

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

PLOUGUERNEAU

par

É. MARCOUX, L. CHAURIS, B. HALLÉGOUËT,
P. GUENNOG, D. THIÉBLEMONT



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

par

**É. MARCOUX, L. CHAURIS, B. HALLÉGOUËT, P. GUENNOC,
D. THIÉBLEMONT**

**avec la collaboration de
C. GUERROT, A. COCHERIE, A. MAREC, P. MARTEAU**

2004

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : MARCOUX É., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., GUENNOC P., MARTEAU P., THOMAS É. (2004) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouguerneau (200). Orléans : BRGM. Notice explicative par Marcoux É., Chauris L., Hallégouët B., Guennoc P., Thiéblemont D., avec la collaboration de Guerrot C., Cocherie A., Marec A., Marteau P. (2004), 144 p.

– *pour la notice* : MARCOUX É., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., GUENNOC P., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de GUERROT C., COCHERIE A., MAREC A., MARTEAU P. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouguerneau (200). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par Marcoux É., Chauris L., Hallégouët B., Guennoc P., Marteau P., Thomas É. (2004).

© BRGM, 2004. 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 : 2-7159-1200-5

SOMMAIRE

RÉSUMÉ - ABSTRACT	7-8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	13
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	13
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	31
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	58
<i>FORMATIONS MARINES IMMERGÉES</i>	74
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	78
<i>NATURE ET STRUCTURE DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	78
<i>MAGMATOGENÈSE</i>	84
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	85
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	87
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	89
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	89
<i>MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION ET DE VIABILITÉ</i>	93
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	100
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	104
<i>SABLES LOURDS DES PLAGES : LE DISTRICT À MONAZITE DE PLOUGUERNEAU</i>	104
<i>RADIOACTIVITÉ DU COMPLEXE MIGMATITIQUE DE PLOUGUERNEAU</i>	113
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	117
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE ET AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</i>	121
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	125
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	125
AUTEURS	133
ANNEXES	135

<i>ANNEXE 1 : DATATION U-PB PAR DISSOLUTION SUR ZIRCONS POUR LE GRANITE DE GUISSÉNY</i>	137
<i>ANNEXE 2 : DATATION U-TH-PB SUR MONAZITES DES MIGMATITES DE PLOUGUERNEAU</i>	138
<i>ANNEXE 3 : CARTOGRAPHIE DÉTAILLÉE DE LA GRÈVE DE LILIA ET DE L'ARCHIPEL DE PLOUGUERNEAU-LANDÉDA</i>	143

LISTE DES FIGURES

Nota. Sur les diagrammes de géochimie, l'indice d'aluminosité A/CNK est le rapport $Al_2O_3/C_5O+Na_5O+K_5O$ en proportions atomiques.

Fig. 1 - Diagramme P-Q pour les Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis (non distingués) et les granites inclus dans le Complexe migmatitique de Plouguerneau. Comparaison avec le Granite de Ploudalmézeau (feuille Plouarzel - île d'Ouessant) (analyses in Chauris et Hallégouët, 1994)	17
Fig. 2 - Diagramme P-Q pour les différents faciès du Granite de Brignogan-Plouescat. Les analyses reportées dans ce diagramme couvrent les territoires des cartes Plouguerneau et Saint-Pol-de-Léon (voir Chauris et <i>al.</i> , 1998, pour cette carte)	18
Fig. 3 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les granites inclus dans le Complexe migmatitique de Plouguerneau. Comparaison avec un spectre représentatif du Granite de Brignogan-Plouescat (éch. PG4, tabl. 1) et la moyenne du Granite de Guissény	19
Fig. 4 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les diorites migmatitiques et les agmatites	24
Fig. 5 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial, comparaison entre la moyenne des diorites migmatitiques et agmatites, et les moyennes de la Monzodiorite de Saint-Frégant et de la Monzodiorite de Creac'h André (feuille Saint-Pol-de-Léon, Chauris et <i>al.</i> , 1998)	25
Fig. 6 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour un paragneiss quartzo-feldspathique (PG8), un gneiss migmatitique (PG10) et une amphibolite (PG50) de la feuille Plouguerneau	30

- Fig. 7 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour quatre échantillons du Granite de Brignogan-Plouescat prélevés sur le territoire de la feuille Plouguerneau (analyses 83-13, 83-53 et 83-137, dans Georget, 1986) **36**
- Fig. 8 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour : (A) les trois échantillons les plus acides des Leucogranite de Saint-Sauveur et Kernilis et comparaison avec le Leucogranite de Sainte-Catherine (feuille Saint-Pol-de-Léon ; Chauris *et al.*, 1998) ; (B) les quatre échantillons les moins acides des Leucogranites Saint-Sauveur et Kernilis et comparaison avec un spectre représentatif du Granite de Brignogan-Plouescat (éch. PG4) **42-43**
- Fig. 9 - Esquisse géologique du pluton polyphasé de l'Aber Ildut et localisation des apophyses de Granite de Guissény (d'après Chauris, 1966) **44**
- Fig. 10 - Massif granitique de Kernilis **46**
- Fig. 11 - Diagramme P-Q pour la Monzodiorite de Saint-Frégant, le Granite de Lanveur et les Granites de Guissény et de l'Aber Ildut (analyses dans Chauris *et al.*, 1994). Comparaison avec les monzodiorites de Roscoff et Plounévez-Lochrist (analyses dans Chauris *et al.*, 1998) **50**
- Fig. 12 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les Granites de Guissény et Lanveur. Comparaison avec la moyenne de la Monzodiorite de Saint-Frégant **52**
- Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour la Monzodiorite de Saint-Frégant. Comparaison avec les spectres moyens des monzodiorites de Roscoff et Plounévez-Lochrist (analyses dans Chauris *et al.*, 1998) **56**
- Fig. 14 - Extrait de profil de sismique réflexion haute résolution montrant le contact de nature érosive des séries éocènes sur le socle au Nord du Léon (Profil mission IUEM - Geobrest 2003, traitement BRGM) **76**
- Fig. 15 - Rosaces des foliations dans le Complexe migmatitiques de Plouguerneau **80-82**
- Fig. 16 - Occurrences de scheelite liée aux éclogites et aux pyroxénites (Chauris, 1987) **90**
- Fig. 17 - Emploi du Granite rose de l'Aber Ildut **94**
- Fig. 18 - Localisation des prélèvements de sables lourds (1 à 16) **108**

Fig. 19 - Pourcentages en poids, par rapport aux minéraux lourds du prélèvement, de la monazite, de l'ilménite et du grenat	hors-texte
Fig. 20 - Prospection alluvionnaire en lit vif à la batée (Atlas BRGM, P. Devismes et H. Chevance, inédit)	109
Fig. 21 - Relation entre la radioactivité (en c/s) et la distance (en mètres) par rapport à la limite supérieure des plages	114
Fig. 22 - Radioactivité en chocs/seconde (scintillomètre SPP2) sur l'estran sableux entre l'anse du Coréjou et l'anse du Curnic	115
Fig. 23 - Itinéraire géologique	120
Fig. 24 - Diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb) des monazites des Migmatites de Plouguerneau	139
Fig. 25 - Diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb) des monazites des sables à monazite du Complexe de Plouguerneau	141

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques du socle métamorphique	14-15
Tabl. 2 - Analyses chimiques du massif de Brignogan	34-35
Tabl. 3 - Analyses chimiques des principales roches plutoniques (sauf Brignogan)	40-41
Tabl. 4 - Analyses chimiques de roches diverses	60
Tabl. 5 - Mesures structurales sur l'accident de Porspoder (tranchée de la D10, Est de Plouguerneau)	86
Tabl. 6 - Caractéristiques hydrogéologiques des forages de la feuille Plouguerneau	102
Tabl. 7 - Composition minéralogique des prélèvements de sables lourds sur les hauts de plage de la région de Plouguerneau	106-107
Tabl. 8 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur monazites de Plouguerneau	138

RÉSUMÉ

La feuille Plouguerneau assemble deux domaines géologiques très distincts séparés par le cisaillement mylonitique de Porspoder, orienté N70-80.

Au Nord de cet accident, dans la partie ouest de la feuille, s'étend le Complexe migmatitique de Plouguerneau, composé de migmatites, de granites migmatitiques, d'agmatite et de niveaux dioritiques amphibolitisés. Il est également envahi de granites d'anatexie variés, où alternent des faciès fins et très porphyroïdes. Longtemps considéré comme très ancien, ce complexe se serait en fait formé au Carbonifère supérieur (Namurien), comme le suggèrent les datations U/Pb sur monazite (332 Ma).

Toujours au Nord de l'accident de Porspoder, mais dans la partie est de la feuille, on arrive dans le domaine du Complexe de Brignogan-Plouescat, massif monzogranitique hercynien montrant des faciès porphyroïdes à grossiers. Ce complexe scindé en deux lobes par l'accident de Porspoder, se poursuit à l'Est sur la feuille voisine Saint-Pol-de-Léon.

Le Sud de l'accident de Porspoder est le domaine des granitoïdes hercyniens. Les leucogranites y dominent (Kernilis, Saint-Sauveur) mais ont été précédés par les dernières manifestations du Granite rose de l'Aber Ildut, qui prend ici l'appellation locale de Granite de Guissény et qui a été daté à 301 Ma (U/Pb sur zircon). Des injections plus basiques, mais de moindre importance, accompagnent ces intrusions : Monzodiorite de Saint-Frégant, Granite gris de Lanveur.

Dans ce domaine sud, le vaste ensemble métamorphique des Gneiss de Lesneven, majeur sur les feuilles voisines, ne couvre plus ici qu'une surface très limitée, et se compose de paragneiss, d'amphibolites et de pyroxénites puissantes.

La fracturation N100-110 est un autre élément structural important de la feuille. Elle contrôle le tracé d'importantes vallées fluviales (l'Aber Wrac'h), et s'arme d'imposants filons de quartz (12 m de puissance à Toullouarn-en-Guissény). Ces accidents recourent clairement l'accident de Porspoder mais ne le décalent pas, suggérant un jeu en failles normales, abaissant le compartiment nord.

Des dépôts quaternaires, pelliculaires (plages anciennes, placages limoneux, coulées de heads périglaciaires, colluvions, alluvions fluviales, revêtements dunaires et sables de plages), masquent fréquemment le sol ancien. Cependant, les lœss périglaciaires sont ici très limités, marquant l'extrémité occidentale du grand ensemble qui s'étend sur le Nord de la France. Les zones dunaires bien constituées sont limitées aux pointes ro-

cheuses exposées aux vents. Par contre, les limons gris, incultes, couvrent une surface importante, notamment dans la cuvette de Kerlouan.

Dans la partie maritime de la carte, le substratum rocheux comprend deux unités séparées par un accident correspondant à un abrupt bien marqué. Au Sud, le socle armoricain immergé est composé essentiellement par des formations cristallines (gneiss, migmatites et granites). Au Nord et à partir de l'isobathe - 70 m, apparaissent des formations sédimentaires dépendant du synclinal de la Manche, et montrant des calcaires appartenant à l'Éocène et au Crétacé.

Ces formations anciennes sont plus ou moins masquées par une couverture meuble, souvent en transit sous l'influence des courants marins. Des nappes de cailloutis de nature pétrographique variée, avec prédominance des granites, apparaissent en bordure du talus sous-marin et également plus au Nord sur les fonds de la Manche. Les graviers et les sables sont largement représentés, en proportions variables, sur l'ensemble de la zone. Sur la plate-forme littorale, ces derniers occupent les dépressions et remblaient les anciennes vallées fluviales submergées, dont on suit le tracé jusque vers 60 m de profondeur.

Après avoir traité de la formation des roches rencontrées, de leurs mises en place et de leurs déformations, cette notice aborde les ressources minières et minérales, ainsi que les ressources en eau (aquifères, captages, alimentation, chimisme) de la feuille Plouguerneau.

Une documentation complémentaire originale retrace les connaissances géologiques sur les sables lourds des plages et sur la radioactivité du Complexe migmatitique de Plouguerneau. Des informations sont également fournies sur la préhistoire et l'archéologie locale. Enfin, une bibliographie géologique régionale est jointe, ainsi qu'un itinéraire permettant de découvrir les faciès et les affleurements les plus remarquables.

ABSTRACT

The Plouguerneau map area includes two very distinctive geological domains separated by the Porspoder Mylonitic Shear Zone striking N070-080.

To the north of this Fault, in the western part of the map area, lies the Plouguerneau Migmatite Complex, composed of migmatites, migmatitic granites, agmatite and foliated amphibolitized diorites. Granites showing various degrees of anatexis are widespread, with alternating fine and highly porphyritic facies. Although this Complex was previously considered as an-

cient, monazite U/Pb dating (332 Ma) would suggest it was formed during the Late Carboniferous (Namurian).

Still to the north of the Porspoder Fault, but in the eastern part of the map area, lies the Brignogan-Plouescat Complex, a Hercynian monzogranite massif presenting porphyritic and coarse facies. This Complex is split into two lobes by the Porspoder Fault and continues eastwards into the adjacent map area of Saint-Pol-de-Léon.

To the south of the Porspoder Fault lies the Hercynian granitic domain. Leucogranites are predominant (Kernilis, Saint-Sauveur), although preceded by the last appearances of pink granite of the ria "Aber Ildut", known locally as Guisseny Granite, and dated at 301 Ma (Zircon U/Pb). Additional basic injections of lesser importance, such as the Saint-Frégant monzodiorite or the Lanveur grey granite, accompany these intrusions.

In this southern part of the map area, the extensive Lesneven Gneiss metamorphic suite, predominant in adjacent map areas, crops out over only a small area and is composed of paragneiss, amphibolites, and thick pyroxenites.

Another significant structural feature of the map area is the N100-110-trending fracturing. It is responsible for the orientation of important river valleys such as the "Aber Wrac'h", and is characterized by impressive quartz lodes (12-m thick at Toullouarn-en-Guissény). The faults clearly cut the Porspoder Fault, but do not offset it, suggesting normal displacement and a downthrown northern block.

Surficial Quaternary deposits (ancient beaches, loamy sheets, periglacial slides, colluvium, river deposits, dune overlays and beach sands) commonly cover the older bedrock. However, periglacial loess remains scarce, marking the western extremity of a large unit spreading across the north of France. Well-developed dune zones are limited to rocky headlands exposed to wind. On the other hand, barren grey silts cover a significant area, especially in the Kerlouan depression.

Offshore, the substratum is composed of two entities separated by a fault, easily identified by a distinct scarp. To the south, the submerged Armorican basement is mostly composed of metamorphic and igneous rocks (gneiss, migmatites and granites). From the 70-m isobath northwards, sedimentary formations of the English Channel syncline are observed, including Eocene and Cretaceous limestones.

These older formations are partially covered by an unconsolidated cover that is commonly transported by ocean currents. Several gravelly sheets of

varied petrography, although a predominance of granites, appear at the edge of the continental slope, and further to the north on the English Channel seabed. Sands and gravels are widely present, in varying proportions, over the entire area. On the continental shelf these sediments lie in depressions, and fill submerged river valleys that can be traced to a depth of 60 m.

After discussing the various rock formations encountered, their depositional or emplacement conditions, and their deformation processes, these explanatory notes consider the mining and mineral resources, as well as the water resources (aquifers, catchments, supply, chemistry) of the Plouguerneau map area.

Existing information is also included on the geology of heavy mineral sands found on beaches, and the radioactivity of the Plouguerneau Migmatite Complex, as well as a section on the local prehistory and archeology. Finally, a bibliography of the regional geology is enclosed, along with a route revealing the most significant facies and outcrops of the area.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Plouguerneau est le maillon essentiel de la Côte des légendes. C'est un rivage rocheux prolongé en mer par une ceinture de récifs et entrecoupé d'anses sableuses à hauteur de laquelle le Léon commence à s'infléchir vers l'Atlantique. Cette morphologie contrastée traduit d'emblée la richesse et la diversité géologique de cette feuille, point de rencontre entre le Léon intérieur fortement métamorphique et sa façade atlantique, armée de massifs granitiques hercyniens. Sur l'île Vierge, le plus haut phare d'Europe avec ses 82 m et ses 365 marches, construit entre 1897 et 1902, veille sur l'entrée de la Manche.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le vaste domaine métamorphique des Gneiss de Lesneven, ensemble majeur de la feuille voisine de Saint-Pol-de-Léon, ne couvre plus ici qu'une surface limitée, avant de se redéployer sur la feuille méridionale de Plabennec. Les amphibolites et les pyroxénites y restent bien développées, mais les éclogites n'y sont pas connues, et l'Orthogneiss de Plounévez-Lochrist, formation majeure sur les feuilles voisines, est ici cantonné à de rarissimes enclaves dans le Leucogranite de Saint-Sauveur.

Un des traits essentiels de la feuille est la présence d'un domaine migmatitique complexe, connu sous le nom de Migmatites de Plouguerneau, qui s'étend au Nord de l'accident Porspoder-Guissény et constitue l'ensemble de la côte rocheuse depuis l'anse de l'Aber Wrac'h jusqu'à l'embouchure du Quillimadec-en-Guissény. On lui doit le dangereux champ de récifs de Lilia et de l'île Vierge. Ce complexe migmatitique encore mal connu, riche en niveaux dioritiques amphibolitisés, est envahi de granites d'anatexie variés, alternant le grain fin et le grain très porphyroïde ; la foliation habituellement nette peut s'estomper totalement. Les faciès porphyroïdes à foliation discrète ou absente miment de façon parfois saisissante le Granite porphyroïde de Brignogan.

Les intrusions de granitoïdes hercyniens sont variées.

Le Complexe de Brignogan-Plouescat expose ici son lobe occidental où les faciès très porphyroïdes dominent. Les boules caractéristiques dégagées par l'érosion, s'égrènent dans les champs ou bien s'alignent le long du rivage, en chaos aux formes moutonnées parfois gigantesques.

L'intérieur des terres est surtout constitué de leucogranites : ils n'atteignent pas la côte mais se prolongent sur les feuilles voisines. Les Leucogranites de Kernilis-Ploudalmézeau et de Saint-Sauveur furent jadis intensément exploités dans de multiples petites carrières. Le Granite porphyroïde à biotite de Guissény constitue les résurgences les plus orientales du massif de l'Aber Ildut.

La pénéplaine post-hercynienne a été maintes fois remaniée. Des dépôts quaternaires, pelliculaires (plages anciennes, placages limoneux, coulées de heads périglaciaires, colluvions, alluvions fluviales, revêtements dunaires et sables de plages...) masquent fréquemment le sol ancien. Les lœss périglaciaires sont ici à l'extrémité occidentale du grand ensemble qui couvre le Nord de la France ; ils sont nettement moins abondants que sur la feuille Saint-Pol-de-Léon. Les zones dunaires bien constituées sont limitées aux trois pointes rocheuses exposées aux vents dominants : la presqu'île de Sainte-Marguerite, au Sud de l'Aber Wrac'h, la côte nord de Plouguerneau, et la pointe de Neiz-vran-en-Kerlouan. Par contre, les limons gris, incultes, couvrent une surface importante notamment dans la cuvette de Kerlouan. Les marais littoraux, rares, sont limités à de petites anses dans le massif de Brignogan et au Curnic-en-Guissény.

Les fractures ont joué un rôle essentiel dans la structuration de la feuille de Plouguerneau. La puissante zone de cisaillement de Porspoder, orientée ENE-SSW en est le trait dominant. Elle découpe la feuille en deux, limitant au Sud le Complexe migmatitique de Plouguerneau. Les leviers de la feuille ont permis de la suivre jusqu'à Guissény ; il est très probable qu'elle se prolonge au-delà, d'abord masquée par les limons de la cuvette de Kerlouan avant de s'engouffrer dans la baie de Goulven. Elle serait ainsi la cause de la scission en deux lobes du massif de Brignogan-Plouescat, qu'elle affecterait d'un jeu coulissant sénestre d'environ 7 km.

Le second élément structural important est la fracturation N100-110. Ces accidents contrôlent le tracé d'importantes vallées fluviales : l'Aber Wrac'h, le plus septentrional des abers bretons, et le Quillimadec, et déterminent l'orientation des crêtes topographiques bien visibles à l'Est et au Sud de Guissény. Ils sont habituellement armés d'imposants filons de quartz (12 m de puissance à Toullouarn-en-Guissény) qui doivent à leur résistance à l'érosion de constituer un des points hauts de la feuille (68 m à Créyen, à l'Est de la feuille). Ces accidents recoupent clairement l'accident de Porspoder, mais ne le décalent pas, suggérant un jeu en failles normales, abaissant les compartiments nord.

Le paysage a été profondément modifié par les progrès d'une occupation humaine fort ancienne, comme l'attestent les nombreux vestiges mégalithiques, façonnés surtout dans le Granite de Brignogan. À présent, les cul-

tures légumières occupent une part essentielle de la surface, les landes et les prairies ne couvrant plus guère que des espaces restreints, notamment dans les terrains incultes de la cuvette de Kerlouan. Comme sur la feuille voisine de Saint-Pol-de-Léon, l'extension des cultures a eu pour conséquence l'arrachement de plus en plus fréquent des boules rocheuses éparses sur le sol, diminuant ainsi progressivement les informations géologiques. L'anse envasée de l'Aber Wrac'h a permis l'essor d'un centre ostréicole important et très réputé.

Les conditions du lever géologique sont très variables selon les points. La qualité des affleurements, excellente sur le littoral, en particulier grâce à un très fort balancement des marées, décroît rapidement à l'intérieur des terres, par suite de l'altération du socle et des placages limoneux.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Les formations métamorphiques appartiennent à deux domaines bien distincts : le Complexe migmatitique de Plouguerneau, domaine hautement métamorphique qui s'étend largement dans la partie occidentale de la feuille et se retrouve en enclaves dans la plupart des granites de la carte, et les Gneiss de Lesneven. L'Orthogneiss de Plounévez-Lochrist, si important sur les feuilles voisines, n'apparaît qu'en panneaux enclavés dans le Granite de Saint-Sauveur, dans les anciennes carrières près de Perzel-en-Kerlouan.

FORMATIONS ANATECTIQUES

Granites d'origine crustale

Les granites migmatitiques précédents sont envahis ou recoupés par des granites d'anatexie aux faciès très variés, allant de granites porphyroïdes à biotite et des granites à grain très fin et à biotite à des leucogranites à deux micas. D'un point de vue mise en place, ils évoluent de faciès plus ou moins extravasés à des corps nettement intrusifs. Les observations de terrain établissent une filiation évidente entre ceux-ci et les ensembles moins évolués du Complexe migmatitique de Plouguerneau. On peut diviser ces granites d'anatexie en quatre types :

^{1M}**YC. Leucogranite à grains fin à moyen de Karreg Kromm** (plage du Coréjou-en-Plouguerneau). Ce premier type apparaît au Nord de Plouguerneau où le complexe migmatitique est recoupé par une longue et étroite venue granitique de teinte claire. Ce faciès à grain fin moyen est riche en muscovite et avec quelques porphyroblastes irrégulièrement disséminés.

Référence	Pyroxénites								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	PG 8	PG 10							PG 50
SiO ₂	71,88	66,04	47,20	55,80	55,07	55,45	55,60	63,90	48,48
TiO ₂	0,43	0,74	1,59	0,60	0,6	1,31	0,77	0,00	1,83
Al ₂ O ₃	14,24	15,81	15,50	17,10	12,48	14,84	12,72	21,33	14,13
Fe ₂ O ₃ total	2,42	5,06	8,35	3,76	10,15	7,40	8,10	0,30	10,75
MnO	0,03	0,03	0,15	0,12	0,17	0,11	0,13	0,01	0,16
MgO	0,74	2,19	6,87	3,51	3,26	1,96	3,76	0,11	6,33
CaO	0,90	2,13	14,24	11,13	12,08	11,17	13,54	3,00	12,24
Na ₂ O	2,75	3,16	2,30	4,60	4,24	4,97	3,98	8,75	3
K ₂ O	5,45	2,88	2,06	1,38	0,7	1,58	0,78	1,42	1,16
P ₂ O ₅	0,08	0,15			0,05	0,27	0,15	0,00	0,09
PF	1	1,82	1,75	1,03	0,61	0,67	0,29	0,39	0,96
Total	99,92	100,01	100,01	99,03		99,73		99,21	99,13
Li	56	93			45		34	6	54
Rb	230	243			13		15	31	20
Sr	467	201			484		1 002	1 670	506
Ba	785	432			178		98	146	118
Th	43,3	17,6			4,5		6		1,3
U	3,6	4,8			1,8		3,1		1,1
Ta	1	0,9			0,9		1,2		0,4
Nb	9,1	8,5			12,7		12,1		2,7
Hf	7,8	6,2							
Zr	223	179			186,7		236		50,4
Y	10,70	22,40			14,7		31,9		17
Co	8	15			24		15		37
Cr	95	132			33		68		46
Ni	54	60			22		5		34
V	26	66			24		62		289
La	74,40	30,00			12,8		11,2		8,4
Ce	144,5	65,2			21,3		24,9		14,1
Pr	15	7			3		3,7		2,1
Nd	50	28,2			11,7		18,7		10,4
Sm	8,8	6,2			2,5		5,1		2,9
Eu	1,5	1,2			0,5		1,3		1
Gd	6	5			2,6		5,3		3,7
Tb	0,7	0,8			0,4		0,8		0,7
Dy	3,3	4,8			2,3		5,6		3,9
Ho	0,5	0,9			0,5		1		0,8
Er	1,5	2,8			1,6		3,4		2,4
Tm	0,2	0,4			0,2		0,5		0,3
Yb	1,1	2,4			1,7		3,2		2
Lu	0,3	0,4			0,3		0,5		0,3
A/CNK	1,18	1,30							

Tabl. 1 - Analyses chimiques du socle métamorphique (analyses BRGM, sauf 3, 4, 6 et 8, UBO, Brest)

- 1 : gneiss quartzo-feldspathique de Lesneven (Kermarguel, Lerlouan) ;
 2 : gneiss migmatitique (Neiz, Vran, Kerlouan) ; 3 à 7 : pyroxénites
 (3 à 5 : Lessinquet Saint-Frégant ; 6 et 7 : Brundaouez Guissény) ;
 8 : plagioclase (Brundaouze, Guissény) ; 9 : amphibolite rubanée
 (Lessinquet, Saint-Frégant)

Complexe migmatitique de Plouguerneau											
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Référence	PG 61	PG 62a	PG 62b	PG 67	PG 76	PG 78	PG 63	PG 70	PG 73	PG 74	PG 75
SiO ₂	55,8	54,6	56,8	55,2	60,7	61,4	68,90	68,70	71,20	71,20	71,80
TiO ₂	1,75	2,6	2,15	1,43	1,43	1,19	0,64	0,42	0,30	0,20	0,30
Al ₂ O ₃	15,4	16,1	16,4	15,3	15,5	16,7	16,40	16,20	14,90	15,00	14,60
Fe ₂ O ₃ total	8,35	10,1	8,4	6,95	5,87	6,41	2,75	2,80	1,85	2,50	1,81
MnO	0,11	0,13	0,1	0,1	0,08	0,07	0,03	0,06	0,03	0,08	0,03
MgO	5,3	3,2	3	5,7	2,6	2,3	1,00	1,00	0,60	0,50	0,60
CaO	4,9	5,5	4,6	5,1	3,2	3,2	1,80	2,40	0,60	1,10	0,50
Na ₂ O	2,7	3,2	3,4	2,8	3,1	3,7	3,70	3,90	3,00	2,90	3,10
K ₂ O	3,75	2,95	3,15	4,08	5,03	2,78	4,10	3,40	5,80	5,25	4,88
P ₂ O ₅	0,4	0,57	0,48	1,15	0,73	0,41	0,13	0,14	0,17	0,08	0,18
PF	0,6	1	1,1	1,3	0,9	0,9	0,80	0,80	1,10	0,60	1,30
Total	99,06	99,95	99,58	99,11	99,14	99,06	100,25	99,82	99,55	99,41	99,10
Li	49	103	71	102	35	85	49	61	61	52	33
Rb	169	121	167	165	207	293	118	167	303	233	260
Sr	451	464	398	1 468	1 630	326	338	457	127	107	162
Ba	840	591	436	1 912	864	327	885	759	538	392	483
Th	21,9	11,3	10,9	24,1	32,8	25,8	23,6	21,7	31,2	24,6	22,3
U	4,5	3,1	4,9	4,7	6	5,7	3	2,8	6,8	5,7	4,4
Ta	1,5	2,3	2,1	1,6	1,1	1,4	0,5	0,5	0,7	0,8	0,5
Nb	22,7	34,1	30,3	27	27,7	24	8	7,4	7,8	7,6	5,7
Hf	8	8,4	7,8	10,6	10	8,6	6	4,5	4,1	3,6	2,4
Zr	289	299	259	428	502	312	193	135	112	106	103
Y	28,9	58,8	32,5	24,6	13,5	16	16	13,9	11,1	29,1	6,3
Co	29	26	20	26	17	14	8	< 5	< 5	< 5	< 5
Cr	109	15	23	186	58	48	35	27	< 10	16	23
Ni	18	< 10	< 10	64	34	16	< 10	< 10	< 10	< 10	15
V	105	98	63	144	103	102	43	35	< 10	< 10	< 10
La	76,6	54,5	46,2	120	161,3	96,3	49,1	49,7	43	46,2	30
Ce	143,3	108,8	104,1	257	341,7	196,9	98,8	98,6	94,7	85,8	61
Pr	16,3	13,1	12,7	27,3	32	20,3	10,9	10,7	10,7	9,2	6,4
Nd	58,7	50,9	49,1	104,2	95,7	60,8	40,4	35,9	37,6	32,1	20,6
Sm	9	10	9,2	14,8	12,3	7,9	6,5	5,4	6,7	6,8	3,7
Eu	2,1	2,7	2,4	2,9	2,7	1,2	1,7	1	0,5	0,9	0,6
Gd	7,1	8,6	7,6	9,5	8,5	6,1	4,4	3,9	4,2	6	2,8
Tb	0,9	1,2	1	1,2	1	0,8	0,5	0,5	0,5	0,9	0,3
Dy	4,6	5,5	5	4,9	3,4	3,2	2,2	2	1,8	4,7	1,3
Ho	0,9	1	0,9	0,8	0,5	0,5	0,4	0,4	0,2	0,9	0,2
Er	2,5	2,5	2,1	2,1	1,2	1,5	1	0,9	0,5	2,8	0,5
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	< 0,1	0,4	< 0,1
Yb	1,9	1,8	1,6	1,6	1	1	0,8	0,8	0,3	2,8	0,4
Lu	0,3	0,2	0,2	2	0,2	0,2	0,1	0,1	< 0,1	0,4	< 0,1
A/CNK							1,19	1,12	1,21	1,20	1,29

Tabl. 1 - Analyses chimiques du socle métamorphique (analyses BRGM, sauf 3, 4, 6 et 8, UBO, Brest) (fin)

10 à 20 : Complexe migmatitique de Plouguerneau : 10 à 13 : diorite migmatitique (10, 11 et 12 : plage du Zorn, 13 : plage de Boulou Bihan, Lilia) ; 14 et 15 : agmatite (14 : An Dol Ven, 15 : Porz Grae) ; 16 à 18 : granite d'anatexie gris fin (16 : Roc'h ar Ch'oulm, 17 : An dol ven, 18 : Castel Ac'h, Lilia), 19 : granite d'anatexie

Dans le paysage, il se distingue bien des formations encaissantes par sa morphologie accusée, dessinant une succession de monadnocks. Les meilleurs affleurements sont situés (du Nord-Est au Sud-Ouest) dans les récifs de Karreg Kromm (deux gros amas rocheux) et de Penver, dans la presqu'île de Penn Enez et près de Kergoff à l'Ouest de l'anse du Coréjou. La venue se poursuit vers le Sud-Ouest, au moins jusqu'au-delà de Kervélogan, pour réapparaître, avec la même direction, mais sous des affleurements médiocres, aux environs de Lanvaon. Outre la muscovite, la paragenèse comprend feldspath potassique, oligoclase, quartz, biotite et apatite. Le Leucogranite de Karreg Kromm pourrait représenter l'injection tardive, dans une zone de faiblesse intramigmatitique déjà indurée, des ultimes différenciations anatectiques en profondeur du Complexe de Plouguerneau.

γ^M_B . Granite leucocrate à grain moyen de Beg ar Spis. Le second type occupe la pointe de Beg ar Spis, près de Kelerdut. Il montre une foliation légère qui lui confère un débit fruste en dalles et se caractérise par une muscovite rare et quelques porphyroïdes disséminés. Cinq roches ont été analysées (tabl. 1) : un granite d'anatexie du type porphyroïde (PG74), trois granites gris fins (PG63, 70, 73) et un Leucogranite de Karreg Kromm (PG75). Ces roches ont des compositions faiblement à modérément acides ($\text{SiO}_2 = 69\% \text{ à } 71,8\%$), sans différence systématique entre les trois types de granite. Ces compositions sont toujours fortement peralumineuses ($A/CNK = 1,12-1,29$), ce qui suggère une attribution à l'association alumino-potassique (« type Guéret ») (De La Roche *et al.*, 1980). Dans le diagramme P-Q (fig. 1), les trois roches les plus acides (PG73, PG74 et PG75), qui appartiennent à chacun des trois types définis sur le terrain, se placent au voisinage du granite de référence, dans une position comparable aux Granites de Saint-Sauveur et Kernilis (fig. 1) et au massif de Brignogan (fig. 2). Les roches les moins acides (PG63 et PG70), qui appartiennent au faciès des granites gris fins, se placent au voisinage de la granodiorite de référence. Les spectres multi-élémentaires (fig. 3) montrent les traits suivants : 1) un enrichissement marqué en éléments fortement incompatibles (Rb, Th, terres rares légères) ; 2) des anomalies négatives prononcées en Ta et Nb ; 3) des anomalies négatives en Ba, Sr, P et Ti qui s'amplifient dans les termes les plus acides en liaison avec un fractionnement des feldspaths, apatite et oxydes ; 4) fractionnement marqué entre terres rares lourdes dans quatre échantillons (hors PG74), suggérant la stabilité du grenat dans la source. La comparaison avec les spectres moyens des massifs granitiques de Brignogan et de Guissény (Aber Ildut) (fig. 3) montre de bonnes analogies. Néanmoins, relativement au Granite de Brignogan, les granites du Complexe migmatitique de Plouguerneau apparaissent significativement plus pauvres en Ta, Nb, mais plus riches en terres rares légères. De même, relativement aux Granites de Guissény, les deux roches les moins acides (PG63 et PG70) apparaissent pauvres en Ta, Nb et U. De plus, elles sont fortement peralumineuses, tandis que le Granite de l'Aber Ildut est métalumineux à faiblement peralumineux.

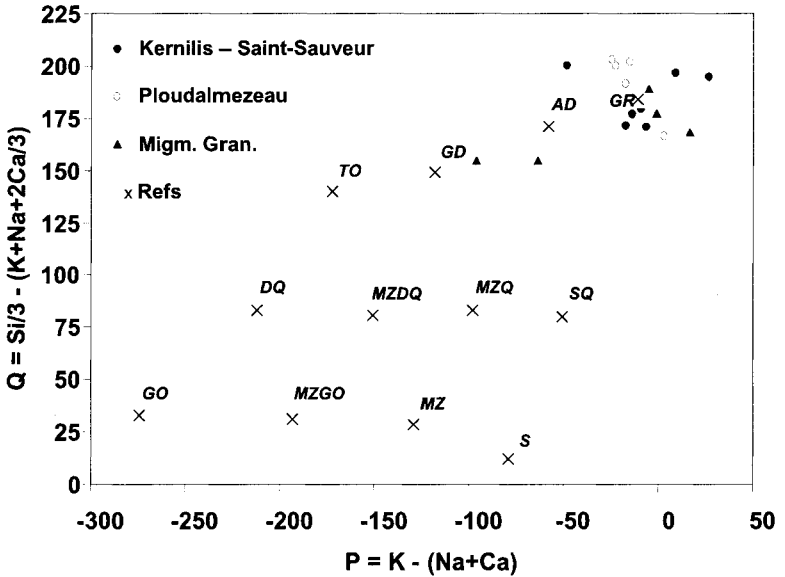


Fig. 1 - Diagramme P-Q pour les Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis (non distingués) et les granites inclus dans le Complexe migmatitique de Plouguerneau. Comparaison avec le Granite de Ploudalmezeau (feuille Plouarzel - île d'Ouessant) (analyses in Chauris et Hallégouët, 1994)

Ce diagramme, adapté de 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 plagioclase ($-[Na+Ca]$, 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. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (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

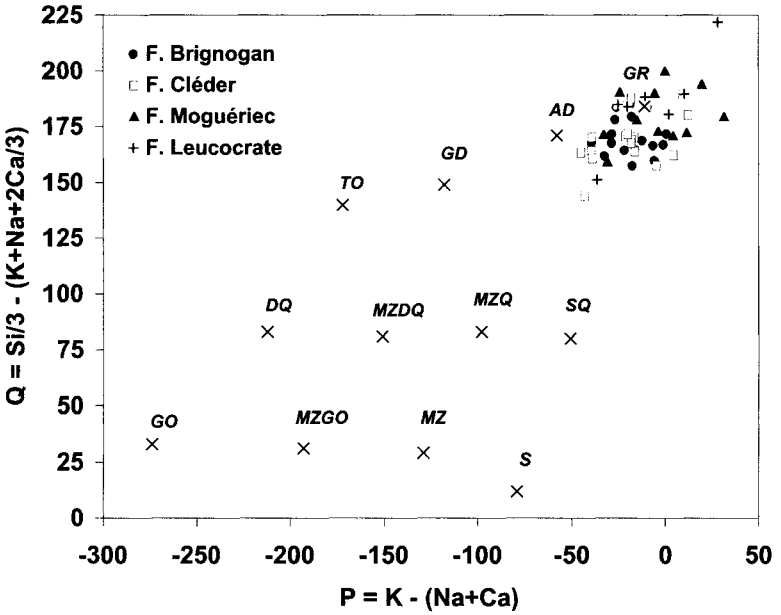


Fig. 2 - Diagramme P-Q pour les différents faciès du Granite de Brignogan-Plouescat. Les analyses reportées dans ce diagramme couvrent les territoires des cartes Plouguerneau et Saint-Pol-de-Léon (voir Chauris et al., 1998 pour cette carte).

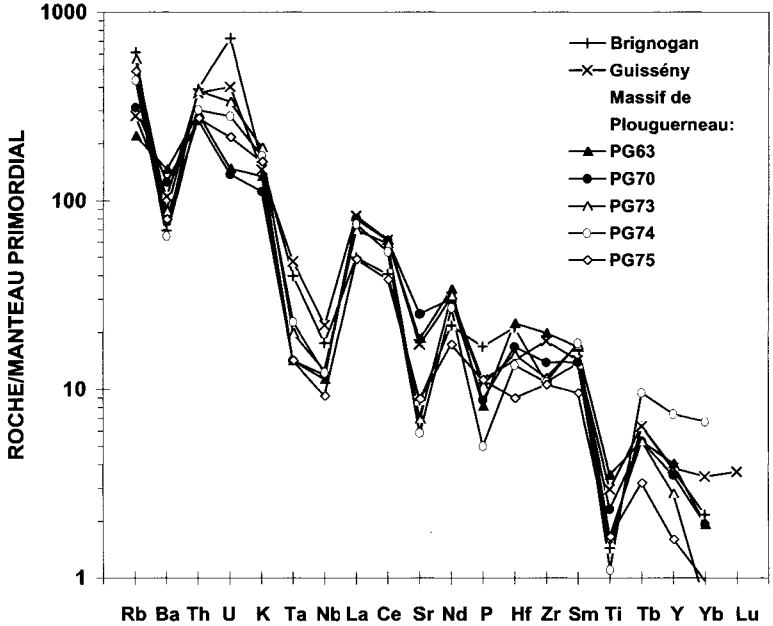


Fig. 3 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les granites inclus dans le Complexe migmatitique de Plouguerneau. Comparaison avec un spectre représentatif du Granite de Brignogan-Plouescat (éch. PG4, tabl. 1) et la moyenne du Granite de Guissény.

γ^M . **Granite gris à grain fin de Sainte-Marguerite** (noté : γ^A_M sur la feuille Plabennec). Ce troisième granite est à grains fins, mais évolue parfois vers un grain fin moyen. Il possède toujours une foliation discrète à l'origine de son débit en lames ou en petites dalles dans sa partie superficielle. Contrairement aux trois autres granites d'anatexie, qui forment des reliefs, ce granite gris apparaît en dépression. Ses contacts avec le complexe migmatitique sont habituellement francs et il constitue de petits dykes sécants intensément diaclasés, de puissance très irrégulière, ou des stocks lenticulaires plus importants grossièrement orientés N20 à N40 : île Vénant, Kervenn-Braz, rocher d'Ar C'houlm, rocher d'An Dol Ven-en-Plouguerneau, presque île Sainte-Marguerite. Sa foliation pénétrative indique une injection syn-à fini-métamorphe. Sa teinte grise est due à la présence de nombreuses petites paillettes de biotite, parfois seule (An Dol Ven, Sainte-Marguerite), mais fréquemment associée à des quantités équivalentes de muscovite (Castel Ac'h, Saint-Cava). Cette proportion biotite-muscovite traduit un chimisme variable de ce granite gris qu'on pourrait scinder en deux entités (non distinguées sur la carte, les variations s'observant fréquemment à l'échelle du même dyke). Ce faciès évoque les granites fins gris qui recourent le Leucogranite de Ploudalmézeau au Sud de l'accident de Porspoder (Lanveur, Goslan) et consolident la crête granitique au Nord immédiat de la vallée du Quillimadec, où il fut exploité dans de multiples petites carrières.

$\rho\gamma^M$. **Granite à biotite porphyroïde de l'île Vierge**. C'est le quatrième type : les granites migmatitiques porphyroïdes évoluent localement vers un granite à phénocristaux, habituellement de 3 à 5 cm, parfois davantage, et dont l'abondance peut conduire à la formation de zones hyper-feldspathiques. Outre leur faciès, ils se caractérisent par l'absence quasi-générale de foliation, bien qu'une foliation floue subsiste par endroits, et une érosion en boules. Il s'agit de granites parfois un peu extravasés, portant des enclaves de migmatites. Le granite porphyroïde « type » apparaît en « bouffées » à l'extrémité occidentale de la feuille dans les îles Vierge et Stagadon, ainsi qu'aux environs de Lilia. Les rochers de Kelerdut (point coté 24) exposent un faciès particulier presque dépourvu de foliation, avec exacerbation du caractère porphyroïde (feldspaths de 7 cm), qui offre une similitude saisissante avec le faciès porphyroïde habituel du massif de Brignogan. Ce faciès n'est cependant pas représentatif de ces granites d'anatexie porphyroïdes. L'examen de la zone voisine de Porz Grae-Porz Guen (pointe au Nord-Ouest de Plouguerneau) renseigne idéalement sur la diversité des faciès porphyroïdes et de leurs relations, complexes, avec l'ensemble migmatitique. Le passage avec les granites migmatitiques est toujours flou et progressif, sans trace évidente d'injections.

En résumé, les granitoïdes associés aux migmatites se rattachent à l'association alumino-potassique de type Guéret, ils présentent certains traits comparables aux granites des massifs de Brignogan et/ou de Guissény

(Aber Ildut), néanmoins, ils montrent également des différences significatives qui ne permettent pas de les considérer comme des injections marginales de ces deux plutons.

Géochronologie. Deux datations par la méthode U-Th-Pb ont été effectuées sur des monazites des migmatites de la plage de Créac'h An Avel-en-Plouguerneau (cf. annexe 2) : l'une sur des cristaux provenant de sables lourds riches en monazite, issus du démantèlement des migmatites locales (plage de Moguéran), et l'autre sur des échantillons prélevés dans la falaise de Créac'h an Avel.

