

QUIMPER

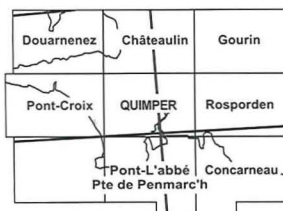
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

QUIMPER

par

F. BÉCHENNEC, B. HALLÉGOUËT,
D. THIÉBLEMONT

La carte géologique à 1/50 000
QUIMPER est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : QUIMPER (N° 72)
à l'est : CHÂTEAULIN (N° 73)
au sud-ouest : PONT-L'ABBÉ (N° 87)
au sud-est : LORIENT (N° 88)



MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

F. BÉCHENNEC, B. HALLÉGOUËT, D. THIÉBLEMONT

**avec la collaboration de
C. GUERROT, A. COCHERIE, A. CARN**

1999

**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 : BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Béchennecc et *al.* (1999), 161 p.

pour la notice : BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. avec la collaboration de GUERROT C., COCHERIE A., CARN A. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans : BRGM, 161 p. Carte géologique par F. Béchennecc et B. Hallégouët (1999).

© BRGM, 2000. 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 : 2-7159-1346-X

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ-ABSTRACT	7-8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>UNITÉS MYLONITIQUES, MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES</i>	18
<i>FILONS-DYKES</i>	99
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉQUATERNAIRES</i>	100
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES QUATERNAIRES</i>	106
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	115
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	116
<i>FORMATIONS MÉTAVOLCANIQUES ET MÉTASÉDIMENTAIRES</i>	116
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	123
<i>MÉTAMORPHISMES ÉO-VARISQUE ET VARISQUE</i>	123
<i>DÉFORMATIONS ÉO-VARISQUES ET VARISQUES</i>	127
<i>DÉFORMATIONS FINI- ET POST-VARISQUES</i>	130
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	131
<i>SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	131
<i>SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR</i>	131
<i>SILURO-DÉVONIEN : ÉVOLUTION ÉO-VARISQUE</i>	132
<i>CARBONIFÈRE : ÉVOLUTION VARISQUE S.S.</i>	132
<i>ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏQUE</i>	133
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	133
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	135

<i>OCCUPATION DU SOL</i>	135
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE ET RISQUES NATURELS</i>	136
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	137
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	142
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	143
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	145
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	145
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	151
AUTEURS	160
ANNEXES	
<i>ANNEXE 1 - SCHÉMA DE LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS</i>	(dépliant)
<i>ANNEXE 2 - CARTE DE RÉPARTITION DES PARAGENÈSES DU MÉTAMORPHISME BARROWIEN VARISQUE</i>	(dépliant)

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 -	Esquisse géologique du domaine sud-armoricain	12-13
Fig. 2 -	Coupe lithologique du Groupe de Nerly montrant l'association leptynite – amphibolite dans une passée de puissance pluridécamétrique, interstratifiée au sein des micaschistes. Sainte-Barbe, rive est de l'Odet	20
Fig. 3 -	Contact intrusif du granite de Pluguffan (faciès leucocrate à grain fin moyen, orienté) dans les paragneiss quartzo-micacés du Groupe de Nerly. Gorre Bodivit, rive ouest de l'Odet	21
Fig. 4 -	Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour l'ultrabasite de l'Unité de Nerly (FB 3137B) et deux metabasites représentatives de l'Unité de Nerly ; l'une du groupe alcalin (FB 2059A) et l'autre du groupe tholéiitique (FB 2076B)	26
Fig. 5 -	Diagramme P-Q pour les orthogneiss de la feuille Quimper	29
Fig. 6 -	Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour les leptynites intercalées dans le Groupe de Nerly	30
Fig. 7 -	Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les metabasites des groupes de Tréogat, Peumerit et Penhors	36
Fig. 8 -	Contact intrusif du granite de Pluguffan dans l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé (faciès œillé et leptynitique). Les Vire-Court, Sud du « Saut de la Pucelle », rive ouest de l'Odet	42
Fig. 9 -	Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour orthogneiss de la feuille Quimper	45
Fig. 10 -	Distribution des zircons des orthogneiss de Plonéour, de Ty Lipig et de Kemper, de la métagranodiorite de Gougastel et des granites de Pluguffan, d'Odet, du Steir et de Pouldergat	46
Fig. 11 -	Diagramme P-Q pour les granites de la feuille Quimper	48
Fig. 12 -	Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les granites de la feuille Quimper	49
Fig. 13 -	Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les granites de la feuille Quimper	50-51
Fig. 14 -	Diagramme de répartition typologique indicatif des 35 zircons indexés de l'orthogneiss de Saint-Joseph (FB 2484) (Pupin, 1980)	54
Fig. 15 -	Diagramme typologique Al-Mg (Nachit et <i>al.</i> , 1985) de composition des biotites pour les granites de la feuille Quimper	58

Fig. 16 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les métabasites intercalées dans le Briovérien et le gabbro-diorite de Gourvily	81
Fig. 17 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour les métabasites intercalées dans le Briovérien et le gabbro-diorite de Gourvily	82
Fig. 18 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et <i>al.</i> , 1994) pour les roches basiques de la feuille Quimper	84
Fig. 19 - Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ pour les orthogneiss de la feuille Quimper, comparaison avec les trondhjémites du massif de Douarnenez	120
Fig. 20 - Schéma de constitution d'un aquifère en milieu de socle	138
Fig. 21 - Itinéraires géologiques	144

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques des métabasites du Groupe de Nerly (analyses ICPMS, BRGM Orléans)	(dépliant)
Tabl. 2 - Analyses chimiques des leptynites du Groupe de Nerly, des orthogneiss et des granites de la feuille Quimper (analyses ICPMS, BRGM Orléans)	(dépliant)
Tabl. 3 - Analyses chimiques des métabasites des formations de Tréogat et de Penhors et de l'Unité de Peumerit (analyses ICPMS, BRGM Orléans)	38
Tabl. 4 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons de l'orthogneiss de Saint-Joseph (FB 2484)	55
Tabl. 5 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons du granite de Pluguffan (FB 2874)	60
Tabl. 6 - Analyses à la microsonde électronique sur les monazites du granite de Pluguffan (FB 2874). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses	61
Tabl. 7 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons de l'orthogneiss de Ty Lipig (FB 3257)	62
Tabl. 8 - Analyses chimiques des métabasites du Briovérien du Nord de la feuille Quimper (analyses ICPMS, BRGM Orléans)	80
Tabl. 9 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons du métagabbro-diorite de Gourvily (FB 3930)	85
Tabl. 10 - Communes de la feuille Quimper. Mode d'alimentation A.E.P.	139

RÉSUMÉ

La coupure Quimper de la carte géologique à 1/50 000 de la France, située dans la moitié sud du département du Finistère (Penn ar Bed), couvre pour partie les domaines centre- et sud-armoricain, qui sont séparés par les grands cisaillements transcurrents de la « Zone Broyée Sud-Armoricaine » (ZBSA). Cette dernière, orientée WNW-ESE, prend en écharpe toute la feuille Quimper avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest que vers l'Est. Sur la feuille Quimper, elle comprend une branche principale sud et une branche annexe nord, toutes deux soulignées par des ultramytonites. De ce fait, la feuille Quimper est scindée en : (1) un domaine méridional, le plus vaste ; (2) un étroit domaine central ; (3) un domaine septentrional.

Les micaschistes et amphibolites briovériens du domaine septentrional sont les terrains les plus anciens connus sur la feuille (Protérozoïque supérieur). Ils correspondent à une sédimentation détritique, de type turbiditique, mise en place dans un vaste bassin intracontinental stable. Le métagabbrodiorite de Gourvily (496 ± 11 Ma), d'affinité tholéiitique, suggère qu'une évolution distensive prévalait également au Cambrien supérieur. Des orthogneiss calco-alcalins de « type arc », rapportés à l'Ordovicien inférieur (orthogneiss granodioritique du Loc'h, méta-granodiorite de Gougastel), suggèrent que, préalablement au dépôt du Grès armoricain (Arénig), le domaine septentrional évoluait en régime de subduction océanique. Par la suite, de l'Arénig au Dévonien supérieur, un environnement de plate-forme stable a permis le dépôt d'une série sédimentaire essentiellement terrigène.

Les séries métasédimentaires et métavolcaniques du domaine méridional (unités de Merrien et Trünvel – Tréogat) témoignent d'un contexte d'arc insulaire à l'Ordovicien inférieur (481 ± 11 Ma). Une même évolution permettrait de rendre compte de la mise en place de granitoïdes calco-alcalins de « type arc » affleurant sur le territoire de la feuille Concarneau (orthogneiss du Cosquer, 497 ± 11 Ma et de Lanmeur, 498 ± 12 Ma). La convergence aurait pu aboutir à une collision, responsable de la genèse de granitoïdes aux signatures nettement crustales : orthogneiss peralumineux (Nizon – Kemperlé, 450 ± 8 Ma) et calco-alcalins (orthogneiss de Kemper et, *pro-parte*, Moëlan, 485 ± 6 Ma). Dans cette évolution « collisionnelle » ou « post-collisionnelle », se placeraient également des granitoïdes subalcalins à alcalins (orthogneiss de Ty Lipig, 483 ± 10 Ma et, *pro-parte*, de Moëlan). L'unité de Peumerit, qui correspond à un lambeau de lithosphère océanique et inclut des reliques d'un métamorphisme de faciès granulite de haute pression, datées à 384 ± 6 Ma, témoigne d'une évolution orogénique « éo-varisque ». Les autres unités métamorphiques de la feuille Quimper, recristallisées dans des conditions de plus faible degré, sont essentiellement marquées par l'évolution associée à l'orogénèse varisque *s.s.* Celle-ci est

caractérisée par une collision continentale qui, au Dévonien moyen – Carbonifère, se traduit par un métamorphisme régional de type Barrowien, dans les faciès amphibolites et schistes verts, par une migmatisation et par la mise en place, principalement au Carbonifère supérieur, de nombreux leucogranites (cf. granite de Pluguffan, 318 ± 4 Ma), concomitamment de l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres de la ZBSA.

L'évolution tectono-métamorphique varisque achève le bâti armoricain, et les évolutions ultérieures se limitent à des épisodes de tectonique cassante. Le premier débute dès le Carbonifère supérieur ; il se traduit par des rejeux le long de la ZBSA, rejeux qui génèrent de petits bassins à sédimentation stéphaniennne (bassin de Quimper). Il se traduit également par l'individualisation d'un nouveau système de failles conjuguées, orientées respectivement NW-SE et NE-SW, le système Kerforn. Ces accidents jouent principalement en décrochement, induisant la formation de petits bassins à sédimentation stéphaniennne (bassins de Kergogn et de Gouesnac'h). Le second épisode important se déroule à l'Éocène ; il se traduit notamment par d'importants rejeux le long des failles du système Kerforn, rejeux qui aboutissent à l'individualisation de petits grabens à sédimentation tertiaire.

Enfin, l'histoire récente est principalement marquée par des variations du niveau de la mer, qui sont liées, notamment, à la succession de périodes glaciaires et inter-glaciaires. La plus récente, débutée il y a quelques 10 000 ans, s'est traduite par l'ennoiement des baies et de l'aval des rivières, donnant les rias, telles celle de l'Odet.

ABSTRACT

The area represented by the Quimper geologic map (southern Brittany) is located within the South Armorican Massif, a segment of the Devonian-Carboniferous Variscan orogenic belt that extends from Pointe du Raz in the west to the Vendée region in the southeast. The Quimper region is underlain primarily by igneous and sedimentary units metamorphosed and deformed during the Variscan orogeny, and by syntectonic granite intrusions. The WNW-ESE-trending South Armorican Shear Zone (SASZ), also induced by the Variscan orogeny, and extending from Pointe du Raz in the west to the Angers and Vendée regions in the east, comprises a southern main branch and a northern subsidiary branch in the Quimper region. These branches, both of which are marked by ultramylonites, split the map area into three: a southern zone, which is the largest, a narrow central zone bounded by the two branches of the SASZ, and a northern zone. All three zones are composed of metasedimentary and metavolcanic units cut by orthogneiss and leucogranite.

The Brioverian mica schists and amphibolites in the northern zone are the oldest formations in the map area (Late Proterozoic) and record significant turbidite-type clastic sedimentation in a huge intracontinental basin, where moderate instability is reflected by continental tholeiites. The Gourvily metagabbro-diorite (496 ± 11 Ma), also of tholeiitic affinity, is further evidence to suggest that an extensional regime prevailed during the Late Cambrian. The same successions, commonly showing little or no metamorphism, are observed throughout the central Armorican Massif. Arc-type calc-alkaline orthogneiss assigned to the Early Ordovician (the Loc'h granodiorite orthogneiss, the Gougastel metagranodiorite) suggests that oceanic subduction took place in the northern zone prior to the establishment, from Arenigian to Late Devonian, of a stable platform environment where an essentially terrigenous succession was deposited (e.g. the Arenigian Armorican Sandstone).

