Strou Maria ;

– 27 mars 1961 : l'ensemble formé sur le littoral de Penvénan par les îles constituant une partie de l'archipel de Port-Blanc ;

– 19 novembre 1975 : l'ensemble du domaine public maritime correspondant aux îles et îlots de l'archipel de Port-Blanc à Penvénan ;

– 8 novembre 1976 : l'ensemble constitué par le sentier des Douaniers et ses abords en bordure de la grève Saint-Pierre sur la commune de Perros-Guirec ;

– 30 novembre 1976 : extension du classement du site du Rocher du Voleur ;

– 11 février 1977 : tous les terrains de l'île Renote, ainsi que le domaine public maritime les bordant ;

– 28 mars 1977 : l'ensemble du domaine public maritime bordant le site du sentier des Douaniers et ses abords en bordure de la grève Saint-Pierre sur la commune de Perros-Guirec ;

– 18 décembre 1979 : l'ensemble du site de Port-Blanc sur la commune de Penvénan ;

– 16 juin 1994 : l'ensemble formé par les îles et îlots du littoral entre Trébeurden et l'Ile-Grande, sur les communes de Trébeurden et de Pleumeur-Bodou.

La loi sur la protection des sites prévoit deux niveaux : l'inscription et le classement comme pour les monuments historiques. Le statut de site inscrit est peu contraignant et permet d'éviter une destruction en attendant l'instruction du dossier de classement. Par contre les monuments naturels ou les sites classés ne peuvent être détruits ni modifiés dans leur état ou leur aspect, sauf autorisation spéciale. On constate aussi une évolution dans le temps et on est passé du classement de sites ponctuels à de grands ensembles paysager couvrant également le domaine public maritime en prenant également en compte d'éventuels intérêts biologiques : sites Natura 2000.

Après avoir soustrait les rochers et les sites remarquables à l'exploitation granitière, les communes, le Conseil Général des Côtes-du-Nord et plus récemment le Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres ont mis en œuvre une politique d'acquisition foncière afin de mieux protéger les espaces restant soumis à des menaces telles que l'urbanisation et l'artificialisation. Les acquisitions se sont faites par expropriation, à l'amiable et par l'exercice du droit de préemption. Un certain nombre de sites de la « Côte de Granit Rose » sont désormais gérés par le Conservatoire de l'espace littoral : île aux Moines, Île Tomé, archipel de l'Ile-Grande, île Molène, dunes de Castel Ereck, de Toul Guen, de Landrellec-Bringuiller, marais du Quélen et de Kerlavos, chaos granitiques de Ploumanac'h. La création du parc municipal de Ploumanac'h en 1925 constitue une opération exemplaire qui a permis la conservation d'un géomorphosite fréquenté chaque année par près de 800 000 visiteurs. Le C.E.L. gère désormais la fréquentation et assure la restauration des zones dégradées par le piétinement sur le sentier littoral.

L'archipel des Sept-Îles est l'autre attraction phare de la Côte de Granit Rose. Environ 100 000 personnes embarquent chaque année pour découvrir la réserve. L'accès à la partie terrestre de l'île aux Moine est possible toute l'année, la fréquentation de la plage de l'île Bono est réglementée, mais des zones d'estran restent autorisées pour la pêche à pied autour de l'île Bono, l'île aux Moines, l'île plate et le Cerf. Le débarquement sur l'Île Tomé, gérée par le C.E.L., est également interdit, mais ailleurs la Loi Littoral du 3 janvier 1986 réaffirme le droit pour tous d'accéder librement au littoral avec obligation d'organiser et de

préserver le libre accès du public lors de la réalisation d'opérations d'aménagement à proximité du rivage. Cependant pour les sites inscrits et classés toute modification paysagère est soumise à un encadrement fort. Une fréquentation excessive d'un site naturel a pour principaux impacts la disparition de la végétation et l'aggravation de l'érosion du trait de côte. Il convient alors de canaliser la circulation et de prendre des mesures afin de réhabiliter les zones dégradées.

Le vieil outil « classement - inscription » des sites a représenté un outil fort de protection et de conservation du patrimoine géologique et géomorphologique. La maîtrise foncière est devenue également un outil permettant une gestion quotidienne des espaces remarquables du littoral, mais il est à craindre que l'extension et la multiplication de réserves biologiques avec une conception rigide de la protection de la nature, devienne à terme une source de conflit, par rapport à l'intérêt grandissant des touristes pour la découverte de la nature.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Sur le territoire de la carte on peut identifier les points suivants :

– les zones de tangues et de vasières littorales peuvent avoir des eaux salées qui peuvent poser des problèmes de stabilité dans le temps aux bétons non prévus pour cela ;

– ces mêmes terrains, et les zones de marais ou de tourbes sont potentiellement des terrains compressibles sous la charge et toute construction lourde doit prendre en compte ce point ;

– on évitera de trop pomper sans maîtrise, dans les marais pour des problèmes de tassement différentiels si des bâtiments sont concernés, mais aussi pour éviter de faire progresser le coin salé dans les terrains ;

– sur le littoral ou en bordure de thalweg, on évitera aussi dans la mesure du possible des terrassements et constructions dans les heads. Ces dépôts de versant peuvent être très fragiles lors de fortes pluies et fluer d'autant plus aisément qu'ils sont modifiés à leur base ;

– dans le même esprit, on évitera des terrassements et bien sûr des constructions sans précaution dans les zones de roches altérées. Des tassements différentiels, des portances très contrastées de sols entre des pointements de roches dures et des zones plus altérées peuvent provoquer des défauts aux bâtiments, dès le chantier ou lors de changement d'état des couches supports (sècheresse ou inversement saturation en eau) ;

– les bases d'arènes ou de heads sont aussi souvent le siège de concentrations d'eau qui peuvent provoquer des venues d'eau lors de terrassement ;

– enfin pour les remblais (anciennes carrières, dépôts d'ordures), une analyse géotechnique avant construction peut être utile, ainsi qu'une vérification de la chimie des matériaux traversés.

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères bretons du socle

Le sous-sol du Massif armoricain est constitué de roches du socle protérozoïque et paléozoïque. 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 (Wyns, 1998 ; Lachassagne *et al.*, 2001 ; Wyns *et al.*, 2004).

En milieu de socle, cet aquifère multicouches comprend l'horizon des altérites meubles et l'horizon fissuré (*cf.* fig. 11, hors texte). 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 11 hors texte, à porosité importante et faible perméabilité), développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ;

– tandis que l'eau circule 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 11 hors texte, 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.

Les formations géologiques qui couvrent la feuille Perros-Guirec sont uniquement des formations de socle, à l'exception du petit hémi-graben tertiaire à remplissage de dépôts du Bartonien.

Sur la carte de Perros-Guirec, les altérites sont développées sur les formations granitiques mais ne présentent pas une répartition homogène, ce qui complique leur représentation cartographique à l'échelle du 1/50 000. Pour mieux appréhender la vulnérabilité des aquifères de socle, au niveau d'un bassin versant par exemple, il pourrait être utile de cartographier à une échelle plus fine ces altérites (épaisseur et nature des isaltérites et des allotérites ; *cf.* fig. 11, hors texte), grâce à des levés géologiques complémentaires.

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'infiltre 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'infiltre, participe tout d'abord, à 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 sa 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 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.

Les référentiels hydrogéologiques

Afin d'aider à la gestion des ressources en eau souterraine, des référentiels hydrogéologiques ont été mis en place pour apporter une description physique des aquifères, suivant différents niveaux de prise en compte de la complexité du milieu souterrain.

Les masses d'eau souterraines

Selon la Directive Cadre sur l'Eau (DCE), une masse d'eau souterraine est « un volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou de plusieurs aquifères » (article 5 et Annexe II). Il s'agit des unités d'évaluation de la DCE.

La feuille de Perros-Guirec recoupe 2 masses d'eau souterraines (fig. 12, hors texte) :

– à l'Ouest : 4058 - Baie de Lannion ;

– à l'Est : 4040 - Guindy-Jaudy-Bizien.

La BD LISA

La Base de Données sur les Limites des Systèmes Aquifères (BD LISA) constitue la deuxième version du référentiel hydrogéologique français et correspond à un découpage du territoire national en entités hydrogéologiques (formations géologiques aquifères ou non).

Deux entités BD LISA se trouvent sur la feuille Perros-Guirec (fig. 12, hors texte) :

– 189AA01 - Socle métamorphique dans les bassins versants du Jaudy de sa source à la mer et côtiers ;

– 189AA02 - Socle métamorphique dans les bassins versants côtiers du Jaudy (non inclus) au Léguer (non inclus).

Des fiches descriptives des masses d'eau souterraine et des entités BD LISA sont disponibles sur le site Internet SIGES Bretagne : http://sigesbre.brgm.fr/-Referentiels-hydrogeologiques-.html.

La participation des eaux souterraines aux débits des rivières

À proximité de la feuille Perros-Guirec, les écoulements de deux rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES Bretagne (Guindy et Jaudy ; B. Mougin *et al.*, 2008) (fig. 13, hors texte). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface (rapide) et en écoulement souterrain (lent). Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières. Celle-ci varie de 58 à 61 %. Les résultats sont consignés dans le tableau 2.

Une comparaison des données climatiques (pluies efficaces calculées à la station météorologique de Pommerit-Jaudy avec une réserve utile de 10 mm, en rouge sur la fig. 14, hors texte), hydrologiques (le Jaudy à Mantallot, en bleu) et piézométriques (Pommerit-Jaudy, en marron) a été réalisée. Elle montre que la nappe suit un battement annuel (recharge-décharge) et qu'elle est très réactive aux précipitations.

Rivière	Dept	Station hydrologique	N° station	Superficie BV (km²)	Période modélisation	Pluie totale (mm/an)	Evapo-transpiration (mm/an)
Guindy	22	Plouguiel	J2034010	125	1995-2003	959	638
Jaudy	22	Mantallot	J2023010	164	1995-2003	1004	643

Rivière	Dept	Station hydrologique	N° station	Pluie efficace (mm/an)	Ecoul. rapide (mm/an)	Ecoul. rapide (%)	Ecoul. lent (mm/an)	Ecoul. lent (%)
Guindy	22	Plouguiel	J2034010	321	126	39	195	61
Jaudy	22	Mantallot	J2023010	362	151	42	211	58

Tabl. 2 - Résultats des modélisations hydrologiques (projet SILURE) réalisées sur deux rivières : le Guindy et le Jaudy (Mougin *et al.*, 2008)

Les 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 :

– recoupent le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m^3/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^3 à 250 m^3.

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 des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins locaux.

Forages de socle - Résultats connus

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 130 forages implantés sur le territoire de la feuille Perrros-Guirec.

Les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (tabl. 3).

Unité géologique	Nombre de forages	Débit moyen (m^3/h)	Profondeur moyenne (m)	Débit moyen du meilleur quartile (m^3/h)
Microgranite de pleubian	28	23,6	61,9	64,6
Granodiorite de Port-Blanc	39	9,9	63	24
Granite de Perros-Guirec	25	7,4	84,4	19
Massif de Ploumanac'h	38	7,1	71,9	20,7
Total et moyennes	130	11,4	69,2	

Tabl. 3 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Perros-Guirec

La profondeur moyenne des ouvrages est de 69,2 m (valeurs extrêmes : 15 et 154 m) et le débit instantané moyen : 11,4 m^3/h (valeurs extrêmes : 0 et 111 m^3/h). 21 forages ont une profondeur égale ou supérieure à 100 m. On notera que les forages sont plus profonds que la moyenne bretonne mais également plus productifs. Il faut noter que pour la Bretagne, des débits instantanés de cet ordre de grandeur sont excellents pour des forages de socle. Compte tenu de leur profondeur, ils dépassent l'altération de surface et recoupent des zones fracturées et fissurées très développées.

La Microgranodiorite de Pleubian est la formation la plus performante, avec un débit moyen entre de 23,6 m^3/h, pour une profondeur moyenne assez importante de 62 m.

Vient ensuite la Granodiorite de Port-Blanc, avec un débit moyen de 9,6 m^3/h pour une profondeur de 63 m, puis deux formations aux résultats similaires en termes de débit (environ 7 m^3/h pour le Granite de Perros-Guirec et le Massif granitique de Ploumanac'h), avec des forages de grande profondeur dans le Granite de Perros-Guirec.

Le débit moyen du meilleur quartile (moyenne des débits des 25 % « meilleurs forages » de chaque population concernée) a également été calculé (colonne de droite du tabl. 3).

Ce paramètre varie de façon très significative en Bretagne : de moins de 10 m^3/h à plus de 40 m^3/h. On peut considérer que cette valeur, atteinte par le quart des forages implantés au hasard, est suffisamment fréquente pour correspondre à des conditions aquifères d'une certaine extension et que ce paramètre pourrait être représentatif de la perméabilité des axes de drainage souterrain.

On constate que le Granite de Perros-Guirec, le Massif granitique de Ploumanac'h et la Granodiorite de Port-Blanc semble être moins conducteurs que la Microgranodiorite de Pleubian ; les déstockages par le milieu fissuré profond seront donc plus lents. Cependant il faut noter que les débits moyens sont très élevés pour l'ensemble de ces formations.

Les débits mentionnés ci-dessus sont des débits instantanés mesurés en fin de foration (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.

Les captages d'Alimentation en Eau Potable (AEP)

En 2013, trois forages sont exploités pour l'adduction d'eau potable sur la feuille Perros-Guirec. Ils sont implantés sur deux communes différentes mais font partie du même champ captant de Traou Guern (tabl. 4). Les trois forages se situent au niveau de l'hémi-graben tertiaire à l'est de la carte et recoupent les argiles bartoniennes avant de capter des granodiorites.

Le puits de Pont-Couennec à Saint-Quay-Perros (01706X0035/P1), anciennement exploité pour l'alimentation en eau potable, a été abandonné en 2005 dans le cadre d'une rationalisation de la ressource.

Commune	Lieu-dit	Code BSS (Code SISE-Eaux)	Nature de l'ouvrage	Profondeur (m)	Débit annuel en m^3 (2010)	Teneur en nitrates moyenne en mg/l (période concernée)
Plouguiel	Traou Guern	01708X0027/FE1 (022001245)	Forage	100	365 000	1 (2005)
Plougrescrant	Traou Guern	01708X0025/FE2 (022001246)	Forage	71,6	365 000	1 (2005)
Plougrescrant	Traou Guern	01708X0026/FE3 (022001247)	Forage	100	200 750	1 (2005)

Tabl. 4 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 22, BRGM

La qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

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 (AFNOR, 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 µS/cm) et une agressivité marquée : la teneur en 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.

Dénitrification naturelle en sous-sol

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 (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 de vie de ces phénomènes, 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.

Risque d'invasion d'eau salée dans la nappe d'eau douce

Il faut attirer l'attention sur le risque d'invasion d'eau salée dans les nappes d'eau douce sur la feuille Perros-Guirec à cause de la proximité immédiate de la mer. À proximité de la côte, une nappe d'eau douce se trouve 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).

Le nombre important de forages profonds (plus bas que le niveau de la mer) dans la région de Perros-Guirec, aux débits importants et sans aucun contrôle de la salinité et du niveau de la nappe en cours d'exploitation, représente un risque certain pour la qualité des nappes de bord de mer.

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 sur le site du SIGES Bretagne : http://sigesbre.brgm.fr/Prescriptions-techniques.html.

Suivi de la qualité de l'eau souterraine

Un suivi régulier de la qualité des eaux souterraines est opéré par l'Agence Régionale de Santé des Côtes d'Armor (ARS 22) et par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB), consultable sur le site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, http://www.ades.eaufrance.fr puis recherche par code BSS) ; sur la feuille de Perros-Guirec, il est disponible sur un seul ouvrage (et deux autres à proximité) :

– captages AEP : une seule analyse datant de 2005 sur chacun des 3 ouvrages ;

– qualitomètres Agence de l'eau : le puits de Kergrist à Louannec (01707X0007/P1, suivi depuis juin 2007, fig. 15, hors texte), la source du Bourg à Ploulec'h (02032X0043/PUITS, suivie depuis novembre 1996, fig. 16, hors texte), située à 7 km au Sud de la feuille de Perros-Guirec et la source de Lancerf à Plourivo (02042X0021/HY, suivie depuis juin 2007, fig. 17, hors texte), située à 5 km au Sud-Est de la feuille de Perros-Guirec (*cf.* localisations sur fig. 13, hors texte).

Pour le puits de de Kergrist à Louannec, malgré une légère diminution des teneurs de nitrates en 2012 (environ 57 mg/L), celles-ci se situent toujours au-

dessus du seuil réglementaire de 50 mg/L (moyenne de 62 mg/L avec 26 analyses).

Pour la source du Bourg à Ploulec'h, les teneurs en nitrates sont relativement stables depuis 2003 et frôlent le seuil réglementaire de 50 mg/L (moyenne de 47 mg/L avec 67 analyses).

Les teneurs en nitrates ont considérablement augmenté au niveau de la source du Lancerf à Plourivo entre 2008 et 2011 (+ 47 mg/L) puis se sont stabilisées autour de 45 mg/L, avant de dépasser le seuil de 50 mg/L en 2013.

L'évolution de la qualité chimique globale des eaux souterraine sur la feuille Perros-Guirec ne peut être évaluée en raison du manque de points d'observation et parce que ces points (captages AEP en service en 2013) sont situés dans des environnements protégés par des périmètres de protection qui favorisent l'amélioration ou la stabilisation des concentrations en nitrates.

Le 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. Aucun ouvrage du réseau ne se trouve sur la feuille Perros-Guirec. L'ouvrage le plus proche, situé à 4 km au Sud de la feuille (*cf.* localisation sur fig. 13, hors texte), est le piézomètre de Bellevue situé sur la commune de Pommerit-Jaudy (02034X0082/PZ), suivi depuis le 04/12/2003 par le BRGM.

Le piézomètre de Pommerit-Jaudy est implanté dans les schistes briovériens/schistes pélitiques et grès (Formation de la Roche-Derrien).

Les niveaux quotidiens enregistrés par ce piézomètre sont consultables sur le site Internet ADES : http://www.ades.eaufrance.fr.

Le suivi du niveau piézométrique à Pommerit-Jaudy (fig. 18, hors texte) montre que la nappe est réactive aux précipitations (successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'elle suit un cycle annuel (montée-descente). La profondeur de la nappe varie entre 3,05 et 6,82 m par rapport au repère de mesure, le battement moyen annuel est de 2,6 m (période 2004-2012).

RESSOURCES DU SOUS-SOL

Minéralisations

Aucun gisement métallifère d'intérêt économique n'a été encore reconnu dans les limites de la feuille Perros-Guirec, toutefois, d'assez nombreuses petites

occurrences ont été mises en évidence en liaison avec le pluton tardi-hercynien de Ploumanac'h (fig. 19).

Thorium

L'abondance de cet élément, associé aux terres rares, confère aux granites rouges à gros grain (faciès La Clarté et faciès Traouieros) une forte originalité parmi les intrusions du Massif armoricain et, à ce titre, mérite de retenir l'attention. Le principal porteur du thorium est ici l'allanite, qui cristallise dans des formations assez diverses.

Amas mélanocrates

Les amas mélanocrates représentent des ségrégations de nature biotitite, riches en minéraux accessoires, particulièrement bien représentées dans le granite des Traouieros. Les affleurements les plus spectaculaires sont observés entre Coz Porz et l'île du Dé, ainsi que dans l'anse de Tourony, sous forme de schlierens rubanés, allongés sur quelques mètres ou, plus rarement, d'amas trapus inframétriques. Ces ségrégations sont liées (Barrière, 1976, 1977) à la cristallisation du granite encaissant ; elles se rattachent aux cumulats magmatiques (ségrégation des minéraux précoces). La paragenèse est essentiellement constituée de biotite (souvent plus de 50 %), associée à hornblende verte, oligoclase, microcline et quartz. Les minéraux « accessoires » sont abondants (5 à plus de 10 %) : allanite, sphène (titanite), apatite, zircon, thorite, pyrite, ilménite, magnétite.

L'allanite se présente en cristaux zonés, automorphes, allongés, atteignant souvent 2 à 3 mm, plus ou moins métamictes, souvent très concentrés. Parfois, l'allanite est moulée par le quartz qui montre alors des microfissures à tendance rayonnée, dues à l'augmentation de volume lors de la métamictisation. La titanite est également très répandue, en plages atteignant 2-3 mm. L'apatite est très abondante, en inclusions dans la biotite, l'allanite et le sphène. Magnétite et ilménite sont sporadiques, sauf dans les zones riches en hornblende. La thorite, en petits cristaux subautomorphes en voie de transformation en orangite par métamictisation, est incluse dans la biotite où elle développe un halo pléochroïque extrêmement intense (Chauris, 1992a).

Le tableau 5 présente les teneurs en Th, Zr et terres rares de quelques ségrégations prélevées entre Coz Porz et Le Dé. Les spectres de terres rares de ces échantillons sont exposés dans L. Chauris (1992a). La teneur en thorium est singulièrement élevée (jusqu'à 1 120 ppm, soit 0,11 % Th). Un certain pourcentage en cet élément doit être rattaché à l'allanite ; un faible pourcentage est sans doute à relier au sphène, à l'apatite et surtout au zircon. Toutefois, un pourcentage significatif en Th est lié à la thorite (orangite) : en effet, les amas biotitiques les plus radioactifs sont aussi les plus riches en ce minéral.

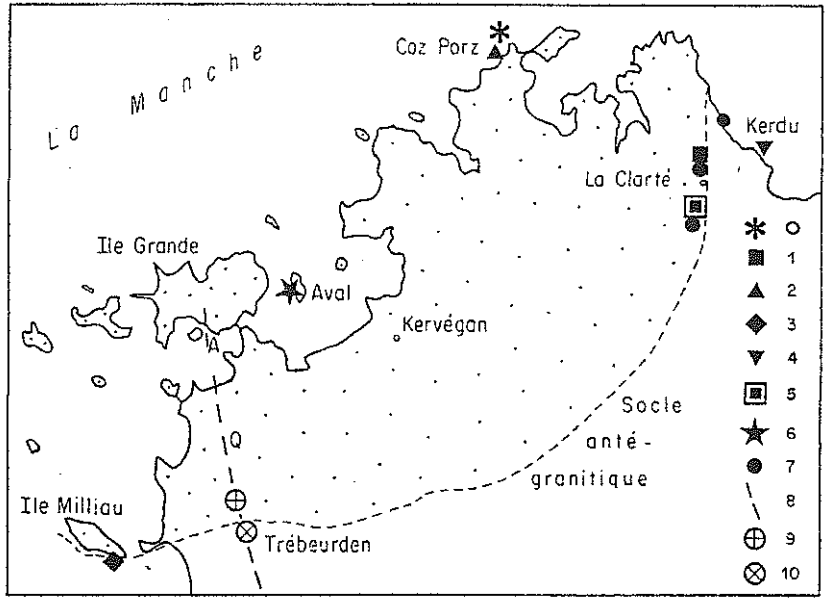


Fig. 19 - Occurrences magmatiques, tardi- et post-magmatiques du massif granitique de Ploumanac'h

0 - Ségrégation enrichies en thorium et Terres Rares. 1 - Pegmatites à allanite. 2 - Filonnets à allanite. 3 - Episyénite. 4 - Pseudo-skarn. 5 - Pegmatites à molybdénite. 6 - Greisen d'éponte. 7 - Fissures à molybdénite ou scheelite. 8 - Filon quartzeux à silice rouge (Q) avec améthyste (A), galène (9), autunite (10). 0, 1, 2, 5 et 7, employés à titre collectif. 8, 9 et 10 d'après B. Mulot (1971a-b). Le type paragénétique de l'indice de molybdénite signalé à Kervégan n'est pas précisé.

Le thorium est la cause principale de la forte radioactivité des granites rouges de Ploumanac'h (Kervella, 1964 ; Coppens et Bolfa, 1963, travaux inédits de l'auteur). Dans le secteur de Coz-Porz - île du Dé, la radioactivité moyenne du granite, mesurée directement sur le terrain au scintillomètre SPP2, est de l'ordre de 440 chocs par seconde (c/s) [moyenne de 40 mesures ponctuelles]. Sur les amas biotitiques du même secteur, les mesures de radioactivité, sur 11 sites examinés, vont de 600 c/s à 2 000 c/s, avec une moyenne de 930 c/s, plus de deux fois supérieure à la radioactivité du granite encaissant. Les teneurs en Terres rares sont également singulièrement élevées : la somme totale des T. R. analysées (La - Ce - Nd - Eu - Dy - Er - Yb) s'élève à 1 736,6 ppm, soit 0,17 % (Chauris, 1992a).

	1	2	3	4
Th	472	1120	654	384
Zr	555	1150	780	485
La	610	497	309	345
Ce	1150	990	880	640
Nd	430	400	330	202
Eu	3,1	2,45	3,4	1,55
Dy	20	23	32	8,1
Er	9,3	12	16	4,1
Yb	6,6	7,68	11,2	3,12

Tabl. 5 - Teneur en éléments traces (ppm) de ségrégations biotitiques échantillonnées dans le granite rouge de Ploumanac'h

1 - À l'Ouest de La Clarté. 2 à 4 - Entre Coz Porz et le Dé. Analyste J. Cotten, UBO, Brest.

Filonnets à allanite

Au Coz Porz, le granite est recoupé par des filonnets subverticaux, de puissance centimétrique, de directions variées, de quelques dizaines de cm d'allongement. La paragenèse est essentiellement constituée d'allanite associée au zircon, à l'apatite et au quartz. L'allanite se présente en cristaux subautomorphes, localement jointifs, de 0,2 à 2-3 mm. Le zircon, en cristaux automorphes, de 0,1 à 0,3 mm, est très répandu ; l'apatite, automorphe, de dimension comparable à celle du zircon, est beaucoup moins abondante. Ces minéraux sont moulés par le quartz. La radioactivité de ces filonnets est 10 fois supérieure à celle du granite encaissant et de 2 à 3 fois plus élevée que celle des amas biotitiques précités (Chauris et Mulot, 1965).

Pegmatites à allanite

Dans quelques carrières ouvertes près de La Clarté, en particulier dans l'ancienne carrière Madec, le granite rouge renferme des accidents pegmatitiques, de forme irrégulière, pouvant atteindre 2-3 m dans leur plus grande dimension, constitués de microcline, oligoclase, quartz, biotite, hornblende à inclusions de magnétite et de sphène. L'allanite se présente en masses d'un noir de poix, de dimension variable. Le plus gros cristal observé en section mesurait 11,5 cm × 3 cm. Les feldspaths entourant ce cristal géant montraient des fissures radiales remarquables, dues à l'augmentation de volume de l'allanite devenant métamicte. Ce = 7,1 % - La = 3,6 % - Th = 1,3 % - Y = 1,2 % (Chauris, 1958).

Ainsi, dans le massif granitique de Ploumanac'h, thorium et Terres Rares ont été concentrés (principalement sous forme d'allanite) à différents stades de l'évolution de la première venue (granites rouges à gros grain) du complexe : cumulats magmatiques relativement précoces, veinules intra-granitiques et différenciations pegmatitiques, relativement tardives. Les veinules et les pegmatites sont riches en allanite, mais leur volume global est nettement inférieur à celui des ségrégations micacées. Ces anomalies positives en Th et terres rares sont cohérentes avec le caractère subalcalin potassique des granites rouges de Ploumanac'h (Barrière, 1977).

Molybdène

Les plus beaux et les plus grands cristaux de molybdénite du Massif armoricain ont été découverts dans des différenciations pegmatitiques du granite de La Clarté. Ce minéral a été également observé dans des fissures intra-granitiques, ainsi que dans le pseudo-skarn de Kerdu.

Différenciations pegmatitiques

La molybdénite est assez fréquente dans des amas pegmatitiques, de forme irrégulière, à microcline perthitique, oligoclase, quartz, biotite et tourmaline, vers la bordure interne du granite de La Clarté (anciennes carrières Roche-Petiot, Thoraval…). La texture graphique feldspath-quartz passe à la texture pegmatoïde avec grosses masses de microcline (plusieurs dizaines de cm). La molybdénite est localement très abondante : un fragment de pegmatite (20 × 9 cm) montre, en surface, une vingtaine de lamelles pouvant atteindre 1 cm. Plus rarement, les lames dépassent 3-4 cm ; parfois, la molybdénite se présente en cristaux hexagonaux engagés dans le feldspath. Dans l'ensemble, sa fréquence maximale paraît se situer vers le contact granite-pegmatite. Les lamelles allongées dans le feldspath montrent une tendance à la divergence et à la ramification vers les extrémités (Chauris, 1958).

Fissures à hornblende verte-molybdénite

Cette association a été rarement notée dans le granite de La Clarté, où les diaclases sont parfois irrégulièrement tapissées, sur 2-3 mm de puissance au maximum, d'innombrables cristaux millimétriques à centimétriques de hornblende verte. La molybdénite, sporadique, se présente en mouches disséminées, de quelques millimètres à plus d'un centimètre (Chauris, 1991b).

Pseudo-skarn

A Kerdu, un peu à l'Est du contact avec le granite de Ploumanac'h, le granite cadomien de Perros-Guirec est recoupé et enclavé par un filon de métadolérite (diabase). Une association paragénétique de type skarn, avec grenat, magnétite, épidote, molybdénite, scheelite… s'est développée dans la zone de contact entre ces deux formations. Toutefois -et c'est ce qui fait l'originalité de l'occurrence- la genèse de la minéralisation ne peut être attribuée aux émanations du massif de Perros, du fait de l'antériorité de ce granite par rapport à la dolérite, d'où le nom proposé de pseudo-skarn. La source des fluides minéralisateurs est rapportée aux émanations du granite de Ploumanac'h, tout proche (Chauris, 1991c). Le grenat est le minéral le plus caractéristique de l'occurrence : il se présente généralement en masses compactes, parfois pluridécimétriques (grenatites) ; dans les faciès géodiques, il offre des formes automorphes centimétriques ; son développement s'est effectué aussi bien dans la zone granitique que dans la zone diabasique ; dans les deux cas, il s'agit essentiellement d'un andradite-grossulaire, légèrement manganésifère. La magnétite a cristallisé d'une manière irrégulière, parfois très intense, dans le granite : la teneur en fer-métal peut atteindre 30 %. La molybdénite est localisée dans les grenatites associées au quartz, tant dans les parties granitiques que diabasiques ; elle se présente en lames flexueuses, aux contours irréguliers, ramifiés, infra- à plurimillimétriques ; elle est souvent abondante et la teneur doit parfois dépasser 1 %. L'épidote forme des masses glandulaires d'individus jointifs et des cristaux prismatiques allongés, atteignant 2 cm ; localement apparaissent des épidotites à magnétite.

Tungstène

Dans le massif de Ploumanac'h, le tungstène a été uniquement décelé sous forme de scheelite. Jusqu'à une date récente, un seul point alluvionnaire avait été noté, lors des prospections du BRGM, au Nord-Ouest de Pleumeur-Bodou. L'étude systématique des accumulations de sables lourds sur la partie haute des estrans bordant le pluton (fig. 20), suggère que la scheelite -reconnue dans 8 prélèvements (Chauris, 1990, 1991a)- est relativement répandue, en petites quantités toutefois, dans le massif. Les occurrences en place sont de trois types : (a) Les fissures à chlorite-scheelite-pyrite-calcite-fluorine sont localement fréquentes (carrière Thoraval). Les diaclases de ce type sont parfois constellées d'innombrables mouches submillimétriques de scheelite, facilement mise en

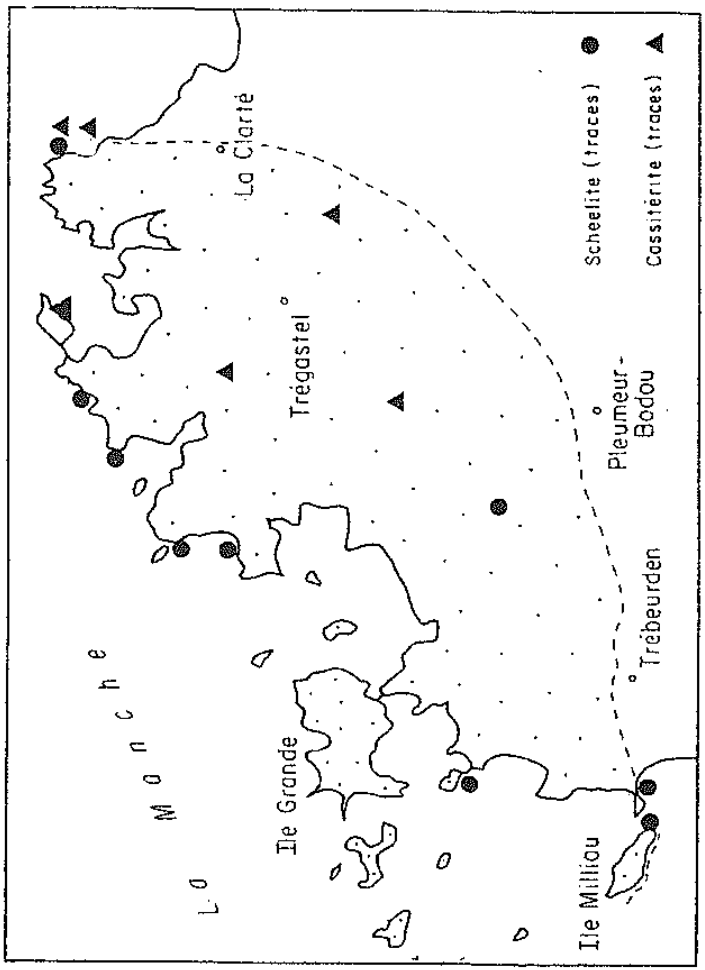


Fig. 20 - Minéraux alluvionnaires (scheelite et cassitérite) fluviatiles (d'après BRGM) et littoraux (d'après Chauris, travaux en cours)

évidence pas sa fluorescence au rayonnement ultra-violet (« mineralight ») (Chauris, 1991b) ; (b) Des joints avec scheelite ont été notés également dans l'auréole de contact du pluton, entre Pors Rolland et Kerdu ; (c) Dans le pseudo-skarn de Kerdu, la scheelite est fréquente au sein des grenatites à quartz intra-granitiques et intra-diabasiques. Elle se présente en plages millimétriques à centimétriques subautomorphes à automorphes, soit disséminées dans la grenatite à molybdénite, soit en inclusions dans le quartz, soit enfin au contact grenatite-quartz. Quelques octaèdres de 2-3 cm ont été observés. Un échantillonnage a donné une teneur de 0,4 % en WO_3 (analyse BRGM). En un point, la diabase admet une lentille de puissance décimétrique, formée par l'association grenatite-scheelite. À Kerdu, toutes les scheelites examinées appartiennent au type molybdique (Chauris, 1991c).

Étain

À l'inverse du molybdène et du tungstène, l'étain (sous forme de cassitérite) est extrêmement rare dans le pluton de Ploumanac'h. Les indices alluvionnaires en lit vif (uniquement en traces), mis en évidence par le BRGM, sont très sporadiques (3 points) ; il en est de même dans les petits placers littoraux (3 sites) (fig. 20). La seule occurrence probable en place, très ténue, est située dans une ancienne carrière, ouverte dans le granite gris de l'Île-Grande, sur la côte ouest de l'île Aval. En ce point, une grande fracture est soulignée par un filonnet de quartz Nord-Sud, subvertical, aux épontes greisenisées. Comme dans tous les greisens, on note un faible pourcentage en soude (Na_2O = 0,50 %). La greisenisation a été accompagnée par une concentration sensible en quelques éléments métalliques (Sn = 241 ppm ; W = 90 ppm). La cassitérite n'a pu être observée en lame mince ; sa présence en cristaux microscopiques est cependant très probable au vu de la teneur observée. Dans le pseudo-skarn de Kerdu, la titanite est relativement fréquente dans des structures géodiques avec épidote et adulaire. Une analyse d'une telle titanite a révélé une forte teneur en étain (> 4 000 ppm, limite de dosabilité de la méthode utilisée). Ce type d'occurrence est unique dans le Massif armoricain.

Uranium et plomb

Des traces d'autunite ont été décelées dans les fissures de la silice rouge d'un filon quartzeux à Trébeurden [en fait, occurrence située sur la feuille Lannion (Mulot, 1971b)]. Un peu de galène a été également observé près de Trébeurden (Mulot, 1971a) [même remarque]. Ces minéralisations ne semblent pas présenter de liaison directe avec l'évolution du pluton de Ploumanac'h, mais refléter une fracturation régionale qui dépasse, de loin, les limites du massif. Par ailleurs, l'épisyénite mise en évidence dans le granite de Ploumanac'h, à l'île Milliau (Chauris, 1994) ne paraît pas montrer de minéralisation uranifère malgré une radioactivité assez élevée (626 c/s, moyenne de 32 mesures ponctuelles).

Divers

La fluorine, violette, reste toujours sporadique (dégénérescence hydrothermale des pegmatites ; fissures à chlorite-calcite…). Des traces de barytine alluvionnaire ont été décelées à l'île Losket. L'or est très rare dans le petit placer de Pors Rolland.

La synthèse de Meloux (1978), signale dans l'inventaire des gîtes et indices minéraux de France, 2 indices sur la feuille de Perros-Guirec :

– La Clarté (X = 173,6 - Y = 140,0 ; Lambert I, Z = 60 m) : minéralisation à Molybdénite et Allanite disséminés au sein de pegmatiques dans un granite, (Mo, TR) (BSS 0170-6X-4001) ;

– Coz Porz (X = 711,5 - Y = 142,6 ; Lambert I, Z = 0 m) : minéralisation à Allanite disséminée au sein d'un granite, (Mo, TR) (BSS 0170-6X-4003). Ces points proviennent tous de la synthèse de R. Pierrot *et al.*, (1975). Les granites roses de la région, riches en potassium, thorium et en terres rares souvent thorifères, ne se semblent pas justifier d'indice minéralisé particulier. Ce sont surtout des minéraux diffus, ou trop locaux et limités (enclaves sur-micacées par exemple).

Matériaux de construction et de viabilité

Le complexe de Ploumanac'h a été et demeure encore pour partie, un des plus importants bassins granitiers français. Deux ensembles majeurs doivent être distingués : (1) l'ensemble dit de l'Île-Grande *sensu lato*, regroupant les granites à grain fin, dont l'exploitation qui remonte au moins au XIVe siècle, est aujourd'hui ralentie ; (2) l'ensemble dit de Ploumanac'h *sensu stricto*, rassemblant les granites rouges à gros grain, dont les extractions en grand n'ont commencé véritablement qu'après la guerre de 14-18, et qui sont actuellement en pleine activité pour l'obtention de roches ornementales, expédiées dans le monde entier (« Rose de La Clarté »).

À noter que le faciès porphyroïde dit des Traouieros n'est plus exploité à présent. Dans le passé, gabbros et aplites ont été extraits très sporadiquement.

Ensemble de Perros-Guirec

Les granites cadomiens ne livrent généralement que des moellons, employés dans les constructions locales. Le granite de Perros-Guirec était également utilisé, naguère, pour l'empierrement (carrières de Gueradur…).

Ensemble de l'Île-Grande

L'Île-Grande et les îlots voisins représentent le plus remarquable exemple français d'extraction de granites en bordure de la mer et, à ce titre, méritent une

description détaillée. Les exploitations qui ont connu leur apogée dans la seconde partie du XIXe siècle et au début du XXe siècle, avaient débuté plusieurs siècles auparavant. Au point de vue pétrographique, les principaux domaines d'extraction littorale, schématisés sur la figure 21, peuvent être divisés, en première approximation, du Nord-Ouest au Sud-Est, en trois zones (Chauris, 1991d) :

– la **zone externe**, de loin la plus étendue, correspond à l'affleurement du granite rose-bistre, légèrement porphyrique (type Ile Agathon ou II de la fig. 21). Elle forme un large arc de cercle (dont la partie médiane est toutefois entièrement immergée), jalonné par de très importants sites d'exploitation (île de la Petite Fougère, île Fougère, île Iliavek, île Agathon et les îlots occidentaux voisins, île Losket, île du Renard) et par des points de moindre importance, mais encore très significatifs (Kerellec, île aux Herbes, récifs de Toëno et de Karreg ar Merk, Bolennec, Nord de Landrellec, Bringuiller, île Jaouen, abords de l'île Tanguy …) ;

– la **zone médiane**, nettement plus réduite, dessine une sorte de croissant qui coïncide avec le faciès marginal local, de teinte blanche, riche en muscovite (III') de la venue III (fig. 21), dit faciès du Corbeau. Elle est jalonnée par les grandes exploitations de la pointe de Toul ar Staon, de la pointe de Kastel Erek, de l'île du Corbeau … ;

– la **zone interne**, enfin, présente un granite gris-blanc, à biotite (type Île-Grande *sensu stricto*), avec les importantes carrières de Kastel Erek, du grand Trou, de Brinterc'h, de l'Allée couverte, de Port-Gélin (toutes situées dans la moitié septentrionale de l'Île-Grande), mais aussi les exploitations de l'île Morvil, de l'île Plate, de l'Ouest de Landrellec …

En fait, le cheminement sur les estrans et dans les îlots révèle que les trois zones précitées se présentent comme un immense chantier d'extraction où la séparation des exploitations s'avérait bien souvent quelque peu arbitraire. Le contraste est d'autant plus net avec une quatrième zone, située au Sud-Est des précédentes, entre Toëno et le Sud de Landrellec : ici, les carrières littorales se font relativement rares, restent peu importantes et la pierre est, le plus souvent, de qualité inférieure. Cet ultime secteur littoral délaissé, abrité des houles du large, s'oppose ainsi, immédiatement, aux zones exploitées, exposées à l'Océan, qui s'étendent au Nord-Ouest : ici les impératifs (pétrographiques) de qualité ont nettement prévalu sur les difficultés (géographiques) d'extraction.