Les deux prélèvements ont fourni des âges identiques, respectivement 330 ± 9 Ma et 332 ± 5 Ma, qui sont interprétés comme datant l'épisode de la migmatitisation. L'âge du matériel recyclé serait d'environ 580 Ma (581 ± 36 Ma), ce qui confirme l'hypothèse généralement admise d'un matériel détritique briovérien.

Complexe de Plouguerneau

Ce complexe s'étend au Nord de la grande zone de cisaillement de Porspoder et déborde largement sur la feuille Plabennec. Il est superbement exposé le long de la côte depuis l'embouchure de l'Aber Wrac'h jusqu'à Guissény, où il structure notamment les récifs de Lilia et de l'Île Vierge. Le complexe migmatitique offre tous les termes de transition depuis des migmatites hétérogènes jusqu'à des granites d'anatexie, fréquemment porphyroïdes, localement réinjectés dans les migmatites. Il est commode de diviser ce complexe en quatre ensembles : les migmatites et les granites migmatitiques, qui sont les deux faciès principaux, les agmatites associées aux diorites migmatitiques et les granites d'anatexie associés.

η_M . Diorites migmatitiques et η_{M1} agmatites associées aux diorites migmatitiques. Des roches basiques forment plusieurs niveaux sombres, fortement schistosés, interstratifiés dans le Complexe de Plouguerneau. Ces roches étaient désignées sous le nom « d'Amphibolite de Lannilis » dans l'édition au 1/80 000 de Plouguerneau ; elles se prolongent de façon discontinue jusqu'au Nord de Portsall sur la feuille Plouarzel (où elles sont appelées Diorites micacées migmatitiques de Portsall), soit sur plus de 20 km.

Les meilleurs affleurements de ces roches sombres se situent au Zorn (route d'accès et bord oriental de la plage), et sur la plage de Boulou Bihanen-Lilia, où la roche originelle est particulièrement bien conservée. Mais à l'intérieur des terres, des blocs épars, souvent de grande taille (Kergadavem, Tréongar, Menguen), témoignent de l'existence d'autres lentilles. Les lentilles s'alignent globalement selon un axe NE-SW.

Minéralogiquement et chimiquement, il s'agit de diorites de teinte gris-noir verdâtre à bleuté, souvent emballées dans une arène brunâtre (Boulou Bihan), affectées d'une foliation pénétrative constante mais relativement épargnées par l'anatexie. L'examen minéralogique montre andésine, biotite et hornblende dominantes, quartz rare, titanite abondante, grandes apatites, parfois pyroxène, rarement feldspath potassique.

Ces diorites migmatitiques sont presque systématiquement associées à des « agmatites », variété de migmatites dans laquelle le leucosome granitique emballé des fragments peu modifiés d'une roche ayant bien résisté à l'anatexie, conférant à la roche un aspect fortement hétérogène.

Des agmatites sont magnifiquement exposées sur la côte (Porz Grae, Ouest de l'île Vénan et An Dol Ven-en-Plouguerneau), et apparaissent sporadiquement à l'intérieur des terres. Elles forment des bandes peu puissantes (quelques mètres à 30 m), d'aspect dilacéré, qui se développent au contact des diorites migmatitiques précédentes et des zones d'anatexie, apparaissant comme des zones de fusion hétérogène qui affectent la bordure des corps dioritiques. Les corps dioritiques minces sont totalement transformés. Ils ne subsistent plus qu'en « schlierens » (amas) biotitiques dispersés dans des mobilisats feldspathiques, alors que les corps plus puissants présentent un cœur épargné, simplement affecté d'une foliation pénétrative, sans phénomène exprimé de fusion, et avec développement fréquent de porphyroblastes abondants, de taille moyenne et toujours orientés. Les boules de diorite ainsi préservées montrent la desquamation classique en pelure d'oignon. Les agmatites sont toujours recoupées par des filons de pegmatites métriques à feldspaths roses ou des différenciations à amphibole et titanite.

Deux affleurements sont particulièrement remarquables. Au rocher de Porz Grae, l'agmatite forme une bande d'environ 30 m de puissance dans un granite d'anatexie, orientée N164 et à pendage est de 50°. Les restites de diorites sont très arrondies, décimétriques à métriques, emballées dans un mobilisat très riche en feldspaths, et montrent une foliation fruste mais très pénétrative. Cet affleurement correspond à un corps dioritique peu puissant. La crique au Sud-Est immédiat de An Dol Ven étaye bien l'identité des agmatites et des diorites migmatitiques : le fond de la crique est constitué de boules noires de diorite migmatitique à desquamation en pelure d'oignon, recoupées par des filons de pegmatites à feldspaths roses, qui passent sur les bordures de l'anse à des zones agmatitiques nettes avec développement de mobilisats feldspathiques, qui assurent la transition avec les migmatites et les granites migmatitiques.

La nature originelle de ces corps dioritiques (enclaves, stocks, filons, coulées) au sein des migmatites reste à éclaircir.

Six échantillons ont été analysés : quatre diorites migmatitiques et deux agmatites (tabl. 1). Les agmatites sont plus acides que les diorites et corrélativement plus pauvres en constituants compatibles (TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO), néanmoins, les deux types de roche ont en commun une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 54,6-61,4 \%$) et des teneurs très élevées en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 2,95-5,03 \%$).

Les spectres multi-élémentaires (fig. 4) montrent les traits caractéristiques des roches de la lignée shoshonitique (Gill, 1981) et des vaugnérîtes. En particulier, les diorites et agmatites ont en commun un net enrichissement en éléments fortement incompatibles (Rb, Th, terres rares légères ...), un fractionnement marqué entre terres rares lourdes et des anomalies négatives plus ou moins profondes en Nb et Ta. Malgré ces traits communs, les teneurs en éléments fortement incompatibles (Th, terres rares légères) sont variables et tendent à augmenter des diorites vers les agmatites, ce qui est cohérent avec le caractère plus acide des secondes.

Comme l'illustre la figure 5, le spectre moyen des diorites migmatitiques et des agmatites montre de bonnes analogies avec ceux des monzodiorites du Léon : Monzodiorite de Saint-Frégant sur le territoire de la présente feuille, ou Monzodiorite de Créac'h André sur le territoire de la feuille Saint-Pol-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998). Avec cette dernière, l'analogie est très marquée, néanmoins, les âges des deux massifs sont clairement distincts : $> 334 \text{ Ma}$ (= âge de la migmatitisation) dans le cas des diorites migmatitiques et 296 Ma dans le cas des monzodiorites de la feuille Saint-Pol-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998). Notons que la Monzodiorite de Saint-Frégant est moins riche en de nombreux éléments incompatibles (ex. Th, terres rares légères) que les précédentes.

M. Migmatites et γM , granites migmatitiques (noté : γM sur la feuille Plabennec). Les migmatites affleurent surtout dans la partie orientale du complexe entre Guissény et le Coréjou (plages du Zorn, Créac'h an Avel), ainsi qu'aux abords de l'estacade et sur le platier rocheux au Nord-Ouest et à l'Est du Curnic. Elles forment l'ossature des buttes sur lesquelles se sont édifiés les bourgs de Guissény, Plouguerneau et Lilia. Ces migmatites sont constituées par l'alternance de lits inframétriques de mobilisats granitiques clairs (leucosome) et de passées mélanocrates de restites riches en biotite, d'allure fréquemment lenticulaire (mélanosome). Elles sont partout affectées de plis pygmatitiques (plis serrés et à charnières régulières), d'amplitude métrique, parfois très spectaculaires (Saint-Michel, Créac'h an Avel). Les affleurements de migmatites ont ainsi un aspect zébré caractéristique, avec un litage très net, et offrent en grand une érosion en feuillets. Les mobilisats granitiques constituent souvent des filons aplito-pegmatitiques qui emballent ou recourent les restites sombres très riches en biotite.

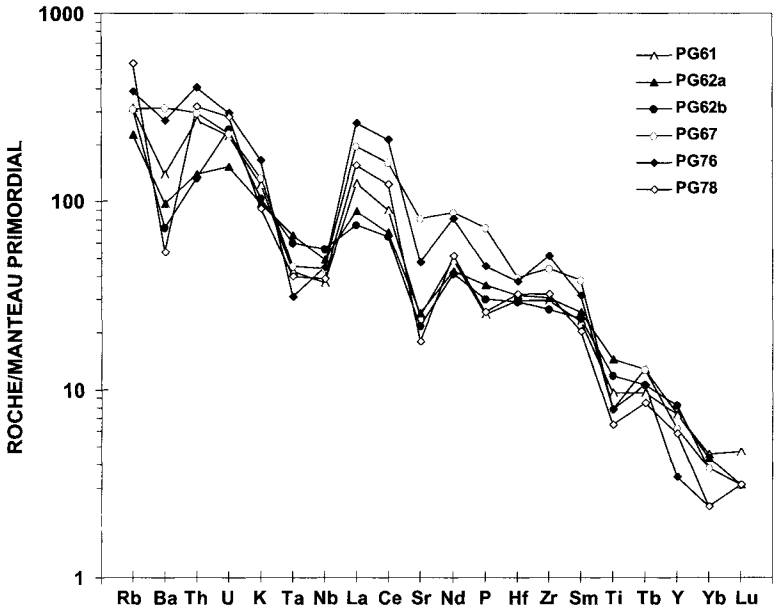


Fig. 4 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les diorites migmatitiques et les agmatites.

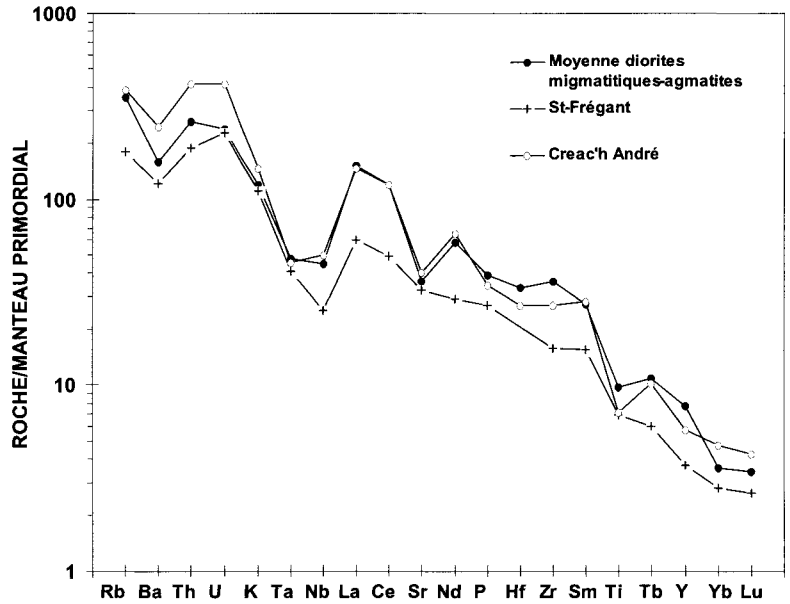


Fig. 5 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial, comparaison entre la moyenne des diorites migmatitiques et agmatites, et les moyennes de la Monzodiorite de Saint-Frégant et de la Monzodiorite de Creac'h André (feuille Saint-Pol-de-Léon, Chauris et al., 1998).

Les mesures montrent une foliation d'ensemble changeante, globalement E-W à pendage nord dans la partie orientale, s'infléchissant en Nord-Sud en se dirigeant vers l'Ouest (cf. Natures et structures des terrains métamorphiques).

Des migmatites riches en grenat centimétrique sont bien exposées à l'île Wrac'h, principalement sur sa côte occidentale.

Par atténuation jusqu'à disparition du mélanosome, les migmatites passent insensiblement à des granites migmatitiques, fortement mobilisés (Coréjou, Saint-Michel, Castel Ac'h-en-Plouguerneau). Ces granites migmatitiques constituent l'essentiel de la partie occidentale du complexe (grossoirement le secteur situé à l'Ouest d'une ligne méridienne passant par le bourg de Plouguerneau), ainsi que la rive sud de l'anse de Tressény. Les transitions entre les deux ensembles sont localement visibles (Saint-Michel, Coréjou) mais habituellement si progressive qu'une limite précise reste quelque peu arbitraire. Nous avons néanmoins fixé cette limite à la disparition des faciès zébrés, transition qui coïncide avec l'apparition de niveaux parfois plurimétriques de granites migmatitiques au sein de migmatites.

Les granites migmatitiques sont des roches à faciès beaucoup plus homogène qui montrent cependant une texture foliée nette et constante : les lits biotitiques, qui peuvent demeurer localement abondants, constituent une trame floue mais constante et pénétrative, révélant l'origine par fusion plus poussée des migmatites. Nous avons distingué ces granites migmatitiques des autres granites hercyniens à cause de cette foliation ubiquiste et de leur localisation exclusivement dans le domaine des migmatites ce qui souligne fortement le lien génétique de ces deux ensembles. Les faciès diffèrent également des granites intrusifs à l'exception du faciès porphyroïde folié, qui ressemble parfois beaucoup au Granite de Brignogan (cf. *infra*). Les granites migmatitiques conservent une érosion en puissantes lames métriques à plurimétriques qui traduisent la foliation d'ensemble (Tressény). Les faciès sont nombreux, dominés par un granite porphyroïde folié à biotite avec des phénocristaux de microcline habituellement alignés. Les phénocristaux atteignent habituellement 3 à 5 cm mais peuvent diminuer en taille pour donner des faciès grossiers, généralement moins foliés (Penn Enez) ou au contraire évoluer vers des granites d'anatexie franchement porphyroïdes (voir Granites associés).

Ensemble des gneiss de Lesneven

Cet ensemble lithologiquement varié affleure dans d'assez mauvaises conditions dans le quart sud-est de la feuille. Il resurgit sporadiquement dans la partie centrale, en panneaux situés le long des grands accidents

WNW-ESE, bien qu'il ne soit pas possible de connaître le rôle éventuel de ces accidents dans la présence de ces panneaux. Cet ensemble comprend des formations métamorphiques paradérivées assez monotones, montrant essentiellement des faciès de paragneiss à biotite finement lités, localement migmatitiques, dans lesquels s'intercalent des niveaux lenticulaires décimétriques à hectométriques, de roches basiques d'origine ignée ou sédimentaire, déjà signalées par A. Lacroix (1889, 1891) : amphibolites et pyroxénites. À noter qu'aucune éclogite, ni aucun paragneiss à silicates calciques, n'a été rencontré sur la feuille. Les éclogites apparaissent cependant immédiatement plus au Sud, sur la feuille Plabennec.

ξW. Micaschistes de l'Aber Wrac'h. Très largement représentée sur la feuille Plabennec, cette roche n'affleure ici que très localement, au Sud de Plouguerneau, à la bordure méridionale de la feuille. Il s'agit de micaschistes à deux micas (biotite dominante), plissotés, dans lesquels on note localement l'apparition de sillimanite.

ΟÇPL. Orthogneiss de Plounévez-Lochrist. Cette roche majeure sur les cartes voisines, n'apparaît ici qu'en panneaux enclavés dans le Granite de Saint-Sauveur, dans les anciennes carrières de Perzel et Saint-Sauveur-en-Kerlouan.

Σ. Pyroxénites. Ces roches dessinent une succession d'affleurements discontinus dans tout le Léon : elles se suivent de la grève du Man-en-Saint-Pol-de-Léon jusqu'à Guissény. Des prolongements orientaux (île Callot-en-Carantec, feuille Plestin) et méridionaux (Bourg-Blanc, feuille Plabennec) de ces formations sont par ailleurs suggérés respectivement par la présence de galets et de mentions dans les travaux de C. Barrois (Chauris, 1987a).

Sur la feuille Plouguerneau, les pyroxénites sont connues à Brundaouez (Guissény) et à Lessinquet (Saint-Frégant). À Brundaouez, la pyroxénite forme une lentille en place d'environ 15 m de puissance qui semble se poursuivre vers l'Est jusqu'à Kerrijent. Des éboulis dans les champs suggèrent également la présence de lentilles satellites au Sud de Brundaouez. À Lessinquet, d'importants blocs épars dépassant fréquemment le mètre-cube permettent de suivre la pyroxénite sur près de 800 m. Ils s'associent localement à une pegmatite stockscheider en place.

Ces lentilles de pyroxénites, ainsi que les principales lentilles d'amphibolite, sont orientées N100-120 et jalonnent ces accidents majeurs. Cette direction est également celle d'une famille de lentilles éclogitiques sur la feuille Saint-Pol-de-Léon. Il est d'ailleurs envisageable que les deux occurrences de la feuille appartiennent à un même niveau fragmenté le long d'un accident N100.

Les pyroxénites sont des roches à grain fin, de teinte verdâtre à vert-gris pâle, avec une texture litée nette. Elles alternent fréquemment en lits centimétriques et décimétriques avec des amphibolites de teinte bleu-noir. L'étude minéralogique montre une association de diopside-hédénbergite, de plagioclase calcique (labrador-bytownite), titanite, quartz rare, apatite, biotite tardive chloritisée et scheelite fréquente. Les passées amphiboliques sont riches en hornblende verte à texture nématoblastique avec plagioclase calcique et titanite parfois abondante. À Brundaouez, la pyroxénite se singularise par la présence de grenat et de scapolite (Lacroix, 1889, 1891) et l'existence d'une plagioclasite, roche blanchâtre de 10 à 20 cm de puissance, finement grenue, interstratifiée dans la pyroxénite, pauvre en minéraux ferro-magnésiens, dont la composition : (Fe_2O_3 : 0,3 ; MgO : 0,11 ; MnO : 0,01 ; Na_2O : 8,75 %, Sr : 1 670 ppm) (Chauris, 1987b) en fait un type de roche exceptionnel en pays de Léon. À Lavengat, la présence de calcite abondante est particulièrement remarquable (Guffroy, 1959).

La pyrrhotite est de loin le sulfure dominant des pyroxénites ; elle se présente en plages millimétriques.

Cinq pyroxénites ont été analysées (tabl. 1) qui proviennent des principales lentilles cartographiées. À une exception près (analyse à $\text{SiO}_2 = 47,2\%$), ces roches ont des compositions intermédiaires ($\text{SiO}_2 \sim 55\%$) et sont riches en CaO (= 13,82 %). Leurs teneurs en MgO sont modérées à faibles (< 4 %) et leurs rapports FeO/MgO sont variables ($\sim 1-4$). Les teneurs en éléments fortement compatibles (Cr, Ni, Co) sont plutôt basses (ex. Cr < 70 ppm), il ne s'agit donc pas d'anciennes roches ultramafiques.

Les teneurs en Sr sont plus ou moins élevées (484-1002 ppm), et font écho à celles en CaO ; Ca et Sr étant deux éléments facilement substituables. Une origine à partir d'une roche sédimentaire silico-carbonatée peut être envisagée. La forte teneur en pyroxène (pôle wollastonite) pouvant s'expliquer par une décarbonatation métamorphique selon la réaction $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. Une origine similaire est envisagée pour la Pyroxénite de Roguedas en Bretagne méridionale (Thiéblemont et Le Métour, travaux en cours).

δ. Amphibolites (orthodérivées). Ces roches massives de teinte vert sombre à noir, toujours rubanées, sont assez fréquentes. Elles apparaissent en niveaux interstratifiés dans les paragneiss avec lesquels elles semblent partager la même histoire tectonique. Les niveaux les plus continus affleurent dans l'angle sud-est de la feuille : à Lessinquet, en liaison étroite avec une lentille de pyroxénite, et à Roudou-Hir ; mais les blocs épars d'amphibolites sont communs dans les champs, traduisant l'existence probable de nombreuses lentilles de moindre importance (Lavengat, Kerriogel-en-Guissény, Rucaradec-en-Saint-Frégant). L'orientation de ces lentilles d'amphibolites est

globalement N100 à N120, identique à celle des pyroxénites. Plusieurs lentilles apparaissent d'ailleurs en lambeaux coincés dans des accidents de même orientation, au sein de granite (Kervénaouen, Kerhornaouen) ou au contact des Migmatites de Plouguerneau (Toullouarn), où elles sont riches en grenat.

L'Amphibolite de Roudou-hir montre d'abondants échantillons à tendance pegmatitoïde, avec des cristaux d'amphibole atteignant 1 cm et du quartz assez abondant.

L'examen microscopique des textures montre qu'il s'agit essentiellement de méta-gabbros. La minéralogie est à hornblende brun-vert + plagioclase (andésine) dominante. Localement, le quartz et la biotite blastique ± chloritisée sont représentés. La titanite, l'apatite et les minéraux opaques sont accessoires.

Seule l'Amphibolite de Lessinquet a été analysée (tabl. 1). Cette roche a une composition globalement basaltique (ou gabbroïque) (ex. $\text{SiO}_2 = 48,48\%$; $\text{MgO} = 6,33\%$), mais une teneur un peu forte en CaO (= 12,24 %) peut suggérer un léger enrichissement en cet élément lors de l'altération. Le spectre multi-élémentaire (fig. 6) montre des pics en Rb, U, K et Sr, dont l'origine secondaire doit également être envisagée. Si on ne considère que les éléments les moins mobiles, les traits les plus caractéristiques sont : 1) un fractionnement peu marqué entre terres rares ; 2) une anomalie négative en Nb, sans anomalie comparable en Ta (problème analytique ?) ; 3) un faible enrichissement en Th. Ces traits, comme la teneur assez élevée en TiO_2 (= 1,83 %), attestent d'une affinité tholéiitique. Si l'on retient l'anomalie négative en Nb, la roche peut être comparée aux basaltes actuels des bassins arrière-arcs (Thiéblemont *et al.*, 1994).

ζM. Gneiss migmatitiques et Pζ. Paragneiss à biotite. Le faciès dominant est un gneiss rubané fin à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite abondante soulignant la foliation, apatite, zircon et minéraux opaques.

Des panneaux métriques à décamétriques de gneiss migmatitiques enclavés dans le Granite porphyroïde de Brignogan (pointe de Neiz-vran) ainsi que dans le Complexe de Plouguerneau (Enez Terc'h, île Wrac'h, plateau de Lezent, grève de Lilia...) semblent à rapporter à cette formation. Au sein des migmatites, ces gneiss migmatitiques, relativement bien préservés de la fusion, se distinguent bien par leur apparence finement foliée.

Deux échantillons ont été analysés (tabl. 1) : un paragneiss quartzofeldspathique (PG8) et un gneiss migmatitique (PG10). Le premier est acide ($\text{SiO}_2 = 71,88\%$) et très riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 5,45\%$), sa composition apparaissant globalement comparable à celles des granites leuco-

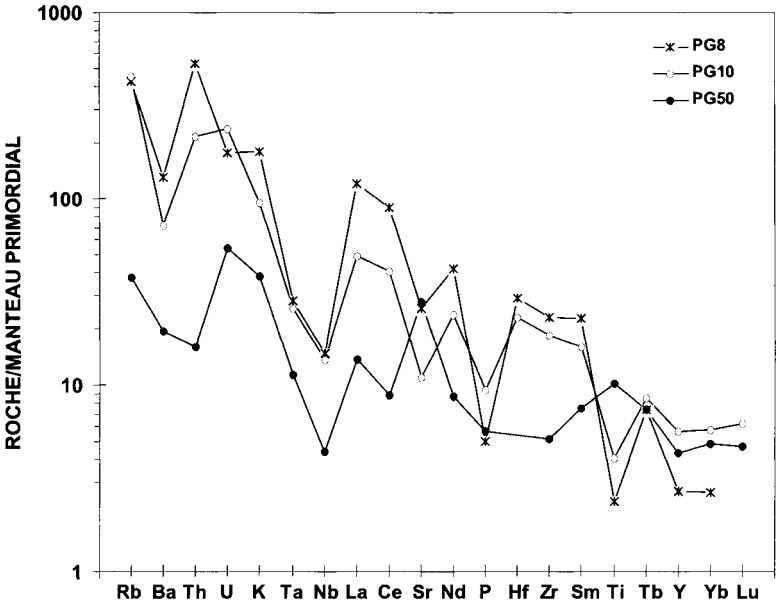


Fig. 6 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour un paragneiss quartzo-feldspathique (PG8), un gneiss migmatitique (PG10) et une amphibolite (PG50) de la feuille Plouguerneau.

crates de l'association sub-alkaline (Stussi, 1989 ; tabl. 2). De même, son spectre multi-élémentaire (fig. 6) montre les signatures caractéristiques des granitoïdes de cette association (Chauris *et al.*, 1998 ; fig. 7) : 1) fort enrichissement en Rb et Th (= 43,3 ppm), ainsi qu'en terres rares légères (ex. La = 74,4 ppm) ; 2) anomalies négatives très marquées en Ta et Nb ; 3) anomalies négatives modérées en Ba et Sr, témoignant d'un fractionnement limité des feldspaths ; 4) fractionnement très marqué entre terres rares lourdes. Ces analogies peuvent suggérer que ce paragneiss est un ancien sédiment arkosique issu du démantèlement d'un granite sub-alkalin.

Le gneiss migmatitique montre une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 66,04\%$), moyennement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 2,88\%$) et un fort indice d'aluminosité ($A/\text{CNK} = 1,3$). Son spectre multi-élémentaire (fig. 6) présente les traits communs des granitoïdes calco-alkalins. Ceci ne permet toutefois pas d'affirmer une origine « ortho » dans la mesure où les sédiments greywackeux présentent communément des caractéristiques géochimiques comparables à celles des granitoïdes calco-alkalins.

Une évolution vers des paragenèses mésozonales profondes semble se réaliser dans la partie sud de la carte (le Carpont-en-Plouguerneau) avec l'apparition de sillimanite fibreuse et de muscovite, matérialisant le passage aux micaschistes de l'Aber Wrac'h.

FORMATIONS PLUTONIQUES

Complexe monzogranitique de Brignogan-Plouescat

Ce massif circonscrit, intrusif dans les formations métamorphiques s'étend sur 30 km le long des côtes de la Manche, depuis Guissény à l'Ouest jusqu'à Moguéric-en-Sibiril. Il est formé de deux lobes distincts séparés par la baie de Goulven ; seul le lobe occidental (Brignogan) est présent sur la feuille Plouguerneau, le lobe oriental (Plouescat), plus important en superficie, étant exposé sur la feuille Saint-Pol-de-Léon. Ce massif a fait notamment l'objet de nombreuses études pétrologiques et chimiques depuis M. Puillon-Boblaye (1827) jusqu'à Y. Georget (1986). Le lecteur en trouvera une liste exhaustive dans la notice de la feuille Saint-Pol-de-Léon.

Sur la carte Plouguerneau, ce massif constitue une zone importante au Nord de la vallée du Quillimadec, depuis Brignogan jusqu'à la pointe de Neiz-Vran-en-Kerlouan. Il affleure particulièrement bien sur cette dernière commune, d'où le nom de « Granite de Kerlouan » qui lui est parfois donné dans les anciennes éditions de la carte géologique (feuille Plouguerneau - île d'Ouessant à 1/80 000). Les affleurements côtiers, continus, fournissent de remarquables conditions d'observation ; à l'inté-

rieur des terres le massif est en grande partie couvert par un épandage limoneux et il faut généralement se contenter de boules éparses dans les champs ou les talus.

Ce massif est composé de trois faciès distincts définis sur la feuille voisine Saint-Pol-de-Léon : Brignogan, Cléder et Moguéric, où ils montrent entre eux des passages progressifs bien que rapides. Sur la feuille Plouguerneau, seuls les faciès Brignogan et Cléder sont bien représentés.

Complexe monzogranitique de Brignogan

^{3Al}**YM. Faciès de Moguéric : monzogranite moyen.** Le faciès de Cléder passe à son tour, sur les bordures du massif, au faciès de Moguéric-en-Sibiril, bien exposé aux environs du port du même nom (feuille Saint-Pol-de-Léon) mais très peu représenté sur la feuille Plouguerneau, près des buttes surbaissées de la dépression de Kerlouan. Il se distingue du faciès de Cléder par un grain fin moyen homogène, des porphyroblastes rares et disséminés de petite taille (1 à 2 cm), une teinte plus claire, l'absence de cordiérite et de silicates d'alumine et l'abondance de muscovite qui est en quantités sensiblement égales à la biotite (rapport 1/1-1,5). Le plagioclase est de l'albite-oligoclase.

Sa distinction d'avec les faciès grossiers de la bordure du massif de Kernilis est parfois délicate à établir avec certitude (Tréguennoc, Perzel).

Il est intéressant de noter que la résistance différentielle à l'érosion de ces trois faciès a sculpté des paysages chaotiques très différents dans les champs : le faciès de Brignogan, le plus résistant, forme d'imposants chaos de blocs bien visibles dans le paysage, hauts parfois de plus de 10 m (Menez-Ham), avec des blocs d'une taille généralement supérieure à 5 m. Le faciès de Cléder plus friable, constitue sur la feuille Saint-Pol-de-Léon des chaos plus modestes, composés de blocs de 1 à 3 m en moyenne, mais sur la feuille Plouguerneau, il ne forme que des affleurements rocheux, et quasiment pas de boules. La limite cartographique du faciès de Brignogan correspond d'ailleurs exactement à la disparition des boules dans les champs. Il est probable que les boules de Granite de Cléder, de petite taille et assez rares, étant donné la faible superficie qu'occupe ce faciès, ont été évacuées facilement par les agriculteurs. Le faciès Moguéric forme également quelques dalles à fleur de sol.

Le Complexe de Brignogan-Plouescat a fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée de Y. Georget (1986), dont les principales conclusions ont été reprises par Chauris *et al.* (1998) lors de la cartographie de ce massif sur le territoire de la feuille Saint-Pol-de-Léon. Ces auteurs distinguent trois fa-

ciès pétrographiques (Brignogan, Cléder, Muguérec), dont les caractéristiques géochimiques sont tout à fait comparables (Chauris *et al.*, 1998).

Sur le territoire de la feuille Plouguerneau, seuls les faciès Brignogan et Cléder ont été analysés (tabl. 2), le faciès Muguérec apparaissant trop altéré.

Indépendamment du faciès, les principales caractéristiques des granites du massif de Brignogan-Plouescat sont : un caractère modérément à fortement acide ($\text{SiO}_2 \sim 69,5-74 \%$), fortement peralumineux ($A/CNK = 1,1-1,34$ sauf dans quelques échantillons analysés par Chauris *et al.* [1998] où $A/CNK < 1,1$) et une teneur particulièrement élevée en potassium ($\text{K}_2\text{O} \sim 4,5-5,8 \%$) suggérant une « tendance » sub-alkaline. Dans le diagramme P-Q (fig. 2), les roches s'étalent entre l'adamellite et le granite de référence. Même dans les termes les plus acides (ex. $\text{SiO}_2 > 72 \%$), la teneur en CaO reste relativement élevée ($= 0,5-1 \%$), ce qui distingue les Granites de Brignogan-Plouescat de la famille des « leucogranites » (Didier et Lameyre, 1969) et les rapprochent des granodiorites de « type Guéret » (De La Roche *et al.*, 1980). Une telle teneur implique que la source était relativement riche en plagioclase, ce qui permet à Y. Georget (1986) de poser des contraintes assez rigoureuses sur la nature du matériau source (cf. *infra*).

En accord avec les teneurs élevées en K_2O , les spectres multi-élémentaires (fig. 7) montrent certains traits communs des roches sub-alkalines : 1) teneurs élevées en Th et terres rares légères qui témoignent d'une forte solubilité de la monazite ; 2) anomalies négatives en Nb et Ta. Un échantillon (PG4) présente une teneur anormalement élevée en U dont découle une forte anomalie positive. Bien que Sr et Ba délimitent des anomalies négatives, les teneurs en ces deux éléments sont relativement élevées (Sr > 100 ppm ; Ba > 200 ppm), même dans les termes les plus acides. Ceci suggère que le fractionnement de plagioclase et feldspath potassique est resté limité. Enfin, les terres rares lourdes montrent un fractionnement marqué qui témoigne de la stabilité du grenat dans la région source.

L'âge de 292 ± 15 Ma obtenu par Rb/Sr avec un Sr initial de 0,7074 (Georget, 1986) est en accord avec son caractère tardif, le massif étant intrusif dans les terrains métamorphiques et certaines unités plutoniques (Granite de Kernilis). Il n'est recoupé que par quelques leucogranites tardifs, notamment celui de Sainte-Catherine (Trézilidé) et par les microgranites.

³AL
YC. **Faciès de Cléder : monzogranite grossier.** Le passage Brignogan-Cléder s'opère de façon progressive mais rapide, par l'intermédiaire d'une zone de transition de quelques dizaines de mètres de puissance (rochers de Kergrohen-en-Brignogan et de Poull Halec-en-Kerlouan). Le faciès de Cléder est beaucoup moins développé et moins bien exposé que sur la feuille Saint-Pol-de-Léon : il affleure uniquement à l'intérieur des terres,

Faciès porphyroïde de Brignogan									
Référence	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	69,98	70,51	70,94	71,06	71,11	71,52	71,74	72,20	72,28
TiO ₂	0,33	0,32	0,31	0,30	0,36	0,28	0,38	0,26	0,25
Al ₂ O ₃	15,17	15,40	15,54	15,25	15,56	15,36	15,08	15,07	15,11
Fe ₂ O ₃ total	1,97	1,93	1,86	1,81	2,04	1,74	2,21	1,67	1,58
MnO	n.d.	0,02	0,02	0,02	0,02	n.d.	0,02	0,02	0,02
MgO	0,65	0,55	0,50	0,51	0,64	0,52	0,61	0,46	0,39
CaO	1,39	1,06	1,31	1,31	1,31	1,08	1,27	0,94	0,90
Na ₂ O	3,06	2,91	3,12	3,35	3,04	3,09	3,09	3,36	3,60
K ₂ O	5,39	5,33	5,55	5,34	5,40	5,54	4,90	5,30	5,18
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,15	0,15	0,16	0,21	0,15	0,21	0,19
PF	0,88	1,04	0,82	0,60	0,93	0,68	1,00	0,94	0,96
Total	99,01	99,22	100,12	99,70	100,57	100,02	100,45	100,43	100,46
Li									
Rb		299	286	268	204	297	243	316	338
Sr		237	226	203	208	154	232	161	150
Ba		536	513			508	476	404	370
Th						23			
U						4			
Ta						1,3			
Nb		13	12				13	11	11
Hf						3,9			
Zr		154	151			117	175	117	109
Y		14	13				16	15	15
Co		8	7			2,1	8	7	7
Cr						14			
Ni		2	2			0	5		2
V		29	28				34	22	22
La			40,8			34,4			
Ce			79,4			73,6			
Pr									
Nd									
Sm			6,51			6,01			
Eu			0,84			0,82			
Gd									
Tb			0,6			0,52			
Dy									
Ho									
Er									
Tm									
Yb									
Lu									
A/CNK	1,13	1,23	1,15	1,11	1,17	1,18	1,19	1,16	1,15

**Tabl. 2 - Analyses chimiques du massif de Brignogan
(analyses Y. Georget, 1983, sauf 13 : BRGM)**

1 : Louc'h an Dreff (Kerlouan) ; 2, 5 et 7 : Neiz Vran (Kerlouan) ; 3 : Boutrouille (Kerlouan) ; 4 : Men Bréac'h (Kerlouan) ; 6 : Menez Ham (Brignogan) ; 8 : Crémiou (Brignogan) ; 9 : Terre du Pont (Brignogan).

Faciès grossier de Cléder				
Référence	10	11	12	13 PG 4
SiO ₂	69,45	69,87	71,34	73,20
TiO ₂	0,32	0,30	0,23	0,26
Al ₂ O ₃	15,02	15,29	15,00	14,77
Fe ₂ O ₃ total	1,92	1,85	1,55	1,96
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
MgO	0,59	0,58	0,43	0,51
CaO	1,23	1,06	1,08	1,12
Na ₂ O	3,04	2,94	3,26	3,16
K ₂ O	5,42	5,56	5,07	4,87
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,19	0,27
PF	1,00	0,97	0,89	0,85
Total	98,14	98,61	99,04	101,00
Li				100
Rb		337	304	328
Sr		114	169	159
Ba		482	353	421
Th		24,2	20,7	31,9
U		5,7	6,5	14,8
Ta		1,16	1,72	1,4
Nb				10,9
Hf		4	3,6	5,7
Zr		133	159	106
Y				14,80
Co		2,5	2	5
Cr		10	13	131
Ni		1,9	0	67
V				15
La		35,5	31,8	30,60
Ce		73,3	64,6	65,1
Pr				7
Nd				25,9
Sm		6,25	5,5	5,3
Eu		0,79	0,67	0,8
Gd				4
Tb		0,52	0,53	0,6
Dy				2,9
Ho				0,5
Er				1,1
Tm				0,2
Yb				0,9
Lu				0,2
A/CNK	1,14	1,19	1,17	1,18

Tabl. 2 - Analyses chimiques du massif de Brignogan (analyses Y. Georget, 1983, sauf 13 : BRGM) (fin)

10 : Mentoull (Kerlouan) ; 11 : Tressény (Kerlouan) ; 12 : Trérohant (Guissény) ; 13 : Kerradenec (Kerlouan).

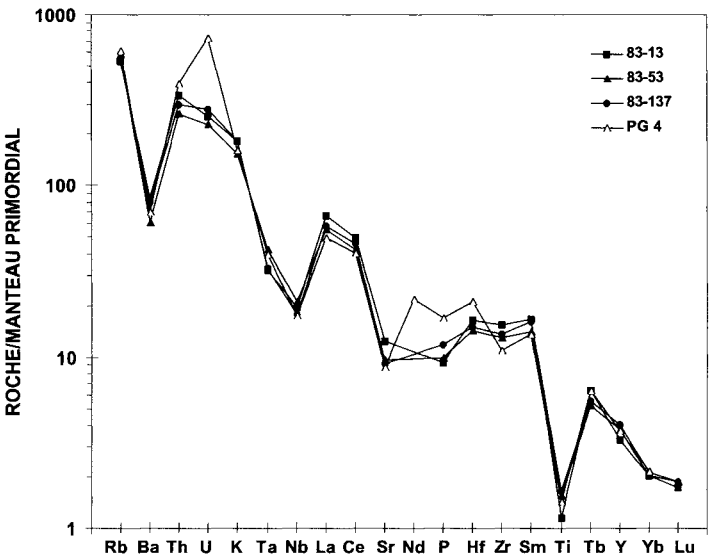


Fig. 7 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour quatre échantillons du Granite de Brignogan-Plouescat prélevés sur le territoire de la feuille Plouguerneau (analyses 83-13, 83-53 et 83-137, dans Y. Georget, 1986).

sur moins de 5 km², du Sud de Brignogan jusqu'à la dépression de Kerlouan. Il y forme des affleurements rocheux et de rares boules de plus petites dimensions que celles en faciès de Brignogan.

Ce granite blanc-gris à très légère nuance bleutée, se caractérise par un grain moyen grossier légèrement hétérogène, du quartz abondant, la présence de porphyroïdes d'orthose perthitique abondants mais plus petits (3 cm) et plus dispersés, souvent orientés, de l'oligoclase (An 23), l'absence de cordiérite et une quantité bien moindre de silicates d'alumine, la disparition de la sillimanite s'opérant au profit de muscovite en petits prismes trapus (rapport biotite/muscovite ~ 4).

$\rho\gamma Br$ ^{3AL}. **Faciès de Brignogan : monzogranite porphyroïde.** Il est remarquablement exposé tout le long de la côte, de Brignogan à la pointe de Neïz-Vran, ainsi qu'à l'intérieur des terres, où il se rencontre jusqu'à 1 km de la côte. Comme sur la feuille voisine, il constitue des amas parfois très spectaculaires de blocs à la côte ou dépassant des limons et des sables : Crémiau, Minioc, Menez-Ham, Menham et Théven-en-Kerlouan, Kerverven et le Sémaphore-en-Brignogan.

Des réapparitions occidentales semblent exister à Kélerdut-en-Plouguerneau (face île Vénan), et sur la rive sud de l'estuaire du Quillimadec. Dans ces deux sites les imposants rochers sont constitués par un granite sombre à grands porphyroïdes (5 à 6 cm) très abondants, fréquemment orientés émergeant des migmatites granitiques avec lesquelles ils semblent présenter des termes de transition. Ces observations s'accordent avec l'hypothèse qui propose une genèse du massif de Brignogan par fusion anatectique du Complexe migmatitique de Plouguerneau (cf. *infra*).

C'est un granite gris-bleu porphyroïde et à grain grossier, fréquemment hétérogène, à texture généralement foliée, qui se compose de quartz, de grands cristaux d'orthose (5 à 6 cm, parfois 8 cm) perthitique, très fréquemment orientés, pouvant former des accumulations hyperfeldspathiques, de plagioclase zoné (An 25 - An 5) à inclusions de biotite, de nodules de cordiérite-andalousite, de cordiérite primaire automorphe souvent transformée en « pinite », de biotite abondante, et d'un peu de muscovite primaire en grandes et petites lamelles (rapport biotite/muscovite ~ 10). De la sillimanite en amas fibreux, de l'andalousite automorphe, du zircon, de l'apatite, de la monazite et du xénotime constituent la paragenèse accessoire. Les zones les plus porphyroïdes se localisent en bord de mer, qui sont aussi les secteurs où la foliation magmatique est la plus nette.

Ce faciès montre d'abondantes enclaves, notamment des enclaves sombres microgrenues porphyriques particulièrement spectaculaires sur les rochers de l'estran à Men Breac'h, ainsi qu'à l'Est et à la pointe de Neïz-Vran (tabl. 4).

Les côtes ouest et sud de Neiz-Vran montrent par ailleurs d'importants septa migmatitiques enclavés dans un granite très porphyroïde.

Complexes leucogranitiques et intrusifs associés

43. Leucogranite de Saint-Sauveur–Goulven. Cette intrusion s'étend selon la direction WNW-ESE des environs de Guissény jusqu'à l'Est de la feuille. Elle dessine une ligne de hauteurs au-dessus de la vallée du Quillimadec qui la borde, au Sud, sur quelques kilomètres, selon la même direction et une série de lobes à relief marqué, surplombant la dépression de Kerlouan. Le dernier lobe déborde sur la feuille Saint-Pol-de-Léon (où il est distingué sous le nom de Leucogranite de Goulven). Les buttes émergeant des pellicules limoneuses au Sud de la dépression de Kerlouan sont selon toute probabilité à rattacher au Granite de Saint-Sauveur.

Ce massif doit être distingué du massif de Kernilis. En effet, bien que chimiquement identiques (cf. supra), le Leucogranite de Saint-Sauveur diffère de celui de Kernilis, par une grande variabilité des faciès granitiques, avec notamment la proximité de faciès grossiers et très fins, l'abondance des enclaves gneissiques, particulièrement des enclaves de Gneiss œillé de Plounevez–Lochrist, et une légère foliation assez commune.

La vallée du Quillimadec, qui sépare ce leucogranite de celui de Kernilis, correspond bien à une faille majeure du système N110. Cette interprétation est appuyée par la présence d'un filon quartzeux jalonnant la bordure méridionale du pluton sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, qui se prolonge sur la feuille Plouguerneau par le faisceau de Créyen. Ce rôle important est également souligné par la différence morphoscopique entre les leucogranites qui le bordent au Nord et au Sud.