The metasedimentary and metavolcanic successions of the southern zone (the Merrien and Trunvel-Treogat units) attest to an island-arc environment during the Early Ordovician (481 ± 11 Ma). This type of evolution could also account for the emplacement of arc-type calc-alkaline granitic rocks that crop out in the the Concarneau map area (the Cosquer orthogneiss, 497 ± 11 Ma, and the Lanmeur orthogneiss, 498 ± 12 Ma). Convergence may have ended in collision, causing the generation of granitic rocks with marked crustal signatures: the Nizon – Kemperlé peraluminous orthogneiss (450 ± 8 Ma) and the Kemper and Moëlan (pro parte) calc-alkaline orthogneisses (485 ± 6 Ma). The subalkaline to alkaline granitic rocks (the Ty Lipig orthogneiss, 483 ± 10 Ma, and the Moëlan orthogneiss, pro parte) can also be assigned to this collisional or post-collisional context.

The Peumerit unit in the central-western part of the southern zone is particularly noteworthy, partly because of its lithology, which resembles a fragment of oceanic lithosphere (serpentinized ultramafic rocks, metagabbro, metabasalt), and partly because it reveals evidence of Eovariscan orogenic activity -the unit contains relics of early HP granulite-facies metamorphism that has been dated at 384 ± 6 Ma. This relic metamorphism indicates tectonic convergence, which has also been recognized elsewhere in the Late Silurian/Early Devonian of the South Armorican domain and which continued until continental collision marked by onset of the Variscan orogeny in the Late Devonian. The orogeny initiated migmatization (the Auray granite, 372 ± 24 Ma) and widespread Barrovian-type amphibolite- and greenschist-facies metamorphism; leucogranites were emplaced from the end of the Early Carboniferous (the St. Joseph orthogneiss, 338 ± 10 Ma), and particularly during the Late Carboniferous (the Pluguffan granite, 318 ± 4 Ma), concurrently with the development of the major transcurrent shears of the SASZ. The shearing gave rise not only to the ultramylonites, but also to duc-

tile C/S structures in most of the leucogranites; those, such as the Odet granite, that are only slightly affected by this deformation, are probably late relative to major shearing.

The Variscan tectono-metamorphic activity completed the Armorican architecture. Subsequent activity was limited to episodes of brittle tectonism, the first of which, beginning at the end of the Carboniferous, was characterized by moderate recurrent faulting along the SASZ. This resulted in the formation of small basins with clastic fill during the Stephanian (the Quimper Basin) and the development of a system of NW-SE and NE-SW conjugate faults (the Kerform system) with primarily strike-slip, respectively dextral and sinistral, displacement that generated small basins with Stephanian clastic fill (the Kergogn and Gouesnac'h basins).

The Mesozoic is not well known on the Brittany Peninsula. NW-SE-trending dolerite veins dated as Late Triassic are the only evidence of extension and are probably associated with the initial phases of the opening of the North Atlantic.

The Cenozoic is essentially continental in the western part of the Armorican Massif, and is represented primarily by residual continental alterites. However, a second major episode of brittle tectonism occurred during the Eocene, characterized by considerable vertical displacement along the Kerform fault system with the development of small grabens that were then filled with sediments – either continental sandy clay (the Juc'h, Toulven-Pleuven, St. Evarzec and Kerleven basins) or marine clastic and carbonate sediments (the Baie de La Forêt/Concarneau Basin).

Finally, with the onset of the glacial cycles around 2,4 Ma, the recent geologic history has been influenced mainly by the alternation of glacial and interglacial periods, causing major fluctuations in sea level. The most recent interglacial episode, which began some 10,000 years ago, drowned bays and lower rivers, forming today's rias, such as the Odet ria.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Quimper à 1/50 000 est essentiellement continentale, bien qu'à son extrémité sud-est, elle soit effleurée par la baie de La Forêt – Concarneau avec les plages du Cap Koz et de Kerleven, situées de part et d'autre du chenal d'accès à Port-La Forêt. Située au cœur de la Cornouaille (Kerne), elle couvre pour parties, le Pays Bigouden, le Pays Glazik et le Pays Fouesnantais et elle appartient à la moitié méridionale du département du Finistère (Penn ar Bed) dont la ville de Quimper (Kemper) abrite la préfecture.

Au Nord de Quimper, les altitudes sont très généralement proches de 130 m, mais peuvent atteindre localement, tel près de Ploneis, 168 m ; elles décroissent très progressivement vers le Sud jusqu'à la côte. De plus, la morphologie de l'ensemble de la feuille est marquée : (1) par un couloir WNW-ESE, plus ou moins étroit, qui se suit depuis l'Ouest de Gourlizon jusqu'à l'Est d'Ergué-Gabéric et qui correspond à la branche principale de la « ZBSA » ; (2) par un couloir NW-SE, qui se suit depuis la vallée du Ris (Le Juc'h), au Nord-Ouest, jusqu'à la région de Pleuven, au Sud-Est, et qui correspond à un couloir de failles du système Kerform.

En dépit de ces faibles altitudes, le réseau hydrographique entaille profondément le socle ; le bassin versant de l'Odet, qui présente principalement un écoulement N-S, constitue la majeure partie de ce réseau ; ainsi, notamment le Steir et le Jet rejoignent-ils l'Odet au niveau de Quimper, et l'ensemble suit ensuite la ria de l'Odet jusqu'à l'anse de Combrit – Bénodet. En revanche, en bordure occidentale de la feuille, le réseau hydrographique présente un écoulement E-W et se jette dans la baie d'Audierne. De plus, il apparaît que certaines rivières sont très nettement guidées par les structures, tel : (1) le Jet, qui suit, d'Est en Ouest, le couloir de la ZBSA ; (2) le Goyen, qui, lui aussi, suit ce même couloir mais plus à l'Ouest ; (3) le Ris, qui suit, du Sud-Est au Nord-Ouest, le couloir de failles du système Kerform. Enfin, la baie de Kerogan, où le cours de la ria de l'Odet s'élargit en une véritable petite mer intérieure, paraît-elle aussi directement liée à la tectonique, et notamment à la présence des grabens tertiaires individualisés à cet endroit.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le Massif armoricain est un des grands massifs anciens du territoire national, tronçon affleurant de la Chaîne varisque. Érigée, puis érodée au cours du Paléozoïque, il y a 300 Ma, cette chaîne forme l'ossature principale de l'Europe occidentale et le soubassement des grands bassins sédimentaires engendrés au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque depuis 200 Ma.

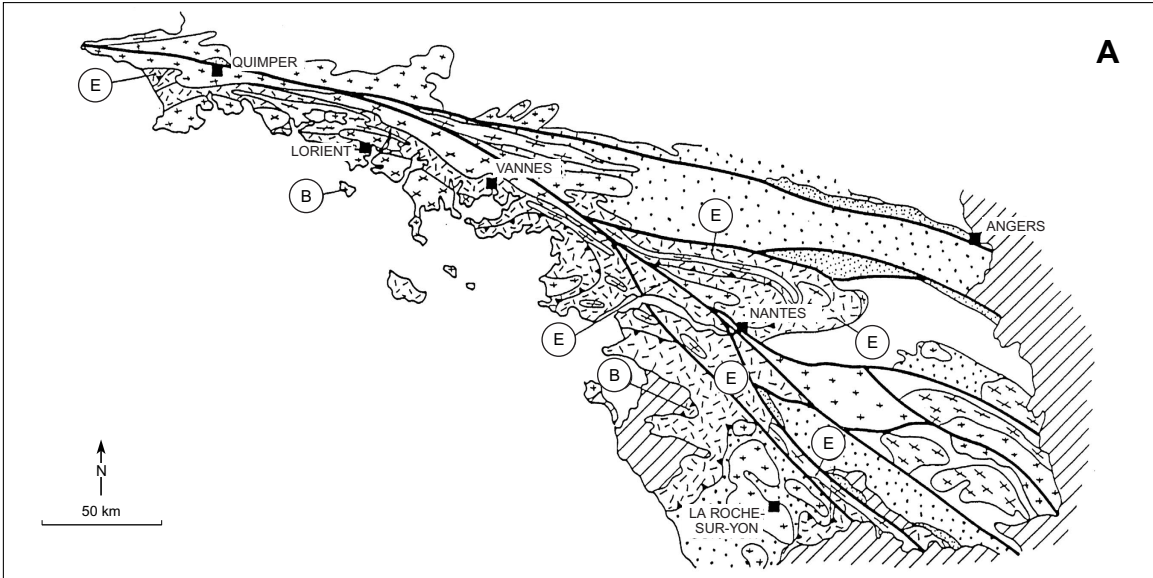


Fig. 1A - Esquisse géologique du domaine sud-armoricain

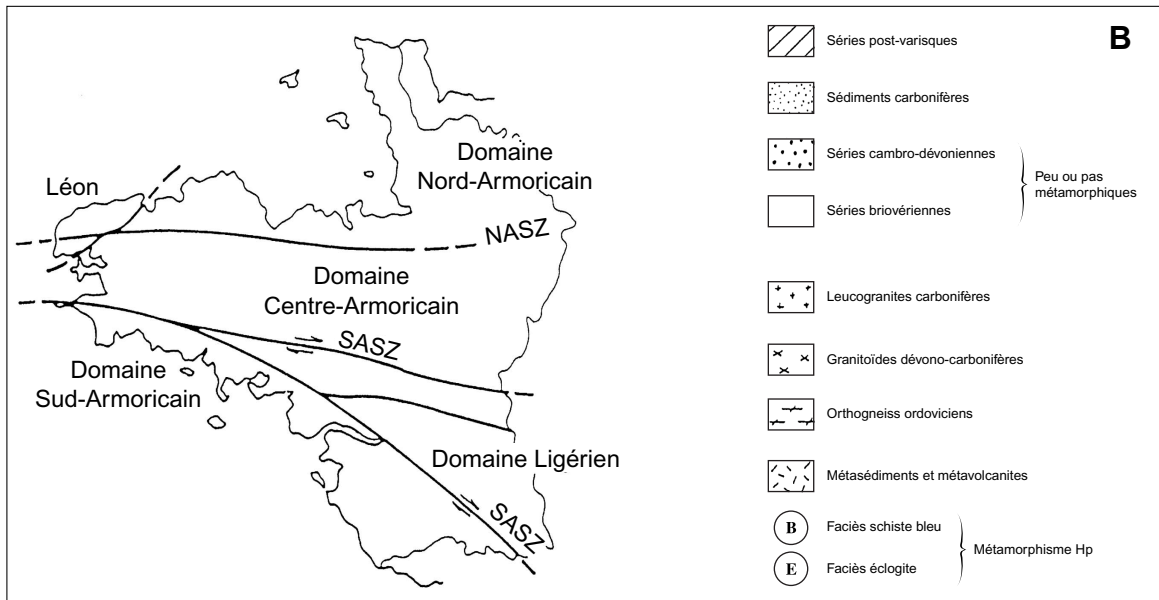


Fig. 1B - Esquisse géologique du domaine sud-armoricain

Le Massif armoricain contient, de plus, les reliques d'une chaîne plus ancienne, disloquée, identifiée dans sa partie nord sous le nom de Chaîne cadomienne. Érigée, il y a 600 Ma, cette dernière inclut elle-même, les plus vieilles roches connues d'Europe occidentale, datées à 2 000 Ma.

Le Massif armoricain est principalement constitué de terrains cristallins d'âge paléozoïque (granites, gneiss, schistes,...) dont la structure complexe résulte de la tectonique, du métamorphisme et de la granitisation associés à l'orogénèse varisque. Cette dernière a pour origine un épaissement continental dû à la collision de deux plaques au cours d'un phénomène de convergence lithosphérique. Depuis, le Massif armoricain est resté à l'écart des grandes zones de tectonique active.

Le Massif armoricain est composé de trois grands domaines structuraux : les domaines nord-armoricain, centre-armoricain et sud-armoricain, séparés par des discontinuités tectoniques fondamentales : les zones broyées nord-armoricaine et sud-armoricaine.

La région cartographiée couvre pour parties, les domaines sud- et centre-armoricain séparés par les grands cisaillements transcurrents de la « Zone Broyée Sud-Armoricaine » (ZBSA). Cette dernière prend, en effet, en écharpe la feuille Quimper. Elle présente, elle-même, une branche principale sud qui se suit depuis Gourlizon, à l'Ouest, jusqu'à Ergué-Gabéric, à l'Est, en passant par Quimper, et une branche annexe nord, sub-parallèle à la précédente. Au-delà de la feuille Quimper, vers l'Ouest, ces deux bandes se suivent en parallèle jusqu'à la Pointe du Raz, alors que vers l'Est, la branche sud tend à s'infléchir pour passer au niveau de Nantes, et la branche nord, plus rectiligne, se suit jusqu'à Angers (fig. 1A, 1B). De ce fait, la carte Quimper comprend un domaine méridional, un étroit domaine central, délimité par les deux branches de la ZBSA, et un domaine septentrional.

Le domaine méridional, le plus vaste de la feuille, comprend des séries méta-sédimentaires et méta-volcaniques (Groupes de Merrien et de Nerly, Formations de Trunvel et de Tréogat) – dont une partie, au moins, sont d'âge ordovicien inférieur (Béchenec et *al.*, 1996) – des orthogneiss du même âge, une unité (l'Unité de Peumerit) à affinité océanique et nombre de leucogranites, datés du Carbonifère, qui recourent l'ensemble.