Six principaux types d'exploitation ont été mis en évidence dans le district littoral de l'Île-Grande *sensu lato* (Chauris, 1991d) :

– **débitage de boules et de gros blocs épars sur l'estran rocheux ou sableux**. D'après les vestiges encore observables, cette modalité a été extrêmement répandue, et a dû être particulièrement importante dans le passé, par suite de la facilité relative de la fente des blocs isolés. Les éléments exploités vont depuis les énormes galets jusqu'aux masses de plusieurs m^{3}. Il est certain que

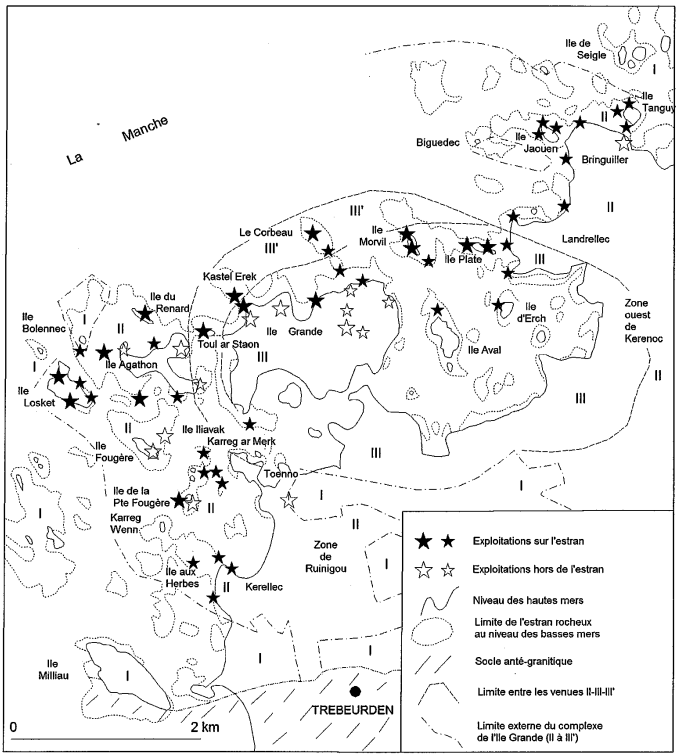


Fig. 21 - Carrières littorales du district de l'Île-Grande. Seuls les principaux sites d'extraction ont été indiqués

I - Granites rouges, à gros grain de Ploumanac'h, antérieurs au complexe de l'Île-Grande. II à III' - Granites à grain fin, du complexe de l'Île-Grande. II - Granite rose-bistre. III - Granite gris et blanc-gris (Île-Grande *sensu stricto*). III' - Granite blanc, riche en muscovite. Les carrières « continentales » (Runigou, Kerenoc) n'ont pas été reportées.

d'innombrables boules ont dû ainsi disparaître peu à peu sans laisser de traces. Parfois, le travail de débitage en cours a été abandonné : la boule a été fendue, puis laissée sur place ; ou bien, son exploitation a été seulement partielle. Exemples très nombreux : au Sud de l'île Tanguy, entre l'île Agathon et l'île Fougère … ;

– **démantèlement du plateau rocheux**. La structure des granites en bancs peu inclinés facilitait l'extraction. Peu à peu, le platier rocheux s'agrandissait autour d'îlots ou de pointes qui devenaient résiduels, tandis que les parties surcreusées formaient des mares. De remarquables exemples de tels platiers sont visibles au pied du récif du Corbeau (sur plus de 100 mètres de large), vers la pointe de Kastel Erek … ;

– **front de taille en gradins**. Le second type passe au suivant quand le platier, plus ou moins arasé par les extractions, atteint un rivage escarpé. L'exploitation se prolongeait alors par une succession de gradins sub-horizontaux dont les parties supérieures sont en dehors de la zone de balancement des marées. Modalité très fréquente, particulièrement spectaculaire à Kastel Erek (Chauris, 1995a). Bons exemples également sur la côte sud-ouest de l'île Jaouen, au Corbeau, à Bolennec … ;

– **carrière sous le niveau de la mer**. L'excellente qualité de la pierre a pu inciter les carriers à développer l'exploitation du côté « terre » de l'île, mais en creusant peu à peu au-dessous du niveau de la mer. Cette manière de faire a entraîné l'édification d'un mur imposant pour protéger la carrière des risques d'inondation par la mer. Tel est le cas de la profonde excavation située près de l'actuel centre ornithologique dans la partie occidentale de l'Île-Grande ;

– **carrière littorale au-dessus du niveau de la mer**. À l'inverse du cas précédent, l'exploitation a pu se poursuivre (ou débuter) sur le flanc même de la falaise dans le cas d'un relief accusé. Exemples représentatifs à l'île Fougère, à l'île Iliavek près de Bringuiller … ;

– **carrière intra-insulaire**. Dans ce dernier cas, les exploitations sont situées à l'intérieur de l'île, voire près de son sommet. Ici, les conditions d'exploitation sont identiques à celles des carrières « continentales » (cas des carrières au Nord-Est de l'Île-Grande).

Cette tentative de classification des zones d'extraction établit, à l'évidence, que des transitions insensibles sont fréquentes dans le même site, entre plusieurs types.

En de nombreux points du district de l'Île-Grande, l'exploitation du granite était impérativement contrôlée par le balancement bi-journalier de la marée, caractérisée régionalement par une très forte amplitude (supérieure à 9 mètres dans les marées de vive-eau). À cette contrainte échappent toutefois les derniers types envisagés, encore que plusieurs carrières localisées au-dessus de l'estran soient, en fait, situées dans des îlots accessibles seulement à basse mer (île

Agathon, île Fougère…). De telles situations restreignaient d'autant la période de travail dans certains chantiers.

Les exploitations, longtemps poursuivies, ont singulièrement modifié l'environnement, développant une géomorphologie littorale anthropique originale, où les formes d'érosion (platiers de néoformation, falaises artificielles…) s'associent aux formes d'accumulation (blocs rebutés, déblais de taille nourrissant, à leur tour, les bancs de galets…). Par ailleurs, anciens quais de chargement et dépôts de lest sur l'estran (Chauris, 1995b), témoignent de l'activité commerciale.

Les granites du district de l'Île-Grande *sensu lato* ont été également exploités sur le « continent », en particulier dans la zone de Runigou (au moins 8 carrières) et surtout dans la zone de Kerenoc (au moins 24 carrières). Le granite rosé, à texture saccharoïde, dit de Woas Wen très exploité naguère dans les terres, n'affleure pas au bord de la mer.

L'utilisation des granites du district de l'Île-Grande était variée : pavés, bordures de trottoirs, tablettes de quais, pierres de taille pour le bâtiment. Ces granites étaient transportés par mer tant sur les côtes de la Manche que de l'Atlantique. En Bretagne, Morlaix était un gros importateur, mais aussi Lannion, Paimpol, Saint-Brieuc … Parmi les villes plus lointaines avec lesquelles le commerce était particulièrement actif, il faut citer en premier lieu Bordeaux (édification du bassin à flot, bordures de trottoirs). Par ce port et par Bayonne, les granites de l'Île-Grande pénétraient dans le Midi de la France (Pau, Lourdes …). Par Le Havre, ils gagnaient Rouen et Paris ; par Dunkerque, le Nord de la France (Lille et les célèbres pavés du Nord). Les travaux maritimes de Cherbourg employaient aussi ces granites, acheminés également à Caen, à Boulogne … L'exportation se faisait même jusqu'à Anvers en Belgique (Chauris, 1992b). En Bretagne septentrionale, les granites de l'Île-Grande ont joué un grand rôle dans l'érection des phares (Les Héaux de Bréhat …) (Chauris, 1997a) et l'exécution des ouvrages d'art du chemin de fer (viaduc de Morlaix …) (Chauris, 1998).

Ensemble de Ploumanac'h

Caractérisé par son gros grain et sa teinte rougeâtre prononcée, l'ensemble de Ploumanac'h *sensu stricto* comprend deux faciès : (1) un faciès externe, grossier, dit de La Clarté, passant progressivement, vers l'intérieur du pluton, à (2) un faciès nettement porphyroïde -remarquable par l'association d'un plagioclase verdâtre au feldspath potassique rouge- dit des Traouieros.

Depuis quelques années, l'extraction du Traouieros, dans la carrière ouverte sur le versant du vallon de ce nom, a cessé. Son exploitation avait commencé dans les années 1920 avec l'entreprise Isidore Étienne, venue des Vosges. Cette

roche superbe, susceptible d'un excellent poli, a été très recherchée pour l'art funéraire (les 52 « sarcophages de Douaumont » …). Les douze colonnes (5,30 m de haut sur 0,40 m de diamètre) de l'église Sainte-Odile à Paris, permettent de se rendre compte de son exceptionnel caractère ornemental.

Le granite de La Clarté fait l'objet d'une exploitation intensive dans d'impressionnantes excavations pouvant dépasser 50 mètres de profondeur, ouvertes un peu à l'Ouest de la chapelle de ce nom (fig. 22). La roche qui offre un poli parfait, est très estimée dans l'art funéraire ; elle est recherchée pour dallages des rues, mobilier urbain, revêtements de façades … Parmi ses innombrables réalisations, citons la Croix de Lorraine du mémorial au Général de Gaulle à Colombey-les-Deux-Églises ; le revêtement de la tour Stevenson à San Francisco ; des revêtements de façade à Bonn, à Berlin … ; le dallage de la place Saint-Marc à Rouen … (Paris *et al.*, 1998 ; Chauris *et al.*, 1993).

Il y a une trentaine d'années, des travaux d'agrandissement dans la carrière de l'entreprise BGP Gad, à La Clarté, ont mis à jour deux variétés pétrographiques d'un intérêt ornemental exceptionnel :

– **des différenciations pegmatitiques à arborescenses de biotite**. L'originalité de la roche repose sur une séparation assez prononcée entre des zones noirâtres riches en biotite et des zones rougeâtres à dominante feldspathique (Chauris, 1993a). Ces deux faciès sont répartis irrégulièrement ou en bandes allongées parfois de l'ordre du mètre ; les zones biotitiques dessinent des « rameaux » dans la masse feldspathique environnante. Ces différenciations pegmatitiques, relativement tardives, enrichies sélectivement en biotite ou en microcline (avec texture graphique) ne doivent pas être confondues avec les ségrégations d'origine magmatique, relativement précoces, à biotite-hornblende-plagioclase et nombreux minéraux accessoires (allanite …) ;

– **un faciès orbiculaire**, apparaissant sous forme d'amas métriques à plurimétriques au sein du granite normal. Tous les orbicules sont composés d'une zone centrale (noyau ou cœur), entourée d'une zone marginale (enveloppe ou cortex), moulée à son tour par une matrice interstitielle. Dans les amas, le pourcentage en orbicules peut dépasser 60 %. Toutefois, les contacts entre orbicules restent rares et offrent alors des rapports convexo-concaves. La teinte d'ensemble rose-rougeâtre, comme celle du granite encaissant, s'accentue avec la profondeur. La forme des orbicules est le plus souvent ovoïde à subsphérique, plus rarement oblongue, piriforme, allongée ou irrégulière. Elle reproduit fidèlement, en plus grand, le contour du noyau ; les contours irréguliers reflètent une morphologie complexe des cœurs. En règle générale, le contact orbicule-matrice est tranché ; parfois, l'enveloppe externe de l'orbicule a partiellement « éclaté » et le fragment, un peu déplacé, est cimenté par la matrice. Assez fréquemment, la matrice émet de minces diverticules dans le cortex. Les plus petits orbicules n'ont que quelques centimètres ; les plus volumineux atteignent 35 cm de grand axe.

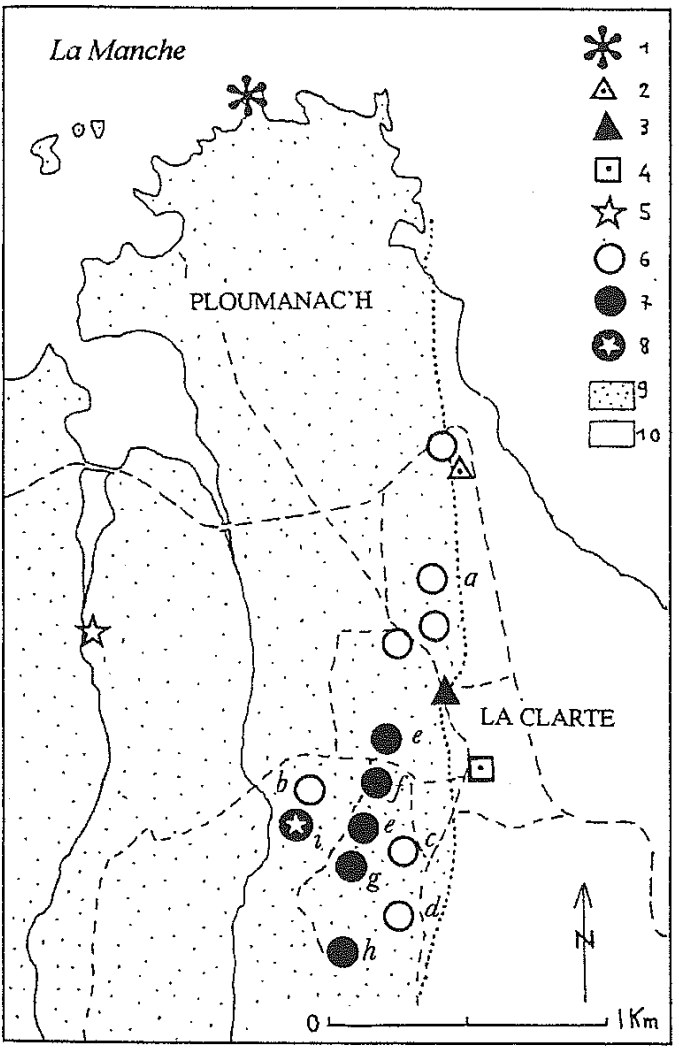


Fig. 22 - Carrières de granite rouge aux environs de La Clarté

1 - Phare. 2 - Sémaphore. 3 - Chapelle de La Clarté. 4 - Cimetière. 5 - Carrière des Traouiéros. 6 à 8 - Carrières de granite de La Clarté. 6 - Carrière abandonnée. 7 - Carrière en activité. 8 - Carrière BGP-Gad (granite orbiculaire). 9 - Granite rouge de Ploumanac'h. 10 - Socle ancien. Dénomination des principales carrières : a (Madec) ; b (Etienne) ; c (Thoraval) ; d (Roche-Petiot) ; e (Hignard) ; f (SAG) ; g (Clolus) ; h (Rébillon) ; i (BGP-Gad).

- **le noyau** (ou cœur) situé, en règle générale, dans la partie centrale de l'orbicule, est parfois excentré. Sa composition pétrographique est variée. Trois types de noyau sont comparables aux enclaves ou différenciations précoces du granite de La Clarté : (1) amas surmicacés (biotite) à grain fin, de forme irrégulière ; (2) association finement grenue biotite-plagioclase-quartz sporadique ; (3) granite à grain fin à biotite. Un quatrième type est représenté par un granite à gros grain, semblable au granite de La Clarté. Un dernier type, le plus répandu, est constitué par des mégacristaux de microcline rouge (un ou plusieurs par noyau), parfois ourlés partiellement par du plagioclase. Dans quelques cas, le cœur est mixte : association d'un grand feldspath potassique rouge à une concentration surmicacée noirâtre …,
- **le cortex** (ou enveloppe) des orbicules offre une texture grossièrement radiée. Il présente généralement deux zones successives de coloration différente : (1) autour du cœur, une zone assez claire, de nuance rougeâtre, passant insensiblement à (2) une zone marginale plus sombre, grisâtre. Cette variation de teinte pourrait être liée à une différenciation dans le degré d'oxydation. Le cortex est essentiellement composé de microcline quadrillé, souvent de très grande taille, remarquable par la fréquence des plages quartzeuses arrondies ou allongées (ayant peut-être formé initialement de longs cristaux squelettiques rayonnant autour du noyau et à présent en partie résorbés ?) ; la biotite forme de petites lames disséminées ; le plagioclase est rare. La nature potassique du cortex est accusée,
- **la matrice** offre une coloration et une composition minéralogique assez comparable, à première vue, à celles du granite de La Clarté, mais une texture différente, hétérogranulaire, soit à grain fin, soit à gros grain (les biotites peuvent atteindre 2 cm), qui évoque une formation aplito-pegmatitique.

Le caractère exceptionnel du faciès orbiculaire de La Clarté rend son interprétation délicate. La succession suivante des évènements est proposée à titre d'hypothèse :

– apparition au sein du magma granitique en voie de cristallisation, de poches ou chambres de l'ordre du m^3 à plusieurs m^3, où s'isole un bain silicaté résiduel hyperpotassique ;

– sédimentation, par gravité, dans ces chambres à faible viscosité, d'éléments déjà cristallisés, en provenance du magma granitique sous-jacent. Ces éléments (amas surmicacés, différenciations mésocrates, portions de granite, mégacristaux de feldspaths potassiques) vont constituer le noyau des orbicules et servir de germes à la cristallisation du cortex ;

– accrétion rapide, radiée (cortex à microcline dominant et quartz accessoire) du bain silicaté hyper-potassique, autour des noyaux en cours de sédimentation ;

– cristallisation de la matrice, suivant de près la formation des cortex, expliquant ainsi la rareté des contacts entre les orbicules. Les faciès pegmatitoïdes se développent à la fin de l'évolution.

L'ensemble pourrait être interprété comme une formation magmato-pegmatitique d'un type original, de genèse peut-être assez proche de celles des « stockscheiders », mais où chaque noyau jouerait le rôle d'exogranite.

Selon Claude Guillemin -que nous avions guidé dans la carrière dès 1989- **le granite orbiculaire de Ploumanac'h serait, à ce jour, d'un type unique au monde**. Après sciage et polissage -la dureté de la roche est encore supérieure à celle du granite encaissant, et le poli est excellent- les tranches étaient utilisées pour l'obtention de revêtements muraux de grande dimension (dalles monolithes de l'ordre 2 × 1,5 m), de tables ovales (comme les orbicules constitutifs), de guéridons et de divers mobiliers d'intérieur… L'entrée de l'École nationale supérieure des Mines de Paris est signalée par une plaque façonnée dans ce faciès. Le sculpteur Bruno Panas a fait appel au faciès orbiculaire pour une statue fort originale, judicieusement intitulée « Urbi et Orbi ». Néanmoins, le gisement semble aujourd'hui épuisé.

Au total, la superposition réciproque des orbicules, leur dimension et leur forme relative, la diversité dans la nature et la taille des cœurs, la largeur variée du cortex, enfin la texture de la matrice confèrent à chaque objet façonné l'originalité d'une véritable œuvre d'art (Chauris *et al.*, 1989 ; Chauris, 1991e ; 1999a). Au total, 500 à 600 m^3 de cette roche ornementale exceptionnelle avaient été extraits dans le cours des années 2000.

Les autres roches du pluton de Ploumanac'h ont un intérêt beaucoup plus limité. Le gabbro de Sainte-Anne a été utilisé dans des murettes aux environs de Trégastel. Cette roche sombre, très dure, a été exploitée à Poul Fich … pour l'art funéraire ; elle a servi à la restauration du monument aux morts de Rochefort, atteint par la foudre. Les aplites des environs de Trégastel ont fourni des moellons à l'habitat proximal ; par suite de sa dureté, cette roche servait aussi à l'empierrement des chemins.

Le site de l'observatoire des matériaux (www.materiaux.brgm.fr), ainsi que la cartographie géologique réalisée, montre que plus d'une quinzaine de carrières anciennes sont encore visibles sur le territoire de la feuille dont seulement 9 sont recensées, en août 2013, comme encore administrativement autorisées et en activité (tabl. 6).

Toutes ces carrières en activité étaient dédiées en 2013 à l'exploitation des granites roses de Perros, pour de la Pierre dimensionnelle. Une partie des déchets doit être destinée à l'empierrement ou la confection de granulats, mais

Id Brgm	Nom	Commune	Substance	Fin d'activité	Tonnage max autorisé/an
70410	Cleguer	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2011	4 kt/a
111212	Clarté Ranguillegan	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2012	20 kt/a
111212	Ranguillegan	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2010	17 kt/a
70434	Ranguillegan2	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2023	12 kt/a
70383	Mez Goué2	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2015	3 kt/a
111214	Clarté Ranguillegan2	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2021	6 kt/a
70155	Kerianegan Vian	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2011	1 kt/a
70430	Convenant Calvez	Perros-Guirec	Pierre dimensionnelle	2040	3 kt/a

Tabl. 6 - Inventaire des carrières en activité dans l'emprise de la carte Perros-Guirec en août 2003 (d'après www.materiaux.brgm.fr)

cette production reste très marginale au vu des tonnages très limités d'une part, et à la difficulté technique de réduire en volume les blocs massifs mis au rebut.

Hormis les pierres ornementales et secondairement les granulats, il ne semble pas y avoir eu récemment d'autres substances exploitées sur le territoire de la feuille. Plus anciennement, tout matériau local a servi pour la construction (roches dures pour moellons, limons et altérites argileuses pour torchis …). La bande côtière très fortement urbanisée limite voire interdit désormais toute exploitation sur ces sites, mais l'intérieur des terres offre encore un potentiel important, par extension et/ou approfondissement des exploitations connues. La nature des roches de la région permet, sans contrainte technique notable, si nécessaire, l'ouverture de carrières de granulats par concassage de roches massives.

Divers sites d'anciennes carrières ont été exploitées dans le passé sur la partie orientale de la carte, à des endroits où il était possible d'obtenir des granulats (schistes cornéifiés, faciès plus aplitiques -ou assimilé- sur roche de type « granitique ») et où les roches plus saines, moins altérées étaient aisément accessibles.

Si autrefois, de nombreuses petites carrières ou excavations avaient fourni les matériaux nécessaires à la construction de maisons individuelles, de telles carrières ont fréquemment disparu (remblayées le plus souvent). Les sites d'extraction les plus fréquents et les plus aisés étaient situés en bas de versant : flancs de thalwegs ou bordure littorale.

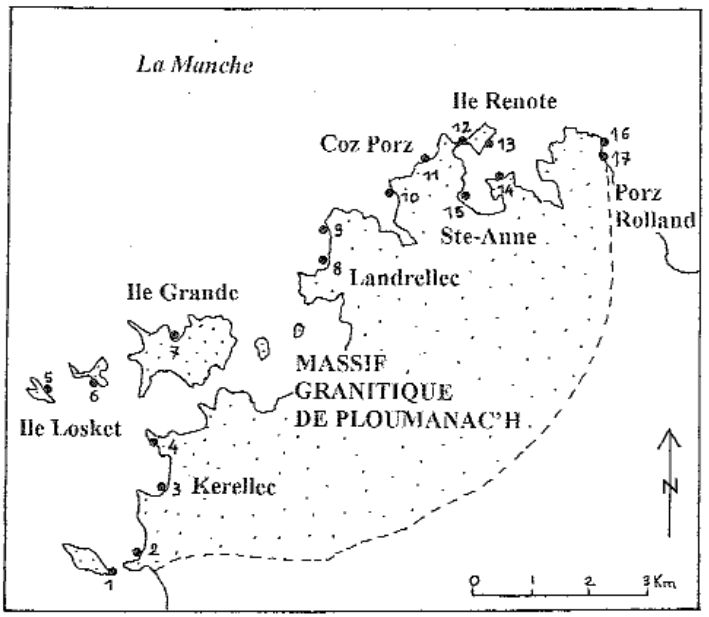


Fig. 23 - Localisation des prélèvements dont les résultats analytiques sont reportés dans les tableaux 8a et 8b

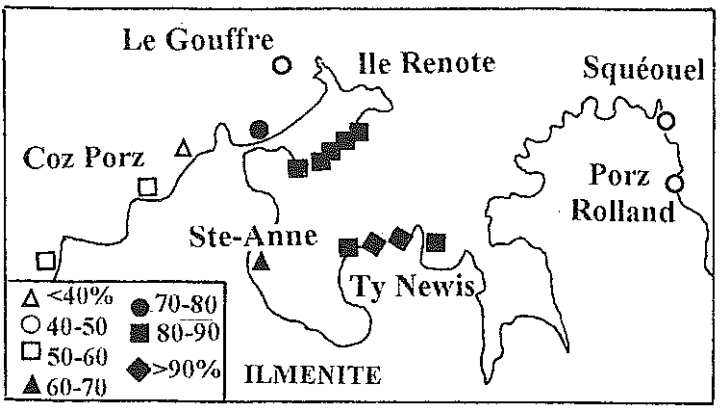


Fig. 24 - Très fortes teneurs en ilménites dans les microplacers littoraux de l'anse de Sainte-Anne. Les pourcentages (en poids) sont calculés par rapport à l'ensemble des minéraux lourds

Sables lourds des plages

De nombreuses accumulations de minéraux lourds (sables noirs des plages) ont été mises en évidence sur les estrans si découpés du massif granitique de Ploumanac'h (Chauris, 1990, 1991a). Ces accumulations qui restent, dans l'ensemble, de faibles dimensions, sont essentiellement localisées vers la partie supérieure de l'estran (fig. 23). Les échantillons ont été analysés selon la méthode préconisée par le BRGM (Guigues et Devismes, 1969 ; Devismes, 1978) par H. Chevance (BRGM, Nantes). Les pourcentages des différents minéraux lourds sont donnés en poids. Les sables analysés ont été prélevés par raclage à la pelle sur les placages minéralisés. Les pourcentages en minéraux lourds ($d > 2,9$) par rapport au sable brut recueilli sont souvent très élevés (jusqu'à environ 70 % ; teneur moyenne de 17 échantillons = 46,9 %).

Quelques remarques générales doivent d'abord être formulées :

– les plus fortes concentrations apparaissent lors des périodes d'amaigrissement des plages. Les minéraux légers (quartz, feldspath) sont alors sélectivement entraînés vers le bas de l'estran, tandis que les minéraux lourds ont tendance à présenter un enrichissement en haut de plage, où ils forment des sables résiduels. Ainsi à l'île Renote et à Ty Newis, des placages noirâtres très riches ont été observés en plusieurs points directement sur le limon arénique ;

– les différences de densité entre les minéraux lourds font que les espèces les plus denses (magnétite = 5,2, ilménite = 4,7) offrent une nette tendance à se concentrer tout en haut de l'estran, tandis que les espèces moins denses (amphibole = ~ 3,1-3,4 ; épidote = ~ 3,4-3,5 etc.) se déposent un peu plus bas. Il en résulte des différences sensibles selon la position des prélèvements ;

– en première approximation, moins le tri est poussé, plus les minéraux les moins denses sont abondants. Ainsi, à Pors Rolland, où le pourcentage des minéraux lourds par rapport au sable brut, recueilli par raclage à la pelle, n'est que de 20,2 %, amphibole + épidote = 32,3 %. Inversement, dans un prélèvement à Renote où le tri est excellent, les données sont les suivantes : % M.L. = 81,3 % ; amphibole + épidote = 0,6 % (tabl. 7).

Ilménite

L'ilménite est, de loin, le minéral lourd le plus abondant (moyenne de 56,7 % sur l'ensemble des minéraux lourds), avec, localement, des teneurs extrêmement élevées (85 % à l'île Renote, jusqu'à 91,2 % à Ty Newis dans l'anse Sainte-Anne) (fig. 24, tabl. 8b). L'examen à la loupe binoculaire montre que, dans l'ensemble, les minéraux lourds de l'anse Sainte-Anne offrent un habitus non usé très prononcé qui suggère une origine proximale. Par contre, à la Grève Blanche, à Coz Porz, au Gouffre …, on décèle un certain pourcentage de grains plus ou moins émoussés - ce qui peut indiquer des apports distaux, mais aussi des actions dynamiques plus fortes. Dans l'anse Sainte-Anne, la source de l'ilménite doit être très proximale.

	1	2	3	4	5	6
% M.L.	**72,2**	**60,6**	**55,1**	**58,2**	**81,3**	**65,5**
Zircon	5,6	4,8	1,5	2,1	0,9	3
Tourmaline	-	0,9	0,6	0,3	0,2	0,4
Rutile	-	-	-	-	-	-
Monazite	0,8	1,5	-	0,3	0,6	0,6
Ilménite	84,9	81,8	86,5	86,4	85,5	85,0
Magnétite	5,6	6,0	7,0	7,3	10,5	7,3
Staurotide	-	-	0,6	0,3	-	0,3
Grenat	1,1	-	0,6	0,3	1,2	0,7
Épidote	0,6	1,8	0,9	1,0	0,3	0,9
Amphibole	0,8	1,8	1,1	1,0	0,3	1,0

Tabl. 7 - Microplacers de l'île Renote, très riches en ilménite

% M.L. = Pourcentage des mineraux lourds, en poids, par rapport au sable brut recueilli par raclage à la pelle des placages minéralisés. 1 à 5 = N° des prélèvements. 6 = Teneur moyenne des 5 prélèvements. Pourcentage des différents minéraux lourds en poids. - = présent. Analyses H. Chevance, BRGM, Nantes.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
% M.L.	**39,6**	**24,2**	**41,9**	**32,7**	**41,1**	**65,8**	**58,2**	**42,6**	**58,3**
Zircon	2,2	5,5	4,3	2,7	2,9	0,8	1,2	1,2	1,1
Tourmaline	0,4	-	-	-	1,7	0,8	0,8	1,2	-
Rutile	0,7	1,6	-	0,4	0,6	-	0,4	-	0,3
Monazite	-	-	5,7	1,2	2,0	2,1	0,4	2,1	0,3
Ilménite	41,0	33,3	53,5	27,8	47,5	58,9	47,4	65,1	76,5
Magnétite	24,0	15,8	28,5	50,9	10,4	22,4	4,3	11,8	1,2
Staurotide	0,7	-	-	-	1,1	0,8	0,6	0,8	-
Grenat	17,7	3,9	5,7	3,5	11,6	6,6	15,5	2,5	4,3
Épidote	5,1	19,0	0,7	3,1	6,9	2,5	9,7	1,2	1,4
Amphibole	4,0	17,4	0,7	5,9	8,7	2,5	13,6	11,3	12,4
Apatite	0,3	-	-	0,6	1,7	-	-	-	0,3
Sphène	2,2	1,6		3,1	2,9	0,8	5,0	1,2	1,2

Tabl. 8a - Minéraux lourds dans les petits placers littoraux en bordure du pluton de Ploumanac'h

% M.L. = Pourcentage des minéraux lourds, en poids, par rapport au sable brut recueilli par raclage à la pelle, des placages minéralisés. 1 à 9, puis 10 à 17, localisation des prélèvements sur la figure 24. Pourcentage des différents minéraux lourds en poids. - = présent. Analyses H. Chevance, BRGM, Nantes.

On rappellera la présence de ce minéral dans les granites rouges à gros grain de Ploumanac'h et, plus encore, dans les gabbros de Trégastel, dont l'arénisation a dû jouer un rôle essentiel dans l'origine des teneurs si élevées. L'absence d'apports extérieurs significatifs dans l'anse Sainte-Anne (et par suite sur les grèves de l'île Renote et de Ty Newis) est attestée par la rareté des silicates de métamorphisme (grenat, staurotide…), ainsi que de la tourmaline, liée aux différenciations des granites évolués qui font défaut ici ; l'anse Sainte-Anne est un piège à minéraux lourds (ilménite) singulièrement concentrés sur ses rives.

	10	11	12	13	14	15	16	17
% M.L.	**45,1**	**34,5**	**57,5**	**65,5**	**67,8**	**38,2**	**65,3**	**20,2**
Zircon	1,5	2,7	2,4	3,0	2,1	3,8	2,1	4,3
Tourmaline	1,1	0,7	0,5	0,4	-	-	0,5	-
Rutile	-	-	-	-	-	-	-	1,1
Monazite	1,1	-	-	0,6	0,2	-	0,8	1,1
Ilménite	57,2	51,3	78,3	85,0	91,2	60,9	47,2	42,1
Magnétite	2,3	28,7	7,1	7,3	3,0	9,9	45,8	8,1
Staurotide	0,7	0,7	-	0,3	-		0,5	2,1
Grenat	3,8	2,0	3,6	0,7	-	-	1,0	4,3
Épidote	3,8	1,3	3,5	0,9	0,7	-	0,5	14,0
Amphibole	22,9	5,4	2,2	1,0	1,6	24,4	0,8	18,3
Apatite	0,7	0,7	-	-	-	-	-	1,1
Sphène	3,0	3,4	0,9	-	-	-	-	2,1

Tabl. 8b - Minéraux lourds dans les petits placers littoraux en bordure du pluton de Ploumanac'h

% M.L. = Pourcentage des minéraux lourds, en poids, par rapport au sable brut recueilli par raclage à la pelle, des placages minéralisés. 1 à 9, puis 10 à 17, localisation des prélèvements sur la figure 24. Pourcentage des différents minéraux lourds en poids. - = présent. Analyses H. Chevance, BRGM, Nantes.

Fer

Après l'ilménite, la magnétite est le second minéral lourd le plus abondant des cortèges recueillis sur les plages bordant le pluton de Ploumanac'h, mais avec toutefois des pourcentages nettement inférieurs (16,5 %). Des teneurs particulièrement élevées ont été décelées à Toëno (50,9%) ainsi qu'au Squewel (45,8 %) ; par contre, les teneurs sont très basses à Bringuiller (1,2 %). Par ailleurs, le pseudo-skarn de Kerdu (supra) offre localement, de fortes concentrations en magnétite.

Au total (fig. 24, tabl. 8a et 8b), sur 17 sites (quelques points représentent la moyenne de plusieurs prélèvements, en particulier à l'île Renote …), la teneur moyenne en ilménite -par rapport aux minéraux lourds- est de 56,7 %. Ce minéral occupe ainsi, très nettement, la première place dans les cortèges. Viennent ensuite, loin derrière, la magnétite (16,5 %), puis l'amphibole (9 %). Ces trois minéraux qui constituent, à eux seuls, plus des 4/5 du spectre, suggèrent l'impact des granites rouges à gros grain -avec les venues précoces gabbroïques- dans l'alimentation des petits placers littoraux. Cette manière de voir est appuyée, par ailleurs, par les basses teneurs en minéraux de métamorphisme (grenat = 5,2 % ; staurotide = 0,5 % ; andalousite, sillimanite et disthène, uniquement en traces) qui confirment la faiblesse générale des sources lointaines. Des apports distaux ne doivent évidemment pas être exclus, comme le prouve, entre autres, la présence -uniquement en traces toutefois- de glaucophane à Toëno … L'immaturité des micro-placers -avec alimentation essentiellement locale- est indiquée par la rareté des « minéraux résistants » (zircon = 2,6 % ; tourmaline = 0,5 % ; rutile = 0,4 %), induisant un indice ZTR extrêmement bas. Pour les autres minéraux lourds, il importe de mentionner

l'épidote (4,4 %), la titanite (1,7 %), la monazite (1,1 %) et l'apatite (0,4 %). Les autres espèces déterminées n'apparaissent qu'à l'état de traces dans la plupart des prélèvements (anatase, corindon) ou dans quelques-uns seulement (pyrite, limonite).

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les prospections des archéologues amateurs ont révélé une occupation humaine assez dense sur le littoral pendant les temps préhistoriques. Les industries lithiques découvertes lors du lever de la carte ont été examinées par A. Lamotte à l'Université de Lille I. Vers l'intérieur des terres en raison d'une mise en valeur agricole plus importante, beaucoup de sites ont disparu et l'examen des photographies aériennes montre peu de traces d'enceintes ou d'enclos.

Le Paléolithique correspond souvent à des pièces isolées trouvées sur les estrans près de falaises établies dans les dépôts pléistocènes. Il est alors difficile de leur attribuer un âge, car certains outils comme les bifaces ont été taillés depuis le Paléolithique ancien jusqu'au Paléolithique supérieur. Des choppers et chopping tools ainsi que des galets à encoches ont été encore produits au Néolithique et même plus tard (Chevalier, 2000a-b). Des populations néandertaliennes se sont installées à la surface des grèves en période de régression marine et ont exploité les silex, ainsi que des matériaux de substitution comme le quartz, les quartzites, la dolérite des filons, ainsi que les microgranites et parfois des phtanites. Les industries en place ont donc été trouvées au sommet des plages anciennes et dans la partie inférieure des dépôts weichséliens. Quelques bifaces ont été signalés à Trélévern, Perros-Guirec et Pleumeur-Bodou. À Port-l'Épine un petit biface amygdaloïde de petite taille en silex a été trouvé lors des travaux de construction de la nouvelle cale. Les coupes naturelles à l'ouest du port, montrent une plage ancienne cryoturbée dont le sommet a livré des éclats de silex et les restes de foyers. Un autre biface de silex provient de la crique de Pors Rolland et semble appartenir au head arénacé couvrant un cordon du dernier interglaciaire. Des bifaces cassés et des chopping tools proviennent également du sommet des plages anciennes et de la base des coulées périglaciaires des secteurs du Grannec à Trégastel et de l'Ile-Grande à Pleumeur-Bodou. Ces pièces sont toujours associées à des outils caractéristiques du Moustérien, où le débitage levallois est cependant peu utilisé.

On peut également rattacher au Paléolithique moyen, les sites de Plougrescant (Porz-Scaff et Gouermel), de Penvénan (Boutil, Buguélès et îles de l'archipel), de Trévou-Tréguignec (Trestel et île de Siec). Des outillages moustériens ont été également collectés sur le littoral de Perros-Guirec (Île Tomé et Squewel) ainsi que dans les labours à l'intérieur des terres, vers Kergadic. Aux Sept-Îles, une aire de combustion rubéfiée est visible à l'entrée d'un couloir d'érosion fossile

au Nord de l'île Bono et des pierres brûlées ainsi que des charbons ont été également remarqués dans les formations périglaciaires au-dessus de la plage fossile, au Nord de l'île aux Moines. D'autres pièces proviennent de Trégastel (Poul Palud et île Renote), ainsi que du littoral de Pleumeur-Bodou (Keryvon et pointe de Toul ar Staon). Les dates obtenues par radiocarbone sont manifestement rajeunies, en particulier celle du foyer situé au-dessus de la plage ancienne de Trozoul, vers Trébeurden au sud de la carte.

La présence d'outils du Paléolithique supérieur est également confirmée. Des indices de fréquentation magdalénienne ont été identifiés dans le secteur du Squewel à Ploumanac'h. À Trébeurden le site de Runigou est rattaché à l'Azilien. Certains sols sont polycycliques et des pièces du Mésolithique sont parfois associées aux industries du Paléolithique supérieur. Les prospections ont révélé plusieurs sites d'occupation au Mésolithique dans les îles des archipels de Penvénan et de Pleumeur-Bodou, en particulier sur Enez Erc'h. Une importante collection de silex mésolithiques, parfois mal localisés a été également récoltée dans les sols de la presqu'île de Ploumanac'h (Le Goffic, 1975 ; Chevalier, 1999).

Au Néolithique la mer s'est peu à peu avancée sur la plate-forme littorale et a envahi les talwegs en insularisant peu à peu les reliefs où les populations ont construit des monuments funéraires et dressé des menhirs dans certains cas immergés. Les menhirs ont été dressés pendant tout le Néolithique et également au Bronze ancien. Le menhir christianisé de Saint-Uzec est bien connu, mais beaucoup d'autres ont été renversés ou exploités par les carriers. Ces monolithes se dressent parfois à proximité de sépultures formées d'orthostates soutenant de lourdes dalles autrefois couvertes de pierres ou de limon. Les blocs utilisés ont été généralement extraits dans le voisinage immédiat des monuments, en particulier les roches du complexe granitique de Ploumanac'h, ainsi que les granites cadomiens dans la partie orientale de la carte.

Un dolmen à couloir ruiné occupe le sommet de l'île Bono, sa chambre était probablement couverte en encorbellement et les charbons récoltés en 1960 ont fourni une date de 4545 - 3385 BC. Des dolmens sont également implantés près du littoral de Trégastel à l'île Renote et à Kerguntuil, ainsi qu'à Trébeurden vers Lan Kérellec au sud du marais du Quellen. Vers la fin du Néolithique des allées couvertes, parfois décorées, ont été édifiées à Trébeurden (Prajou Menhir en bordure des marais de Notenno), à Pleumeur-Bodou (Enez Vihan, Kerizella et Ty Lia au sommet de l'Ile-Grande), à Trégastel (Kerguntuil à proximité du dolmen).

Dans la partie orientale de la carte les monuments sont rares et mal conservés : dolmen ruiné de l'île Saint-Gildas à Penvénan et sépulture à entrée latérale de Bois Riou, sur le plateau au sud de Trévou-Tréguignec. Près de Kergreis vers 85 m d'altitude au Sud de Penvénan, se dressait un tertre imposant d'une dizaine

de mètres de hauteur et de 160 m de circonférence à l'origine. La masse du tumulus se composait d'apports limoneux provenant du sous-sol local et couvrait une assise irrégulière de pierres de nature variée. Les seules structures rencontrées lors de la fouille sont deux foyers aménagés dans le sous-sol et la destination de cette construction importante reste énigmatique. Le mobilier dispersé dans le cairn basal et les dates radiocarbone permettent de penser que ce monument a été édifié aux environs de 2300-2200 avant notre ère (Briard et Giot, 1968). L'enceinte de blocs périphériques cernant ce tumulus, a été reconstituée sur les quais du port de Tréguier.

Les tumulus de l'Âge du Bronze semblent absents et on ne connaît que deux dépôts de haches à douille trouvés sur la commune de Perros-Guirec. L'Âge du Fer est mieux connu en particulier par des stèles quadrangulaires parfois ornées, qui souvent ont été réimplantées près des chapelles sur les communes de Louannec, de Perros-Guirec, de Plougrescant et de Trégastel. Un habitat de la Tène finale a été repéré près de Pors Rolland, vers Ploumanac'h. Des sauniers exploitaient alors des fours à augets sur le littoral et de nombreux sites ont été mis au jour sur les estrans et la ligne de rivage sur les communes de Louannec, de Penvénan, de Pleumeur-Bodou, de Trégastel, de Trélévern et de Trévou-Tréguignec (Gouletquer, 1970). Ces ateliers de bouilleurs de sel sont souvent menacés par l'érosion marine et sont l'objet de fouilles de sauvetage (Daire et Le Brozec, 1991).

Des substructions romaines ont été observées localement sur le littoral de Penvénan où le site portuaire du Port-Blanc devait être déjà actif pour les liaisons vers la Grande Bretagne. La rareté des tuiles romaines sur le plateau semble montrer que les villas romaines ne devaient pas être nombreuses dans le secteur de Perros-Guirec.

Des amas linéaires de pierres sont parfois visibles sur les estrans. Ils correspondent à d'anciennes pêcheries dont l'âge est mal défini. Les structures situées au-dessous du zéro hydrographique, ont pu être en activité dès l'Âge du Bronze. Sur les littoraux de Louannec, Penvénan, Perros-Guirec, Pleumeur-Bodou, Plougrescant, Trébeurden, Trégastel et Trélévern, des parcs et des écluses d'architecture variée et en bon état de conservation, étaient encore exploités au Moyen-Age. Certains associés à un moulin à marée ont même pu fonctionner jusqu'à une époque récente (Daire et Langouet, 2010).

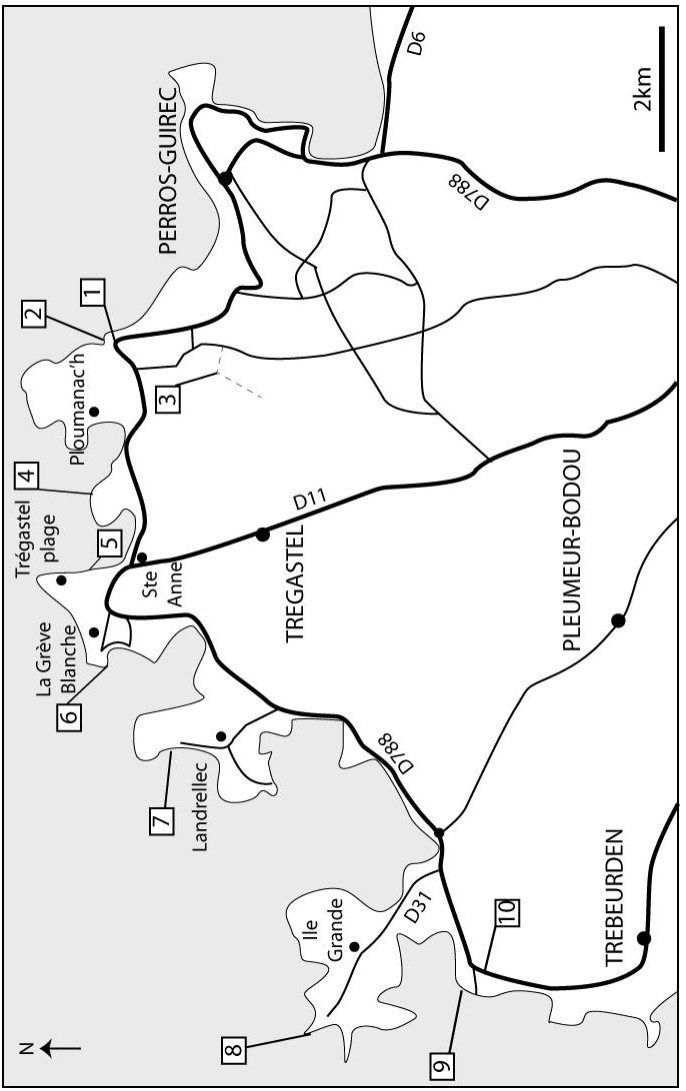


Fig. 25 - Schéma de localisation de l'itinéraire 1

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

De nombreux ouvrages ont été consacrés à la géologie du Trégor occidental en raison de l'attrait touristique et de l'exposition de nombreux sites géologiques sur les côtes ainsi que dans les carrières.