Le Leucogranite de Saint-Sauveur présente une variabilité de faciès qui contraste avec l'homogénéité du Leucogranite de Kernilis. Le faciès classique est à grain moyen, à microcline et lames de muscovite, souvent légèrement cataclaté et orienté parallèlement à l'accident N100. Un faciès à grain fin, avec quelques feldspaths porphyroïdes disséminés affleure largement aux environs de Saint-Sauveur et recoupe le faciès à grain moyen (carrière de Tromelin). Parfois, la roche s'enrichit en muscovite, tandis que la biotite disparaît à peu près complètement. Des pegmatites à feldspaths roses ont été observées localement, essentiellement sur sa bordure sud (Nord du Moulin du Pont, carrière de Tromelin, Créyen). Au Nord-Est de l'étang du Pont, des diaclases tourmalinisées recoupent un faciès porphyroïde.

Les lambeaux du socle métamorphique sont assez fréquents : près de Perzel, au Sud-Ouest de Kerlouan : migmatites identiques à celles de

Guissény ; gneiss œillé du type Plounévez–Lochrist dont c'est le seul témoin reconnu à ce jour sur la feuille Plouguerneau.

Les Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis ont respectivement fait l'objet de cinq et deux analyses chimiques (tabl. 3). Ces roches ont une composition nettement acide ($\text{SiO}_2 = 72,5\text{-}75,6\%$), fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,13\text{-}5,62\%$) et peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,13\text{-}1,36$), cohérente avec l'appellation de leucogranite (Didier et Lameyre, 1969).

Dans le diagramme P–Q (fig. 1), les analyses se localisent essentiellement au voisinage du granite de référence ; l'échantillon le plus acide (PG20) est déplacé vers l'adamellite, ce qui traduit une teneur en K_2O (= 4,13 %) plus faible que celles des autres échantillons.

Par leur caractère très acide et fortement peralumineux, les Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis s'apparentent au Leucogranite de Ploudalmézeau (Chauris, 1994) ; comme l'illustre la figure 1, ces derniers présentent toutefois un paramètre Q plus élevé, qui traduit essentiellement une teneur plus basse en K_2O .

Les spectres multi-élémentaires (fig. 9A-B) sont de deux types :

- les échantillons les plus acides ($\text{SiO}_2 > 73,2\%$) (fig. 8A) montrent les caractéristiques communes des leucogranites alumineux « évolués » ; forte anomalie négative en Ba traduisant un fractionnement du feldspath alcalin et « affaissement » des teneurs en Th, terres rares légères et Zr cohérents avec une faible solubilité de la monazite et du zircon dans les magmas acides peralumineux (Montel, 1986 ; Watson et Harrison, 1983). Les teneurs en P_2O_5 restent cependant assez fortes ($> 0,15\%$), ce qui suggère une certaine solubilité de l'apatite. Ces roches présentent des caractéristiques assez voisines de celles du Leucogranite de Sainte-Catherine (Chauris *et al.*, 1998), dont les traits sont toutefois « encore plus accentués » (fig. 8A) ;
- les roches les moins siliceuses ($\text{SiO}_2 < 73,2\%$) (fig. 8B) montrent des spectres assez comparables à ceux du Granite de Brignogan (teneurs fortes à très fortes en Th et La : Th > 20 ppm ; La > 20 ppm). L'échantillon le moins acide est anormalement riche en Th et La, ce qui peut suggérer une source enrichie en allanite et/ou monazite (Cocherie, 1984 ; Fourcade et Allègre, 1981).

De bonnes corrélations positives s'observent entre Th et La, et La et Zr (non montrées ici) qui suggèrent que les teneurs en ces éléments sont essentiellement régies par la solubilité de la monazite et du zircon. La décroissance de ces éléments vers les roches les plus acides est ainsi cohérente avec une baisse de la température (Montel, 1986 ; Watson et Harrison, 1983).

Référence	Monzodiorite de Saint-Frégant			Granite de Guissény			Granite gris de Lanveur	
	1	2	3	4	5	6	7	8
	PG 38	PG 39	PG 40	PG 25	PG 55	PG 57	PG 23	PG 82
SiO ₂	56,49	60,70	58,32	68,62	67,93	67,55	65,28	68,60
TiO ₂	1,46	0,98	1,29	0,55	0,53	0,53	0,97	0,44
Al ₂ O ₃	16,39	16,45	16,08	15,52	15,48	15,34	16,18	15,60
Fe ₂ O ₃ total	7,14	5,53	6,64	3,58	3,37	3,51	4,47	2,79
MnO	0,11	0,08	0,11	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05
MgO	4,34	2,94	4,65	0,99	1,07	1,08	1,35	1,10
CaO	5,75	4,08	5,09	2,13	2,12	2,17	2,82	2,10
Na ₂ O	3,09	3,21	2,85	3,38	3,49	3,62	3,05	3,30
K ₂ O	3,53	3,68	2,96	4,03	4,64	4,61	4,31	3,53
P ₂ O ₅	0,44	0,40	0,45	0,19	0,17	0,18	0,30	0,18
PF	0,91	1,58	1,10	0,75	0,50	0,47	0,67	1,40
Total	99,65	99,63	99,54	99,81	99,37	99,14	99,48	99,09
Li	148	148	143	123	99	146	119	98
Rb	100	115	75	142	156	153	143	229
Sr	638	567	569	335	315	297	405	284
Ba	854	770	604	573	697	644	742	408
Th	16,7	17,6	11,7	26,4	35	29,5	22	18,7
U	5,2	6	2,6	7,3	7,5	9,7	5,7	11,8
Ta	2,2	1,2	0,9	1,4	2	1,6	1,5	1,1
Nb	25,4	12	9,4	12,1	14,3	14,3	13,5	8,3
Hf								3
Zr	194	156	110	164	186,6	176	165	115
Y	20	13,8	9,9	17,7	14,8	12,9	27,6	9
Co	25	18	14	8	7	7	12	7
Cr	86	50	133	63	29	33	59	30
Ni	33	20	72	13	17	17	5	14
V	139	106	122	38	38	36	73	35
La	44,1	39,2	27,1	47,2	55,2	50,9	45	41,1
Ce	95,4	83	60,2	90,9	106,8	99,8	92,2	79,7
Pr	10,5	9,4	6,5	9,6	11,5	10,5	9,8	8,1
Nd	41,7	36,2	25,5	34,9	39,8	35,3	36,9	26,1
Sm	7,6	6	4,3	5,2	5,5	5,9	6,4	4
Eu	1,7	1,2	0,9	1	1,3	1,3	1,2	0,7
Gd	5,7	4,6	3,2	4	4,7	4,1	4,5	3,5
Tb	0,7	0,6	0,4	0,5	0,7	0,6	0,6	0,4
Dy	4,3	3,4	2,4	2,9	3,6	2,7	3,2	1,8
Ho	0,5	0,8	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	0,3
Er	2,1	1,3	0,9	1,4	1,8	1,4	1,3	0,8
Tm	0,3	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1
Yb	1,8	1	0,7	1,2	1,7	1,4	1,2	0,7
Lu	0,3	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1
AVCNK	0,85	0,98	0,94	1,12	1,06	1,03	1,09	1,19

Tabl. 3 - Analyses chimiques des principales roches plutoniques (sauf Brignogan) (analyses BRGM)

1 à 3 : Monzodiorite de Saint-Frégant ; 1 : sud Keriber (Guissény) ; 2 : faciès fin (est Ravelin, St-Frégant) ; 3 : faciès grossier idem ; 4 à 6 : Granite de Guissény (l'Aber-Ildut) ; 4 : tranchée D 10 : sud Kernevez (Guissény) ; 5 : est Anteren (Plouguerneau) ; 6 : Le Carpont (Plouguerneau) ; 7 et 8 : Granite gris fin de Lanveur ; 7 : tranchée D 10, sud de Kerhornaouen (Guissény) ; 8 : Saint-Sauveur (Kerlouan).

	Leucogranite de Kernillis		Leucogranite de Saint-Sauveur				
	9	10	11	12	13	14	15
Référence	PG 15	PG 16	PG 13	PG 19	PG 21	PG 37	PG 20
SiO ₂	73,26	72,48	74,20	73,14	72,98	72,87	75,60
TiO ₂	0,12	0,28	0,13	0,18	0,24	0,18	0,05
Al ₂ O ₃	14,73	14,90	14,72	14,48	14,56	14,80	14,60
Fe ₂ O ₃ total	1,38	2,03	1,36	1,60	1,68	1,36	0,93
MnO	0,02	0,03	- 0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	- 0,20	0,47	0,24	0,28	0,36	0,31	- 0,20
CaO	0,37	0,87	0,52	0,66	0,78	0,50	0,85
Na ₂ O	3,50	3,45	2,96	3,44	3,40	2,61	3,77
K ₂ O	5,17	5,12	5,34	5,46	5,13	5,62	4,13
P ₂ O ₅	0,29	0,15	0,31	0,22	0,29	0,24	0,17
PF	0,96	0,74	1	0,79	0,88	1,59	0,67
Total	99,60	100,52	100,76	100,27	100,32	100,10	100,59
Li	53	100	57	82	79	49	43
Rb	324	313	345	358	364	179	202
Sr	35	89	37	67	99	70	58
Ba	198	391	188	311	344	248	101
Th	8,9	57,2	13,2	30,7	34,9	17,2	5,4
U	6,7	11,3	7	9,7	10	6,5	4,7
Ta	1,8	2,6	1,9	1,7	1,4	0,9	1,6
Nb	12,2	12,7	12,4	12,6	9,5	6,4	7,8
Hf	2,4	5,1	2,9	3,5	4,1		1,5
Zr	52	151	60	90	108	53	28
Y	18,50	11,30	46,60	11,00	16,40	8,1	15,30
Co	- 5	- 5	- 5	6	6	5	- 5
Cr	99	75	87	74	93	13	91
Ni	52	35	52	43	47	5	44
V	- 10	14	- 10	10	12	5	- 10
La	10,70	60,30	11,70	32,20	33,40	21	9,00
Ce	24,1	135,1	25,6	71,4	76,40	46,7	15,2
Pr	2,9	15	3	8	9	5,2	1,8
Nd	13	55	11,7	32	35	22	7,3
Sm	3,7	9,3	3,3	6,5	7,1	5,3	2,2
Eu	0,7	0,7	0,4	0,7	0,8	0,3	0,6
Gd	3,8	7	3,2	5,6	5	3,5	2,4
Tb	0,7	0,8	0,5	0,7	0,6	0,4	0,4
Dy	4	3,3	2,9	2,7	2,6	2,1	2,4
Ho	0,6	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5
Er	1,3	1	0,9	0,9	0,8	0,7	1,3
Tm	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Yb	1	0,7	0,8	0,7	0,7	0,4	1,2
Lu	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
A/CNK	1,22	1,16	1,27	1,13	1,16	1,31	1,19

Tabl. 3 - Analyses chimiques des principales roches plutoniques (sauf Brignogan) (analyses BRGM) (fin)

9 et 10 : Leucogranite de Kernillis ; 9 : faciès moyen Kerlouergat (Guissény) ; 10 : faciès fin (idem) ; 11 à 15 : Leucogranite de Saint-Sauveur ; 11 : Tromelin (Kerlouan) ; 12 : Créac'h Gouéou (Kerlouan) ; 13 : Kerbizien (Kerlouan) ; 14 : Le Viquet (Plounéour) ; 15 : Cleuz-Meur (Kerlouan).

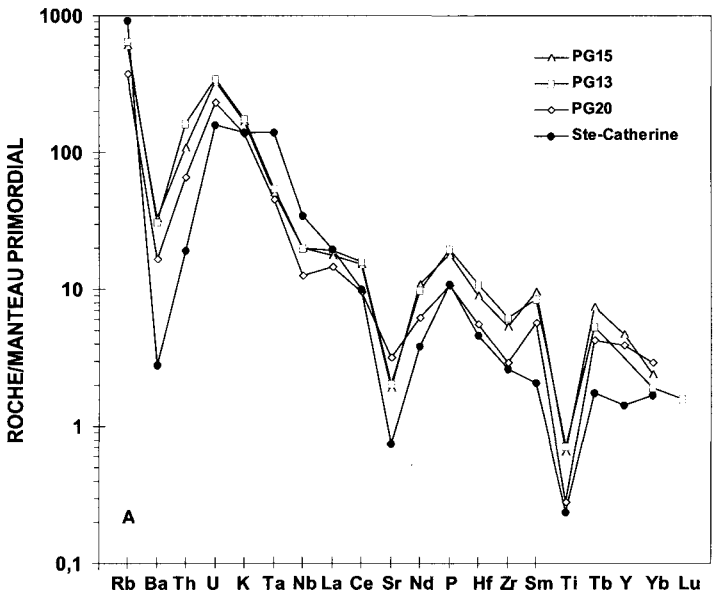


Fig. 8A - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les trois échantillons les plus acides des Leucogranite de Saint-Sauveur et Kernilis et comparaison avec le Leucogranite de Sainte-Catherine (feuille Saint-Pol-de-Léon ; Chauris et al., 1998).

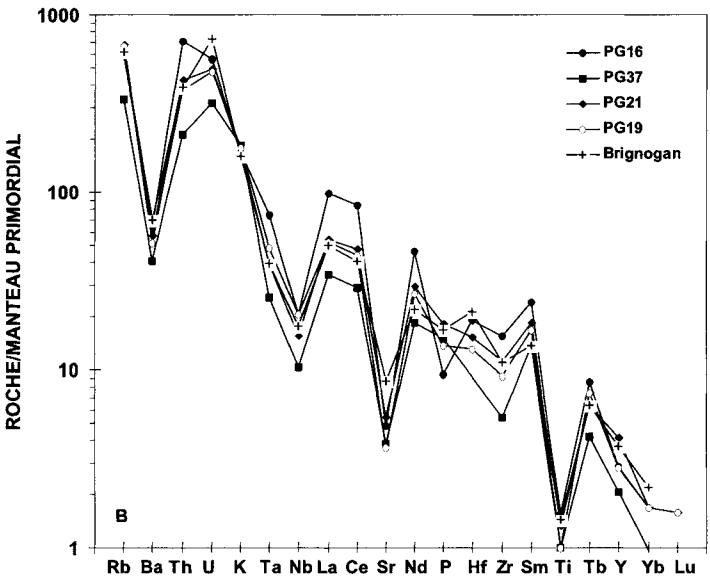


Fig. 8B - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les quatre échantillons les moins acides des Leucogranites Saint-Sauveur et Kernilis et comparaison avec un spectre représentatif du Granite de Brignogan-Plouescat (éch. PG4).

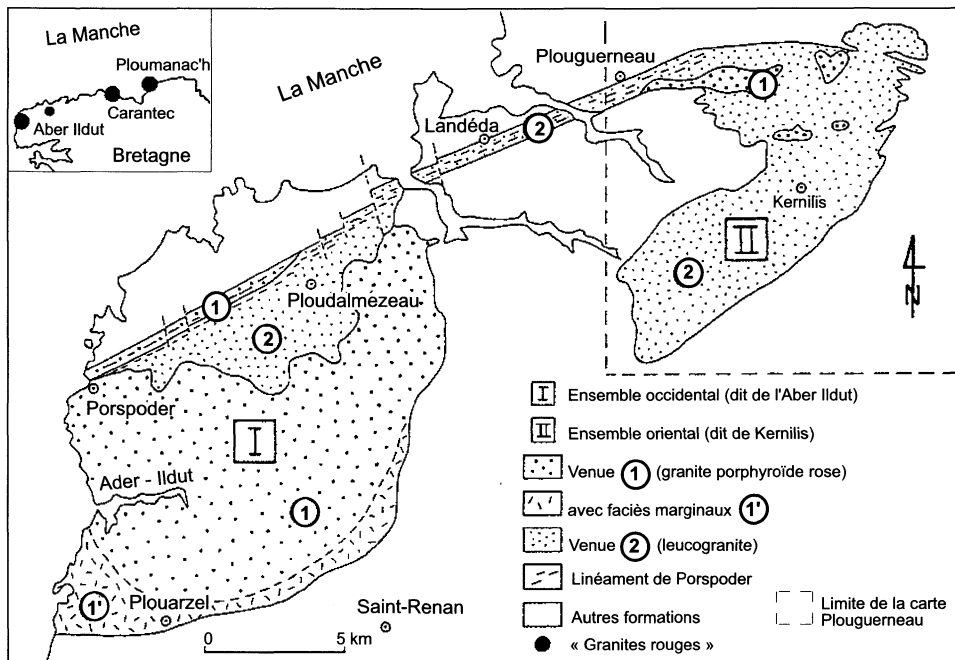


Fig. 9 - Esquisse géologique du pluton polyphasé de l'Aber Ildut et localisation des apophyses de Granite de Guissény (d'après Chauris, 1966)

Notons enfin que toutes les roches analysées présentent un fractionnement marqué entre terres rares lourdes compatible avec une stabilité du grenat dans la source.

^L_Y^{1,2}_K. **Leucogranite de Kernilis.** La feuille Plouguerneau expose uniquement l'extrémité septentrionale de ce vaste pluton. Les leviers pour la deuxième édition « Plouguerneau » à 1/80 000 (Chauris, 1966) et la troisième édition « Brest » à 1/80 000 (Chauris, 1972), ont établi que le Leucogranite de Kernilis doit être rattaché au Leucogranite de Ploudalmézeau (fig. 9). Ces granites ont été interprétés comme de grosses loupes, enracinées dans la zone de cisaillement de Porspoder–Guissény et déversées au Sud (Chauris, 1965a). Le Granite à feldspath rose de Guissény forme d'énormes masses enclavées dans le Leucogranite de Kernilis (fig. 10).

Dans les limites de la feuille Plouguerneau, deux faciès principaux ont été distingués. Au Nord-Ouest, un feuillet leucogranitique à grain fin, cataclastique à mylonitique, jalonnant le linéament de Porspoder ; la largeur de la zone écrasée est d'ordre kilométrique. Cette lame écrasée peut être interprétée comme un granite de suture cicatrisant une discontinuité structurale majeure : au Sud affleurent les micaschistes mésozonaux de l'Aber Wrac'h ; au Nord le complexe migmatitique, fortement anatectique, de Plouguerneau. Vers le Sud, le granite orienté fait place à un granite équant, à grain généralement assez fin (tout au moins du Nord d'une ligne le Grouannec – Keraignan – Lanneval, sur la feuille Plabennec). Au Nord-Est, le granite s'extravase jusqu'à la vallée du Quillimadec, au contact des formations du socle métamorphique (gneiss, amphibolites, pyroxénites) qui forment aussi de longs septa enclavés (Kervolan...). La zone de contact du leucogranite avec le socle cristallophyllien peut être marquée par l'émission de satellites filoniens aplito-pegmatitiques. À Kervolan, affleurent des filons à texture zonée, avec grenat et tourmaline, au contact d'une bande d'amphibolite-pyroxénite. Les endogranites (avec tourmalinites) qui recouvrent le Granite de Kernilis sur la feuille Plabennec (Chauris, 1993) n'ont pas été observés sur la feuille Plouguerneau. Toutefois, la présence de plusieurs occurrences de topaze alluvionnaire (prospections BRGM) suggère l'existence de différenciations magmatiques ultimes qui n'ont pu encore être décelées (fig. 10).

La roche est de teinte claire et à grain moyen, parfois grossier, formée de microcline, albite–oligoclase, quartz, biotite fréquemment décolorée, muscovite et apatite. Dans la zone de l'accident de Porspoder, le leucogranite est intensément cataclaté et mylonitisé ; les plagioclases y sont tordus et brisés et les lamelles de muscovite fréquemment effilochées. Une seconde génération de muscovite s'y développe en grandes lames allongées dans la foliation.

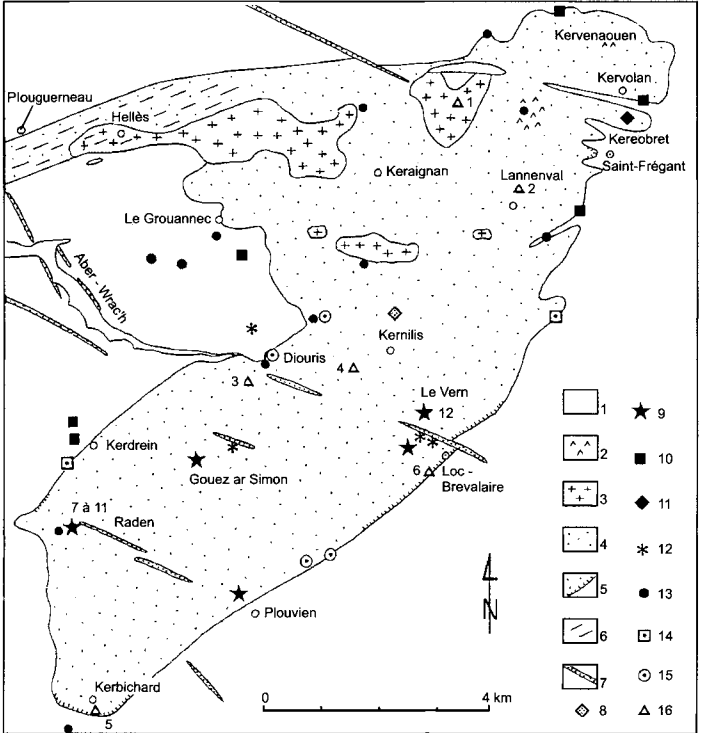


Fig. 10 - Massif granitique de Kernilis.

1 : formations métamorphiques (et autres granites) ; 2 : Monzodiorite de Saint-Frégant ; 3 : Granite porphyroïde rose de Guissény ; 4 : Leucogranite de Kernilis ; 5 : différenciation marginale ; 6 : faciès cisailé ; 7 : filon de quartz ; 8 : quartz améthyste ; 9 : endogranite ; 10 : pegmatite-aplite ; 11 : occurrence de béryl ; 12 : kaolin ; 13 : topaze ; 14 : scheelite ; 15 : wolframite (13 à 15, en alluvions, données BRGM-COMIREN) ; 16 : localisation des échantillons analysés (Chauris, 1993)

Ce leucogranite recoupe à l'emporte-pièce le Granite porphyroïde à biotite de l'Aber Ildut en plusieurs endroits (Kerléac'h, Froust Pella-en-Guissény). Il englobe des enclaves de grande taille de granites gris fins à deux micas (Granite de Lanveur) qui ont été autrefois intensément exploités dans de nombreuses petites carrières.

Le Leucogranite de Kernilis a fait l'objet de deux analyses chimiques (tabl. 3). Ces analyses révèlent de très fortes similitudes avec le Leucogranite de Saint-Sauveur, aussi la géochimie de ces deux massifs a-t-elle été traitée conjointement dans la partie suivante.

En résumé, les Leucogranites de Saint-Sauveur et de Kernilis présentent de fortes analogies avec le Granite de Brignogan, mais une évolution attribuable à une chute de la température mène vers des termes appauvris en Th et terres rares légères qui constituent un type commun (« type Limousin ») parmi les associations alumino-potassiques (De La Roche et al., 1980) et que l'on retrouve sur le territoire de la feuille Saint-Pol-de-Léon (Leucogranite de Sainte-Catherine).

γ₃. Granite gris, fin, de Lanveur. Ce granite s'observe sporadiquement sous forme de petits affleurements n'atteignant pas 100 m formant de petites buttes dans le Leucogranite de Kernilis (Lanveur et Goslan-en-Guissény) et le Granite de Saint-Sauveur (Saint-Sauveur). Ces affleurements semblent s'apparenter à des essais d'enclaves ou des septa, si l'on extrapole les observations de Lanveur (tranchée de la D10), où ce granite gris fin apparaît en boules métriques fortement altérées englobées dans le leucogranite. Les contacts entre ces deux granites sont francs, avec parfois une auréole réactionnelle limitée. Étant donné le caractère très altéré de ce granite gris en surface, il est possible que des affleurements de faibles dimensions aient échappé à l'observation.

Le granite gris fin est à quartz, feldspath potassique, albite-oligoclase, biotite abondante, parfois seule ou associée à un peu de muscovite, et fréquents minéraux opaques.

Deux roches ont été analysées qui montrent une composition faiblement acide ($\text{SiO}_2 \sim 65,28-68,6 \%$), plus ou moins fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 3,53-4,31 \%$) et peralumineuse ($A/CNK = 1,09-1,19$) (tabl. 2). Comme le Granite de Guissény, ces deux analyses se dispersent entre les adamellite et syénite quartzifère de référence dans le diagramme P-Q (fig. 11) ; l'échantillon le plus acide et le plus alumineux (PG82) est le plus proche de l'adamellite, tandis que l'échantillon le moins acide (PG23), plus proche de la syénite, traduit une tendance sub-alkaline que confirme sa richesse en ($\text{K}_2\text{O} = 4,31 \%$).

Les spectres multi-élémentaires (fig. 12), sont très comparables à ceux des granites du massif de Guissény. L'enrichissement en éléments fortement incompatibles (ex. Th, U, La, Ce) et les anomalies négatives en Nb et Ta, sont très marqués. Des anomalies négatives en Ba, Sr, P et Ti traduisent un fractionnement des feldspaths (Ba, Sr), apatite (P) et oxydes (Ti).

YG³. Granite à feldspath rose et biotite de Guissény : une résurgence du Granite de l'Aber Ildut. L'aspect de la roche et singulièrement la teinte rose de ses feldspaths trapus, la fréquence des enclaves microgrenues sombres, ainsi que les conditions même de gisement, ont conduit à considérer le Granite de Guissény (individualisé pour la première fois sur la seconde édition de la feuille Plouguerneau à 1/80 000), comme la terminaison nord-est du massif de l'Aber Ildut (Chauris, 1966, cf. fig. 9). On note toutefois que dans le secteur Plouguerneau-Guissény, les feldspaths roses restent de plus faible dimension et de coloration moins accusée qu'à l'Aber Ildut.

Par ailleurs, l'extension des pointements s'avère ici nettement plus restreinte. En fait, il s'agit de deux petites zones de quelques kilomètres carrés dans la partie sud de la feuille, près de Plouguerneau et de Brundaouez. À l'Est de Plouguerneau, les boules éparses, dispersées dans les prairies humides et émergeant des marécages alluviaux, dessinent une langue granitique longue de trois kilomètres mais assez floue : depuis quelques dizaines d'années, des déroctages intensifs, en vue de gagner quelques maigres arpents de terre pour l'agriculture, ont en effet détruit de nombreuses boules, qui conféraient à cette contrée le cachet pittoresque qu'elle a perdu en grande partie depuis lors. Dans ce secteur (tranchée de la D10), le granite est nettement affecté par le passage de l'accident de Porspoder et présente une texture fortement mylonitique. Dans la seconde zone, près de Brundaouez, le granite ne couvre qu'une faible superficie mais qui constitue la résurgence la plus orientale de ce faciès porphyroïde ; il affleure bien sous forme de boules, de talus rocheux et à la faveur d'anciennes petites carrières, où il est fréquemment associé au leucogranite. À hauteur de Brundaouez, le granite est affecté par les grandes failles N100.

Ces pointements sont enclavés dans le Granite à muscovite de Kernilis ; les contacts entre les deux venues se font à l'emporte-pièce.

D'un point de vue minéralogique, ce granite porphyroïde est constitué d'orthose, d'oligoclase-andésine, de biotite abondante, de quartz, d'apatite et de titanite, sans muscovite ni amphibole. Les feldspaths porphyroïdes roses sont abondants, relativement trapus (35 ↔ 15 mm de façon générale, parfois 50 mm) et présentent une section transversale d'allure carrée, très caractéristique. Il s'agit toujours de cristaux d'orthose maclés Carlsbad, colorés en rouge par de fines inclusions d'oxydes de fer.

Trois roches ont été analysées (tabl. 3) qui montrent généralement une composition faiblement acide ($\text{SiO}_2 \sim 68\%$) et fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,03\text{-}4,64\%$). Ces traits le rapprochent du Granite de l'Aber Ildut, décrit par Chauris et Hallégouët (1994) (feuille Plouarzel-Île d'Ouessant), comme « relativement basique » et auxquels différentes synthèses attribuent une signature sub-alkaline (Stussi, 1989 ; Chantraine *et al.*, 1996).

La comparaison entre les analyses nouvelles et celles de Chauris et Hallégouët (1994) sur le Granite de l'Aber Ildut, montrent que le Granite de Guissény, d'acidité équivalente au Granite de l'Aber Ildut, est généralement moins potassique, d'où une localisation plus près de l'adamellite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 11). Néanmoins, une évolution vers la syénite quartzifère apparaît compatible avec une « tendance » sub-alkaline.

Les spectres multi-élémentaires (fig. 12) montrent les traits communs des granitoïdes subalcalins : 1) enrichissement marqué en éléments fortement incompatibles (ex. Th, U, La, Ce) ; 2) profondes anomalies négatives en Nb et Ta ; 3) anomalies négatives en Ba, Sr, P et Ti traduisant un fractionnement de feldspaths (Ba, Sr), apatite (P) et oxydes (Ti).

Par rapport à la moyenne de la Monzodiorite de Saint-Frégant, géographiquement très proche, le Granite de Guissény se distingue par des teneurs plus élevées en éléments fortement incompatibles (Rb, Th, U, La, Ce) et des teneurs plus faibles en Ba, Sr, P et Ti (fig. 12). Les teneurs en Ta, Nb, Zr, terres rares intermédiaires et terres rares lourdes (de Nd à Lu) sont par contre comparables. Une origine des Granites de l'Aber Ildut par différenciation du magma monzodioritique pourrait être envisagée, un tel modèle impliquant le fractionnement de feldspaths, apatite, titanite (Ta, Nb) et zircon (Zr). D'autres analyses seraient toutefois nécessaires pour valider cette hypothèse.

En résumé, le Granite de Guissény présente les traits communs des granitoïdes de l'association sub-alkaline et une origine par différenciation d'un magma monzodioritique de « type Saint-Frégant » est envisageable.

L'âge tardi-hercynien du Granite porphyroïde à biotite de l'Aber Ildut a été établi depuis longtemps (Deutsch et Chauris, 1965). Cependant, la variabilité des âges en fonction de la méthode employée : 310 ± 15 Ma (Rb/Sr sur biotite), 278 ± 30 Ma, 272 ± 8 Ma et 271 ± 8 Ma (respectivement $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircon) appelle des confirmations.

Un échantillon a été prélevé pour géochronologie dans les anciennes carrières artisanales situées 500 m à l'Est d'Anteren en Plouguerneau. Le granite présente le faciès porphyroïde caractéristique avec de grands phénocristaux de teinte rose ; il possède une texture équante et ne présente

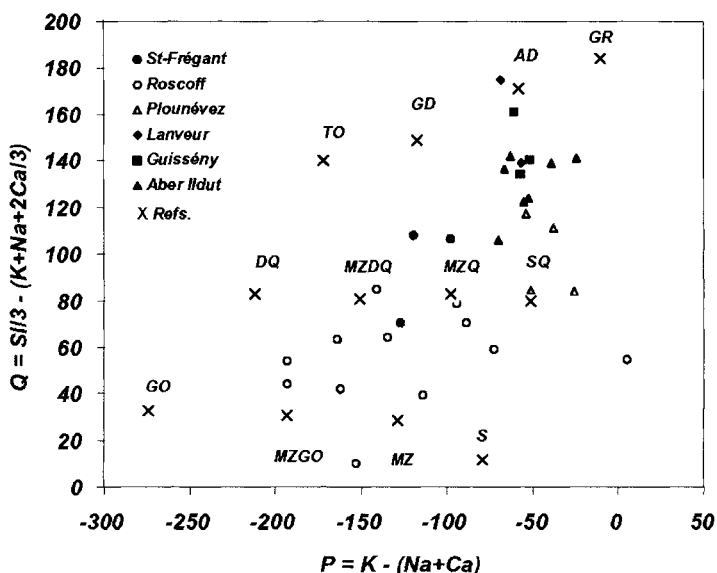


Fig. 11 - Diagramme P-Q pour la Monzodiorite de Saint-Frégant, le Granite de Lanveur et les Granites de Guissény et de l'Aber Ildut (analyses dans Chauris *et al.*, 1994). Comparaison avec les monzodiorites de Roscoff et Plounévez-Lochrist (analyses dans Chauris *et al.*, 1998).

aucune foliation. La datation par U-Pb par dissolution sur zircons a donné un âge de $301 \pm 7/-3$ Ma, qui est interprété comme étant l'âge de cristallisation du Granite porphyroïde à biotite de Guissény et par extension de l'Aber Ildut.

Cet âge de 301 Ma confirme la mise en place tardi-hercynienne du Granite de Guissény – et probablement de l'Aber Ildut, ainsi que son antériorité par rapport au massif de Brignogan-Plouescat (daté par Rb/Sr à 292 Ma, Georget *et al.*, 1986) et au Leucogranite de Ploudalmézeau – Kernilis (daté en Rb/Sr sur roche totale à 285 ± 5 Ma, Leutwein *et al.*, 1969). Les observations de terrain réalisées corroborent cette chronologie (filons de leucogranite recoupant le Granite porphyroïde de l'Aber Ildut à Kernéc'h et Frouit Pella en Guissény).

Le massif granitique de l'Aber Ildut, tout comme son satellite de Guissény, représente un des éléments majeurs de la grande « traînée monoliforme » des granites à feldspaths roses ou rouges qui s'égrènent parallèlement à la côte de la Manche occidentale, individualisée dès 1909 par C. Barrois. Cette traînée est constituée d'un ensemble de plutons orientés NE-SW : Aber Ildut, Carantec, Ploumanac'h, puis Flamanville et Barfleur dans le Cotentin, mis en place aux alentours de 300 Ma ; la mise en place du massif de l'Aber Ildut est pour sa part en relation directe avec la zone de cisaillement de Porspoder (Chauris, 1965a, 1966) à jeu sénestre.

Une roche très comparable affleure aussi dans l'archipel de Molène, à savoir à l'île Balanec (et dans les récifs avoisinants), satellite occidental du même massif de l'Aber Ildut. La décroissance dans la dimension des feldspaths et l'affaiblissement de leur teinte semblent en liaison avec la position marginale des pointements affleurants.

η^M . Monzodiorite de Saint-Frégant. Une roche sombre, appelée Monzodiorite de Saint-Frégant, dessine un petit massif de surface limitée au Nord-Ouest de ce bourg. Au moment des levés, une quinzaine de boules (dont certaines dépassaient 4 m^3) avaient été extraites des champs formant l'angle entre la D38 et la route allant à la ferme de Ravelin, puis évacuées pour servir d'embrochement à la côte. Plusieurs boules de petite taille, présentant la classique altération, en pelure d'oignon, s'observent dans les champs près de Kerderc'h, Ravelin et à Keriber où une petite carrière d'arène montre clairement ces boules de monzodiorite enclavées dans le Leucogranite de Kernilis, ainsi qu'une contamination marginale du leucogranite. Cette roche diffère du Granite gris de Saint-Frégant, mentionné sur l'édition précédente et qui correspond *pro parte* au Granite gris fin de Lanveur.

Cette monzodiorite sombre à très sombre, est de teinte noir verdâtre, à grain moyen à assez grossier, très riche en ferro-magnésiens. Sa paragenèse

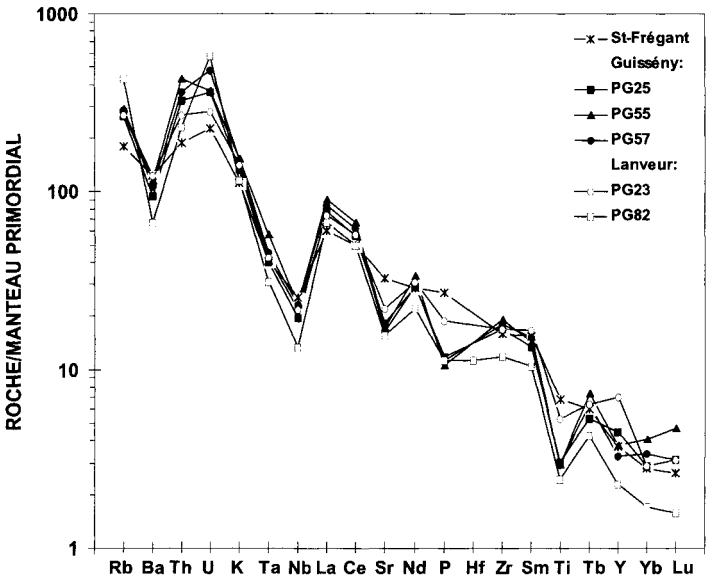


Fig. 12 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les Granites de Guissény et Lanveur. Comparaison avec la moyenne de la Monzodiorite de Saint-Frégant.

est à biotite en grandes lamelles, parfois verdie, hornblende verte en amas de fibres allongées, orthose perthitique, plagioclase plus rare (An 30-35), quartz assez abondant et titanite.

Cette roche est minéralogiquement proche de la Monzodiorite de Plounévez – Lochrist, ensemble vaugnéritique présent sur la feuille Saint-Pol-de-Léon et dont le secteur de Saint-Frégant pourrait représenter la résurgence la plus occidentale. La Monzodiorite de Plounévez – Lochrist a été datée à 296 ± 3 Ma (Chauris *et al.*, 1998), ce qui suggérerait un âge légèrement plus jeune pour le Leucogranite de Kernilis. Elle s'en distingue chimiquement et se rapproche davantage des diorites potassiques de la feuille Saint-Pol-de-Léon. C'est en tout cas un témoin occidental du plutonisme dioritique qui parsème le Léon.

Trois roches ont été analysées (tabl. 3) que nous comparerons à deux unités monzodioritiques affleurant sur le territoire de la feuille voisine de Saint-Pol-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998) : monzodiorites des complexes de Roscoff et de Plounévez – Lochrist.

Les trois échantillons montrent une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 56,49-60,7\%$), une forte teneur en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 2,96-3,68\%$), un faible rapport $\text{FeO}_t/\text{MgO} (< 2)$ et une forte teneur en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,08-16,45\%$). Ces traits suggèrent une nature calco-alcaline à shoshonitique. Dans le diagramme P-Q (fig. 11), les analyses se localisent entre les monzodiorite et monzonite quartzifères de référence. Elles sont nettement moins potassiques que les monzodiorites du Complexe de Plounévez – Lochrist (« vaugnérites ») et comparables aux termes les moins potassiques de celui de Roscoff (fig. 11).

Les spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (fig. 13) montrent les traits caractéristiques des roches « orogéniques » potassiques : 1) enrichissement marqué en éléments fortement incompatibles ; 2) anomalie négative en Ta et Nb ; 3) anomalie négative en Ti.

Relativement à la moyenne des monzodiorites des complexes de Roscoff et Plounévez, les principales différences sont (fig. 13) : 1) des teneurs moins élevées en éléments incompatibles, cohérentes avec l'affinité moins potassique ; 2) un fractionnement en terres rares lourdes très marqué de deux échantillons (PG39 et PG40). Ces deux roches, pauvres en terres rares lourdes (ex. Yb < 1 ppm et Y < 15 ppm) et riches en Sr (~ 550 ppm) et ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 16\%$), se rattachent à la famille des « adakites », telle que définie par Defant et Drummond (1990). Selon un modèle largement admis (Defant et Drummond, 1990), ceci permet d'envisager une origine des magmas par fusion partielle d'un protolite basique dans les conditions de stabilité du grenat (éclogite ou amphibolite à grenat).

En résumé, la Monzodiorite de Saint-Frégant montre les caractéristiques communes des roches calco-alcalines fortement potassiques à shoshonitiques et apparaît généralement moins riche en K que les massifs de Plounévez – Lochrist et Roscoff. Deux échantillons présentent une signature adakitique.

Filons

Q. Filons de quartz. Les filons de quartz sont nombreux sur la feuille où ils recoupent toutes les formations métamorphiques et plutoniques. Tous les filons importants (Toullouarn et Lavengat-en-Guissény, Creyen-en-Plouider), d'allure lenticulaire, occupent des failles de l'imposant système tardif N100-110 qui entaille profondément le Nord-Ouest du Léon et qui présente son développement majeur aux abords de l'Aber Wrac'h. Il sont constitués d'un quartz blanc massif, à cristaux bien développés, associés à des stockwerks de veinules, avec des faciès géodiques parfois avec améthyste ou hématite rouge (Toullouarn), parfois des silicifiats bréchiques ou des enclaves hydrothermalisées du socle.

Deux faisceaux filoniens sont particulièrement remarquables. Le faisceau de Toullouarn-en-Guissény est le plus important de la feuille. Facilement observable dans la carrière du même nom en exploitation intermittente, il occupe une faille majeure du système N110, responsable de l'escarpement qui domine la zone marécageuse du Curnic.

Suivi dans les terres presque en continu sur 2,5 km depuis les environs de Brundaouez jusqu'à Toullouarn, grâce à d'anciennes carrières et des éboulis, il est ensuite masqué au pied de la falaise-morte du Curnic, avant de réapparaître sur l'estran au Vougo, ce qui lui donne une extension minimale de 4,5 km. Selon toute probabilité, il se poursuit encore en mer selon la même direction. Sur deux kilomètres environ, son tracé est parallèle à la falaise-morte du Vougo, suggérant des rejeux relativement récents (Tertiaire ?). Son prolongement sous-marin présumé coïncide approximativement avec l'ancienne vallée, à présent submergée, située entre la côte septentrionale de Plouguerneau et la crête rocheuse presque entièrement ennoyée d'Enez Du-Karreg Hir-Lizenn Zu-Lizenn Venn.

Ce faisceau filonien comprend deux filons principaux parallèles à pendage sud de N70-75 et distants de 40 m : un filon méridional atteignant 12 m de puissance maximale et un filon septentrional de 2,30 m de puissance maximale. L'orientation du filon méridional s'incurve à N120-130 dans les zones d'ouverture en transtension (Sud-Est Kerhornaouen au passage de la D10) traduisant une composante de jeu décrochant dextre qui semble accessoire car ne décalant pas l'accident de Porspoder. Un jeu ver-

tical semble donc plus cohérent mais le jeu en faille normale habituellement proposé pour cette famille de faille est incompatible avec le pendage sud clairement relevé sur les filons. Aucune strie exploitable n'a pu être relevée sur les plans de fracture intrafiloniens.

Selon C. Barrois (1893), ce filon se ramifierait en stockwerk à Brundaouez, dispositif qui avait conduit cet auteur à le rapprocher des filons stannifères de La Villeder (Morbihan) ; en fait, l'analyse réalisée sur un échantillonnage représentatif montre que ce filon est totalement stérile : de l'ordre de 30 ppm en As, 10 ppm en Zn, Pb, W, et 50 ppb Au.

Le faisceau de Créyen jalonne sur presque 1 km la grande fracture N100-110 empruntée par le Quillimadec et marque le contact entre le Granite de Saint-Sauveur et le socle gneissique. C'est un faisceau complexe, montrant également des zones en transtension et amorçant un système en pull apart à hauteur de Créyen. Les orientations du filon principal, de ses digitations et des filons-satellites traduisent une composante cisailante senestre, inverse de celle du faisceau filonien de Toullouarn. Il a montré des passées enfumées avec améthyste et un peu d'autunite (voir gîtes minéraux). Ces traces de radioactivité ont permis de le tracer jusqu'au Sud de Quelorn, ce que n'ont pas confirmé les levés récents.

Ce faisceau se prolonge sur la feuille Saint-Pol-de-Léon. Sa résistance à l'érosion en a fait un des points hauts de la feuille qui devient par temps clair un excellent point d'observation pour une étude morphologique de la région Guissény-Brignogan.

Deux autres filons quartzeux de même orientation s'observent sous forme de blocs remisés au coin des champs près de Lavengat et au Nord de Saint-Frégant. La taille des blocs (beaucoup dépassent le m³) laisse soupçonner des filons importants.

Ces structures N100-110 semblent dénoter un jeu polyphasé avec une composante horizontale très limitée (moins de 100 m), à dominante sénestre, et un jeu vertical plus important mais pas constamment en faille normale comme le suggère la majorité des études.