Le domaine central montre, localement, une unité méta-sédimentaire (micaschistes d'Elliant) recoupée par un métagranite (métagranite de Saint-Thurien, daté à 316 +5/-3 Ma (carte géologique 1/50 000 Rosporden : Béchenec et *al.*, en prép.) et plus généralement un leucogranite carbonifère (granite d'Ergué).

Le domaine septentrional est constitué par les séries les plus anciennes de la carte, les micaschistes briovériens, qui sont recoupés, d'une part, par des orthogneiss de l'Ordovicien inférieur (métagabbro-diorite de Gourvily, orthogneiss granodioritique du Loc'h, méta-granodiorite de Gougastel) et, d'autre part, par de nombreux leucogranites carbonifères.

Si les séries briovériennes témoignent de l'existence d'un vaste bassin intra-continental stable au Protérozoïque supérieur, les unités de l'Ordovicien inférieur, tant sur cette feuille que sur les feuilles voisines (Douarnenez : Barrière *et al.*, 1975 ; Chateaulin : Plusquellec *et al.*, en prép. ; Concarneau : Béchenec *et al.*, 1996), soulignent une importante activité tectono-magmatique en contexte de convergence, activité qui aboutit à une collision continentale.

L'évolution varisque apparaît, quant à elle, très étalée dans le temps : ainsi les reliques d'un métamorphisme précoce de faciès HP granulites, daté à 384 ± 6 Ma (Peucat, 1983), sont observées dans l'unité « océanique » de Peumerit. Ce même type de métamorphisme HP, reconnu aussi par ailleurs et daté du Silurien supérieur – Dévonien inférieur, témoigne d'une évolution éo-varisque en un contexte de convergence, qui induit un enfouissement des séries.

Pendant les unités de la feuille sont principalement marquées par une évolution plus tardive, varisque s.s., qui correspond à une collision continentale et à l'orogénèse varisque proprement dite. Elle se traduit par un métamorphisme général de type barrowien dans les faciès amphibolites et schistes verts, par une anatexie générant migmatites et granites, puis par la mise en place de nombreux leucogranites concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres de la ZBSA qui conditionnent la structure intime de nombre de ces granites.

Postérieurement à l'orogénèse varisque, dès le Carbonifère supérieur, se développe une tectonique cassante qui se traduit, d'une part, par des rejeux le long de la ZBSA et, d'autre part, par l'individualisation d'un système de failles conjuguées, axées NW-SE et NE-SW, le système Kerform, qui jouent surtout en décrochement. Localement, ces jeux de failles génèrent des petits bassins où se déposent des séries détritiques stéphaniennes (bassin de Quimper, de Kergogn et de Gouesnac'h).

Au Mésozoïque, se mettent en place des filons de dolérite, datés du Trias supérieur (Bellon *et al.*, 1985) qui témoignent d'un contexte extensif probablement lié aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique nord.

Par la suite le système Kerform va rejouer fortement à l'Eocène, ce qui se traduit par l'individualisation de petits grabens où se déposent soit des séries argilo-sableuses continentales (bassin du Juc'h, de Toulven-Pleuven, de

Saint-Évarzec et de Kerleven) soit des séries détritiques et carbonatées marines (bassin de la baie de La Forêt – Concarneau).

Enfin, l'évolution récente est liée principalement à la succession des périodes glaciaires et inter-glaciaires ; l'inter-glaciaire actuel a ainsi profondément marqué le paysage avec l'enneigement des baies et la formation des rias, telle celle de l'Odet.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les seuls documents cartographiques antérieurs couvrant la région de Quimper sont, d'une part, les cartes à 1/80 000 Quimper (Barrois, 1880, seconde édition 1949) et Chateaulin (Barrois, 1883, seconde édition 1949) et, d'autre part, la carte de synthèse à 1/320 000 Brest – Lorient (Chauris et *al.*, 1970).

À la suite des travaux de C. Barrois, J. Cogné (1960) est le premier à réaliser une vaste monographie de l'ensemble du domaine sud-armoricain, depuis la Pointe du Raz jusqu'à la région nantaise. Après avoir donné une description de la lithologie des différentes unités, cet auteur définit les grandes lignes structurales de l'« Anticlinal de Cornouaille » et présente l'évolution de ce domaine comme la superposition de deux orogénèses successives, l'orogénèse cadomienne et l'orogénèse hercynienne.

Par la suite, de nombreux travaux plus thématiques ayant été réalisés, notamment des travaux de pétrographie (Lasnier, 1970 ; Velde, 1972 ; Triboulet, 1983 ; Carpenter et Civetta, 1976 ; Marchand, 1981 ; Ballèvre et *al.*, 1987 ; Godard, 1988) et de géochronologie (Vidal 1980 ; Calvez, 1976 ; Peucat, 1983 ; Paquette et *al.*, 1985), il apparaît que le Cadomien n'existe pas dans ce domaine, la seule unité d'âge protérozoïque se limitant à une enclave d'orthogneiss au sein de l'orthogneiss ordovicien de Moëlan. De ce fait, ce domaine a été présenté ensuite (Cogné, 1977 ; Audren et Lefort, 1977 ; Peucat et *al.*, 1978) comme le témoin d'une double ceinture métamorphique de type péri-Pacifique (Miyashiro, 1975). Cependant, la non-contemporanéité du métamorphisme HP (Peucat 1983 ; Peucat, 1986) et du métamorphisme HT, amène A. Autran et J. Cogné (1980), C. Audren (1987 et 1990) à proposer une évolution en deux étapes : la première, éo-varisque, correspond à une subduction vers le Nord et la seconde, varisque, à une collision continentale, suivie d'une tectonique décrochante dont la ZBSA est le principal témoin.

Une autre hypothèse d'évolution est proposée par K.A Jones (1991) : il interprète, en effet, le domaine sud-armoricain comme le résultat de l'indi-

vidualisation, à l'Ordovicien – Silurien, d'une marge active avec un bassin arrière-arc ensialique, suivie, dès le Dévonien, de sa destruction au cours d'une collision continentale.

Enfin, Faure *et al.* (1997) envisagent, à l'échelle de la Chaîne varisque : (1) une évolution éo-varisque avec une subduction continentale vers le Nord qui induit un métamorphisme HP, suivie d'une collision continentale associée à une migmatisation précoce, dès le Dévonien inférieur, lors de l'exhumation ; (2) une évolution médio-varisque au Dévonien moyen – supérieur, caractérisée par la subduction, vers le Sud, d'un océan Rhéique sous la marge active nord-gondwanienne, subduction qui induit un magmatisme d'arc (Lizard) et une distension arrière-arc dans la plaque chevauchante (Bretagne nord-occidentale) ; (3) une évolution varisque *s.s.* qui se caractérise principalement par la mise en place de leucogranites concomitamment à l'individualisation de grands cisaillements transcurrents.

La carte Quimper à 1/50 000 a été levée entre la fin 1994 et 1997. Le levé des formations du socle a été réalisé par F. Béchenec, avec la collaboration de A. Bosold, C. Coussement et J. Rolet pour la région de Guengat et celle située au Nord d'Ergué-Gabéric.

Le levé des formations tertiaires, des formations superficielles et des formations marines a été réalisé par B. Hallégouët, avec la collaboration de F. Béchenec.

Les conditions d'affleurements sont généralement médiocres, sauf localement en bordure des grands axes routiers récents et sur les rives de l'Odé. Néanmoins, les nombreux affleurements ponctuels (notamment dans les trous d'arbres déracinés au cours des tempêtes, dont celle de 1987) et les nombreuses pierres volantes dans les champs, permettent de bien cerner les limites lithologiques.

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

DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique Quimper comprend trois domaines principaux :

- un domaine méridional, limité vers le Nord par la branche principale de la « Zone Broyée Sud-Armoricaine » (ZBSA) ;
- un domaine central, compris entre la branche principale et la branche annexe de la ZBSA axée WNW–ESE ;
- un domaine septentrional.

UNITÉS MYLONITIQUES, MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

Unités métamorphiques et plutoniques du domaine méridional

ξM. Groupe de Merrien : micaschistes à ocelles d'albite. Ce groupe, défini par F. Béchenec et *al.* (1996), affleure largement le long de la côte sur le territoire des feuilles Rosporden (Béchenec et *al.*, en prép.), Concarneau et Lorient. Dans ces régions, il inclut de fréquentes bandes de métavolcanites basiques et acides, d'épaisseur métrique à hectométriques, dont l'étude géochimique a révélé de fortes analogies avec les séries d'arc insulaire actuelles (Thiéblemont et *al.*, 1989 ; Béchenec et *al.*, 1996). L'une de ces métavolcanites, prélevée sur le territoire de la feuille Concarneau, a été datée vers 480 Ma (Guerrot et *al.*, 1997). Sur la feuille Quimper, le Groupe de Merrien n'est que faiblement représenté (fond de la baie de La Fôret – Concarneau et région du Cap Koz) et apparaît recoupé par le granite de Pont-l'Abbé, qui marque sa terminaison occidentale. Vers le Nord, il est limité par les métasédiments du Groupe de Nerly.

Le Groupe de Merrien est caractérisé par une série homogène de micaschistes lustrés, beige argenté, à nombreux ocelles plurimillimétriques, blancs d'albite. Au contact avec le granite de Pont-l'Abbé, visible à l'Ouest de la plage du Cap Koz, ces micaschistes sont recoupés par des filons de granitoïde et prennent un aspect de gneiss migmatitique. Le contact avec les métasédiments du Groupe de Nerly, visible notamment sur l'estran, au Sud de la digue du Cap Koz, est assez progressif : les micaschistes à ocelles sont toujours présents, mais la série paraît nettement plus quartzreuse, avec des interstratifications pluridécimétriques à plurimétriques, de quartzites feuilletés, micacés et de gneiss fins micacés. Ces derniers sont localement associés à un banc pluridécimétrique de micaschistes à très nombreux grenats subautomorphes de 0,3 à 1 cm. Cette évolution, d'une série homogène et monotone de micaschistes à ocelles d'albite vers une série à dominante nette de gneiss fins et quartzites micacés, s'observe aussi sur la rive ouest de l'anse de Penfoulig ; elle traduit le passage du Groupe de Merrien au Sud, au Groupe de Nerly au Nord.

Les micaschistes du Groupe de Merrien sont affectés par une foliation principale intense S1 fortement pentée (65°) vers le Nord et axée 105-110°. Cette foliation est soulignée par l'orientation des micas, par des exsudats décimétriques de quartz, et par un rubanement induit par une variation de granulométrie et de proportion des différents minéraux (notamment, des ocelles d'albite). Cette foliation principale est déformée par des plis en chevrons décimétriques auxquels est parfois associée une schistosité S2 de plan axial.

Les micaschistes ont une texture granolépido porphyroblastique avec la schistosité principale S1 soulignée par l'allongement de la majeure partie des paillettes de micas, de certaines plages de quartz et par l'alternance de minces lits micacés et de lits quartzeux. La schistosité S2 est elle-même soulignée par l'allongement d'une partie des paillettes de micas. Le principal épisode de métamorphisme se traduit par la cristallisation de quartz, de feldspath, de biotite et de muscovite. Le quartz (40-45 %) se présente en petites et moyennes plages à extinction fortement onduleuse ; il forme même, localement, des prorubans allongés parallèlement à la schistosité principale. La biotite (15-20 %) et la muscovite (5 à 10 %) apparaissent en petites paillettes orientées et plus ou moins regroupées en minces lits micacés soulignant la schistosité principale S1 et la schistosité S2 ; certaines paillettes de biotite sont plus ou moins rétro-morphosées en chlorite. Le feldspath (20-30 %) est principalement de l'albite, en ocelles syn- à tardicinématiques par rapport à la schistosité S1, comportant de nombreux exsudats de quartz ; plus rarement, le feldspath apparaît en petites plages xénomorphes altérées. Enfin l'apatite, le zircon et des opaques sont les minéraux accessoires.

ΣΣN. Groupe de Nerly : gneiss fins micacés et micaschistes. Ce groupe, défini sur la carte Concarneau à 1/50 000 (Béchenec et *al.*, 1996) forme une bande E-W, large de 1 à 2 km, qui prend en écharpe le Sud de la feuille Quimper, depuis La Forêt-Fouesnant, à l'Est, jusqu'à la région de Plonéour-Lanvern, à l'Ouest.

Le Groupe de Nerly est recoupé, sur son flanc sud, par le granite de Pont-l'Abbé qui y développe, localement (tel sur les rives de l'Odét), une fusion partielle. À l'Est du Cap Koz, au-delà de l'extension du granite de Pont-l'Abbé, il est en contact avec les micaschistes du Groupe de Merrien. Sur son flanc nord, il est recoupé, à l'Ouest de la feuille, par l'orthogneiss de Plonéour, et par l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé au centre et à l'Est. Enfin, le Groupe de Nerly se trouve localement (rive ouest de l'Odét par exemple) en contact avec le granite de Pluguffan.

Les principaux affleurements du Groupe de Nerly sont situés sur les rives de l'Odét. Cependant, des affleurements assez conséquents sont également visibles, d'une part, au Sud-Est de la feuille (le long de la D 45 près du Moulin-du-Pont, entre la pointe du Cap Koz et le fond de l'anse de Penfoulig) et, d'autre part, au Sud-Ouest de la feuille (flanc des vallées des ruisseaux alimentant la réserve d'eau de Pont-l'Abbé). Ce groupe donne également de nombreuses pierres volantes.