Le guide « Curiosités géologiques du Trégor et du Goëlo » (P. Graviou et C. Noblet [2009] - Éditions Apogée et BRGM Co-édit., Rennes et Orléans, 112 p.) est consacré presque exclusivement aux sites situés sur la feuille Perros-Guirec. Voir également pour le massif de Ploumanac'h l'itinéraire 1 du Guide géologique régional Bretagne (P. Graviou, P. Jégouzo, J. Plaine, M. Jonin [2014] - Omniscience - BRGM Éditions - 256 p.).

D'autres ouvrages ont été consacrés au complexe granitique de Ploumanac'h et à l'exploitation du granite. Ils sont disponibles à la Maison du Littoral située près du phare de Ploumanac'h qui présente le site et organise régulièrement des visites des richesses naturelles et notamment de ses curiosités géologiques.

Des livrets guides ou présentations des sites sont également accessibles sur le web :

https://sgmb.univ-rennes1.fr/geotopes/decouvertes/23-decouvertes/67-ploumanac-h ; http://planet-terre.ens-lyon.fr/image-de-la-semaine/Img377-2012-02-06.xml ; http://www.saga-geol.asso.fr/Geologie_page_conf_Ploumanach.html

Deux itinéraires sont décrits à la suite.

Itinéraire 1

Le complexe de Ploumanac'h : aperçu de l'encaissant anté-paléozoïque, des trois intrusions granitiques successives et de leurs relations respectives (fig. 25).

De l'église Saint-Jacques de Perros-Guirec, emprunter la D788 en direction de Trégastel. Sortir de Perros-Guirec et traverser La Clarté. Continuer environ 800 m jusqu'à un parking sur la droite en contrebas du sémaphore (N48,82688° W003,47223°).

Point 1

Ce point de vue remarquable permet d'observer, au Sud-Est, les falaises de granite de Perros-Guirec sur lesquelles est construite la ville et, à l'Est, l'Île Tomé. Cette morphologie plutôt abrupte est très différente de celle qu'on peut observer à l'Ouest, où apparaît une cote très plane dans la région de Trégastel.

En regardant au Nord, on observe au premier plan, sur l'estran, le contact entre les gneiss protérozoïques et le granite rose de Ploumanac'h (faciès de la Clarté). Ces roches contrastent fortement avec le chaos de granite rose du Château au second plan, où l'on observe des boules de granite rose de formes très variables. En arrière-plan, le chapelet des Sept-Îles se distingue par temps clair.

Reprendre la D788 en direction de Trégastel et descendre sur 100 mètres jusqu'à un carrefour. Tourner à droite en direction du Camping du Ranolien et continuer jusqu'à l'aire de stationnement en bord de mer où des marches d'escalier permettent de descendre sur l'estran (N48,82970° W003,47347°).

Point 2

La coupe commence à 150-200 mètres au SSE du parking par le granite de Perros-Guirec et principalement par un faciès de bordure à grain fin et biotites très orientées. Des lambeaux de granite de Perros-Guirec sensu stricto sont parfois emballés en panneaux métriques à décamétriques. On retrouve aussi des poches de pegmatites et un réseau de fentes de tension en relais (E-W et N-S). La complexité de l'affleurement est renforcée par les couloirs de cisaillement qui découpent le granite de Perros-Guirec. En remontant vers le NNW, on rencontre successivement des panneaux d'amphibolites à grain fin, altérées en pelures d'oignon, et des enclaves de roches gneissiques marquées par une schistosité N°20E. Des filons de dolérites noires à verdâtres ainsi que des apophyses métriques de granite rose (faciès de la Clarté) apparaissent sur une centaine de mètres. En continuant vers le NNW et la pointe du Ranolien, on entre franchement dans les roches métamorphiques marquées par une alternance d'amphibolites sombres et de gneiss clairs à grain fin, parfois mylonitiques. On rencontre de plus en plus d'apophyses de granite rose, mais aussi des petits filons du granite de Perros-Guirec. En continuant sur cinquante mètres après la pointe, on rentre dans le granite de Ploumanac'h et son paysage chaotique. Le contact entre les roches protérozoïques et les roches paléozoïques est très net et visible sur l'estran.

Revenir par le sentier des Douaniers jusqu'à l'Aire de stationnement et reprendre la D788 en direction de Trégastel. Rentrer dans Ploumanac'h et longer le Parc « Christian Gad » de la Cité du Granit (exposition permanente de sculptures sur Granit) jusqu'aux feux tricolores. Prendre alors la route vers le Sud en direction de Pleumeur-Bodou/La Clarté, puis à 100 mètres la direction des carrières de Granit Rose. Après la marbrerie, tourner à droite direction Kergomar et rouler sur 150 mètres pour stationner aux abords de l'entrée de la carrière (N48,81611° W003,48123°).

Point 3

Attention ces carrières sont encore exploitées et il est nécessaire de contacter les structures touristiques locales pour les horaires des portes ouvertes et des visites guidées.

De ce bassin granitier qui fut autrefois l'un des plus actifs de Bretagne, il ne subsiste aujourd'hui que quelques exploitations, localisées dans la région de la Clarté. Néanmoins, ces exploitations aujourd'hui très modernes sont réputées pour la qualité esthétique du granite qu'elles produisent. Ce dernier est l'élément de base de la construction trégorroise et a acquis, au cours du temps, une renommée mondiale ; il orne ainsi de nombreux bâtiments à l'étranger (*cf. supra*). Les fronts de taille permettent de découvrir le faciès de la Clarté plus ou moins riche en traînées micacées et en enclaves, mais aussi les faciès particuliers aplito-pegmatitiques à mégalamelles de biotites arborescentes. Dans la zone de stockage attenante à la marbrerie, on pouvait aussi observer, jusqu'à récemment, des blocs de granite orbiculaire dont le gisement est aujourd'hui épuisé.

Continuer la route en direction de Kergomar sur 750 mètres. Au carrefour, prendre la direction du Nord et longer la vallée des Traouièros, en prenant la route de Rendreuz. À 700 mètres, une zone de stationnement (N48,81915° W003,48910°) est le point de départ des sentiers pédestres et équestres qui permettent de découvrir cette vallée et son chaos granitique. Continuer en direction de Randreuz et rejoindre la D788. Prendre alors vers le NW en direction de Trégastel. Sortir de Ploumanac'h et tourner à droite, 250 mètres après l'entrée dans Trégastel en direction de la plage de Tourony. Continuer jusqu'aux abords de la plage où il est possible de stationner (N48,82832° W003,49527°).

Point 4

Depuis la plage, le spectacle est magnifique avec au premier plan, le château de Costaérès et les rochers de granite rose de Saint-Guirec et de l'île Renote. En arrière-plan, on peut distinguer, par temps clair, les Sept-Îles. Les plus beaux affleurements se situent dans la partie occidentale de la plage. Il s'agit du granite externe et, plus particulièrement, du faciès porphyroïde des Traouièros. On observe aussi des « schlierens », traînées micacées sombres. Ces dernières se présentent sous diverses formes depuis des rubans arqués jusqu'à des faisceaux elliptiques, s'emboîtant parfois à la manière de pelures d'oignon.

Revenir sur ses pas et reprendre la D788 en direction de l'Ouest. Au deuxième rond-point, prendre la première à droite, direction Trébeurden. Au troisième rond-point, quitter la D788 et prendre la première à droite en direction de l'aquarium. Longer la baie de Sainte-Anne sur une centaine de mètres et stationner le long du remblai (N48,82932° W003,51064°).

Point 5

Longeant la plage vers le NW, on est tout de suite frappé par le contraste lithologique des roches sombres de l'anse de Sainte-Anne par rapport aux rochers clairs de la Côte de granite Rose. Ces roches basiques, de composition gabbroïque à noritique, présentent des textures d'altération en pelure d'oignon. On observe aussi les faciès hybrides marqués par des mégacristaux feldspathiques injectés mécaniquement dans le magma basique. En continuant vers le NW, on rencontre le granite des Traouièros dont les mégacristaux de feldspaths potassiques roses présentent des textures particulières, dites « rapakivi », marquées par une fine couronne de feldspaths potassiques blanchâtres. On peut aussi noter que dans les murets des propriétés qui bordent la plage, des blocs de roches roses à grain fin : l'aplite de Trégastel.

Revenir au rond-point et reprendre la D788 en direction de Trébeurden/ Pleumeur-Bodou. Au giratoire quitter la départementale et suivre l'indication « Grève Blanche ». Stationner à l'entrée de la Base Nautique (N48,82913° W003,52446°).

Point 6

L'accès se fait par la base nautique. Au Nord de la grève, les rochers sont constitués de granite des Traouièros et on peut observer une orientation très nette des mégacristaux de feldspaths (grossièrement N100°E). Cette fabrique est aussi soulignée par des enclaves basiques décimétriques elliptiques. Ces enclaves sont sensiblement très proches des roches de la Baie de Sainte-Anne et pourraient provenir de la dilacération de ces dernières. On peut aussi noter les variations d'altérations entre les deux entités, les enclaves basiques présentant une surface lisse et étant souvent mises en relief par rapport au granite très granuleux. En continuant vers le Sud et la Grève Rose, on retrouve ces roches mais elles sont parfois accompagnées de larges enclaves sédimentaires. On observe clairement la stratification plus ou moins régulière et plissée. Des taches de cordiérite et de grenat peuvent parfois être visibles et traduisent le métamorphisme de contact lié à l'intrusion magmatique. On rencontre aussi un filon métrique d'aplite (aplite de Trégastel ou granite intermédiaire de type Canton) qui recoupe à l'emporte-pièce le granite externe.

Retourner à l'aire de stationnement par la rue des 3 grèves. Retourner sur la D788 et prendre vers le Sud en direction de Trébeurden/Pleumeur-Bodou. Sortir de Trégastel et après 1 km prendre à droite vers Landrellec. Suivre l'indication « Site naturel protégé ». En arrivant sur le rivage, continuer vers le Nord jusqu'à la zone de stationnement pour camping-car. De là empruntez le sentier vers le Nord sur une cinquantaine de mètre (N48,81944° W003,53867°).

Point 7

En contrebas du sentier, on peut observer des blocs de granite découpés en parallélépipèdes réguliers ainsi que des débris de taille. Il s'agit des vestiges d'anciennes carrières d'estran qui furent exploitées au XIXe siècle. On retrouve aussi des traces de l'exploitation avec des trous destinés à accueillir les coins en fer et en bois qui permettaient de débiter la roche en blocs. Le granite gris rose est à grain fin et correspond au faciès intermédiaire de Canton.

Revenir sur la D788 et prendre la direction du Sud. Après quelques kilomètres, dans Penvern, quitter la D788 et prendre la D21 sur la droite en direction de l'Île-Grande. Traverser le bourg et suivre la direction « station ornithologique ». Ce bâtiment de la LPO abrite outre un centre de soins, des expositions sur les oiseaux de la région et sur les programmes de sauvegarde de la faune locale. Parking pour visiteurs aménagé (N48,80273° W003,58132°).

Point 8

Depuis l'aire de stationnement, rejoindre le bâtiment de la LPO et de là, empruntez le sentier en direction du Sud-Ouest. Au niveau de la volière, on peut observer une vaste excavation ennoyée, vestige d'une carrière d'estran. On peut y voir les granites internes et le faciès sans muscovite. En continuant vers le Sud et les ruines face à l'île Aganthon, on longe un cordon de galets et rencontre des rochers marqués par de nombreuses traces d'excavation (*cf. supra*). Le granite gris blanc est particulièrement riche en muscovite et constitue le faciès externe de l'intrusion centrale du complexe de Ploumanac'h.

Retourner sur la D788 et suivre la direction de Trébeurden. À un peu plus de 1 000 mètres, prendre la seconde à droite et rouler jusqu'à l'aire de stationnement aux abords de la plage (N48,78821° W003,58151°).

Point 9

La presqu'île de Toëno permet de distinguer les trois intrusions du complexe de Ploumanac'h. Le flanc sud-est montre le contact entre le granite de la Clarté et le granite de Canton. On y observe très bien la différence de taille de grain et les contacts rectilignes entre les deux entités. On observe aussi des enclaves rectangulaires de granite de la Clarté et la structure à l'échelle de la presqu'île rappelle celle d'une mégabrèche magmatique. En continuant vers le Nord, on observe le contact entre les granites intermédiaires de Canton et le granite à deux micas de l'Île-Grande. Vers la pointe nord-ouest, on peut aussi observer un filon noir de kersantite qui recoupe le granite de la Clarté, mais qui est lui aussi recoupé par les granites intermédiaires.

Un autre affleurement intéressant est visible dans la région. Pour cela reprendre la D788 en direction Trébeurden et à 100 mètres, prendre à gauche

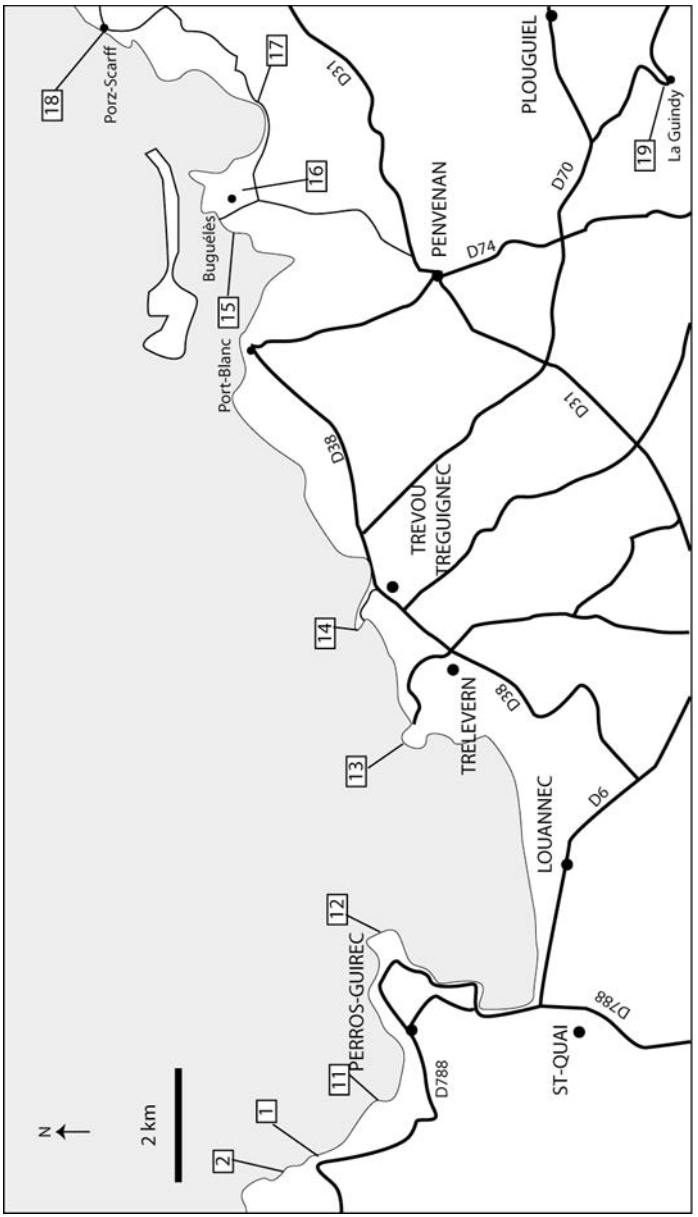


Fig. 26 - Schéma de localisation de l'itinéraire 2

direction de l'auberge de jeunesse. Stationner au niveau de l'aire de caravaning (N48,78615° W003,57579°).

Point 10

Cette ancienne carrière montre le granite porphyroïde emballé en larges panneaux dans le granite gris bleu à grain fin de Canton. On retrouve aussi un panneau d'amphibolites, vraisemblablement protérozoïques, au sein des granites à gros grain. On reconnaît là aussi une structure de mégabrèches magmatiques.

Il est possible de poursuivre l'itinéraire vers le Sud jusqu'à l'île Millau et aux orthogneiss de Trébeurden (feuille Lannion).

Itinéraire 2

À la découverte du batholite trégorrois et de son encaissant néoprotérozoïque (fig. 26). Observation des plus vieilles roches de France et de la diversité granitique depuis les plutons alcalins à calco-alcalins néoprotérozoïques jusqu'aux filons post-cadomiens.

Début de l'itinéraire depuis les points 1 et 2, communs aux deux itinéraires. Depuis le point de vue du Sémaphore, reprendre la D788 en direction de Perros-Guirec. Aux feux tricolores dans la Clarté, prendre à gauche en direction de la plage de Trestraou. Descendre jusqu'au rond-point et prendre ensuite la seconde sortie. Stationnement le long de la plage de Trestraou (N48,81675° W003,46054°). De là continuer à pied vers le nord et longer l'école de voile jusqu'au second débarcadère. Emprunter alors le sentier pavé sur une cinquantaine de mètres.

Point 11

Les rochers jaunâtres de l'estran sont l'un des faciès du granite de Perros-Guirec. Ce dernier contient de rares enclaves de gneiss protérozoïque de taille décimétrique qui peuvent devenir plus en plus nombreuses lorsque l'on s'éloigne du sentier en direction du Nord-Ouest. On rencontre aussi deux types de filons : (1) des filons de dolérite orientés E-W, métriques et très sombres qui contrastent avec (2) des sills décimétriques d'aplites roses. On retrouve aussi des zones de cisaillement N120°E de largeur métrique qui viennent se greffer sur les filons de dolérites.

Longer la plage et atteindre le croisement derrière le casino. Suivre la direction centre-ville et rejoindre la D788. Continuer en direction de Lannion et traverser le centre bourg pour emprunter la route de la corniche. Après 3 km, prendre à gauche la direction de la pointe du Château. Au carrefour des 5 routes, continuer tout droit jusqu'à un embranchement. Prendre la route de droite et se garer en bas de l'impasse (N48,81692° W003,42778°). De là, emprunter le

sentier des Douaniers qui mène à l'estran. Si vous vous attardez sur l'affleurement, il est conseillé de stationner plus haut ou vers la plage de Trestignel (à gauche au carrefour des 5 routes).

Point 12

Depuis le sentier, on a un aperçu du réseau complexe des filons qui traversent le granite de Perros-Guirec et de ses différentes générations. Sur l'estran, on reconnaît les dykes de microgranite verdâtre orientés N60°E qui sont recoupés par des filons de dolérite noire orientés E-W. Toutes ces roches sont recoupées par des lamprophyres de gabbro à hornblende orientés N120°E.

Revenir au carrefour des 5 routes et prendre à gauche, direction Lannion. Rejoindre alors la D788 et traverser Perros-Guirec en longeant la plage des Arcades puis le port. Continuer jusqu'au rond-point et prendre la D6 en direction de Tréguier/Louannec. Traverser le village de Louannec et, au rond-point de Mabiliès, prendre la D38 en direction de Trélévern. Rentrer dans Trélévern et à 600 mètres prendre à gauche direction camping municipal. Continuer sur 2 km jusqu'au parking en bord de mer (N48,81456° W003,38518°). Aller à pied vers le NNW jusqu'aux rochers derrière la jetée.

Point 13

Les premiers rochers permettent d'observer la granodiorite de Port-Blanc, de patine jaune, à gros grain et relativement riche en minéraux ferromagnésiens. On reconnaît aussi deux générations de microgranites (filons N120°E recoupés par filons N60°E) ainsi que de larges filons de dolérite riche en pyrite de fer. On peut aussi remarquer les altérations en pelure d'oignon des différents dykes. En continuant vers l'Ouest, on longe une petite plage de galets et on atteint un large platier qui, à marée basse, permet d'observer un complexe réseau filonien. Outre les dolérites et les microgranites, on observe deux faciès particuliers : (1) le premier se caractérise par des petites taches, vraisemblablement d'amphibole, entièrement chloritisées, alors que (2) le second est marqué par une texture phanéritique à phénocristaux d'amphiboles. Revenir au parking par le sentier qui part des ruines de Toul Ar Roussin.

Revenir sur Trélévern et reprendre la D38 en direction de Trévou-Tréguignec. Entrer dans Trévou-Tréguignec et suivre la direction de Trestel. Juste avant la plage de Trestel, prendre à gauche direction Port Le Goff et continuer sur une centaine de mètres jusqu'à l'aire de stationnement (N48,82139° W003,36432°). De là emprunter le sentier sur quelques mètres en direction du Nord.

Point 14

Le sentier permet d'accéder à l'estran sur lequel de petits pitons ressortent du paysage. Ces escarpements rocheux correspondent à un filon plurimétrique de

microgranite porphyroïde de couleur grisâtre. On observe au sein de ce dyke, une variation de texture très nette depuis le cœur sub-phanéritique jusqu'à la bordure figée aphyrique. D'autres filons de microgranites verdâtres sub-aphyriques et marqués par de nombreuses digitations recoupent la granodiorite de Port-Blanc et le microgranite porphyrique. On observe aussi clairement que les différences de textures sont fortement liées à la largeur des filons.

Revenir sur la D38 et prendre la direction de la plage de Trestel. Juste avant la sortie de Trévou, continuer dans la direction Port-Blanc/Penvénan. Dans Port-Blanc, prendre la D74 direction Penvénan, puis à 500 mètres, la première à gauche en direction du centre de vacances. Continuer la route jusqu'au calvaire et emprunter la route de gauche qui permet de traverser l'anse Pélinec. Continuer tout droit et rentrer dans Buguélès. À 350 mètres, prendre sur la gauche et continuer sur 400 mètres jusqu'au centre de Buguélès. Au carrefour, emprunter la rue de Coz Castel, jusqu'à la propriété sur la presqu'île. Stationnement possible sur la plage (N48,83965° E003,28554°). Attention, la route qui traverse l'anse de Pélinec est submersible lors des fortes marées. Dans ce cas, rejoindre Penvénan et prendre à gauche la D31 en direction de Plougrescant puis encore à gauche pour rejoindre Buguélès.

Point 15

L'affleurement se situe sur le côté ouest de la propriété. On y observe le granite de Buguélès marqué par des petits feldspaths blanchâtres automorphes et contenant une enclave de dolérite (antécadomienne ?). Ce granite est en contact avec un panneau de roches protérozoïques. Sur une dizaine de mètres, on observe successivement des leptynites roses à blanches associées à des petites masses noires à grises plus ou moins boudinées d'amphibolites et des gneiss migmatitiques assez fortement plissés.

Depuis l'affleurement, on a une vue panoramique sur l'anse de Pelinec et Port-Blanc à l'Ouest, les îles Saint-Gildas, Marquer et Ziliec au Nord, et le granite rose de Balanec à l'Est. Les îles au Nord sont accessibles à marée basse, depuis Coz Castel ou Balanec, et permettent d'observer de nombreux faciès ainsi que les relations lithologiques. On peut notamment y trouver le granite de Ziliec, équivalent grenu de la microgranodiorite de Pleubian, des granites roses de type Porz-Scarff, ainsi que des panneaux de gneiss.

Revenir sur la route goudronnée et continuer jusqu'au carrefour principal. De là prendre sur la gauche en direction de la Chapelle Saint-Nicolas. Stationnement possible au pied de la chapelle (N48,83852° W003,28015°).

Point 16

Un petit monticule au cœur du village permet d'observer le granite de Buguélès, riche en enclaves centimétriques de gneiss et de granite. On y observe

aussi une apophyse d'aplites roses qui rappellent le granite rose de Buguélès visible sur les rochers au Nord du village. Cette aplite est particulièrement bien visible au pied de la colline et aux abords des propriétés dans les rues voisines.

Faire demi-tour et prendre à 50 mètres la direction de Gouermel. Continuer sur quelques kilomètres jusqu'à l'entrée de la commune de Plougrescant. Longer l'anse de Gouermel et stationner à son extrémité est (N48,83597° W003,28015°). De là prendre le sentier des Douaniers sur cinquante mètres jusqu'aux rochers de l'estran, juste sous les pins.

Point 17

On peut observer sur l'estran deux panneaux d'une dizaine de mètres de gneiss à biotite au sein de la microgranodiorite de Pleubian. Associées à ces gneiss, on rencontre des amphibolites à gros grain souvent recoupées par des leucosomes ou des filons leucocrates.

Continuer la route en direction du NE. Traverser Ralévy et suivre la direction du bourg de Plougrescant. Continuer sur 2 km, puis tourner sur la gauche pour rejoindre la grève de Porz Scarff. Rouler 1 500 mètres jusqu'au parking (N48,85509° W003,24699°). Emprunter le sentier des Douaniers en direction du Nord.

Point 18

Le long du sentier, on observe le granite de Buguélès, qui forme les escarpements rocheux du bord de mer. On retrouve des formes particulières de chaos granitique qui rappellent celles observées vers Ploumanac'h. Lorsque l'on s'approche du rivage, le granite devient progressivement beaucoup plus rose et la taille du grain augmente sensiblement. On observe alors le granite de Porz-Scarff qui affleure principalement sur ces petits îlots rocheux. Si on emprunte sur une cinquantaine de mètres la route en direction du centre bourg de Plougrescant, on peut observer au détour d'une clairière sur la gauche la microgranodiorite de Pleubian dont la texture phanéritique porphyrique contraste fortement avec celle des deux granites précédents. Le contact entre cette nouvelle entité et le granite de Buguélès est masqué par la végétation.

Reprendre la route en direction du centre bourg de Plougrescant. Traverser Plougrescant et prendre, 500 mètres après la sortie du village, la D31 en direction de Penvénan. Atteindre Penvénan et au centre du bourg, emprunter la D74 qui mène à Tréguier. Continuer jusqu'au grand rond-point et prendre la D70 direction Tréguier. Après 1 km, quitter la D70 et prendre la direction du Guindy. Après 1 500 mètres, juste avant le pont, prendre à droite et stationner le long du ruisseau (N48,78272° W003,25608°). Pour accéder aux affleurements, revenir sur la route principale sur 50 mètres et prendre le chemin sur la gauche pendant quelques mètres.

Point 19

L'affleurement montre une roche grisâtre très fortement orientée. La foliation N80°E est subverticale et porte une linéation sub-horizontale. On reconnaît à l'œil nu des petits clastes blancs de feldspaths très arrondis et déformés. La foliation est liée à l'accident décrochant de Locquémeau-Lézardrieux qui affecte surtout les terrains plus au Sud. Ces roches sont en fait des tufs mylonitiques, manifestations volcaniques des magmas qui ont engendré les roches du batholite nord-trégorrois. Elles affleurent dans tout le hameau du Guindy et sont spatialement associées à des filons de microgranites (visibles aux abords de la zone de stationnement).

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS C.-G. (1962) - Alveolina from the Eocene of England. *Micropaleontology*, 8, n° 1, p. 45-54.

ADAMS C.-J.-D. (1976) - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.

AFNOR (2007) - Norme AFNOR NF X 10-999 (avril 2007) - Forage d'eau et de géothermie. Réalisation, suivi et abandon d'ouvrages de captage ou de surveillance des eaux souterraines réalisés par forages.

AIFA T., LEFORT J.-P. (2001) - Comparative evolution of dip and maximum anisotropy axis in the North Armorican dyke swarm (Brittany, France). *Tectonophysics*, 331, 1-2, p. 169-180.

ALBARÈDE F., DUPUIS C., TAYLOR H.-P. Jr. (1980) - $^{18}O/^{16}O$ evidence for non-cogenetic magmas associated in a 300 Ma old concentric pluton at Ploumanac'h. *J. Geol. Soc. London* 137, p. 641-647.

ANDREIEFF P., BOILLOT G., BUGE E., GENNESSEAUX M. (1969) - La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif armoricain. Bull. BRGM (2e série), section IV, n° 4, p. 23-37.

ANDREIEFF P., BOUYSSE P., HORN R., L'HOMER A. (1968) - Données récentes sur l'Éocène au large de la Bretagne méridionale. *C. R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.*, p. 161-162.

ANDREIEFF P., LEFORT J.-P. (1972) - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale. Colloque sur la Géologie de la Manche (1971). *Mém. BRGM*, 79, p. 49-56.

ANDRIAMAROFAHATRA J., DE LA BOISSE H. (1988) - Mise en évidence de témoins granitiques tardicadomiens à 540 Ma dans la région de Belle-Isle en-Terre, Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, IV (8), p. 279-287.

AUFFRET J.-P., AUGRIS C., CABIOCH L., KOCH P. (1992) - Sillons graveleux aux abords de la Baie de Morlaix. *Ann. Soc Géol. du Nord*, 1, 2e série, p. 143-147.

AUGRIS C., SIMPLET L. (coord.) *et al.* (2011) - Atlas géologique de la baie de Lannion. Ifremer, Éd. Quae, 112 p., 7 cartes à 1/20 000.

AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse Univ. Rennes, France, 680 p.

AUVRAY B., LEFORT J.-P. (1971) - Étude des terrains antécambriens et paléozoïques immergés au large du Petit Trégor (Manche occidentale). Essai cartographique. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, III, 2, p. 77-82.

AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull Soc. Géol. Fr.*, XIX, 5, p. 935-957.

AUVRAY B., LEFORT J.-P., MONNIER J.-L. (1976a) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM. Notice explicative par Auvray B., Lefort J.-P., Monnier J.-L., 26 p.

AUVRAY B., LEFORT J.-P., MONNIER J.-L. (1976b) - Notice explicative carte géologique France (1/50 000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM, 26 p. Carte géologique par Auvray B., Lefort J.-P., Monnier J.-L. (1976).

AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL Ph. (1980) - Données nouvelles sur le Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.

BALAN E., NEUVILLE R., TROCELLIER P., FRITSCH E., MULLER J.-P., CALAS G. (2001) - Metamictization and chemical durability of detrital zircon. *Amer. Mineral.* 86, p. 1025-1033.

BALDAUF J.-G., THOMAS E., CLÉMENT-B., TAKAYAMA T., WEAVER P.-P.-E., BACKMAN J., JENKINS G., MUDIE P.-J., WESTBERG-SMITH M.-J. (1986) - Magnetostratigraphic and biostratigraphic synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 94 in Ruddiman W.-F., Kidd R.-B., Thomas E. *et al.* Initial Reports DSDP, 94. Washington (US Goverment Printing Office), p. 1159-1206.

BALÉ P., BRUN J.-P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sc. Paris*, (II) 297, p. 359-362.

BAMBIER A., BOS P., CHANTRAINE J., CHAURIS L., GARREAU J., GUILLET PH., HERROUIN Y., HIRBEC Y., LULZAC Y., MULOT B. (1984) - Notice explicative de la feuille Belle-Isle-en-Terre à 1/50 000, BRGM, Orléans, 56 p.

BARRIÈRE M. (1974) - Volume et localisation des roches basiques du complexe intrusif de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord) à la lumière des données gravimétriques et aéromagnétiques. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 6, p. 103-108.

BARRIÈRE M. (1976) - Architecture et dynamisme du complexe éruptif de Ploumanac'h. *Bull BRGM*, (2), 1, 3, p. 247-295.

BARRIÈRE M. (1977) - Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique sub-alcaline tardi-orogénique. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale. 291 p.

BARROIS C. (1898) - Sur le gisement des roches cristallines aciennes du massif de Paimpol. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXVII, p. 22-29.

BARROIS C. (1908) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Tréguier (n° 42), 1ère édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.

BARROIS C. (1909) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Lannion (n° 41), 1ère édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.

BAUER H., SAINT-MARC P., CHATEAUNEUF J.-J., BOURDILLON C., GUILLOCHEAU F. (2011) - Paléoenvironnements et plaéoclimats enregistrés dans le bassin éo-oligocène de Rennes. Apports du forage CDB1 (projet Cinergy). 13e congrès français de sédimentologie (Dijon, France). Publications ASF.

BERGGREN W.-A., KENT D.-V., SWISHER C.-C., AUBRY M.-P. (1995) - A revised Cenozoic chronology and biostratigraphy. In W.-A. Berggren, D.-V. Kent, M.-P. Aubry, J. Handerbol Eds., Geochronology, time scale and global correlations: an unified temporal framework for historical geology. *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Public.*, 54, p. 129-212.

BIGOT B., MONNIER J.-L. (1987) - Stratigraphie et sédimentologie des lœss récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sables-d'Or-les-Pins et Port-Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. Et. Quaternaire*, 1, p. 27-36.

BOILLOT G. (1964) - Géologie de la Manche occidentale : Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Ann. Inst. Oc.*, 42, 1, 220 p.

BOILLOT G., LE CALVEZ Y. (1961) - Étude de l'Éocène au large de Roscoff (Finistère) et au Sud de la Manche occidentale. *Rev. Géographie Physique et Géologie Dynamique* (2), vol. 4, fasc. 1, p. 15-30.

BRAULT N., BOURQUIN S., GUILLOCHEAU F., DABARD M.-P., BONNET S., COURVILLE P., ESTÉOULE-CHOUX J., STEPANOFF F. (2004) - Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. *Sedimentary Geology*, vol. 163, p. 175-210.

BRIARD J., GIOT P.-R. (1968) - Le tumulus de Tossen-Keller en Penvénan (Côtes du Nord). *L'Anthropologie*, 72, n° 2, p. 5-40.

BRÖNNIMMAN P., CURRY D., POMEROL C., SZÖTS E. (1968) - Contribution à la connaissance des foraminifères planctoniques de l'Eocène (incluant le Paléocène) du Bassin anglo-franco-belge - Colloque sur l'Éocène - *Mémoire du BRGM*, n° 58, p. 101-108.

BRUN J.-P., BALÉ P. (1990) - Cadomian tectonics in northern Brittany. *In*: D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G., eds. The Cadomian Orogeny. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 51, p. 181-213.

BRUN J.-P., GUENNOC P., TRUFFERT C., VAIRON J. and the ARMOR Working Group of the GeoFrance 3-D Program (2001) - Cadomian tectonics in northern Brittany: a contribution of 3-D crustal-scale modeling. *Tectonophysics*, 331, 1-2, p. 229-246.

CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1987) - Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the northern Armorican Massif (France). Implications for the geodynamic evolution during the Cadomian. *Geological Society, London*, Special Publication, eds Pharaoh T.-C., Beckinsale R.-D., Rickards D.-T. 33, p. 525-539.

CALVEZ J.-Y., VIDAL Ph. (1978) - Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of Western France. *Contrib. Min. Petrol.*, 65, p. 395-399.

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.

CHANTRAINE J. (coord.), BARRIÈRE M., CABANIS B., CHAURIS L., HERROUIN Y., RABU D., WEECKSTEEN G., CHAURIS M.-M., LARSONNEUR C. (1985) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Plestin-les-Grèves (202).

CHANTRAINE J., CHAURIS L., CABANIS B., CHAURIS M.-M., LARSONNEUR C., HERROUIN Y., RABU D., LULZAC Y., BOS P. (1986) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Plestin-les-Grèves (202). Orléans : BRGM, 84 p. Carte géologique par Barrière M., Cabanis B., Chantraine J., Chauris L., Herrouin Y., Rabu D., Weecksteen G., Chauris L., Larsonneur C. (1985).

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., BRUN DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur terminal) et l'Orogène cadomien en Bretagne (France). *Bull. Soc. Geol Fr.*, 8 (IV), p. 815-829.

CHANTRAINE J., HOULGATTE É., CHAURIS L., LE GOFF É., COUSSEMENT C., LARSONNEUR C., BARRÈRE M., GARREAU J. (1999a) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lannion (203). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chantraine J., Houlgatte É., Chauris L., Le Goff É., Coussement C., Garreau J., Larsonneur C., Carn A. (1999), 166 p.

CHANTRAINE J., HOULGATTE É., CHAURIS L., LE GOFF É., COUSSEMENT C., GARREAU J., LARSONNEUR C., CARN A. (1999b) - Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lannion (203). Orléans : BRGM, 166 p., carte par Chantraine J., Houlgatte É., Chauris L., Le Goff É., Coussement C., Larsonneur C., Barrère M., Garreau J. (1999).

CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLÈVRE M., GUENNOC P. (2001) - The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): A segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331, 1-2, p. 1-18.

CHAURIS L. (1958) - Pegmatites à allanite et molybdénite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall.* LXXXI, p. 150-153.

CHAURIS L. (1990) - Concentration de minéraux lourds sur l'estran de quelques îles du Trégorrois occidental. *Bull. APEGIT* - Îles du Trégor, 5, p. 19-25.

CHAURIS L. (1991a) - Les microplacers à ilménite de l'île Renote et de ses environs. *Bull. APEGIT* - Îles du Trégor, 6, p. 11-18.

CHAURIS L. (1991b) - Minéralisations miarolitiques et fissurales dans le massif granitique de Ploumanac'h (Côtes-d'Armor) *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, Nelle série, t. 13 (1), p. 25-29.

CHAURIS L. (1991c) - Un pseudo-skarn fissural à molybdénite et scheelite : Kerdu en Perros-Guirec (Massif armoricain). *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest de la France*, nelle série, t. 13 (2), p. 41-50.

CHAURIS L. (1991d) - Carrières au bord de la mer. Île-Grande et îlots voisins (Côtes-du-Nord). 115e congrès nat. Soc. sav., Avignon, (1990), Colloque « Carrières et constructions », p. 305-321.

CHAURIS L. (1991e) - Le granite orbiculaire de La Clarté (dans la carrière Gad à Perros-Guirec). Le Mausolée, 11/91, p. 50-52.

CHAURIS L. (1991f) - Localisation de la « forêt sous-marine » découverte « près de Morlaix » par le comte de La Fruglaye en 1811. Norois, 38, 152, p. 389-392.

CHAURIS L. (1992a) - Concentrations en Terres Rares et Thorium dans les ségrégations biotitiques du granite rouge de Ploumanac'h (Massif armoricain). *Géologie de la France*, 2, p. 23-27.

CHAURIS L. (1992b) - Le transport par mer des granites de l'Île-Grande. *Mém. Soc. Emul. Côtes-d'Armor*, t. CXX, p. 75-90.

CHAURIS L. (1993a) - Pegmatites à arborescences de biotite dans le granite rose de Ploumanac'h (Côtes d'Armor). *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest de la France*, 15 (2), p. 44-45.

CHAURIS L. (1994) - L'épisyénite de l'île Milliau en Trébeurden. *Bull. Îles du Trégor*, 9, p. 32-35.

CHAURIS L. (1995a) - Morphologie littorale anthropique : Kastell Erek et Kastell Enez Vran à l'Île-Grande. *Bull. Îles du Trégor*, 10, p. 16-23.

CHAURIS L. (1995b) - Lest abandonné sur l'estran : un témoignage du transport par mer des granites de l'Île-Grande. *Bull. Îles du Trégor*, 10, p. 24-26.

CHAURIS L. (1997a) - Sur l'emploi des granites de Ploumanac'h – Île-Grande dans la construction des phares en Bretagne septentrionale. *Mém. Soc. Emul. Côtes-d'Armor*, CXXV, p. 73-97.

CHAURIS L. (1998) - L'emprise des granites de l'Île-Grande dans les constructions des chemins de fer en Bretagne septentrionale. *Mém. Soc. Emul. Côtes-d'Armor*, t. CXXVI, p. 147-160.

CHAURIS L. (1999) - En Bretagne une roche ornementale de classe internationale : le granite orbiculaire de Ploumanac'h. *Minéraux et Fossiles*, 273, p. 5-14.

CHAURIS L., MULOT B. (1965) - Sur un nouveau mode de gisement de l'allanite dans le granite de Ploumanac'h. (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall.* LXXXVIII, p. 354.

CHAURIS L., HALLÉGOUET B., RIVA N. (1989) - Données préliminaires sur un faciès orbiculaire dans le granite rouge de Ploumanac'h (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309 (II), p. 59-62.

CHAURIS L., PARIS J., GUÉRIN O., GUILCHER J., SYLVESTRE G. (1993) - Le bassin granitier de La Clarté-Ploumanac'h dans les Côtes-d'Armor. Mines et carrières. Industrie minérale, Octobre 1993, p. 1-6.

CHEVALIER G. (1999) - De nouveaux indices de Paléolithique supérieur sur le littoral trégorrois. AMARAI, 12, p. 29-49.

CHEVALIER G. (2000a) - Galets biseautés et pointes à dos du site mésolithique de Ploumanac'h (22). AMARAI, 13, p. 5-10.

CHEVALIER G. (2000b) - Galets à encoches, poids de filets du Méso-Néolithique du littoral trégorrois (22). AMARAI, 13, p. 11-42.

CIRAC P., BERNE S., CASTAING P. WEBER O. (2000) - Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta*, 23, 6, p. 663-686.

COCHERIE A., FANNING C.-M., JÉZÉQUEL P., ROBERT M. (2009) - LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephras from the French Massif Central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 73, p. 1095-1108.

COCHERIE A., ROBERT M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research. *Gondwana Research* 14, p. 597-608.

COCHERIE A., ROSSI Ph., FANNNING C.-M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.

COMPSTON W., WILLIAMS I.-S., KIRSCHVINK J.-L., ZHANG ZICHAD, GUOGAN M.-A. (1992) - Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society*, London, 149, p. 171-184.

COPPENS R., BOLFA (1963) - Étude de la radioactivité du granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). 88e Congr. nat. Soc. savantes, Sci. II, p. 227-237.

CURRY D. (1960) - Eocene limestones to the West of Jersey. Geology Mag. XCVII, 4, p. 289-298.

DABARD M.-P., LOI A., PEUCAT J.-J. (1996) - Zircon typology combined with Sm-Nd whole-rock isotopic analysis to study Brioverian sediments from the Armorican massif. *Sediment. Geol.*, 101, 3-4, p. 243-260.

DAIRE M.-Y., LE BROZEC M. (1991) - L'atelier de bouilleur de sel de Landrellec en Pleumeur-Bodou (22). AMARAI, 4, p. 47-52.

DAIRE M.-Y., LANGOUET L. (2010) - Les anciens pièges à poissons des côtes de Bretagne, un patrimoine au rythme des marées. Dossiers du Centre Régional d'Archéologie d'Alet. AG, 165 p.

DALLMEYER R.-D., STRACHAN R.-A., D'LEMOS R.-S. (1991) - Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the baie de Saint-Brieuc (North Britanny), France: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages. *Can. J. Earth Sc.*, 28, p. 762-773.

DANGEARD L. (1922) - Calcaires éocènes roulés des grèves de Paramé (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 3, fasc. 4, p. 310-314.

DANGEARD L. (1924) - Note sur les blocs de calcaire à Nummulites du polygone de Gâvres. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 5, fasc. 2-4, p. 222-232.

DANGEARD L. (1925) - Sur un affleurement de sables à Nummulites, près de Lorient. *C. R. Soc. Géol. France*, n° 11, p. 151.

DANGEARD L. (1927) - Éocène des environs de Lorient. Gisements de Kersabiec et de Sterbouest. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, fasc. 1-2, p. 70-74.

DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, p. 135-149.

DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.