Des filons quartzeux de moindre importance orientés N70 jalonnent sporadiquement des satellites de l'accident de Porspoder. Ils sont moins étendus (200 à 300 m) et affleurent sous forme de blocs épars dans les champs. L'un, à texture fortement laminée, s'observe assez mal près de Lanvaon et Créac'h Losquet, à l'Ouest du bourg de Plouguerneau, le second, affleure bien près de Créyen où il se connecte sur le filon principal N100 ; sa texture ne montre pas d'écrasement poussé.

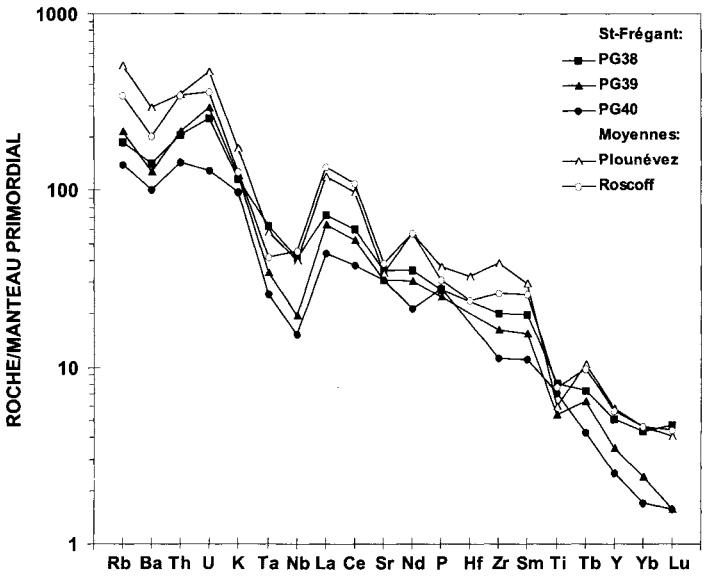


Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour la Monzodiorite de Saint-Frégant. Comparaison avec les spectres moyens des monzodiorites de Roscoff et Plounévez-Lochrist (analyses dans Chauris *et al.*, 1998)

D'autres blocs de quartz épars ont été notés près de Rann Grannoc-en-Plouguerneau. La direction de la structure filonienne reste difficile à préciser, les éléments étant plus ou moins déplacés. Elle pourrait être parallèle aux filons précités, interprétation retenue sur la carte.

$\mu\gamma^3$. **Filons de microgranites.** Deux filons de microgranite de teinte assez sombre recoupent le massif granitique de Brignogan-Plouescat au fond de l'anse de Brignogan. Le premier est orienté N50, puissant de 2 m maximum, et se suit sur une quarantaine de mètres ; le second, moins bien individualisé et de teinte légèrement plus claire, est de direction sub-méridienne et se suit sur 200 m, semblant se poursuivre dans le bourg de Brignogan (gros blocs sub-en place dans les murs près du château d'eau). Ce sont les représentants les plus occidentaux connus à ce jour d'un champ filonien mieux représenté sur la feuille Saint-Pol-de-Léon. Ces microgranites de teinte assez sombre, brunâtre aux affleurements, évoquent les « elvans » de la Cornouaille anglaise.

La texture des microgranites est porphyrique, avec des phénocristaux d'orthose perthitique de 2-3 cm fréquemment phyllitisés, le quartz ocellaire est abondant et présente les classiques lacunes de croissance. La mésostase est à quartz, orthose, rares plagioclases parfois zonés (An 10-15 %), biotite chloritisée très abondante et apatite. Les textures micropegmatitiques sont fréquentes.

De nombreux galets de microgranite similaires ont été rencontrés sur la plage du Bihou (Sud-Est du sémaphore) laissant supposer la présence d'autres filons plus au large.

Les analyses des microgranites de la feuille Saint-Pol-de-Léon (Cam Louis et Poulfoën-en-Plouescat) indiquent un caractère nettement acide ($\text{SiO}_2 \sim 72\%$), potassique ($\text{K}_2\text{O} > 5\%$) et peralumineux. Les teneurs relativement élevées en Ba (> 400 ppm) excluent un fractionnement intensif de feldspath potassique. À Brignogan, les analyses chimiques révèlent une grande homogénéité de composition et un net cachet potassique : K_2O : 6,21 % ; Na_2O : 2,06 % ; malgré une teneur en SiO_2 relativement élevée (72 %), la différenciation reste peu poussée (Ba : 480 ppm) (tabl. 4).

L'âge K/Ar moyen du filon sub-méridien de l'anse de Brignogan est de 244 ± 12 Ma (Bellon *et al.*, 1988a) suggérant que l'intrusion des filons microgranitiques est à rapporter au Permien.

Lamprophyre. Sur la côte, au Sud du rocher de migmatite d'Ar Villien, un mince (0,30 m maximum) filon de roche sombre hyperbiotitique affleure sur 20 m, selon une direction N07. Ce filonnet, trop mince pour être cartographié et trop altéré pour être analysé, pourrait être un lamprophyre.

FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES

Formations périglaciaires (Pléistocène supérieur)

Le relief de la partie septentrionale du Pays de Léon est empâté de dépôts périglaciaires, bien exposés dans les falaises de Plouguerneau, ainsi que dans la presqu'île de Kerlouan, lorsque la couverture dunaire n'est pas importante. Il s'agit de produits de gélivation entraînés par gélifluxion sur les versants et de fines particules apportées par le vent depuis les fonds asséchés de la Manche, pendant la dernière glaciation.

GP. Dépôts de pente périglaciaires grossiers (heads et sols associés). Pendant les périodes glaciaires, les alternances gel-dégel ont fait éclater les roches en produisant des débris de toutes tailles, allant de particules microscopiques à des blocs de plusieurs tonnes. L'épaisseur de la tranche de terrain affectée par la gélifraction dépend de la nature de la roche, de sa sensibilité à l'altération et de sa perméabilité. Sur les pentes, en raison de la gravité et de la formation au dégel de coulées boueuses, les formations gélivées ont migré progressivement vers le bas des versants. Ces phénomènes ont donné à la falaise fossile limitant la plate-forme du Pays Pagan, un profil largement concave à la base et convexe au sommet. À la base de ce talus, lorsqu'il est à nouveau atteint par la mer, on peut observer de belles coupes naturelles, régulièrement entretenues par les vagues. Les falaises, entre l'anse de Coréjou et le Vougot, montrent des stratigraphies bien développées, mais les petites coupes du littoral de la presqu'île de Lilia ne sont pas non plus sans intérêt, surtout lorsque des sols ou des niveaux de sable et de galets marins se trouvent interstratifiés dans les dépôts de pente.

À l'Ouest de la grève du Vougot, on peut observer à la base de la falaise un cordon de galets sur lequel reposent des sables marins et dunaires. Ces sables sont ravinés vers l'extrémité occidentale de la coupe par des dépôts de ruissellement associés à de petites turbations, ainsi que par des heads caractérisés par une dominance du ruissellement avec cryoreptation active, tandis que vers l'Est, lorsque la plage démaigrît, des fentes de gel apparaissent dans les sables marins inférieurs. Sur ces dépôts, un podzol évolué et hydromorphe s'est formé ; il est bien développé à l'Ouest, mais vers l'Est, il s'étire et s'amenuise par cryoreptation. Près de la falaise fossile, des coulées de head humifère et sableux, englobant de gros blocs, se sont ensuite mises en place. À leur sommet s'est installé un ranker cryptopodzolique, mais ce sol a été en partie érodé par des heads humifères incorporant deux sols isohumiques et par des heads à blocs grossièrement stratifiés, admettant une petite phase de stabilisation, associée à un sol brun légèrement lessivé. Au sommet de la coupe, le head supérieur tranche les formations antérieures et latéralement vers l'Est, au niveau de l'estran, il coiffe le limon pléniglaciaire caractérisé par son réseau polygonal de fentes de cryodessiccation.

La falaise du Zorn s'étirant sur plus de un kilomètre à l'Ouest du Vougot, montre les mêmes successions stratigraphiques. En plusieurs points cependant, on observe à la base de la coupe deux niveaux de galets séparés par une formation périglaciaire limoneuse admettant des blocs et les reliques d'un sol étiré par la gélifluxion.

Au Sud de l'anse de Saint-Cava à Lilia (Hallégouët *et al.*, 1986), on peut également voir deux formations périglaciaires séparées par une plage ancienne, des sables éoliens et des sols. À la surface d'un platier rocheux irrégulier piégeant quelques galets marins, on remarque à la base de la coupe un head passant vers l'Ouest à une arène limoneuse. Cette formation tronquée par un platier sur lequel repose un niveau de galets anciens, présente en surface des phénomènes de compaction qui ont été également remarqués au Zorn (effet de la peptisation par le sel lors d'une transgression). Des formations périglaciaires antérieures à une phase d'érosion marine sont également visibles dans les falaises entre la pointe de Castel Ac'h et Kerjégu au Nord de la presqu'île de Lilia (Battistini, 1954 ; Hallégouët, 1971).

L'examen des heads périglaciaires sur la plate-forme du Pays Pagan permet de distinguer une succession de refroidissements et de phases de réchauffement caractérisées par le développement de sols, par le dépôt de sables dunaires ou par une abrasion marine associée généralement au dépôt de galets. Après une transgression qui semble avoir érodé tous les dépôts antérieurs, on a eu une première phase de refroidissement pendant laquelle se sont déposés des heads et des limons (Zorn, Saint-Cava, Kerjégu). Une nouvelle transgression a fait disparaître la plupart de ces formations et a déposé sur les platiers les galets et les sables éémiens. Lors d'un nouveau refroidissement, ce complexe tempéré s'est fait enfouir sous des dépôts de ruissellement passant à des heads grossiers à blocs devenant vers le haut plus limoneux (Vougot). Ces heads sont caractérisés par une prépondérance du ruissellement, bien que la cryoreptation y soit également active. Au Vougot, lors d'hivers rigoureux des fentes de gel se sont alors formées et ont affecté les sables inférieurs. Un nouveau radoucissement du climat correspond à des sols humifères et au dépôt de sables dunaires affectés par une podzolisation intense.

Par la suite, une nouvelle dégradation du climat se traduit par le dépôt d'une dune de régression et la formation de heads à gros blocs sur le versant de la falaise morte. Une nouvelle phase de réchauffement est marquée par le développement d'une pédogenèse de type « ranker cryptopodzolique ». Ce sol a été par la suite raviné par des heads incorporant les restes de deux sols isohumiques correspondant à des sols de prairie continentale arctique. La dégradation du climat se poursuivant (conditions pléniglaciaires) on voit ensuite se mettre en place des heads à blocs grossièrement stratifiés composés de langues successives parfois lavées ou enrichies en fines. Cette formation est

	1	2	3
SiO ₂	72,00	73,2	66,27
TiO ₂	0,33	0,25	0,91
Al ₂ O ₃	14,30	14,8	16,15
Fe ₂ O ₃ total	1,68	1,5	4,60
MnO	0,02	0,04	0,03
MgO	0,40	0,4	1,51
CaO	0,60	1,5	2,53
Na ₂ O	2,06	3,4	3,51
K ₂ O	6,21	4,76	3,94
P ₂ O ₅	0,40	0,19	0,43
PF	1,20	0,5	0,9
Total	99,20	100,54	100,78
Li	81	< 10	79
Rb	562	232	227
Sr	139	176	674
Ba	480	451	1 038
Th		22,2	70,2
U		6,8	5,4
Ta		1,4	0,8
Nb		10,1	11,7
Hf		3,8	10,3
Zr		105	308
Y		18,2	27,00
Co		5	11
Cr		25	100
Ni		< 10	54
V		33	59
La		26,2	144,70
Ce		58,3	288,5
Pr		6,6	29
Nd		23,2	102,9
Sm		4,4	14,7
Eu		0,8	2,6
Gd		3,1	12
Tb		0,4	1,4
Dy		1,9	5,4
Ho		0,3	0,8
Er		0,9	2,2
Tm		0,1	0,3
Yb		0,7	1,7
Lu		0,1	0,3
A/CNK	1,27	1,10	1,10

**Tabl. 4 - Analyses chimiques de roches diverses
(analyses BRGM sauf 1, UBO, Brest)**

1 : Microgranite (anse de Brignogan) ; 2 : cataclasite de leucogranite (carrière de Toulouarn, Guissény) ; 3 : enclaves microgrenues sombres (Men Bréac'h, Kerlouan).

particulièrement bien développée sur le versant de la falaise morte en exposition Nord. Dans sa partie supérieure, on distingue parfois de nouvelles coulées périglaciaires liées à la reprise des phénomènes de gélifluxion au Tardiglaciaire.

Œh. Limons hydromorphes. Des limons affectés par une saturation permanente ou temporaire des pores par l'eau, occupent le fond de légères dépressions accidentant la surface du plateau léonard, ainsi que la partie interne de la plate-forme littorale au pied de l'abrupt du Pays Pagan, au Sud de Guissény et de Kerlouan. Ces formations prennent souvent une teinte gris bleuâtre du fait de phénomènes de réduction et de ségrégation du fer, en particulier dans la cuvette de Kerlouan. Entre Guissény et Brendaouez, où le drainage est meilleur, elles présentent une teinte gris-beige avec de nombreuses taches rouillées correspondant à des concentrations de fer ferrique. Sur le plateau du Léon, entre Rann Grannoc et Anter Hent, les sels ferreux accumulés dans les profils pédologiques leur confèrent la teinte grisâtre caractéristique des sols à gley. Ces sols imperméables se raccordent latéralement aux sols bruns se développant sur les limons ocre résiduels des plateaux. Les limons hydromorphes sont le plus souvent réservés à l'élevage, mais les prairies naturelles peuvent souffrir d'un déficit hydrique en été, du fait de la faiblesse des précipitations sur la marge littorale de la Bretagne. Leur drainage a permis d'améliorer leurs qualités agronomiques et de les mettre en culture.

Œ. Limons pléniglaciaires et formations associées. Au Pléniglaciaire supérieur, la chute des températures et l'extension des inlandsis sur l'hémisphère nord se sont traduits par un abaissement important du niveau marin. Les fonds de la Manche se sont alors trouvés à l'air libre jusqu'à - 130 m et la sécheresse du climat a favorisé la déflation éolienne qui a vanné les dépôts fluvio-glaciaires et les formations vaseuses se trouvant sur les plates-formes continentales exondées. Les particules fines emportées vers le Sud par les vents anticycloniques soufflant de l'inlandsis ont été arrêtées par les reliefs de Bretagne occidentale et ont formé un manteau limoneux s'amenuisant d'Est en Ouest. Les épaisseurs peuvent dépasser deux mètres sur la plate-forme du Pays Pagan, mais elles sont généralement moins importantes sur le plateau du Léon, où elles ont été plus facilement érodées depuis le Néolithique par le ruissellement.

Ces accumulations limoneuses sont typiquement éoliennes avec 60 % de particules comprises entre 0,005 et 0,5 mm. Sur les versants elles sont souvent mêlées à des débris apportés par ruissellement sur les pentes. À l'origine, les dépôts devaient être calcaires puisque de petites poupees de lœss sont encore présentes, dans les limons de Portsall et de Santec (feuilles Plouarzel et Saint-Pol-de-Léon). Les limons lœssiques sont souvent parcourus par des réseaux de fentes engendrées par des phénomènes de cryodessiccation. Les fentes sont encadrées en coupe, par deux lèvres

imprégnées de limonite qui donne au limon une teinte ocre et une cohésion lui permettant de rester en relief lorsqu'il est décapé par la mer sur les estrans. Les limons périglaciaires affleurent souvent entre les îles, de la presqu'île de Lilia et au fond de l'anse de Kerjégu où les herbes du schorre tendent à s'y enraciner (Battistini, 1954). Les réseaux polygonaux, entre les lèvres, sont remplis par un limon plus gris qui a facilité la pénétration des racines dans les horizons compactés par le gel. Les fentes observables dans les falaises limoneuses se ferment généralement vers 1,50 m à 2 m de profondeur, ce qui permet de se faire une idée de l'épaisseur la couche affectée par le gel annuel et d'estimer sur le plateau la tranche enlevée par la suite, par érosion anthropique. Sur les versants et autour des écueils fossiles, on observe parfois dans la tranche supérieure des formations limoneuses une augmentation de la teneur en sable grossier et en débris anguleux. De gros blocs flottant sur les limons couvrant la base de l'abrupt du Pays Pagan correspondent à la reprise des phénomènes de gélifluxion pendant les temps fini-glaciaires.

Formations lacustres et fluviales

Lz. Formation lacustre holocène. En arrière des dunes bordières de la presqu'île de Kerlouan de grands étangs marécageux se sont formés autrefois (Louc'h an Dreff). Leur fond est constitué par des sables éoliens qui franchissaient la crête dunaire lors des tempêtes, par des particules limoneuses apportées par les ruisseaux qui s'y déversaient et par des lits de matière organique résultant du développement de la végétation aquatique. Ces étangs ont été drainés grâce à la construction d'aqueducs sous la dune et de canaux conduisant les eaux vers la mer.

Dans la vallée du Quillimadec, l'étang du Pont en amont de la baie de Guissény, a été en partie comblé par les limons charriés par cette rivière. Cela a été également le cas des petits étangs en arrière des digues de moulins aujourd'hui abandonnées, le long des cours d'eau drainant cette feuille.

T. Tourbière holocène fossile (indication ponctuelle). Les tourbes correspondant à des marais en arrière des dunes bordières, et se retrouvent actuellement sur les estrans en raison du recul de la ligne de rivage. Les affleurements sont nombreux depuis l'anse de Pontusval, jusqu'à la presqu'île Sainte-Marguerite. Des gisements se prolongent sur le bas estran (Sainte-Marguerite, Curnic), et se poursuivent même sous le niveau des plus basses mers (à l'Ouest du Carrec Hir, dans la presqu'île de Kerlouan).

Ces dépôts reposent localement sur de vieux sols néolithiques (Le Curnic, Tressény) ou plus récents, avec parfois des niveaux de sables éoliens ou marins intercalés dans les bancs de tourbe. Des ossements ont été récoltés dans

les tourbières d'estran (Guissény) et X. Jaouen (1998) y a même identifié des empreintes de pas d'oiseaux et de mammifères qui s'étaient aventurés dans les marais (ongulés et ours, entre Ménez Ham et Crémiou). L'analyse pollinique des dépôts organiques littoraux du Pays Pagan a d'abord été menée par W. Van Zeist (1963) et poursuivie par M.-T. Morzadec-Kerfourn (1974). À Plouguerneau, au fond de l'anse de Corréjou, entre Mogueran et Créac'h an Avel, le sol hydromorphe affleurant en haut d'estran sous un niveau tourbeux a livré des charbons qui ont fourni une date C^{14} de $4\,250 \pm 250$ années BP, soit 2 285 ans avant JC (Néolithique moyen). L'analyse pollinique montre qu'un âge de 3 000 ans BP, conviendrait pour la tourbe au sommet de ce dépôt. La végétation herbacée correspondante est celle d'un étang derrière un cordon de barrage et l'évolution de la flore révèle une montée progressive du niveau de l'eau dans le marais, avec un envahissement par les phragmites avant son colmatage par les sables dunaires. À Brignogan, sur la plage des Chardons bleus, un niveau tourbeux reposant sur un sol hydromorphe affleure en haut d'estran vers 1,70 m sous le niveau des plus hautes mers. Une datation radiocarbone à 15 cm de profondeur a fourni un âge de $4\,980 \pm 120$ ans, correspondant à la période subboréale. Dans l'anse de Pontusval, au Schuz, un dépôt d'eau douce était autrefois visible à 2,2 m sous le niveau des hautes mers. M.-T. Morzadec-Kerfourn (1974) le situe également dans la période subboréale. Les datations et analyses polliniques de la côte des Abers lui ont permis de conclure que la mer a atteint entre 3 600 et 3 000 ans avant le présent, au début du Subatlantique, un niveau proche de l'Actuel.

Fz. Alluvions et colluvions postglaciaires. Les rivières des presqu'îles de Kerlouan et de Lilia sont courtes et les fonds de vallée sont occupés par des formations limoneuses admettant parfois des niveaux plus sableux. Ces dépôts sont souvent masqués par des colluvions limoneuses d'origine anthropique. Le Quillimadec, à l'Est de Guissény, possède un bassin versant étendu et reçoit sur sa rive droite des affluents drainant le plateau léonard, comme l'Alanan qui rejoint les marais du Curnic. Le fond de cette vallée est tapissé de colluvions limoneuses, avec des intercalations organiques, où se sont développés des sols à gley. Les sondages menés par la COMIREN, en amont de Roudoushir pour la recherche de cassitérite, ont révélé la présence de 2 à 3 m d'alluvions reposant sur des sables marins estuariens (Vogt, 1961). Les épaisseurs rencontrées (plus de 12 m) pouvaient faire penser à un petit bassin tectonique, mais les sondages de contrôle réalisés par la suite ne l'ont pas confirmé. D'autres sondages ont été aussi menés dans les marais du Curnic afin de vérifier l'existence d'un ancien cours du Quillimadec en direction du profond chenal s'ouvrant entre Plouguerneau et le plateau du Lizenn Ven. Les deux lignes de sondage N-S ont révélé sous les formations périglaciaires, la présence de sables fins ou grossiers reposant sur des arènes de gneiss et de granite. Certains niveaux de sable présentent des caractères indiscutablement marins, d'autres pourraient correspondre à des apports fluviaux ; au-dessus des arènes sous-jacentes, on rencontre parfois des niveaux

grossiers s'apparentant à une nappe alluviale. Les formations sableuses marines et fluviatiles ne dépassent pas 2 à 3 m de puissance et aucun chenal n'incise véritablement le substratum. Si le Quillimadec a pu autrefois poursuivre son cours par le seuil de Lanvian, au Sud de Guissény, aucune trace de son passage n'y est cependant visible et en amont, sur les larges replats encadrant la vallée, entre 10 à 15 m d'altitude relative, il ne reste pas de témoins de nappes alluviales perchées.

Formations de versants

Cz. Colluvions holocènes sur dépôts de versants ou sur altérites. Il s'agit de dépôts de bas de versant, généralement de faible extension, mis en place par ruissellement ; ils colmatent les fonds de vallons des drains secondaires du réseau hydrographique. Ces sédiments sont argilo-sableux et contiennent parfois des fragments de substratum et de quartz. Leur épaisseur est généralement métrique.

Formations éoliennes littorales

Dz.
Œ. Épandages sableux pelliculaires sur limons pléniglaciaires. Vers l'intérieur des terres, les limites des dunes sont parfois difficiles à préciser, surtout lorsque l'utilisation agricole est intensive. C'est le cas à Kerlouan dans le secteur de Lan Hir, ainsi qu'à Plouguerneau, au Sud du massif de la Grève Blanche où les labours égratignant les vieux sols sous-jacents font remonter en surface des fines qui teintent le sable en beige ou en brun. Comme par ailleurs, on a aussi apporté de grandes quantités de sable pour alléger les limons qui couvrent la plate-forme du Pays Pagan, certains espaces ne peuvent être considérés comme de véritables formations dunaires.

Dz. Sables dunaires flamandais. Après la dernière glaciation l'élévation du niveau marin a fait reculer la ligne de rivage depuis -130 m, jusqu'à sa position actuelle. Cette transgression a été accompagnée d'un mouvement des sédiments qui, poussés par les vagues et les vents littoraux, ont remonté peu à peu la rampe continentale. L'accumulation des sables éoliens a formé des dunes comprenant généralement un cordon de 5 à 10 m d'épaisseur se dressant face à la mer, avec en arrière des épandages aux formes confuses ou une plaine de sable masquant la topographie antérieure. Les dunes s'avancant vers l'intérieur des terres ont enseveli les récifs fossiles de la plate-forme littorale et localement, au Vougot et au Zorn, elles atteignent la base de la falaise morte pléistocène et se retrouvent parfois perchées au sommet des falaises entaillant les limons sous-jacents. Les sables dunaires ont aussi fossilisé des fonds de marais littoraux, de vieux sols archéologiques néolithiques ou plus récents, ainsi que des constructions

édifiées par les populations qui se sont succédé sur la plate-forme littorale depuis la préhistoire.

Les premiers épandages éoliens ont dû commencer dès l'époque néolithique sur les îles en avant des presqu'îles de Lilia et de Sainte-Marguerite. L'état de conservation des ossements dans le cairn de Roc'h Avel ne peut d'ailleurs s'expliquer que par un ensevelissement précoce (Giot *et al.*, 1979). Par la suite les dunes ont poursuivi leur progression avec des phases de répit pendant lesquelles des sols humifères profonds ont pu se développer. On observe parfois des sols fossiles dans les dunes bordant la rive sud de la baie de Guissény ainsi que dans celle qui occupe le littoral de Plouguerneau, entre Kélerdut et Saint-Michel. Dans ce secteur, la dernière phase d'épandage éolien date du XVII^e siècle et s'est poursuivie jusqu'au XVIII^e siècle en ensevelissant l'église de Tréméneac'h (Ilis Coz) dont les ruines ont été mises au jour ces dernières années. À Guissény, au Curnic, après la construction de la jetée du port, le recul de la dune a montré une construction romaine dont la destruction a été datée par son mobilier du III^e siècle (ap. JC). Elle a été ensuite ensevelie dans une formation éolienne tronquée par un niveau de galets marins précédant de nouveaux apports dunaires (Sanquer, 1968). Sur les estrans à la base des dunes de Sainte-Marguerite et du Vougot, des alignements de blocs correspondant sans doute à d'anciennes limites agraires apparaissent souvent. Les éléments lithiques, les monnaies et les tessons de céramique fournis par les sols fossilisés par les sables éoliens ne permettent pas toujours une datation précise des phases de progression des dunes.

Les dunes autrefois menaçantes pour les populations littorales sont maintenant en danger en raison de l'élévation contemporaine du niveau marin et de la recrudescence des tempêtes. Les dunes bordières qui constituent des digues naturelles protégeant de la mer des dépressions sublittorales, comme les « bas-champs » du Curnic et les cuvettes de la partie septentrionale de la commune de Kerlouan, sont aujourd'hui presque partout attaquées en falaises par les vagues. Elles restituent aux estrans les sables qui avaient migré vers la zone supra-tidale, lorsque les budgets sédimentaires des plages étaient excédentaires. L'examen de la carte des « Ingénieurs du Roy » dressée à la fin de l'Ancien Régime, ainsi que la comparaison du cadastre dit « napoléonien » avec le cadastre actuel, permettent de se rendre compte de la diminution du stock sédimentaire autrefois mis en réserve dans les dunes littorales. Depuis une trentaine d'années, les dunes bordières ont perdu leurs fonctions agricoles (pâturage et séchage des algues). Elles sont actuellement gérées par le Conservatoire de l'espace littoral ou par les communes. Ce sont maintenant des espaces protégés où les activités minières sont désormais interdites. Seules certaines activités ludiques, jusqu'à un certain niveau, y sont encore permises. Du fait des entreprises menées autrefois par les carriers et les agriculteurs, la morphologie dunaire en ar-

rière des dunes bordières est difficilement interprétable. Les carrières ont été aménagées pour le camping, comblées, ou laissées en état, comme en arrière du tombolo du Vougot. Dans la partie occidentale de la presqu'île de Kerlouan, la dune interne a été nivelée pour y pratiquer une agriculture maraîchère à hauts rendements.

Formations marines littorales

Pléistocène

Plages pléistocènes perchées (non figurées sur la carte). En avant de la falaise morte se dressant au Sud de la plate-forme du Pays Pagan, on découvre parfois à l'occasion de travaux routiers ou dans les fronts de taille des anciennes carrières, des niveaux de sable ou des galets manifestement d'origine marine. Ces formations culminant généralement vers 20 m d'altitude, ont été également reconnues (Mx) sur les feuilles voisines (Saint-Pol-de-Léon, Plabennec). À l'Est de l'antenne de Kerlouan, on remarque dans le paysage, des écueils fossiles et des buttes correspondant à d'anciennes îles. Au pied de la butte du Cléguer, on peut en effet observer au fond des fossés bordant la route, un sable ocre, avec quelques galets dispersés dans la masse de la formation. Il s'agit d'un sable bien classé avec une proportion assez importante de grains émoussés luisants (34 %). Dans les anciennes carrières de Kerhorn au Nord-Ouest de l'étang du Pont, on pouvait voir au sommet des fronts de taille, un niveau de sable fin limoneux et des galets bien émoussés. Cette formation dérangée par la cryoturbation constitue un autre témoin du passage de la mer sur la plate-forme littorale. On y compte 27 % de grains « émoussés luisants » et un fort pourcentage de grains « émoussés picotés » (Hallégouët, 1971). Au Sud de l'étang du Pont, vers Keramps, toujours vers 20 m d'altitude, les travaux de rectification sur la D38 ont montré également la présence d'un niveau de galets bien émoussés à la base des formations périglaciaires garnissant le pied du versant. En amont, la vallée du Quillimadec a certainement été autrefois remblayée par des formations marines. Il y a quelques années, on pouvait observer des niveaux de sable ocre plus ou moins repris par la gélifluxion, sur le versant entre Kerbervas et Saint-Sauveur. Les travaux de reconnaissance menés au fond de la vallée par la COMIREN pour la recherche de cassitérite (Moussu, 1963), ont aussi révélé en amont de Roudoushir, la présence de formations sableuses correspondant à un remblaiement estuarien.

À l'Ouest de la grève du Zorn, R. Battistini (1954) avait aussi observé des galets perchés vers 15-20 m d'altitude. Ce gisement perturbé par les phénomènes de gélifluxion semble avoir disparu à la suite d'aménagements pour le stationnement de caravanes. Vers Lilia, cette ancienne ligne de rivage n'a pas été reconnue jusqu'à présent, mais le niveau de galets cor-

respondant réapparaît au Sud de l'Aber Wrac'h, en bordure de la route littorale, à proximité du couvent des Anges (Hallégouët, 1971).

On ne dispose pas encore de datations pour ces plages perchées pléistocènes. Les âges obtenus par « Résonance paramagnétique électronique » (RPE) sur d'autre site du Massif armoricain (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000) permettent de penser qu'elles pourraient être holsteiniennes ou encore plus anciennes. La transgression correspondante a duré un temps suffisant pour raboter les arènes de la surface antérieure, sans doute façonnée par les mers du Tertiaire, en isolant quelques écueils et îlots en avant de l'abrupt du Pays Pagan. Cette falaise morte, alors réactivée par la mer, s'est depuis émoussée, mais elle a encore fière allure dans le paysage, surtout au Sud de la grève du Vougot, où elle a été à nouveau attaquée lors d'épisodes transgressifs plus récents.

My. Plages anciennes des basses plates-formes (* indication ponctuelle). Les transgressions marines qui se sont succédé sur la plate-forme du Pays Pagan, durant le Pléistocène, ont laissé des niveaux de sable et de galets qui affleurent parfois à la surface des anciens platiers ou à la base des falaises, jusqu'à un ou deux mètres au-dessus du niveau des hautes mers. Ces formations sont souvent associées à des sables dunaires reposant directement sur les galets fossiles ou interstratifiées dans des formations de versants. Sur le territoire de la commune de Plouguerneau, dans les rentrants du littoral de la presqu'île de Lilia, ou à la base des falaises au pied de l'abrupt du Pays Pagan, plusieurs coupes montrent aussi dans les creux des anciens platiers, la présence des dépôts continentaux fossilisant les reliques de formations marines encore plus anciennes. On peut les observer au Zorn, au fond de l'anse de Coréjou, à l'Ouest de l'anse de Kerjégu, sur la face nord de la pointe de Castel Ac'h et au Sud de l'anse de Saint-Cava.

Les plages anciennes perchées vers 1 à 2 m d'altitude sont fossilisées par les formations du dernier cycle périglaciaire et semblent donc correspondre à l'optimum climatique de l'interglaciaire éémien. Les limons et heads périglaciaires sous-jacents respectés par cette phase d'érosion marine appartiendraient alors à un cycle périglaciaire antérieur (Saalien II). Les galets résiduels piégés dans les creux de la plate-forme du Pays Pagan seraient dans ce cas les témoins d'un haut niveau marin pendant l'interglaciaire Bantega-Hogeveen (stade 7). La limite supérieure de cette transgression est difficile à préciser. Si elle a dépassé le niveau de la mer éémienne, on pourrait sans doute lui attribuer les galets résiduels accrochés à la falaise morte, vers 6 m au-dessus du niveau des hautes mers, entre Le Vougot et le Zorn. Dans la morphologie de la presqu'île de Kerlouan, cette ligne de rivage correspondrait à une rupture de pente bien marquée dans le paysage, entre la pointe de Beg Pol et Neiz Vran. On a là en effet, une basse plate-forme accidentée de nombreux écueils fossiles émergents des formations dunaires, lacustres et périglaciaires. Son raccord avec la plate-forme supérieure est brutal entre Beg Pol et Saint-Egarec, tandis

que vers l'Ouest on a un passage progressif entre les deux surfaces. Les plages anciennes correspondantes sont difficilement observables sur la plate-forme du Pays Pagan, en raison de la puissance des dépôts continentaux qui les ont fossilisés. Les replats vers 5-6 m au-dessus du niveau des hautes mers sont peu développés au pied de l'abrupt du Pays Pagan et les formations marines qui les garnissaient ont le plus souvent été entraînées sur les pentes par les coulées de gélifluxion, comme on peut s'en rendre compte entre Le Vougot et Le Zorn. Immédiatement au Sud de cette carte, sur la feuille Plabennec, on retrouve ces formations, associées à un niveau de galets plus anciens en bordure de la route littorale allant du port de l'Aber Wrac'h à Sainte-Marguerite (Hallégouët, 1971).

Entre Le Vougot et Lilia, l'examen des falaises montre aussi la présence de niveaux de sable éolien associés aux dépôts de versant marquant le début du refroidissement weichsélien et à des sols correspondant à des périodes de réchauffement : interstades Brorüp et Odderade (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). Pendant ces interstades, la mer est sans doute revenue sur la plate-forme littorale du Pays Pagan. Ces épisodes transgressifs ont été brefs et il est certain que pendant le premier interstade la mer a atteint le niveau actuel, comme l'ont montré les datations par thermo-luminescence des sables de Nantois, en baie de Saint-Brieuc (Loyer *et al.*, 1995). Cependant, en raison des déformations du socle liées à la néotectonique et au manque de datations sur les dépôts littoraux du Nord-Ouest de la Bretagne, le débat reste ouvert quant aux altitudes maximales atteintes par la mer au cours de ces différentes transgressions.

Les galets des plages anciennes sont en général bien émoussés. Leur nature pétrographique est variée du fait d'apports d'origine distale et de la diversité lithologique du Complexe migmatitique de Plouguerneau. Les dépôts de la presqu'île de Kerlouan se caractérisent habituellement par l'abondance de roches étrangères, car le Granite porphyroïde de Kerlouan fournit relativement peu de galets. On peut s'étonner de la présence du grès armoricain et des quartzites dévoniens, issus vraisemblablement du synclinorium médio-armoricain. Ceux-ci ont été vraisemblablement repris par les transgressions marines glacio-eustatique du Pléistocène dans les nappes alluviales de la mer d'Iroise et les cordons littoraux poussés par les transgressions ont par la suite progressivement remonté la pente continentale, en roulant sur eux-mêmes, jusqu'au pied du plateau du Léon. Les sables associés aux galets admettent souvent un pourcentage assez important de grains anguleux. On observe aussi des plages anciennes essentiellement sableuses comme celle qui affleure parfois sur l'estran au Nord de la baie de Guissény. Ce dépôt légèrement consolidé par du fer, a été occupé par les populations néandertaliennes après le retrait de la mer (industrie tardi-acheuléenne) et reprend des formations du-naires, comme le montre un fort pourcentage de grains éolisés à la taille de 0,315 mm (Hallégouët, 1971).

Holocène

MzP. Sables et tangles des polders. Sur les communes de Guissény et de Kerlouan, des surfaces importantes ont été gagnées au XIX^e siècle sur la mer. Les « bas champs » du Curnic correspondent à une anse profonde qui s'ouvrait avant 1831 entre Beg ar Skeiz et le Dibennou à l'entrée de l'estuaire du Quillimadec. La marée remontait alors en arrière du tombolo du Vougot jusqu'au pied de la falaise morte du Pays Pagan. Les sables entraînés par les vents d'Ouest et par la dérive littorale ont en partie remblayé cette anse. Leur exploitation dans les années 70, a considérablement agrandi la surface de l'étang résiduel subsistant en arrière de la digue du Curnic. Le sable a été exploité sur 2 m d'épaisseur au maximum. Les fouilles réalisées à la pelle mécanique et les lignes de sondages effectuées à la tarière montrent des épaisseurs de sable supérieures à 3 m à l'Ouest du Manoir-du-Curnic. Les dépôts marins holocènes reposent des tourbes, de vieux sols ou des formations périglaciaires. Le niveau de ces terrains se relève progressivement vers le Sud et au pied de la falaise morte, les sables deviennent limoneux et admettent des lits tourbeux interstratifiés. Il s'agit alors d'anciens schorres et de fonds de marais littoraux qui occupaient une frange littorale instable du fait de fluctuations du niveau marin à l'époque historique. Le remblaiement est moins important dans la partie orientale du polder où les sables holocènes ne dépassent pas 2 m d'épaisseur, entre Cléguer et Mesbalanec. Les sables sont souvent coquilliers et des bancs de coques ont occupé autrefois ces espaces, en particulier vers le village du Curnic où les sondages ont atteint des sables plus grossiers à partir de 2 m de profondeur. Les cotes atteintes semblent montrer que primitivement, le chenal de marée devait se trouver dans la partie occidentale de ce bras de mer et qu'à l'origine l'écoulement du ruisseau de l'Alanan s'effectuait en direction de la plage du Vougot. Son détournement vers le Nord serait dû à l'édification du tombolo du Vougot et à son recul vers le Sud-Est.

Le littoral nord de la commune de Kerlouan était caractérisé jusqu'en 1850, par une échancrure correspondant à un petit estuaire bifide s'ouvrant entre Kerlouarn et Ménez Ham. Après la construction de la digue de Kerlouarn, les terrains gagnés sur la mer n'ont pu être mis en culture, qu'à la suite de la construction d'un aqueduc permettant une évacuation des eaux continentales vers l'estran. Une autre anse autrefois occupée par un schorre a été conquise, entre Kermarguel et Lerret.

MzV. Slikke vaseuse, schorre des estuaires. Vers le fond de l'estuaire du Quillimadec, les sédiments admettent une fraction pélitique qui reste généralement modeste. Une fraction fine peu importante a été aussi observée dans les sables de l'anse de Kélerdut. Les teneurs en pélites deviennent plus importantes (plus de 5 %) de part et d'autre du chenal de l'Aber Wrac'h, en amont de Enez Terc'h et de l'île Longue. Les bas estrans

de l'anse de Kériadaouen et de la baie des Anges deviennent localement vauzeux. Ces particules fines proviennent en grande partie des cours d'eau drainant le Pays de Léon et de l'érosion des formations périglaciaires. La présence de calcaire indique aussi une production biogène locale ou des apports de débris de coquilles finement moulus, par la dérive littorale et les courants de marée.

Au fond de la baie de Guissény la haute slikke est occupée par une végétation de graminées halophiles. Le schorre qui se développe de part et d'autre de l'île de la Tour, jusqu'au pont de Couffon, est parcouru de chenaux ramifiés et sinueux. Le schorre embryonnaire, au fond de l'anse de Kélerdut, s'est en partie établi sur un platier taillé dans les limons pléniglaciaires. Le pré-salé qui s'est formé devant la digue de Kerlouarn colonise les sables se déposant à l'abri d'une flèche littorale.

Mz. Plage, estran sableux. De larges plages sableuses se développent dans les anses logées entre les pointes rocheuses, et également entre les îles à l'Ouest des presqu'îles de Plouguerneau et de Sainte-Marguerite. La plus importante occupe la baie de Tressény, entre les communes de Kerlouan et de Guissény, avec un appendice fermé au Sud, par la digue du Curnic. Contrairement aux grands abers, l'estuaire du Quillimadec est complètement ensablé et découvre entièrement à basse mer. La baie sableuse de Pontusval, à la limite orientale de la carte, correspond à la confluence de deux vallées à peine encaissées dans la plate-forme du Pays Pagan. L'attrait de cette plage abritée permettant l'échouage des bateaux est à l'origine du développement de la petite station balnéaire de Brignogan. À Plouguerneau, à l'abri du saillant de Saint-Michel et du tombolo de Penn Encs, l'anse de Corréjou est également occupée par des fonds sableux.

Dans la partie occidentale de la presqu'île de Plouguerneau, de larges estrans sableux enserrant les îlots rocheux et occupent les rentrants entre les pointes de Kélerdut, Castel Ac'h, Saint-Cava et Kérazan. L'épaisseur du sable, à l'exception du chenal de Porz Malo, est généralement peu importante et parfois après les tempêtes, les limons périglaciaires sous-jacents affleurent largement entre les îles, ainsi que dans les anses (Battistini, 1954 ; Guilcher et Adrian, 1959). Au Nord de la presqu'île Sainte-Marguerite, on observe également de vastes estrans sableux entre les îles, les écueils et les flèches de galets. Là aussi les épaisseurs de sable ne sont pas importantes et à moins de 50 cm de profondeur, on atteint souvent des limons ou des tourbes.

De longues plages s'étirent également au pied des cordons dunaires entre Plouguerneau et Brignogan. La grève du Vougot qui s'allonge sur près de deux kilomètres entre la falaise morte du Pays Pagan et les roches du Curnic est caractérisée par un estran sableux en partie protégé par les platiers rocheux de Enez Du et de Enez Croashent. Localement cette plage

peut atteindre 500 m de large et au niveau des plus basses mers, des bancs de sable graveleux tendant à se disposer perpendiculairement aux directions des houles dominantes. Sur le littoral septentrional de Kerlouan les plages sont plus étroites et tronçonnées par des barres rocheuses. Le bas estran est généralement occupé par des plateaux rocheux entre lesquels s'ouvrent des couloirs à fond sableux. Les plages les plus importantes sont celles de Boutrouille et de Crémiau avec un linéaire côtier de plus de 1,5 km.

La granulométrie des sables d'estran varie rapidement, en particulier sur le littoral de Kerlouan où la décomposition du granite porphyroïde fournit des sables grossiers et même des graviers, en particulier sur la plage de Kersenvall, à l'Ouest du Phare de Beg Pol. On observe aussi vers la ligne des basses mers, des sables fins avec des bandes de sable grossier affectées de ripple-marks de taille décimétrique, en particulier dans les zones exposées aux houles ou parcourues par des courants de marée canalisés par les roches. Dans l'ensemble, ce sont surtout les sables fins qui dominent et localement, en bas d'estran ou dans les anses abritées, comme le port de Tressény et les rentrants de la presqu'île de Lilia, apparaissent des sablons.

En hiver, après les périodes de mauvais temps, des concentrations de minéraux lourds sont visibles épisodiquement sur le haut des estrans. Le tri est dû à l'action des vagues ou au ruissellement de filets d'eau correspondant à des ruisseaux temporaires ou au débordement de la nappe phréatique, lorsque les précipitations sont abondantes. Les minéraux lourds se concentrent dans des sites privilégiés, entre Lilia et l'extrémité occidentale de la presqu'île de Kerlouan, en particulier entre le Vougot et l'anse de Corejou. On remarque aussi des traînées de sables denses de teinte noire ou lie-de-vin, sur les sites exposés de la presqu'île de Lilia, ainsi qu'au Nord de la presqu'île Sainte-Marguerite. Les teneurs données par L. Chauris (1991b) varient entre 9 et 79 %. Selon les prélèvements 12 à 20 espèces minérales ont été identifiées, avec quelques minéraux dominants provenant du Complexe migmatitique de Plouguerneau. Les minéraux lourds des arènes et des formations périglaciaires limoneuses à blocs attaquées en falaise par la mer se retrouvent dans les plages voisines. C'est le cas pour la monazite avec des teneurs généralement supérieures à 5 %, entre l'anse de Corejou et Guissény. L'ilménite et le grenat sont également bien représentés et l'on trouve également en plus ou moins grande abondance l'amphibole, l'apatite, le sphène, la magnétite, le rutile et la tourmaline. Le sphène est associé à la présence d'affleurements de diorites migmatitiques dans les secteurs de Plouguerneau et de Portsall. Ce minéral a manifestement été repris par la dérive littorale en direction de la presqu'île Sainte-Marguerite et de la baie de Guissény (Chauris, 1987a).