• **Groupe de Nerly sur les rives de l'Odét.** Sur les rives de l'Odét, le Groupe de Nerly paraît constitué de trois principaux ensembles :

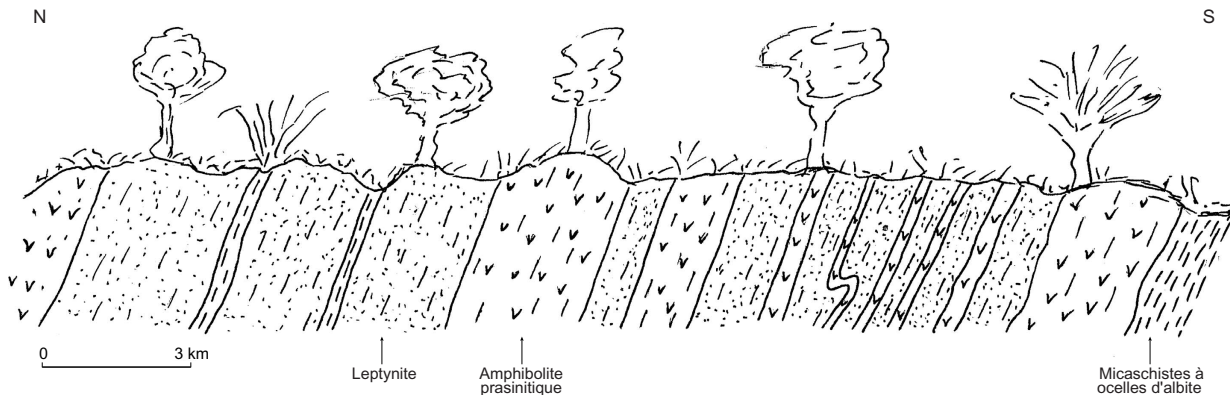


Fig. 2 - Coupe lithologique du Groupe de Nerly montrant l'association leptynite–amphibolite dans une passée de puissance pluridécamétrique, interstratifiée au sein des micaschistes. Sainte-Barbe, rive est de l'Odét

– le premier, situé au Sud de l'unité, au contact avec le granite de Pont-l'Abbé (qui montre sur sa bordure de nombreuses enclaves plurimétriques de gneiss fins micacés et d'amphibolites), est caractérisé par une fusion partielle. Il comprend principalement des gneiss micacés à grain moyen relativement feldspathiques, à foliation plus ou moins marquée et déformée par des plis serrés dysharmoniques (ζMN). Au sein de ces gneiss migmatitiques, sont interstratifiées des bandes métriques à décamétriques d'amphibolites fines ou prasinitiques, d'aprites, de pegmatites et de granitoïdes à grain grossier. Cet ensemble, plus ou moins migmatitisé, s'étend vers le Nord jusqu'à Kerouzien, sur la rive ouest, et jusqu'à l'anse de Pors Keraign, sur la rive est ;

– le deuxième ensemble se développe au Nord du précédent et s'étend jusque par le travers de Kergreiz, sur la rive ouest, et jusqu'à Sainte-Barbe, sur la rive est. Celui-ci n'est guère affecté par la fusion partielle et est essentiellement constitué de micaschistes gris-beige à grain fin, qui présentent souvent de petits (mm) ocelles d'albite et des exsudats de quartz, et qui sont associés à des gneiss fins gris clair micacés, subordonnés. Au sein de cette deuxième série, sont interstratifiées de nombreuses bandes métriques à pluridécamétriques d'amphibolites vert sombre à grain fin ou prasinitiques (δN) et quelques niveaux métriques à décamétriques de leptynite dont certains, tel à Sainte-Barbe, sont intimement associés aux amphibolites (fig. 2) ;

– le troisième ensemble forme la bordure nord de l'unité. Il se caractérise par une nette prédominance de gneiss fins micacés, gris clair, associés à des micaschistes fins. Ces gneiss, finement rubanés, montrent souvent une altération en « pain de sucre » en talus sous berge. Sur la rive ouest, ils sont, d'une part, recoupés localement par des sills décimétriques à pluridécimétriques plus ou moins boudinés, de leptynite et, d'autre part, par le granite de Pluguffan qui limite leur extension vers le Nord. Ce dernier contact (fig. 3) est net et souligné par la présence de pegmatite orientée. Enfin, le granite montre une forte orientation parallèle à la foliation des paragneiss. Sur la rive est, les gneiss fins micacés sont recoupés par l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé qui présente ici un faciès leptynique avec de rares yeux feldspathiques centimétriques ; ce contact est net et les foliations de part et d'autre sont identiques.

Dans cette zone, le Groupe de Nerly est affecté par une foliation principale S1, nettement marquée, qui conditionne le débit en plaquettes et feuilletés des différentes roches. Soulignée principalement par l'orientation des micas et leur ségrégation en minces lits, cette foliation est axée 80-90° et montre un fort pendage (75-90°) vers le Nord. Localement, les plans de foliation portent une linéation d'étirement pentée de 10 à 15° vers l'Ouest, et sont parfois déformés par des plis en chevrons pluricentimétriques à pluridécimétriques.

Les micaschistes ont une texture granolépidoblastique dont la foliation principale est marquée par l'orientation des paillettes de micas et l'alternance de lits à dominante micacée et de lits à dominante quartzreuse. Le principal épisode de métamorphisme est marqué par la cristallisation de quartz, de feldspath plagioclase, de muscovite, de biotite et parfois de staurotide et de grenat. Le quartz (40-45 %) est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse et parfois en plaquettes parallèles à S1. Le feldspath (5 à 25 %) apparaît parfois en petites et moyennes plages altérées de plagioclase et plus généralement en ocelles d'albite tardicinématiques par rapport à la schistosité principale S1. La muscovite (25-30 %) et la biotite (10-15 %) apparaissent en petites et moyennes paillettes orientées et regroupées en lits ; la biotite est parfois plus ou moins rétro-morphosée en chlorite. Localement, au Nord de Kerouzien, apparaît également de la staurotide, plus ou moins pseudomorphosée en mica blanc, associée à du grenat en petits individus globuleux plus ou moins chloritisés et moulés par la foliation. Enfin, accessoirement, les micaschistes comportent des grains de tourmaline, de zircon et d'apatite.

Les gneiss micacés de l'ensemble méridional sont généralement très quartzeux (55 à 70 %) ; le quartz en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, disposées en mosaïque, est associé à de petites et moyennes plages de plagioclase et parfois de microcline, qui constituent généralement de 5 à 10 % de la roche, mais peuvent atteindre une proportion de 30 à 40 % dans certains lits quartzofeldspathiques. La muscovite (15 %) et la biotite (10 %), plus ou moins chloritisée, sont en petites et moyennes paillettes orientées principalement suivant la foliation principale S1 et parfois, aussi, suivant une schistosité de type "strain-slip cleavage" S2.

Les gneiss fins micacés de l'ensemble septentrional sont nettement moins quartzeux et plus feldspathiques que ceux de l'ensemble sud. Le quartz (45 %), en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, est associé à du feldspath (30 % ; plagioclase ?) en petites plages altérées ; les micas (15 % ; muscovite) et biotite (10 % ; plus ou moins chloritisée), sont en petites paillettes orientées et disposées en lits parallèles à la foliation principale S1. Cette dernière est parfois déformée par une crénulation à laquelle est associée une schistosité S2 masquée aussi par l'orientation de certaines paillettes de micas.

Les amphibolites ont généralement une texture nématoblastique, avec une foliation principale S1 nettement marquée par l'allongement des baguettes d'amphibole, plus ou moins regroupées en lits, et par l'alternance de ces derniers avec des lits à dominante plagioclasique. L'amphibole (40-50 %) est de la hornblende verte ou de la hornblende actinolitique ; le plagioclase apparaît généralement en petites plages altérées à macles déformées (andésine) et en proto-ocelles albitiques. Cependant, dans les faciès prasinitiques,

seules apparaissent des ocelles d'albite à cristallisation syn- à tardicinématique. Des cristaux subautomorphes de sphène et des opaques (5-7 %) s'observent, très généralement. Enfin, certains niveaux d'amphibolite sont relativement riches en épidote (5-20 % de pistachite) et en biotite (2-3 %) chloritisée.

Les leptynites sont de deux types : le premier – notamment visible sur le flanc nord de l'anse de Pors Keraign où il apparaît en sills massifs de 1 à 3 m de puissance – a une tendance nettement potassique. En effet, outre du quartz (50 %) en petites et moyennes plages, il comprend principalement du microcline (30 %), en petites plages ou en rares porphyroclastes associés à de petites plages d'albite-oligoclase (10 %). La muscovite (9 %) et la biotite (1 %) forment de minces lits micacés qui soulignent la foliation principale S1.

Le deuxième type de leptynite, qui apparaît notamment sur la rive est (Sainte-Barbe), où il est intimement associé à des amphibolites, est nettement sodique. En effet, le feldspath est principalement du plagioclase (45 %), soit en petites et moyennes plages altérées, soit en proto-ocelles d'albite. Le feldspath potassique (10 %) est nettement subordonné, et le quartz (35 à 40 %) apparaît en petites et moyennes plages à extinction onduleuse. Enfin, la foliation de la roche est principalement marquée par les paillettes orientées de biotite (5 à 7 %) et muscovite (1 à 10 %) qui forment de minces lits discontinus.

• **Groupe de Nerly à l'Est et à l'Ouest de l'Odé.** Dans la région du Cap Koz, où s'observe le contact avec le Groupe de Merrien, le Groupe de Nerly comprend deux ensembles lithologiques comparables à ceux de l'Odé : au Sud, une série à dominante de micaschistes fins à ocelles d'albite ; au Nord, jusqu'au fond de l'anse de Penfoulig, une série à dominante de gneiss fins rubanés gris clair, micacés à altération en « pain de sucre ». Cependant, au Nord de la « Digue » et jusqu'au contact avec l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé, le groupe semble à nouveau principalement constitué de micaschistes fins, parfois à ocelles. Enfin, dans cette région et notamment dans l'anse de Penfoulig, cette unité est recoupée par des sills métriques à décimétriques de leptynites et d'orthogneiss œillés à tendance potassique, comparables à l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé.

Plus à l'Ouest, entre le « Moulin du Pont » et Pleuven, le Groupe de Nerly paraît principalement constitué de micaschistes beige argenté, parfois à ocelles d'albite, associés à des gneiss fins micacés lustrés. Au sein de cette série sont, de plus, interstratifiés de nombreux niveaux métriques à décimétriques d'amphibolites prasinitiques et localement, au Sud de Kerlévot, un niveau de méta-ultrabasite (M π). Celle-ci se présente comme une roche à grain fin, très dure, vert sombre bleuté, principalement constituée de chlorite

magnésienne (45 %), d'amphibole fibreuse sombre (30 %), de pyroxène (15 %) altéré, d'opiques (10 %) et, accessoirement, de talc.

Dans l'anse de Combrit, le Groupe de Nerly a la particularité d'être essentiellement constitué d'amphibolites qui affleurent en talus sous berge sur près de 500 mètres. Ces amphibolites, au sein desquelles apparaissent de rares niveaux métriques ou plurimétriques de gneiss fins micacés, ont un grain fin, une couleur vert sombre, parfois piquetée de blanc dans les faciès prasinitiques, et se débitent en plaquettes. Enfin, localement, elles sont recoupées par des sills métriques à plurimétriques de leptynite et d'orthogneiss œillé, soit potassiques, soit sodiques. Dans cette anse, le Groupe de Nerly a aussi la particularité d'être en contact net, sur son flanc sud, avec le granite de Pont-l'Abbé. En effet, à la différence des rives de l'Odet, il n'y a pas de traces de fusion partielle, et le granite est intensément déformé en bordure, sur environ 100 m de puissance.

Au Sud et à l'Ouest de Tréméoc, le Groupe de Nerly montre une lithologie comparable à celle de l'Odet, avec sur sa bordure nord, au contact de l'orthogneiss de Plonéour, une dominante de gneiss fins rubanés et micacés, et par ailleurs, une dominante de micaschistes fins. Cependant, la minéralogie de ces derniers comprend assez fréquemment du grenat et de la staurolite et, parfois, de l'andalousite, associés au principal épisode de métamorphisme et à croissance synchrone de la foliation S1.

Au sein de ces micaschistes, sont interstratifiés de nombreux niveaux plurimétriques à décamétriques d'amphibolites, souvent prasinitiques. Ils sont recoupés aussi, d'une part, au Nord de la réserve d'eau de Pont-l'Abbé, par deux sills de leptynite (λ), de puissance pluridécamétrique à hectométrique et, d'autre part, dans la région de Tréméoc, par une bande d'orthogneiss œillé de 80 à 300 m de puissance. Les leptynites, en dépit de leur aspect macroscopique homogène, présentent des paragenèses relativement différentes : le sill le plus septentrional (au Sud de Bréhiliec) est pauvre en quartz (18 %) et particulièrement riche en feldspath potassique (microcline, 45 %). Le plagioclase (22 %) est aussi relativement abondant, ainsi que la biotite (15 %). Le sill méridional, dans la région de Trélen, montre deux faciès : le premier est modérément quartzeux (35 %) et nettement potassique avec 30 % de feldspath potassique, 25 % d'albite-oligoclase en petites et moyennes plages xénomorphes et de la biotite (10 %) constituant la majeure partie des micas ; le second est riche en quartz (43-47 %) et est caractérisé, d'une part, par la prédominance de l'albite-oligoclase (35 %) sur le feldspath potassique (20 %) et, d'autre part, par la texture en lattes du plagioclase. De plus, le mica est essentiellement de la muscovite (8 %).