DECÎTRE S., GASQUET D., MARIGNAC C. (2002) - Genesis of orbicular granitic rocks from the Ploumanac'h Plutonic Complex (Brittany, France): petrographical, mineralogical and geochemical constraints. *Eur. J. Mineral.*, 14, p. 715-731.

DELANOE 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. *Géol. France*, 1, p. 79-90.

DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, p. 1833-1838.

DENIS E. (1988) - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : nature, mise en place et évolution. Mémoires de documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles, n° 18, 223 p.

DENIS E., DABARD M.-P. (1988) - Sandstone petrography and geochemistry of late Proterozoic sediments of the Armorican massif France. A key to basin development during the Cadomian orogeny. *Precambrian Res.*, 42, 1-2, p. 189-206.

DEVISMES P. (1978) - Atlas photographique des minéraux d'alluvions, *Mém. BRGM*, n° 95, 206 p.

DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 14, p. 79-93.

DUGUE O., LAUTRIDOU J.-P., QUESNEL F., CLET M., POUPINET N., BOURDILLON C. (2009) - Évolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire*, 20, 3, p. 275-303.

DURAND S. (1959) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse Univ. Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 12, 389 p.

DURAND S. (1964) - Le Paléogène du Nord-Ouest de la France - Colloque sur le Paléogène, Bordeaux - *Mémoire BRGM*, n° 28, T1, p. 517-529.

ÉGAL E., LE GOFF É., GUENNOC P., LEBRET P., THIÉBLEMONT D., HALLÉGOUËT B., HOULGATTE E., CALLIER M., CARN A., ALSAC C., CHAUVEL J.-J., DABARD M.-P., GUERROT C. (1995) - Notice explicative, Carte géologique France (150 000), feuille Pontrieux-Étables-sur-Mer (204). Orléans : BRGM, 194 p. Carte géologique par Égal E., Guennoc P., Le Goff É., Thiéblemont D., Houlgatte E., Augris C., Hamon D., Lebret P., Hallégouët B. (1996).

ÉGAL E., GUERROT C., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996) - The Cadomian Orogeny revisited in northern Britanny (France). In Nance R.-D., Thompson M.-D. Eds., Avalonian and Related Peri-Gwondanan Terraces of the Circum-North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.*, 304, p. 281-318.

ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., THOMAS E., GUENNOC P., HALLÉGOUËT B. (2005) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM, 221 p.

ÉGAL E., LE GOFF E., LEBRET P. (1999) - Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille Guingamp (242). Orléans : BRGM, 148 p.

EMILIANI C. (1957) - Temperature and age analysis of deep-sea cores. *Science*, 125, p. 383-385.

FABRIÈS J., CONQUÉRÉ F., ARNAUD G. (1984) - The mafic silicates in the Saint-Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion: crystalisation conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.*, 107, p. 715-736.

FABRIÈS J., ARNAUD G., CONQUÉRÉ F. (1985) - Paragénèses à biotite-cordiérite-anthophyllite dans l'auréole métamorphique au sud du pluton gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. 1, n° 3, p. 435-440.

FOURCADE S. (1981) - Géochimie des granitoïdes. Thèse, Univ., Paris 7, 211 p.

FUNNEL B.-M. (1981) - Quaternary, in Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera, ed. D.-G. Jenkins & J.-W. Murray. *British Micropalaeontological Society Series*. Ellis Horwood limited, p. 286-293.

FREMINVILLE Ch. de (1837) - Antiquités de la Bretagne – Côtes-du-Nord. Brest : Lefournier, p. 32-34.

GENIN J.-M.-R., REFAIT P., BOURRIE G., ABDELMOULA M., TROLARD F. (2001) - Structure and stability of the Fe(II)-Fe(III) green rust « fougerite » mineral and its potential for reducing polluant in soils solutions. *Applied Geochimistry*, 16, p. 559-570.

GODARD A. (1977) - Pays et paysages du granite. PUF, 232 p. Gouletquer P. (1970) - Les briquetages armoricains. Technologie protohistorique du sel en Armorique. *Travaux du Laboratoire d'anthropologie préhistorique*, univ. Rennes 1, 189 p.

GOULETQUER P (1970) - Les briquetages armoricains : technologie protohistorique du sel en Armorique. Thèse Sciences naturelles Rennes. *Travaux du laboratoire d'anthropologie préhistorique*, VI, 189 p.

GRANDJEAN G., GUENNOC P., RECQ M., ANDREO P. (2001) - Refraction/wide-angle investigation of the Cadomian crust between northern Britanny and the Channel islands. *Tectonophysics*, 331, 1-2, p. 45-64.

GRADSTEIN F.-M., OGG J.-G., SMITH A.-G. *et al*. (2004) - A new geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, 2, p. 83-100.

GRAVIOU P. (1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain). Thèse Univ. Rennes. 236 p.

GRAVIOU P. (1992) - Recognition of a major suture in the Cadomian orogenic belt. *C. R. Acad. Sci.*, II, 315, p. 1799-1802.

GRAVIOU P., NOBLET C. (2009) - Curiosités géologiques du Trégor et du Goëlo. Editions Apogée et BRGM Co-édit., Rennes et Orléans, 112 p.

GRAVIOU P., JÉGOUZO P., PLAINE J., JONIN M. (2014) - Guide géologique régional Bretagne. Omniscience - BRGM Éditions, 256 p.

GUERROT C. (1989) - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. *Mémoire Centre Armoricain d'Études Structurales de Socles*, 25, 180 p.

GUERROT C., PEUCAT J.-J. (1990) - U-Pb geochronology of the Late Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif (France). *In* D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds), The Cadomain Orogeny. *Geol. Soc. London*, Spec. Publ. 51, p. 13-26.

GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 172 p.

HALLOT E. (1993) - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (massifs de Fort La Latte et de Saint-Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. Thèse Univ. Rennes, *Mém. Geosci. Rennes*, 49, 331 p.

HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Thèse Univ. Rennes. Doc. BRGM 228, 353 p.

HÉBERT R., BALLÈVRE M. (1993) - Petrology of staurolites-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France): constraints on low pressure metamorphism. *Bull. Soc. Géol. France*, 164, p. 215-228.

HÉBERT R., HALLOT E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1993) - New structural, petrological, and radiometric constraints within the Cadomian belt: chronology of events in the baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 316, p. 395-401.

HOCER (2012a) - Inventaire cartographique des habitats marins du site Natura 2000 Côte de granite Rose FR5300009. Rapport final 121 p., 5 ann.

HOCER (2012b) - Inventaire cartographique des habitats marins du site Natura 2000 Trégor-Goëlo FR53000010. Rapport provisoire 109 p., 5 ann.

HOMMERIL P. (1967) - Étude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone prélittorale de l'archipel anglo-normand. Thèse Univ. Caen, 304 p.

HUGHES M., JENKINS D.-G. (1981) - Neogene in Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera ed. D.-G. Jenkins & J.-W. Murray - British Micropalaeontological Society Series. Ellis Harwood limited, p. 268-285.

KERFOURN M.-T. (1965) - L'analyse pollinique permet de rapporter au Pléistocène inférieur un dépôt littoral découvert à Lanmérin (Côtes du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 260, p. 254-255.

KERVELLA F. (1964) - Gisements et indices uranifères de la Bretagne. Généralités (p. 210-223). *In* : Les minerais uranifères français, 3, 292 p., Presses Univers. France, Paris.

KING C., BAILEY H.-W., KING A.-D., MEYRICK R.-W., ROVEDA V.-L. (1981) - North Sea Cainozoic, in Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera ed. D.-G. Jenkins & J.-W Murray - *British Micropalaeontological Society Series*. Ellis Horwood limited, p. 294-298.

KUHLMANN G., LANGEREIS C.-G., MUNSTERMAN D., VAN LEEUWEN R.-J., VERREUSSEL R., MEULENKAMP J.-E., WONG Th.-E. (2006a) - Integrated chronostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene interval and its relation to the regional stratigraphical stages in the southern North Sea region - *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 85-1, p. 29-45.

KUHLMANN G., LANGEREIS C., MUNSTERMAN D., VAN LEEUWEN, VERREUSSEL R., MEULENKAMP J., W. Th. (2006b) - Chronostratigraphy of Late Neogene sediments in the southern North Sea Basin and paleoenvironmental interpretations - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, p. 426-455.

LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of hard-yield in hard rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Groundwater*, 39, p. 568-581.

LA ROCHE (de) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.

LAGEAT Y., SELLIER D., TWIDALE C.-R. (1994) - Mégalithes et météorisation des granites en Bretagne littorale, France du Nord-Ouest. *Géogr. Phys. Quatern.*, 48 (1), p. 107-113.

LARSONNEUR C. (1971) - Manche centrale et baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse Univ. Caen, 394 p.

LARSONNEUR C. (1972) - Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche. *Mém. BRGM*, 79, p. 203-214.

LARSONNEUR C. (1977) - La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français : méthode, mise au point et utilité en Manche. *Journ. Rech. Océanogr.*, 11, p. 33-39.

LE BOUFFANT (1974) - « Kalvar Sant Huec » - Le menhir de Saint-Uzec. *Bull. Soc. Emul. Côtes du Nord*, 102, p. 33-48.

LE CALVEZ Y. (1970) - Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du Bassin de Paris - *Cahiers de Paléontologie*, Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, 326 p., pl. I à XLVIII, tabl. 1-3.

LE GOFFIC M. (1975) - Le Mésolithique de Ploumanac'h (Perros-Guirec, Côtes du Nord). *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 72, CSRM, n° 6, p. 174-183.

LEFORT J.-P. (1969) - Étude géologique de la Manche au Nord du Trégor ; I : Les dépôts pleistocènes. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, I, 2, p. 93-115.

LEFORT J.-P. (1970a) - Sur la Présence de Lutétien inférieur au Sud de la Manche occidentale. *C. R. Sommaire de la Soc. Géol. France*, 3, p. 80-81.

LEFORT J.-P. (1970b) - Étude géologique de la Manche au Nord du Trégor ; IUI : Le problème des sables calcaires : la sédimentation actuelle. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, II, 1, p. 11-13.

LEFORT J.-P. (1970c) - Étude géologique de la Manche au Nord du Trégor ; III : géologie du substrat rocheux et morphologie. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, II, 2, p. 89-103.

LEFORT J.-P. (1975) - Le socle péri-armoricain. Étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse Université Rennes 1. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 130 (1977), 68 p.

LEFORT J.-P., AIFA T. (1996) - Origine et structuration de l'essaim filonien nord armoricain. *C. R. Acad Sc. Paris*, IIa, p. 981-986.

LEFORT J.-P., DEUNFF J. (1970) - Découverte de Paléozoïque à microplancton au Sud de la Manche occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 271-274.

LEFORT J.-P., SEGOUFIN J. (1978) - Étude comparée des structures profondes et des anomalies magnétiques allongées reconnues en manche occidentale et en baie d'Audierne : Existence possible d'une suture cryptique au nord-ouest du massif armoricain (France). *Tectonophysics*, 46, p. 65-75.

L'HELGOUACH J. (1966) - Fouilles de l'allée couverte de Prajou-Menhir en Trébeurden (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Préhist. Fr., Études et travaux*, 63 (2), p. 311-342.

LOURENS L., HILGEN F., SHACKLETON N.-J., LASKAR J., WILSON D. (2004) - The Neogene Period, *in A Geologic Time Scale 2004*. F.-M. Gradstein, J.-G. Ogg, A.-G. Smith Eds., p. 409-440.

LOYER S., VAN VLIET-LANOË B., MONNIER J.-L., HALLÉGOUET B., MERCIER N. (1995) - La coupe de Nantois (baie de Saint-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne. *Quaternaire*, 6, p. 21-33.

LUTERBACHER H.-P., ALI J.-R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.-M., HOOKER J.-J., MONECHI S., OGG J.-G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B. (2004) - The Paleogene Period, *in A Geologic Time Scale 2004*, eds. F.-M. Gradstein, J.-G. Ogg, and A.-G. Smith Eds, p. 384-408.

LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub.* n° 4, 70 p.

MARGEREL J.-P. (1968) - Les foraminifères du Redonien. Systématique, répartition stratigraphique, paléoécologie - Thèse Doc. Sci. Nantes, 207 p.

MARGEREL J.-P. (1988) - Deux lignées du genre Cénozoïque Aubignyna Margerel, 1970 (Foraminifères) en Europe Occidentale - Application à la biostratigraphie des dépôts néogènes de l'Ouest de la France. *Revue de Paléobiologie*, vol. spéc. n° 2, p. 567-574.

MARGEREL J.-P. (1989) - Biostratigraphie des dépôts néogènes de l'Ouest de la France. Constitution de biozones de foraminifères benthiques - *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 235-250.

MATTINSON J.-M. (1994) - A study of complex discordance in zircon using step-wise dissolution techniques. *Contrib. Mineral Petrol.*, 116, p. 117-129.

MELOUX J. (1978) - Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Nantes, massif Armoricain, BRGM Orléans, 1 carte, notice 74 p.

MONNIER J.-L. (1980) - Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. *Trav. Labo. Anthrop. Préhist. Protohist. Et. Quat. Armoricains*, Rennes, 607 p.

MONNIER J.-L., VAN VLIET-LANOË B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. *Bull. Ass. Franç. Et. Quaternaire*, n.s. 25-26, p. 119-126.

MONNIER J.-L., BIGOT B. (1987) - Stratigraphie des dépôts pleistocènes du Nord de la Bretagne (France). Les formations de Port-Morvan et de la Haute-Ville. *Bull. Ass. Franç. Et. Quat.*, 2, p. 93-103.

MONTEL J.-M. (1986) - Experimental determination of the solubility of Cemonazite in SiO_2-$Al_2O_3K_2O$-Na_2O melts at 800 °C, 2 kbar, under H_2O-saturated conditions. *Geol.*, 14, p. 659-662.

MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration JEGOU 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.

MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Thèse Univ. Rennes, *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 17, 208 p.

MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1997) - Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of Late-Pliocene Early-Pleistocene deposits of Brittany, north-west France. *Quat. Sci. Rev.*, 16, p. 883-898.

MORZADEC-KERFOURN M.-T. (2002) - La sédimentation holocène dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. L'évolution du marais de Dol-de-Bretagne. *In* Bonnot-Courtois *et al.*, la Baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. CNRS, EPHE, TotalFinaElf, Pau, mém. 26, p. 153-163.

MULOT B. (1971a) - Atlas-guide des gisements et indices plombo-zincifères dans le département des Côtes-du-Nord. Inédit, 33 p.

MULOT B. (1971b) - Atlas-guide des gisements et indices uranifères du département des Côtes-du-Nord. Inédit, 43 p.

MURRAY J.-W., WRIGHT C.-A. (1974) - Palaeogene Foraminiferida and Palaeoecology, Hampshire and Paris Basins and the English Channel. *Special papers in Palaeontology* 14, the Palaeontological Association - London, p. 1-129.

MURRAY J.-W., CURRY D., HAINES J.-R., KING C. (1981) - Palaeogene in Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. *In* D.-G. Jenkins et J.-W. Murray. Eds., *British Micropalaeontological Society Series*, p. 228-267.

NAGY E.-A., SAMSON S.-D., D'LEMOS R.-S. (2002) - U-Pb géochronological constraints on the timing of Brioverian sedimentation and regional deformation in the Saint-Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, nothern France. *Precambrian Res.*, 116, p. 1-17.

OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) - Études palynologiques (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et Paléogéographie. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 25, 239 p.

PARIS J. (sous la direction de) *et al.* (1998) - Trégor, terre de granites. Perros-Guirec-La Clarté au cœur du bassin granitier, 128 p.

PECCERILLO A, TAYLOR S.-R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, p. 63-81.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1975) - Inventaire minéralogique de la France. N° 5, Côtes-du-Nord, Édit. BRGM, 220 p.

PEUCAT J.-J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHET J. (1981) - Late Proterozoic zircon ages from a basic-ultrabasic complex: a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geol.*, 9, p. 169-173.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1975) - Inventaire minéralogique de la France, Ed. BRGM, n° 5, Côtes du Nord, p. 174-179.

PINOT J.-P. (1961a) - Les accumulations littorales entre la rade de Perros-Guirec et la rivière de Tréguier. Thèse Géographie, Univ. Paris. 239 p.

PINOT J.-P. (1961b) - Les accumulations vaseuses littorales au Sud de l'Île-Grande. *Cahiers Océanographiques*, COEC, Paris, XIII, n° 7, p. 460- 485.

PINOT J.-P. (1963) - Quelques accumulations de galets de la côte trégoroise. *Ann. Géograph.*, 72, (389), p. 13-31.

PINOT J.-P. (1966) - Quelques hauts niveaux marins quaternaires de la côte du Trégor central. *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, 3 (7), p. 139-150.

PINOT J.-P. (1989) - Histoire géomorphologique de l'île Molène, en Trébeurden. *Bull. A.P.E.G.I.T.* - îles du Trégor, 4, p. 42-48.

PINOT J.-P. (1990a) - Histoire géomorphologique de l'île Molène, en Trébeurden, II, les données cartographiques. *Bull. A.P.E.G.I.T.* - îles du Trégor, 5, p. 4-14.

PINOT J.-P. (1990b) - La protection de l'île Molène en Trébeurden. *Bull. A.P.E.G.I.T.* - îles du Trégor, 5, p. 29-35.

PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contr. Miner. Petr.*, 73, p. 207-220.

QUESNEY A. (1983) - Manche occidentale et mer celtique : Étude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. Thèse Univ. Caen, 162 p.

RAYMO M.-E., RUDDIMAN W.-F., CLÉMENT B.-M. (1986) - Pliocene-Pleistocene paleoceanography of the North Atlantic at Deep Sea Drilling Project Site 609 *in* Ruddiman W.-F., Kidd R.-B., Thomas E. *et al.* Initial Reports DSDP, 94. Washington (US Goverment Printing Office), p. 895-901.

ROLET J., GAUTIER E., LALANCETTE M-F. (2011) - Chapitre III - Géologie du substratum. *In* : Augris C., Simplet L. coord. (2011) - Atlas géologique de la baie de Lannion. Ifremer, éd. Quae, p. 25-68.

RUELLAN F. (1933) - Deux anciens niveaux marins dans la région de Perros-Guirec. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 196 (26), p. 2017-2019.

SAINT-REQUIER A. (1970) - Étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse Géographie, Univ. Paris, 223 p.

SELLIER D. (1995) - Éléments de reconstitution du paysage pré-mégalithique sur le site des alignements de Kerlescan (Carnac, Morbihan) à partir de critères géomorphologiques. *Rev. Archéol. Ouest*, 12, p. 21-41.

SELLIER D. (1997) - Utilisation des mégalithes comme marqueurs de la vitesse de l'érosion des granites en milieu tempéré : enseignements apportés par les alignements de Carnac (Morbihan). Z. Geomorph. N. F., 41 (3), p. 319-356.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.-K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.-M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J., ZAKREVSKAYA E. (1998) - Larger Foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, n° 2, p. 281-299.

SIMPLET L., AUGRIS C., EHRHOLD A. (2011) - Chapitre V- Morphologie des fonds, nature et répartition des formations superficielles. *In* Augris C., Simplet L. coord. (2011) - Atlas géologique de la baie de Lannion. Ifremer, éd. Quae, p. 89-103.

STUSSI J.-M. (1989) - Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Economic Geology*, 84, p. 1363-1381.

TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.

THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1996) - Révision du volcanisme cadomien dans l'Est du Trégor (Bretagne nord). *Géol. Fr.*, 4, p. 3-21.

THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1999) - Témoins d'une subduction « éocadomienne » (665-55 Ma) en Bretagne nord : argument géochimiques. *Géol. Fr.*, 1, p. 3-11.

TRICART J., CAILLEUX A. (1967) - Traité de Géomorphologie - Le modelé des régions périglaciaires SEDES, 512 p.

TROLARD F., ABDELMOULA M., BOURRIE G., HUMBERT G., GENIN J.-M.-R. (1996) - Mise en évidence d'un constituant de type « rouilles vertes » dans les sols hydromorphes - Proposition de l'existence d'un nouveau minéral : la « fougérite ». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 323, série IIa, p. 1015-1022.

TROLARD F., GUENIN J.-M.-R., ABDELMOULA M., BOURRIE G., HUMBERT G., HERBILLON A. (1997) - Identification of a green rust mineral in a reductomorphic soil by Mössbauer and Raman spectroscopies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, p. 1107-1111.

TROLARD F., BOURRIE G., ABDELMOULA M., REFAIT P., FEDER F. (2007) - Fougerite, a new mineral of the pyroaurite-iowaite group: description and crystal structure. Clays and Clay minerals, 55, p. 323-334.

URVOAS S. (1970) - Étude morphologique du littoral trégorrois aux abords de trégastel et de Perros-Guirec. D.E.S., Univ. Brest, 157 p.

VAN VLIET-LANOË B. (2005) - La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire. Vuibert, 472 p.

VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.-L., MERCIER D., HALLÉGOUËT B., LAGA P., LAQUEMENT F., MEILLIEZ F., MICHEL Y., MOGUEDET G., VIDIER J.-P. (2002) - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas* 24 (3), p. 511-541.

VIDAL Ph. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse Univ. Rennes. *Mem. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, 21, 162 p.

WADE B.-S., PEARSON P.-N., BERGGREN W.-A., PÄLIKE H. (2011) - Review and revision of Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth Science Review*, 104, p. 111-142.

WEAVER P.-P.-E. (1986) - Late Miocene to Recent planktonic foraminifers from the North Atlantic: Deep Sea Drilling Project Leg 94 *in* Ruddiman W.-F., Kidd R.-B., Thomas E. *et al.* Initial Reports DSDP, 94. Washington (US Goverment Printing Office), p 703-727.

WEAVER P.-P.-E., CLEMENT B.-M. (1986) - Magnetobiostratigraphy of planktonic foraminiferal datums: Deep Sea Drilling Project Leg 94, North Atlantic *in* Ruddiman W.-F., Kidd R.-B., Thomas E. *et al.* Initial Reports DSDP, 94. Washington (US Goverment Printing Office), p. 815-829.

WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.

WETHERILL G.-W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, p. 320-326.

WIEDENBECK M., ALLE P., CORFU F., GRIFFIN W.-L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.-C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.

WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Rev. Econ. Geology*, vol. 7, p. 1-35.

WYNS R. (1998) - 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.

WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, t. 175, n° 1, p. 21-34.

ZALASIEWICZ J.A., MATHERS S.J., HUGHES M.-J., GIBBARD P.-L., PEGLAR S.-M., HARLAND R., NICHOLSON R.-A., BOULTON G.-S., CAMBRIDGE P., WEALTHALL G.-P. (1988) - Stratigraphy and Palaeoenvironments of the Red Crag and Norwich Crag Formations between Aldeburgh and Sizewell, Suffolk, England. Phil. Trans. Roy. Soc. London. Series B, *Biological Sciences*, volume 322, Issue 1210, p. 221-272.

AUTRES DOCUMENTS CONSULTABLES

Banque des données du sous-sol

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient les données des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille Perros-Guirec et archive régulièrement les nouveaux travaux (déclarations obligatoires pour les sondages de plus de 10 m de profondeur). Les documents peuvent être consultés soit au BRGM (sites d'Orléans ou Rennes), soit sur le site internet http ://infoterre.brgm.fr, site BRGM regroupant toutes les informations liées au sous sol français, notamment les données de la BSS et les cartes géologiques.

Sites internet

– Site internet SIGES Bretagne : http://sigesbre.brgm.fr/ ;

– Site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) : http://www.ades.eaufrance.fr/ ;

– Site BRGM : http://infoterre.brgm.fr/.

AUTEURS

La coordination et l'édition de la notice ont été assurées par Pol Guennoc et Denis Thiéblemont avec les contributions plus spécifiques suivantes :

– situation géographique, géomorphologie et conditions d'établissement de la carte : Bernard Hallégouët, Patrick Lebret, Pol Guennoc et Jean-Louis Feybesse ;

– grands ensembles lithostratigraphiques et structuraux de Bretagne nord : Denis Thiéblemont ;

– description des terrains (partie socle) : Jean-Louis Feybesse, Flavien choulet ; Eglinger Aurélien ; Denis Thiéblemont ;

– description des terrains (hors socle) : Bernard Hallégouët et Patrick Lebret ;

– géologie marine : Pol Guennoc ;

– synthèse géodynamique régionale : Bernard Hallegouët et Patrick Lebret (histoire post-paléozoïque), Denis Thiéblemont (histoires cadomiennes et varisques) ;

– géologie de l'environnement : Patrick Lebret (géotechnique), Bernard Hallégouët (occupation du sol, environnement), Flora Lucassou (Ressources en eau), Louis Chauris (ressources du sous-sol) ;

– préhistoire et archéologie : Bernard Hallégouët ;

– itinéraires géologiques : Flavien Choulet, Aurélien Eglinger.

ANNEXES

ANNEXE 1
LE CÉNOZOÏQUE DES CÔTES-D'ARMOR (BRETAGNE) :
MICROFACIÈS, CALAGES BIOSTRATIGRAPHIQUES
ET PALÉOENVIRONNEMENTS DES SONDAGES BRGM 13 ET 20

Étude ERADATA, 129/10-07/FR, Le Mans, France

1. Introduction

Dans le cadre de travaux de cartographie géologique, P. Lebret (BRGM, Orléans) a fait réaliser une série de sondages à la tarière en Côtes-d'Armor (Bretagne, France) et a fourni à la société ERADATA un échantillonnage de deux sondages noté n° 13 et effectué à Quem-perven, dans la région de Lannion, et un noté n° 20, foré dans le secteur de Plouguiel, sur le territoire de la feuille Perros-Guirec. Ces échantillons de sédiments sont destinés à des études de microfaciès, biostratigraphie et paléoenvironnements.

2. Méthodes de traitement

Tous les échantillons ont été séchés à une température de 30 °C, puis trempés durant 48 heures dans un saladier d'eau chaude additionnée d'un liquide tensio-actif afin de faciliter le décolmatage des argiles sans altérer l'éventuelle matière organique.

À l'issue de ce traitement, ils ont été lavés sur une colonne de deux tamis de 50 µm (micro-mètres) et 500 µm ; les deux fractions obtenues sont séchées, puis archivées séparément. Entre chaque échantillon, tout le matériel utilisé (tamis, spatules, brosses, etc.) est passé dans une solution de bleu de méthylène afin de marquer toute éventuelle pollution.

Deux échantillons n° 20 - 15,50 m et n° 13 - 12 m ont fait l'objet de préparations palynologiques.

Les différentes phases résumées sont :

– destruction de l'éventuelle phase carbonatée par l'acide chlorhydrique (HCl) à 50 % ;

– destruction de la silice et des silicates par l'acide fluorhydrique (HF) à 70 % ;

– dissolution des fluosilicates formés à l'aide d'acide chlorhydrique (HCl) à 50 % ;

– oxydation sélective des fines particules charbonneuses et humiques par la potasse à 10 % ;

– enfin, élimination de la pyrite et éclaircissage du matériel palynologique par action de l'acide nitrique (HNO_3).

À l'issue de chaque attaque, le résidu obtenu est rincé à l'eau puis centrifugé. Il est ensuite concentré par tamisage sur des tissus synthétiques extrêmement fins à maille, de 10 µm, ne servant qu'une seule fois.

Les préparations sont montées dans la glycérine entre lame et lamelle pour observation au microscope.

Une lame de palynofaciès a également été préparée pour chaque échantillon afin d'observer la totalité de la matière organique avant l'éclaircissement et les tamisages destinés à concentrer spores et pollen.

3. Synthèse des résultats

Bien que géographiquement proches, les deux sondages n° 13 et 20 ont traversé des séries très différentes, l'Éocène pour le sondage 20, le Pliocène pour le sondage 13.

Les résultats détaillés sont fournis pour chaque échantillon dans les fiches de diagnose.

3.1. L'Éocène moyen du sondage n° 20

3.1.1. Biostratigraphie et paléoenvironnements

Dans la partie inférieure du sondage 20, des sédiments continentaux, finement détritiques n'ont fourni aucun microfossile calcaire ou siliceux permettant un calage biostratigraphique.

Le prélèvement basal à 15,50 m n'a hélas livré aucune flore significative qui aurait pu nous fournir l'âge et caractériser le paléo-milieu.

Le sondage 20 a recoupé dans sa partie supérieure une série éocène dont la riche microfaune marine caractérise bien le Bartonien (= Éocène moyen élevé).

Les biozonations utilisées pour le calage des petites formes benthiques sont déduites d'une ré-actualisation « maison » de diverses publications anciennes mais de grande valeur. Les travaux que Y. Le Calvez (1970) a réalisés dans le Bassin de Paris sont évidemment incontournables. Ces travaux ont été ultérieurement repris, complétés et corrélés avec les données anglaises (Murray et Wright, 1974 ; Murray *et al.*, 1981).

Les grands foraminifères benthiques sont rares, seulement à l'état remanié, aussi nous avons utilisé la biozonation de J. Serra-Kiel *et al.* (1998) pour dater ces formes sub-allochtones, qui peuvent être contemporaines du dépôt ou antérieures. Des équivalences sont proposées avec les biozones de foraminifères

planctoniques, selon la zonation de Berggren *et al.* (1995) réactualisée du point de vue chronostratigraphique dans la synthèse F.-M. Gradstein *et al.* (2004).

Quant aux foraminifères planctoniques, ils sont très rares, exclusivement représentés par de petites formes globuleuses, mais ont cependant une valeur stratigraphique car les formes rencontrées apparaissent au Bartonien.

Jusqu'au prélèvement 6,5 m, la série reste confinée en domaine continental, avec quelques indices de la proximité de la mer sous forme de biophase déplacée depuis un milieu margino-littoral.

À partir du prélèvement 5,5 m, la mer s'installe localement, avec des sédiments littoraux très riches en microfossiles. Les foraminifères benthiques sont abondants et bien conservés.

En juxtaposant les données déduites de la microfaune benthique et planctonique, nous pouvons attribuer la partie supérieure marine de ce sondage aux biozones SBZ 17 pro parte ou SBZ 18, soit les biozones de foraminifères planctoniques P13 élevée à P15 *pro parte*.

3.1.2. Comparaisons avec les données des régions voisines

En Bretagne, divers sites ont livré de la microfaune du Lutétien et/ou du Bartonien précocement signalés et décrits par L. Dangeard (1922, 1924, 1925, 1927), puis repris par S. Durand (1964), mais pas toujours bien calés, car les biozonations étaient alors peu précises.

Ce Bartonien est également presque identique à celui du bassin de Paris, d'ailleurs parfois attribué au Lutétien supérieur (Le Calvez, 1970).

Le Bartonien est également connu au large de Brest et dans la Manche (Boillot et Le Calvez, 1961 ; Andreïeff *et al.*, 1968, 1969). Quasiment les mêmes faciès et biofaciès sont décrits en Angleterre (Adams, 1962 ; Bröninimann *et al.*, 1968 ; Murray et Wright, 1974). Il est donc très normal de retrouver le Bartonien dans les Côtes-d'Armor.

Lors de nos précédentes études du Cénozoïque breton, le Bartonien avait déjà été identifié en Ille-et-Vilaine (La Gouesnière) et dans le Morbihan (région de Lorient).

3.2. Le Néogène du sondage n° 13

3.2.1. Calages biostratigraphiques

Les échantillons du sondage 13 renferment des associations de microfossiles bien caractéristiques du Pliocène, mais la détermination d'un

sous-étage est difficile dans ces faciès littoraux bretons à cause de la rareté de données stratigraphiques récentes fiables ou utilisables.

La stratigraphie du Néogène est complexe et évolutive. Pour éviter toute confusion dans les coupures chronostratigraphiques, nous avons choisi le cadre stratigraphique le plus récemment publié et bien argumenté, celui de L. Lourens *et al.* (2004).

A. Les données du plancton

Les foraminifères planctoniques sont très rares, excepté dans l'échantillon le plus distal de la cote 5,90 m. Le dépôt s'est effectué en domaine interne mais cependant ouvert sur le large, comme le révèle la présence de petites formes globuleuses qui paraissent toutes similaires pour un non initié, d'où les diverses confusions trouvées dans la littérature du « Redonien », mais qui correspondent cependant à des genres et espèces bien différents. Notons l'absence du genre *Orbulina*, marqueur de mer chaude ou tempérée chaude, assez commun dans le Miocène et le Pliocène inférieur de Bretagne. L'association observée permet de distinguer une ligne de temps basale, le Pliocène moyen (Plaisancien) et une ligne de temps sommitale, le Pliocène basal, soit le Gélasien basal, soit l'intervalle de temps Plaisancien à Gélasien inférieur ou basal. À cause de l'absence de grandes formes du genre *Globorotalia*, une biozonation plus précise ne peut être proposée, mais l'intervalle est déjà relativement court.

Nous avons utilisé également toutes les données issues des forages profonds des Legs DSDP et ODP car les biozonations établies en milieu tropical (Berggren et al., 1995) ne sont évidemment pas applicables dans ce domaine de l'Atlantique.

De la comparaison avec les associations de la Manche, de la mer du Nord, et de la région de Cornwall (Angleterre), nous avons de fortes présomptions pour le court intervalle de la fin du Plaisancien au Gélasien basal (King *et al.*, 1981 ; Hughes et Jenkins, 1981 ; Funnel *et al.*, 1981 ; Kuhlmann *et al.*, 2006a ; Zalasiewicz *et al.*, 1988 ; Raymo *et al.*, 1985 ; Baldauf *et al.*, 1986 ; Weaver, 1986 ; Weaver et Clement, 1986).

B. Les données du benthos

L'association reconnue est originale et particulièrement intéressante puisqu'elle n'a jamais été décrite dans la littérature. Proche par certaines espèces de l'association décrite dans le site du Temple du Cerisier, près de Rennes, elle a de nombreuses affinités de microfaciès et biofaciès avec les données du gisement de Saint-Jean-la-Poterie, près de Redon, en Ille-et-Vilaine (Margerel, 1968, 1988, 1989), et se distingue par la présence ou la fréquence de certaines espèces ou morphotypes.

Une étude très détaillée et critique des listes faunistiques fournies par J.-P. Margerel avec révision de la systématique et surtout de l'attribution stratigraphique a été menée, dépassant bien sûr très largement le cadre contractuel de prestations industrielles. Des comparaisons ont été faites avec toutes les données bretonnes disponibles, mais aussi avec celles de la mer du Nord et du sud de l'Angleterre (Kuhlmann *et al.*, 2006a, 2006b ; Hughes et Jenkins, 1981 ; Funnel, 1981 ; King *et al.*, 1981).

Ainsi, nous pouvons corréler avec une bonne fiabilité les échantillons 8 m et surtout 5,90 m aux niveaux de base de la formation anglaise des Red Crags, correspondant au Pre-Lhudamien *pro parte*, soit en équivalence actuelle au Pliocène supérieur basal, soit le Gélasien basal (Zalasiewicz *et al.*, 1988 ; Lister et Scher, 2001 ; Kuhlmann *et al.*, 2006a-b).

En termes de chronostratigraphie, c'est un très court intervalle compris entre - 2,58 et - 2,44 Ma, épisode parfaitement calé en mer du Nord et au Sud-Ouest de l'Angleterre (Cornwall) grâce à de nombreux travaux de prospection pétrolière utilisant à la fois les données des dinophycées et des foraminifères.

3.2.2. Paléoenvironnements

L'échantillon de la base du sondage correspond donc probablement aux faciès régressifs de la fin du Plaisancien. Le passage au dépôt transgressif vers 8 m coïncide avec la transgression gélasienne, près du passage Plaisancien - Gélasien, ou probablement au Gélasien basal.

Nous avons ici la preuve qu'au passage Plaisancien - Gélasien et au Gélasien basal la mer subsistait dans de petits bassins ou des rias en relation avec la haute-mer.

Ces domaines littoraux du nord de la Bretagne pourront être corrélés avec les milieux marins de Normandie et d'Angleterre, en tenant évidemment compte des différences locales (profondeur, température, etc.).

Ces données obtenues à partir de l'étude des foraminifères benthiques et planctoniques (une première !) confortent les résultats et les hypothèses proposées par M.-T. Morzadec-Kerfourn (1997) à partir de l'étude des kystes d'algues dinophycées (algues marines ou lagunaires).

Elles modifient également certaines assertions ou interprétations hâtives de synthétiseurs de données biostratigraphiques plus ou moins fiables, erronées, voire périmées avec des datations récentes, et dont la compilation non réactualisée est parfois surprenante (Brault *et al.*, 2004).

3.2.3. Comparaison avec les données des régions voisines

Le point a été déjà partiellement abordé dans notre argumentaire stratigraphique.

Notons que les données de J.-P. Margerel sur la Bretagne ont été reprises, résumées et « calées » par Brigitte Van Vliet-Lanoë *et al.* (2002) dans le tableau n° 2 de la page 521 de l'article, avec certes quelques coquilles dans la numérotation des biozones, mais la succession stratigraphique des biozones est globalement juste.

Des corrélations détaillées avec le Pliocène normand dépasseraient évidemment le cadre de ce travail, mais nous voyons déjà dans la microfaune de nombreux points communs. Les études en appui aux levers de cartographie de la feuille de Sainte-Mère-Église et la réactualisation du sondage de Marchésieux seront de bons éléments pour d'éventuelles corrélations.

De nombreuses affinités existent avec la microfaune anglaise des Red Crags, mais il faut tenir compte des différences de température et surtout de profondeur qui modifient évidemment le benthos.

Conclusion

L'étude stratigraphique des deux sondages du BRGM n° 13 et 20 effectués dans le Nord des Côtes-d'Armor a apporté de nombreux résultats totalement nouveaux.

Bien que géographiquement très proches, ces sondages recoupent des séries totalement distinctes de l'Éocène (sondage 20) et du Néogène (sondage 13).

Des échantillons de sédiments du sondage 20 sont des dépôts d'une série transgressive, du continental au margino-littoral jusqu'à marin infralittoral avec de riches associations de foraminifères du Bartonien, soit la partie supérieure de l'Éocène moyen.

Dans le sondage n° 13, les dépôts littoraux traversés se sont effectués dans les eaux rafraîchies du passage Plaisancien - Gélasien jusqu'au Gélasien basal. La présence de plancton révèle la proximité d'une mer plus profonde.

La paléogéographie régionale de l'Éocène et du Pliocène pourra être reconstituée à partir de ces nouvelles données stratigraphiques.

Étant donné l'intérêt de ces petits bassins, l'étude de nouveaux sondages avec un échantillonnage plus serré apporterait probablement des réponses à toutes les incertitudes stratigraphiques du Cénozoïque de Bretagne.

Annexe

Sondage n° 20 Perros. Provenance : Plouguiel, Carte Perros-Guirec (Côtes-d'Armor, France).

Échantillon n° 20 - 15,50 m - Fraction 50 µm + lame de préparation palynologique

Constituants : abondant résidu de lavage sableux gris foncé.

Lithophase :

– accumulation de grains de quartz arénitiques avec large dominance des émoussés luisants, de plus rares grains à surface mate, piquetée et traces de chocs, d'autres sub-anguleux d'aspect sale ;

– importante fraction de grains anguleux silteux ou de la base des arénites ;

– petits amas ligniteux grumeleux fréquents (matière organique) ;

– rares débris plus ou moins roulés de roche métamorphique (micaschiste).

Biophase :
Eucaryotes
Algues absentes.

Végétaux supérieurs

– très rares débris libéro-ligneux évolués, mal conservés ;

– absence de grain de pollen ou spore identifiable.

Foraminifères

– planctoniques - absents

– benthiques - absents.

Radiolaires - absents

Métazoaires

– très rares, exclusivement remaniés, représentés par quelques moules internes de gastropodes turritelés d'annélide polychète.

Biostratigraphie : absence de critère, l'étude palynologique n'ayant fourni ni pollen, ni spore suffisamment bien conservée pour une détermination.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : absence de critère pour une identification plus précise de ce milieu continental.

Échantillon n° 20 - 14,50 m - Fraction 50 µm

Constituants : très abondant résidu de lavage sableux gris moyen.

Lithophase : presque exclusivement quartzeuse :

– grains de quartz émoussés luisants très abondants, souvent choqués avec restes d'argile sombre dans les cupules de choc ;

– quartz d'aspect sale (classe des arénites) ;

– grains de quartz anguleux à sub-anguleux abondants (silt à arénite) ;

– débris grumeleux ligniteux rares ;

– matière organique dispersée très rare.

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes.

Foraminifères

– planctoniques - absents ;

– benthiques - absents.

Radiolaires - absents

Métazoaires

– quelques rares débris remaniés, plus ou moins silicifiés de bryozoaire, mollusque bivalve (possible ostréidé) ;

– un unique petit gastropode à spire haute, bien conservé.

Biostratigraphie : absence de critère par cette approche.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : continental, probablement à proximité d'un domaine margino-littoral.

Échantillon n° 20 - 13,00 m - Fraction 50 µm

Constituants : très abondant résidu de lavage.

Lithophase : presque exclusivement quartzeuse :

– grains de quartz émoussés luisants très abondants, souvent choqués avec restes d'argile sombre dans les cupules de choc ;

– quartz d'aspect sale (classe des arénites) ;

– grains de quartz anguleux à sub-anguleux abondants (silt à arénite) ;

– débris grumeleux ligniteux rares ;

– matière organique dispersée très rare.

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes

Foraminifères
– planctoniques - absents
– benthiques - absents.

Radiolaires - absents

Métazoaires
– petits débris remaniés d'annélide, mollusque bivalve dont ostréidé, de petits gastéropodes, échinidé et bryozoaire.

Biostratigraphie : absence de critère.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : continental, probablement à proximité d'un domaine margino-littoral.

Échantillon n° 20 - 9,00 m - Fraction 50 µm

Constituants : abondant résidu de lavage brun à noir

Lithophase : presque exclusivement quartzeuse :
– grains de quartz émoussés luisants très abondants, souvent choqués avec restes d'argile sombre dans les cupules de choc ;
– quartz d'aspect sale (classe des arénites) ;
– grains de quartz anguleux à sub-anguleux abondants (silt à arénite) ;
– importante fraction ligniteuse et agrégats de matière organique.

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes

Foraminifères
– planctoniques - absents
– benthiques ;
– absence de forme autochtone
– un débris usé de grand rotaliidé remanié, indéterminable.

Radiolaires - absents

Métazoaires

– petits débris remaniés d'annélide, mollusque bivalve dont ostréidé et pectinidé, de petits gastéropodes à haute spire, échinidé et bryozoaire.

Biostratigraphie : absence de critère.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : continental, probablement à proximité d'un domaine margino-littoral.

Échantillon n° 20 - 6,50 m - Fraction 50 µm

Constituants : abondant résidu de lavage sableux gris assez fin.

Lithophase : presque exclusivement quartzeuse :

– grains de quartz émoussés luisants très abondants, souvent choqués avec restes d'argile sombre dans les cupules de choc ;

– quartz d'aspect sale (classe des arénites) ;

– grains de quartz anguleux à sub-anguleux abondants (silt à arénite) ;

– importante fraction ligniteuse et agrégats de matière organique.

Biophase :

Eucaryotes

Algues - absentes

Foraminifères

– planctoniques - absents ;

– benthiques - absents.

Radiolaires - absents

Métazoaires

– divers rares petits fragments très usés de mollusque bivalve dont ostréidé et gastropode.

Biostratigraphie : absence de critère.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : continental, probablement à proximité d'un domaine margino-littoral.