MzG. Grève, cordon de galets. Sur le littoral de Plouguerneau, quelques criques encastrées entre les pointes rocheuses sont garnies de galets de tous calibres. Les cordons de haut d'estran sont souvent alimentés par l'érosion de

plages anciennes, en particulier dans les secteurs de Saint-Michel et de Pors Graé. Le matériel est pour l'essentiel constitué de granites migmatitiques, mais on observe aussi des roches exotiques comme des grès du Paléozoïque, des silex ou des roches magmatiques d'origine inconnue. Un galet de basalte à olivine a été aussi trouvé sur le rivage de Enez Aman ar Ross à l'extrémité de la presqu'île de Kerlouan. Cette roche est comparable à celles qui ont été décrites à Ouessant et à Triélen. Elle pourrait également provenir de la côte sud de l'Islande, par dérive de radeaux de glace à travers l'Atlantique Nord (Bellon *et al.*, 1988).

On observe souvent à l'abri d'îlots ou de roches isolées, des flèches de galets pointées vers le continent. Un premier groupe se trouve entre Le Curnic et l'anse de Coréjou, à l'abri de la roche Ar C'hloum et des îlots de Golhédoc et d'Enez Du. L'accumulation reliant Enez Croaz Hent à la grève du Curnic a disparu à la suite de la construction d'une jetée. Un deuxième groupe se situe en face de Lilia derrière les roches se dressant à l'Ouest de la presqu'île de Plouguerneau. Ce sont des dépôts de dimensions modestes. Le plus important s'appuie aux roches du plateau de Lezent et on voit aussi des formes intéressantes face à l'île Vénan, ainsi que devant l'île Wrac'h. À l'Ouest du chenal de l'Aber Wrac'h, un troisième groupe se développe sur les estrans de la presqu'île Sainte-Marguerite. Une « queue » importante prenant appui sur plusieurs roches est pointé en direction de la pointe de Carrec Studi (plus de 500 m). Des flèches plus modestes se développent à l'Ouest entre l'île Tariéc et les dunes de Sainte-Marguerite. Leur déviation vers le Sud par rapport à la direction normale des houles à l'entrée de la Manche est due au plateau rocheux des Trousquennou qui amortit les vagues et engendre une réfraction de la houle sur son bord nord-est.

Le façonnement des galets des « queues de comète » de la côte nord-ouest du Léon est en général assez faible, avec des médianes d'éroulés habituellement inférieurs à 300, alors que sur les hauts de grève de la presqu'île de Plouguerneau et du Nord de Enez Vénan, elles dépassent régulièrement 450. On peut donc penser que les matériaux constituant ces flèches, une fois mis en place à l'abri de la roche protectrice, bougent peu, à l'exception de ceux qui se trouvent en position avancée, comme sur le plateau de Lézent où l'éroulé atteint 550. Le revêtement d'algues permet aussi d'apprécier la mobilité des galets. Les fucus et les ascophyllum ne peuvent se maintenir si l'agitation est grande et les galets ne sont alors habillés que d'algues vertes qui disparaissent en hiver (Guilcher *et al.*, 1959).

Formations anthropiques

• **Cordons d'enrochements.** Pour protéger de l'érosion marine, les dunes et les formations périglaciaires, différentes techniques ont été utili-

sées. Celle qui consiste à apporter des enrochements au pied des falaises meubles a été appliquée en de nombreux points du littoral de Plouguerneau, comme à Saint-Cava et à Beg ar Spins. La commune de Guissény a également financé la construction de cordons d'enrochements, en particulier sur le site du Curnic qui a été déstabilisé à la suite de la construction de la jetée unissant Enez Croazhent à la côte. Les enrochements protégeant la dune, au Sud du port, n'empêchent pas le recul de celle-ci et de nouveaux apports doivent être effectués périodiquement. Les rivages de Kerlouan ont été également garnis d'enrochements, en bordure du port de Tréssény, ainsi que dans le secteur de Saint-Egarec. À Brignogan, les enrochements contribuent aussi à accentuer l'artificialisation du linéaire côtier. Sur cette commune, on a fait appel à des techniques éprouvées pour la construction de ces ouvrages de défense, notamment près du camping de la Terre-du-Pont.

• **Digues et cales.** La ligne de rivage a été rectifiée au XIX^e siècle par la construction de digues destinées à gagner de nouvelles terres agricoles. L'ouvrage élevé en 1834 au Curnic-en-Guissény, s'allonge sur plus de 600 m et protège environ 190 ha de terrains potentiellement inondables par la mer. Il est précédé à l'entrée de l'anse de Porsolier par une digue ruinée renversée par une tempête en 1832, peu après sa construction. À Kerlouan, l'ouvrage de Kerlouarn barre un petit estuaire autrefois remonté par la marée sur plus de un kilomètre et au fond de la baie de Tressény le mur-digue de Kermarguel a permis d'isoler de la mer une partie du marais maritime occupant la rive droite du Quillimadec, au Nord de l'île de la Tour.

À Plouguerneau le tombolo submersible de Penn Enez a été renforcé afin d'accéder à l'île et au quai du Corréjou. D'autres cales ont été également aménagées pour les pêcheurs, à Castel Ach et à Perros. On note aussi sur les rivages de Kerlouan plusieurs rampes d'accès à l'estran desservant de petits ports d'échouage, comme celui de Ménez Ham, ou permettant aux goémoniers de monter les algues sur la dune.

X. **Remblais.** Des surfaces en général de faible dimension ont été remblayées pour réaménager une carrière, pour créer un parking ou pour combler une zone humide comme au Nord-Est de Guissény, en bordure de l'estuaire du Quillimadec. Les excavations laissées par les carriers ont été aussi utilisées pour enfouir les déchets, par exemple vers Kilouderm entre Plouguerneau et Guissény.

Des apports de sable provenant de carrières ouvertes dans les alluvions oligocènes de la vallée de l'Aber Ildut ont été effectués sur les plages de la presqu'île de Lilia, après la marée noire de l'Amoco Cadiz, afin de regarnir les estrans. Les dépôts effectués dans les criques de Kervény et de Saint-Cava se sont rapidement mélangés aux sables locaux qui ont par la suite réoccupé la partie supérieure des estrans.

Les bateaux venant mouiller dans les criques du littoral y ont souvent abandonné leur lest. On peut ainsi récolter de nombreux silex dans l'anse de Kéridaouen, à l'entrée de l'Aber Wrac'h, ainsi que diverses roches exotiques. On a aussi observé sur les estrans des lests de bateaux naufragés : craie de Landéda (Guilcher *et al.*, 1953).

FORMATIONS MARINES IMMERGÉES

La partie marine de la feuille Plouguerneau s'étend largement au Nord des presqu'îles de Kerlouan et de Lilia. Ce secteur comprend deux domaines séparés par un abrupt sous-marin bien marqué sur les cartes bathymétriques, avec au Sud la partie immergée de la plate-forme du Pays Pagan et au Nord, à partir de 60 m de profondeur, la frange méridionale de la plaine de la Manche occidentale. L'étude bathymétrique montre la présence de vallées sous-marines entaillant profondément le talus sous-marin et la plate-forme littorale au Nord-Ouest de la presqu'île Sainte-Marguerite, ainsi qu'à l'Ouest de l'île Vierge. Des ravins abrupts dévalent également vers la plaine de la Manche, au Nord des grèves du Vougot et de la presqu'île de Kerlouan. Ces tronçons de vallées sous-marines sont nettement marqués jusqu'à 60 m de profondeur. Des reliefs sculptés par les transgressions marines se dressent aussi sur le bord de la plate-forme littorale. Ils forment un champ chaotique d'écueils et de basses à peine immergées rendant la navigation périlleuse dans ce secteur. On observe aussi sur la pente du talus sous-marin et à son pied, des accumulations sableuses, comme au nord du plateau du Lizenn Ven, où le banc du même nom domine les fonds voisins d'une dizaine de mètres. Ces sédiments sont partout sous l'influence dominante des courants de marée. Les sables sont constamment balayés, là où les courants sont les plus violents ou sont continuellement en transit, là où les courants alternatifs s'équilibrent. Ces sédiments s'accumulent en dunes hydrauliques au point d'amortissement des courants et en zone d'abri.

Sur la carte ont été représentées les caractéristiques générales de la couverture meuble (Marec *et al.*, 1975) et les grands traits de la géologie du substratum rocheux (Andreieff *et al.*, 1973 ; Lefort, 1975). Étant donné la densité généralement faible des points de prélèvement et des carottages, les contours des différentes unités géologiques et sédimentologiques sont très schématiques. Ils ont pu être précisés sur la base de profils de sismique réflexion acquis récemment en coopération avec l'IUEM-Brest et en prenant en compte les indications morphologiques. L'examen des dernières missions de photographies aériennes couleur et des données du SHOM ont permis une meilleure représentation des couloirs sédimentaires de la plate-forme littorale et de la pente du talus sous-marin.

Substratum

Le substratum rocheux comprend deux unités séparées par un accident. Au Sud, le socle armoricain est formé essentiellement par des formations cristallines (gneiss, migmatites et granites). Au Nord les formations sédimentaires du synclinal de la Manche, sont constituées de calcaires appartenant à l'Éocène et au Crétacé.

Socle anté-mésozoïque : roches éruptives et métamorphiques

• **Migmatites.** Au Nord des abers, les Migmatites de Plouguerneau se poursuivent en mer jusqu'à la limite méridionale des terrains mésozoïques. Elles correspondent à la granitisation d'un matériel d'origines variées composé d'amphibolites, de pyroxénites, de gneiss et de micaschistes divers.

• **Granito-gneiss.** Au Nord du Granite de Brignogan, au pied de l'escarpement immergé, affleure un granite alcalin à deux micas, à texture grenue, riches en feldspaths potassiques (granito-gneiss).

• **Granites hercyniens (Granite de Brignogan-Plouescat).** Entre Pontusval et le plateau d'Aman-ar-Ross, le talus immergé limitant la plate-forme du Pays Pagan semble correspondre à la limite nord du massif granitique de Plouescat-Kerlouan à faciès porphyroïde. Le rebord de la plate-forme découpé de profonds ravins est hérissé de hauts-fonds et de récifs rendant cette côte inhospitalière.

Dépôts secondaires et tertiaires

Les fonds de la Manche, au Nord du socle armoricain, sont occupés à partir de l'isobathe 70 m, par une couverture post-paléozoïque correspondant aux dépôts de la « transgression lutétienne » et à ceux de la « transgression crétacée ».

c5. **Campanien.** Du Campanien a été identifié à l'Ouest de la feuille (Curry *et al.*, 1970).

c4-6. **Crétacé supérieur (Sénonien).** Au Nord des abers, le socle léonard est en contact par faille avec la craie à silex. Plus à l'Est des affleurements de craie sont connus localement en dépôts érosifs sur des formations éocènes. Tous les échantillons datables sont à rattacher au Sénonien.

e5. **Lutétien supérieur (Biarritzien).** Des calcaires attribués au « Biarritzien » (Éocène moyen) ont été prélevés, vers la limite occidentale de la feuille, au Nord de la faille marquant le contact entre le socle et la couverture mésozoïque. Ce niveau est transgressif sur une surface nivelant le Crétacé et le socle primaire.

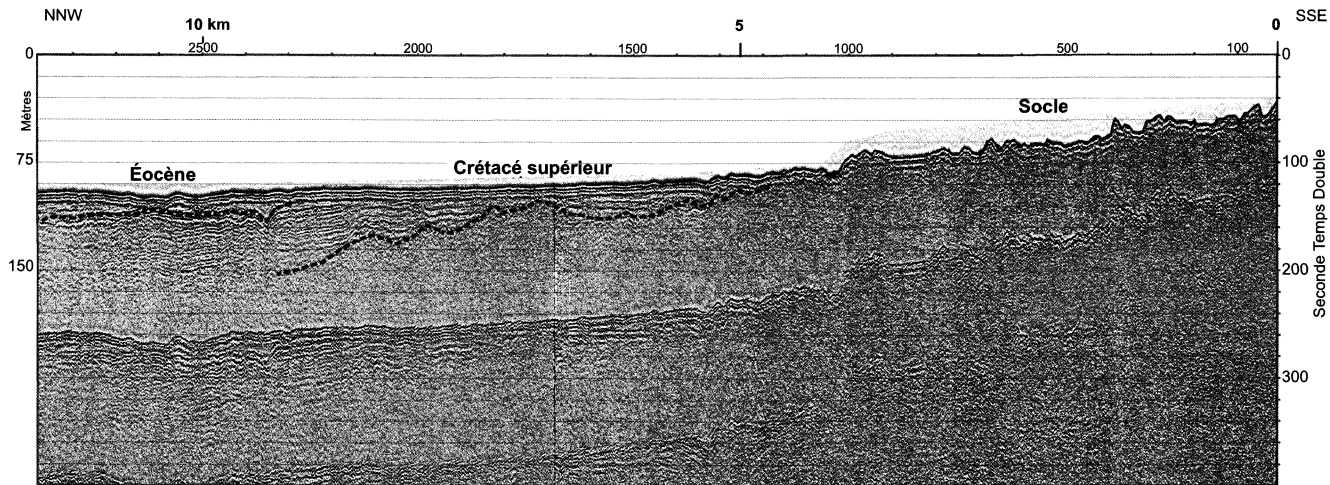


Fig. 14 - Extrait de profil de sismique réflexion haute résolution montrant le contact de nature érosive des séries éocènes sur le socle au Nord du Léon (Profil mission IUEM - Geobrest 2003, traitement BRGM)

e5-7. Éocène supérieur. Les dépôts de l'Éocène sont transgressifs sur une ancienne surface d'abrasion marine nivelant à la fois le socle ancien et les formations du Crétacé. La limite des calcaires de l'Éocène supérieur avec le socle cristallin et la craie du Crétacé est sinueuse et n'évoque en aucun cas un tracé faillé. La sismique réflexion (fig. 14) confirme l'origine érosive du contour géologique actuel et la nature transgressive du contact des formations éocènes sur le socle du Léon dans ce secteur. Les calcaires récoltés au-dessous de l'isobathe -65 m ont un aspect variable. Les faciès reconnus ont souvent des caractères de dépôts de plate-forme ou de littoraux, avec d'abondants apports terrigènes auxquels se mêlent des apports marins (Boillot, 1964). Ces formations constituent une dalle horizontale peu épaisse dont la limite méridionale est une limite paléogéographique caractérisée au large de Roscoff (feuille Saint-Pol-de-Léon) par des grès et conglomérats. Les dépôts appartiennent à la fin de la transgression du Lutétien et certains faciès correspondraient au Bartonien inférieur. On peut s'étonner de ne pas trouver de témoins de cette couverture parmi les galets et les blocs allogènes que l'on observe sur les platiers de la presqu'île de Kerlouan. Contrairement aux rognons de silex de la craie qui ont gravi le talus sous-marin avec les cordons littoraux de la transgression flamandaise, les galets de calcaire éocène n'ont sans doute pas résisté aux chocs des vagues et se sont désagrégés avant de parvenir sur la plate-forme du Pays Pagan. Cependant, on observe parfois des galets de grès colorés en jaune, en brun et en rouge-ocre sur les estrans entre Pontusval et Enez Aman-ar-Ross. Ils proviennent vraisemblablement d'une formation sidérolitique correspondant à celle que G. Boillot (1964) décrit sous la dalle de calcaire lutétien, au Nord de Roscoff. Ces grès et concrétions d'allure latéritique n'ont pas été trouvés au pied de l'abrupt sous-marin devant la côte des abers, mais des gisements pourraient avoir été masqués par des corps sableux.

Les dragages et carottages de roches pris en compte ont été effectués par :

- J.-P. Lefort (Université Rennes), A. Marec (CNRS), 1969-1973 ;
- P. Bouysse (BRGM), 1969 ;
- Britanniques, 1971-1973.

Couverture sédimentaire récente

• **Cailloutis.** Des nappes de cailloutis de nature pétrographique variée, avec prédominance des granites, apparaissent en bordure du talus sous-marin et également plus au Nord sur les fonds de la Manche. Les épandages de cailloux sub-anguleux bordant le socle cristallin du Léon n'ont été transportés que sur de courtes distances par les coulées de gélifluxion, lors des régressions du Quaternaire, puis les eaux marines les ont ensuite plus ou moins étalés. Ils admettent parfois des galets bien émoussés pouvant

correspondre à d'anciens cordons littoraux entièrement démantelés. Pendant les périodes de bas niveau marin, ces formations ont pu être nourries aussi par des apports fluviaux grossiers issus des rivières entaillant le socle armoricain et par une dérive littorale orientée vers l'Est. Vers la limite nord de la feuille apparaît la frange méridionale de la vaste nappe de cailloutis lithoclastiques de la Manche. Cette formation comprend un pourcentage parfois élevé de sable, et les galets de roches allochtones y sont plus nombreux. Ils semblent correspondre à des apports glaciels issus d'icebergs provenant des glaciers bordant l'Atlantique Nord, ou de radeaux de glace transportés jusqu'à la mer par le fleuve de la Manche, au moment des débâcles printanières.

• **Graviers et sables.** Les formations de graviers et de sables sont largement représentées sur l'ensemble de la zone marine, en proportions variables. Sur la plate-forme littorale, elles occupent les dépressions et remblaient les anciennes vallées fluviales. Elles forment aussi des placages étendus sur les replats du talus sous-marin et également à la base de celui-ci, où s'élèvent parfois de petites dunes hydrauliques. Les courants de marée sont importants et peuvent atteindre en marée de vive eau, 2,5 nœuds en surface. L'action de ces derniers est déterminante sur les dépôts sédimentaires de ce secteur et explique l'absence de fractions fines dans les sables marins. En période de tempête, les longues houles de l'Atlantique agissent sur les fonds jusqu'à 15-20 m de profondeur et les sédiments ne se maintiennent que dans les cuvettes et les vallées entaillant la plate-forme littorale immergée.

Le stock détritique pléistocène occupant la gouttière de la Manche a été contaminé progressivement par un matériel bioclastique au cours de la transgression flandrienne. Les accumulations sableuses au Nord de la frange rocheuse littorale, montrent souvent des apports importants de débris bioclastiques, avec des accumulations constituées par plus de 70 % de carbonates : dunes au Nord du Lizen Ven. Aucune concentration notable de maërl n'a été reconnue devant la côte des abers. Les vagues rejettent cependant sur les plages les débris de ces algues calcaires : banc de sable graveleux sur le bas estran du Vougot, à l'Ouest de l'île Golhédoc.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

NATURE ET STRUCTURE DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Deux domaines métamorphiques très différents, séparés par le grand accident de Porspoder, affleurent sur la feuille Plouguerneau : au Nord le Complexe migmatitique de Plouguerneau et au Sud un domaine essentiellement mésozonal avec les Gneiss de Lesneven et les Micaschistes de l'Aber Wrac'h.

Les conditions d'affleurements diffèrent également, la côte permettant une étude précise du complexe migmatitique, alors que dans le domaine méridional les affleurements sont toujours de médiocre qualité.

Complexe migmatitique de Plouguerneau

Les Migmatites de Plouguerneau ont fait l'objet d'une étude structurale détaillée dans le cadre d'une étude de DEA de l'université d'Orléans (O. Lautout, 1999). Cinq secteurs ont été étudiés, ce sont d'Ouest en Est : grève de Lilia, grève blanche, port du Coréjou-en-Plouguerneau, Enez Croaz-Hent et port de Tressény-en-Guissény.

Les mesures réalisées confirment que la foliation principale est changeante (fig. 15) :

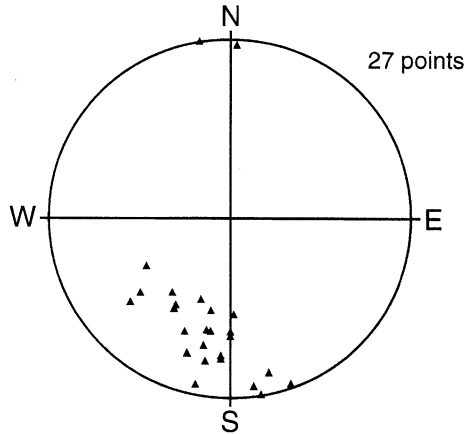
- les migmatites et granites migmatitiques de la grève de Lilia possèdent une foliation d'ensemble assez constante NE-SW à pendage nord de 50° ;
- dans le secteur de la grève blanche la foliation des granites migmatitiques est globalement N120-150 faiblement pentée vers le Sud-Ouest. Les leucogranites tardi-migmatitiques associés montrent une foliation différente N10 à N30, subverticale, qui porte par endroits une linéation magmatique sub-horizontale (5 à 6°) orientée au Nord, marquée par les porphyroblastes ;
- dans le secteur du Coréjou, la foliation varie dans de larges mesures. Le granite migmatitique de la jetée montre une foliation bien réglée, subméridienne à pendage est de 40 à 50°, qui vire à N15-N40 dans les rochers du milieu de l'anse, puis devient subméridienne sur la côte sud de l'anse. L'orientation N15-40 est conservée dans l'île de Penn Enez mais avec un pendage de plus de 70°E. Aucune linéation n'a été observée sur ce secteur.

Les secteurs plus franchement migmatitiques débutent au Zorn. La plage du Vougo montre une foliation N70-100 à pendage sud avec une linéation peu pentée (16 à 38°) orientée vers l'Est, marquée par la biotite. Nous n'avons pas relevé de critère cinématique convaincant.

- La zone du Curnic-Enez Croas Hent est très fortement déformée, sans véritables structures remarquables. La foliation très pénétrative est globalement orientée E-W à ESE-WNW avec un pendage moyen de 45° à 50° vers le Nord. Deux types de linéations ont été relevés : une linéation de crénulation à pitch de 72°S et une linéation d'étirement plus répandue mais à pitch très variable. On observe par endroits des plis décimétriques à centimétriques sans réelle organisation, les quelques charnières mesurées n'ayant pas permis d'obtenir un stéréogramme organisé.
- Le port de Tressény possède une foliation globalement N70-90 à pendage sud avec une linéation d'allongement vers l'ENE avec un pitch de 20 à 50°

Mesures des foliations

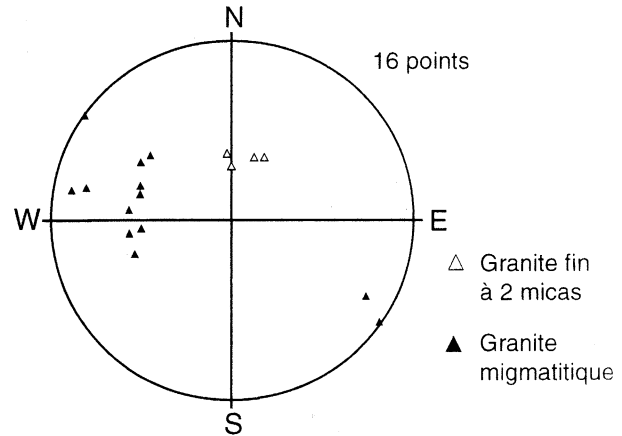
(Projection équivalente, hémisphère inférieur)



Secteur du Curnic

Mesures des foliations

(Projection équivalente, hémisphère inférieur)

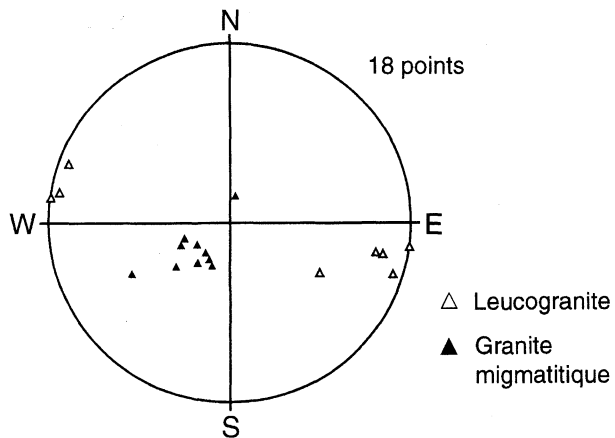


Secteur du Coréjou

- △ Granite fin à 2 micas
- ▲ Granite migmatitique

Mesures des foliations

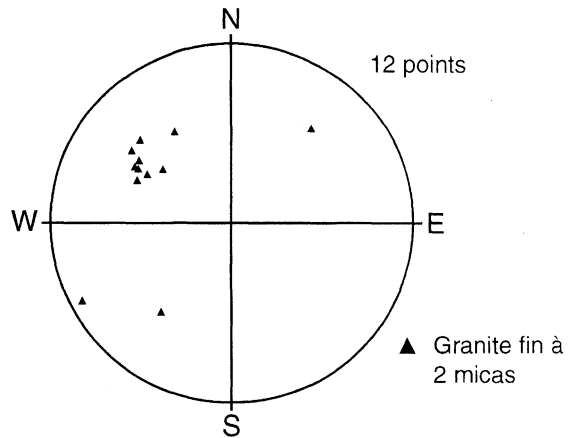
(Projection équivalente, hémisphère inférieur)



Secteur de la Grève Blanche

Mesures des foliations

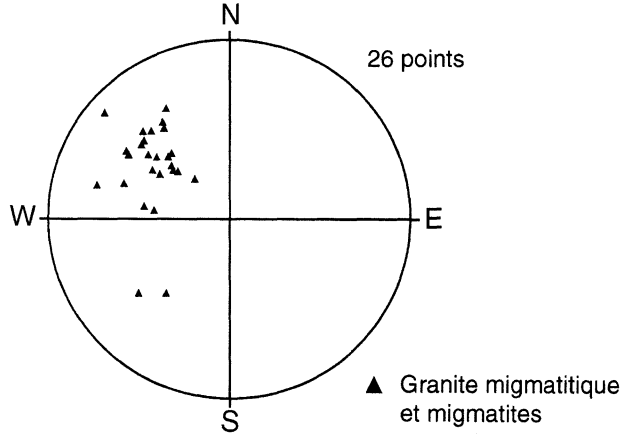
(Projection équivalente, hémisphère inférieur)



Secteur de la Grève de Lilia

Mesures des foliations

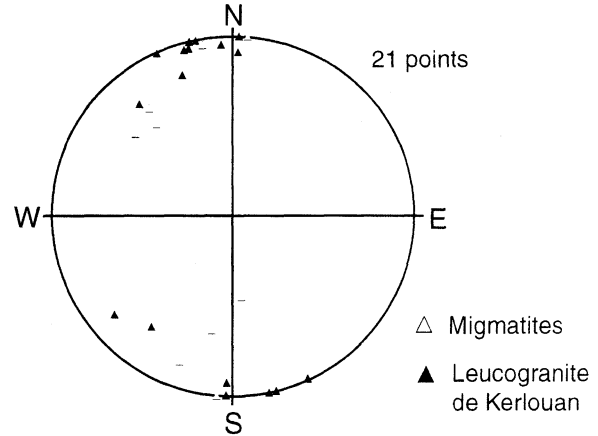
(Projection équivalente, hémisphère inférieur)



Secteur de la Grève de Lilia

Mesures des foliations

(Projection équivalente, hémisphère inférieur)



Rive gauche du Port de Trésény

Fig. 15 - Rosaces des foliations dans le Complexe migmatitique de Plouguerneau

marquée par les micas. Une seconde foliation orientée N130 à fort pendage nord-est se manifeste également sans que l'on puisse établir de relations chronologiques avec la précédente.

La structure d'ensemble des migmatites d'ensemble apparaît très complexe. Des essais de synthèse ont été tentés dans les années 60 à partir de travaux structuraux très détaillés (Shelley, 1964, 1966 ; Cogné et Shelley, 1966). Ces auteurs proposent quatre phases tectoniques successives pour expliquer l'architecture actuelle du Complexe de Plouguerneau. Les deux premières forment de vastes plis couchés syn-métamorphes de direction N-S puis E-W, les deux autres provoqueraient la migmatitisation et s'achèveraient par une flexure synclinale WNW-ESE, à faible plongement ENE. Les âges proposés alors, précambrien pour les deux premières, hercyniens pour les deux suivantes, sont partiellement caducs par la datation à 335 ± 10 Ma (U-Th-Pb sur monazite) de l'épisode de migmatitisation.

Gneiss de Lesneven et micaschistes de l'Aber Wrac'h

Les terrains métamorphiques présentent des paragenèses des faciès essentiellement mésozonaux, comprenant micaschistes (rares), paragneiss et amphibolites-pyroxénites, issus d'un matériel détritique essentiellement pélitique.

L'ensemble de ces formations présente une foliation principale d'orientation globale N100 à N115, avec un pendage à dominante sud, bien que des foliations N25 à N40 apparaissent sporadiquement (le Carpont-en-Plouguerneau, Saint-Frégant). Il est vraisemblable que ces deux directions correspondent, comme sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, à l'existence de deux foliations d'orientations distinctes représentant deux stades de déformation successifs D1 et D2. La large prédominance de la foliation S2 (N100-110) est cohérente puisque cette direction prédomine également dans la partie ouest de la feuille Saint-Pol-de-Léon. La chronologie, établie sur la feuille précédente à partir de figures d'interférence observée sur plusieurs affleurements, n'a pas pu être contrôlée sur celle de Plouguerneau.

De puissants bancs d'amphibolite sont orientés N115 à N150 (Perros Bihan-en-Saint-Frégant), suggérant que la foliation S1 est faiblement sécante ou pro parte confondue avec une S0.

La foliation S2 est régulièrement pentée vers le Sud ou Sud-Est avec un pendage variable, localement sub-vertical. La direction de la linéation associée varie également, aussi bien vers le Sud-Ouest qu'au Sud ou à l'Est.

L'âge de 581 ± 36 Ma obtenu pour le matériel qui a subi la migmatitisation dans la région de Plouguerneau, semble pouvoir être étendu à l'ensemble des séries détritiques qui ont donné ces gneiss et micaschistes.

MAGMATOGENÈSE

Synthèse sur les granitoïdes

Les analyses effectuées sur les roches magmatiques du territoire de la feuille Plouguerneau montrent la coexistence de deux principales associations plutoniques datées vers 290-300 Ma : 1) une association calco-alkaline fortement potassique à sub-alkaline ; 2) une association alumino-potassique de « type Guéret ». À ces groupes pétrologiques s'ajoutent ponctuellement des leucogranites très évolués, attribuables à l'association alumino-potassique de type Limousin. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus sur les autres cartes couvrant la bordure nord du Pays de Léon (Saint-Pol-de-Léon ; Chauris *et al.*, 1998 ; Plouarzel-île d'Ouessant) et au-delà, sur le plutonisme hercynien du Trégor (Complexe de Ploumanac'h ; Barrière, 1977).

Association calco-alkaline potassique à sub-alkaline

Sur le territoire de la feuille Plouguerneau, l'association sub-alkaline est représentée par différentes unités : Monzodiorite de Saint-Frégant, Granite de Guissény (Aber Ildut) et enclaves de Granite de Lanveur. De composition intermédiaire, le massif de Saint-Frégant présente certaines analogies avec les monzodiorites des complexes de Roscoff et Plounévez-Lochrist (Chauris *et al.*, 1998), ainsi qu'avec les roches intermédiaires du Complexe de Ploumanac'h (Barrière, 1977 ; Fourcade, 1981). La Monzodiorite de Saint-Frégant est cependant moins riche en potassium, se définissant comme calco-alkaline plutôt que comme sub-alkaline. Par ailleurs, quelques roches présentent une affinité adakitique, qui peut suggérer une origine par fusion partielle d'un protolite basique à relativement haute pression (faciès amphibolite à grenat ou élogite) (Defant et Drummond, 1990). Un modèle de subduction d'une plaque océanique « jeune et chaude », classiquement invoqué pour la genèse des adakites modernes (Defant et Drummond, 1990), ne pourrait s'appliquer en raison du caractère fortement potassique de la Monzodiorite de Saint-Frégant. Une telle composition semble requérir un protolite plutôt riche en potassium, néanmoins, une étude plus poussée serait nécessaire pour cerner précisément l'origine de cette monzodiorite.

L'affinité sub-alkaline, identifiée dans le Granite de l'Aber Ildut (Stussi, 1989 ; Chantraine *et al.*, 1996) se retrouve dans le Granite de Guissény qui en constitue probablement un prolongement oriental. La datation par U-Pb par dissolution sur zircons du Granite de Guissény a donné un âge de $301 \pm 7/-3$ Ma, interprété comme étant l'âge de cristallisation du granite porphyroïde à biotite de Guissény et par extension de l'Aber Ildut.

Association aluminopotassique de « type Guéret »

Sur le territoire de la feuille Plouguerneau, l'association aluminopotassique de type « Guéret » est représentée par le Complexe de Brignogan-Plouescat, qui s'étend largement sur la feuille voisine de Saint-Pol-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998), et par une partie des Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis. Ces granites sont particulièrement riches en potassium, ce qui apparaît cohérent avec la quasi-contemporanéité entre les associations subalcaline et aluminopotassique.

Une étude pétrologique détaillée du Complexe de Brignogan-Plouescat a été réalisée par Y. Georget (1986) qui conclut que ce granite est issu de la fusion d'un matériau métasédimentaire assez calcique, dans les conditions du faciès granulite de moyenne pression (stabilité du grenat). Un inventaire géochimique des séries briovériennes et paléozoïques de Bretagne l'amène à conclure que le seul protolite « régional » possible est l'ensemble gneissique « briovérien profond » de la région de Plouguenast. En particulier, une origine du Granite de Brignogan par fusion partielle des séries métasédimentaires (Briovérien et Paléozoïque inférieur) de Bretagne centrale apparaît exclue. Enfin, une interaction avec des magmas basiques potassiques d'origine mantellique aurait également pu intervenir.

Association aluminopotassique de « type Limousin »

Les seules granites attribuables à l'association aluminopotassique de « type Limousin » sont les faciès les plus acides de Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis. Les caractéristiques de ces roches témoignent d'une faible solubilité de la monazite et du zircon attribuable à une faible température des magmas. Une origine par cristallisation fractionnée d'un granite de « type Brignogan » peut être envisagée.

Sur le territoire de la feuille Saint-Pol-de-Léon, le Leucogranite de Sainte-Catherine est attribuable à l'association aluminopotassique (Chauris *et al.*, 1998). Il présente des traits géochimiques « encore plus marqués » que ceux des Leucogranites de Saint-Sauveur et Kernilis.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Les levés ont permis de préciser le passage du grand cisaillement N70 de Porspoder, qui affecte les Granites de l'Aber Ildut et de Ploudalmézeau (Chauris, 1965b). Cet accident, antérieurement tracé jusqu'à Plouguerneau a pu être suivi jusqu'à Guissény (carrière de Toullouarn), où il met en contact Leucogranites et Migmatites de Plouguerneau. Son prolongement naturel semble alors être les vastes dépressions du Sud de Kerlouan, orientées N80, puis la baie de Goulven, où il conditionnerait la direction N60 de

la côte de Plouescat, avant de se poursuivre jusqu'au Sud de l'île de Batz, induisant l'orientation d'ensemble N70 des enclaves de socle et des fractures de la région de Roscoff-Santec. Dans ce schéma, ce cisaillement décalerait le massif de Brignogan selon un jeu sénestre d'environ 7 km, créant la structure actuelle bilobée de ce massif et du même coup la baie de Goulven, avant de favoriser la séparation de Batz et du continent.

Cet accident majeur sépare deux domaines de métamorphismes différents : un domaine anatectique au Nord et un domaine mésozonal au Sud.

Le type de déformation évolue le long du tracé de l'accident. Sa partie occidentale consiste en un puissant couloir mylonitique, bien visible dans la zone du rond-point de la D10 au Sud-Est immédiat de Plouguerneau qui s'étend jusqu'à la côte, sur la feuille Plouarzel. Bien que d'assez médiocre qualité, cet affleurement représente une des rares coupes de l'intérieur des terres situées sur le passage de l'accident de Porspoder.

Dans le fossé et sur les talus, on observe essentiellement un leucogranite fortement structuré qui possède une foliation cataclastique très pénétrative orientée N80-90 à pendage sub-vertical (tabl. 5). Par endroits, on remarque l'existence de bandes S/C bien nettes (marquées par les biotites dans le plan XY) avec un angle important entre les 2 plans. Les plans C sont orientés N60-70, avec un pendage subvertical, en cohérence avec l'orientation générale de l'accident de Porspoder. Les orientations respectives des plans C et S confirment le jeu à dominante sénestre de ce cisaillement.

Cet affleurement est situé au cœur de la structure, là où la déformation est maximale et génère des mylonites caractéristiques avec des plans C et S serrés et des plans C' espacés de 1 à 2 cm et s'estompe progressivement, ne se matérialisant que par une foliation mécanique discrète sur les marges du couloir. La largeur totale de ce couloir atteint le kilomètre.

Foliation	Plan de cisaillement	Linéation d'étirement
N85-88S	N65-90	
N80-85N	N62-85N	
N82-90		
N88-85N		
N85-90	N66-86N	Pitch 5 ENE
N82-85N	N65-82N	Pitch 5 ENE
N86-82N	N60-90	Pitch 12 ENE
N80-86N	N72-66N	Pitch 10E

Tabl. 5 - Mesures structurales sur l'accident de Porspoder
(tranchée de la D10, Est de Plouguerneau).

La partie orientale de l'accident montre des faciès cataclastiques plus superficiels, probablement lenticulaires, qui se développent *pro parte* aux dépens du leucogranite.

La carrière de Kergouroun au Nord de Plouguerneau, permet d'observer un réseau d'accidents dans un granite migmatitique à foliation N30-50 avec un pendage subvertical qui porte une linéation avec un pitch d'environ 50° vers le Nord-Est. Cette fracturation est probablement à rattacher à un satellite du cisaillement sénestre de Porspoder.

Mises à part les mesures réalisées dans la carrière de Kergouroun, les pitch très faibles (12° maximum) plaident en faveur d'un jeu de l'accident en cisaillement franc. Ce n'est pas le cas tout au long de cet accident : plus à l'ouest (feuille Plouarzel), sont décrits des plongements de linéation vers le Nord-Est avec des pitch de 40°. Le jeu de cet accident, franchement décrochant sur la feuille Plouguerneau, associe donc décrochement et chevauchement dans sa partie occidentale.

Bien que tardif, cet accident est cependant recoupé sur la feuille Plouguerneau par de puissants filons de quartz orientés N110. Ces filons ne semblent pas décaler l'accident de Porspoder, ce qui suggère une mise en place tardive. Leur relation avec les microgranites n'est pas connue.

Dans la carrière de Toullouarn les deux principaux filons de quartz orientés environ N110 à pendage 75°SW n'ont pas permis de réaliser d'observation de critères cinématiques. Cependant des structures « en peigne » du quartz témoignent d'un remplissage progressif de ces deux failles par ouvertures successives.

L'encaissant immédiat de ces filons de quartz est constitué d'un leucogranite cataclastique à mylonitique (tabl. 4). En raison de l'orientation du front de taille, les structures N70 liées au décrochement sénestre sont très peu évidentes dans la carrière : on observe essentiellement des structures orientées N110 ou un débit N0-N30 sub-vertical. Néanmoins, au sol, on peut observer une structure S/C montrant une cinématique sénestre décrochante vers le Sud-Ouest (S : N55°-82°NW ; C : N78°-90°).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le domaine couvert par la carte Plouguerneau appartient au Léon, dôme cristallophyllien et granitique qui a longtemps été considéré comme un socle métamorphique précambrien recouvert de terrains briovériens et paléozoïques (Chauris et Hallégouët, 1974). Des arguments structuraux et géochronologiques (Cabanis *et al.*, 1979 ; Rolet *et al.*, 1986 ; Paquette *et al.*, 1987 ; Rolet *et al.*,

1994 ; cette étude), tendent aujourd'hui à montrer que l'histoire du Léon s'inscrit au moins partiellement dans l'évolution orogénique hercynienne. L'âge des formations paradérivées (Lesneven) reste cependant indéterminé.

Les intrusions plutoniques s'y succèdent depuis environ 400 Ma jusqu'à 250 Ma.

La tectonique régionale majeure et le métamorphisme associé (à staurotite, sillimanite et allant jusqu'à l'anatexie), postérieurs à la mise en place du massif orthogneissique de Plounévez-Lochrist (392 Ma) démarreraient dès le Dévonien moyen (380 Ma ; Rolet *et al.*, 1994) et s'arrêteraient avant la mise en place des premiers Granites de Saint-Renan (330 Ma ; Deutsch et Chauris, 1965) qui affecte les isogrades du métamorphisme régional (Ballèvre *et al.*, 1994). Cette tectonique régionale se manifeste par deux stades majeurs de déformation, D1 et D2 et la mise en place d'importantes nappes de charriages à semelles d'éclogites (Balé et Brun, 1986 ; Rolet *et al.*, 1994) et de paragneiss à silicates calciques (Chauris *et al.*, 1998).

La cartographie de la feuille Plouguerneau apporte peu d'éléments sur le style tectonique régional, les nappes semblant ici absentes, mais a permis de mieux situer le Complexe migmatitique de Plouguerneau dans ce schéma géodynamique régional. On admettait généralement que la genèse de cet ensemble relevait du métamorphisme de haute température, qui se développe largement dans les Gneiss de Lesneven à la suite de la collision continentale dévono-carbonifère. Cette collision produit un épaississement crustal et une anomalie thermique induisant une fusion partielle de la croûte et la formation de migmatites et de dômes anatectiques puis de granites hyperalumineux (type Brignogan) au Carbonifère. Les datations par la méthode U-Th-Pb effectuées sur des monazites des migmatites de la plage de Créac'h an Avel-en-Plouguerneau (cf. annexe 2) confirment cette hypothèse en datant la migmatisation aux environs de 335 ± 10 Ma. Cette migmatisation se développe entre autres aux dépens de formations dioritiques (les agmatites), qui auraient donc un âge anté-Viséen. On peut dès à présent envisager que l'âge de 296 Ma, obtenu sur la Monzodiorite de Plounévez-Lochrist (Chauris *et al.*, 1998), ne concernerait que certaines monzodiorites. D'autres (agmatites du Complexe de Plouguerneau, prise dans la migmatisation, et peut-être la Monzodiorite de Créac'h André) pourraient être plus anciennes (contemporaines de celles du Limousin, âgées de 360 Ma ?).

Le Complexe migmatitique de Plouguerneau expose par ailleurs des faciès fortement mobilisés dans lesquels il est possible de discerner tous les termes intermédiaires depuis des migmatites à leucosomes et mélanosomes exprimés jusqu'au granite porphyroïde à faciès « Brignogan ». L'extraction du granite de son milieu migmatitique se réalise en plusieurs étapes : gra-

nite d'anatexie porphyroïde nettement folié (par exemple au Sud de l'estuaire du Quillimadec), perte progressive de la foliation (Kelerdut-en-Plouguerneau, côte de Guissény à Brignogan), puis perte du caractère porphyroïde (centre du massif).

Les datations réalisées par la méthode U-Th-Pb suggèrent par ailleurs que la migmatisation se réalise aux dépens d'un matériel recyclé âgé d'environ 580 Ma (581 ± 36 Ma), ce qui confirme l'hypothèse généralement admise d'un matériel briovérien.