Quant à l'orthogneiss œillé de la région de Tréméoc, il est relativement quartzeux (40 %), avec une prédominance de l'albite-oligoclase (32-40 %)

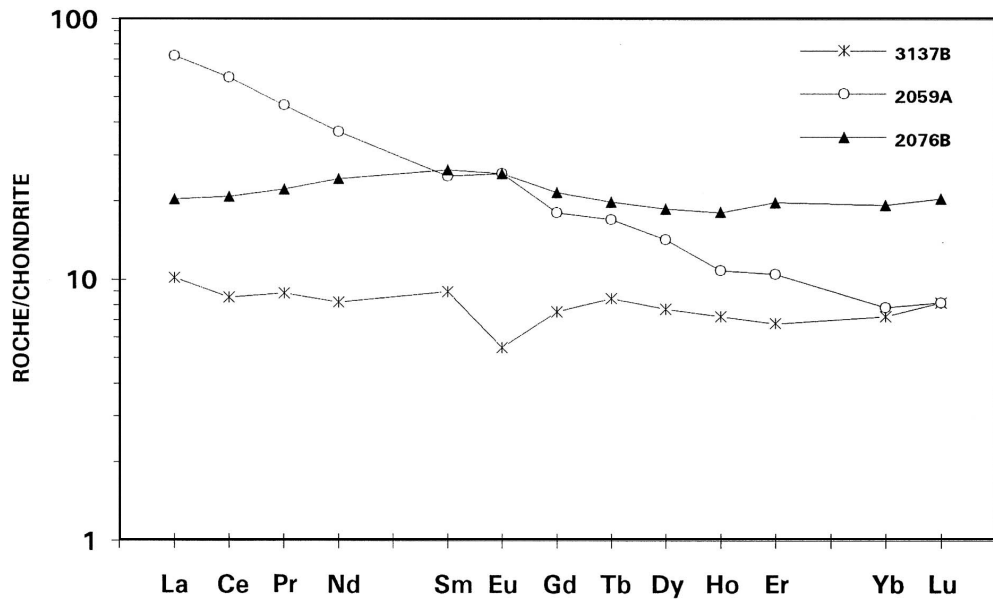


Fig. 4 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grévesse, 1989) pour l'ultrabasite de l'Unité de Nerly (FB 3137B) et deux métabasites représentatives de l'Unité de Nerly ; l'une du groupe alcalin (FB 2059A) et l'autre du groupe tholéiitique (FB 2076B)

sur le feldspath potassique (microcline 10 à 25 %), et de la muscovite (6 à 10 %) sur la biotite (> 1 %). Cet orthogneiss est comparable à certains faciès de l'orthogneiss de Plonéour, situé un peu plus au Nord.

Enfin, le contact méridional des micaschistes du Groupe de Nerly avec le granite de Pont-l'Abbé est net au niveau du Moulin-Neuf, le granite étant très déformé comme dans l'anse de Combrit. Par contre, au niveau de la route Quimper – Pont-l'Abbé, le contact entre les deux unités est assez comparable à celui observé le long de l'Odet avec, d'une part, une bordure de granite très hétérométrique emballant de nombreuses enclaves de métasédiments et, d'autre part, la présence de nombreux filons de pegmatite, d'aplite et de granitoïde recoupant tant le granite *s.s.* que les métasédiments.

Caractérisation géochimique des roches basiques du Groupe de Nerly.

Sur le territoire de la feuille Quimper, 12 métabasites de l'Unité de Nerly ont été analysées (FB 2104-2107-2120-2128B-2139B, des rives de l'Odet ; FB 2182-2191B-2264-2274B.B', à l'Ouest de l'Odet, FB 2076B, à l'Est de l'Odet : cf. annexe 1), qui complètent l'échantillonnage réalisé sur les cartes adjacentes (Concarneau : 4 analyses ; Rosporden : 1 analyse). Toutes les analyses effectuées à ce jour sont reportées dans le tableau 1. Dans leur quasi-totalité, ces roches présentent des teneurs en SiO₂ comprises entre 45 et 52 %, ce qui les place dans le champ des roches basiques *sensu stricto*. De même, les concentrations des autres éléments majeurs se situent dans la gamme des basaltes (ex. : MgO, 3,6-8 % ; Al₂O₃, 14-18 % ; CaO, 7-12,5 %), la seule exception étant l'échantillon FB 2120A, anormalement riche en CaO (16,97 %) et pauvre en Na₂O (1,01 %). Dans l'ensemble, l'examen des éléments majeurs ne révèle donc pas de mobilité marquée lors de l'altération ou du métamorphisme, ce qui est cohérent avec les pertes au feu modérées (~ 0,5-2 % pour les seuls échantillons de la carte Quimper).

D'après les données collectées sur le territoire de la feuille Concarneau, Thiéblemont et *al.*, (1989) et Béchenec et *al.*, (1996) concluent à une affinité alcaline à transitionnelle des métabasites de l'Unité de Nerly. Les données acquises sur le territoire de la feuille Quimper sont à peu près cohérentes avec ce résultat, en particulier, les teneurs en TiO₂ relativement élevées (1,51-3,55 %) excluent une affinité calco-alcaline ou tholéiitique « d'arc » (tholéiites pauvres en titane) (Miyashiro, 1974). Par contre, certaines métabasites de la feuille Concarneau sont plus proches de tholéiites que de basaltes alcalins ou transitionnels. Cette différence apparaît clairement d'après les éléments incompatibles peu mobiles (tabl. 1, hors-texte) ; ainsi peut-on désigner comme tholéiitiques cinq roches particulièrement pauvres en Nb (2,4-4,5 ppm contre 9 ppm dans le groupe alcalin/transitionnel) et Ta (0,2-0,5 ppm contre 1,5 ppm). Les spectres de terres rares sont cohérents avec cette discrimination (fig. 4) : les roches du groupe alcalin

montrent un enrichissement marqué en terres rares légères ($[La/Yb]_N = 3,5-9$; cf. tabl. 1, hors-texte) et un fractionnement entre terres rares lourdes, tandis que les roches du groupe tholéitique présentent des spectres quasi-plats à faiblement enrichis en terres rares légères ($[La/Yb]_N = 1-1,8$; cf. tabl. 1, hors-texte). Les traits des metabasites alcalines sont typiquement ceux des basaltes alcalins récents (Gast, 1968). Le faible fractionnement entre terres rares légères, dans les roches du groupe tholéitique, les distingue des basaltes communs des rides médio-océaniques (ou « N-type MORB ») qui, par définition, sont appauvris en terres rares légères (soit $[La/Yb]_N < 1$) (Wood et al., 1979).

En conclusion, deux types de metabasite s'observent dans l'Unité de Nerly : des roches comparables aux basaltes alcalins à transitionnels actuels – également représentées sur les territoires des cartes Concarneau (Thiéblemont et al., 1989 ; Béchenec et al., 1996) et Rosporden (Béchenec et al., levés en cours) – et des roches tholéitiques riches en titane et non appauvries en terres rares légères.

Une roche ultrabasique (échantillon FB 3137B) a été prélevée à l'Est de la feuille (secteur de Pleuven – Moulin-du-Pont), intercalée dans des mica-schistes à ocelles. La faible teneur en silice ($SiO_2 = 39,12\%$) et les fortes teneurs en MgO (28,21 %), Cr (1716 ppm), Ni (1035 ppm) et Co (105 ppm) (tabl. 1, hors-texte) confirment la nature ultrabasique (et ultramafique). La perte au feu élevée s'accorde avec l'abondance de phases secondaires hydratées : amphibole et chlorite magnésienne. Sur l'origine du protolite, deux hypothèses peuvent être envisagées : (1) une nature cumulative (cumulat de minéraux ferro-magnésiens) ; (2) une origine mantellique (péridotite mantellique). La teneur en TiO_2 , relativement élevée (0,83 % contre 0,191 % dans le manteau primordial ; Hofmann, 1988), rend peu probable une origine mantellique ; elle peut, en revanche, s'expliquer par une cumulation de clinopyroxène. Les rapports Zr/Nb et Y/Nb , plus faibles dans l'ultrabasite que dans les roches du groupe tholéitique, exclut une parenté avec ces dernières. Le spectre de terres rares de l'ultrabasite (fig. 4) montre une nette anomalie négative en Eu qui exclut une cumulation de plagioclase ; les faibles teneurs en Al_2O_3 (4,93 %) et CaO (2,59 %) conduisent à un résultat identique. Une telle anomalie peut s'expliquer : (1) par la cumulation d'une phase également « anomalique » en Eu (orthopyroxène par exemple ; cf. fig. 12 in Henderson, 1984) ; (2) par la présence d'un liquide inter-cumulus appauvri en Eu , ce qui implique un fractionnement préalable de plagioclase. Dans les deux cas, une parenté avec le groupe alcalin apparaît peu probable. Une cumulation d'orthopyroxène à partir d'un magma basique alcalin est, en effet, difficilement envisageable ; de même, le fractionnement de plagioclase dans les basaltes alcalins est généralement limité. Plus probablement, la roche ultrabasique du Groupe de Nerly témoignerait donc d'un évé-

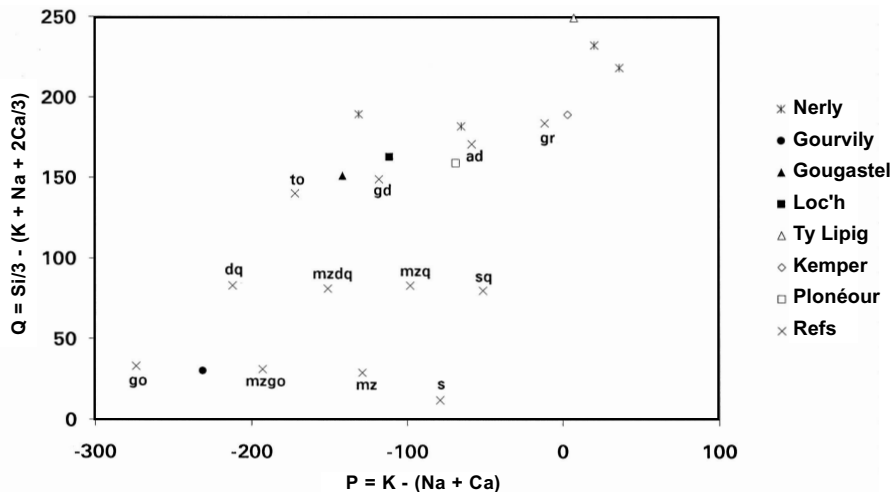


Fig. 5 - Diagramme P-Q pour les orthogneiss de la feuille Quimper

Ce diagramme, adapté de H. de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de 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 F. Debon et P. Le Fort (1983 ; 1988) ; elles sont abrégées comme suit :

go - gabbro ; mzgo - monzogabbro ; mz - monzonite ; s - syénite ; dq - diorite quartzifère ; mzdq - monzodiorite quartzifère ; mqz - monzonite quartzifère ; sq - syénite quartzifère ; to - tonalite ; gd - granodiorite ; ad - adamellite ; gr - granite

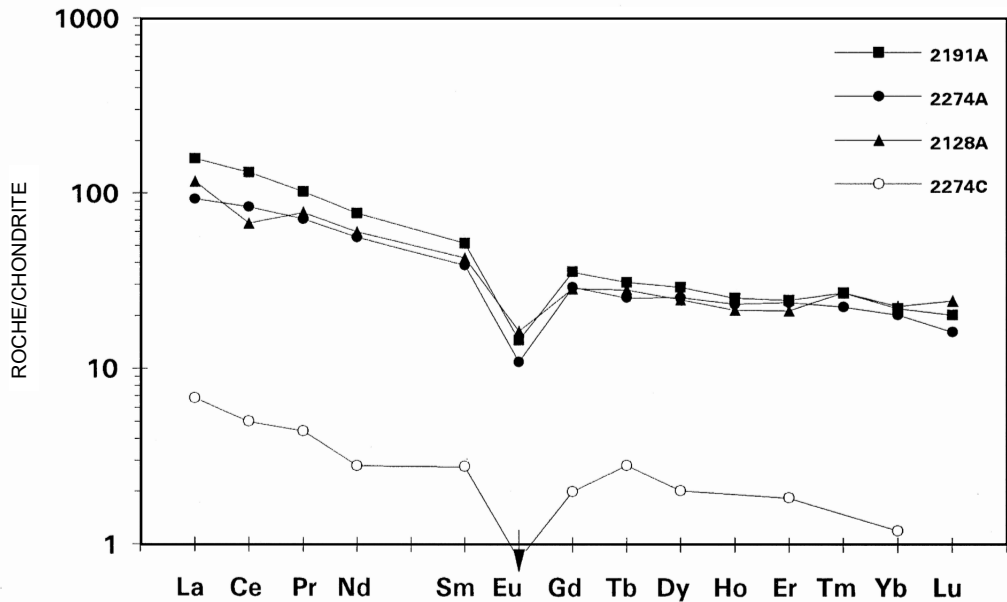


Fig. 6 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour les leptynites intercalées dans le Groupe de Nerly

nement magmatique indépendant de la mise en place des metabasites alcalines et tholéitiques.