Échantillon n° 20 - 5,50 m - Fraction 50 µm

Constituants : résidu de lavage sableux beige

Lithophase :

– grains de quartz anguleux fréquents (arénites et silt) souvent d'aspect sale pour les plus gros ;

– grains de quartz émoussés luisants communs.

Biophase :
Eucaryotes
Algues
fréquents vestiges d'algue dasycladacée
Neomeris sp.
Cymopolia sp.

Foraminifères

– planctoniques très rares, petits tests de *Subbotina linaperta* (FINLAY)

– benthiques très fréquents, représentés par deux associations différentes, une de thanatocoenose supposée, l'autre piégée en place ou sub-autochtone, formes considérées comme autochtones ou sub-autochtones

Clavulina sp.
Clavulina parisiensis d'ORBIGNY
Valvulinidé
Spirolina laevigata d'ORBIGNY
Spirolina pedum d'ORBIGNY
*Spirolina striat*a d'ORBIGNY
Spirolina sp.
Quinqueloculina sp.
Quinqueloculina aspera d'ORBIGNY
Quinqueloculina carinata LE CALVEZ
Triloculina lecalvezae KAASSCHIETER
Triloculina pseudohemisphaerica LE CALVEZ
Miliola robusta LE CALVEZ
Dentritina cf. *depressa* d'ORBIGNY
Miliola pseudocarinata LE CALVEZ
Heterellina bella LE CALVEZ
Heterellina guespellensis SCHLUMBERGER
Buliminella turbinata (TERQUEM)
Reussella cf. *terquemi* CUSHMAN
Asterigerina bartoniana TEN DAM
Globulina gibba d'ORBIGNY
Epistomaria rimosa (PARKER & JONES)
Pararotalia armata (d'ORBIGNY)
Discorbis rotata TERQUEM
Discorbis cf. *complanata* (d'ORBIGNY)
Cycloloculina cf. *costellata* (TERQUEM)
Baggina parisiensis (d'ORBIGNY)

Alamina sp.
Nonion ? sp.
Pararotalia sp.

formes fragmentées, remaniées, allochtones provenant probablement de l'érosion de dépôts éocènes sous-jacents
Alveolina elongata d'ORBIGNY

Petits miliolidés dont :
Quinqueloculina sp.
Miliola sp.
Heterellina sp.
Spirolina mariei LE CALVEZ

Radiolaires - absents

Métazoaires
– fréquents débris de mollusque (bivalve et gastropode) ;
– débris d'échinidé (soies et radioles) ;
– spicules d'éponge siliceuse.

Biostratigraphie : Éocène moyen élevé - Bartonien probablement élevé. Biozone de foraminifères benthiques SBZ 17 ou remaniement de SBZ 17 dans la biozone SBZ 8. Biozone de foraminifères planctoniques P13 à P15 inférieure.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin infralittoral. Probable épisode d'inondation maximale de la fin du Bartonien.

Échantillon n° 20 - 4,00 m - Fraction 50 µm

Constituants : résidu de lavage bioclastique beige grisé.

Lithophase :
– grains de quartz anguleux assez communs de la classe des arénites et des silts ;
– grains de quartz émoussés luisants assez communs.

Biophase :
Eucaryotes
Algues
fréquents anneaux ou articles de dasycladacée dont :
Neomeris limbata (DEFRANCE)
Cymopolia elongata (DEFRANCE).

Foraminifères

– planctoniques - absents ;

– benthiques fréquents, mais assez mal conservés, souvent roulés, rares formes déterminables

Globulina gibba d'ORBIGNY
Globulina gibba myristiformis d'ORBIGNY
Buliminella striatopunctata (TERQUEM)
Buliminella turbinata (TERQUEM)
Heterellina guespellensis SCHLUMBERGER
Miliola prisca (d'ORBIGNY)
Spirolina pedum d'ORBIGNY
Bulimina sp.
Pararotalia sp.
Angulogerina tubulifera (PARKER & JONES)

Radiolaires - absents

Métazoaires

– fréquents débris de mollusque bivalve et gastropode ;

– fragments de bryozoaire.

Biostratigraphie : Éocène moyen élevé - Bartonien
Biozone de foraminifères benthiques SBZ 17 ou SBZ 18.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin littoral, thanatocénose de milieu infralittoral déplacée en milieu médiolittoral.

Sondage n° 13 Lannion. Provenance : Quemperven, Lannion (Côtes-d'Armor, France).

Échantillon n° 13 - 12,00 m - Fraction 50 µm + lame palynologique

Constituants : résidu de lavage abondant, sableux fin à grossier, gris moyen.

Lithophase :

– très abondants débris à contours plus ou moins émoussés de schiste gris fin micacé et schiste verdâtre ;

– grains de quartz détritiques : fréquents anguleux, altérés, d'aspect sale (arénite), frais (silt) ; sub-anguleux à émoussés luisants communs (arénites)

– rares débris de roche endogène métamorphisée, altérée, indéterminée ;

– quelques débris pyriteux ;

– quelques petits galets de quartzite (?) (jusqu'à environ 1 cm) ;

– paillettes de muscovite.

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes.

Végétaux supérieurs
rares restes libéro-ligneux très mal conservés, indéterminables
restes indéterminables de formes microscopiques.

Foraminifères

– planctoniques - absents ;

– benthiques : rares formes bien conservées, en général sous forme de débris très recristallisés ; seules les espèces les plus robustes sont conservées (test massifs, épais…)

Lobatula lobatula (WALKER & JACOB)
Cibicides refulgens MONTFORT
Eponides repandus (FICHTEL & MOLL)
Loxostomum noelae MARGEREL
Neoconorbina sp.
Pseudoeponides pseudotepidus (VAN VOORTHUYSEN)
Elphidium crispum (LINNÉ)
Elphidium cf. *fichtellianum* (d'ORBIGNY)
Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)
Elphidiella sp.
Ammonia beccarii (LINNÉ)
Ammonia limbatobeccarii (MAC LEAN)

Nombreux miliolidés très altérés
Quinqueloculina lecalvezae MARGEREL
Bolivina laffittei MARGEREL

Radiolaires - absents

Métazoaires
– spicules d'éponge siliceuse très bien conservés rares ;
– quelques petits débris de mollusque (bivalve, gastropode) ;
– ostracodes sous forme de valves fragmentées.

Biostratigraphie : Pliocène moyen terminal = Plaisancien probablement dans sa partie terminale, près du passage au Gélasien, ou bien Gélasien basal (= Pliocène supérieur basal).

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : infralittoral proximal. Faciès de thanatocénose altérée pouvant correspondre à un biofaciès déplacé ayant subi une altération en milieu supralittoral.

Échantillon n° 13 - 8,00 m - Fraction 50 µm

Constituants : résidu de lavage gris, très fin.

Lithophase :

– rares grains de quartz détritiques sub-anguleux (arénites) ;

– grains de quartz émoussés luisants assez communs, de la classe des arénites fines.

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes.

Foraminifères

– planctoniques - très rares
Globigerina bulloides d'ORBIGNY
Neogloboquadrina atlantica (BERGGREN) (senestre)
Neogloboquadrina pachyderma (EHRENBERG) (dextre)
Neogloboquadrina acostaensis (BLOW)
Globigerinoides ruber (d'ORBIGNY)

– benthiques - fréquents, tous de taille réduite (tri ? juvéniles ?, milieu défavorable, confiné ?). La liste n'est pas exhaustive
Pseudoeponides pseudotepidus (VAN VOORTHUYSEN)
Aubignyna mariei mariei MARGEREL
Aubignyna cf. *perlucida* HERON-ALLEN & EARLAND
Heronallenia lingulata (BURROWS & HOLLAND)
Planorbulinella mediterranensis d'ORBIGNY
Ammonia beccarii (LINNÉ)
Angulogerina angulosa WILLIAMSON
Angulogerina hughesi (GALLOWAY & WISSLER)
Cassidulina laevigata d'ORBIGNY
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Trifarina bradyi CUSHMAN
Lobatula lobatula (WALKER & JACOB)
Rosalina cf. *globularis* d'ORBIGNY
Fissurina annectens (BURROWS & HOLLAND)
Fissurina sacculus (FORNASINI)
Fissurina marginata (WALKER & JACOB)
Fissurina silvestrii (BUCHNER)
Polymorphina fissurata MARGEREL

Bolivina pseudoplicata HERON-ALLEN & EARLAND
Bolivina laffittei MARGEREL
Bolivina punctata d'ORBIGNY
Bolivina subaenariensis CUSHMAN
Bolivina cf. *variabilis* (WILLIAMSON)
Brizalina spathulata (WILLIAMSON)
Brizalina aenariensis COSTA
Oolina hexagona (WILLIAMSON)
Oolina globosa (MONTAGU)
Elphidiella durandae (MARGEREL)
Elphidiella sp.
Elphidium fichtellianum (d'ORBIGNY)
Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)
Elphidium cf. *ottanni* MARGEREL
Elphidium cf. *binodosum* MARGEREL
Elphidium complanatum (d'ORBIGNY)
Hanzawaia nitidula (BANDY)
Loxostomum cf. *noelae* MARGEREL
Spirillina vivipara EHRENBERG
Bulimina elongata d'ORBIGNY
Buliminella cf. *elegantissima* (d'ORBIGNY)
Sigmoilinita tenuis (CZJZEK)
Eponides repandus (FICHTEL & MOLL)
Cibicides refulgens MONTFORT
Textularia truncata HÖGLUND
Buccella frigida (CUSHMAN)
Buccella cf. *nuda* MARGEREL
Discorbitura sp.
Heronallenia sp.
Glabratella sp.
Nodosaria pyrula d'ORBIGNY

Radiolaires - absents.

Métazoaires

– abondants spicules d'éponge siliceuse parfaitement conservés (triaxones…) ;

– assez fréquentes valves séparées de juvéniles de bivalves ;

– sclérites (spicules) d'ascidies assez communs (cet animal marin en forme d'amphore ou d'éponge vit fixé sur le fond ; c'est un urochodé) ;

– sclérites (spicules) d'holothurie plus rares (l'holothurie est un échinoderme).

Biostratigraphie : Pliocène supérieur - Gélasien basal

Intervalle de sécurité : passage Pliocène moyen terminal (= Plaisancien terminal) à Pliocène supérieur basal (= Gélasien basal).

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, vase infralittorale distale en milieu tempéré froid ou en phase de refroidissement.

Échantillon n° 13 - 5,90 m - Fraction 50 µm

Constituants : résidu de lavage gris beige peu abondant.

Lithophase : fréquents grains de quartz détritiques anguleux à sub-anguleux avec nombreuses traces de choc, souvent d'aspect sale (arénite).

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes.

Foraminifères

– planctoniques - très rares
Globigerina bulloides d'ORBIGNY
Globigerina cf. *falconensis* BLOW
Neogloboquadrina atlantica (BERGGREN) (senestre)
Neogloboquadrina pachyderma (EHRENBERG) (dextre)
Neogloboquadrina acostaensis (BLOW)
Globigerinoides ruber (d'ORBIGNY)

– benthiques - très fréquents et parfaitement conservés sous forme de tests très fins et transparents (à cause d'un léger déficit en carbonates ? À noter également la présence de formes tératologiques). La liste n'est pas exhaustive
Pseudoeponides pseudotepidus (VAN VOORTHUYSEN)
Aubignyna mariei mariei MARGEREL
Aubignyna cf. *perlucida* HERON-ALLEN & EARLAND
Heronallenia lingulata (BURROWS & HOLLAND)
Planorbulinella mediterranensis d'ORBIGNY
Ammonia beccarii (LINNÉ)
Angulogerina angulosa WILLIAMSON
Angulogerina hughesi (GALLOWAY & WISSLER)
Cassidulina laevigata d'ORBIGNY
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Trifarina bradyi CUSHMAN
Lobatula lobatula (WALKER & JACOB)
Rosalina globularis d'ORBIGNY
Sigmavirgulina ? *tortuosa* (BRADY)
Fissurina annectens (BURROWS & HOLLAND)
Fissurina sacculus (FORNASINI)
Fissurina marginata (WALKER & JACOB)
Fissurina fasciata (EGGER)
Fissurina silvestrii (BUCHNER)

Polymorphina fissurata MARGEREL
Bolivina pseudoplicata HERON-ALLEN & EARLAND
Bolivina laffittei MARGEREL
Bolivina punctata d'ORBIGNY
Bolivina subaenariensis CUSHMAN
Bolivina cf. variabilis (WILLIAMSON)
Brizalina spathulata (WILLIAMSON)
Brizalina aenariensis COSTA
Lagena laevis (MONTAGU)
Neoconorbina caveti MARGEREL
Oolina hexagona (WILLIAMSON)
Oolina globosa (MONTAGU)
Elphidiella durandae (MARGEREL)
Elphidiella sp.
Elphidium fichtellianum (d'ORBIGNY)
Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)
Elphidium cf. *ottanni* MARGEREL
Elphidium cf. *binodosum* MARGEREL
Elphidium complanatum (d'ORBIGNY)
Hanzawaia nitidula (BANDY)
Loxostomum noelae MARGEREL
Spirillina vivipara EHRENBERG
Bulimina elongata d'ORBIGNY
Buliminella cf. *elegantissima* (d'ORBIGNY)
Sigmoilinita tenuis (CZJZEK)
Cassidella ? sp. 1
Eponides repandus (FICHTEL & MOLL)
Cibicides refulgens MONTFORT
Textularia truncata HÖGLUND
Buccella frigida (CUSHMAN)
Buccella cf. *nuda* MARGEREL
Discorbitura sp.
Heronallenia sp.
Glabratella sp.
Nodosaria pyrula d'ORBIGNY
Sigmoilopsis schlumbergeri (SILVESTRI)

Radiolaires - absents.

Métazoaires

– fréquentes petites valves de bivalves ou débris de coquilles ;
– abondants spicules d'éponge siliceuse ;
– fréquents spicules d'ascidies ;
– quelques débris d'échinidés.

Biostratigraphie : Pliocène supérieur - Gélasien basal
Intervalle de sécurité : passage Pliocène moyen terminal (= Plaisancien terminal) à Pliocène supérieur basal (= Gélasien basal).

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, infralittoral moyen à distal.

Échantillon n° 13 - 2,50 m - Fraction 50 µm

Constituants : résidu beige abondant, détritique, hétérogène, assez grossier.

Lithophase : absence totale de carbonates
– gros débris à contours émoussés ou galets (jusqu'à 1,5 cm) de roche siliceuse ou silicifiée (dont ancien calcaire) parfois métamorphisée en marbre ;
– abondants grains grossiers de quartz (ou possible feldspath ?) anguleux à sub-anguleux, d'aspect sale (arénite) ;
– importante fraction silteuse anguleuse de grains de quartz ;
– fréquents débris de schiste gris et vert et autres roches métamorphiques (micaschiste…) ;
– rares débris pyriteux (petits cristaux cubiques, framboïdes) ;
– débris limonitiques assez rares ;
– paillettes de muscovite assez fréquentes ;
– cristaux verts communs (olivine ?).

Biophase :
Eucaryotes
Algues - absentes.

Foraminifères
– planctoniques - absents ;
– benthiques - absents.

Radiolaires - absents.

Métazoaires : débris de spicules d'éponge siliceuse assez communs, probablement remaniés, car les niveaux sous-jacents en sont très riches.

Biostratigraphie : absence de critère par absence de faune autochtone.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : continental, faciès d'altération d'un sédiment margino-littoral ou continental, peut-être déposé dans un estuaire ou bien simple altération des niveaux sous-jacents (voir échantillon 5,90 m).

ANNEXE 2
DATATIONS GÉOCHRONOLOGIQUES

Annexe 2.1 - Datations sur les granites des Triagoz

Extraits d'un rapport de A. Cocherie (2011) : Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons (projet carte 50 000).

Résumé

La mise en place de la granodiorite **TRI-5** a été datée à **573 ± 3 Ma**. Aucun héritage n'a été identifié.

Un âge concordant de mise en place à **526 ± 3 Ma** a été déterminé à partir des zircons de la granodiorite **TRI-2**. Deux zircons hérités concordants sont également datés à 577 ± 19 Ma et 683 ± 13 Ma, un troisième grain donne un âge discordant peu précis vers 1.9-2.0 Ga.

Introduction

Datation U-Pb sur zircon : couplage laser - ICPMS-MC (NEPTUNE)

À la suite de la création du laboratoire Neptune en juin 2002, l'installation du laser et du système de multicompteur d'ions (MIC) en janvier 2005 nous avait permis la mise au point de la datation U-Pb in situ sur zircon (Cocherie et Robert, 2008). Depuis janvier 2010 nous disposons d'un nouveau système d'ablation laser qui a été utilisé pour les datations de cette étude.

Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée par le passé sur les SHRIMP (voir pas exemple : Williams, 1998) ou la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 (Deloule *et al.*, 2001).

Les principales différences sont les suivantes :

1 - la matière est ablatée à l'aide d'un laser puis transportée sous un courant d'argon au lieu d'un « arrachage » plus délicat de la matière par un faisceau d'ions primaires O_2^- dans le cas des sondes ioniques ;

2 - pour cette application, l'ICPMS est configurée en mode basse résolution et en mode statique, c'est-à-dire que toutes les masses depuis ^{202}Hg jusqu'à ^{238}U sont collectées simultanément (sur compteurs d'ions pour 202, 204, 206, 207, 208 et sur cages de Faraday pour 232 et 238) tandis que les sondes ioniques fonctionnent en mode haute résolution et en saut de pic, les masses étant collectées successivement sur un compteur d'ions unique ;

3 - la quantité de matière extraite par le laser est significativement supérieure, dans le cas du laser, tandis que cette extraction de matière est effectuée en 90 secondes au lieu de 15 à 20 minutes dans le cas des sondes ioniques. Selon

nos conditions d'ablation, le laser atteint une profondeur de 18 à 20 µm tandis qu'une sonde « arrache » la matière sur seulement 1 à 2 µm.

Les principaux points communs sont :

1 - dans les deux cas l'analyse d'un standard certifié est indispensable ;

2 - le diamètre du domaine analysé est similaire (20 µm) ;

3 - la précision atteinte est comparable avec toutefois un avantage pour la sonde ionique puisque le volume analysé étant moindre, la question de l'hétérogénéité en profondeur ne se pose généralement pas.

La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu (1 065 ± 1 Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995).

Les conditions d'ablation laser sont :

laser UV 213 nm ;

diamètre : 20 µm ;

profondeur : ~15-20 µm ;

énergie : 25 % ;

fréquence : 5 Hz ;

durée : 90 s.

Les conditions d'analyses sont :

le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal d'environ 30 000 cps sur ^{206}Pb et 3 mV sur ^{238}U ;

un bloc de 23 cycles est enregistré.

Calcul des âges moyens

Pour les **zircons anciens** (> 1 000 Ma), la détermination même imprécise du ^{204}Pb est suffisante pour accéder à l'âge $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $^{206}Pb^*/^{238}U$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $^{206}Pb^*/^{238}U$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

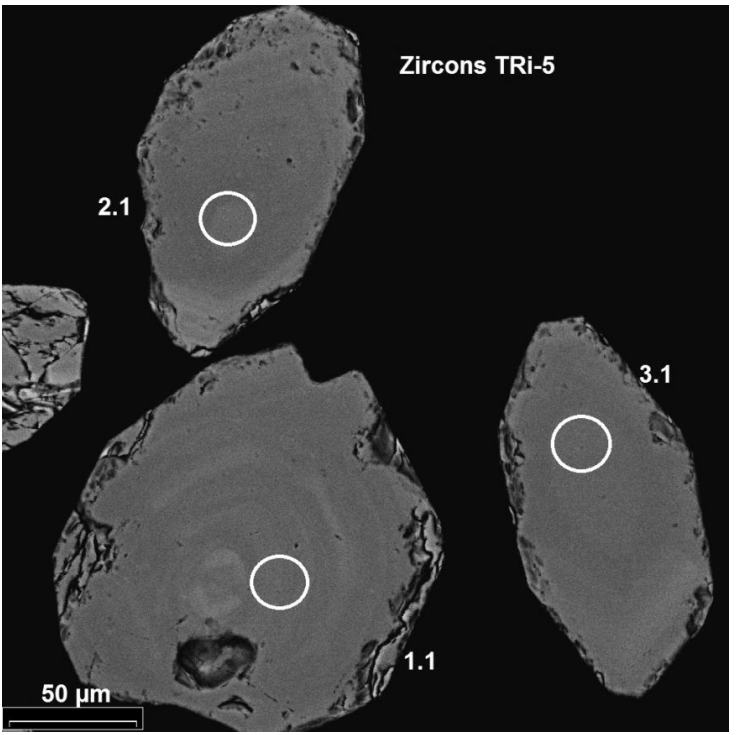


Fig. 1 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs de la granodiorite TRI-5. Les cercles indiquent l'endroit où les analyses laser ont été effectuées

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogénique $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Granodiorite TRI-5														
1.1	146	66	0.45	12	-	0.107	10.860	0.087	0.05989	0.00042	0.09198	0.00073	567	4
2.1	152	97	0.64	12	2913	0.061	10.795	0.121	0.05960	0.00038	0.09258	0.00104	571	6
3.1	154	99	0.64	12	10298	0.042	10.684	0.113	0.05960	0.00034	0.09356	0.00099	577	6
4.1	125	66	0.53	10	-	0.129	10.766	0.081	0.06018	0.00047	0.09276	0.00070	572	4
5.1	93	44	0.47	8	24203	-	10.740	0.104	0.05882	0.00039	0.09311	0.00090	574	5
6.1	172	103	0.60	14	16996	-	10.772	0.105	0.05889	0.00040	0.09284	0.00091	572	5
7.1	208	119	0.57	17	-	0.085	10.713	0.137	0.05990	0.00039	0.09326	0.00119	575	7
8.1	141	57	0.40	11	-	0.169	10.660	0.106	0.06063	0.00035	0.09365	0.00093	577	5
9.1	355	158	0.45	28	20012	0.063	11.043	0.123	0.05929	0.00026	0.09050	0.00100	558	6
10.1	566	322	0.57	44	23043	0.102	11.184	0.089	0.05942	0.00027	0.08932	0.00071	552	4
11.1	112	46	0.41	9	1252	0.103	10.666	0.084	0.06009	0.00043	0.09366	0.00073	577	4
12.1	85	43	0.51	7	1367	-	10.292	0.091	0.05902	0.00038	0.09717	0.00086	598	5
13.1	173	64	0.37	14	2989	0.388	10.741	0.157	0.06229	0.00053	0.09274	0.00136	572	8
14.1	424	235	0.55	33	5651	0.240	11.203	0.123	0.06051	0.00036	0.08904	0.00098	550	6

Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons

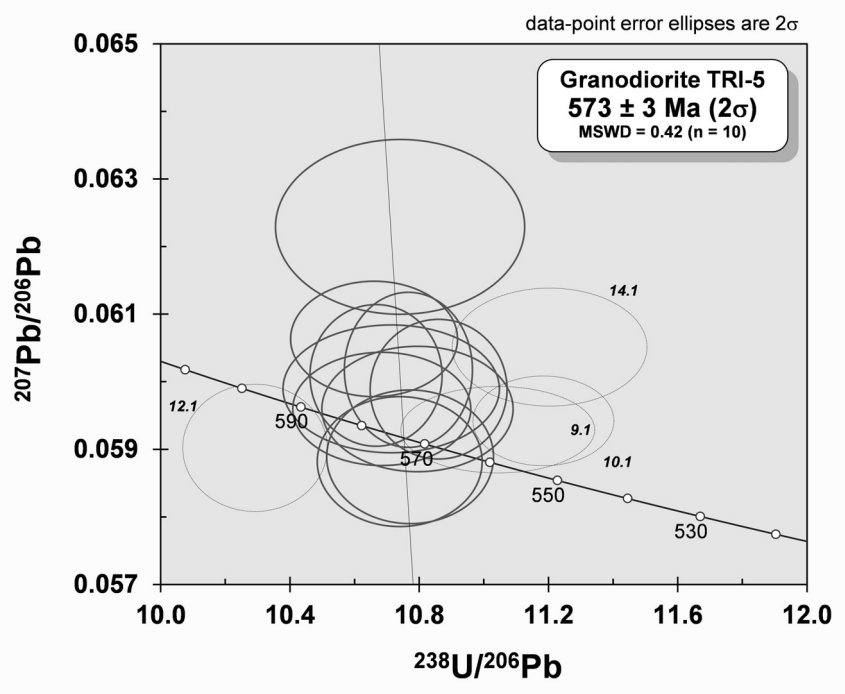


Fig. 2 - Ensemble des analyses sur zircons représentatifs de la granodiorite TRI-5 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Rapports radiogéniques $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	ρ	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	% Conc.
Granodiorite TRI-5																				
1.1	146	66	0.45	12	-	-	0.0921	0.0007	0.7604	0.0081	0.05989	0.00042	0.749	568	4	574	5	600	15	95
2.1	152	97	0.64	12	2913	0.613	0.0921	0.0010	0.6928	0.0371	0.05457	0.00286	0.209	568	6	534	22	395	113	144
3.1	154	99	0.64	12	10298	0.173	0.0934	0.0010	0.7496	0.0156	0.05818	0.00104	0.507	576	6	568	9	537	39	107
4.1	125	66	0.53	10	-	-	0.0929	0.0007	0.7706	0.0083	0.06018	0.00047	0.695	573	4	580	5	610	17	94
5.1	93	44	0.47	8	24203	0.074	0.0930	0.0009	0.7469	0.0114	0.05822	0.00069	0.634	574	5	566	7	538	26	107
6.1	172	103	0.60	14	16996	0.105	0.0927	0.0009	0.7420	0.0128	0.05803	0.00083	0.566	572	5	564	7	531	31	108
7.1	208	119	0.57	17	-	-	0.0933	0.0012	0.7709	0.0110	0.05990	0.00039	0.893	575	7	580	6	600	14	96
8.1	141	57	0.40	11	-	-	0.0938	0.0009	0.7842	0.0090	0.06063	0.00035	0.865	578	5	588	5	626	12	92
9.1	355	158	0.45	28	20012	0.089	0.0905	0.0010	0.7305	0.0112	0.05856	0.00062	0.722	558	6	557	7	551	23	101
10.1	566	322	0.57	44	23043	0.078	0.0893	0.0007	0.7242	0.0092	0.05879	0.00058	0.625	552	4	553	5	559	22	99
11.1	112	46	0.41	9	1252	1.425	0.0924	0.0007	0.6156	0.0796	0.04831	0.00624	0.061	570	4	487	49	114	279	498
12.1	85	43	0.51	7	1367	1.302	0.0959	0.0009	0.6378	0.0757	0.04823	0.00571	0.075	590	5	501	46	111	258	533
13.1	173	64	0.37	14	2989	0.597	0.0925	0.0014	0.7326	0.0389	0.05741	0.00293	0.276	571	8	558	23	507	108	112
14.1	424	235	0.55	33	5651	0.316	0.0890	0.0010	0.7107	0.0215	0.05793	0.00163	0.364	549	6	545	13	527	61	104

Notes : 1. Incertitudes données à 1σ.

2. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.

3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}Pb/^{206}Pb$.

4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb

Pour les **zircons** plus **récents** (< 1 000 Ma), l'imprécision du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ peut devenir critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992), dans lequel on porte les rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ et $^{238}U/^{206}Pb$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}Pb/^{206}Pb$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}U/^{206}Pb^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble de tous les points d'âges voisins, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de Wetherill (1956) et celle de Tera et Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans Cocherie *et al.* (2005)

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 2003) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et les analyses sont également portées à ± 2σ dans les figures. Par contre, ces erreurs sont données à 1σ dans le tableau. En fonction du nombre d'analyses, le MSWD permet de valider l'homogénéité de la population considérée (Wendt et Carl, 1991).

Résultats

Granodiorite TRI-5

Cinquante-sept grains ont été montés en section polie. Ils sont plutôt trapus et de taille moyenne à petite (100 à 150 µm, fig. 1). Automorphes à sub-automorphes, ils sont généralement corrodés en périphérie mais les domaines internes sont de bonne qualité.

Quatorze analyses ont été réalisées sur 14 grains différents (tabl. 1). D'après la représentation dans le diagramme de Tera et Wasserburg, la contribution en Pb commun est particulièrement faible (fig. 2). Ceci est d'ailleurs confirmé par les valeurs élevées des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ mesurés (tabl. 2). Trois analyses (9.1, 10.1 et 14.1) situées à droite dans le diagramme sont interprétées comme ayant subi de faibles pertes de Pb* (radiogénique). L'analyse 12.1 a été statistiquement écartée. L'âge moyen calculé à partir des 10 analyses restantes est particulièrement bien défini comme l'indique le MSWD très bas (0.42). Cet âge est égal à **573 ± 3 Ma**. En dépit des teneurs faibles en U et de

l'âge relativement jeune de ces zircons, on a également porté ces analyses dans le diagramme Concordia conventionnel, après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb (tabl. 2 et fig. 3). Ainsi, l'âge concordant moyen calculé à partir de 10 analyses concordantes est égal à 571 ± 4 Ma, c'est-à-dire parfaitement cohérent avec le calcul précédent. Le MSWD de concordance est cette fois relativement élevé. C'est pourquoi l'âge calculé à partir du diagramme de Tera et Wasserburg est privilégié.

L'âge de cristallisation des zircons à 573 ± 3 Ma est interprété comme l'âge de mise en place de la granodiorite.

Granodiorite TRI-2

Plus de 50 grains ont pu être montés en section polie. Les zircons sont souvent fracturés (fig. 4 et 5). Ils sont plutôt trapus et de petite taille (100 à 150 µm).

Dix-huit analyses ont été réalisées sur 17 grains différents (tabl. 3). La plupart des analyses conduisent à des âges $^{206}Pb^*/^{238}U$ aux environs de 530 Ma (fig. 6). Les analyses 2.1 et 12.1 ne sont pas exploitables en raison de leur contenu en Pb commun très élevé : 37 % et 8.8 % ou 35 % et 9.6 % selon la méthode de calcul retenue (tabl. 3 et 4). Si on écarte les analyses 1.1, 5.1 et 9.1 correspondant visiblement à des grains hérités et l'analyse 8.1 correspondant à une perte de Pb*, il reste 13 analyses qui se répartissent de manière satisfaisante selon une droite de mélange, depuis la composition du Pb commun à 530 Ma, jusqu'à la composition du rapport $^{238}U/^{206}Pb$ à l'âge de cristallisation recherché (fig. 6). Ainsi, ces 13 analyses conduisent à un âge de 527 ± 4 Ma. Le MSWD est sensiblement trop élevé pour considérer la population comme unique (2.5 pour 1.78 maximum), la valeur de ce paramètre statistique est d'ailleurs en accord avec la relative dispersion observée dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 6). On va donc porter ces analyses dans le diagramme conventionnel, après correction du Pb commun à l'aide de la mesure du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ (tabl. 4 et fig. 7 et 8).

Une fois écartées une analyse discordante, l'analyse 8.1 (perte de Pb*), et trois analyses riches en Pb commun (larges ellipses), il reste 9 analyses, bien regroupées et concordantes, donnant un âge concordant à **526 ± 3 Ma**, avec un MSWD de concordance de 1.03. Cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme celui de la mise en place de la granodiorite. Deux zircons hérités concordants sont également datés à 577 ± 19 Ma et 683 ± 13 Ma, un troisième grain (9.1) donne un âge discordant vers 1.9-2.0 Ga, cet âge est très peu précis en raison de sa discordance et de la faible teneur en U (17 ppm).

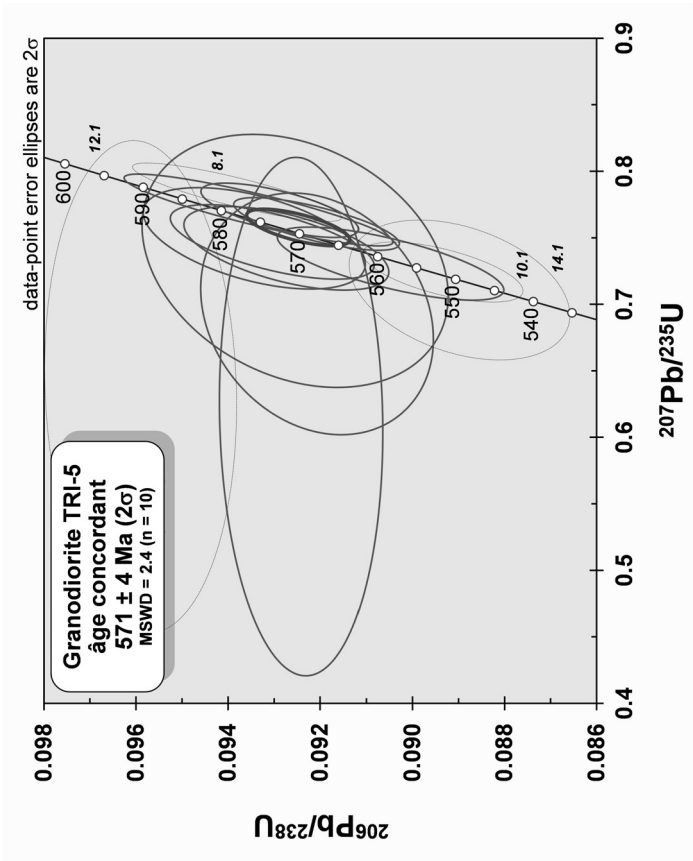


Fig. 3 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des zircons de la granodiorite TRI-5

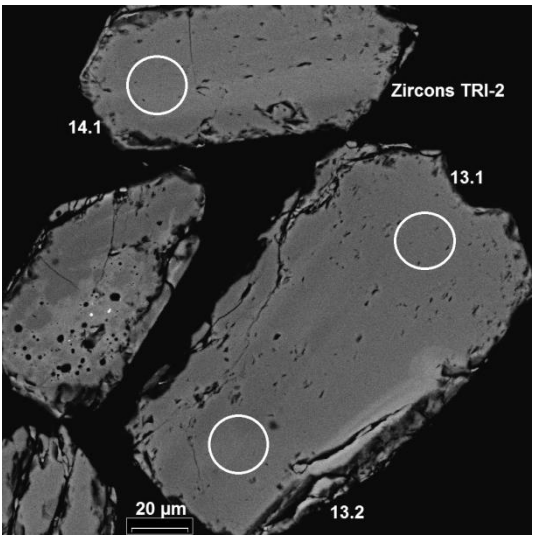


Fig. 4 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs de la granodiorite TRI-2

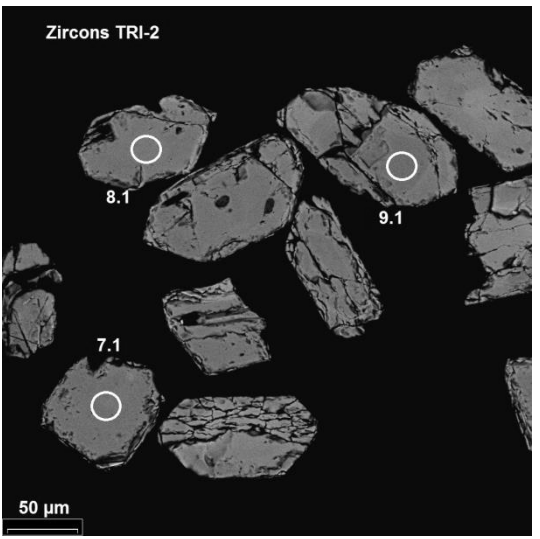


Fig. 5 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs de la granodiorite TRI-2

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^{*}$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogénique $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Granodiorite TRI-2														
1.1	2716	585	0.22	220	8185	0.227	10.663	0.180	0.06114	0.00042	0.09357	0.00158	577	9
2.1	630	724	1.15	16	53	36.670	21.049	0.540	0.34222	0.00289	0.03009	0.00077	191	5
3.1	333	244	0.73	24	8920	0.478	11.865	0.092	0.06167	0.00046	0.08388	0.00065	519	4
4.1	104	40	0.38	8	1349	0.174	11.592	0.112	0.05952	0.00048	0.08612	0.00083	533	5
5.1	799	175	0.22	77	3658	0.735	8.881	0.091	0.06831	0.00075	0.11177	0.00114	683	7
6.1	509	286	0.56	38	8254	0.249	11.657	0.109	0.06005	0.00032	0.08557	0.00080	529	5
7.1	80	35	0.44	6	1788	0.265	11.902	0.095	0.05991	0.00063	0.08379	0.00067	519	4
8.1	191	93	0.49	13	5828	0.486	12.262	0.106	0.06130	0.00047	0.08116	0.00070	503	4
9.1	17	27	1.64	4	3945	-	3.471	0.046	0.12092	0.00112	0.28810	0.00380	1632	19
10.1	350	185	0.53	26	2655	0.741	11.601	0.096	0.06406	0.00037	0.08556	0.00071	529	4
11.1	606	348	0.57	44	4176	0.602	11.850	0.086	0.06268	0.00054	0.08388	0.00061	519	4
12.1	473	258	0.55	36	178	8.835	10.234	0.106	0.14658	0.00367	0.08908	0.00092	550	5
13.1	155	38	0.25	11	-	-	11.788	0.093	0.05767	0.00039	0.08483	0.00067	525	4
13.2	282	129	0.46	21	30555	0.196	11.771	0.110	0.05951	0.00028	0.08478	0.00079	525	5
14.1	525	131	0.25	39	-	0.224	11.577	0.073	0.05996	0.00038	0.08619	0.00054	533	3
15.1	406	184	0.45	30	4665	0.063	11.697	0.119	0.05851	0.00021	0.08544	0.00087	528	5
16.1	1015	573	0.56	74	6890	0.319	11.889	0.154	0.06035	0.00027	0.08384	0.00109	519	6
17.1	205	109	0.53	15	1664	0.897	11.374	0.096	0.06560	0.00048	0.08713	0.00073	539	4

Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons

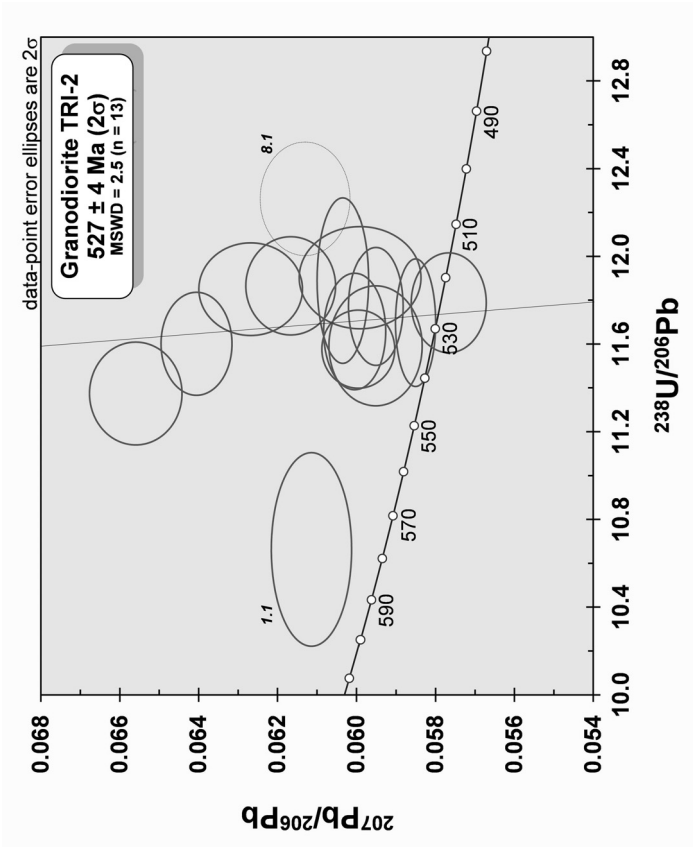


Fig. 6 - Analyses sur zircons de la granodiorite TRI-2 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Rapports radiogéniques $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	□	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	% Conc.
Granodiorite TRI-2																				
1.1	2716	585	0.22	220	8185	0.218	0.0936	0.0016	0.7659	0.0211	0.05936	0.00129	0.613	577	9	577	12	580	47	99
2.1	630	724	1.15	16	53	34.814	0.0310	0.0008	0.3107	0.0558	0.07275	0.01293	0.143	197	5	275	42	1007	324	20
3.1	333	244	0.73	24	8920	0.201	0.0841	0.0006	0.6963	0.0157	0.06004	0.00127	0.343	521	4	537	9	605	45	86
4.1	104	40	0.38	8	1349	1.328	0.0851	0.0008	0.5702	0.0690	0.04859	0.00586	0.080	527	5	458	44	128	262	412
5.1	799	175	0.22	77	3658	0.482	0.1121	0.0011	0.9943	0.0324	0.06436	0.00199	0.314	685	7	701	16	753	64	91
6.1	509	286	0.56	38	8254	0.217	0.0856	0.0008	0.6879	0.0147	0.05828	0.00112	0.437	529	5	532	9	540	41	98
7.1	80	35	0.44	6	1788	1.003	0.0832	0.0007	0.5928	0.0535	0.05169	0.00465	0.089	515	4	473	34	272	194	189
8.1	191	93	0.49	13	5828	0.308	0.0813	0.0007	0.6592	0.0198	0.05880	0.00170	0.287	504	4	514	12	560	62	90
9.1	17	27	1.64	4	3945	0.383	0.2870	0.0038	4.6502	0.1263	0.11751	0.00279	0.486	1627	19	1758	22	1919	42	85
10.1	350	185	0.53	26	2655	0.675	0.0856	0.0007	0.6914	0.0252	0.05857	0.00208	0.227	530	4	534	15	551	76	96
11.1	606	348	0.57	44	4176	0.429	0.0840	0.0006	0.6858	0.0213	0.05920	0.00179	0.234	520	4	530	13	574	64	91
12.1	473	258	0.55	36	178	9.579	0.0884	0.0009	0.7994	0.1125	0.06562	0.00921	0.073	546	5	596	62	794	270	69
13.1	155	38	0.25	11	-	-	0.0848	0.0007	0.6745	0.0070	0.05767	0.00039	0.761	525	4	523	4	517	15	102
13.2	282	129	0.46	21	30555	0.059	0.0849	0.0008	0.6911	0.0088	0.05904	0.00052	0.729	525	5	533	5	568	19	92
14.1	525	131	0.25	39	-	-	0.0864	0.0005	0.7141	0.0063	0.05996	0.00038	0.708	534	3	547	4	602	14	89
15.1	406	184	0.45	30	4665	0.384	0.0852	0.0009	0.6502	0.0172	0.05537	0.00135	0.385	527	5	509	11	427	53	123
16.1	1015	573	0.56	74	6890	0.260	0.0839	0.0011	0.6736	0.0131	0.05823	0.00085	0.666	519	6	523	8	539	31	96
17.1	205	109	0.53	15	1664	1.075	0.0870	0.0007	0.6814	0.0434	0.05682	0.00359	0.132	538	4	528	26	485	134	111

Notes : 1. Incertitudes données à 1σ.

2. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.

3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}Pb/^{206}Pb$.