Le Granite de Guissény (et par extension de l'Aber Ildut) a été daté par U-Pb par dissolution sur zircons à $301 \pm 7/-3$ Ma, interprété comme étant l'âge de cristallisation du Granite porphyroïde à biotite de Guissény et par extension de l'Aber Ildut.

L'accident décro-chevauchant de Porspoder a translaté les Migmatites de Plouguerneau depuis leur position initiale, au Sud-Ouest du Léon actuel, jusqu'à la position que nous lui connaissons aujourd'hui. La durée de fonctionnement de cet accident n'est pas connue. Postérieurement à 292 Ma le jeu résultant est un jeu à dominante cisailante sénestre sub-horizontale, au moins sur le domaine de la feuille, d'une amplitude de 7 km.

Dans l'état actuel des connaissances, la succession des événements pourrait être schématisée de la façon suivante :

- dépôts des séries sédimentaires (paragneiss de Lesneven) au Briovérien vers 580 Ma ;
- intrusions de corps magmatiques basiques qui vont donner les diorites migmatitiques et les agmatites (360 Ma ?) ;
- épisode de migmatisation vers 335 Ma (contemporain de l'épisode de haute pression donnant les éclogites de la feuille Saint-Pol-de-Léon ?) ;
- mise en place du Granite porphyroïde de Guissény-Aber Ildut (301 Ma) ;
- mise en place de la Monzodiorite de Saint-Frégant (296 Ma ?) ;
- mise en place sub-synchrone du massif de Brignogan (292 Ma) et des Leucogranites de Ploudalmézeau-Kernilis et de Saint-Sauveur ;
- mise en place des microgranites (250 Ma).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Substances minières

Les occurrences reconnues à ce jour sont dépourvues d'intérêt économique.

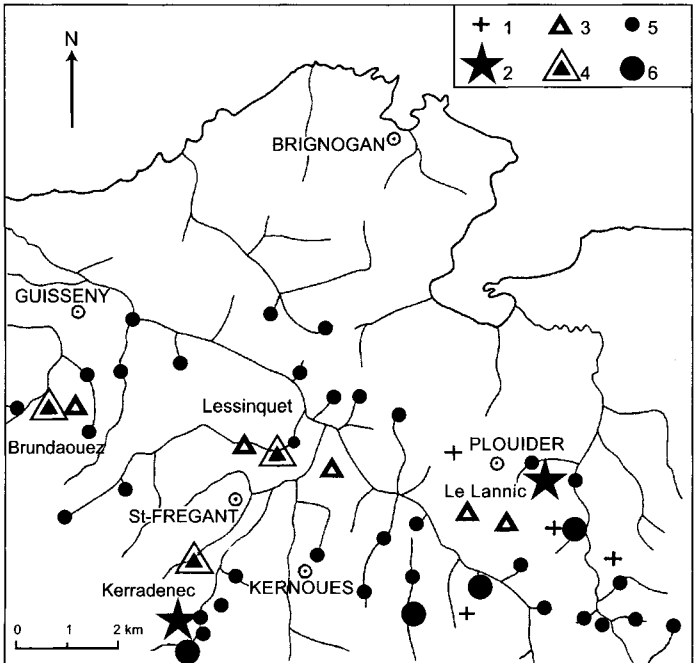


Fig. 16 - Occurrences de scheelite liée aux éclogites et aux pyroxénites
(Chauris, 1987)

1 : éclogite plus ou moins rétomorphosée ; 2 : idem avec scheelite ; 3 : pyroxénite ;
4 : idem avec scheelite ; 5 et 6 : scheelite alluvionnaire (prospections BRGM) ;
(5 : traces ; 6 : 10 à 100 g/m³)

• **Béryllium.** Fréquent sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, le béryl paraît, au contraire, très rare sur la feuille Plouguerneau. Seules quelques occurrences ont été trouvées au Nord-Est de Saint-Frégant (Kereobret) dans des différenciations pegmatitiques recoupant un leucogranite à tourmaline vers l'extrémité nord-orientale du massif de Kernilis. Les béryls sont toujours de faible dimension (Chauris, 1965c).

• **Étain.** Comme les autres vallées du Bas-Léon, le Quillimadec a fait l'objet de sondages à la banka, en vue de la recherche de flats exploitables en cassitérite (Moussu, 1963), en relation avec le Granite stannifère de Saint-Renan (Chauris, 1965c, 1980). La feuille Plouguerneau couvre uniquement les parties moyenne et inférieure du flat. Le flat moyen est caractérisé par un brusque élargissement, passant de 150 à 300 m, puis à 400 m, et une forte augmentation de la profondeur. Les sondages de la ligne 154 (un peu au-delà de la limite sud-est de la feuille) ont traversé jusqu'à 12,50 m d'alluvions, sans rencontrer le bed-rock. Dans les échantillons prélevés à 8 ou 10 m de profondeur, des galets roulés, ainsi que des sables « émoussés luisants » et « ronds mats », traduisent une influence marine (Vogt, 1961). La surface du flat, au droit de la ligne 154 étant à l'altitude de 17 m, le bed-rock se trouve seulement à 5 m au-dessus du niveau de la mer : le flat du Quillimadec apparaît ainsi comme un ancien aber.

Les analyses ont établi que les sables marins sont, en général, stériles (sauf pour un sondage de la ligne 138 (140 g/m³/Sn). La minéralisation stannifère s'observe le plus souvent, entre 3 et 5 m, dans des sables et graviers fluviatiles. La teneur la plus élevée est de 290 g/m³/Sn dans la ligne 154 et de 140 g dans la ligne 138 ; parfois la cassitérite n'apparaît que sous forme de traces. La teneur moyenne des lignes 154 et 138 est de 75 g/m³/Sn, sur une profondeur moyenne de 4 m : elle est ainsi totalement infra-économique (les teneurs moyennes du flat exploité de Saint-Renan, étaient de l'ordre de 600 g). Quant au flat inférieur, en aval du seuil de Roudouhir, il est caractérisé par une stérilité à peu près complète ; l'épaisseur des alluvions y est nettement inférieure (4 à 6 m).

• **Tungstène.** Sur la feuille Plouguerneau, les indices de tungstène sont uniquement représentés par la scheelite (fig. 16). Les prospections alluvionnaires COMIREN-BRGM ayant mis en évidence plusieurs occurrences de ce minéral aux environs de Saint-Frégant et de Guissény, il importait de déterminer la source primaire. Des prospections systématiques à la lampe ultra-violet (mineralight) ont montré que ces indices qui en fait, s'étendent dans tout le Nord-Est du Pays de Léon, sont dans cette région, essentiellement liés à des roches très riches en chaux (éclogites et pyroxénites), au contact avec différents massifs granitiques (Chauris, 1987b). Dans les limites de la feuille Plouguerneau, les indices reconnus à ce jour sont uniquement associés à des pyroxénites. Les deux principales

occurrences sont situées à Lessinquet, au Nord-Est de Saint-Frégant et à Brundaouez, au Sud de Guissény.

La scheelite cristallise en mouches infra-millimétriques à pluri-millimétriques, disséminées irrégulièrement ou, plus rarement, disposées en minces lits. Ce minéral apparaît aussi dans la Plagioclasite de Brundaouez, au contact de la pyroxénite. La scheelite est rapportée aux émanations de type pneumatolytique-hydrothermal, de massifs granitiques voisins.

• **Cérium – Thorium.** De fortes concentrations en monazite (jusqu'à plus de 15 % des minéraux lourds) ont été observées dans de petits placers littoraux. Ces occurrences sont étudiées en détail dans le chapitre consacré aux sables des plages. La monazite est associée à l'ilménite (titane) et au grenat. Malgré des teneurs élevées, les tonnages de sables minéralisés sont trop réduits pour offrir un intérêt économique.

• **Uranium.** À ce jour, une seule occurrence a été signalée (B. Mulet, comm. personnelle) près de Kerdives-en-Plouider. La minéralisation, reconnue par tranchées en 1957, est uniquement constituée par de l'autunite ; ses conditions de gisement restent mal précisées. Elle pourrait être en relation avec une structure filonienne quartzeuse, suivie d'une manière discontinue, sur environ 2 km, selon la direction WNW-ESE, c'est-à-dire parallèlement à la bordure méridionale du pluton. Quartz enfumé et améthyste y sont localement abondants.

• **Plomb.** Un peu de galène a été décelée en prospection alluvionnaire par le BRGM, aux environs de Plouguerneau, près du Carpont et près de Cruquenou. La fragilité de ce minéral incite à penser qu'il provient de filons proximaux que l'état des affleurements n'a pas permis de mettre en évidence. À ce sujet, on rappellera que la galène a été naguère signalée à Guissény, sans autre précision, par Gobert (1779). Antérieurement, il semble bien que cette même localité soit déjà citée par C.-P. de Robien (1756), sous le nom de Guisigni.

Substances diverses

Les grandes carrières situées dans les dunes du Curnic entre la plage et les marais s'étendant au pied de la falaise-morte ont complètement défiguré la morphologie primitive de ces accumulations éoliennes. Ce site a été très exploité dans les années 1960 lors de la construction de la base aéronavale de Landivisiau. D'autres carrières, assez importantes, ont été ouvertes dans les dunes au Sud-Ouest de Menez Ham-en-Kerlouan. Les sables dunaires qui s'étendent à l'Ouest du Coréjou ont été également exploités dans le passé. Il en est de même dans la presqu'île Sainte-Marguerite.

• **Sables littoraux.** Les sables des plages ont été exploités un peu partout en vue de la confection des mortiers pour l'habitat ancien. Dans quelques cas, pour les Travaux publics, les archives précisent les lieux d'extraction. Pour la construction du phare de l'île Wrac'h (devis, 1843), le sable sera extrait des grèves de l'île Wrac'h. Pour l'exécution de la tourelle-balise du Petit-Pot-de-Beurre (devis, 1845), il est indiqué que le sable, pur et sans mélange, sera prélevé sur la grève de l'île Stagadon. Lors de la construction du grand phare de l'île Vierge (1897-1902), comme on devait utiliser le sable de mer, il convenait de faire le plus vite possible les approvisionnements sur l'île, afin de profiter des « pluies abondantes de l'hiver » pour le dessaler et être, par la suite, en mesure de l'employer dans de bonnes conditions. À cet effet, un marché avait été passé, dès le 15 novembre 1896, avec un armateur de l'Aber Wrac'h-en-Landéda, pour la fourniture de 1 600 m³ de sable en provenance des « grèves situées au Nord de l'île Wrac'h » (Chauris, 1997).

Les sables calcaires coquilliers de Saint-Cava-en-Plouguerneau ont été extraits pour l'amendement des terres acides.

• **Tourbes littorales.** Comme partout le long des côtes bretonnes, des tourbières littorales affleurent localement sous les dunes ou sous les sables marins de l'estran (le Curnic-en-Guissény ; Pontusval, Chardons Bleus, Chapelle Pol-en-Brignogan ; Nord-Est de Menez Ham et Boutrouilles-en-Kerlouan ; Coréjou et la Grève Blanche-en-Plouguerneau). Il est possible que ces occurrences aient été autrefois exploitées, d'une manière toute artisanale, pour les besoins des populations du littoral où les matériaux de chauffage faisaient cruellement défaut ; le fait est attesté au Zan-en-Plouescat, sur la feuille voisine Saint-Pol-de-Léon. Par ailleurs, les sables marins renferment localement, en particulier au Vougo, des sédiments charbonneux dus à l'enfouissement d'algues. Les bancs de goémons fossiles peuvent atteindre 0,40 m de puissance et plusieurs dizaines de mètres de longueur.

• **Tourbes des vallées.** Les vallées humides renferment ça et là quelques dépôts tourbeux : près de Froust Tosta à l'Ouest de Lanveur-en-Guissény, et à Rann Grannoc-en-Plouguerneau.

• **Kaolin.** À Kelouarn-en-Plouguerneau, le leucogranite est légèrement kaolinisé, l'occurrence n'a aucun intérêt économique.

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION ET DE VIABILITÉ

Dans le passé, pratiquement toutes les formations rocheuses de la feuille Plouguerneau ont été plus ou moins activement exploitées, tout au moins pour les constructions rurales. Les populations de cette contrée, alors

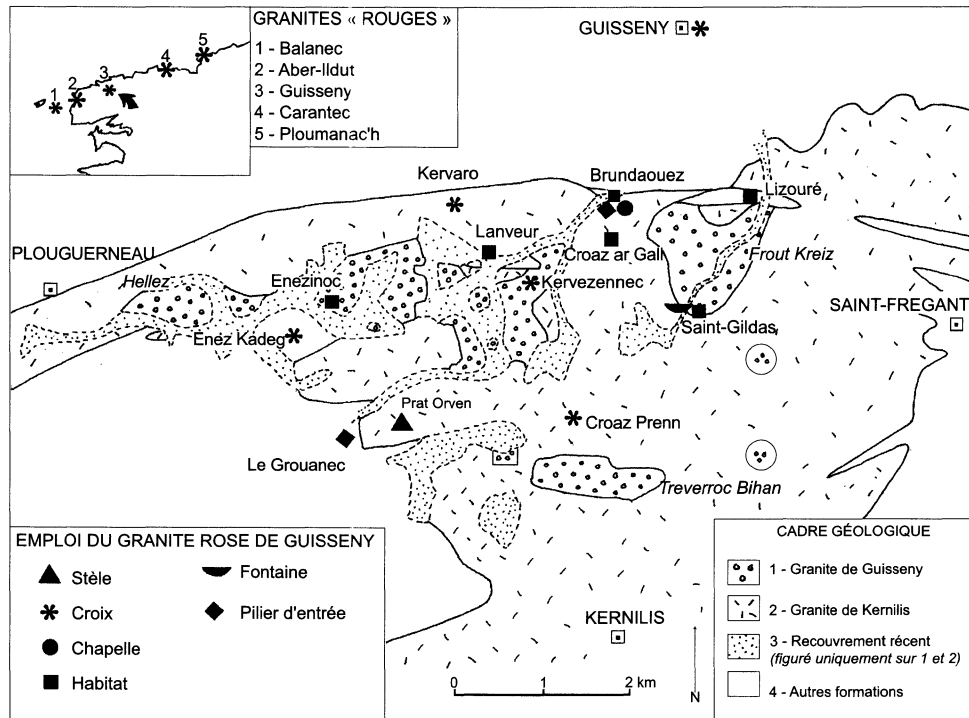


Fig. 17 - Emploi du Granite rose de l'Aber Ildut

pauvre et isolée, s'efforçaient de se procurer sur place les matériaux nécessaires à leur habitat. Aussi, dans les campagnes, le bâti ancien reflète-t-il étroitement, dans l'ensemble, la nature du sous-sol local. Cette constatation est encore plus vraie pour les talus en pierres, limitant les parcelles, dont les éléments ont été prélevés, le plus souvent, à proximité immédiate. L'observation attentive des bâtiments et des talus incite le géologue à rechercher, sur le terrain, certaines roches qui lui sont apparues, tout d'abord, uniquement dans ces ouvrages anthropiques.

La pierre a été utilisée ici depuis des temps reculés, ainsi que l'attestent les monuments mégalithiques, tels le dolmen de Lilia-en-Plouguerneau et le menhir de Men Marz-en-Brignogan (~ 8,50 m de haut) ; dans ce dernier cas, on déplorera que « le rocher qui était certainement l'origine d'où le menhir avait été détaché » ait été débité, voici environ 75 ans (Giot, 1995). Dès l'Âge du Fer – c'est-à-dire à l'époque gauloise – les matériaux employés pour les stèles pouvaient subir un certain transport, vis-à-vis des sites d'extraction – cas de la stèle de Prat Orven-en-Plouguerneau.

En fait, les observations ont permis d'établir que – sauf l'exception de l'emploi, très parcimonieux, du kersanton de la rade de Brest pour l'art religieux ancien (chapelle du Grouanec-en-Plouguerneau...) – il a fallu attendre la seconde partie du XIX^e siècle pour qu'apparaissent ici des matériaux de provenance distale. Le phare de Lanvaon, allumé en 1869, fournit un bon exemple d'une dualité de provenance, proximale et distale (granite local et kersanton lointain). Un cas de changement d'origine des matériaux est présenté par les deux phares de l'île Vierge : l'édifice achevé en 1845 a utilisé la pierre extraite dans l'île elle-même, par contre, la haute tour (1897-1902) a fait un très large appel au kersanton et, accessoirement, du Granite de l'Aber Ildut (Chauris, 1997). Au XX^e siècle, l'emploi des pierres lointaines tend à se généraliser, entraînant l'abandon des matériaux locaux : Granite du Huelgoat pour l'église de Brignogan (1938-1939) et la mairie de Guissény (vers les années 1960) ; Granite de Languédias (Côte d'Armor, dans le massif de Dinan) pour le nouveau sémaphore de Pontusval (1980-1981).

Pourtant, les exemples qui suivent, établissent éloquemment que le terroir local possède de bons, voire même d'excellents matériaux de construction, qui font regretter leur désaffectation aux dépens des pierres lointaines.

• **Granite à feldspath rose de Guissény.** La présence, à l'affleurement, de superbes boules plurimétriques sans défaut, et l'originalité du matériau – avec ses feldspaths rose pâle, dans un fond nettement plus sombre, riche en biotite – laissent à penser, dès l'abord, que ce granite a dû être recherché, dans le passé, comme pierre ornementale et pierre de taille (fig. 17).

Le témoin le plus ancien reconnu de son emploi est fourni par l'élégante stèle dressée un peu au Sud de Prat-Orven, en bordure de la D32, non loin du Grouanec. Cette stèle à huit pans légèrement concaves, frappe par ses dimensions imposantes : la partie visible atteint environ 3,20 m de haut, cas exceptionnel dans la région. Ce fait inciterait à penser que la stèle de Prat-Orven a peut-être été taillée, à l'époque gauloise, dans un menhir des temps mégalithiques – ce qui reculerait, alors, de deux millénaires environ, la première utilisation de ce granite. La très belle stèle quadratique pyramidale, érigée près de la chapelle de Prat-Paul à environ 2,7 km au Sud-Ouest de la stèle de Prat-Orven (en dehors de la feuille, sur la feuille Plabennec), a été également façonnée dans le même granite. À Croaz Prenn-en-Plouguerneau, le fût (octogonal) et la croix (avec Christ) d'un petit calvaire (1731) sont réalisés dans un élément monolithe, témoignant à la fois des qualités de la pierre et de l'habileté du tailleur. Le même granite a été utilisé, pour partie, dans le soubassement d'un des calvaires du cimetière de Guissény. Dans la chapelle de Brundaouez-en-Guissény, les pierres de taille montrent deux granites différents : un granite grossier à muscovite et, disséminé de manière aléatoire, le granite à feldspath rose ; il n'est pas possible, actuellement, de savoir si ces deux granites ont été utilisés lors de la construction primitive (1556) ou lors de la reconstruction (1874) ou peut-être même aux deux périodes. La présence, devant la fontaine toute proche, d'éléments de colonnes à section circulaire en Granite de Guissény, en provenance probable de la première chapelle, incite à penser que cette pierre a été utilisée ici dès le XVI^e siècle. Le Granite de Guissény a été recherché aussi pour piliers d'enclos (Brundaouez, Grouanec).

Son utilisation principale reste toutefois l'habitat ; l'exemple le plus remarquable est fourni par l'ancien prieuré Saint-Gildas-en-Guissény (chemin, linteau à accolade...) ; la fontaine voisine a également utilisé la même roche en éléments bien façonnés, l'emploi de ce granite pour l'habitat s'est poursuivi au moins jusqu'au début du XX^e siècle, comme l'indique le millésime (1908) sur un linteau à Croaz ar Gall (Chauris, 2000b).

On peut se poser la question de savoir pourquoi ce granite n'a pas été plus utilisé, malgré ses atouts incontestables. Les causes de cette relative désaffection semblent être de trois ordres : 1) Technique, le façonnage de pierres de taille à partir de grosses boules s'avérait difficile dans le passé, ce qui ne pouvait que rebuter rompeurs et picoteurs ; 2) Économique, la possibilité de se procurer à proximité, un autre granite – certes moins esthétique, mais de façonnement beaucoup plus aisé – à savoir le Leucogranite de Kernilis, incitait les artisans à privilégier cette dernière pierre ; 3) Géographique enfin, isolé sur la péninsule de Léon, difficilement accessible par de mauvais chemins, le Granite de Guissény ne pouvait prétendre à la célébrité qu'a connu son voisin, le Granite de l'Aber Ildut, favorisé par ses magnifiques affleurements littoraux, favorisant son extraction et permettant son acheminement au loin par la mer (Chauris, 1991a).

• **Leucogranite de Kernilis.** Cette roche était naguère exploitée dans plusieurs petites carrières. Sous son faciès écrasé (environ de Plouguerneau), elle livrait des moellons de qualité assez médiocre : habitat rural ; chapelle du cimetière de Plouguerneau...). Par contre, dans les zones à texture équante, elle a pu fournir une bonne pierre de taille, recherchée autrefois, non seulement pour l'habitat, mais aussi pour la confection de croix. Toutefois, les secteurs les plus intéressants (faciès à gros grain, voire légèrement porphyroïde) sont situés sur la feuille Plabennec.

• **Monzodiorite de Saint-Frégant.** Comme la Monzodiorite de Plounévez-Lochrist (feuille Saint-Pol-de-Léon), la roche de Ravelin-en-Saint-Frégant, qui s'en rapproche, enclavée dans le Leucogranite de Kernilis, a été exploitée dans le passé, à partir de boules affleurant à la surface du sol. C'est, semble-t-il, à ce matériau qu'il faut rapporter : plusieurs tombes anciennes dans le cimetière de Kernoués ; certains éléments du calvaire de Ravelin...

• **Leucogranite de Saint-Sauveur.** Plusieurs carrières ont été ouvertes, dans le passé, sur le massif granitique allongé de Saint-Sauveur, notamment dans les faciès à grain fin (Tromelin). Dès les temps mégalithiques, cette roche avait déjà été utilisée, ainsi qu'en témoigne le dolmen de Kerbervas remarquable par son énorme table en leucogranite à grain fin, avec quelques feldspaths porphyroïdes disséminés.

• **Granite gris fin de Lanveur.** Ce granite gris fin, de belle couleur bleue lorsqu'il est frais a également été exploité dans de nombreuses petites carrières aujourd'hui abandonnées (Goslan, Lanveur-en-Guissény, Saint-Sauveur-en-Kerlouan).

• **Granite porphyroïde de Brignogan.** Toutes les exploitations ont cessé aujourd'hui. Dans le passé, les extractions étaient facilitées par les magnifiques affleurements littoraux que permettaient d'obtenir, sans coûteux travaux de découverte, de belles pierres de taille. Des vestiges de débitage sont encore visibles le long du rivage. Le haut menhir de Men Marz (déjà cité), riche en cumulats de feldspaths potassiques mis en relief par l'érosion, prouve que cette roche avait attiré l'attention dès la préhistoire, même si son façonnement est quasiment inexistant : sa face nord présente en effet des figures d'altération météorique qui n'apparaissent que sur des surfaces subhorizontales, l'énorme menhir de Menoignon, en Plounéour-Trez, montre une face plane correspondant à une diaclase qui a facilité son extraction.

Le Granite de Brignogan a été également recherché à l'époque gauloise pour façonner des stèles de l'Âge de Fer. Au Croazou, en Kerlouan, l'un des angles de la chapelle est constitué par une stèle, avec embase, de plus de deux mètres de haut ; à proximité immédiate de la même chapelle est éri-

gée une autre stèle, nettement plus basse, à dix pans. La stèle de Rann Hir, en Guissény, est également en Granite de Brignogan mais ici dressée bien loin du site d'extraction. La même roche forme aussi la stèle à quatre pans, chanfreinée, aujourd'hui placée derrière la mairie de Plounéour-Trez (feuille Saint-Pol-de-Léon), ainsi que la haute stèle (environ 2,50 m de haut) à présent érigée devant la mairie de Kerlouan.

Ultérieurement, le même granite a été utilisé pour façonner de nombreuses croix dont plusieurs remontent au Haut Moyen Âge (Le Croazou...). Le puissant soubassement et le fût monolithe du calvaire de Saint-Sauveur, en Granite de Brignogan, érigé bien loin au Sud des derniers affleurements de cette roche, atteste l'intérêt porté naguère à ce matériau, même dans un secteur où les pierres ne manquaient pas (ici le Granite de Saint-Sauveur) [seule la statuaire est en kersanton]. Les hauts fûts, à section ronde, de deux calvaires (respectivement de la seconde partie du XV^e siècle et du XVI^e siècle) du cimetière de Guissény, témoignent éloquemment des aptitudes du Granite de Brignogan au façonnement, malgré les fortes dimensions de ses feldspaths.

Le phare de Pontusval fournit un excellent exemple de l'emploi du Granite de Brignogan au XIX^e siècle (1868-1869). Devis et cahier des charges précisaient que les moellons proviendront « des blocs épars sur la grève ou des carrières du voisinage » ; de même, les pierres de taille seront extraites des blocs granitiques « à découvert sur la grève ou des carrières du pays ». Il était par ailleurs stipulé que « sous aucun prétexte, on n'emploiera les blocs rouillés, ni ceux dont les grains ne seront point sains et adhérents ou qui auraient subi un commencement de décomposition ». Le phare qui a aujourd'hui plus de 130 ans, n'accuse aucunement son âge. La qualité des superbes pierres de taille, caractérisées par leurs grands feldspaths blancs, plus ou moins alignés et la présence sporadique de cordiérite et de muscovite, peut être constatée en particulier dans le soubassement du phare, dans les marches de l'escalier (52) et dans la plate-forme supérieure où les quatre pierres d'angle offrent chacune une surface de l'ordre du m² (Chauris, 1995a).

Nous avons tenu, à titre d'exemple, à insister quelque peu sur cette construction pour souligner les aptitudes du Granite de Brignogan, aujourd'hui totalement délaissé. Mais dans le passé, bien d'autres édifices ont recherché cette belle pierre : ancienne église de Kerlouan (XVI^e siècle, avec modifications aux XVII^e et XVIII^e siècles) ; église paroissiale de Kerlouan (vers les années 1860) ; églises de Guissény et de Plounéour-Trez ; pour partie, église de Kernoués (feuille Plabennec) ; des tombes à Kerlouan et à Brignogan, de nombreuses habitations ; des auges ; les quatre piliers monumentaux à l'entrée de l'enclos de Guissény... (Chauris, 2000a).

• **Granite migmatitique à gros grain.** Le Complexe migmatitique de Plouguerneau est susceptible de fournir une bonne pierre de taille dans ses faciès les plus anatectiques où la trame micacée, orientée, est très atténuée et où, par suite, la texture tend à devenir isotrope. L'ancien phare de l'île Vierge (vers 1845) a utilisé la pierre locale ; une ancienne carrière est encore visible sur l'île même. Le devis pour la construction du phare de l'île Wrac'h, signé le 11 août 1843, stipulait que les pierres de taille seront extraites de l'île Vierge ou d'autres îles environnantes ; les moellons, de l'île Wrac'h elle-même ou des îlots voisins. Les observations effectuées sur l'ouvrage montrent la présence d'un granite grossier, à feldspaths porphyroïdes, irrégulièrement disséminés, localement accumulés. Selon le devis (5 novembre 1845), les pierres de taille nécessaires à l'érection de la tour-lance-balise du Petit-Pot-de-Beurre, à l'entrée du chenal de l'Aber Wrac'h, seront tirées des rochers de l'île Stagadon... La partie conservée (1701) de l'église de Plouguerneau a aussi utilisé le granite porphyroïde migmatitique. La même roche a été recherchée pour la chapelle Saint-Michel à Plouguerneau. Le fort de l'île Cézou, à l'embouchure de l'Aber Wrac'h a largement fait appel, tant pour la pierre de taille que pour les moellons, au granite porphyroïde avec grenat et aux migmatites à accumulation feldspathiques et traînées biotitiques.

À la fin des années 1960, de très nombreuses pierres tombales ont été découvertes dans un ancien cimetière, enfoui sous les sables dunaires qui avaient progressivement envahi les environs d'Iliz Coz-en-Plouguerneau : l'abandon de l'église datait de 1729. Le cimetière, ainsi naturellement préservé des destructions, montre plus de cent dalles tumulaires épaisses : elles reflètent très bien le sous-sol de Plouguerneau (il ne semble pas avoir eu ici appel à des pierres lointaines) : le faciès le plus employé est le granite grossier porphyroïde ; on note aussi les gneiss migmatitiques et le granite gris à grain fin, associé au complexe anatectique. Ce granite gris fournit une pierre offrant de bonnes aptitudes au façonnement, d'où son utilisation au moins depuis l'Âge du Fer, comme l'atteste la stèle placée dans la partie méridionale de l'enclos paroissial de Plouguerneau.

Les granites migmatitiques grossiers, où souvent la trame ancienne (paléosome), encore visible, s'associe aux lentilles quartzo-feldspathiques (néosome) avaient été déjà recherchés dès les temps mégalithiques ainsi qu'en témoigne le menhir de Coativan-en-Plouguerneau ; ce menhir élané est allongé selon la foliation migmatitique qui a entraîné des arrachements encore en cours. Le dolmen de Lilia, déjà évoqué, est aussi en granite migmatitique. Les deux mégalithes sont, à l'évidence, d'origine proximale.

• **Quartz.** Des blocs quartzeux ont été utilisés, localement, sans façonnement, dans des constructions rurales.

• **Matériaux de viabilité.** Différentes roches ont fourni des matériaux de viabilité : le quartz du grand filon Brundaouez–Toullouarn-en-Guissény, exploité dans plusieurs carrières ; le quartz de Kerdivès-en-Plouider ; le Leucogranite de Saint-Sauveur-en-Kerlouan ; le Granite cataclastique de Plouguerneau ; les Cataclasites de Toullouarn. Actuellement (2004), la carrière de Toullouarn offre une activité épisodique ; les matériaux extraits (arène et blocailles) sont utilisés pour remblais. La grande carrière de Kerillès-en-Plouguerneau est actuellement en voie de comblement rapide ; la carrière de Tromelin-en-Kerlouan est partiellement noyée. Une partie importante des enrochements littoraux récents est constituée par le Granite porphyroïde, à feldspaths roses de l’Aber Ildut, extrait de la grande carrière de l’entreprise Cabon, ouverte au Sud de Ploudalmézeau (feuille Plabennec).

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères du socle breton

Les formations géologiques qui couvrent la feuille Plouguerneau appartiennent essentiellement au socle. Dans les socles anciens comme le Massif armoricain, les roches, généralement métamorphiques ou intrusives, sont massives et imperméables. La présence éventuelle d’eau souterraine dépend des modifications physiques subies par ces massifs rocheux postérieurement à leur formation, et notamment par l’altération et la fracturation.

Altération

Du haut vers le bas, le profil d’altération des terrains peut se schématiser de la façon suivante :

- sous le sol ou les dépôts de surface, existe un niveau d’allotérites plus ou moins évolué, remarquable par la disparition de la structure de la roche mère. Ce niveau se caractérise par une réduction de volume par rapport à celui de la roche mère initiale ;
- ensuite, sur une à plusieurs dizaines de mètres d’épaisseur, viennent des isaltérites. La texture de la roche initiale y est préservée, mais les éléments chimiques évacués par dissolution sont remplacés par des vides. Il en résulte une porosité importante, permettant à cet horizon de jouer un rôle capacitif vis-à-vis des eaux d’infiltration ;
- finalement, à la base du profil, se développe un niveau fissuré plus ou moins épais (40 à 70 m) dont l’intensité décroît vers le bas. Dans les 15 premiers mètres, la distance moyenne entre fissures est décimétrique et celles-ci sont ouvertes. L’espacement entre les fissures (et donc leur probabilité d’interconnexion) diminue au fur et à mesure que l’on descend dans le profil. Ce niveau fissuré peut contenir de grandes quantités d’eau.

Fracturation

Localement, des niveaux fracturés peuvent également exister dans des zones préalablement tectonisées. En effet, dans ces réseaux de fractures tectoniques, l'altération a été privilégiée et décuplée par la multiplication des surfaces de contact entre eau et roche. Cette addition de phénomènes (fracturation tectonique, altération et fissuration) a particulièrement fragilisé les lieux où elle s'applique, conduisant à la formation de couloirs fracturés et fissurés où l'altération a pénétré plus profondément. Ces couloirs constituent des drains privilégiés pour l'eau souterraine, alimentés par les horizons altérés et fissurés plus superficiels.

Alimentation en eau des nappes

L'alimentation des nappes est assurée par l'infiltration de l'eau de pluie dont 0,2 à 30 % rejoint l'aquifère en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. L'aire d'alimentation de chaque nappe est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord, à la recharge de la « réserve utile » en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler verticalement, à travers le milieu non saturé, avec une vitesse de 1 à 3 m/an, pour gagner le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit ensuite un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour en direction de 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, les vitesses sont relativement lentes, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère reste long (de l'ordre de 10 à 30 ans), selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de valeurs moyennes puisque dans la réalité, l'eau infiltrée près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

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

Les dispositifs de captage

Les puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération sur quelques mètres de profondeur :

- soit en recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe. Les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit en coiffant 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 8 à 250 m³/jour.

Ce type d'ouvrage est très sensible aux variations saisonnières (débit maximum en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée). Il est également vulnérable à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui s'observe dans tous les captages exploités.

Les forages

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé dites « marteau fond de trou », les forages réalisés dans le socle se multiplient : les résultats sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins locaux.

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 66 forages implantés sur le territoire de la feuille de Plouguerneau. La profondeur moyenne des ouvrages est de 38 m (valeurs extrêmes : 11 et 158 m) et le débit instantané moyen de 6,7 m³/h (valeurs extrêmes : 0,2 et 47 m³/h) (tabl. 6).

Unités géologiques	Nombre de forages	Débit moyen (m ³ /h)	Profondeur moyenne (m)
Granite	57	6,7	36
Migmatites	9	6,8	46
Ensemble des forages de la feuille	66	6,7	38

Tabl. 6 - Caractéristiques hydrogéologiques des forages de la feuille Plouguerneau.

Compte tenu du faible nombre de forages implantés dans chaque formation géologique de la feuille Plouguerneau, ces derniers ont été regroupés

en deux grandes unités géologiques : les granites et les migmatites (les gneiss ne sont représentés que par un seul ouvrage).

Les moyennes des débits et des profondeurs des forages ont été calculées pour chacune de ces unités, montrant que pour avoir des débits équivalents, les forages sont 10 m plus profonds dans les migmatites que dans les granites.

Il faut toutefois bien distinguer le débit instantané d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité 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.

L'alimentation en eau potable (AEP) sur la feuille Plouguerneau

Voici une dizaine d'années, il existait plusieurs captages d'adduction d'eau potable à partir de puits ou de sources captées sur la feuille Plouguerneau, notamment sur les communes de Plouguerneau, Guissény et Plouider. La dégradation de la qualité de l'eau en nitrates et les difficultés de mise en œuvre des périmètres de protection ont conduit à la fermeture de la majorité d'entre eux. À ce jour, seul le captage de Pouloulan-sur-Plouguerneau est encore en activité et fournit de l'ordre de 54 000 m³/an, bien que les teneurs en nitrates atteignent en moyenne 98 mg/l.

Aucun forage ne participe à l'adduction d'eau potable sur la feuille de Plouguerneau.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue par forages en Bretagne est de bonne qualité. Elle le reste à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les « règles de l'art » accompagne toute réalisation de forage.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques 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 CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l et le pH est entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydro-timétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

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 : il s'agit de réactions bio-chimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle qu'en soit la durée, la vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire 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 dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente, et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, micaschistes) que d'autres (granites en général).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SABLES LOURDS DES PLAGES : LE DISTRICT À MONAZITE DE PLOUGUERNEAU

Les recherches systématiques sur les concentrations de minéraux lourds des plages de Bretagne (près de 500 prélèvements : travaux L. Chauris) ont révélé la présence d'un district exceptionnellement riche en monazite le long de la côte nord-ouest du pays de Léon. La zone minéralisée s'étend entre Guissény (feuille Plouguerneau) et Porspoder (feuille Plouarzel). Les prélèvements, de l'ordre de quelques centaines de grammes par échantillon, ont été effectués à la pelle, par raclage des placages minéralisés, localisés en haut de plage, zone de concentration préférentielle des minéraux lourds. Les échantillons ont été analysés selon la méthode décrite par Guigues et Devismes (1969) et Devismes (1978). Le pourcentage des minéraux lourds ($d > 2,89$) par rapport au sable brut, est donné en poids ; le pourcentage des

différentes espèces est également donné en poids. Les données qui suivent se rapportent uniquement à la feuille Plouguerneau (Chauris, 1991b).

Les observations sur le terrain ont été poursuivies entre 1981 et 1988, aux différentes saisons. Les dépôts apparaissent plus particulièrement lors des périodes d'amaigrissement des plages. Les dimensions des accumulations, situées sur les parties hautes de l'estran, sont variées : parfois seulement quelques mètres ou quelques dizaines de mètres d'extension longitudinale ; au maximum quelques centaines de mètres (Zorn). La largeur de la zone minéralisée ne dépasse guère quelques mètres ; en profondeur, les couches de sables lourds alternent avec les sables stériles sur quelques dizaines de centimètres au maximum.

Les 16 prélèvements effectués (fig. 18) offrent des concentrations en minéraux lourds (ML) variables : les teneurs oscillent entre 9,3 % (île Wrac'h, côté est, point 14) et 79,2 % (Zorn, point 8). Le pourcentage moyen en ML par rapport au sable brut, qui s'élève à 35,2 %, souligne l'extraordinaire pouvoir concentrateur de la mer. Les cortèges sont variés : selon les prélèvements, 12 à 19 espèces ont été déterminées (tabl. 7).

Le spectre minéralogique des placers à monazite est dominé par deux minéraux ubiquistes : l'ilménite (37,3 %) et le grenat (37,2 %) ; ainsi s'explique la couleur noire à rougeâtre des accumulations (fig. 19, hors-texte).

• **La monazite.** Par ses teneurs singulièrement élevées, la monazite constitue ici le minéral caractéristique des placers littoraux (fig. 19, hors-texte). La teneur moyenne (tm) des 16 échantillons s'élève à 8,2 %. Mis à part le prélèvement 1 (0,5 %), tous les autres échantillons ont des teneurs comprises entre 2,1 % et 15,6 %. Le secteur le plus riche est situé entre Zorn et le Coréjou (tm de 6 prélèvements = 12 %). Les prélèvements effectués en dehors du district à monazite de Plouguerneau *sensu lato*, accusent une chute très nette des teneurs : à l'Est de Guissény, les teneurs sont inférieures à 1 %, voire uniquement en traces ; il en est généralement de même au Sud de Porspoder (fig. 20). Sous la binoculaire, la monazite se présente en grains jaunâtres dont la granulométrie varie entre 140 et 450 μm , les dimensions les plus fréquentes se situant entre 200 et 300 μm . Le degré d'é-moussé est variable ; certains individus montrent parfois encore des faces ou présentent des contours anguleux, d'autres sont usés, voire bien roulés.

Les analyses à la microsonde ont révélé des teneurs importantes en lanthane (12 à 15 % de La_2O_3) et en néodyme (10 à 12 % de Nd_2O_3), pour des teneurs en Ce_2O_3 variant entre 25 et 30 %. Les autres terres rares sont en quantités moindres mais non négligeables (1,9 % Sm_2O_3 ; 2 % Y_2O_3 et environ 3 % de Pr_2O_3 : valeurs moyennes). La radioactivité de ces sables s'explique par les fortes teneurs en Th (près de 6 % ThO_2 en moyenne) et en U (moyenne proche de 1 % UO_2).

	1	2	3	4	5	6	7	8
% M.L.	31,5	39,9	35,1	44	71,3	15,3	39,3	79,2
Zircon	1	1,2	1,2	3	2,1	1,3	1	1,1
Tourmaline	11,6	1,1	-	0,5	6,5	4	-	0,3
Rutile	4,9	1,7	0,6	0,5	2,1	1,3	0,6	0,5
Anatase	-		-	-	-	-	-	-
Monazite	0,5	3,4	9,2	7,6	3,7	8	8	13,1
Corindon	-		-	-	-			-
Cassitérite	mtr		mtr	mtr	mtr			mtr
Scheelite								
Ilménite	19,4	43,2	50,7	48,5	36,8	34,6	49,5	47,4
Magnétite	-	0,6	-	-	0,4	-	-	1,6
Staurotide	2,4	-	-	0,5	0,9			
Andalousite	-				-	-		
Sillimanite	-					-		
Disthène	-		-	-	-	-		-
Grenat	52	40,3	36,9	38,3	36,8	30,6	33,1	32,8
Epidote	0,7	-	-	-		-	-	-
Amphibole	5,8	1,1	-	-	4,6	9,3	2	0,5
Apatite	6,7	3,4	-	-	2,5	4,6	1,3	0,8
Titanite	-	2,3	-	0,5	2,1	4,6	4	1,1
Pyrite	-				-	-		

Tabl. 7 - Composition minéralogique des prélèvements de sables lourds sur les hauts de plage de la région de Plouguerneau.

Les numéros indiquent la location de prélèvements (fig. 17). % M.L. = pourcentage en minéraux lourds dans le sable brut prélevé. Le pourcentage des différents M.L. est donné en poids = présents ; mtr = microtraces).

	9	10	11	12	13	14	15	16
% M.L.	11,7	49,2	27,9	33,8	19,5	9,3	18,1	38,6
Zircon	2,6	0,4	2,1	3,1	3	1,6	0,9	0,8
Tourmaline	-	3	2	1,9	3,2	2,2	6,3	2
Rutile	-	0,8	2,1	3,1	3,2	1,1	0,9	2,4
Anatase	-		-	-	-	-	-	-
Monazite	15,6	9,8	10,5	15,3	2,1	6,5	6,3	11,4
Corindon		-		-	-		-	-
Cassitérite		mtr	mtr		mtr			Mtr
Scheelite								
Ilménite	61	50	35,6	33	29,9	15,2	6,9	35
Magnétite	-	0,4	1	6,1	2,1	1,1	0,5	2,8
Staurotide		-	1	-	13	-	-	-
Andalousite		-			-	-	-	
Sillimanite	-	-			-	-	-	-
Disthène	-			-	-		-	-
Grenat	19,5	34,1	35,6	31,5	38,5	43,4	52,4	39,1
Epidote	-	-	1	-	-	-	-	-
Amphibole	-	-	3,2	1,5	2,1	2,1	1,6	2,8
Apatite		0,7	2	3	1,1	3,2	6,3	1,6
Titanite		-	1			-	-	-
Pyrite				-	-			

Tabl. 7 - Composition minéralogique des prélèvements de sables lourds sur les hauts de plage de la région de Plouguerneau.

Les numéros indiquent la location de prélèvements (fig. 17). % M.L. = pourcentage en minéraux lourds dans le sable brut prélevé. Le pourcentage des différents M.L. est donné en poids = présents ; mtr = microtraces). Dans les prélèvements 14 et 15, forts pourcentages de biotite (*) (respectivement 21,7 et 14,8 %).