Caractérisation géochimique des roches acides du Groupe de Nerly.

Quatre échantillons de roches acides, en bandes métriques à pluridécamétriques (anciens sills ?) intercalées dans les métasédiments de l'Unité de Nerly, ont été analysés (cf. ann. 1) : FB 2128A (rive de l'Odét), FB 2191 (anse de Combrit), FB 2274A et FB 2274C (Trelen) (tabl. 2, hors-texte). Ces roches sont nettement acides ($\text{SiO}_2 > 74\%$), modérément alumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 14,5\%$) et pauvres en éléments compatibles (ex. : $\text{MgO} < 0,5\%$). Elles s'étalent entre les granodiorite, adamellite et granite de référence dans le diagramme P-Q (Debon et Lefort, 1983 ; 1988) (fig. 5). D'après les éléments traces, deux types peuvent être reconnus :

– le premier est représenté par le seul échantillon FB 2274A, dont les traits les plus notables sont : de très faibles teneurs en Th (0,7 ppm), terres rares (ex. : La = 1,6 ppm et Yb = 0,2 ppm), Ba (non détecté), Zr (19 ppm) et Hf (1,9 ppm), mais des teneurs très élevées en Rb (927 ppm), U (8,8 ppm) et Ta (10,3 ppm). Ces caractères sont typiquement ceux des leucogranites hyperalumineux (Pearce et al., 1984 ; Thiéblemont et Cabanis, 1990). Cette conclusion est également cohérente avec le fort indice d'aluminosité (rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en proportions molaires également noté A/CNK, soit 1,15 dans FB 2274A) ; notons toutefois que ce paramètre est sensible aux phénomènes d'altération et/ou de métamorphisme ;

– le second groupe inclut les échantillons FB 2191A, FB 2128A et FB 2274A. Ces roches présentent des teneurs en alumine assez faibles ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 14\%$) et des teneurs en terres rares lourdes et Y plutôt élevées (ex. : Yb > 3 ppm ; Y > 30 ppm). Ces caractères les apparentent aux trondhjemites pauvres en alumine et riches en Yb (« low-Al – high-Yb ») de J.G. Arth, 1979 et F. Barker, 1979). Deux échantillons présentent des indices d'aluminosité supérieurs à 1,1 (tabl. 2), qui les définissent comme « fortement hyperalumineux ». Ce caractère contredit les autres traits chimiques et traduit vraisemblablement un lessivage partiel des alcalins lors de l'altération et/ou du métamorphisme. Les spectres de terres rares des trois roches (fig. 6) sont très voisins, enrichis en terres rares légères, peu fractionnés au niveau des terres rares lourdes et à fortes anomalies négatives en Eu. Ils témoignent d'un fractionnement poussé de plagioclase et permettent d'exclure un modèle de fusion partielle en présence de grenat (Arth, 1979). Par ailleurs, les caractéristiques des trois roches excluent une origine par cristallisation fractionnée directe des metabasites : (1) les teneurs en Nb et Ta sont du même ordre que celles des metabasites du groupe alcalin/transitionnel, alors qu'elles devraient être 3 à 4 fois plus élevées dans l'hypothèse d'une cristallisation fractionnée ; (2) à l'inverse, les teneurs en Th sont 10 à 20 fois plus fortes que celles des metabasites du groupe tholéitique, ce qui imposerait un taux de solidification anormalement élevé du magma basique (90 à 95 %).

ξζMe. Formation de Melgwen : micaschistes et gneiss fins micacés. Cette formation n'apparaît que très localement à l'extrême est de la feuille Quimper, au sein de l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé, mais elle se développe largement plus à l'Est sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, en prép.). Sur la feuille Quimper, cette formation s'observe uniquement sous forme de « pierres volantes », et elle est constituée de micaschistes et gneiss fins micacés à biotite et muscovite.

ξTr. Formation de Truñvel : micaschistes. Cette formation constitue une bande étroite (1 à 2 km x 8 km) axée NE-SW et limitée au Nord-Est par la faille de Plogastel – Saint-Germain et le granite de Pluguffan. Elle se poursuit vers le Sud-Ouest, au-delà de la feuille Quimper, jusqu'à la côte (Plaine et *al.*, 1981). Elle est bordée, sur son flanc nord, par les amphibolites prasinitiques de la formation de Tréogat avec laquelle le passage apparaît souvent progressif avec plusieurs récurrences. Sur son flanc sud, elle est en contact tectonique avec l'orthogneiss de Plonéour, contact souligné par une étroite bande de mylonites, tant de micaschistes que d'orthogneiss. Enfin, cette formation est recoupée aussi (près du contact) par des sills leptynitiques plurimétriques à décimétriques qui s'apparentent aux faciès de la bordure nord de l'orthogneiss de Plonéour ; en dépit du contact tectonisé, ceci suggère une intrusion du granite originel dans la formation de Truñvel. Les principaux affleurements de la formation de Truñvel sont situés en bordure de la route Plonéour-Lanvern – Tréogat et sur les flancs de la vallée du ruisseau de Truñvel. Cette formation est principalement constituée de micaschistes gris argenté à beiges, lustrés. La schistosité principale, axée au 70-80° avec un pendage variable de 50 à 80°N, est marquée par l'orientation des micas et, souvent, par un fin litage souligné par une ségrégation plus ou moins accentuée de nombreux ocelles millimétriques blancs d'albite. Cette schistosité principale est souvent déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénelation. Au sein de ces micaschistes, sont interstratifiés des niveaux décimétriques à pluridécimétriques de gneiss fins, toujours très micacés, parfois leucocrates, résultant de l'enrichissement de la trame micaschisteuse en quartz et en ocelles d'albite. Ces gneiss, qui montrent un débit en dalles régulières, sont plus particulièrement développés au Sud du Moulin de Bondivy où leur puissance, qui atteint localement 20 m, a permis leur exploitation en carrières. Localement, au Sud du Moulin de Bondivy, apparaît aussi une bande métrique de micaschistes fins, gris-vert, à exsudats de quartz, caractérisés par la présence de chloritoïde, bande qui, de proche en proche, a été observée depuis l'étang de Truñvel, au Sud-Ouest, jusqu'au hameau de Kerviligou, au Nord-Est (Peucat, 1983 ; Plaine et *al.*, 1981). Enfin, sur la bordure nord de cette formation, des niveaux verdâtres pluridécimétriques de micaschistes à chlorite et épidote et d'ovardite sont aussi interstratifiés au sein des micaschistes à ocelles, et soulignent ainsi le passage continu à la Formation de Tréogat.

Les micaschistes à ocelles ont une texture granolépido-blastique ; la schistosité principale S1 est marquée par l'allongement des micas et leur ségrégation en minces lits, qui alternent avec des lits à dominante de quartz ; elle est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité S2 de crénulation. Le quartz, en petites plages en mosaïque, constitue généralement 40 % de la roche, mais il peut atteindre 50 % dans les micaschistes les plus quartzeux. La muscovite (25 à 40 %) est le mica le plus abondant et elle est associée à de la biotite (1 à 15 %), plus ou moins rétro-morphosée en chlorite magnésienne. Ces deux micas sont très généralement orientés parallèlement à la foliation principale S1, cependant certaines paillettes de muscovite semblent associées à la schistosité S2. De même, la chlorite peut constituer des blastes tardifs non orientés ; la paragenèse comprend aussi accessoirement des opaques, des grains de zircon, parfois de la tourmaline. Enfin, dans cette trame fine, apparaissent des ocelles millimétriques d'albite (5 à 20 %). Ceux-ci sont souvent plus ou moins allongés parallèlement à la schistosité principale et semblent moulés par les lits micacés ; cependant dans certains ocelles, le litage S1, déformé par les chevrons, apparaît très nettement « fossilisé » et souligné par de nombreuses petites inclusions de micas, ce qui suggère une croissance tardi-cinématique à post-cinématique des ocelles.

Les gneiss fins albitiques ont une minéralogie comparable à celle des micaschistes, mais, soit le quartz a une proportion de 55 à 60 % et les ocelles d'albite 15 à 20 %, soit le quartz ne dépasse pas 40 à 45 % et les ocelles d'albite atteignent alors 30 à 35 %. Enfin, dans ces gneiss albitiques, on note la présence fréquente de petits grenats subautomorphes, souvent plus ou moins rétro-morphosés en chlorite, et, accessoirement, d'apatite.

Les micaschistes à chloritoïde (Peucat, 1983) apparaissent principalement constitués de quartz, muscovite, biotite, généralement associés à du chloritoïde et à du grenat.

Les micaschistes à chlorite et épidote ont une minéralogie assez variable, allant de vrais micaschistes (avec 45 % de quartz, 30 % de muscovite, 10 % d'albite (ocelles), 7 % de chlorite, 6 % de pistachite, du grenat et des minéraux accessoires), jusqu'à des ovaridites (constituées de 60 % d'albite (ocelles), 23 % de chlorite, 15 % de pistachite, du sphène et des opaques).

Les leptynites, en sills intrusifs dans les micaschistes, ont été l'objet d'études dans le cadre de l'Inventaire minier national, avec une cartographie détaillée et une reconnaissance des principaux sills par sondage, notamment près de Treluan et Kergonda (rapport BRGM n° 86 DAM 011 OP4). Les analyses chimiques réalisées ont montré que, localement, ces roches peuvent être relativement riches en Ta et Li, et que cette richesse relative présente un net gradient positif d'Est en Ouest.

δ7. Formation de Tréogat : amphibolites prasinitiques et ovardites.

Cette formation constitue une bande SW-NE large de 0,5 à 2 km et longue de 6 km. Limitée vers le Nord-Est par l'orthogneiss de Saint-Joseph, elle se poursuit vers le Sud-Ouest, au-delà de la feuille Quimper, jusqu'à la baie d'Audierne (Plaine et *al.*, 1981). Sur son flanc sud, elle passe en continuité aux métasédiments de la Formation de Truñvel et, sur son flanc nord, elle est en contact (non visible) avec les amphibolites massives litées (métagabbros) de Peumerit. Les principaux affleurements de la Formation de Tréogat se situent près du Moulin de Bondivy, le long de la route Tréogat – Peumerit, et dans la carrière située au Sud-Est du bourg de Peumerit. Par ailleurs, cette formation donne de très nombreuses « pierres volantes ».

La Formation de Tréogat est principalement composée d'ovardites et d'amphibolites prasinitiques, roches sombres vertes à bleu-vert, finement feuilletées avec un débit en dalles ou en plaquettes, et caractérisées par de nombreux ocelles blancs d'albite, inframillimétriques à millimétriques. Localement, la schistosité principale S1, axée au 70-80° et pentée de 50 à 80° vers le Nord, est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est parfois associée une schistosité de crénulation S2. Les ovardites apparaissent bien développées en bordure méridionale de la formation, cependant les amphibolites prasinitiques semblent en constituer l'essentiel. Enfin, à l'extrême nord-est de cette unité, des niveaux de micaschistes à ocelles d'albite, sont interstratifiés au sein des amphibolites.

Les ovardites ont une texture lépidoprasinitique avec une matrice fine orientée et de très nombreux ocelles d'albite. La matrice comprend principalement de la chlorite (25 %), en paillettes allongées dans le plan de la schistosité S1, et de l'épidote (20 %) en grains xénomorphes (pistachite). Dans une moindre mesure, elle comprend aussi des baguettes orientées d'amphibole verte (actinote ou hornblende, 4 %), de la biotite chloritisée (1 %), des opaques et parfois du sphène (0-3 %). Les ocelles d'albite, avec leurs nombreuses inclusions d'amphibole et d'épidote, sont nettement tardi-cinématiques.

Les amphibolites prasinitiques ont une texture nématoprasinitique. La matrice orientée est constituée d'amphibole en baguettes orientées (actinote ou hornblende verte, 35 à 50 %), d'épidote (5 à 25 %) en grains xénomorphes (pistachite) et, parfois, en baguettes (clinzoïsite), de sphène (1 à 2 %), d'opaques et de rare biotite. Les ocelles d'albite (35 à 45 %) présentent souvent une forme sub-rectangulaire allongée parallèlement à la schistosité principale, mais leurs nombreuses inclusions d'amphibole soulignent leur croissance tardi-cinématique.

Les micaschistes à ocelles, interstratifiés au sein des amphibolites, sont très comparables à ceux de la Formation de Truñvel avec du quartz (50 %) en petites plages formant des lits holoquartzueux alternant avec des lits micacés à muscovite (35 %) et biotite chloritisée (5 %), parfois du grenat et, accessoirement, des opaques, du zircon, de la tourmaline et de l'apatite ; les ocelles d'albites (3 à 10 %) montrent aussi une croissance tardi-cinématique.