4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb

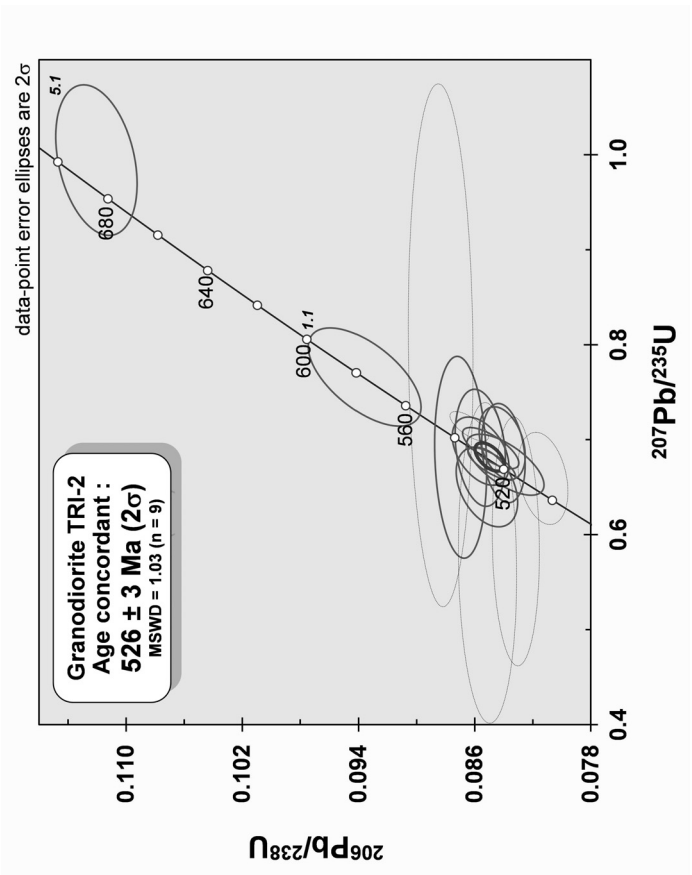


Fig. 7 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons de la granodiorite TRI-2

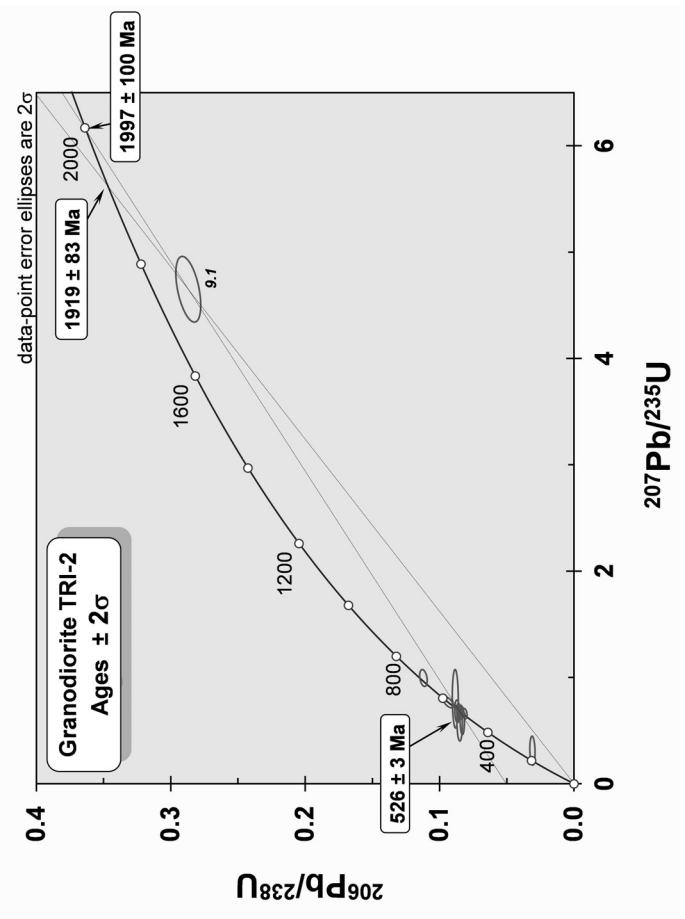


Fig. 8 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons de la granodiorite TRI-2 mettant en évidence un zircon paléo-protérozoïque

Conclusions

La mise en place de la granodiorite **TRI-5** a été datée à **573 ± 3 Ma**. Aucun héritage n'a été identifié.

Un âge concordant de mise en place à **526 ± 3 Ma** a été déterminé sur les zircons de la granodiorite **TRI-2**. Deux zircons hérités concordants sont également datés à 577 ± 19 Ma et 683 ± 13 Ma, un troisième grain donne un âge discordant mal défini vers 1.9-2.0 Ga

Annexe 2.2 - Datations sur les granites des Sept-Îles

Extraits d'un rapport de A. Cocherie (2006) - Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons (projet carte 50 000)

Seules les données, résultats et interprétations du rapport initial sont reproduits ci-dessous, les aspects intrumentaux et métholodologiques (incluant la bibliographie) étant sensiblement les mêmes dans ce rapport et le précédent.

Résumé

Les zircons des deux faciès du granite des Sept-Îles (Si8a et Si25a) ont cristallisé à **575 ± 8 Ma** et à **567 ± 7 Ma**. Dans la limite des erreurs, ces deux âges ne peuvent pas être distingués. Cet âge (570 Ma) est interprété comme celui de la mise en place du granite.

Résultats

Granite Si8a

Les zircons de cette roche sont nombreux et de petite taille (100 à 150 µm). Par contre, ils sont généralement limpides. Plus de 80 grains ont pu être montés en section polie pour l'étude préalable au MEB (fig. 1). Les grains indexables selon la typologique de Pupin (1980) les situent dans le domaine des zircons de haute température (S21-S22 majoritaires).

Les 16 analyses (tabl. 1 et fig. 2) sont très bien regroupées dans le diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972). Seule l'analyse 7 s'écarte statistiquement de la population dans la limite des erreurs à 2 . Un âge moyen à **575 ± 8 Ma** a été calculé sur 15 analyses.

Granite Si25a

Les zircons de cette roche sont également nombreux et de taille moyenne (150 à 200 µm). Ils sont parfois limpides, mais de nombreux grains sont riches en inclusions. Plus de 100 grains ont pu être montés en section polie pour l'étude préalable au MEB (fig. 3). Les grains indexables selon la typologique de Pupin

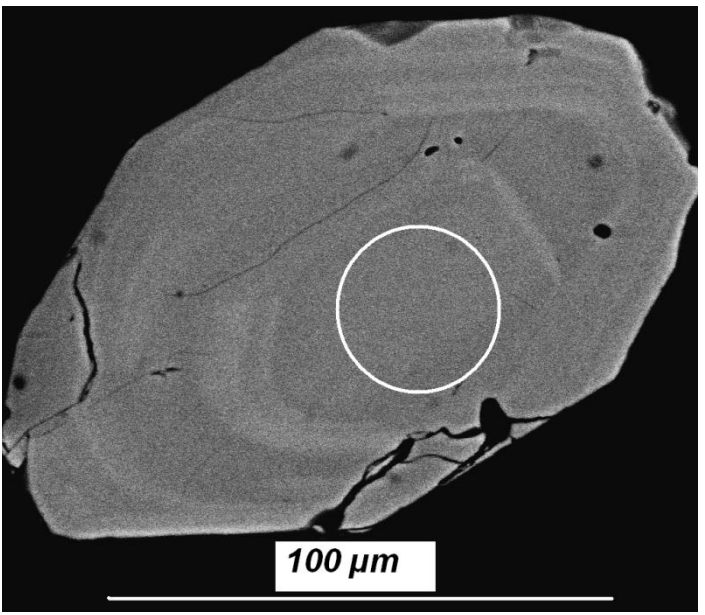


Fig. 1 - Zircon, extrait du granite Si8a, représentatif de la population étudiée (grain 11). Le cercle indique l'endroit sélectionné pour le tir laser

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogénique $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Granite des Sept Iles (Si 8a)														
1.1	63	33	0.52	5.3	569	0.377	10.323	0.233	0.06282	0.00110	0.0965	0.0022	594	13
2.1	147	64	0.44	11.9	4 456	-	10.687	0.190	0.05824	0.00047	0.0936	0.0017	577	10
3.1	66	39	0.59	5.4	584	0.373	10.592	0.116	0.06241	0.00092	0.0941	0.0010	579	6
4.1	185	80	0.43	15.6	5 367	-	10.228	0.144	0.05930	0.00043	0.0978	0.0014	601	8
5.1	169	87	0.51	13.5	3 563	0.122	10.854	0.187	0.06004	0.00047	0.0920	0.0016	567	9
6.1	175	78	0.45	13.5	1 654	0.220	11.228	0.165	0.06035	0.00078	0.0889	0.0013	549	8
7.1	*269*	*137*	*0.51*	*23.3*	*8 350*	-	*9.961*	*0.191*	*0.06015*	*0.00055*	*0.1004*	*0.0019*	*617*	*11*
8.1	199	114	0.57	15.9	2 397	-	10.818	0.180	0.05822	0.00051	0.0924	0.0015	570	9
9.1	98	72	0.74	8.0	1 168	-	10.692	0.157	0.05859	0.00057	0.0935	0.0014	576	8
10.1	114	86	0.76	9.3	3 711	-	10.660	0.185	0.05829	0.00060	0.0938	0.0016	578	10
11.1	132	75	0.57	10.6	1 059	0.049	10.850	0.173	0.05945	0.00070	0.0921	0.0015	568	9
12.1	128	58	0.46	10.2	1 903	0.368	10.847	0.183	0.06201	0.00061	0.0919	0.0016	567	9
13.1	134	46	0.35	10.9	4 039	0.292	10.584	0.241	0.06177	0.00055	0.0942	0.0021	580	13
14.1	72	33	0.46	5.5	-	0.562	11.241	0.279	0.06306	0.00099	0.0885	0.0022	546	13
15.1	48	20	0.43	3.8	223	3.910	10.508	0.214	0.09085	0.00166	0.0914	0.0019	564	11
16.1	111	89	0.80	9.1	1 032	0.081	10.559	0.197	0.06011	0.00057	0.0946	0.0018	583	10
Granite des Sept Iles (Si 25a)														
1.1	353	352	1.00	28.4	4 451	0.115	10.764	0.191	0.06003	0.00072	0.0928	0.0017	572	10
2.1	321	326	1.01	24.9	4 249	0.105	11.158	0.179	0.05995	0.00069	0.0895	0.0014	553	9
3.1	*321*	*322*	*1.00*	*27.1*	*4 896*	*0.077*	*10.247*	*0.214*	*0.06053*	*0.00075*	*0.0975*	*0.0020*	*600*	*12*
4.1	299	325	1.09	23.7	6 612	0.036	10.910	0.153	0.05939	0.00057	0.0916	0.0013	565	8
5.1	400	355	0.89	32.9	-	-	10.518	0.201	0.05777	0.00050	0.0951	0.0018	585	11
6.1	263	249	0.95	20.5	3 420	-	11.120	0.129	0.05721	0.00067	0.0899	0.0010	555	6
7.1	303	223	0.74	23.7	6 753	-	11.062	0.149	0.05632	0.00056	0.0904	0.0012	558	7
8.1	*232*	*178*	*0.77*	*17.6*	-	-	*11.458*	*0.173*	*0.05764*	*0.00062*	*0.0873*	*0.0013*	*539*	*8*
9.1	341	251	0.74	26.2	-	-	11.260	0.169	0.05695	0.00056	0.0888	0.0013	549	8
10.1	293	282	0.96	23.5	-	0.058	10.807	0.188	0.05957	0.00061	0.0925	0.0016	570	9
11.1	266	286	1.08	21.3	-	-	10.812	0.147	0.05755	0.00046	0.0925	0.0013	570	7
12.1	339	353	1.04	27.9	-	-	10.507	0.260	0.05652	0.00051	0.0952	0.0024	586	14
13.1	322	333	1.04	25.6	2 300	-	10.891	0.187	0.05612	0.00048	0.0918	0.0016	566	9
14.1	236	151	0.64	19.2	1 851	-	10.599	0.189	0.05673	0.00060	0.0943	0.0017	581	10
15.1	321	344	1.07	26.3	2 546	-	10.589	0.177	0.05702	0.00061	0.0944	0.0016	582	9
16.1	*328*	*312*	*0.95*	*24.9*	*682*	*1.661*	*11.372*	*0.226*	*0.07265*	*0.00148*	*0.0865*	*0.0017*	*535*	*10*
17.1	334	322	0.96	27.5	2 682	-	10.529	0.445	0.05857	0.00061	0.0950	0.0040	585	24
18.1	492	560	1.14	39.6	3 671	-	10.764	0.297	0.05772	0.00071	0.0929	0.0026	573	15

Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{230}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972), développée par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses en *italique* n'ont pas été retenues pour le calcul des âges moyens

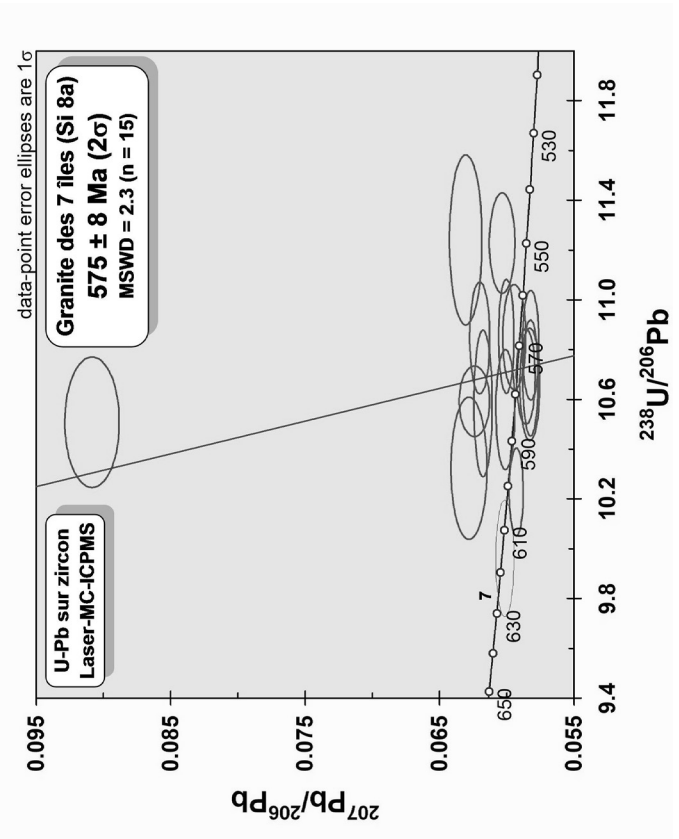


Fig. 2 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses effectuées sur les zircons du granite Si8a

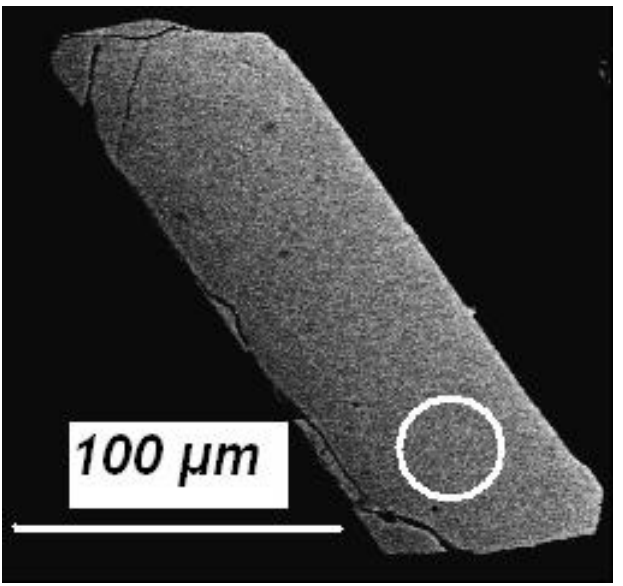


Fig. 3 - Zircon, extrait du granite Si25a, représentatif de la population analysée (grain 5). On voit que les grains riches en inclusions n'ont pas été retenus pour la détermination des âges. Le cercle indique l'endroit sélectionné pour le tir laser

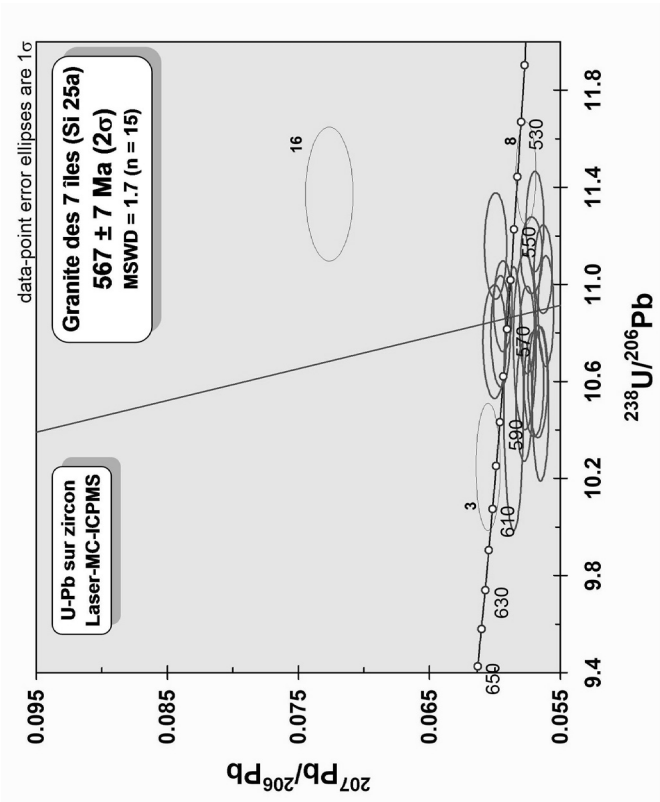


Fig. 4 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses effectuées sur les zircons du granite Si25a

(1980) les situent dans le domaine des zircons de température très élevée (S25-P5-D majoritaires).

La majorité des 18 analyses (tabl. 1 et fig. 4) sont très bien regroupées dans le diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972). Seules 3 analyses s'écartent statistiquement de la population dans la limite des erreurs à 2 . Le grain 16 est affecté de Pb commun et semble avoir subi une perte de Pb radiogénique. Un âge moyen à **567 ± 7 Ma** a été calculé sur les 15 analyses restantes.

Conclusion

Les zircons des deux faciès du granite des Sept Îles ont cristallisé à **575 ± 8 Ma** et à **567 ± 7 Ma** (Si8a et Si25a, respectivement). Dans la limite des erreurs, ces deux âges ne peuvent pas être distingués. Cet âge (570 Ma) est interprété comme celui de la mise en place du granite.

Annexe 2.3 – Datations sur une granodiorite et une enclave métavolcanique du massif de Perros-Guirec, et sur un monzogranite du complexe de Ploumanac'h

Extraits d'un rapport de A. Cocherie (2006) - Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons (projet carte 50 000) de trois roches plutoniques de la feuille Perros-Guirec (granodiorite de Perros-Guirec, d'une métavolcanite de Ranolien, monzogranite de Ploumanac'h)

Seuls les données, résultats et interprétations du rapport initial sont reproduits ci-dessous, les aspects intrumentaux et métholodologiques (incluant la bibliographie) étant sensiblement les mêmes dans ce rapport et celui présenté dans l'annexe 3.1.

Résumé

La granodiorite de Perros-Guirec (**A02**) s'est mise en place à **616 ± 17 Ma**. On observe sur plusieurs grains une discordance inverse qui peut s'expliquer par un phénomène déjà décrit, quoiqu'assez rare, de perte d'U.

Les zircons d'une métavolcanite échantillonnée à l'Est de Porz-Rolland (secteur de Ranolien) (**A04**) ont cristallisé à **611 ± 10 Ma**. Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place) du protholite de l'orthogneiss. Un zircon hérité a aussi été daté vers 2.05-2.10 Ga.

Les zircons du monzogranite de Ploumanac'h (**B20**) sont exceptionnels par leur taille et leur richesse en U. Malgré des pertes parfois significatives de Pb* radiogénique, il a été possible de calculer un âge de cristallisation précis à partir

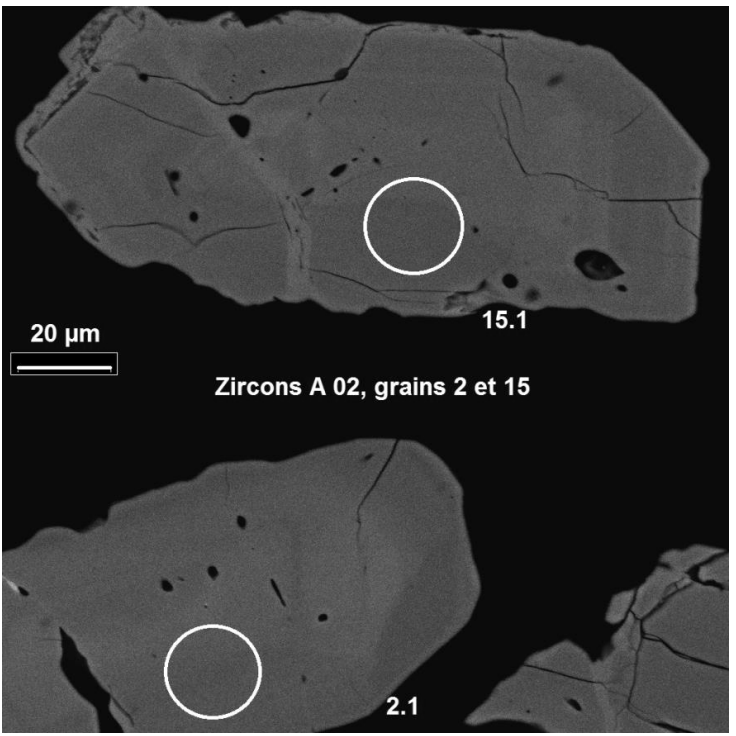


Fig. 1 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs du granite A02. Grâce à l'ablation laser il est possible d'éviter les inclusions et les fissures

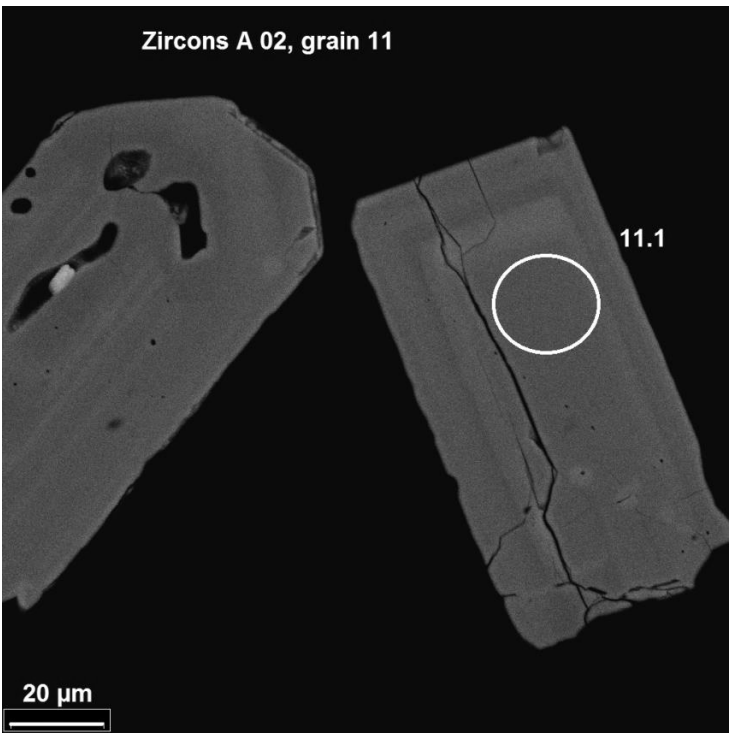


Fig. 2 - Image MEB en électrons rétrodiffusés du grain 11

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogénique $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Granodiorite de Perros Guirec (A 02)														
1.1	333	212	0.64	25.7	19910	0.009	11.233	0.065	0.06207	0.00036	0.08901	0.00052	550	3
2.1	439	369	0.84	34.1	-	0.003	11.117	0.104	0.05998	0.00025	0.08995	0.00084	555	5
3.1	377	717	1.90	53.9	1622	-	6.049	0.048	0.06950	0.00035	0.16531	0.00131	986	7
4.1	264	306	1.16	21.3	-	0.004	10.733	0.133	0.06086	0.00031	0.09317	0.00115	574	7
5.1	131	148	1.13	10.8	806	0.026	10.543	0.061	0.06910	0.00118	0.09482	0.00055	584	3
6.1	322	266	0.83	39.6	416	0.076	7.038	0.053	0.09565	0.00113	0.14198	0.00107	856	6
7.1	504	633	1.26	40.2	5836	0.004	10.834	0.206	0.06057	0.00036	0.09230	0.00176	569	10
8.1	164	173	1.06	13.1	-	0.004	10.800	0.100	0.06080	0.00041	0.09259	0.00086	571	5
9.1	377	437	1.16	45.3	559	0.051	7.201	0.188	0.08599	0.00054	0.13880	0.00363	838	21
10.1	245	271	1.11	19.4	2246	0.007	10.919	0.080	0.06177	0.00043	0.09157	0.00067	565	4
11.1	392	451	1.15	31.7	14631	0.004	10.728	0.086	0.06076	0.00033	0.09321	0.00075	574	4
12.1	222	212	0.95	31.2	1161	-	6.177	0.083	0.07025	0.00183	0.16190	0.00218	967	12
13.1	141	117	0.83	10.9	164573	0.005	11.207	0.150	0.06040	0.00044	0.08922	0.00119	551	7
14.1	234	330	1.41	24.4	3201	-	8.295	0.224	0.06203	0.00041	0.12055	0.00325	734	19
15.1	546	319	0.58	41.9	-	0.005	11.282	0.149	0.06041	0.00026	0.08864	0.00117	547	7
16.1	287	353	1.23	38.3	1162	0.013	6.479	0.063	0.07457	0.00099	0.15432	0.00150	925	8

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons

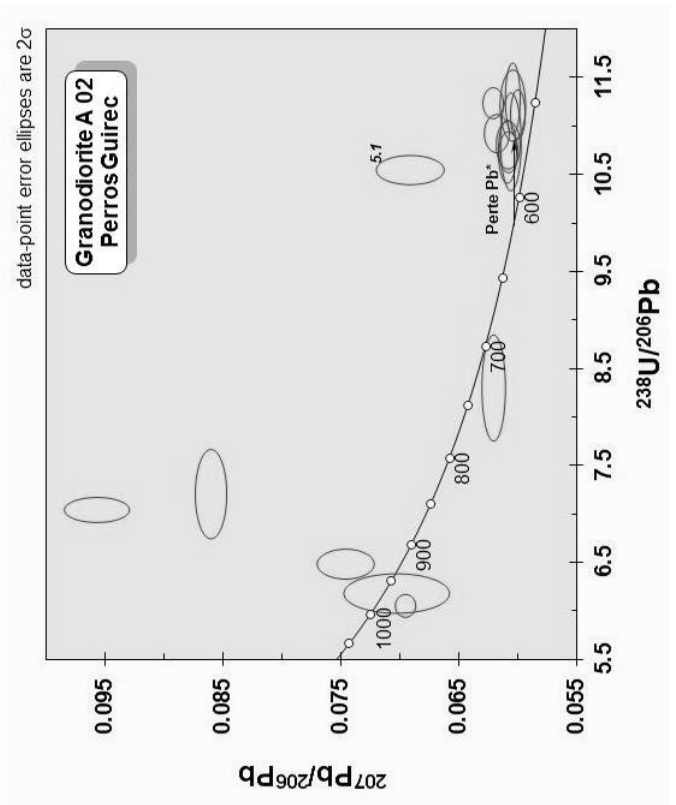


Fig. 3 - Ensemble des analyses sur zircons de la granodiorite A02 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Rapports radiogéniques $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	□	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	% Disc
Granodiorite de Perros Guirec (A 02)																				
1.1	**333**	**212**	**0.64**	25.7	19910	0.090	0.0889	0.0005	0.7522	0.0098	0.06134	0.00072	0.446	549	3	570	6	651	25	84
2.1	**439**	**369**	**0.84**	34.1	-	-	0.0900	0.0008	0.7439	0.0076	0.05998	0.00025	0.911	555	5	565	4	603	9	92
3.1	*377*	*717*	*1.9*	*53.9*	*1622*	*1.054*	*0.1636*	*0.0013*	*1.3657*	*0.0283*	*0.06055*	*0.00116*	*0.383*	*977*	*7*	*874*	*12*	*623*	*41*	*157*
4.1	**264**	**306**	**1.16**	21.3	-	-	0.0932	0.0012	0.7818	0.0105	0.06086	0.00031	0.923	574	7	587	6	634	11	91
5.1	**131**	**148**	**1.13**	10.8	806	2.210	0.0928	0.0005	0.6505	0.0704	0.05086	0.00549	0.054	572	3	509	42	235	232	244
6.1	*322*	*266*	*0.83*	*39.6*	*416*	*4.168*	*0.1362*	*0.0010*	*1.1403*	*0.0633*	*0.06074*	*0.00334*	*0.135*	*823*	*6*	*773*	*30*	*630*	*114*	*131*
7.1	**504**	**633**	**1.26**	40.2	5836	0.306	0.0920	0.0018	0.7368	0.0191	0.05807	0.00102	0.735	567	10	561	11	532	38	107
8.1	**164**	**173**	**1.06**	13.1	-	-	0.0926	0.0009	0.7761	0.0090	0.06080	0.00041	0.807	571	5	583	5	632	15	90
9.1	*377*	*437*	*1.16*	*45.3*	*559*	*3.109*	*0.1346*	*0.0035*	*1.1126*	*0.0401*	*0.05997*	*0.00148*	*0.727*	*814*	*20*	*759*	*19*	*602*	*53*	*135*
10.1	**245**	**271**	**1.11**	19.4	2246	0.795	0.0909	0.0007	0.6922	0.0284	0.05525	0.00223	0.179	561	4	534	17	423	88	133
11.1	**392**	**451**	**1.15**	31.7	14631	0.122	0.0931	0.0008	0.7673	0.0113	0.05977	0.00073	0.549	574	4	578	6	595	26	96
12.1	*222*	*212*	*0.95*	*31.2*	*1161*	*1.475*	*0.1595*	*0.0021*	*1.2692*	*0.0862*	*0.05771*	*0.00384*	*0.198*	*954*	*12*	*832*	*38*	*519*	*140*	*184*
13.1	**141**	**117**	**0.83**	10.9	164573	0.011	0.0892	0.0012	0.7420	0.0116	0.06032	0.00048	0.858	551	7	564	7	615	17	90
14.1	*234*	*330*	*1.41*	*24.4*	*3201*	*0.548*	*0.1199*	*0.0032*	*0.9500*	*0.0358*	*0.05747*	*0.00152*	*0.714*	*730*	*19*	*678*	*18*	*510*	*57*	*143*
15.1	**546**	**319**	**0.58**	41.9	-	-	0.0886	0.0012	0.7383	0.0103	0.06041	0.00026	0.952	547	7	561	6	618	9	89
16.1	*287*	*353*	*1.23*	*38.3*	*1162*	*1.480*	*0.1521*	*0.0015*	*1.3020*	*0.0537*	*0.06211*	*0.00249*	*0.235*	*912*	*8*	*847*	*23*	*678*	*83*	*135*

Notes :

1. **Incertitudes données à 1σ.**
2. **f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.**
3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}Pb/^{206}Pb$.
4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb

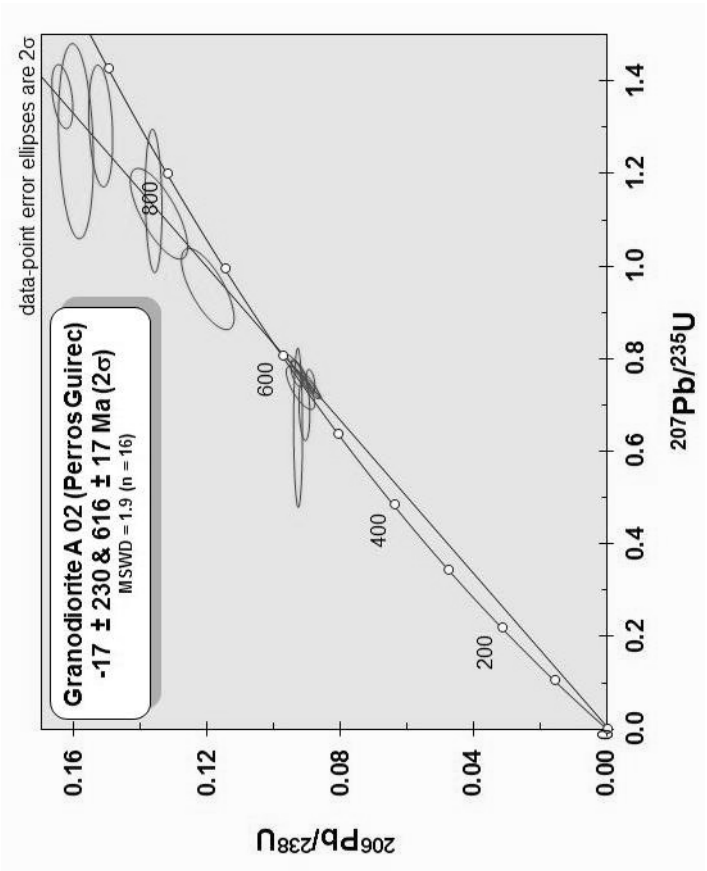


Fig. 4 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des analyses effectuées sur les zircons de la granodiorite A02

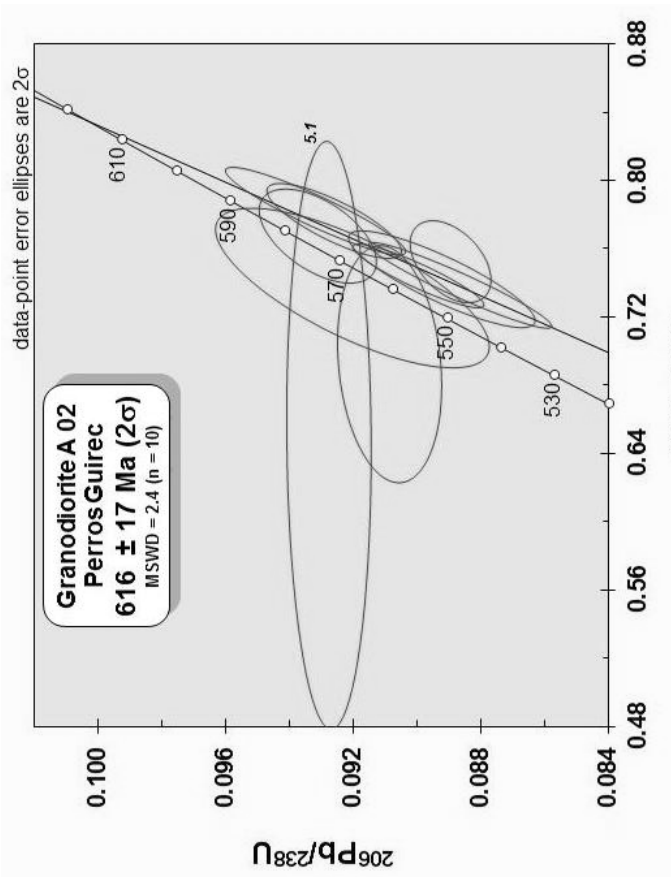


Fig. 5 - Détail du diagramme Concordia pour les analyses les plus proches de la Concordia (Granodiorite A02)

des grains les mieux préservés de ces pertes de Pb*. Ainsi, un âge de mise en place à **295 ± 3 Ma** a été calculé sur zircons concordants.

Résultats

Granodiorite A02 (Perros-Guirec)

Quatre-vingts grains ont été montés en section polie. Ils sont particulièrement regroupés dans la partie droite du diagramme typologique de Pupin (1980), depuis les type S10-P2 jusqu'aux types J5 et D. Les plus gros appartiennent à ces types, tandis que les plus petits, souvent fissurés mais plus limpides se répartissent plus haut dans le diagramme (fig. 1 et 2).

Seize analyses ont été réalisées sur 16 grains différents (tabl. 1). Le diagramme de Tera et Wasserburg montre que certaines analyses sont dispersées au voisinage de la Concordia (fig. 3). Par contre, il existe aussi un groupe d'analyses donnant un âge apparent vers 570 Ma. Un peu à l'image de l'analyse du grain 5, il n'est pas facile d'interpréter ces résultats. Ces analyses sont-elles affectées de contributions du Pb commun ou les pertes de Pb* radiogénique sont-elles à l'origine de la discordance ? Malgré la précision médiocre sur la mesure du ^{204}Pb, on va tout de même porter les analyses corrigées du Pb commun dans le diagramme conventionnel (tabl. 2 et fig. 4).

On observe que les analyses qui semblaient conduire à des âges $^{206}Pb/^{238}U$ relativement plus vieux que le groupe daté aux environs de 570 Ma sont tous en position de discordance inverse (6 analyses). On remarque également que ces zircons contiennent généralement plus de Pb commun que les autres (tabl. 2). Par contre, il est assez frappant de constater que les deux groupes de zircons conduisent à un alignement acceptable passant par l'origine (fig. 4). Le phénomène associé à la discordance serait donc récent. Ce type de discordance peut s'expliquer par une perte d'uranium par lessivage (Mattinson, 1994).

En ne considérant que les 10 analyses bien regroupées sur la Concordia (fig. 5) au voisinage de 600 Ma et en forçant la Discordia par l'origine, on obtient un âge par intercepte haut à 616 ± 17 Ma (MSWD = 2.4). C'est exactement le même âge que celui obtenu en utilisant toutes les analyses, y compris celles en position de discordance inverse.

On peut donc penser que tous ces zircons ont cristallisé à **616 ± 17 Ma**, cet âge étant obtenu malgré des pertes de Pb* radiogéniques subies par les deux tiers des analyses et les pertes en U subies par les 6 autres analyses (discordances inverses). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place de la granodiorite.