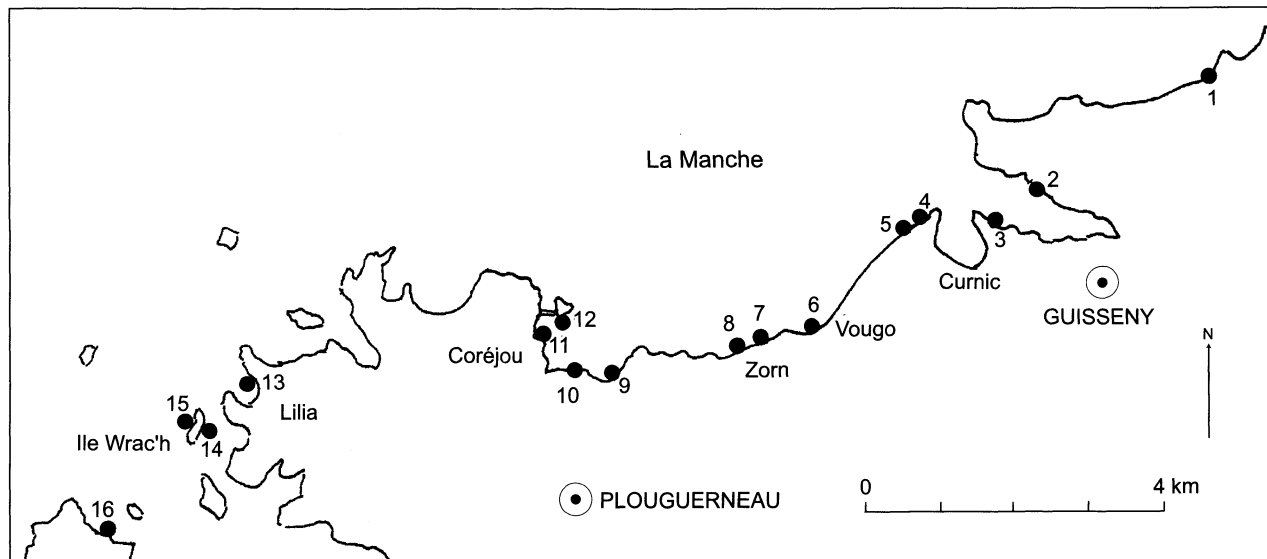


Fig. 18 - Localisation des prélèvements de sables lourds (1 à 16).

1 : Saint-Egarec ; 2 : Tressény ; 3 : Dibennou ; 4 : Près Enez Croaz Hent ; 5 : Extrémité nord-est grève du Vougo ; 6 : Vougo ; 7 et 8 : Zorn ; 9 : Créac'h an Avel ; 10 : Mogueran ; 11 et 12 : Coréjou ; 13 : Lilia ; 14 et 15 : Ile Wrac'h ; 16 : Kergoz

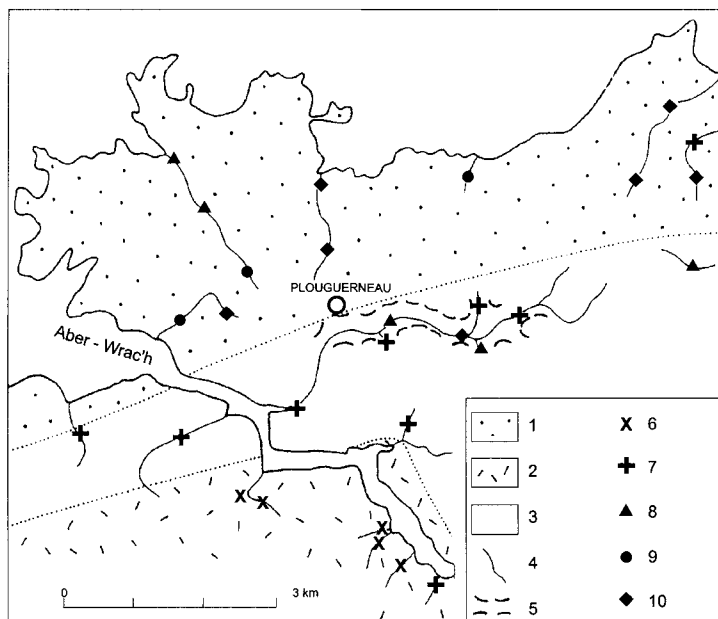


Fig. 20 - Prospection alluvionnaire en lit vif à la batée
(Atlas BRGM, P. Devismes et H. Chevance, inédit). Relation entre les
occurrences de monazite et le complexe migmatitique

1 : complexe migmatitique ; 2 : complexe basique ; 3 : autres formations ; 4 : ruisseau prospecté ; 5 : limites de la vallée à l'Est de Plouguerneau ; 6 à 10 : monazite alluvionnaire (6 : non décelée ; 7 : microtraces ou traces [8 : 20 à 50 g/m³ ; 9 : 50 à 100 g/m³ ; 10 : > 100 g/m³])

• **L'ilménite.** Dans l'ensemble, les teneurs offrent une certaine homogénéité. Les faibles valeurs [points 1 (19,4 %), point 14 (15,2 %) et point 15 (6,9 %)] sont liées à la prédominance du grenat, voire de la biotite. La granulométrie hétérométrique (120 à 1 000 μm), est comprise le plus souvent entre 150 et 200 μm . La morphoscopie est également variée, montrant l'association d'individus anguleux et bien roulés.

L'analyse à la microsonde révèle qu'il s'agit d'une ilménite assez pure, admettant entre 2,3 et 5 % de MnO.

• **Le grenat.** Sauf exception, les spectres offrent une grande homogénéité des teneurs (le plus souvent entre 30 et 40 % des ML) ; la valeur la plus basse est de 19,5 %, la plus élevée de 52,4 %. Les cristaux, de teinte rose pâle, translucides, sont en règle générale, très anguleux, voire esquilleux ; les individus usés sont nettement moins fréquents ; parfois certains cristaux sont encore automorphes. La granulométrie moyenne, le plus souvent comprise entre 330 et 370 μm , est sensiblement plus élevée que celle de l'ilménite et de la monazite ; les plus petits individus sont rarement < 250 μm ; quelques cristaux atteignent 600 μm .

Les analyses à la microsonde ont montré qu'il s'agit d'almandin possédant des teneurs notables en Mn (de 3 % à 12 % de MnO), ce qui le rapproche du domaine du spessartite, mais des teneurs toujours faibles en MgO (moins de 3 %).

Ainsi, ilménite, grenat et monazite forment à eux seuls plus de 80 % des ML (82,7 %). Toutes les autres espèces sont, par suite, accessoires. La « tm » en amphibole (essentiellement hornblende verte) est de 2,5 %, avec une seule valeur assez forte (9,3 %) au Vougo. La granulométrie est relativement élevée (entre 330 et 750 μm), les individus sont peu émoussés, voire souvent très mal usés. L'apatite présente une tm de 2,1 %, avec un point (île Wrac'h, côté ouest) à 6,3 %. Dans quelques prélèvements, la teneur en titanite est notable (jusqu'à 4,6 %). Avec une tm de l'ordre de 1,2 %, la magnétite montre des valeurs 30 fois plus faibles que celles de l'ilménite. Les minéraux « résistants » ont de faibles tm : rutil (1,6 % ; maximum 4,9 %) ; tourmaline (2,8 % ; maximum : 11,6 %) ; zircon (1,6 % ; maximum : 3,1 %). Les autres minéraux ne montrent pas de mention spéciale on notera toujours une teneur exceptionnellement élevée (13 %) de staurotide à Lilia.

Il importe à présent de préciser l'origine des accumulations de minéraux lourds, et tout particulièrement de la monazite, reconnue sur l'estran de la feuille Plouguerneau. Pour ce faire, il apparaît nécessaire d'envisager l'ensemble de la côte du Pays de Léon – entre le Conquet et la baie de Morlaix (Chauris, 1982, 1984, 1986, 1987a). Les fortes teneurs en staurotide (jus-

qu'à près de 30 %) des environs du Conquet correspondent à la présence de micaschistes riches en ce minéral. Les pourcentages très élevés en tourmaline (parfois plus de 80 % dans les places de Plouarzel) coïncident avec les leucogranitiques de Saint-Renan et de Plouarzel, où ce minéral est surabondant, les grenats des plages de Santec (localement plus de 90 % des ML) avec d'innombrables filons pegmatito-aplitiques. L'ilménite de l'estuaire de la Penzé (fréquemment > 80 %) dérive directement des amphibolites côtières ; la titanite de l'île de Batz (jusqu'à plus de 25 %), des diorites. Dans l'ensemble, pour les exemples précités, les transports de la dérive littorale restent limités. Quelques minéraux ubiquistes très résistants, comme le rutile et le zircon, peuvent avoir une origine distale imprécise, mais les teneurs restent toujours faibles. Dans ces conditions, il est peu probable, a priori, que les principaux minéraux lourds du district à monazite de Plouguerneau échappent à la règle régionale de l'origine proximale.

Quelques exemples illustrent cette manière de voir. L'habitus généralement anguleux, voire esquilleux, du grenat suggère fortement une source proximale, à rattacher en grande partie aux formations migmatitiques localement très riches en ce minéral. Les teneurs significatives en amphibole, titanite et apatite sont à rattacher, sans ambiguïté, à la formation de Lannilis, transformée ici en agmatite ... Dans ces conditions, la monazite du district de Plouguerneau, du fait de son abondance, doit avoir ici aussi une origine proximale.

Aucune corrélation n'apparaît entre les pourcentages les plus élevés en monazite et les « minéraux résistants » (zircon-tourmaline-rutile) dont la source peut être distale. Dans tous les cas, l'indice ZTR reste faible.

Diverses observations suggèrent que la source de la monazite doit être essentiellement rattachée aux formations granito-gneissiques du complexe migmatitique qui s'étend entre Guissény et Porspoder.

Une liaison spatiale très nette se manifeste entre les concentrations littorales à monazite et le complexe migmatitique (et ses prolongements ennoyés dont seuls émergent d'innombrables récifs). Les teneurs chutent brusquement, tant au Sud-Ouest (avec l'affleurement du Granite de l'Aber Ildut) qu'au Nord-Est (avec l'apparition du Granite de Brignogan) des limites de ce complexe.

L'examen des cartes de prospection alluvionnaire des ruisseaux à la batée (feuilles Plouarzel et Plouguerneau de l'atlas inédit du BRGM) montre une liaison frappante entre les teneurs significatives en monazite et le complexe migmatitique (fig. 3) ; les teneurs élevées situées à l'Est de Plouguerneau, un peu au Sud du complexe migmatitique, s'interprètent par la géomorphologie locale : les minéraux lourds en provenance du Nord ont été entraînés dans la dépression méridionale.

À défaut du broyage de la roche-source présumée, le débouillage puis la concentration à la batée des formations aréniques limoneuses qui proviennent de la décomposition météorique superficielle, permettent d'obtenir des concentrés significatifs en monazite. Les données suivantes (communiquées par la SAPEM) concernent un prélèvement effectué près de Créac'h an Avel-Plouguerneu : poids/sec avant débouillage = 2 983 g ; poids total ML = 14,65 g (soit 0,49 %) ; poids de la monazite = 11,67 g (soit 0,39 %) ; poids des autres ML (ilménite, grenat) = 2,9 g. Ainsi, en ce point, le pourcentage en monazite par rapport aux autres ML de l'arène limoneuse s'élève à 79,6 %. Cette très forte teneur établit que la monazite est un ML essentiel du complexe migmatitique.

La source de la monazite étant établie, il s'avère nécessaire d'examiner maintenant les modalités de sa concentration dans les placers littoraux. Les points suivants paraissent devoir être soulignés.

Le substratum rocheux du district de Plouguerneu est souvent profondément arénisé. Les travaux de L. Berthois ont depuis longtemps (1935) souligné l'importance de l'arénisation dans la libération des minéraux lourds. La richesse relative en ML des arènes limoneuses et du head du Nord-Ouest de la Bretagne a été attestée à plusieurs reprises (Berthois *et al.*, 1932 ; Berthois, 1937). L'origine proximale des ML de ces dépôts meubles soliflués a été également bien établie par les mêmes auteurs.

Depuis la fin de la dernière époque périglaciaire, l'imposante masse des arènes des coulées de solifluxion (head) et limons weichséliens est soumise à l'attaque de la mer. Encore à présent, ces formations meubles sont toujours en voie de déblaiement rapide et constituent par la suite la source principale de ML. Le stock de minéraux lourds ainsi libérés est étalé sur les estrans, avec les minéraux légers (auxquels ils sont intimement associés), puis, en partie, concentré sur les hauts de plage, dans un environnement de haute énergie nécessaire à la séparation ; dans les zones de moindre énergie, les ML restent en partie dilués dans la masse des minéraux légers, formant alors des placers potentiels.

Dans le détail, les processus de concentration dans les placers littoraux, véritables pièges à minéraux, s'avèrent fort complexes. À la dérive littorale (illimitée) qui peut déjà induire un premier tri sélectif se superpose surtout l'énergie des vagues dans la zone de déferlement. L'ampleur du fetch constitue ainsi un facteur de premier ordre. À Zorn, la partie occidentale de la plage, à l'abri des vents d'Ouest dominants, est nettement moins minéralisée que les parties centrale et orientale, plus exposées. La morphologie littorale joue aussi un grand rôle : l'anse du Coréjou paraît renfermer des pièges particulièrement efficaces.

RADIOACTIVITÉ DU COMPLEXE MIGMATITIQUE DE PLOUGUERNEAU

Les données minéralogiques sur les petits placers littoraux de Plouguerneau sont complétées par les résultats des mesures systématiques de la radioactivité sur les plages. L'appareil utilisé est un scintillomètre (du modèle SPP2). Selon l'habitude française, les données obtenues sont présentées en chocs par seconde (C/S). Plutôt que par ses valeurs absolues, la méthode s'avère surtout intéressante par les comparaisons qu'elle permet immédiatement entre les différents sites d'un district (Chauris, 1995b). Dans la région de Plouguerneau, la radioactivité des sables des plages est due principalement à la monazite, porteur du thorium et, d'une manière nettement subordonnée, au zircon (autre porteur du thorium) : en effet, dans les 16 échantillons de sables lourds analysés, la tm en monazite est environ 5 fois supérieure à celle du zircon. À Zorn, la teneur est de 8 à 12 fois plus forte selon les prélèvements ; à Kergos, elle est près de 15 fois supérieure ; à Mogueran, près de 25 fois plus élevée. Dans ces conditions, l'utilisation du scintillomètre constitue, en première approximation, un excellent moyen de déceler les concentrations en monazite et d'estimer rapidement leur importance.

Les résultats qui portent, au total, sur plusieurs milliers de mesures ponctuelles, peuvent être synthétisés de la manière suivante (fig. 21).

1) – Sur la partie inférieure de l'estran, la radioactivité est, en règle générale, très faible à faible. Deux cas doivent toutefois être distingués :

• **Plages dépourvues de concentrations en monazite.** Les mesures effectuées sur la partie inférieure de l'estran de ces plages sont toujours basses à très basses (avec, pour chaque site, de très faibles variations ponctuelles) ; à La Grève Blanche-en-Plouguerneau (41 c/s), dans l'anse du Curnic-en-Guissény (45 c/s), à Karreg Studi-en-Landéda (49 c/s).

• **Plages avec placers riches en monazite en haut d'estran.** Les mesures effectuées sur la partie basse de l'estran peuvent être déjà significatives. L'anse du Coréjou (fig. 22) fournit ici un bon exemple, avec les valeurs suivantes selon les sites : 150, 111, 153, 81, 112 c/s... Des observations comparables peuvent être faites sur le bas estran de la grève de Zorn : la radioactivité du sable – déjà sensible (98 c/s) – augmente considérablement dans les zones de tri (ruissellements, rides), jusqu'à 500 c/s dans les deux cas. Ainsi est attestée ici l'existence d'un stock relativement important de monazite disséminée dans l'ensemble du sable.

2) – Vers la partie haute de l'estran, la radioactivité augmente, en règle générale, indiquant ainsi la croissance du pourcentage en monazite. Toutefois, l'allure des courbes : chocs par seconde/distance par rapport à

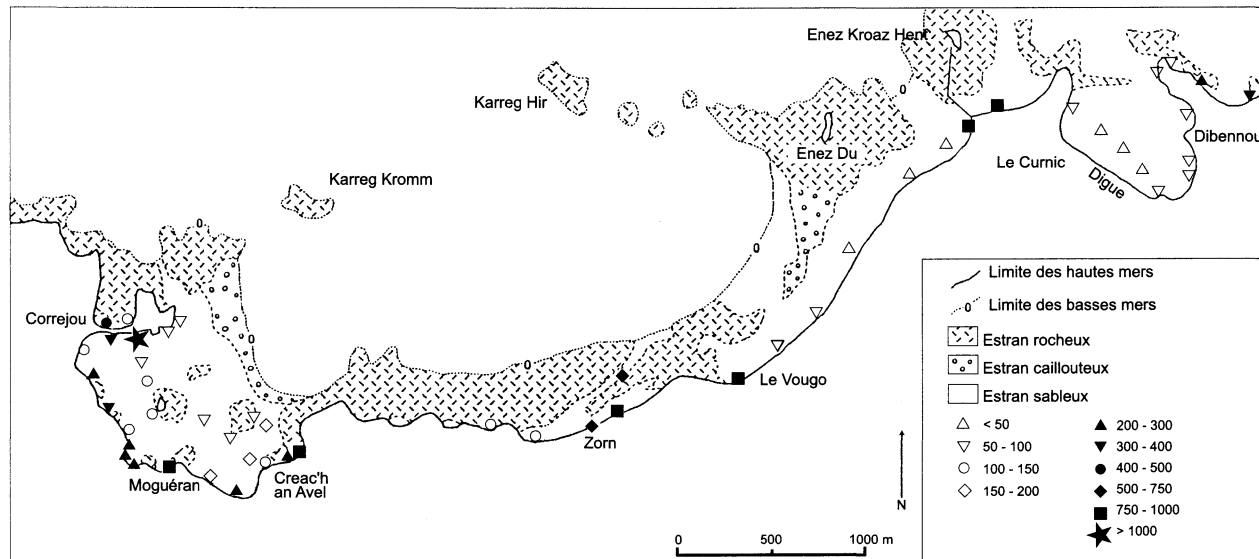


Fig. 21 - Relation entre la radioactivité (en c/s) et la distance (en mètres) par rapport à la limite supérieure des plages.

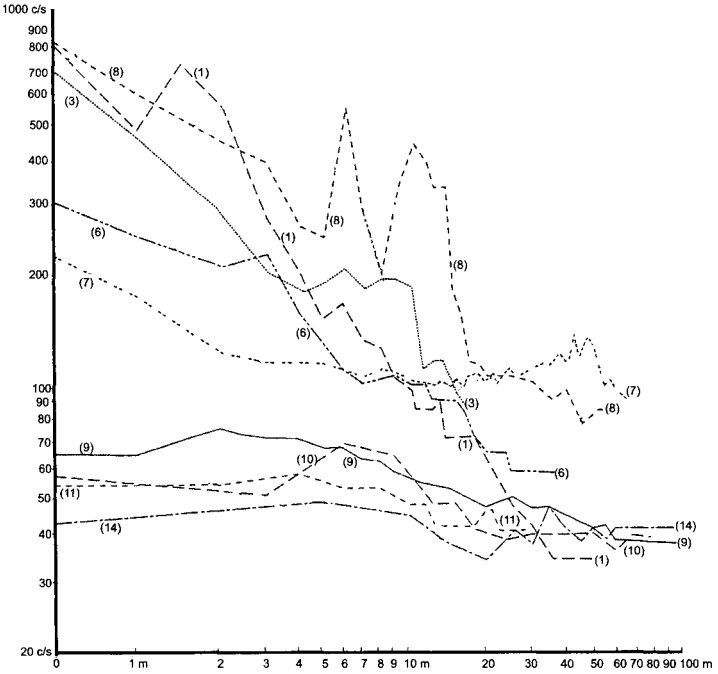


Fig. 22 - Radioactivité en chocs/seconde (scintillomètre SPP2) sur l'estran sableux entre l'anse du Coréjou et l'anse du Curnic

la limite supérieure de la plage (dunes ou rochers) permet de distinguer, en première approximation, deux cas différents :

- **En l'absence de concentration** sur la partie haute de l'estran, la courbe présente une faible pente. Le coefficient d'augmentation de la radioactivité reste très faible (< 2) : anse du Curnic : 45 à 51 ; Grève Blanche-en-Plouguerneau : 41-67 ; à Karreg Studi, il n'y a pratiquement pas de différences entre la basse plage (59 c/s) et la haute plage (58 c/s).
- **Dans le cas de véritables concentrations** sur la partie haute de l'estran (petits placers), la courbe se redresse fortement une dizaine de mètres avant la limite supérieure de la plage, puis présente une pente plus faible tout à fait en haut de plage. En ce dernier point, la radioactivité peut être élevée : 700 c/s à Créac'h an Avel ; 750 à Mogueran ; 800 à l'extrémité nord-est de la Grève du Vougo ; 1 200 au Coréjou.

Ainsi, la probabilité de placers à monazite en haut de plage apparaît d'autant plus grande que la radioactivité de la partie basse de l'estran est élevée (stock potentiel). Dans le cas de très faibles radioactivités sur la basse plage, seules des conditions très efficaces de tri (tempêtes exceptionnelles...) pourraient éventuellement entraîner la formation de concentrations épisodiques en haut de plage.

Les mesures effectuées dans des trous creusés à la pelle sur les parties hautes de l'estran se traduisent, en règle générale, par une augmentation sensible de la radioactivité (effet de paroi et/ou concentration plus forte en monazite vers la partie inférieure du dépôt). À l'île Wrac'h, les variations sont les suivantes à partir de la surface : 300, 600, 800 c/s.

Les concentrations en monazite observées sur la partie haute de l'estran présentent de fortes variations latérales, facilement mises en évidence par le scintillomètre. À Créac'h an Avel, la radioactivité varie de 130 c/s dans la zone nord-est à 700 c/s dans la zone médiane ; près de l'ancien tombolo du Coréjou (versant sud), la radioactivité de la haute plage passe de 100 c/s à l'Ouest à 1 200 c/s à l'Est. L'examen de la partie supérieure de l'extrémité nord-est de la grande plage située entre le Curnic et le Vougo est particulièrement instructif, avec une décroissance rapide vers le Sud-Ouest : 800 ♦ 590 ♦ 390 ♦ 180 ♦ 100 ♦ 76 ♦ 48 c/s. Cette dernière valeur se maintient en direction sur plusieurs centaines de mètres.

Par suite de sa radioactivité, facilement mesurable sur le terrain au scintillomètre, la monazite constitue un excellent traceur naturel, susceptible d'être utilisé par les sédimentologues dans l'étude des migrations des sables sur les estrans. Dans de telles recherches, il importe toujours d'avoir présent à l'esprit la différence de densité entre ce minéral (5,3) et le quartz (2,65), constituant dominant des sables terrigènes dans la région étudiée ici.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les industries paléolithiques

Les populations préhistoriques se sont établies sur le territoire de cette feuille dès le Paléolithique. Les Néandertaliens ont occupé des abris sous roche dans les chaos granitiques de la plate-forme à écueils du Pays Pagan, pendant les périodes de retrait de la mer. L'homme de Cro-Magnon a également établi des campements à l'abri des rochers de la presqu'île de Kerlouan et par la suite, à l'Holocène, les populations du Mésolithique se sont aussi installées sur des sommets en retrait de la ligne de rivage. Une grande partie des sites d'habitat préhistoriques ont été érodés ou sont submergés par la transgression flandrienne. Aussi les industries lithiques sont habituellement trouvées sur les estrans ou au pied des falaises entaillant les formations marines et périglaciaires pléistocènes.

Pendant les régressions marines, en particulier lors de la dernière glaciation, des affleurements de craie à silex ont été directement accessibles. En dehors de ces périodes, les chasseurs des temps préhistoriques se sont servis en silex dans les cordons littoraux et ils y ont également trouvé des roches de substitution pour confectionner leur outillage. Pendant les temps post-glaciaires, la transgression flandrienne a fait progressivement disparaître la plupart des cordons livrant des galets aptes à la taille, aussi comme le Pays Pagan est dépourvu de roches susceptibles de donner de bons tranchants, les populations vivant sur le littoral de la Manche ont commencé à se fournir en quartzite dans la vallée de l'Elorn : exploitation du Crann à La Forêt-Landerneau.

• **Le Paléolithique moyen.** Le Paléolithique moyen est bien représenté sur les rivages du Pays Pagan par des pièces moustériennes isolées, récoltées au sein des coulées périglaciaires ou vers leur base. La crique de Tressény sur la rive droite de l'estuaire du Quillimadec a également fourni une industrie comprenant un fort pourcentage de bifaces reposant à la surface d'une plage ancienne affleurant vers le niveau moyen de la mer. Dans la partie médiane de la crique, la plage ancienne et l'industrie lithique ont été entraînées par les coulées périglaciaires et des mélanges ont pu se produire avec des outils du Paléolithique supérieur. La majeure partie de cette industrie est en silex. Celui-ci présente le plus souvent une patine blanc jaunâtre. Les rognons disponibles dans la plage ancienne sont de dimension médiocre et c'est sans doute ce qui a limité la taille des bifaces et des raclours. Par ses dimensions et par les caractères des outils, cette industrie est atypique par rapport aux autres industries à bifaces acheuléens et aux productions des ateliers moustériens de tradition acheuléenne du Massif armoricain. Chronologiquement la plage ancienne sous-jacente paraît se situer dans l'interglaciaire éémien et la station a été occupée après le retrait de la mer, ce qui a permis aux Néandertaliens

d'occuper les abris sous roche au pied de massifs rocheux, comme celui de Roc'h Cléguer Vras au Nord du site.

• **Le Paléolithique supérieur.** Les prospections menées sur les rivages de la presqu'île de Kerlouan ont révélé plusieurs sites du Paléolithique supérieur. L'industrie d'Enez Aman ar Ross occupe une poche de gélifluxion dans des arènes limoneuses pouvant dater de la fin du stade isotopique 3, à proximité d'un abri sous roche vidé par l'érosion marine contemporaine. La couche à industrie qui repose sur un glaciais d'érosion précédant le dépôt des loëss du Weichsélien supérieur a été fortement perturbée par le gel. L'industrie, essentiellement en silex, est marquée par un fort débitage laminaire (24 %). La série est dominée par des encoches et des denticulés, avec d'assez nombreux racloirs qui n'ont plus les caractères de ceux du Moustérien. Les grattoirs peu abondants (10 %) sont atypiques, ainsi que les burins. Les seuls outils caractéristiques sont des fragments de pièces à dos proches des productions du Châtelperronnien. Cette industrie se situe dans une phase de transition entre le Paléolithique moyen et supérieur, aux alentours de 35 000-40 000 ans.

L'industrie de Beg ar C'hastel occupe un couloir entre les rochers de la pointe de Roc'h Quélenec sur la rive nord de l'estuaire du Quillimadec. Plus de 4 200 éclats et outils ont été recueillis dans un sable limoneux formant une succession de lentilles coincées dans les anfractuosités du rocher et dans des formations de versant ravinant la couche précédente. On reconnaît aussi à la base de la couche archéologique, la trace d'une plage ancienne située un peu au-dessus du niveau des hautes mers actuelles. Elle est comme le reste du gisement très perturbée par la gélifluxion. Stratigraphiquement, l'industrie se place avant le dépôt des limons loessiques pléniglaciaires et montre des traces de cupules de gel postérieures au façonnage des pièces. L'analyse typologique montre que l'on a affaire à une culture proche de l'Aurignacien tardif, ayant certaines affinités avec le proto-Magdalénien. Le matériel est essentiellement formé de silex de teinte blanche à gris clair, mais il a été aussi récolté quelques pièces en quartzite et des débris de quartz. La matière première devait être récoltée à proximité, dans les plages anciennes, cernant les écueils fossiles, mais des gisements situés beaucoup plus bas sur le talus sous-marin du Pays Pagan, à proximité des affleurements de Crétacé étaient également accessibles à ce moment (fin du stade isotopique 3).

Un autre témoin de l'Aurignacien en Bretagne septentrionale est fourni par le site de Beg Pol, à Brignogan. Il s'agit uniquement de ramassages à la surface de la plage, avec des mélanges dus à l'érosion du gisement primitif qui devait admettre également des niveaux moustériens, ainsi qu'un sol d'occupation néolithique. Ce site a livré plus de 5 000 pièces et éclats avec, malgré l'abrasion marine, des outils de belle facture très typiques du Paléolithique supérieur.

L'Épipaléolithique et le Mésolithique

L'extrême fin du Paléolithique supérieur est représentée par les industries de l'île Guennoc (Landéda). Les fouilles poursuivies sous les niveaux d'occupation néolithique ont montré la présence d'éléments d'industries lithiques assez homogènes avec une dominance de lamelles à dos de type azilien. La réduction de la dimension des pièces taillées annonce les microlites du Mésolithique et chronologiquement cette station de plein air se situe sans doute dans la période préboréale.

Le sol post-glaciaire, à la base de la pointe Saint-Michel à Plouguerneau, livre des microlites correspondant aux industries de type « Bertheaume » caractérisées par des lamelles étroites à un ou deux bords abattus par des retouches abruptes, généralement rectilignes, des pointes formées par une troncature très oblique recoupant un bord naturel et des « triangles scalènes ». Cette station se place à la fin du Préboréal et au début du Boréal.

Les monuments mégalithiques du Néolithique

À l'embouchure de l'Aber Benoît, à l'Ouest de la presqu'île de Landéda, quatre cairns regroupant plus d'une douzaine de tombes à couloir, ouvertes vers l'Est, occupent le sommet de l'île Guennoc. Ces monuments datés de 4 230 à 3 545 av. J.C., ont été ravagés par les populations gauloises qui les ont écrêtés et fait disparaître les voûtes en encorbellement qui recouvraient la plupart des chambres. Un autre cairn éventré par l'érosion marine se dresse encore sur l'îlot de Roc'h Avel en avant des dunes de Sainte-Marguerite, immédiatement au Sud de la feuille. Les charbons de l'une des chambres ont fourni un âge de 4 905 à 4 410 av. J.C. et les ossements humains préservés ont été datés entre 4 328 et 3 817 av. J.C. Le dolmen se dressant à Lilia est actuellement englobé dans le tissu urbain.

On observe également plusieurs allées couvertes érigées pendant le troisième millénaire avant notre ère. Celle de Lerret, à Kerlouan, se trouve sur l'estran de la rive droite de l'estuaire du Quillimadec et sa situation rappelle celle du Kernic à l'Est de la baie de Goulven. On peut aussi voir sur les grèves, de part et d'autre du Quillimadec, de vieux sols d'occupation néolithique scellés par des niveaux tourbeux : anse de Tressény et port du Curnic. Une autre allée couverte ruinée englobée dans un talus est toujours visible sur la crête dominant la plate-forme de Kerlouan, entre l'antenne de télécommunication de la Marine nationale et le Quillimadec.

Plusieurs menhirs se dressent encore dans le paysage, sur la plate-forme littorale ainsi que sur le rebord du plateau Léonard. Celui de Men Marz, entre Brignogan et la pointe de Beg Pol, porte sur l'une de ses faces des structures d'érosion pré-mégalithique. Il a été christianisé par une croix dressée à 8 m

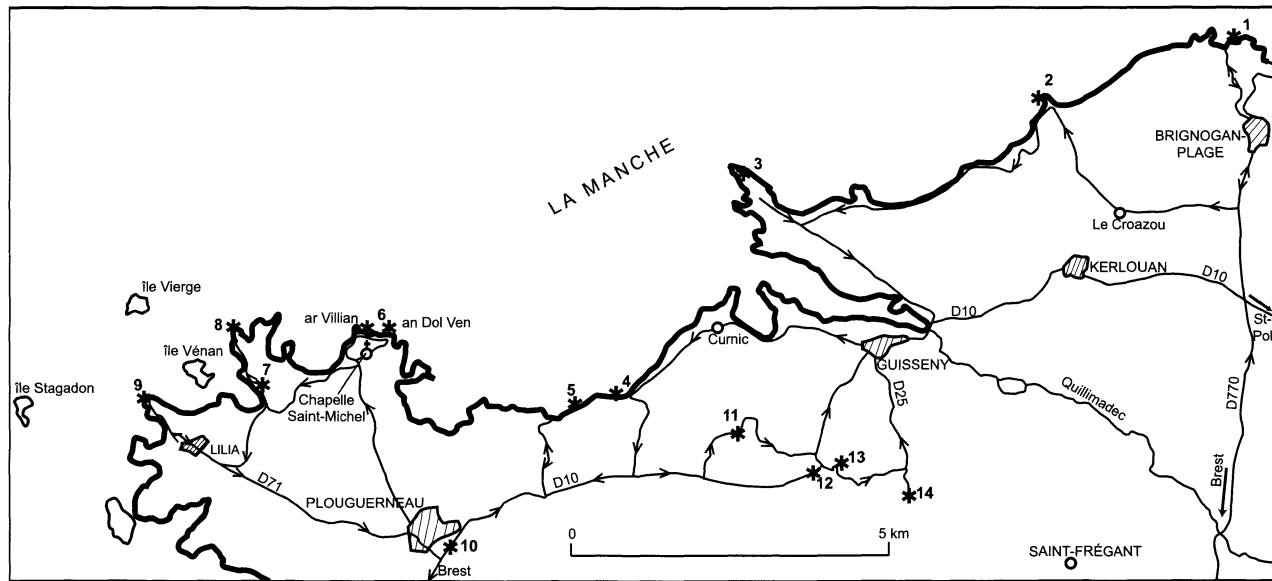


Fig. 23 - Itinéraire géologique

de hauteur. La base du menhir de Men Ozac'h, dans l'anse de Saint-Cava-en-Plouguerneau, se situe vers 6 m au-dessous du niveau des hautes mers actuelles et a dû être érigé entre 5 000 et 4 000 ans avant notre époque.

Les stèles de l'Âge du Fer

De nombreuses stèles (Daire et Giot, 1989) en granite taillé, à formes géométriques soignées, sont dressées au bord des routes, sur les places publiques ou près des églises. Ces monolithes, lorsqu'ils n'ont pas été déplacés, sont associés à des urnes cinéraires de l'Âge du Fer. Ils ont souvent été réemployés par les romains, puis christianisés ou enfouis à l'époque médiévale. Dans le secteur couvert par la carte, les stèles basses hémisphériques, ainsi que les stèles hautes tronconiques, sont rares. On a inventorié aussi des stèles hautes octogonales, mais les plus nombreuses sont les stèles hautes à section quadrangulaires. Lorsque leurs angles sont chanfreinés avec régularité, ce sont de superbes monuments qui ont certainement été taillés par des artisans spécialisés, par exemple la stèle du bourg de Kerlouan qui fait 3,30 m de haut. Quelques-unes de ces pierres, comme celle qui fut exhumée à Menmeur-en-Plounéour Trez, sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, devaient être ornées. Le granite exposé à l'air s'effritant grain par grain, les bas reliefs et les gravures ont malheureusement disparu.

On peut observer au Groazou à Kerlouan, une collection de six stèles incluses dans la maçonnerie de la chapelle ou dressées en avant de celle-ci. La stèle du bourg de Guissény qui a perdu son ornementation, provient du secteur de Ranhir où une autre stèle est visible en bordure d'un chemin au sommet de la falaise morte. La présence de ces deux pierres est liée à la présence d'un établissement de l'Âge du Fer, dont les structures ont été entamées par le front de la carrière de Toulouarn. Beaucoup de stèles décrites dans les inventaires anciens et observées il y a moins de vingt ans ont disparu. Elles ont été récupérées par des particuliers et ornent aujourd'hui les pelouses de propriétés privées.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE ET AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

Les arrêts proposés (fig. 23) permettent d'observer les entités géologiques suivantes : 1 à 3, le faciès porphyroïde caractéristique du pluton de Brignogan ; 4, une coupe du Quaternaire ; 5 à 9, le Complexe migmatitique de Plouguerneau ; 10 et 11, l'accident de Porspoder et les imposants filons de quartz ; 12 et 13, les autres granitoïdes et des formations du socle métamorphique.

Il est conseillé de débiter par le secteur de Brignogan. L'arrivée se fera logiquement par la D770 depuis Lesneven, en provenance de Brest ou de la N12 reliant Brest à Rennes. Se diriger vers le bourg de Brignogan-Plage.

Arrêt 1 – Granite porphyroïde de Brignogan. *Depuis Brignogan, bâti sur le granite porphyroïde du même nom, suivre la route côtière (direction sémaphore et club nautique) dans les sables dunaires jusqu'au sémaphore. L'anse sableuse est partagée entre la feuille Saint-Pol-de-Léon et la feuille Plouguerneau. Les roches du sémaphore et de la plage des charons bleus permettent une excellente observation du faciès porphyroïde typique du Granite de Plouescat-Brignogan, avec des phénocristaux ubiquistes atteignant 7 cm et de constantes figures de fluage magmatique.*

Arrêt 2 – Granite porphyroïde de Brignogan. *Revenir à Brignogan et reprendre la D770 en direction de Lesneven. 1 km après le bourg (Piscavalec), tourner à droite en direction de Croazou. À Croazou prendre tout droit la direction de Théven et Ménez-Ham. De la D770 au Croazou, l'absence de boules granitiques traduit la présence du faciès de Cléder ; depuis ce hameau jusqu'à la côte, les chaos réapparaissent dispersés dans les champs marquant le retour au faciès porphyroïde. L'ancien village de pêcheurs du Ménez-Ham est niché au pied d'un spectaculaire chaos en Granite de Brignogan, toujours très porphyroïde et riche en enclaves sombres microgrenues. Les rochers de la plage permettent d'observer ce même faciès.*

Arrêt 3 – Granite porphyroïde de Brignogan et septa de gneiss migmatitiques. *Depuis Ménez-Ham suivre la route côtière en direction de Boutrouille et Neiz-Vran jusqu'à la pointe. La pointe de Neiz-Vran expose le granite porphyroïde riche en panneaux de gneiss migmatitiques rapportés à l'ensemble des Gneiss de Lesneven.*

Arrêt 4 – Formations quaternaires. *Depuis Neiz-Vran prendre la direction de Guissény et Kerlouan (D10). À Guissény continuer la route vers l'Ouest jusqu'au Curnic puis suivre la route qui longe les dunes jusqu'à la plage du Vougo. Les falaises du Vougo montrent une très intéressante coupe des formations du Quaternaire (étiquetée D3, D4). On peut également observer les migmatites qui constituent les rochers et qui seront étudiées au cours des arrêts 5 et 6.*

Arrêt 5 – Migmatites de Plouguerneau et diorite migmatitique. *Regagner la D10 puis tourner à droite en direction de Plouguerneau. Environ 1 km après tourner à nouveau à droite en direction du Zorn. Sur la plage, les rochers exposent les Migmatites de Plouguerneau et les diorites migmatitiques, niveaux plus sombres en relief, à érosion en pelures d'oignon. En haut de la plage, il est facile de récolter des sables lourds riches en monazite.*

Arrêt 6 – Migmatites, Granites migmatitiques de Plouguerneau et granites associés. *Regagner la D10 et aller jusqu'à Plouguerneau. Au centre du bourg prendre vers le Nord en direction de Saint-Michel et la*

grève blanche. Se garer sur le parking situé sur le côté est de la grève puis suivre le sentier côtier. Prévoir une heure AR minimum pour cet arrêt. Les rochers de la côte orientale exposent des granites migmatitiques fortement porphyroïdes, avec une foliation nette marquée par les biotites et les phénocristaux. Environ deux cent mètres plus loin (débouché d'une petite route) et jusqu'au rocher d'An Villien, on observe de superbes migmatites, nettement moins évoluées. Du rocher d'An Villien jusqu'à celui d'An Dol Ven, le processus d'anatexie progresse et on passe à des granites migmatitiques puis à des granites d'anatexie porphyroïdes. La côte au Sud-Est immédiat d'an Dol-Ven expose un dyke sécant d'environ 25 m de granite gris fin à biotite, et à foliation marquée. L'anse suivante est creusée dans les diorites migmatitiques, boules noires sillonnées de filons de pegmatites à feldspaths roses. Les bordures de ce corps dioritique montrent des faciès d'agmatites au contact avec les migmatites et les granites d'anatexie. On peut revenir sur ses pas ou couper par le chemin qui mène à la chapelle Saint-Michel et de là rejoindre le parking.

Arrêt 7 – Granite d'anatexie porphyroïde et agmatites. *Repartir vers l'Ouest et gagner le port de Kélerdut.* Les imposants rochers en bord de mer (point coté 24) exposent un granite d'anatexie porphyroïde qui rappelle beaucoup le Granite porphyroïde de Brignogan avec ses zones hyperfeldspathiques.

Arrêt 8 – Agmatite. *Poursuivre la route vers le Nord jusqu'à un petit parking puis suivre le sentier côtier jusqu'à la pointe de Porz Grae.* Passage à des granites d'anatexie parfois moins porphyroïdes mais toujours à foliation assez nette qui côtoient des migmatites franches, affleurant sur l'estran à quelques dizaines de mètres. Le rocher de Porz Grae est une agmatite superbe dans laquelle les restites dioritiques forment des boules décimétriques à métriques noyées dans un mobilisat très feldspathique. Les agmatites ne sont puissantes que d'une trentaine de mètres : on repasse rapidement au granite d'anatexie porphyroïde.

Arrêt 9 – Granites migmatitiques de Plouguerneau. *Revenir à Kelerdut et gagner le bourg de Lilia. De là prendre la D71 vers l'Ouest en direction de l'île Vierge et suivre la route jusqu'au bout. S'arrêter sur le petit parking face à l'île Vierge.* De ce point jusqu'à l'anse du Castel Ac'h, on observe des granites migmatitiques avec différenciations locales de granite d'anatexie à biotite et grenat, et des restites sombres abondantes.

Les personnes désireuses d'approfondir leurs connaissances sur cet ensemble très diversifié peuvent parcourir les nombreux îlots et récifs de la grève de Lilia. Dans ce cas ne pas oublier de consulter auparavant les horaires des marées ! La côte ouest de l'île Wrac'h, par exemple, expose de superbes migmatites foliées avec des grenats abondants dépassant 3 cm.

Les dykes de granite gris fin, folié, y sont également fréquents. L'île Vénan expose également ce granite gris fin folié recoupant des agmatites. Lors de la saison touristique, des navettes proposent des circuits en mer avec arrêt à l'île Vierge qui permettent une bonne observation des îlots du secteur.

Arrêt 10 – Mylonites de l'accident de Porspoder. *Revenir à Plouguerneau par la D71. Au centre ville prendre la direction de Brest et s'arrêter près du rond-point marquant l'intersection entre la D10 et la D32.* La tranchée de la D10 recoupe l'accident de Porspoder, entraînant une intense déformation mylonitique sénestre orientée N80. Les abords du rond-point sont essentiellement occupés par le granite mylonitisé de l'Aber Ildut, qui expose ici son faciès typique à porphyroïdes roses, mais l'essentiel de la tranchée montre des faciès mylonitiques du Leucogranite de Kernilis.

Arrêt 11 – Mylonites et cataclasites de l'accident de Plouguerneau et filons de quartz. *Reprendre la D10 en direction de Guissény et Saint-Pol-de-Léon. 1 500 m après le carrefour de Leuré (direction des grèves du Vougo) prendre à gauche en direction de Kervaro et Toullouarn.* La carrière de Toullouarn, en exploitation intermittente, est un des points d'observation les plus intéressants de la feuille. Elle permet d'observer les mylonites et cataclasites qui marquent le passage de l'accident de Porspoder, et mettent en contact des migmatites riches en biotite fortement déformées (Nord de la carrière) et le Leucogranite grossier de Kernilis (Sud de la carrière). Deux importants filons de quartz blanc (2,30 m et 12 m de puissance), appartenant aux fractures WNW-ESE qui sillonnent le Léon, recoupent l'ensemble des formations sans décaler les cataclasites.