Les analyses chimiques réalisées sur trois échantillons (FB 2307-2312-2514) d'ovardite et d'amphibolite prasinitique (tabl. 3), montrent le caractère strictement basique de ces roches ($\text{SiO}_2 \sim 48\text{-}50,5\%$). Leurs teneurs en TiO_2 sont faibles à modérées (0,89-2,13 %), leurs teneurs en éléments fortement incompatibles (ex. : Nb = 0,3-3,9 ppm ; Th = 0,2-1,8 ppm) se placent dans la gamme des basaltes sub-alcalins, et leurs spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (fig. 7) – qui montrent des anomalies négatives plus ou moins marquées Ta et Nb – les apparentent aux tholéïtes d'arc ou de bassin d'arrière-arc (Thiéblemont et *al.*, 1994).

δξρ. Formation de Penhors : amphibolites et gneiss fins. Cette formation apparaît en deux étroites bandes E-W à l'Est de Saint-Germain. Cependant, plus vers l'Ouest, au-delà de la feuille Quimper, elle s'étale largement en bordure de la baie d'Audierne. Elle est principalement recoupée et limitée, d'une part, par l'orthogneiss de Saint-Joseph et, d'autre part, par le granite de Pluguffan. Enfin, au Nord-Ouest de Kerveyen, elle est en contact (non visible) avec des gneiss à opx-amp-gr appartenant à l'unité de Peumerit.

La Formation de Penhors n'affleure que très peu en bordure de la route menant de Saint-Germain à Menez Kerveyen ; elle donne cependant de nombreuses « pierres volantes ». Sur la feuille Quimper, cette formation est essentiellement constituée d'amphibolites vert sombre, à grain fin, parfois très finement litées ou piquetées de nombreux ocelles blancs inframillimétriques. Ces amphibolites se débitent en plaquettes parallèlement à la schistosité subverticale et axée au 90-95°. Accessoirement à ces amphibolites, sont associées, d'une part, des gneiss fins, gris assez clair, relativement micacés et, d'autre part, des gneiss fins vert sombre finement lités.

Les amphibolites ont une texture nématoblastique, avec une foliation marquée par l'orientation des plages de hornblende verte (45-60 %) et par l'alternance de lits à dominante amphibolique et de lits à dominante plagioclasique. Cette foliation est parfois associée à des plans C qui donnent des figures de déformation compatibles avec un cisaillement dextre. Le plagioclase (35 à 45 %) apparaît en plages hétérométriques plus ou moins damouritisées (andésine) et/ou en petits ocelles limpides d'albite. Enfin, dans une moindre mesure, apparaissent aussi des opaques (3-5 %) et des cristaux subautomorphes de sphène.

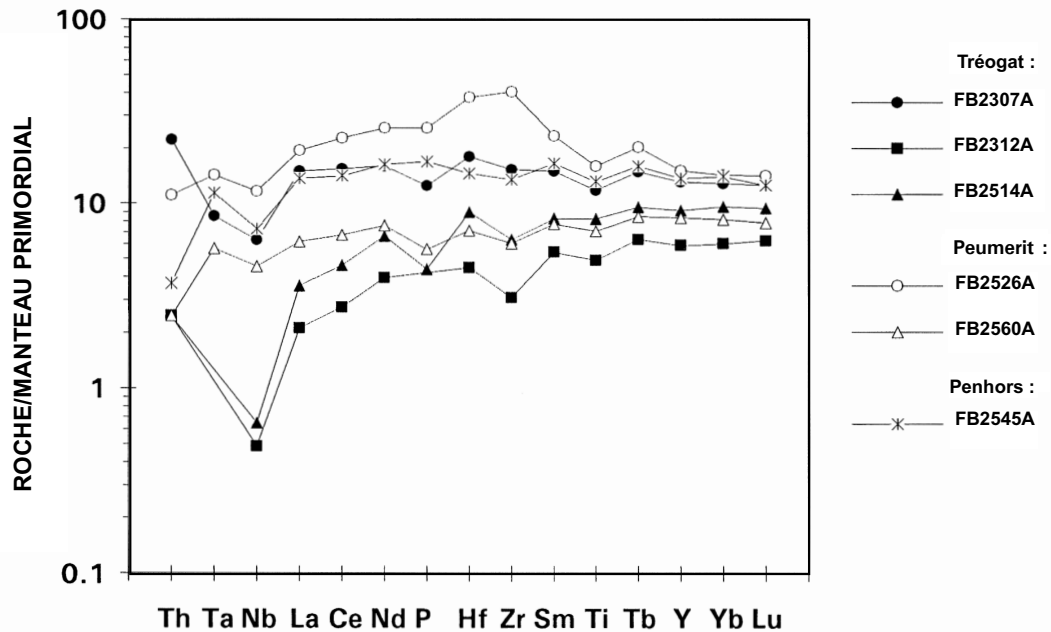


Fig. 7 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les metabasites des groupes de Tréogat, Peumerit et Penhors

Les gneiss fins micacés ont une texture granolépido-blastique avec deux plans de schistosité soulignés par l'orientation des micas et leur ségrégation, plus ou moins accentuée, en minces lits. Ces gneiss sont riches en albite-oligoclase (40 à 45 %) en petites et moyennes plages hétérométriques, xénomorphes, finement maclées. Leur paragenèse comprend aussi du quartz (25-35 %) en petites plages, de la biotite (15-25 %) en petites paillettes orientées suivant S1 ou S2 et plus ou moins chloritisées, de la muscovite (1-5 %), de la chlorite magnésienne (1-8 %), en paillettes orientées suivant S2, du grenat (1-2 %) en individus trapus, globuleux plus ou moins chloritisés en bordure, parfois de l'épidote (clinzoïsite), en grands blastes pœcilitiques tardifs, des opaques (1 %) et des grains de zircon et de tourmaline.

Les gneiss fins, vert sombre, ont une texture granonématoblastique, litée parfois mylonitique. Le litage correspond à l'alternance de lits quartzo-feldspathiques, de lits à amphibole et épidote et de lits à épidote. La schistosité est également soulignée par l'orientation des micas et des amphiboles et, parfois, par des quartz en rubans. Ces gneiss très calciques sont constitués de plagioclase (20-35 %), en petites plages à macles polysynthétiques, de quartz (12-20 %), en petites plages parfois étirées en rubans, de hornblende verte (20-45 %), en petites plages xénomorphes ou aciculaires et parfois en porphyroblastes, d'épidote (pistachite, 1-30 %), en petites et moyennes plages globuleuses résultant parfois de l'altération de l'amphibole, parfois de biotite (0-2 %, en paillettes orientées), de grenat (en cristaux xénomorphes), de sphère (en petits cristaux subautomorphes) et, accessoirement, d'apatite, d'opaques et de zircon.

L'analyse chimique d'un échantillon d'amphibolite (FB 2545) (tabl. 3) montre sa composition basaltique ($\text{SiO}_2 = 50,56 \%$). Les faibles teneurs en éléments fortement incompatibles (ex. : Nb = 4,5 ppm ; Th = 0,2 ppm) et la forte teneur en TiO_2 (2,38 %) témoignent d'une affinité tholéiitique. Le spectre multi-élémentaire normé au Manteau Primordial (fig. 7) est tout à fait comparable à celui d'un N-type MORB (cf. plus haut), basalte commun des dorsales médio-océaniques ou arrière-arcs.

Λ ; δMθ. Unité de Peumerit : serpentinites ; amphibolites et métagabbros. Cette unité s'étend principalement aux alentours du bourg de Peumerit, dessinant une bande axée ENE-WSW, entre le Moulin de Troyon, à l'Est, et la zone de Lespurit Koat-Kerguelmes à l'Ouest. Elle apparaît aussi, localement, au Nord-Ouest de Menez Kerveyen. Cette unité est recoupée par l'orthogneiss de Saint-Joseph dans lequel elle apparaît en enclaves (Moulin de Troyon). Elle est en contact, sur son flanc sud, avec les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat et, sur son flanc ouest, au-delà de la feuille Quimper, avec les amphibolites et micaschistes de la Formation de Penhors. Bien que ces contacts ne soient pas visibles, il est très

Form.	TRÉOGAT			PENHORS	PEUMERIT	
	Plonéour NW	Plonéour N	Plonéour N		Germain W	Peumerit E
N° Ech.	FB2307A	FB2312A	FB2514A	FB2545A	FB2526A	FB2560A
SiO ₂ (%)	50,53	50	47,98	50,56	47,15	46,68
TiO ₂	2,13	0,89	1,49	2,38	2,89	1,28
Al ₂ O ₃	14,41	15,79	14,19	14,06	15,29	13,64
Fe ₂ O ₃	14,62	12,16	14,79	14,32	14,02	14,85
MnO	0,18	0,16	0,23	0,23	0,21	0,25
MgO	4,81	7,15	6,8	5,12	5,49	7,6
CaO	8,01	8,4	10,28	8,98	10,74	12,9
Na ₂ O	3,66	3,47	2,78	3,21	2,83	2,16
K ₂ O	0,19	0,09	0,2	0,48	0,32	0,26
P ₂ O ₅	0,2	nd	0,07	0,27	0,41	0,09
PF	2	2,47	1,28	0,7	0,95	1,25
Rb (ppm)	4	2	5	11	6	3
Ba	33		11	99	78	24
Sr	78	22	116	120	182	122
Th	1,8	0,2	0,2	0,3	0,9	0,2
U	0,7	0,6	0,1	0,2	0,6	
Ta	0,3			0,4	0,5	0,2
Nb	3,9	0,3	0,4	4,5	7,2	2,8
Hf	4,8	1,2	2,4	3,9	10,1	1,9
Zr	148	30	62	131	394	59
V	273	260	303	273	271	276
Co	26	38	43	29	32	43
Cr	25	69	141	44	83	122
Ni	17	39	53	15	44	73
La	9,2	1,3	2,2	8,4	11,9	3,8
Ce	24,6	4,4	7,4	22,6	36,2	10,8
Pr	3,8	0,8	1,3	3,7	5,6	1,7
Nd	19	4,7	7,9	19,4	30,5	9
Sm	5,8	2,1	3,2	6,4	9	3
Eu	2,1	0,9	1,3	2,2	3,4	1,1
Gd	7,1	3,1	4,8	8,4	11,5	4,1
Tb	1,4	0,6	0,9	1,5	1,9	0,8
Dy	9,2	4	6,3	9,7	11,7	5,4
Er	5,7	2,7	4,3	6	6,9	3,4
Yb	5,3	2,5	4	5,8	5,9	3,4
Lu	0,8	0,4	0,6	0,8	0,9	0,5
Y	51,6	23,3	36,1	54	59,3	32,9

Tableau 3 - Analyses chimiques des métabasites des formations de Tréogat et de Penhors et de l'Unité de Peumerit

probable qu'ils sont tectoniques, d'une part, parce que l'évolution tectono-métamorphique de l'Unité de Peumerit est sensiblement différente de celles des unités adjacentes (Peucat, 1983 ; Plaine *et al.*, 1981 ; Ballèvre *et al.*, 1994) et, d'autre part, parce que ce contact est localement jalonné par une lame d'orthoigneiss (orthoigneiss de Languidou, Plaine *et al.*, 1981).

L'Unité de Peumerit comprend des serpentinites (Formation de Ty Lann de J. Plaine *et al.*, 1981) qui affleurent principalement au Nord-Ouest de Peumerit, à Kerguelmes, mais apparaissent également en « pierres volantes », dans la région de Kerguelmes et près de la ferme du Creac'h, au Nord-Est de Peumerit (Peucat, 1983). Ces serpentinites sont des roches à grain fin, compactes, d'aspect plus ou moins fibreux, de teinte soit gris-vert sombre ou gris-noir, soit vert clair, avec une foliation fruste. À Kerguelmes, au sein de ces serpentinites apparaissaient des lentilles de chromite massive qui ont fait l'objet d'une exploitation. Cette unité comprend aussi et surtout des amphibolites vert sombre, très dures, à grain fin à moyen, très souvent finement litées avec alternances de lits sombres et de lits clairs ; ces amphibolites affleurent peu, tel à Prad ar Stang et près du calvaire de Lezmadeg, mais elles apparaissent fréquemment en « pierres volantes », notamment au Sud de Lezmadec et à l'Ouest du Moulin de Troyon où elles présentent parfois un aspect de flaser-gabbro dû à une intense mylonitisation. Localement, les amphibolites ont un grain très fin et sont finement feuilletées avec un débit en plaquettes, tel à l'Est du cimetière de Peumerit, où elles affleurent dans une ancienne carrière. Enfin, dans cet ensemble amphibolitique, au sens large, apparaissent en « pierres volantes », d'une part, des métagabbros massifs, très denses, presque noirs (Nord-Ouest de Kersco) et, d'autre part, des gneiss verts à grenat, amphibole ou à amphibole, épidote (Nord-Ouest de Menez-Kerveven près de la ferme du Losquet).

Les serpentinites ont une texture caractérisée par un fin maillage d'antigorite qui emballe des reliques minérales primaires d'olivine, d'orthopyroxène (enstatite ?) et d'opagues. La phase minérale secondaire, outre l'antigorite, très nettement dominante, comprend du talc, de la chlorite magnésienne et une amphibole incolore aciculaire orientée (trémolite ?).