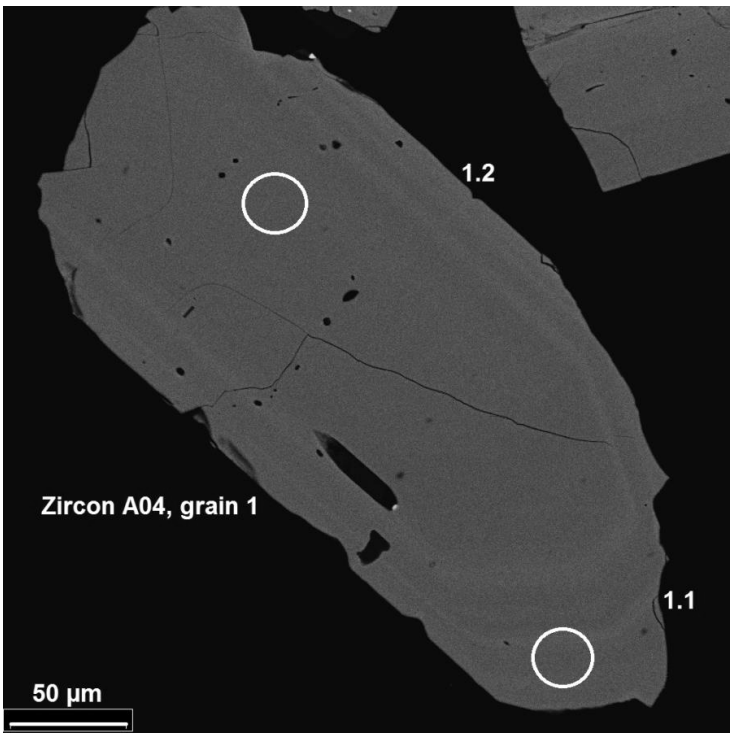


Fig. 6 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs de l'orthogneiss A04. La taille des grains autorise facilement l'enregistrement de deux analyses

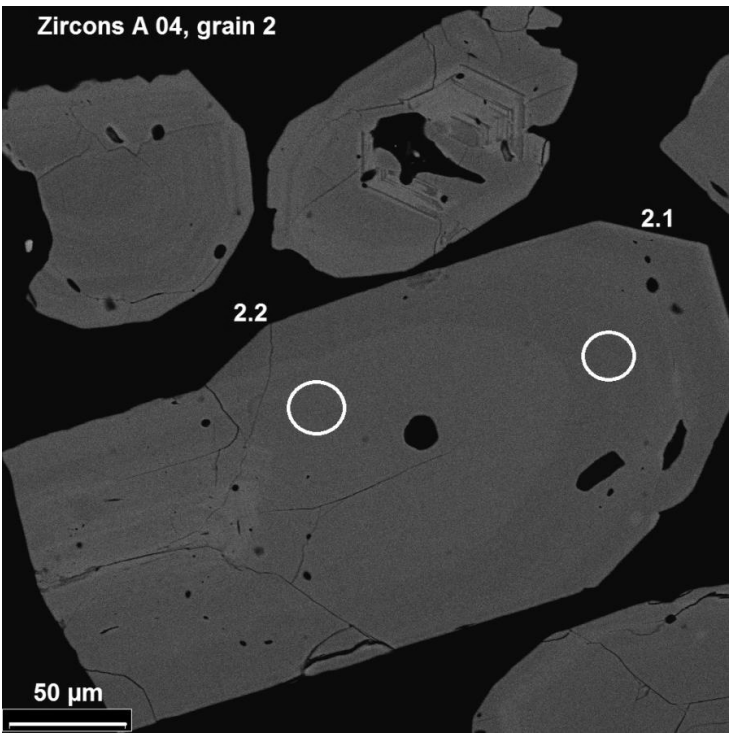


Fig. 7 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs de l'orthogneiss A04

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogénique $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Gneiss de Porz Rolland (A 04)														
1.1	196	111	0.57	16.7	-	-	10.150	0.063	0.06003	0.00030	0.09852	0.00061	606	4
1.2	154	190	1.23	12.5	-	0.003	10.628	0.066	0.06043	0.00039	0.09409	0.00059	580	3
2.1	80	51	0.63	7.0	-	-	9.889	0.071	0.06036	0.00041	0.10112	0.00073	621	4
2.2	243	85	0.35	22.1	6326	0.006	10.356	0.064	0.06189	0.00038	0.09655	0.00060	594	4
3.1	61	40	0.66	5.4	945	0.002	9.645	0.101	0.06149	0.00038	0.10368	0.00109	636	6
4.1	229	219	0.96	30.1	2189	-	6.591	0.065	0.06157	0.00031	0.15172	0.00150	911	8
4.2	34	23	0.68	3.1	820	-	9.420	0.101	0.06103	0.00046	0.10615	0.00114	650	7
5.1	171	111	0.65	14.2	7751	0.002	10.468	0.055	0.06050	0.00034	0.09552	0.00050	588	3
6.1	260	262	1.01	21.6	-	0.003	10.391	0.057	0.06074	0.00043	0.09623	0.00053	592	3
7.1	249	233	0.94	20.7	-	0.002	10.413	0.060	0.06053	0.00035	0.09603	0.00055	591	3
8.1	54	41	0.76	4.4	987	0.004	10.621	0.076	0.06079	0.00045	0.09415	0.00067	580	4
9.1	389	246	0.63	58.9	146	0.224	5.717	0.038	0.15590	0.00103	0.17451	0.00116	1037	6
10.1	287	94	0.33	77.1	-	0.007	2.996	0.020	0.12557	0.00051	0.33381	0.00223	1857	11
10.2	245	97	0.40	75.7	96839	0.013	2.960	0.035	0.12766	0.00057	0.33783	0.00403	1876	19
11.1	226	105	0.46	17.9	51022	0.003	10.966	0.070	0.06003	0.00037	0.09119	0.00059	563	3
12.1	73	42	0.57	6.1	1342	0.010	10.437	0.109	0.06324	0.00052	0.09580	0.00100	590	6
13.1	289	231	0.80	24.4	-	0.015	10.253	0.055	0.06573	0.00042	0.09752	0.00053	600	3
14.1	773	712	0.92	62.4	1262	0.032	10.721	0.121	0.07121	0.00060	0.09325	0.00105	575	6
15.1	133	86	0.65	11.6	1649	0.003	9.953	0.058	0.06162	0.00040	0.10047	0.00059	617	3
16.1	321	558	1.74	26.0	19323	0.004	10.685	0.066	0.06067	0.00031	0.09358	0.00058	577	3

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons

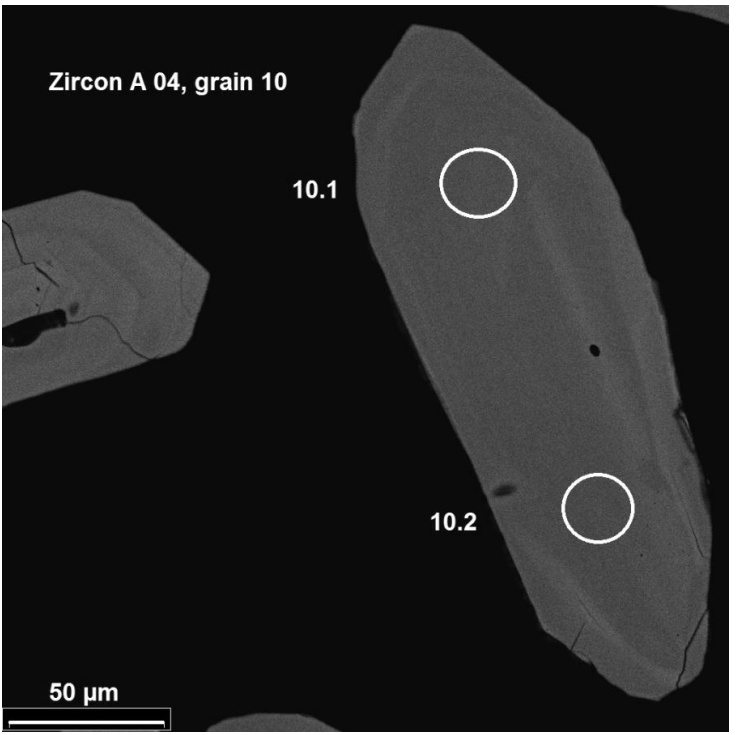


Fig. 8 - Image MEB en électrons rétrodiffusés d'un zircon protérozoïque de l'orthogneiss A04 (2.05 à 2.10 Ga)

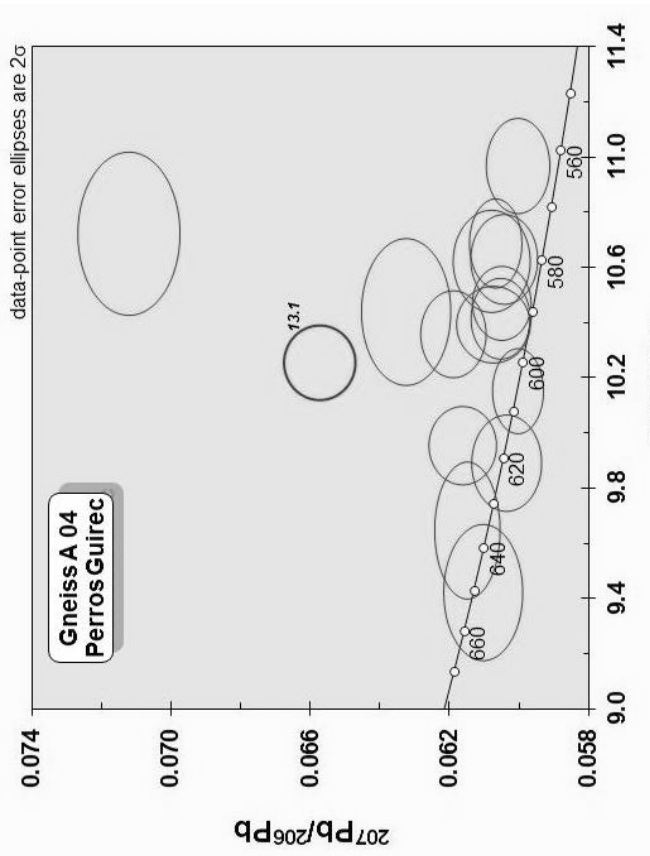


Fig. 9 - Analyses sur les zircons de l'orthogneiss A04 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Rapports radiogéniques $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	ρ	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	% Disc
Gneiss de Porz Rolland (A 04)																				
1.1	196	111	0.57	16.7	-	-	0.0985	0.0006	0.8155	0.0065	0.06003	0.00030	0.780	606	4	606	4	605	11	100
1.2	154	190	1.23	12.5	-	-	0.0941	0.0006	0.7840	0.0071	0.06043	0.00039	0.693	580	3	588	4	619	14	94
2.1	80	51	0.63	7.0	-	-	0.1011	0.0007	0.8415	0.0083	0.06036	0.00041	0.728	621	4	620	5	616	15	101
2.2	243	85	0.35	22.1	6326	0.281	0.0963	0.0006	0.7911	0.0130	0.05959	0.00091	0.378	593	4	592	7	589	33	101
3.1	*61*	*40*	*0.656*	*5.4*	*945*	*1.875*	*0.1017*	*0.0011*	*0.6430*	*0.0406*	*0.04584*	*0.00286*	*0.166*	*625*	*6*	*504*	*25*	-	-	-
4.1	*229*	*219*	*0.956*	*30.1*	*2189*	*0.787*	*0.1505*	*0.0015*	*1.1392*	*0.0463*	*0.05489*	*0.00216*	*0.243*	*904*	*8*	*772*	*22*	*408*	*86*	*222*
4.2	*34*	*23*	*0.684*	*3.1*	*820*	*2.158*	*0.1039*	*0.0011*	*0.6149*	*0.0710*	*0.04294*	*0.00494*	*0.093*	*637*	*6*	*487*	*44*	-	-	-
5.1	171	111	0.65	14.2	7751	0.230	0.0953	0.0005	0.7703	0.0112	0.05862	0.00080	0.360	587	3	580	6	553	29	106
6.1	260	262	1.01	21.6	-	-	0.0962	0.0005	0.8059	0.0072	0.06074	0.00043	0.609	592	3	600	4	630	15	94
7.1	249	233	0.94	20.7	-	-	0.0960	0.0006	0.8015	0.0065	0.06053	0.00035	0.707	591	3	598	4	623	12	95
8.1	*54*	*41*	*0.76*	*4.4*	*987*	*1.806*	*0.0925*	*0.0007*	*0.5838*	*0.0445*	*0.04580*	*0.00347*	*0.094*	*570*	*4*	*467*	*28*	-	-	-
9.1	*389*	*246*	*0.63*	*58.9*	*146*	*11.628*	*0.1546*	*0.0010*	*1.1964*	*0.0770*	*0.05614*	*0.00359*	*0.103*	*927*	*6*	*799*	*35*	*458*	*136*	*202*
10.1	287	94	0.33	77.1	-	-	0.3338	0.0022	5.7797	0.0452	0.12557	0.00051	0.856	1857	11	1943	7	2037	7	91
10.2	245	97	0.40	75.7	96839	0.016	0.3378	0.0040	5.9400	0.0769	0.12753	0.00064	0.922	1876	19	1967	11	2064	9	91
11.1	226	105	0.46	17.9	51022	0.035	0.0912	0.0006	0.7509	0.0080	0.05975	0.00051	0.601	562	3	569	5	594	18	95
12.1	*73*	*42*	*0.57*	*6.1*	*1342*	*1.327*	*0.0945*	*0.0010*	*0.6819*	*0.0570*	*0.05231*	*0.00433*	*0.125*	*582*	*6*	*528*	*34*	*299*	*179*	*195*
13.1	289	231	0.80	24.4	-	-	0.0975	0.0005	0.8839	0.0074	0.06573	0.00042	0.646	600	3	643	4	798	13	75
14.1	773	712	0.92	62.4	1262	1.413	0.0920	0.0010	0.7568	0.0187	0.05969	0.00131	0.456	567	6	572	11	592	47	96
15.1	*133*	*86*	*0.65*	*11.6*	*1649*	*1.077*	*0.0994*	*0.0006*	*0.7225*	*0.0370*	*0.05272*	*0.00268*	*0.114*	*611*	*3*	*552*	*22*	*317*	*112*	*193*
16.1	321	558	1.74	26.0	19323	0.092	0.0935	0.0006	0.7725	0.0100	0.05992	0.00068	0.478	576	3	581	6	601	24	96

Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
2. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}Pb/^{206}Pb$.
4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb

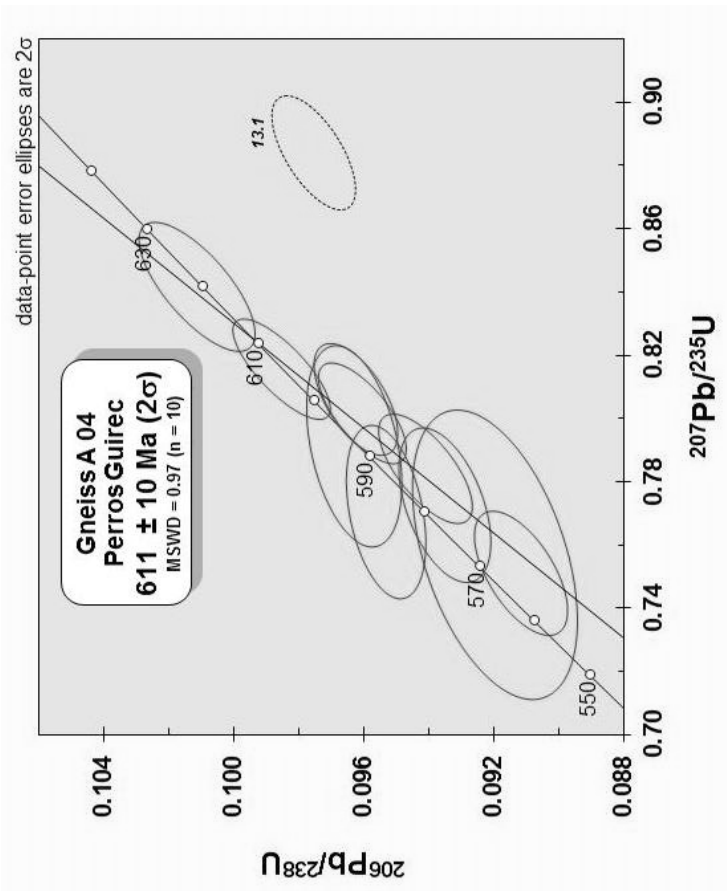


Fig. 10 - Diagarmme Concordia conventionnel pour les zircons condordants du gneiss A04 de Porz Rolland

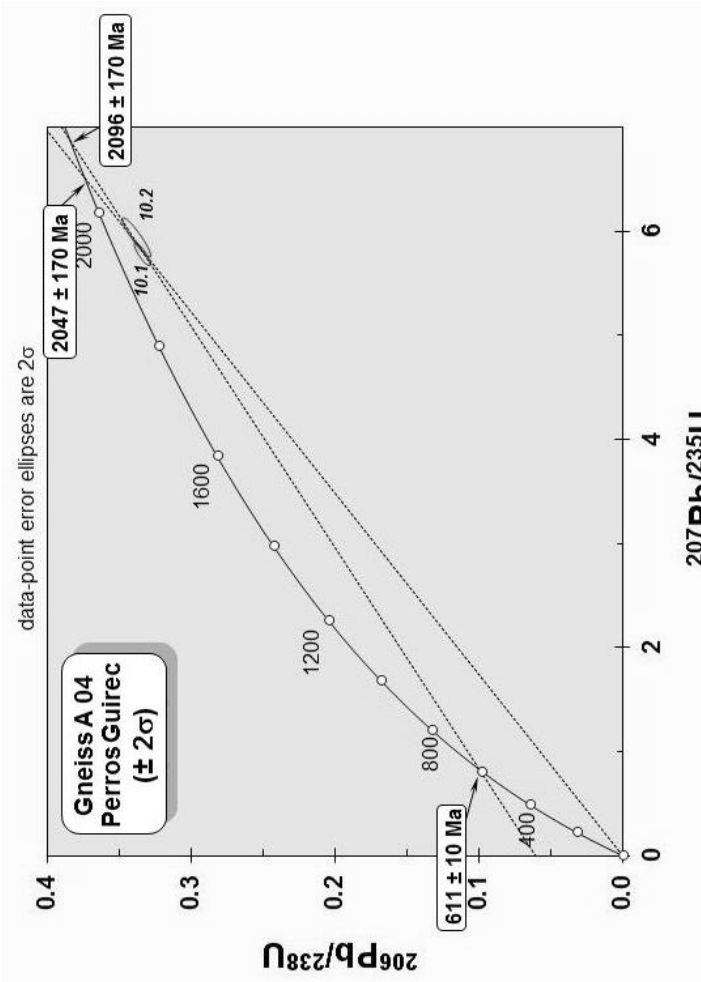


Fig. 11 - Diagramme Concordia conventionnel pour les deux analyses effectuées sur le zircon 10 du gneiss A04 de Perros-Guirec

Métavolcanite A04 (Ranolien)

Les zircons de cette métavolcanite sont particulièrement abondants, plus ou moins colorés. Ils sont assez hétérogènes en taille, pouvant atteindre plus de 500 µm. Soixante-quinze grains ont été montés en section polie. Ils sont particulièrement dispersés dans toute la partie centrale du diagramme typologique de Pupin (1980). 58 % des zircons étaient indexables, depuis les types S1-Q1 jusqu'aux types S5-P2 et les types Q5-S25. Le type le plus fréquent est S11 (fig. 6 et 7).

Vingt analyses ont été effectuées sur 16 grains différents (tabl. 3). Les analyses non corrigées du Pb commun montrent que le grain 10 est hérité (fig. 8), il sera très bien traité dans le diagramme Concordia conventionnel. Par contre, l'analyse du grain 9 est chargée de Pb commun ($^{206}Pb/^{204}Pb = 146$) : elle ne conviendra pas pour le calcul des âges. L'analyse 4.1 donne un âge apparent $^{206}Pb/^{238}U$ supérieur à 900 Ma, mais la discordance est très importante. De plus, l'âge $^{206}Pb/^{238}U$ apparent n'est pas cohérent avec le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ très élevé. Cette analyse ne sera donc pas utilisable.

Les autres analyses ont été portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 9). Elles sont majoritairement concordantes, mais elles ne sont pas suffisamment regroupées pour autoriser le calcul d'un âge moyen. Au premier examen, les âges semblent s'étirer entre 660 et 560 Ma. Cependant, des pertes partielles de Pb* pourraient être à l'origine de cette dispersion. Il va donc falloir confronter ces résultats avec la répartition de ces mêmes analyses portées dans le diagramme conventionnel, après correction du Pb commun (tabl. 4 et fig. 10).

En dehors des analyses 4.1 et 9.1, déjà discutées plus haut, plusieurs analyses présentent un niveau de Pb commun élevé qui est mal corrigé et qui conduit à une énorme incertitude sur l'âge $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ (tabl. 4). Ce sont les analyses 3.1, 4.2, 8.1, 12.1 et 15.1, elles n'ont pas été portées dans le diagramme Concordia (fig. 10). D'après le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 9), l'analyse 13.1 pouvait être considérée comme entachée d'une quantité significative de Pb commun ; or, comme l'indiquent l'absence de ^{204}Pb et la position de l'analyse dans le diagramme Concordia (fig. 10), le zircon correspondant serait plus ancien et discordant en raison d'un forte perte de Pb* (25 % de discordance). Les dix analyses restantes sont concordantes à subconcordantes et définissent par intercepte haut un âge à **611 ± 10 Ma**, avec un MSWD de 0.97, en forçant par l'origine.

Les deux analyses du grain 10 sont elles aussi affectées d'une perte significative de Pb*. On a retenu deux hypothèses : soit cette perte est récente et alors la Discordia passe par l'origine et donne un âge de 2 096 ± 170 Ma, soit la perte de Pb* est due à l'événement à 611 ± 10 Ma et alors un âge à 2047 ± 170 Ma est obtenu (fig. 11).

Ainsi, l'âge de mise en place du protolithe de cette métavolcanite est daté à 611 ± 10 Ma, et un zircon hérité vers 2.05-2.10 Ga a aussi été mis en évidence.

Granite de Ploumanac'h (B20)

Plus de 80 grains ont été montés en section polie. Ils sont particulièrement gros (~500 µm) et automorphes. Certains grains sont aussi mal formés, craquelés avec inclusions (fig. 12 et fig. 13). Soixante pour cent des grains ont pu donner lieu à une classification selon le diagramme typologique de Pupin (1980). La population dominante s'étire entre les types S10 et S25 (le plus représenté). Mais on trouve aussi tous les types environnant cette tendance, ce qui traduit probablement une cristallisation progressive des zircons tout au long du lent refroidissement du magma.

Vingt analyses ont été effectuées sur 19 grains différents (tabl. 5). Cet exemple constitue un exemple particulièrement pédagogique du comportement du Pb* (fig. 14). Les analyses non corrigées du Pb commun montrent que, à l'exception d'une analyse indiquant une légère contribution de Pb commun (11.1), la même valeur du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ a été mesurée sur tous les grains. Visiblement il n'y a pratiquement aucune contribution du Pb commun. Cette homogénéité est vérifiée dans la limite de l'incertitude sur le rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$, soit 0,8 % (2σ). Par contre, on a ici une excellente démonstration d'une perte de Pb* qui conduit à des âges apparents s'échelonnant entre 300 et 270 Ma. Ce phénomène de perte de Pb* est ici bien identifiable car la composante « Pb commun » est négligeable. Ces pertes de Pb ne sont pas surprenantes car la quantité d'U est toujours élevée pour ces zircons : aux environs de 2 000 à 3 000 ppm (tabl. 5). A ces niveaux de teneurs en U, la perte de Pb* par diffusion est considérée habituellement comme assez prévisible. Par contre, on s'attendrait à observer une corrélation entre la teneur en U et l'importance de la perte de Pb*, or ce n'est pas le cas. Ainsi, l'analyse du grain 1, qui contient la plus grande quantité d'U (4 369 ppm), ne montre aucune perte de Pb* (303 ± 4 Ma). Mais ceci reste cohérent avec l'étude expérimentale de Balan *et al.* (2001), car en 300 Ma de bombardement par les particules α émises, les pertes de Pb* théoriques restent négligeables, y compris pour des teneurs en U de 5000 ppm. Cependant, comme il est indiqué plus haut, de nombreux grains sont craquelés et fissurés, ce qui peut accentuer grandement l'effet du recul α pour les grains les plus fragiles.

En considérant les 10 analyses montrant les plus faibles pertes de Pb*, on a calculé un âge $^{206}Pb^*/^{238}U$ apparent de 295 ± 3 Ma. Le MSWD est égal à 4.1, ce qui est théoriquement trop élevé pour autoriser la prise en compte de ces 10 analyses comme constituant une population homogène (fig. 14).

Comme les teneurs en Pb sont élevées, en dépit de l'âge relativement jeune de ces zircons riches en U, la détermination des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ est plus

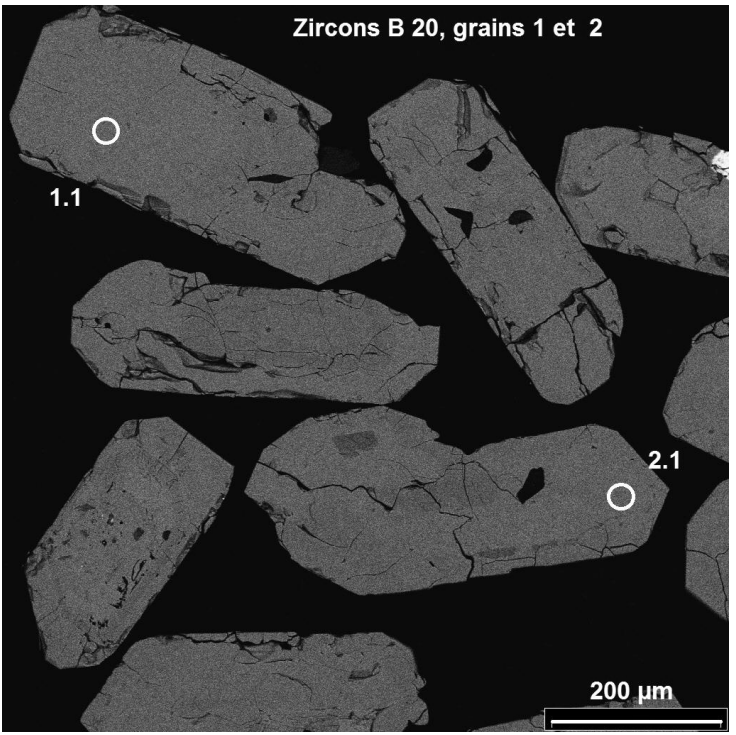


Fig. 12 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs du granite de Ploumanac'h (B20)

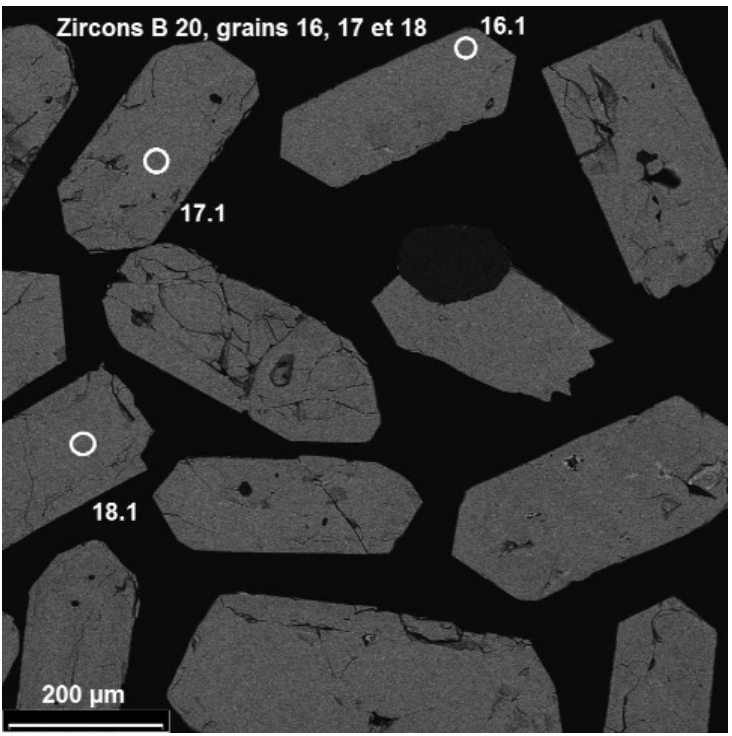


Fig. 13 - Image MEB en électrons rétrodiffusés de zircons représentatifs du granite de Ploumanac'h (B20)

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Radiogénique $^{206}Pb/^{238}U$	±	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±
Granite de Ploumanac'h (B 20)														
1.1	4369	915	0.21	182	-	-	20.818	0.138	0.05206	0.00020	0.04804	0.00032	302.5	2.0
2.1	2941	427	0.15	117	40740	0.030	21.695	0.188	0.05237	0.00020	0.04608	0.00040	290.4	2.5
3.1	3107	614	0.20	128	35880	0.006	20.999	0.156	0.05238	0.00021	0.04762	0.00035	299.9	2.2
4.1	2385	408	0.17	97	20422	0.040	21.282	0.126	0.05256	0.00021	0.04697	0.00028	295.9	1.7
4.2	2460	387	0.16	101	17522	-	21.055	0.136	0.05215	0.00021	0.04750	0.00031	299.1	1.9
5.1	*2251*	*357*	*0.16*	*87*	*25168*	*0.046*	*22.465*	*0.245*	*0.05227*	*0.00021*	*0.04449*	*0.00049*	*280.6*	*3.0*
6.1	*2494*	*1189*	*0.48*	*98*	*48221*	*0.009*	*21.948*	*0.184*	*0.05211*	*0.00022*	*0.04556*	*0.00038*	*287.2*	*2.4*
7.1	*1769*	*353*	*0.20*	*67*	*7297*	*0.059*	*22.725*	*0.172*	*0.05231*	*0.00023*	*0.04398*	*0.00033*	*277.4*	*2.1*
8.1	*2259*	*556*	*0.25*	*89*	*47202*	*0.029*	*21.998*	*0.150*	*0.05227*	*0.00023*	*0.04545*	*0.00031*	*286.5*	*1.9*
9.1	*2008*	*453*	*0.23*	*78*	*-*	*0.026*	*22.188*	*0.176*	*0.05218*	*0.00024*	*0.04506*	*0.00036*	*284.1*	*2.2*
10.1	*2368*	*745*	*0.31*	*91*	*31046*	*0.035*	*22.404*	*0.179*	*0.05220*	*0.00020*	*0.04462*	*0.00036*	*281.4*	*2.2*
11.1	*748*	*328*	*0.44*	*29*	*5658*	*0.223*	*22.294*	*0.225*	*0.05373*	*0.00033*	*0.04475*	*0.00045*	*282.2*	*2.8*
12.1	*927*	*528*	*0.57*	*34*	*-*	*0.107*	*23.482*	*0.250*	*0.05248*	*0.00024*	*0.04254*	*0.00045*	*268.6*	*2.8*
13.1	2418	1290	0.53	97	99315	0.050	21.510	0.201	0.05258	0.00019	0.04647	0.00044	292.8	2.7
14.1	3852	982	0.26	154	-	-	21.590	0.139	0.05202	0.00020	0.04632	0.00030	291.9	1.8
15.1	*2486*	*522*	*0.21*	*97*	*20713*	*0.030*	*22.218*	*0.155*	*0.05221*	*0.00018*	*0.04500*	*0.00031*	*283.7*	*1.9*
16.1	3057	850	0.28	124	10250	-	21.381	0.128	0.05220	0.00021	0.04677	0.00028	294.7	1.7
17.1	3299	939	0.28	132	30542	0.035	21.638	0.144	0.05241	0.00021	0.04620	0.00031	291.1	1.9
18.1	2856	414	0.15	115	-	-	21.506	0.136	0.05200	0.00019	0.04650	0.00030	293.0	1.8
19.1	*1886*	*427*	*0.23*	*71*	*79453*	*0.077*	*23.064*	*0.160*	*0.05235*	*0.00022*	*0.04333*	*0.00030*	*273.4*	*1.9*

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}U/^{206}Pb$ et $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons

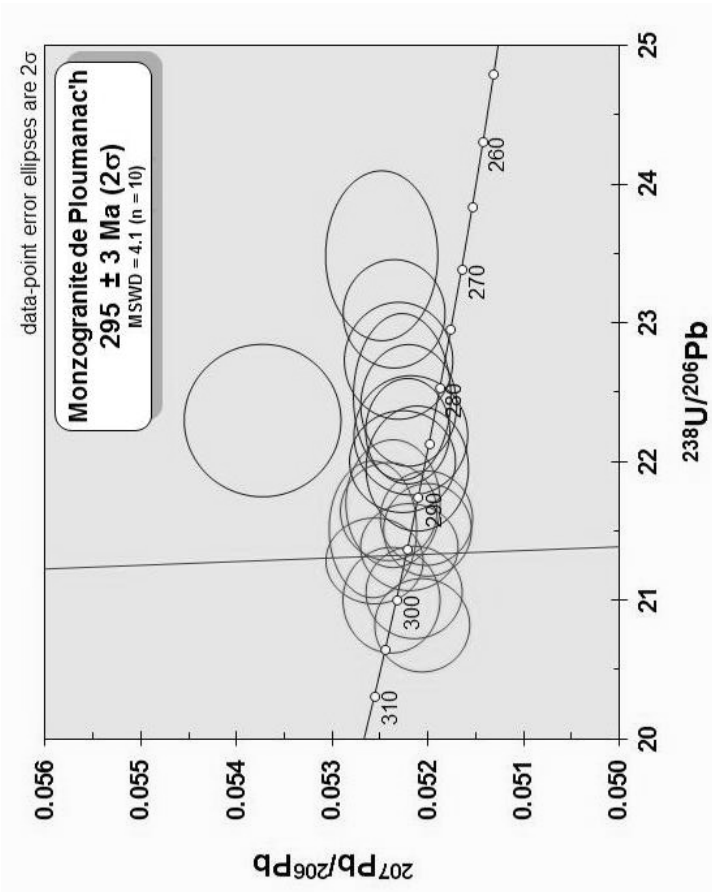


Fig. 14 - Ensemble des analyses sur les zircons du monzogranite de Ploumanac'h portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206} %	Rapports radiogéniques $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	ρ	Age (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	% Disc
Granite de Ploumanac'h (B 20)																				
1.1	4369	915	0.21	182	-	-	0.0480	0.0003	0.3448	0.0026	0.05206	0.00020	0.861	302	2	301	2	288	9	105
2.1	2941	427	0.15	117	40740	0.045	0.0461	0.0004	0.3304	0.0038	0.05200	0.00038	0.765	290	2	290	3	286	17	102
3.1	3107	614	0.20	128	35880	0.051	0.0476	0.0004	0.3411	0.0037	0.05197	0.00041	0.685	300	2	298	3	284	18	105
4.1	2385	408	0.17	97	20422	0.090	0.0469	0.0003	0.3356	0.0040	0.05184	0.00054	0.498	296	2	294	3	278	24	106
4.2	*2460*	*387*	*0.16*	*101*	*17522*	*0.105*	*0.0474*	*0.0003*	*0.3356*	*0.0034*	*0.05131*	*0.00040*	*0.634*	*299*	*2*	*294*	*3*	*255*	*18*	*117*
5.1	*2251*	*357*	*0.16*	*87*	*25168*	*0.073*	*0.0445*	*0.0005*	*0.3170*	*0.0046*	*0.05169*	*0.00050*	*0.750*	*281*	*3*	*280*	*4*	*272*	*22*	*103*
6.1	*2494*	*1189*	*0.48*	*98*	*48221*	*0.038*	*0.0455*	*0.0004*	*0.3253*	*0.0036*	*0.05181*	*0.00037*	*0.762*	*287*	*2*	*286*	*3*	*277*	*16*	*104*
7.1	*1769*	*353*	*0.20*	*67*	*7297*	*0.252*	*0.0439*	*0.0003*	*0.3044*	*0.0054*	*0.05029*	*0.00080*	*0.429*	*277*	*2*	*270*	*4*	*208*	*37*	*133*
8.1	*2259*	*556*	*0.25*	*89*	*47202*	*0.039*	*0.0454*	*0.0003*	*0.3255*	*0.0033*	*0.05195*	*0.00038*	*0.682*	*286*	*2*	*286*	*2*	*283*	*17*	*101*
9.1	*2008*	*453*	*0.23*	*78*	-	-	*0.0451*	*0.0004*	*0.3243*	*0.0030*	*0.05218*	*0.00024*	*0.862*	*284*	*2*	*285*	*2*	*293*	*11*	*97*
10.1	*2368*	*745*	*0.31*	*91*	*31046*	*0.059*	*0.0446*	*0.0004*	*0.3182*	*0.0037*	*0.05173*	*0.00044*	*0.686*	*281*	*2*	*280*	*3*	*273*	*19*	*103*
11.1	*748*	*328*	*0.44*	*29*	*5658*	*0.324*	*0.0447*	*0.0005*	*0.3152*	*0.0075*	*0.05113*	*0.00110*	*0.425*	*282*	*3*	*278*	*6*	*247*	*49*	*114*
12.1	*927*	*528*	*0.57*	*34*	-	-	*0.0426*	*0.0005*	*0.3082*	*0.0036*	*0.05248*	*0.00024*	*0.919*	*269*	*3*	*273*	*3*	*307*	*10*	*88*
13.1	2418	1290	0.53	97	99315	0.018	0.0465	0.0004	0.3360	0.0036	0.05243	0.00026	0.883	293	3	294	3	304	11	96
14.1	3852	982	0.26	154	-	-	0.0463	0.0003	0.3322	0.0025	0.05202	0.00020	0.862	292	2	291	2	286	9	102
15.1	*2486*	*522*	*0.21*	*97*	*20713*	*0.089*	*0.0450*	*0.0003*	*0.3193*	*0.0032*	*0.05150*	*0.00037*	*0.695*	*284*	*2*	*281*	*2*	*263*	*17*	*108*
16.1	*3057*	*850*	*0.28*	*124*	*10250*	*0.179*	*0.0467*	*0.0003*	*0.3267*	*0.0048*	*0.05076*	*0.00068*	*0.407*	*294*	*2*	*287*	*4*	*230*	*31*	*128*
17.1	3299	939	0.28	132	30542	0.060	0.0462	0.0003	0.3307	0.0032	0.05193	0.00036	0.691	291	2	290	2	282	16	103
18.1	2856	414	0.15	115	-	-	0.0465	0.0003	0.3334	0.0024	0.05200	0.00019	0.869	293	2	292	2	286	8	103
19.1	*1886*	*427*	*0.23*	*71*	*79453*	*0.023*	*0.0433*	*0.0003*	*0.3118*	*0.0027*	*0.05217*	*0.00026*	*0.810*	*274*	*2*	*276*	*2*	*293*	*11*	*93*

Notes : **1. Incertitudes données à 1σ.**

2. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.

3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}Pb/^{206}Pb$.

4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 6 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb

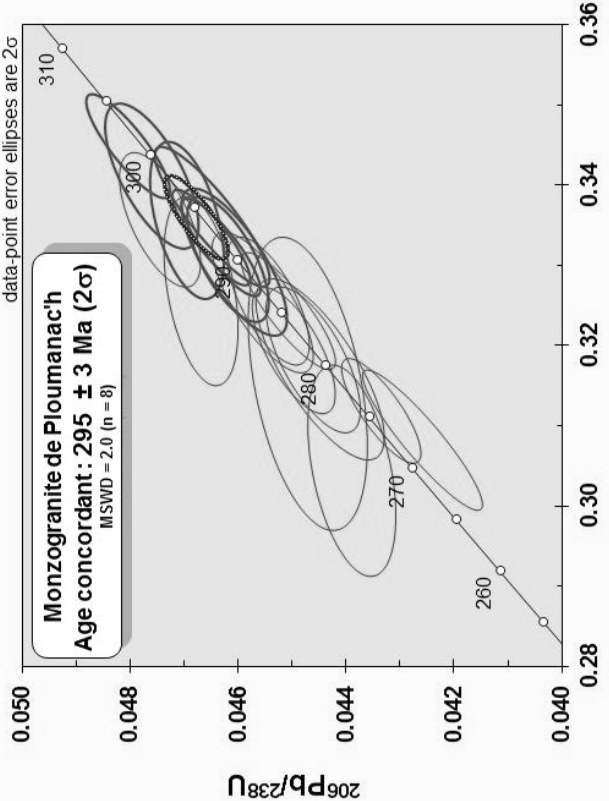


Fig. 15 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des analyses sur les zircons du monzogranite de Ploumanac'h (B20)

précise que pour des zircons hercyniens ordinaires. On va donc pouvoir porter ces analyses dans le diagramme Concordia conventionnel après correction du Pb mesuré par la méthode du ^{204}Pb (tabl. 6, fig. 15). Huit analyses parfaitement concordantes donnent un âge à **295 ± 3 Ma**, avec un MSWD égal à 2.0. Cet âge moyen concordant est l'âge de cristallisation des zircons, il est interprété comme celui de la mise en place du monzogranite.

Conclusions

La granodiorite de Perros-Guirec (**A02**) s'est mise en place à **616 ± 17 Ma**. On observe sur plusieurs grains une discordance inverse qui peut s'expliquer par un phénomène déjà décrit, quoiqu'assez rare, de perte d'U.

Les zircons de l'orthogneiss de Porz Rolland (**A04**) ont cristallisé à **611 ± 10 Ma**. Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place du protholite de l'orthogneiss. Un zircon hérité a aussi été daté vers 2.05-2.10 Ga.

Les zircons du monzogranite de Ploumanac'h (**B20**) sont exceptionnels par leur taille et leur richesse en U. Malgré des pertes parfois significatives de Pb* radiogénique, il a été possible de calculer un âge de cristallisation précis à partir des grains les mieux préservés de ces pertes de Pb*. Ainsi, un âge de mise en place à **295 ± 3 Ma** a été calculé sur zircons concordants.

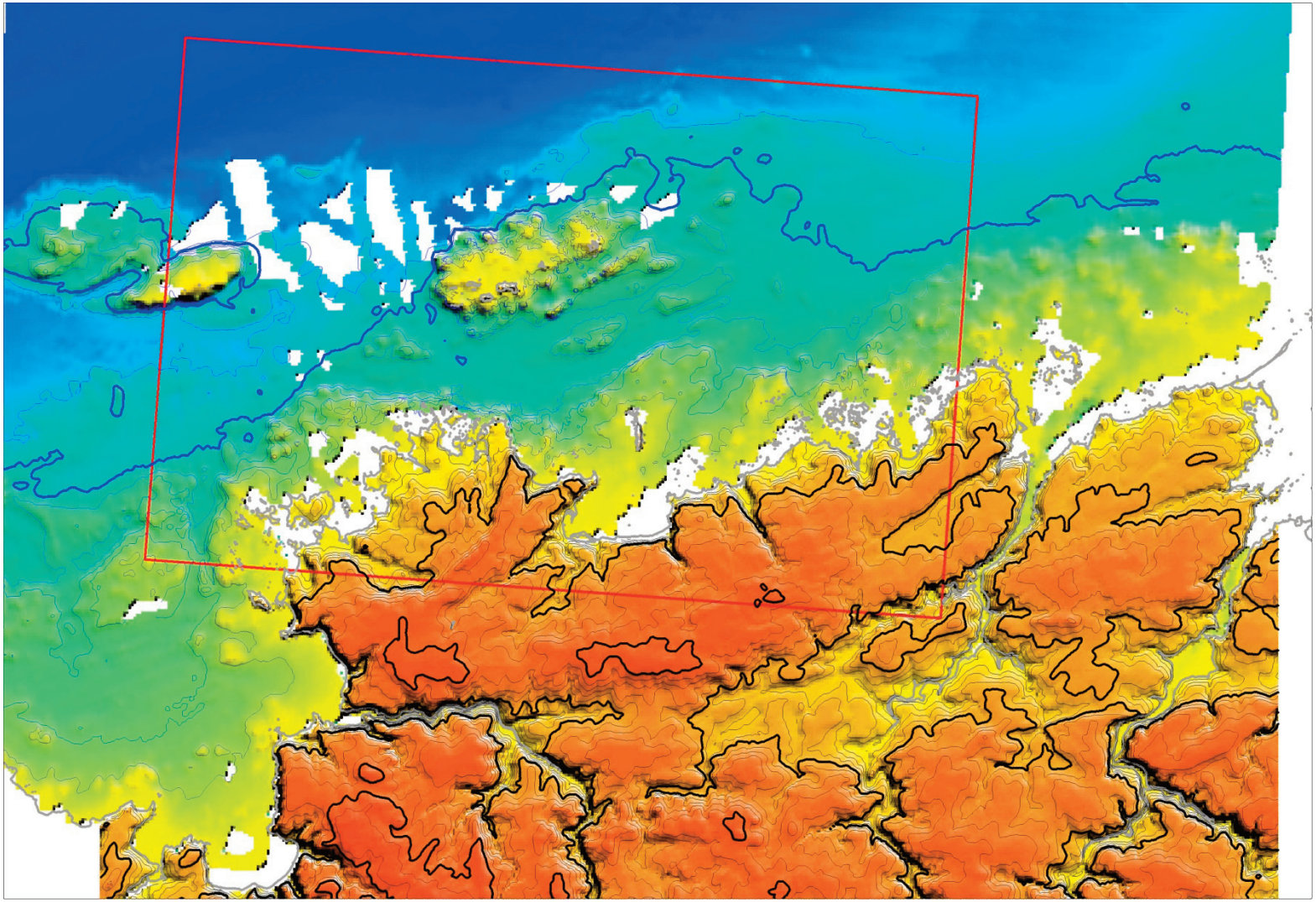


Fig. 2 - Modèle numérique de terrain (maille 100 mètres) terre-mer de l'Ouest du Trégor. Source des données : BD-ALTI50 IGN, données originales SHOM : levés SMF, données Mairie de Perros-Guirec dans zone côtière). Isohypses et isobathes 10m. Trait noir épais isohypses 50 m et 100 m, en bleu isobathes -50 m

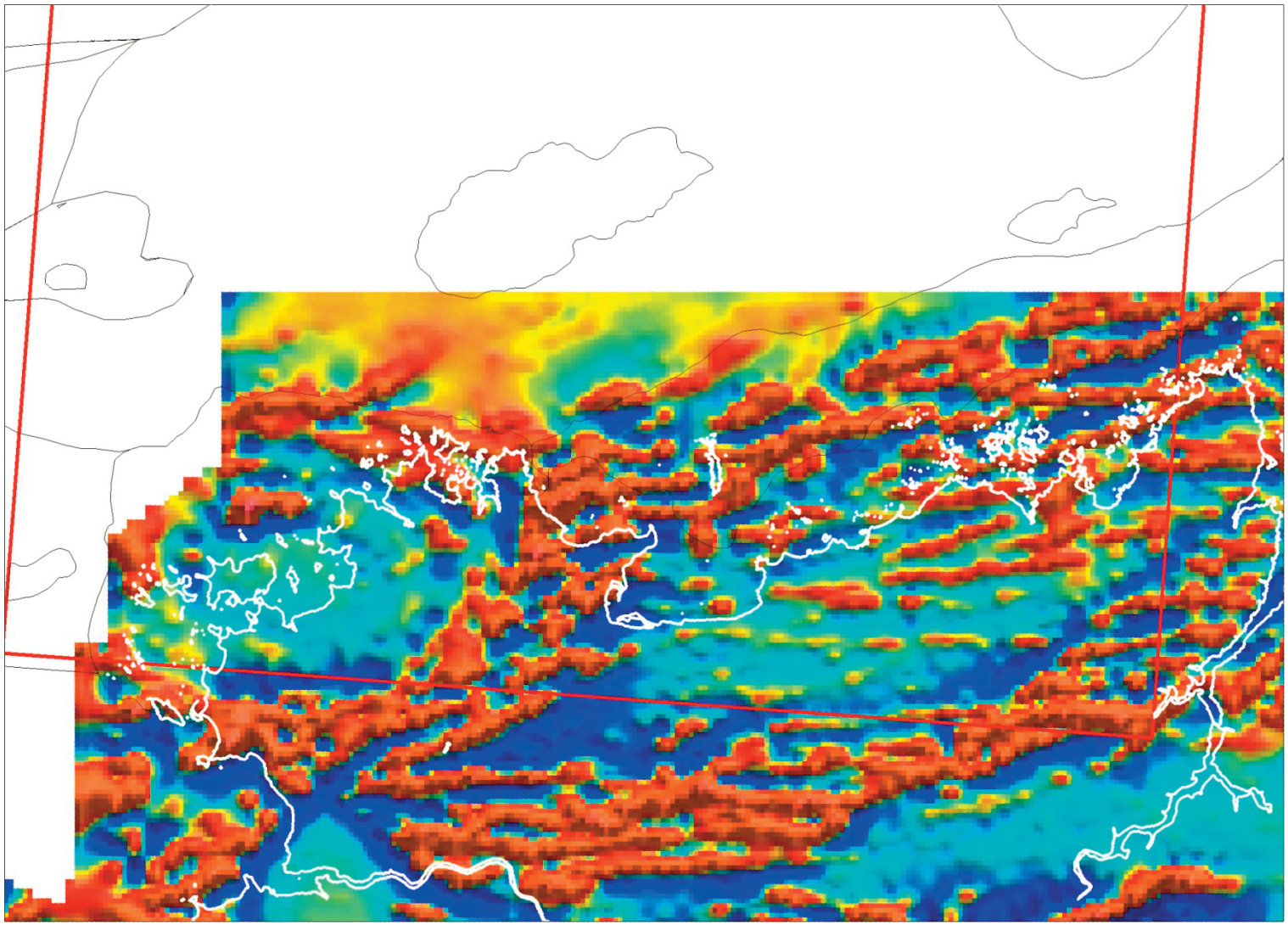


Fig. 9 - Carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique du champ total réduit au pôle montrant les limites du complexe de Ploumanac'h et les différences de « signature » magnétique entre les formations sédimentaires paléozoïques et le complexe hypovolcanique en mer