Arrêt 12 – Leucogranite de Kernilis et Granite de l'Aber Ildut. *Gagner la ferme de Kerhornaouen et s'arrêter à la rencontre de la D10. Suivre la D10 vers le Sud sur quelques centaines de mètres.* La tranchée de la nouvelle D10 offre une coupe intéressante avec du Nord au Sud : le Granite porphyroïde à biotite de l'Aber Ildut, qui s'arrête sur une zone écrasée en liaison avec les failles WNW-ESE ; le passage du filon de quartz méridional, ici dédoublé, observé dans la carrière de Toullouarn (arrêt 10) ; le Leucogranite grossier de Kernilis, avec des enclaves de Granite gris fin de Lanveur. Les granites constituent la butte. La rupture de pente vers le Nord marque l'apparition du socle métamorphique, dont on peut observer quelques faciès gneissiques dans les talus de la D10 jusqu'à la ferme de Kervézel.

Arrêt 13 – Pyroxénite de Brendaouez. *Du point d'arrêt précédent gagner le hameau tout proche de Brendaouez.* Dans le hameau, près de l'embranchement, on remarque le Leucogranite de Kernilis avec un soubassement de socle métamorphique gneissique. 150 m plus au Nord en direction de Guissény, une puissante lentille sombre de pyroxénite litée, à

grenat et scapolite, affleure sur une vingtaine de mètres. Elle s'associe à un niveau décimétrique de plagioclase blanchâtre.

Arrêt 14 – Granite porphyroïde à biotite de Guissény. Repartir vers le Sud et peu avant d'arriver à la chapelle de Brundaouez, prendre à gauche le chemin viabilisé vers Kerrijen. 250 m après cette ferme tourner à droite en direction de Corbrat et Saint-Gildas. S'arrêter 200 m plus au Sud à l'embranchement marqué par une croix. Aux alentours de ce point, vers le Nord (Froust Tosta) et vers le Sud (Froust Pella), on observe de nombreux blocs de Granite à biotite porphyroïde de l'Aber Ildut qui présente ici son faciès typique à phénocristaux roses. D'anciennes carrières plus ou moins comblées sont encore visibles. Le chemin piétonnier aménagé qui part au Sud de Froust-Creïz serpente parmi les blocs bruts ou travaillés de granite, mémoires des anciennes exploitations de cette magnifique pierre de taille. Repartir vers le Nord pour rejoindre la D25 et de là la D10.

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier un itinéraire dans le Guide géologique régional : Bretagne (1985) par S. Durand et H. Lardeux, éditions Masson, Paris ; itinéraire n° 4, p. 54-63 : Le Pays de Léon, de Brest à Morlaix.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional « Bretagne » (Rennes-Atalante-Beaulieu, 2 rue de Jouanet, Bâtiment D, 35700 Rennes), soit au BRGM à la Maison de la géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), soit par internet sur le site « Infoterre » du BRGM (www.brgm.fr).

Les informations concernant le chapitre « Gîtes et indices minéraux » proviennent des archives minières du BRGM, consultables au Service géologique régional des « Pays de la Loire » à Nantes (1, rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes cedex 3).

BIBLIOGRAPHIE

Pour une bibliographie complète sur le Léon : voir la notice de la feuille Saint-Pol-de-Léon (n° 201).

- ANDREIEFF P., LEFORT J.-P., MAREC A., MONCIARDINI C. (1973) – Les terrains précambriens et paléozoïques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), V, 1, p. 13-20.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1986) – Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 3, p. 471-477.
- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD G., GOJOUX J.-C., WYNS R. (1994) – Eo-Hercynian events in the Armorican massif. In *Pre-Mesozoic terranes in France and related areas* (Keppie J.D. ed), Springer Verlag, p. 183-194.
- BARRIÈRE M. (1977) – Le Complexe de Ploumanac'h, Massif armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse sciences, Univ. Bretagne Occidentale (Brest), 291 p.
- BARROIS C. (1893) – Carte géologique à 1/80 000. Feuille Plouguerneau.
- BARROIS C. (1909) – Carte géologique à 1/80 000. Feuille Lannion, 1^{ère} édition.
- BATTISTINI R. (1954) – Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre l'Aber Benoît et la baie de Goulven (Finistère). *Bull. Comité océanogr. Ét. Côtes*, 6, 3, p. 119-132.
- BATTISTINI R. (1954) – Observations relatives au recul de la falaise marine à Plouguerneau, Guissény et Kerlouan (Finistère). *Bull. Comité océanogr. Ét. Côtes*, 6, 4, p. 155-161.
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988a) – Âge et origine des roches volcaniques observées sur les estrans de l'extrême ouest du Massif armoricain (France). *Norv. J. Geol.*, 139, p. 331-335.
- BERTHOIS L. (1935) – Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie occidentale du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 2, 190 p.
- BERTHOIS L. (1937) – Contribution à l'étude des limons de Bretagne. *Bull. Soc. Sci. Bretagne*, 14, p. 53-62.
- BERTHOIS L., MILON Y. (1932) – Note préliminaire sur l'origine des limons quaternaires du Finistère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 53-55.
- BOILLOT G. (1964) – Géologie de la Manche occidentale. Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Ann. Institut océanogr.*, XLII (1), Paris, Masson, 220 p.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. et coll. (1974) – Carte géologique de la Manche au 1/1 000 000 et Notice. BRGM, CNEXO, Orléans, Brest.

- CABANIS B., PEUCAT J.-J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) – Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain) : étude géochronologique par les méthodes Rb-Sr et U-Pb des orthogneiss de Tréglonou et Plounévez-Lochrist. *Bull. BRGM*, I, p. 357-364.
- CABANIS B., PEUCAT J.-J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) – Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le Pays de Léon (domaine armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist. *Bull. BRGM* (2^e série), sect. I, 4, p. 357-364.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (1996) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième. 6^e édition, BRGM, Orléans.
- CHAURIS L. (1965a) – Sur l'importance des phénomènes de cisaillement dans la tectonique du Pays de Léon (Finistère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 126-127.
- CHAURIS L. (1965b) – Sur la structure des massifs granitiques du Nord-Ouest du Pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, p. 4351-4353.
- CHAURIS L. (1965c) – Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr.*, 31, 218 p.
- CHAURIS L. (1966) – Carte géologique à 1/80 000. Plouguerneau-Ile d'Ouessant, 2^e édit., BRGM, Orléans.
- CHAURIS L. (1972) – Carte géologique à 1/80 000. Feuille Brest, 3^e édition (partie nord).
- CHAURIS L. (1980) – Un district stanno-wolframifère à minéralisation disséminée : le Granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. 26^e CGI, Paris ; gisements français, fasc. E1, p. 31-60.
- CHAURIS L. (1982) – À la recherche des placers littoraux : concentration de sables lourds sur les plages du Nord-Finistère (Massif armoricain). 107^e Congr. nat. Soc. sav., Brest, fasc. III, p. 119-130.
- CHAURIS L. (1984) – Concentrations de sables lourds sur les plages de la baie de Morlaix (Finistère, France). Exemples de micro-placers d'origine proximale dans une profonde échancrure littorale en voie de déblaiement par la mer. *Norois*, 31, 123, p. 407-426.
- CHAURIS L. (1986) – Nature et origine des concentrations de minéraux lourds sur les grèves de Roscoff (Finistère, France). *Norois*, 33, 130, p. 161-178.
- CHAURIS L. (1987a) – Le sphène : un minéral-traceur. L'exemple des sables lourds des plages du Nord-Finistère (France) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, p. 27-30.

- CHAURIS L. (1987b) – Occurrences de scheelite dans des roches calciques (éclogites amphibolitisées et pyroxénites) du Pays de Léon (Finistère) 112^e Cong. nat. Soc. sav., Lyon, Sciences, fasc. 1, p. 81-91.
- CHAURIS L. (1991a) – Les carrières et les quais de chargement du Granite rose de l'Aber Ildut (Finistère). *Les cahiers de l'Iroise*, Brest, 150, p. 69-78.
- CHAURIS L. (1991b) – Sables lourds à monazite sur les plages de Plouguerneau (Pays de Léon, Massif armoricain, France). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 114-115, p. 95-112.
- CHAURIS L. (1993) – Faciès marginaux, endogranites et tourmalinites dans le massif granitique de Kernilis (Finistère). Modalités de la tourmalinisation. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest de la France*, 15 (1), p. 27-34.
- CHAURIS L. (1995a) – Phares et balises en Basse-Bretagne : à Pontusval au XIX^e siècle. La construction du phare. *Courrier du Léon/Progrès de Cornouaille* du 25/02/1995.
- CHAURIS L. (1995b) – Radioactivité des sables de plage dans le district à monazite de Plouguerneau (Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 116, p. 1-6.
- CHAURIS L. (1997) – Il y a cent ans débutait la construction du grand phare de l'île Vierge. *Les cahiers de l'Iroise*, Brest, 173, p. 61-69.
- CHAURIS L. (2000a) – Anciennes extractions littorales de granites en baie de Goulven. *Environnement et Patrimoine*, Bull. 50, Kerlouan, 29890, p. 26-32.
- CHAURIS L. (2000b) – Une pierre aujourd'hui méconnue : le beau granite aux feldspaths roses de Guissény-Plouguerneau dans le Pays de Léon. *Bull. Soc. archéol. Finistère* (à paraître).
- CHAURIS L., HALLEGOUËT B. (1994) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouarzel-Ile d'Ouessant (237). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Chauris, B. Hallégouët Orléans (1994), 132 p.
- CHAURIS L., MARCOUX É., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., CARN A., avec la collaboration de BOUYSSÉ P., ÉGAL É., HALLÉGOUËT B., JOHAN V. (1998) – Notice explicative, Carte géol. de la France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon, (201). Orléans, BRGM, 167 p. Carte géologique par Chauris L., Marcoux É. (1998).
- COCHERIE A. (1984) – Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Doc. BRGM, Orléans, 90, 246 p.
- COGNÉ J., SHELLEY D. (1966) – Structure géologique du secteur des Abers (Nord-Finistère). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 1, p. 1-40.

- CURRY D., HALMITON D., SMITH J. (1970) – Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the Western Approaches to the English Channel. Natural environment research council, Institute of Geological Sciences rep. n° 70/3, 12 p., 3 fig.
- DAIRE M.Y., GIOT P.-R. (1989) – Les stèles de l'Âge du Fer dans le Léon. Institut Culturel de Bretagne, 105 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. r. 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.
- DEUTSCH S., CHAURIS L. (1965) – Âge de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du Pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, p. 615-617.
- DEVISMES P. (1978) – Atlas photographique des minéraux d'alluvions. *Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr.*, 95, 206 p.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) – Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, p. 219-238.
- DEFANT M.-J., DRUMMOND M.-S. (1990) – Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- DURAND S., LARDEUX H. (1985) – Guides géologiques régionaux : Bretagne. Masson éd., 2^e édition, 209 p.
- FOURCADE S. (1981) – Géochimie des granitoïdes. Thèse d'État, Univ. Paris 7, 189 p.
- FOURCADE S., ALLEGRE C. (1981) – Trace element behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association of the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-185.
- GEORGET Y. (1986) – Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées (granite à deux micas - roches basiques) : exemple des granitoïdes cadomiens et hercyniens du Massif armoricain (France). Thèse, Univ. Rennes I, inédit, multigr., 176 p.
- GEORGET Y., MARTINEAU F., CAPDEVILA R. (1986) – Âge tardi-hercynien et origine crustale du Granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, p. 237-242.
- GILL J.B. (1981) – Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- GIOT P.-R. (1995) – Bretagne des mégalithes. Éditions Ouest-France, 128 p.

- GIOT P.-R., HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L. (1979) – Le cairn au péril de la mer de l'îlot de Roc'h-Avel-en-Landéda (Finistère). *Bull. Soc. Archéol. Finistère*, CVII, p. 23-31.
- GOBERT (1779) – Les anciens minéralogistes du royaume de France. Éd. Rouault (consultable à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris).
- GUFFROY J. (1959) – Sur quelques gisements d'amphibolites et de pyroxénites du Finistère (feuille Plouguerneau à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 255, LVI, 7 p.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) – la prospection minière à la bâlée dans le Massif armoricain. *Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr.*, 71, 172 p.
- GUILCHER A., BATTISTINI R. (1953) – La craie de Landéda n'est pas en place. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 304-305.
- GUILCHER A., ADRIAN B. (1959) – L'archipel de Lilia et Landéda (Finistère) : étude morphologique. *Bull. Comité Océanogr. Ét. Côtes*, 11, 4, p. 219-231.
- GUILCHER A., ADRIAN B., BLANQUART A. (1959) – Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les côtes nord-ouest de la Bretagne. *Norv.*, 6, 22, p. 125-145.
- HALLÉGOUËT B. (1971) – Le Bas-Léon, Finistère. Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, Brest, 260 p.
- HALLÉGOUËT B., BODÈRE J.-C., PIRIOU N. (1986) – La gestion des dunes littorales dans le département du Finistère. *Norv.*, 132, p. 517-535.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOE B. (1986) – Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bull. Ass. Fr. Étude Quat.*, 25-26, p. 127-138.
- HOFMANN A.W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- JAOUEN X. (1998) – Les empreintes animales des tourbes littorales de Kerlouan. *Penn ar Bed*, Brest, 170, p. 39-43.
- KROGH T.E. (1982) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.
- LACROIX A. (1889) – Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, Paris, 12, p. 83-364.
- LACROIX A. (1891) – Description des gneiss à pyroxène de Bretagne. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest de la France*, Nantes, 1, p. 173-220.
- LARSONNEUR C., VASLET D., AUFFRET J.-P. et coll. (1979) – Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 et notice. BRGM, CNEXO, Orléans, Brest.

- LAUTOUT O. (1999) – Étude structurale des migmatites du complexe de Plouguerneau. Mémoire DEA université d'Orléans, inédit, 40 p.
- LEFORT J.-P. (1975) – Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse Doct. ès Sciences. Univ. Rennes, 250 p.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.-L. (1969) – Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sci. de la Terre*, Nancy, 14, p. 329-358.
- LOYER S., VAN VLIET LANOË B., MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., MERCIER N. (1995) – La coupe de Nantois (baie de Saint-Brieuc, France : datations par thermoluminescence (TL) et données paléo-environnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne. *Quaternaire*, 6, 1, p. 21-33.
- MAREC A., HINSCHBERGER F. (1975) – Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000 : feuille Plabennec. CNEXO, IGN et BRGM, Paris et Orléans.
- MONTEL J.-M. (1986) – Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ melts at 800°C, 2kbar, under H_2O -saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659-662.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) – Variation de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 208p.
- MOUSSU R. (1963) – Rapport sur la campagne de recherches 1958 à 1960 dans la région stannifère de Saint-Renan (rapport COMIREN, inédit, 133 p., 7 pl., Saint-Renan).
- PAQUETTE J.-L., BALÉ P., BALLEVRE M., GEORGET Y. (1987) – Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif armoricain. *Bull. Minéral.*, 110, p. 683-696.
- PARRISH R.R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, p. 99-102.
- ROBIEN C.-P. de (1756) – Histoire ancienne et naturelle de la province de Bretagne. Éd. par J.-Y. Veillard, Impr. Floch, Mayenne, 1974, 386 p.
- ROCHE H. de la (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*, Nancy, IX, p. 293-337.
- ROCHE H. de la, STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre*, Nancy, XXIV, 1, p. 5-121.

- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.-R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) – L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique – Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8) II, 1, p. 43-54.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) – Intracontinental Hercynian events in the Armorican Massif. *In* Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Keppie Ed., Springer Verlag Ed. p. 195-219.
- SANQUER R. (1969) – Un site archéologique côtier : l'établissement gallo-romain du Curnic-en-Guissény. *Penn ar Bed*, 7, 57, p.68-74.
- SHELLEY P. (1964) – The geology of Les Abers region, Finistère-Nord, France. Thèse Univ. Bristol, 199 p.
- SHELLEY P. (1966) – Some aspects of a horizontal schistosity. *Geol. J.*, 5, 1, p. 185-196.
- STUSSI J.-M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.-L. (1994) – La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodynamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.
- VOGT J. (1961) – Notes de morphologie bretonne. *Norois*, VIII, p. 273-292.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., BAHAIN J.L., BALESCU S., FALGUÈRES C., FIELD M., HALLÉGOUËT B., KENN D.H. (2000) – Middle Pléistocene raised beach anomalies in the English Channel : regional and global stratigraphic implications. *J. Geodynamics*, 29, p. 15-41.
- VAN ZEIST W. (1963) – Recherches palynologiques en Bretagne occidentale. *Norois*, 10, 37, p. 5-19.

CARTES CONSULTÉES

Carte géologique à 1/80 000

- Plouguerneau-Île d'Ouessant (1893), 1^{ère} édition par C. Barrois ;
- Plouguerneau-Île d'Ouessant (1966), 2^e édition par L. Chauris.

Cartes géologiques à 1/50 000

- Saint-Pol-de-Léon, n° 201 (1998), par L. Chauris et É. Marcoux ;
- Plouarzel-Île d'Ouessant, n° 237 (1994), par L. Chauris et B. Hallégouët ;
- Plabennec, n° 238 (2000), par J.-M. Outin, É. Thomas, B. Hallégouët, Y. Queté, M. Le Goffic, J.-M. Rivière.

Cartes marines du SHOM, n° 964 et n° 5772

- Carte géologique de la Manche à 1/1 000 000 (Boillot G., Lefort J.-P., et collaborateurs), avec notice (1974) co-édition BRGM-CNEXO.
- Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 (Larsonneur C., Vaslet D. Auffret J.-P., et collaborateurs), avec notice (1979) co-édition BRGM-CNEXO.
- Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000 : feuille Plabennec (Marec et Hinschberger, 1975), édition IGN.

AUTEURS

La coordination de la feuille Plouguerneau a été assurée par **Éric MARCOUX** et la participation des différents auteurs se définit de la manière suivante :

Pour la carte : les explorations et les tracés géologiques pour la zone terrestre (socle et couverture limoneuse, estrans compris) ont été effectués de 1996 à 2000 par **Éric MARCOUX**, professeur à l'université d'Orléans et **Louis CHAURIS**, directeur de Recherches au CNRS (ER), avec la collaboration de **Bernard HALLÉGOUËT**, maître de conférences à l'université Victor Segalen à Brest, pour les formations récentes. Des compléments sur les altérites du socle ont été effectués par **Pascal MARTEAU**, ingénieur géologue au BRGM. Les tracés pour la zone marine immergée ont été exécutés par **Bernard HALLÉGOUËT** et **Pol GUENNOC**, ingénieur géologue au BRGM. Les coupes et le schéma structural de la carte ont été réalisés par **Éric THOMAS**, ingénieur géologue au BRGM.

Pour la notice : la rédaction a été réalisée comme suit :

- Introduction, par **Éric MARCOUX** ;
- Formations métamorphiques, par **Éric MARCOUX** et **Louis CHAURIS** ;
- Formations plutoniques, par **Éric MARCOUX** et **Louis CHAURIS** ;
- Formations marines, par **Bernard HALLÉGOUËT**, **Anne MAREC** (CNRS) et **Pol GUENNOC** ;
- Formations quaternaires superficielles, par **Bernard HALLÉGOUËT**, avec l'appui de **Pascal MARTEAU** pour les altérites du socle ;
- Conditions de formation des entités géologiques, par **Éric MARCOUX** et **Denis THIÉBLEMONT** (BRGM), avec la collaboration de **Louis CHAURIS** ;
- Gîtes minéraux et matériaux de viabilité et de construction, par **Louis CHAURIS** ;
- Sables lourds des plages, par **Louis CHAURIS** ;

- Géochronologie, par Éric MARCOUX, Catherine GUERROT (BRGM) et Alain COCHERIE (BRGM) ;
- Préhistoire et archéologie, par Bernard HALLÉGOUËT ;
- Itinéraires géologiques, par Éric MARCOUX.

ANNEXES

*ANNEXE 1 – DATATION U-PB PAR DISSOLUTION SUR ZIRCONS
DU GRANITE DE GUISSÉNY*

L'étude typologique des zircons a montré des cristaux abondants et de couleur rose. Ils forment une population très homogène qui se situe dans le cadran inférieur droit du diagramme de répartition typologique de Pupin (1980), domaine des roches magmatiques calco-alcalines. L'indice moyen de la population est $AT = 490 - 660$.

La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de T.E. Krogh (1973) et R.R. Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les résultats sont donnés à 95 % (2 sigma) de niveau de confiance.

Cinq fractions ont été enregistrées. Les trois premières fractions se placent sur la concordia à 300 Ma ; elles sont subconcordantes et subconfondues, un passage par zéro (± 50 Ma) est utilisé pour le calcul de la régression. L'âge obtenu en intercept haut correspond pratiquement à la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ces trois fractions. Il est de **301 + 7/-3 Ma** et est interprété comme étant l'âge de cristallisation du Granite porphyroïde à biotite de Guissény et par extension de l'Aber Ildut.

Deux autres fractions (4 et 5) se placent légèrement au-dessus et à droite des trois fractions précédentes. Leurs âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont plus anciens, respectivement à 360 Ma et 390 Ma, indiquant la présence en faible proportion d'un héritage ancien dans ces deux fractions.

ANNEXE 2 – DATATION U-TH-PB SUR MONAZITES
DES MIGMATITES DE PLOUGUERNEAU

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie et *al.*, (1998). Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut-être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$ selon la méthode définie dans Cocherie et Albarède (2001) et Cocherie et *al.* (in press). Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Tous les traitements statistiques utilisent les programmes EPMA Dating et ISOPLOT respectivement de Pommier et *al.* (2002) et K.R. Ludwig (2003).

– **Migmatite de Plouguerneau (PG 79)**. Dix grains extraits de la migmatite PG 79 ont été montés sur section polie et contrôlés au microscope à balayage (MEB) avant d'être analysés à la microsonde électronique. Quatre points témoignent de la présence d'un héritage confirmé par la présence d'un cœur observable au MEB. Son âge est estimé à **581 ± 36 Ma**.

Nous avons reporté 93 points dans le diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$. La variation du rapport U/Th est très grande puisqu'on atteint localement des teneurs de 3,5 % en U, soit une teneur égale à celle de Th. L'enveloppe d'erreur définie par les deux hyperboles d'erreur reste très limitée dans son extension (fig. 24 et tabl. 8). L'âge et l'erreur calculés au barycentre des points sont de 332 ± 5 Ma (2σ) sur 93 points. L'écart de pente entre la droite de régression et l'isochrone théorique à 332 Ma est très faible : on date donc bien un événement unique enregistré par ces dix grains. Une seconde manière de contrôler la validité de l'âge moyen calculé au ba-

Pb (ppm)	± σ	U (ppm)	± σ	Th (ppm)	± σ	Age isochrone Ma	± 2 σ
Migmatite de Plouguerneau (PG 79) : analyses sur 10 grains							
1190	251	8078	4822	55419	13289	332 (n = 93)	5
Sable de Plouguerneau (PG 81) : analyses sur 5 grains « jaunes » et 5 grains « rouges »							
1155	243	6807	3757	57941	10504	330 (n = 45)	9

Tabl. 8 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur monazites de Plouguerneau. L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement les monazites, en particulier, en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th. Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est entre parenthèses. Les détails de la procédure de calcul sont dans Cocherie et Albarède (2001).

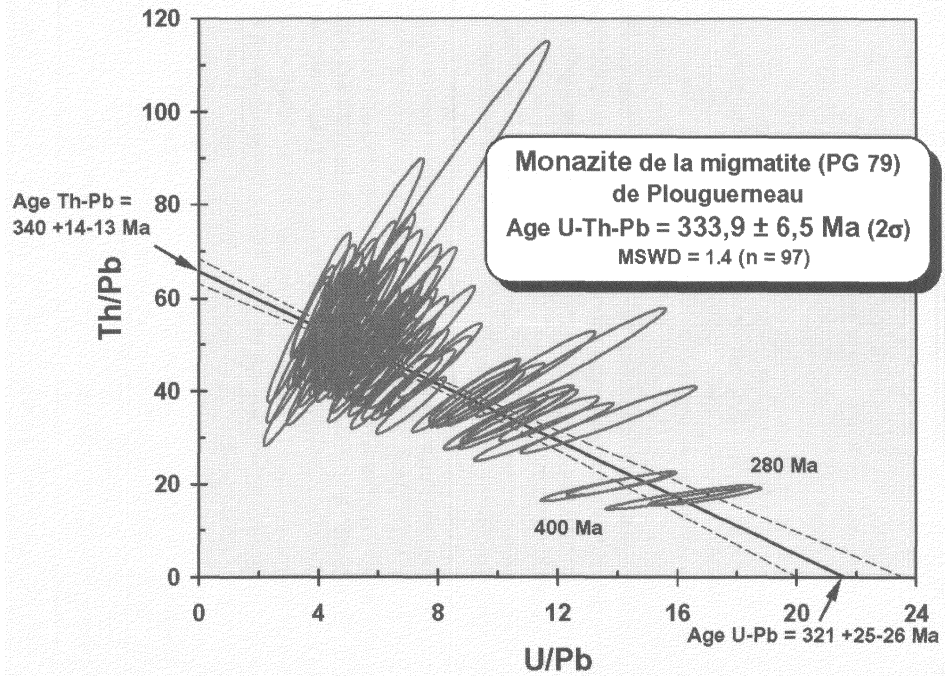


Fig. 24 - Diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb) des monazites des Migmatites de Plouguerneau.

rycentre est d'observer les âges modèles U-Pb et Th-Pb calculés à l'intercepte avec les axes du diagramme (fig. 24), respectivement 320 ± 22 et 339 ± 12 Ma : ils sont identiques dans la limite des erreurs. L'interprétation de cet âge en terme de migmatisation est vraisemblable, l'âge du protolite pouvant être celui de l'héritage, c'est-à-dire cadomien.

– **Sable de Plouguerneau (PG 81) riche en monazites.** Deux types de grains (jaunes et rouges) semblaient discernables après observation optique. À l'examen, des âges individuels U-Th-Pb ne montrent pas de différence significative. La morphologie des grains est similaire à celle des monazites de la migmatite.

La mesure des teneurs en U, Th et Pb, réalisée sur monazite, a été effectuée sur 50 points. La majorité des analyses conduisent à des âges ponctuels proches de 300-350 Ma. Les grains ne semblent pas altérés et sont propices au calcul d'âges (cf. étude au MEB).

Le traitement statistique direct sur 50 points permet d'écartier cinq points : quatre analyses donnant un âge proche de 400 Ma et un à 255 Ma, sans doute affecté par une perte de Pb significative. Nous avons reporté les 45 points dans le diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$. La variation du rapport U/Th est très grande, puisqu'on atteint des teneurs de 2,2 % en U, soit une teneur voisine de celle de Th (2,9 %). L'enveloppe d'erreur définie par les deux hyperboles d'erreur est plus large que dans le cas précédent en raison du nombre plus limité d'analyses et d'un moins grand nombre d'analyses à rapport U/Th élevé. L'âge et l'erreur calculés au barycentre des points sont de 330 ± 9 Ma (2σ) sur 45 points (fig. 25 et tabl. 8). L'écart de pente entre la droite de régression et l'isochrone théorique à 330 Ma est limité. De plus, les âges modèles U-Pb et Th-Pb calculés à l'intercepte avec les axes du diagramme (fig. 25), respectivement $302 +43-48$ et $341 +22-19$ Ma, sont identiques dans la limite des erreurs : un événement unique a été enregistré par ces dix grains.

En résumé, on a obtenu des âges précis sur ces monazites. Les monazites extraites du sable riche en monazites ont cristallisé au même âge que celles issues de la migmatite : 330 ± 9 Ma et 332 ± 5 Ma respectivement. Morphologiquement, les deux types de grain sont semblables (cf. microscopie à balayage). Enfin, la composition chimique des deux types de grains est très comparable (teneurs en U et Th). Tous ces éléments tendent à montrer une origine commune de ces deux populations de monazites. Il est probable que l'on date ainsi le processus de migmatisation alors que l'âge du matériel recyclé serait d'environ **580 Ma**.

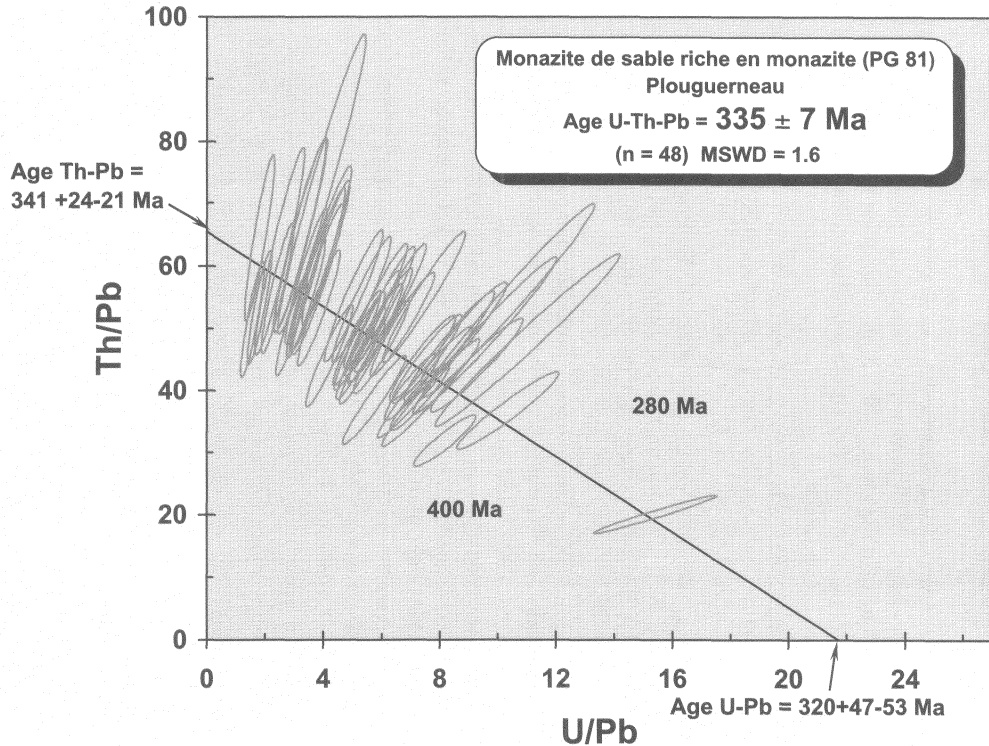


Fig. 25 - Diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb) des monazites des sables à monazite du Complexe de Plouguerneau.

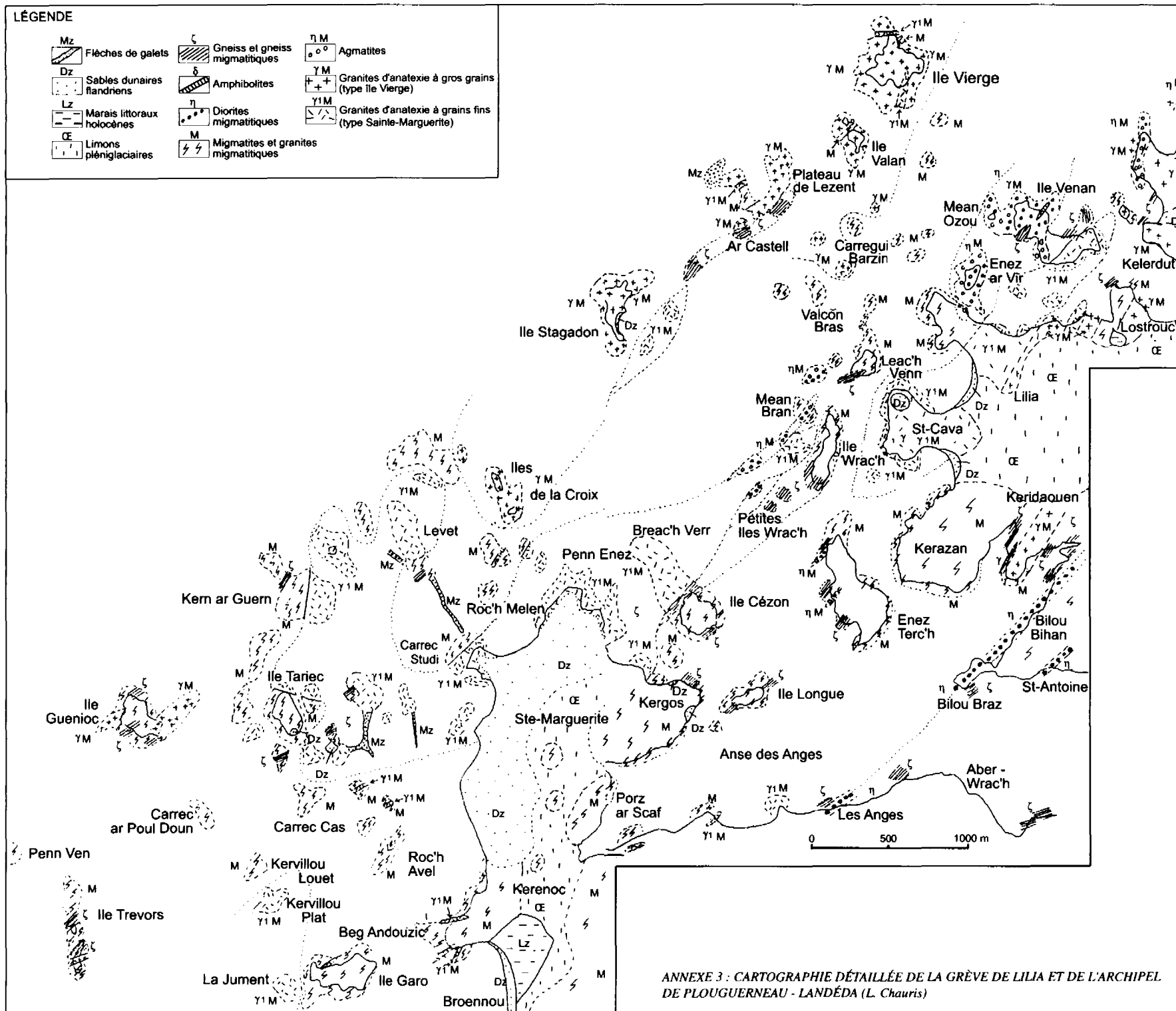
BIBLIOGRAPHIE DES ANNEXES 1 ET 2

- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.N. (1998) – Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-U-total lead determination : implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 62, n° 14, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2000) – Proposition d'une méthode de calcul affinée des âges U-Th-Pb obtenus sur monazite à l'aide de la microsonde électronique - An improved U-Th-Pb age calculation for electron-probe dating of monazite. In Principaux résultats scientifiques BRGM, vol.1999-2000, p. 23-24.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) – An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 65, n° 14, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., BE MEZÈME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI P. (2005) – Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, vol. 90, (*in press*).
- LUDWIG K.R. (1999) – Users Manual for Isoplot/Ex. : Version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Spec. Pub., 1a, 43 p.
- LUDWIG K.R. (2003) – Users manual for ISOPLOT/EX : Version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub., n° 4, 70 p.
- KROGH T.E. (1982) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, p. 637-649.
- PARRISH R.R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, n° 66, p. 99-102.
- PUPIN J.-P. (1980) – Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 73, n° 3, p. 207-220.
- POMMIER A., COCHERIE A., LEGENDRE O. (2002) – EPMA Dating User's manual : Age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb. Doc. BRGM, 9 p. (inédit).

*ANNEXE 3 – CARTOGRAPHIE DÉTAILLÉE DE LA GRÈVE DE LILIA
ET DE L'ARCHIPEL PLOUGUERNEAU-LANDÉDA
(par L. CHAURIS)*

LÉGENDE

Mz	Flèches de galets	ζ	Gneiss et gneiss migmatitiques	η M	Agmatites
Dz	Sables dunaires flandriens	δ	Amphibolites	γ M	Granites d'anatexie à gros grains (type Ile Vierge)
Lz	Marais littoraux holocènes	η	Diorites migmatitiques	γ' M	Granites d'anatexie à grains fins (type Sainte-Marguerite)
CE	Limons pléni-glaciaires	M	Migmatites et granites migmatitiques		



ANNEXE 3 : CARTOGRAPHIE DÉTAILLÉE DE LA GRÈVE DE LILIA ET DE L'ARCHIPEL DE PLOUGUERNEAU - LANDÉDA (L. Chauris)

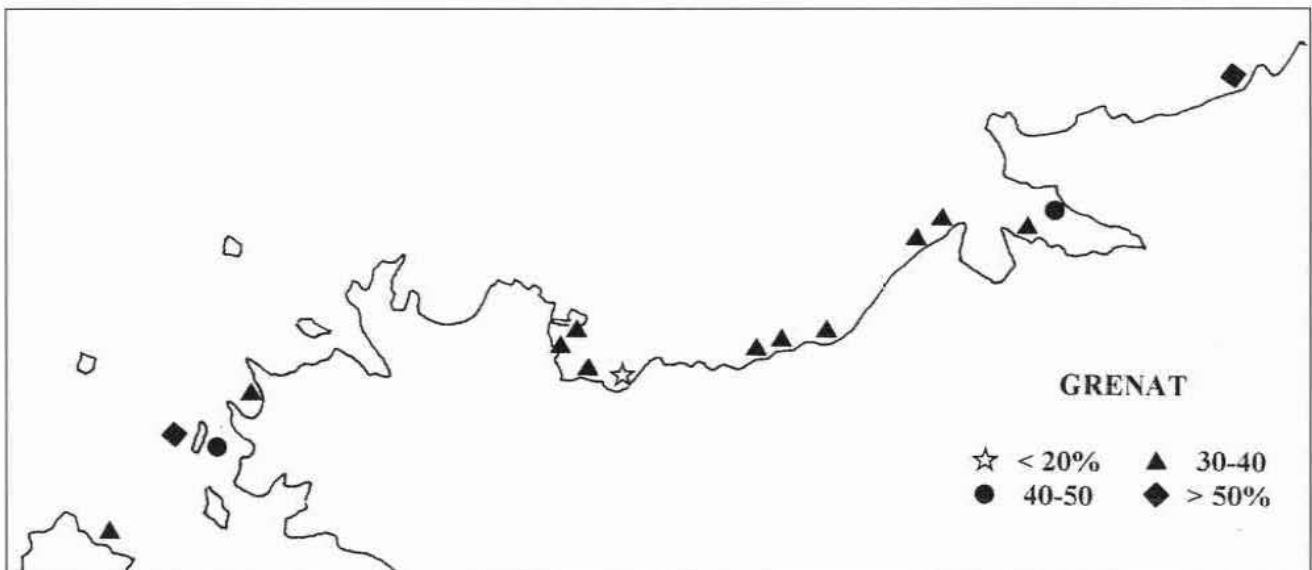
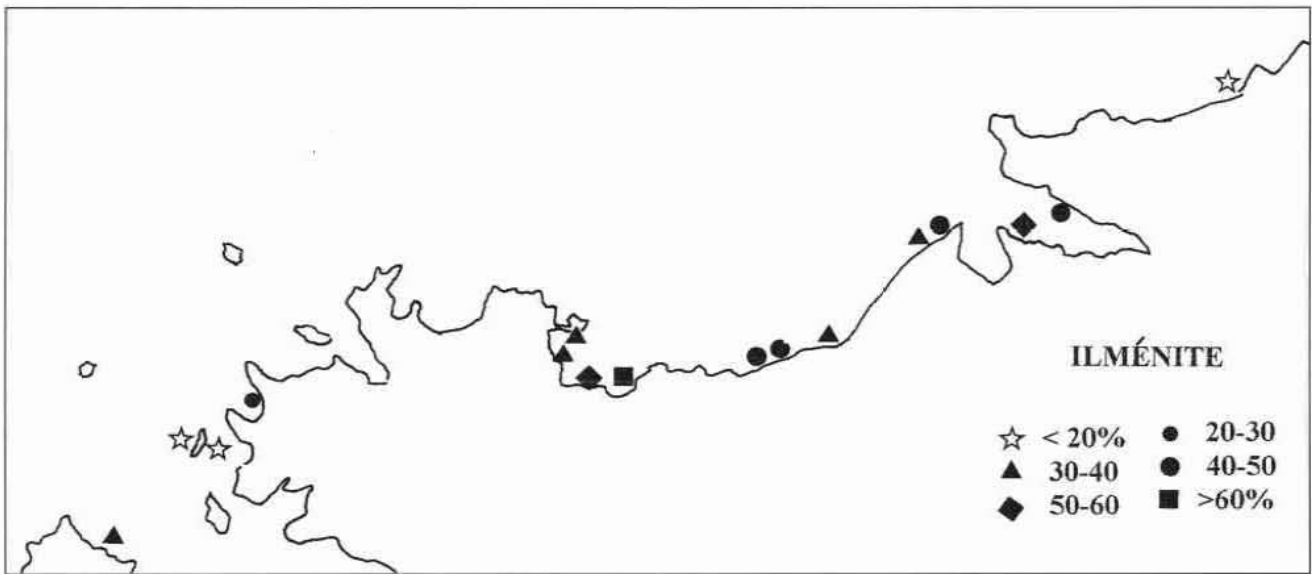
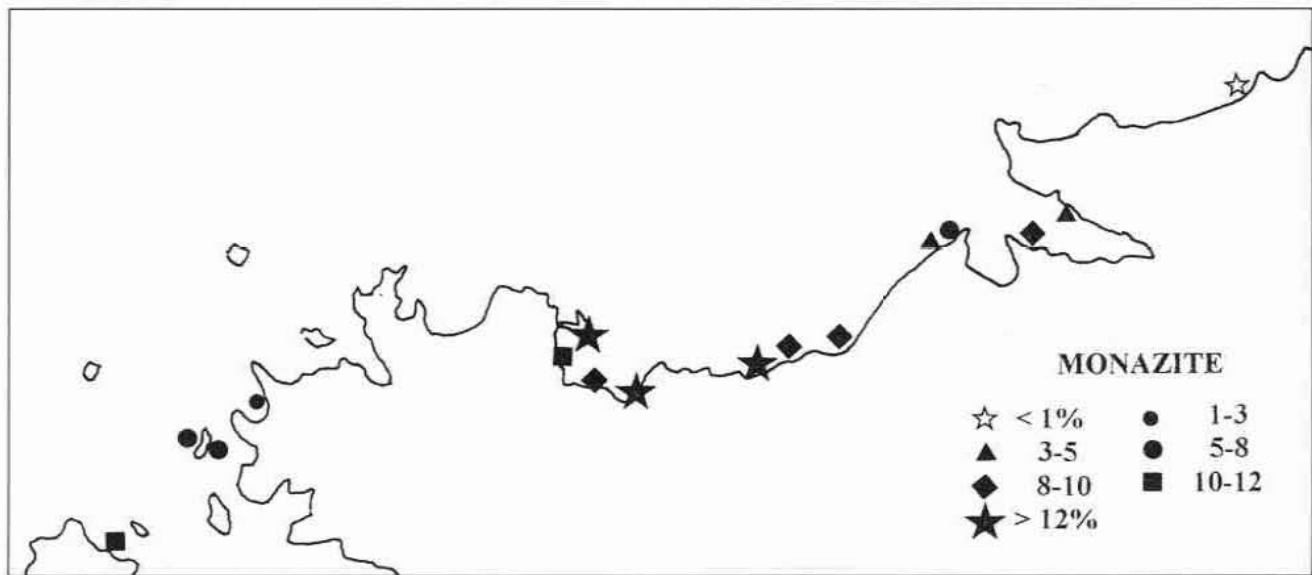


Fig. 19 - Pourcentages en poids, par rapport aux minéraux lourds du prélèvement, de la monazite, de l'ilménite et du grenat



PLOUGUERNEAU

La carte géologique à 1/50 000
PLOUGUERNEAU est recouverte
par la coupure
PLOUGUERNEAU – ILE D'OUESSANT (N° 40)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