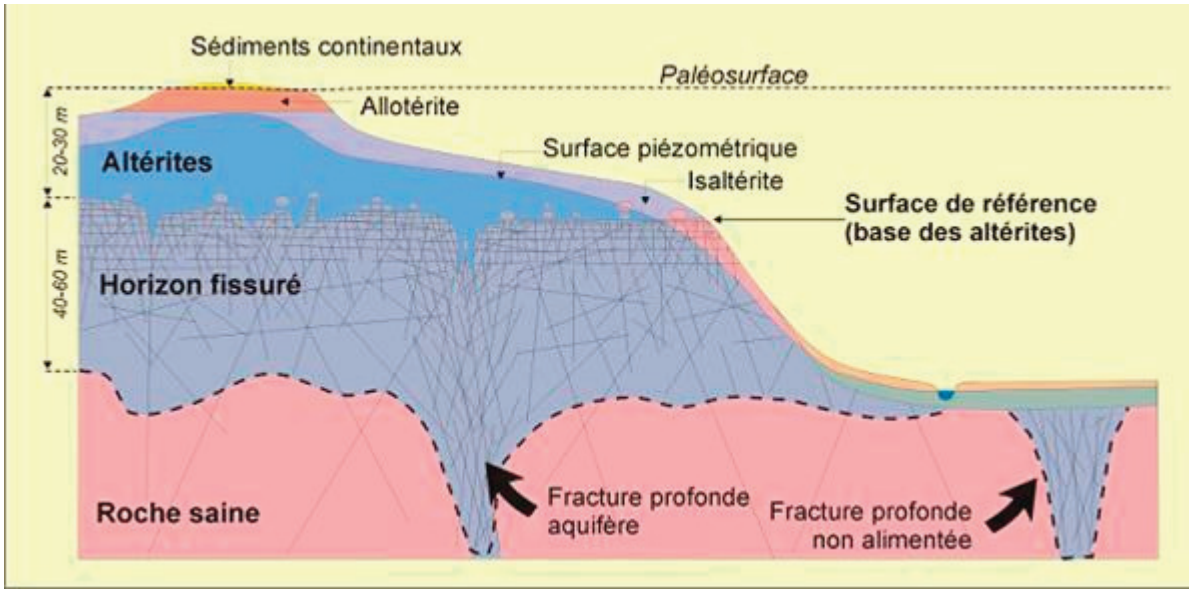


Fig. 11 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns, 1998, Wyns *et al.*, 2004)

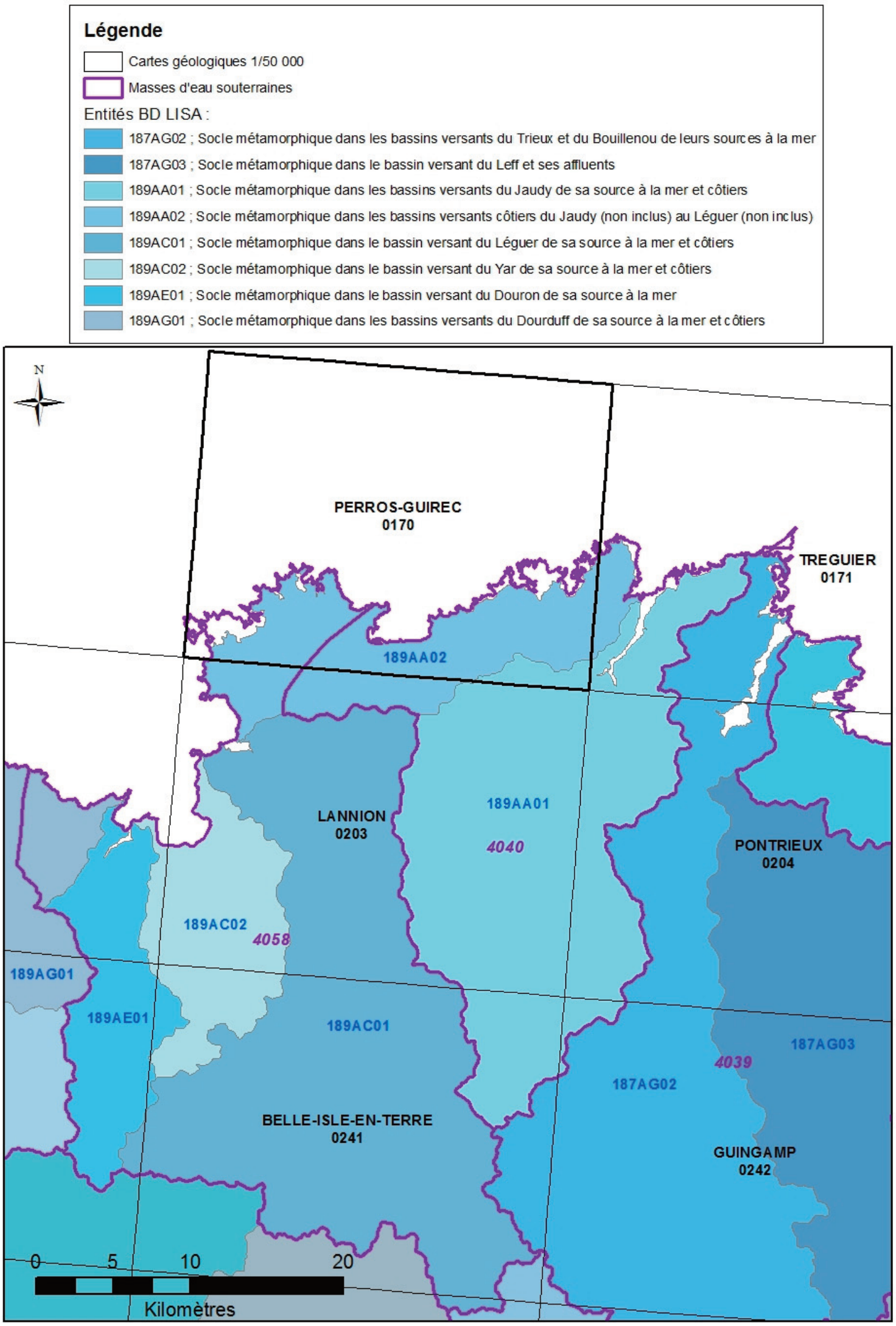


Fig. 12 - Masses d'eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille de Perros-Guirec

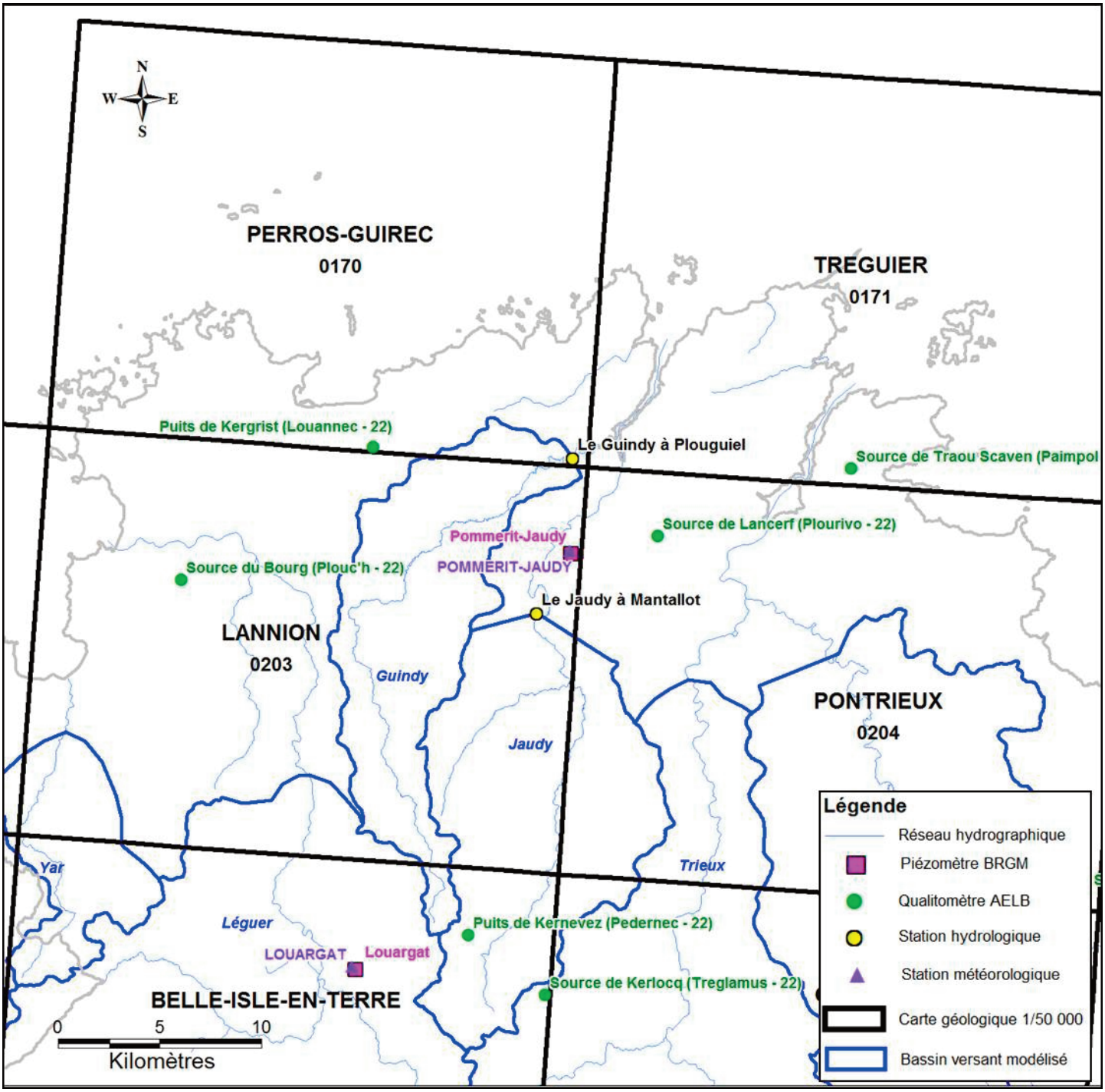


Fig. 13 - Localisation des bassins versants modélisés (les résultats obtenus sont portés dans le tableau 2

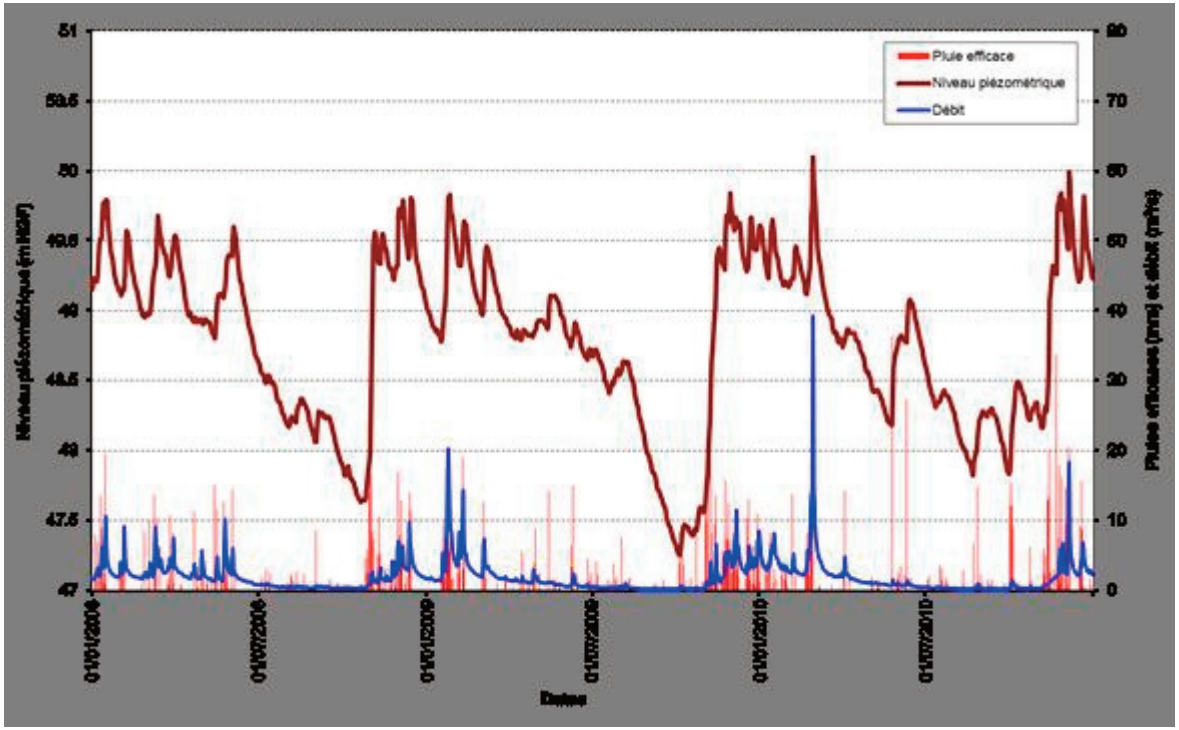


Fig. 14 - Comparaison des données climatiques (pluie efficace à Pommerit-Jaudy), hydrologiques (le Jaudy à Mantallot) et piézométriques (Pommerit-Jaudy)

Site public - ADES - Windows Internet Explorer

http://www.ades.eaufrance.fr/GraphQualito.aspx?LISTBSS=01707X0007/P1&PROFDEB=&PROFFIN=&MIN=21/06/2007&MAX=03/12/2013&LISTPARAM=1340&TYPEQUALITO=1&COUPLES=

Favoris | Sites suggérés | Galerie de composants ... | Formation_Migration

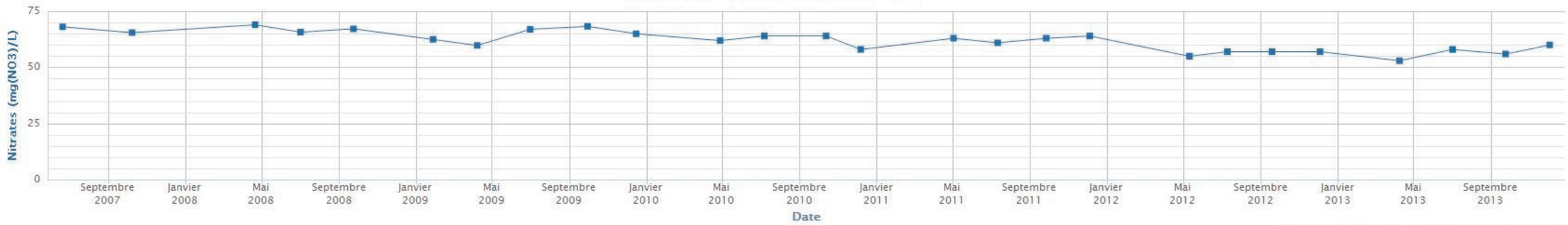
Site public - ADES

Page | Sécurité | Outils

ADES
Station de mesure des eaux souterraines

Graphique du qualitomètre

01707X0007/P1 – Puits de Kergrist (Louannec – 22)



Données issues du Portail national eaux souterraines du SIE, ADES

X min : X max :

Paramètre 1 | Paramètre 2

Y min : Y max :

Seuil 1 | Seuil 2 | Seuil 3

Valeur : Légende :

Couleur :

Afficher les labels
Afficher les points
Afficher la grille verticale
Afficher la grille horizontale
Afficher les subdivisions

Aide

Légende des symboles

- Résultat dans le domaine de validité
- Résultat < aux limites de détection ou quantification
- Résultat > au seuil de saturation
- Traces (< à la limite de quantification et > à la limite de détection)

eaufrance
Service public d'information sur l'eau

Terminé | Intranet local | Mode protégé : désactivé | 100%

FR 10:04 26/03/2014

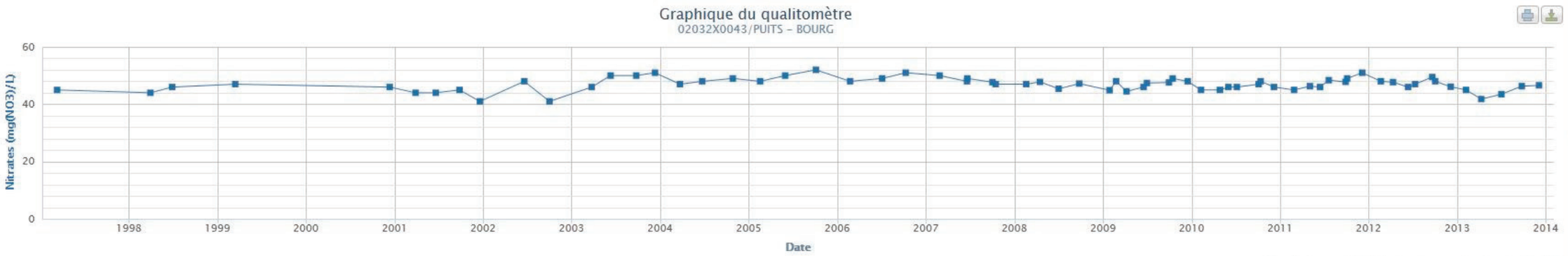
Fig. 15 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kergrist à Louannec. Source : AELB

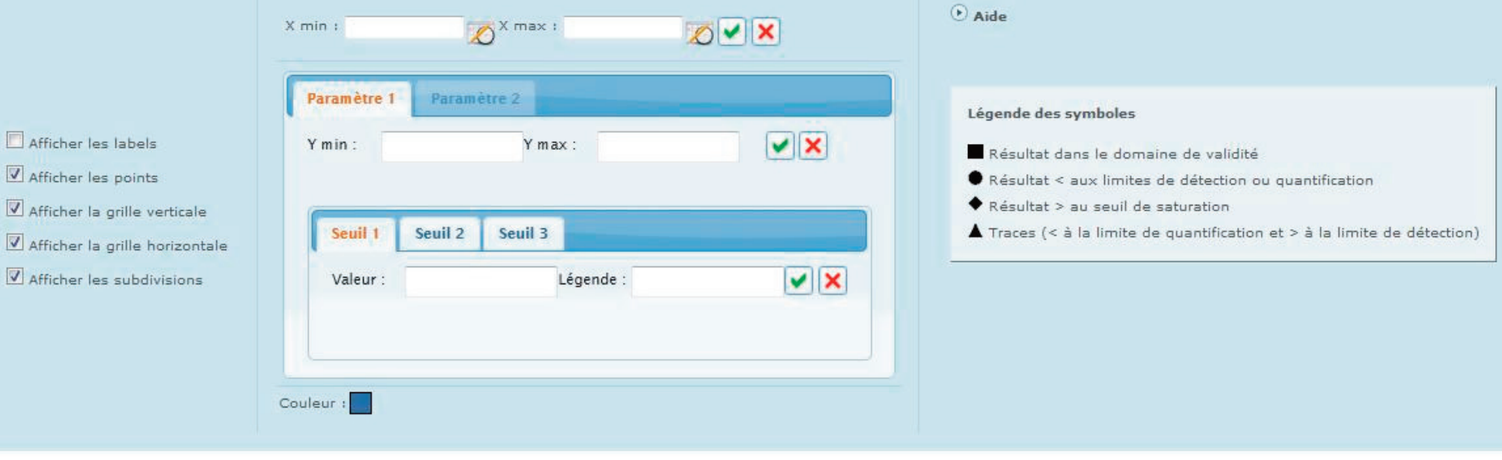
Firefox | Site public - ADES | ADES - Site public | ADES - Site public | Site public - ADES

www.ades.eaufrance.fr/GraphQualito.aspx?LISTBSS=02032X0043/PUITS&PROFDEB=&PROFFIN=&MIN=18/11/1996&MAX=04/12/2013&LISTPARAM=1340&TYPEQUALITO=1&COUPLES=

Les plus visités | Getting Started | SIGES | ADES Producteur | http://saisiecavite.brg... | Google Agenda

ADES
Station de mesure des eaux souterraines





eaufrance
Service public d'information sur l'eau

FR 10:08 26/03/2014

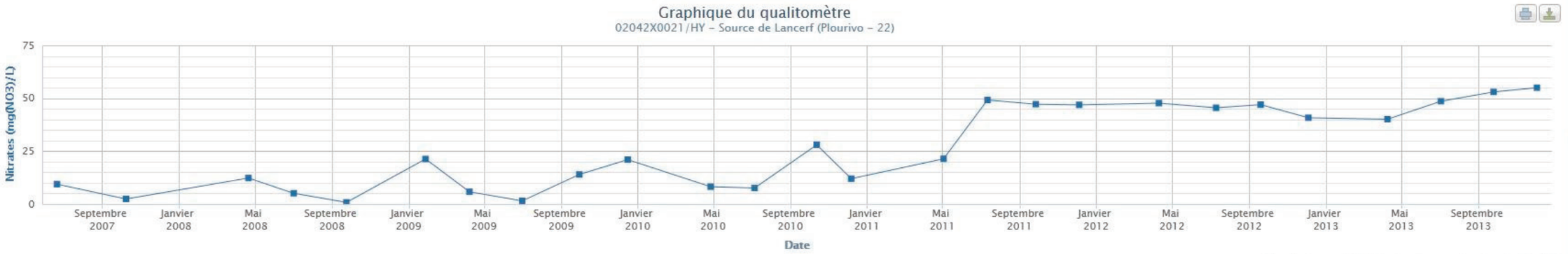
Fig. 16 - Teneur en nitrates au niveau de la source du Bourg à Ploulec'h. Sources : AELB et ARS22

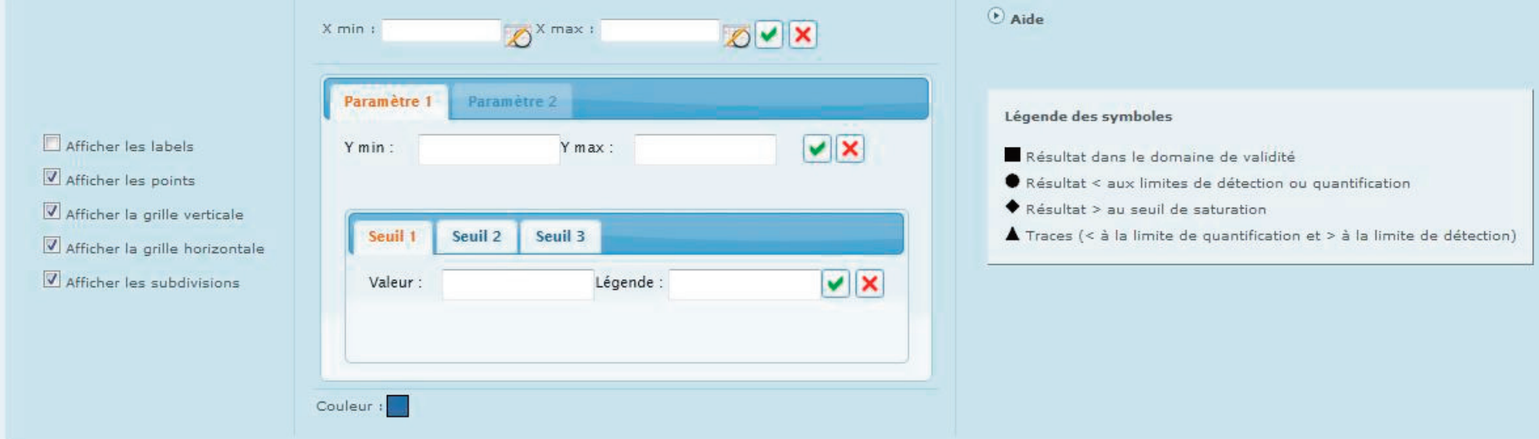
Firefox | Site public - ADES | ADES - Site public | ADES - Site public | Site public - ADES | ADES - Site public | Site public - ADES

www.ades.eaufrance.fr/GraphQualito.aspx?LISTBSS=02042X0021/HY&PROFDEB=&PROFFIN=&MIN=21/06/2007&MAX=03/12/2013&LISTPARAM=1340&TYPEQUALITO=1&COUPLES=

Les plus visités | Getting Started | SIGES | ADES Producteur | http://saisiecavite.brg... | Google Agenda

ADES
Station de mesure des eaux souterraines





eaufrance
Service public d'information sur l'eau

FR 10:15 26/03/2014

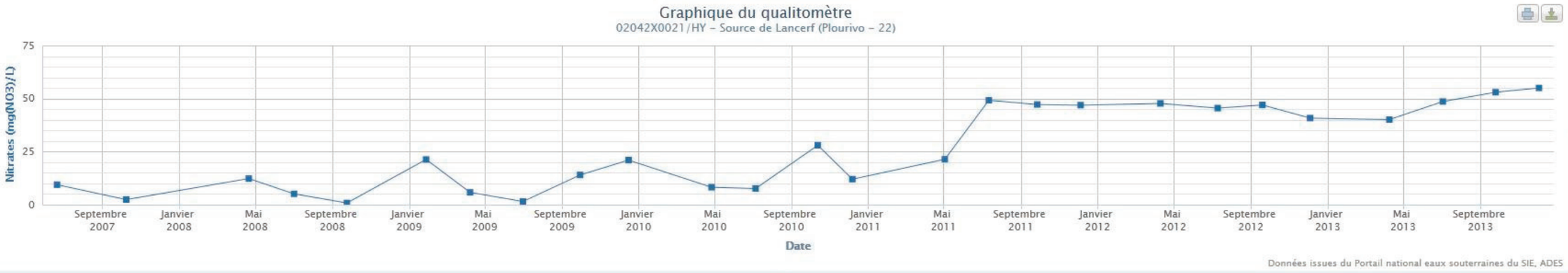
Fig. 17 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Lancerf à Plourivo. Source : AELB

Firefox | Site public - ADES | ADES - Site public | ADES - Site public | Site public - ADES | ADES - Site public | Site public - ADES

www.ades.eaufrance.fr/GraphQualito.aspx?LISTBSS=02042X0021/HY&PROFDEB=&PROFFIN=&MIN=21/06/2007&MAX=03/12/2013&LISTPARAM=1340&TYPEQUALITO=1&COUPLES=

Les plus visités | Getting Started | SIGES | ADES Producteur | http://saisiecavite.brg... | Google Agenda

ADES
Station de mesure des eaux souterraines



X min : X max :

Paramètre 1 | Paramètre 2

Y min : Y max :

Seuil 1 | Seuil 2 | Seuil 3

Valeur : Légende :

Couleur :

- Afficher les labels
- Afficher les points
- Afficher la grille verticale
- Afficher la grille horizontale
- Afficher les subdivisions

Aide

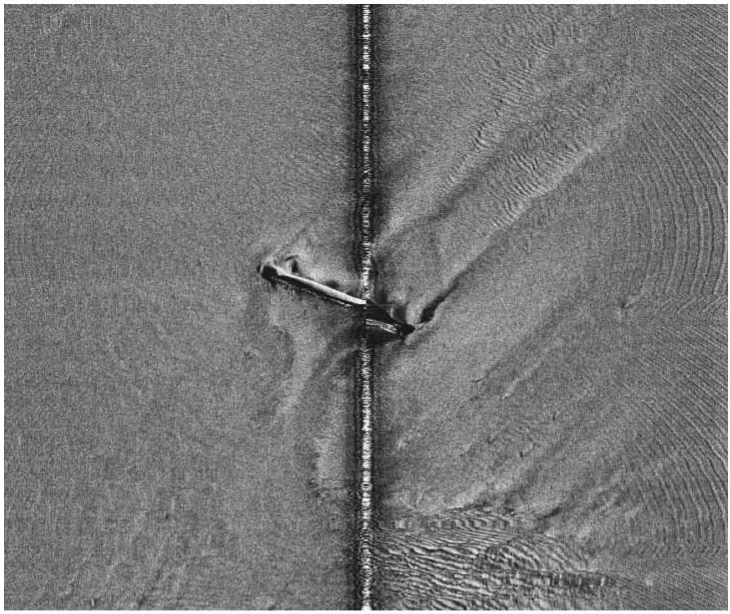
Légende des symboles

- Résultat dans le domaine de validité
- Résultat < aux limites de détection ou quantification
- Résultat > au seuil de saturation
- Traces (< à la limite de quantification et > à la limite de détection)

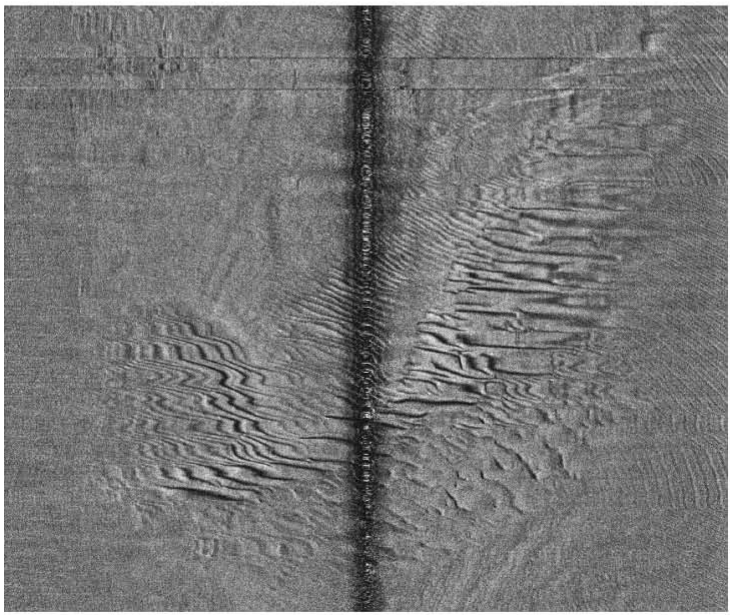
eaufrance
Service public d'information sur l'eau

FR 10:15 26/03/2014

Fig. 18 - Chronique piézométrique de la station de Pommerit-Jaudy (02034X0082/PZ). Le repère de mesure est situé à 15 cm au-dessus du sol

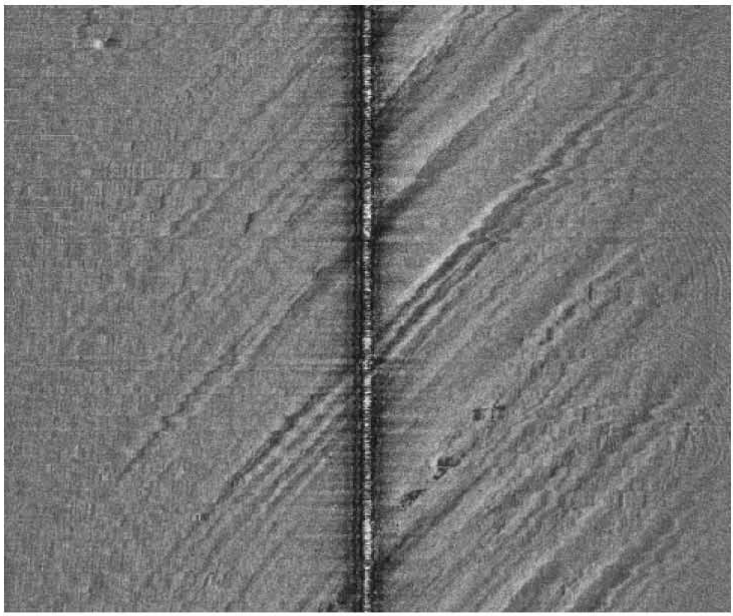


Épave de navire sur fond sableux avec dunes et rides

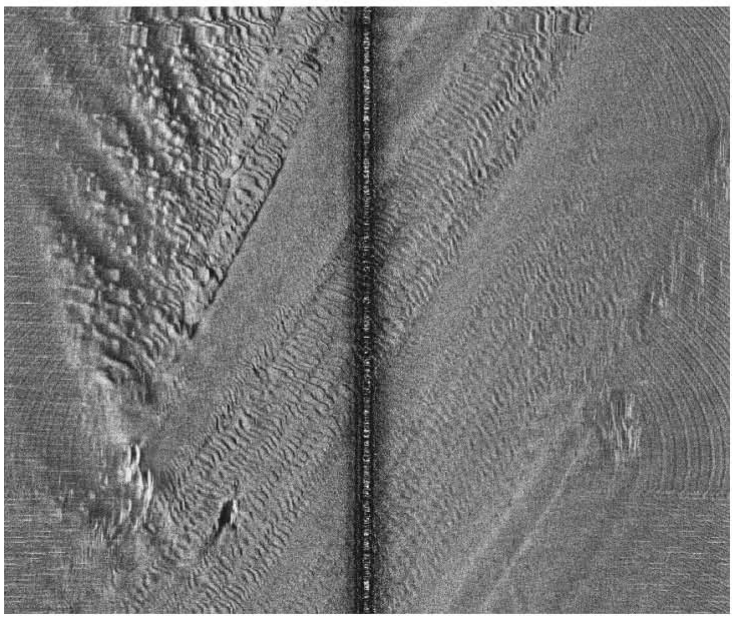


Dunes sous-marines, NE Île Tomé

Planche 1 - Imagerie acoustique des fonds marins : extrait de profils et mosaïques de sonar latéral. Largeur des bandes de fonds marin couvertes pour les profils : 2 fois 200 mètres



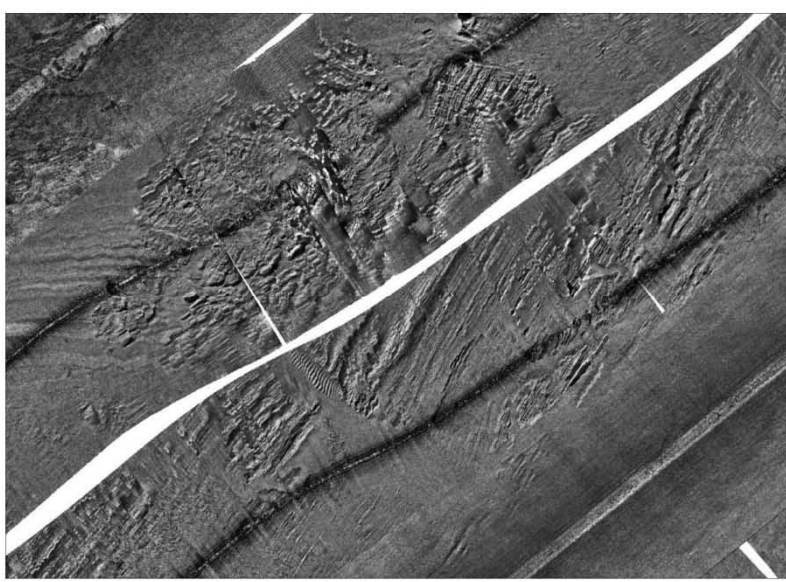
Sillons d'érosion, NE des Sept-Îles



Petites dunes et rubans sableux à mégarides

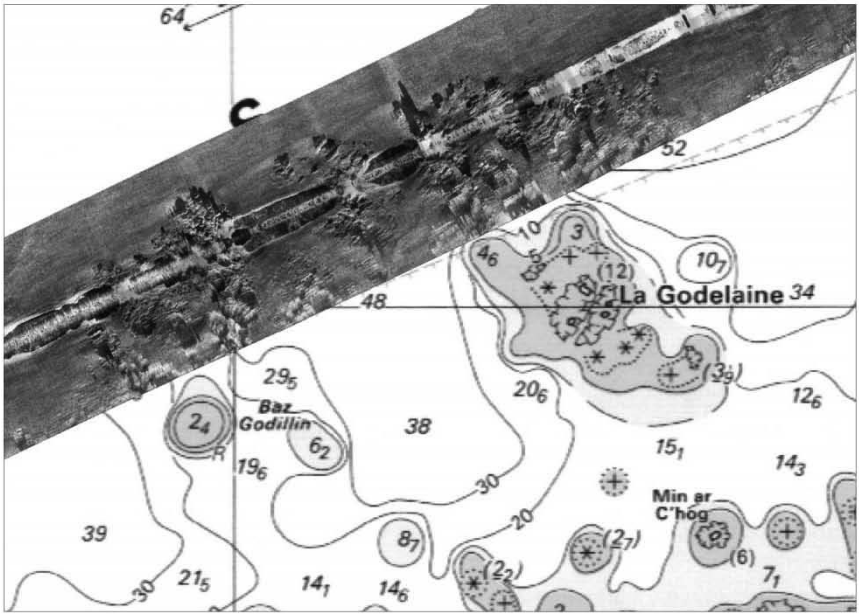
Planche 1 (suite)

Grès et schistes dévoniens, NE des Sept-Îles

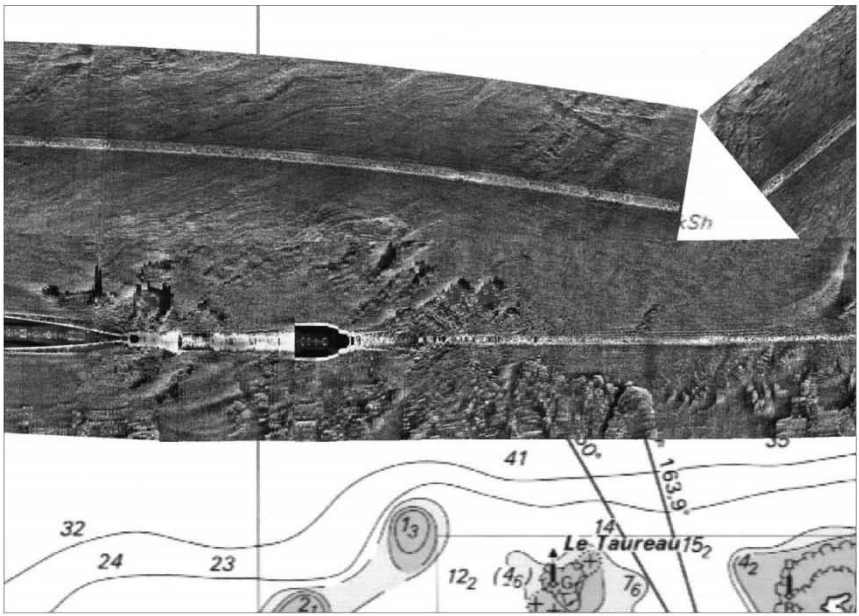


Grès et schistes dévoniens, NE des Sept-Îles

Planche 1 (suite) - Affleurements rocheux

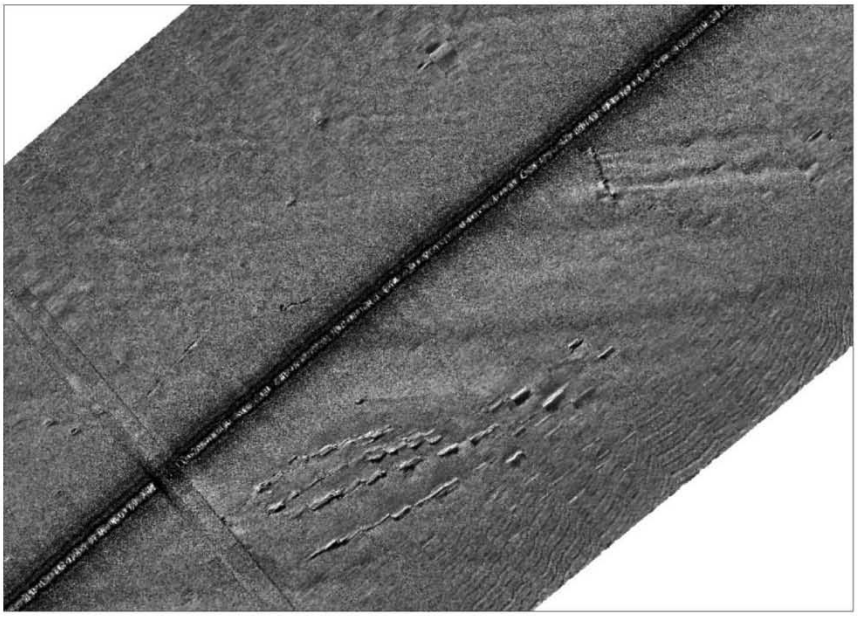


Affleurement de la granodiorite en bordure nord du plateau des Sept-Îles

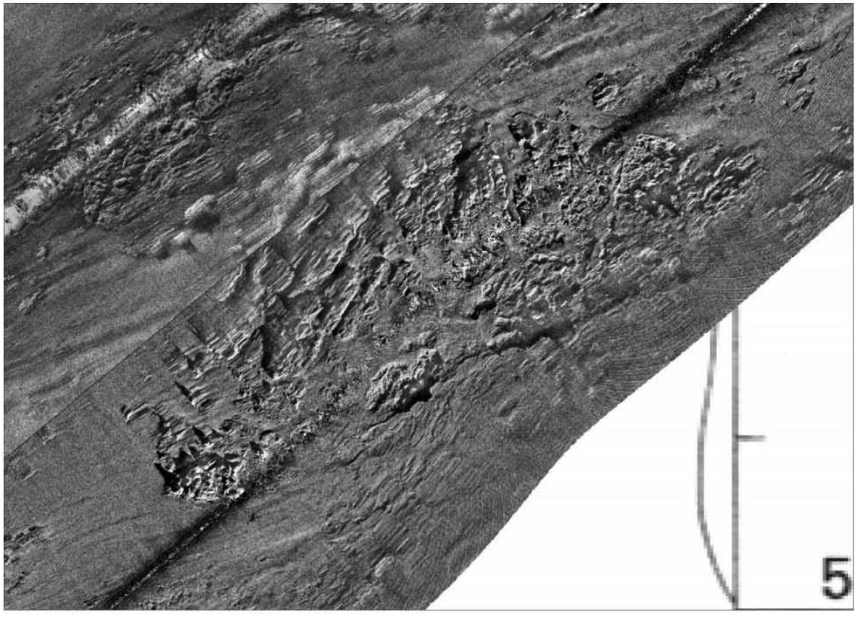


Contact entre le granite de Ploumanac'h et les schistes et grès dévoniens, Nord de Plougastel

Planche 1 (suite) - Affleurements rocheux



Affleurement supposé de bancs éocènes au NE des Sept-Îles et sillons d'érosion



Affleurement de granitoïdes du Batholite du Trégor (microgranites supposés) au Nord de Port-Blanc

Planche 1 (suite) - Affleurements rocheux

Sable très fin,
secteur Nord-Trestraou

Sable très grossier coquillier,
zone des dunes, NE Île Tomé

Sable très grossier, graviers, galets,
sillons érosion du NE des Sept-Îles

Sable grossier à très grossier,
secteur Nord-Perros

Cailloutis, graviers,
secteur Nord-Triagoz

Galets, graviers et cailloutis,
secteur Nord des Sept-Îles

Planche 2 - Exemples de faciès sédimentaires des fonds marins de la feuille Perros-Guirec
(prélèvements par benne Shipek - Campagne Geoperros 2006)