Les amphibolites litées correspondent très généralement à des métagabbros ; elles ont une texture granomatoblastique avec une foliation marquée par l'alternance de lits à dominante d'amphibole et de lits à dominante de plagioclase. Suivant les échantillons, la phase minérale primaire « relictuelle » est composée, soit de porphyroclastes de clinopyroxène (diallage, 5 %) schillérisés, conservés au cœur de grandes plages d'amphibole verte, soit de porphyroclastes d'amphibole vert pâle entourés de couronnes réactionnelles à hornblende verte en petites plages en mosaïque, opagues et apatite. Cette phase primaire comprend aussi de rares lattes de labrador, forte-

ment altérées et des opaques. La phase minérale secondaire forme l'essentiel de la roche et est composée d'amphiboles (50 %) incluant de la hornblende verte en petites plages xénomorphes et, dans une moindre mesure, de l'actinote aciculaire orientée, d'oligoclase (40 %), en petites plages en mosaïque, d'épidote (1 %) en grains ou en lattes (zoïsite) et de sphène. Enfin, certains échantillons montrent que la foliation principale est recoupée par une deuxième schistosité soulignée par l'orientation d'une partie des aiguilles d'amphibole et la déformation de certains blastes.

Les amphibolites à grain fin, finement feuilletées, ont une texture blastique avec une schistosité marquée par l'allongement des baguettes d'amphibole. Elles sont essentiellement constituées de hornblende verte (60 %) et, dans une moindre mesure, de plagioclase (20 %) en très petites plages, de pistachite (10 %), en granules associés au feldspath, de sphène (2 %), en petits cristaux subautomorphes, et d'opaques.

Les métagabbros de Kersco ont une texture complexe, probablement anciennement grenue voire cumulative, et transformée par la croissance de nombreuses coronites lors d'une rétro-morphose. La paragenèse primaire témoigne, en effet, du faciès granulite et comprend du pyroxène, du grenat, du plagioclase, de la zoïsite et du rutile. Le pyroxène est rétro-morphosé en grandes plages d'amphibole vert clair à cœur nuageux ou en agrégats d'amphibole vert-bleu aciculaires. Le grenat (5 %), en petits individus xénomorphes, souvent fracturés, développe des couronnes réactionnelles soit simples, à amphibole clair ou à épidote, soit double, à plagioclase, rare épidote et amphibole verte. Le plagioclase est très largement cristallisé, et les plages reliques montrent des macles très fortement déformées. La zoïsite est en rares grandes plages entourées d'une couronne d'épidote en granule. Le rutile (8 %) est souvent enveloppé d'une double couronne d'ilménite et de sphène (Le Goff, 1997). Des textures coronitiques comparables ont été décrites aussi par B. Lasnier (1970) dans un échantillon provenant du Nord de Peumerit.

Les gneiss à amphibole du Losquet ont des paragenèses variables ; ils présentent une texture granoporphyroblastique avec un litage marqué par l'alternance de lits plus ou moins riches en grenat et en amphibole. La matrice de la roche, à grain fin, est constituée de quartz (15 %), parfois étirés en prorubans, de plagioclase recristallisé (35 %), de hornblende verte (15 %) et, dans une moindre mesure, de chlorite magnésienne, de sphène, d'épidote, d'apatite et de zircon. Cette matrice emballe de nombreux porphyroclastes globuleux et fracturés de grenat qui sont plus ou moins regroupés en lits et présentent souvent une double fine couronne à plagioclase, quartz (?), amphibole incolore aciculaire et à hornblende verte. Ces grenats témoignent ainsi d'une phase minérale primaire rétro-morphosée représentée, aussi, par

de rares reliques de pyroxène schillérisées, en voie de transformation en amphibole verte.

D'autres gneiss sont caractérisés par leur richesse en épidote (20 %). Ils montrent un litage souligné par une richesse plus ou moins grande des lits en quartz et plagioclase ; ce litage est plissé et recoupé par une importante schistosité de flux, trait dominant de la roche et de plan axial par rapport à ces plis. Cette schistosité est notamment marquée par l'étirement des plages de quartz et l'orientation des amphiboles qui forment, de plus, en association avec l'épidote, des amas allongés parallèlement au plan de schistosité. Ce gneiss à grain fin est ainsi composé de quartz (40 %), de plagioclase (25 %) entièrement recristallisé, d'amphibole verte (hornblende 15 %) en association étroite avec de la pistachite (20 %) en grains globuleux de taille variable, et accessoirement de sphène et d'opiques.

Les analyses chimiques réalisées sur une amphibolite massive à grain fin du secteur du Moulin de Troyon (FB 2526) et une amphibolite en plaquettes de Peumerit (FB 2560) (tabl. 3), montrent le caractère basique de ces roches ($\text{SiO}_2 < 48 \%$). Les faibles teneurs en éléments fortement incompatibles (ex. : Nb = 2,8-7,2 ppm ; Th = 0,2-0,9 ppm) et les teneurs modérées à fortes en TiO_2 (1,28-2,9 %) témoignent d'une affinité tholéiitique. Les spectres multi-élémentaires, normés au Manteau Primordial (fig. 7), sont comparables à ceux des N-type MORB (cf. plus haut), avec, cependant, une anomalie positive en Hf et Zr dans FB 2526 (erreur analytique ?).

$\zeta\gamma^2$. **Orthogneiss de Nizon – Kemperlé.** Cet orthogneiss forme au Sud-Est de la feuille, un massif principal qui emballe les paragneiss de la formation de Melgwen et qui, sur son flanc sud, est intrusif dans les métasédiments du Groupe de Nerly (ces derniers forment aussi, au Nord-Est de Pleuven, une enclave d'extension kilométrique). Il est lui-même recoupé, sur son flanc nord, par le granite de Pluguffan (fig. 8). L'orthogneiss de Nizon – Kemperlé forme aussi, au centre-sud de la feuille, deux bandes annexes E-W, dont l'une, la plus septentrionale, forme une enclave plurikilométrique au sein des granites de Pluguffan et de Plomelin, et constitue ainsi l'extension la plus occidentale de cet orthogneiss. Cependant, au-delà de la feuille Quimper, cet orthogneiss se poursuit largement vers le Sud-Est, prenant en écharpe les feuilles Rosporden (Béchenec et *al.* en prép.), Concarneau (Béchenec et *al.*, 1996) et Lorient (Horrenberger et *al.*, 1972).

Les principaux affleurements de l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé sont situés sur les rives de l'Odé, au niveau des « vire-court » ; il est également bien visible dans les carrières de Neiz-Vrañ, de Loc-Amand et sur les flancs de la vallée située au Nord de La Forêt-Fouesnant. L'orthogneiss de Nizon – Kemperlé est affecté par une foliation principale, très bien marquée, subverticale ou fortement pentée (70°) vers le Nord, axée $85\text{-}100^\circ$, et souvent

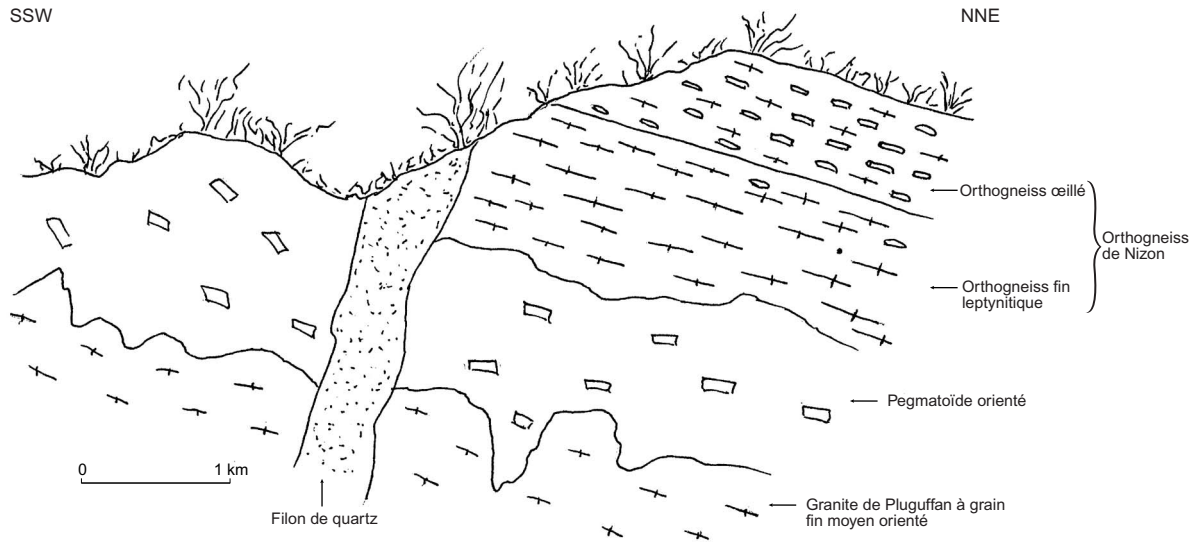


Fig. 8 - Contact intrusif du granite de Pluguffan dans l'orthogneiss de Nizon-Quimperlé (faciès œillé et leptynitique). Les Vire-Court, Sud du « Saut de la Pucelle », rive ouest de l'Odé

associée à des plans C compatibles avec un cisaillement dextre ou senestre. Les plans de foliation portent souvent une linéation d'étirement subhorizontale ou pentée légèrement vers l'Est. Enfin, localement, tel sur la rive ouest de l'Odet, à Rossulien, la foliation principale apparaît déformée par des plis serrés décimétriques à plans axiaux subhorizontaux.

L'orthogneiss de Nizon – Kemperlé présente deux principaux faciès : le premier est un gneiss leptynitique gris clair à blanc, à grain fin/moyen, assez riche en micas blancs qui favorisent son débit en dalles ou plaquettes. Ce faciès montre parfois de rares porphyroclastes de feldspath infracentimétriques moulés par la foliation principale. Le second faciès est un gneiss œillé gris assez sombre, comprenant une trame quartzo-feldspathique et micacée à grain moyen moulant de nombreux porphyroclastes centimétriques ou pluricentimétriques de feldspath. La proportion et la taille des porphyroclastes peut varier très rapidement, de même que l'alternance de ces deux faciès qui peut se faire banc pour banc.

Le gneiss fin leucocrate a une texture granolépidoblastique avec une foliation principale S1 soulignée par l'orientation des paillettes de micas et parfois par leur ségrégation en minces lits, alternant avec des lits quartzo-feldspathiques. Le quartz, en petites plages à extinction onduleuse et parfois en prorubans, est abondant (40 à 50 %) et le feldspath, en petites et moyennes plages déformées, est principalement constitué de microcline (30 à 40 %) et, dans une moindre mesure, d'albite-oligoclase (20 %). Le mica blanc est nettement prépondérant (6-8 %) par rapport à la biotite (1 %). Accessoirement, apparaît aussi de l'apatite et du zircon.

Le gneiss œillé montre des compositions minéralogiques comparables mais plus homogènes, avec 35 à 40 % de quartz, 30 à 40 % de microcline, 15 à 20 % d'albite-oligoclase, 5 à 8 % de muscovite et 1 à 2 % de biotite. Les porphyroclastes, déformés et moulés par la foliation, sont essentiellement du microcline et parfois de l'albite-oligoclase.

Les analyses chimiques réalisées sur cet orthogneiss sur le territoire de la carte Concarneau (Béchenec et *al.*, 1996) montrent une composition très acide ($\text{SiO}_2 = 75\%$) et fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,40\%$). Le faciès œillé est comparable à un leucogranite hyperalumineux, et le faciès leptynitique se rapproche des granitoïdes calco-alcalins post-orogéniques. Une datation à 450 ± 8 Ma a été obtenue par J.-J. Peucat (1983) par la méthode Rb-Sr sur sept échantillons collectés entre Quimperlé et La Forêt-Fouesnant, notamment dans la carrière de Neiz-Vrañ, située au Sud-Est de la feuille Quimper.

$o\zeta\gamma^3$; $\zeta\gamma^5$. **Orthogneiss de Plonéour : faciès œillé ; faciès leptynitique.** Cet orthogneiss forme au Sud-Ouest de la feuille une étroite bande SW-NE, large de 1,5 à 3 km et longue de 10 à 12 km. Limité à l'Est par le

granite de Pluguffan, il est bordé, sur son flanc nord, par les métasédiments de la Formation de Truñvel et, sur son flanc sud, par ceux du Groupe de Nerly. Au-delà de la feuille, il se poursuit vers le Sud-Ouest jusqu'à la Baie d'Audierne. Cet orthogneiss est recoupé par le granite de Pluguffan dans lequel il apparaît en rares enclaves de dimensions modérées. Il est lui-même intrusif dans les métasédiments du Groupe de Nerly. Le contact entre les deux unités est net, avec localement des sills d'orthogneiss recoupant les métasédiments ; de plus, dans la région de Tréméoc, l'orthogneiss forme une bande de 4 km x 80 à 300 m, intercalée dans l'Unité de Nerly. Le contact avec la Formation de Truñvel est tectonique, souligné par des mylonites feuilletées ; celles-ci sont bien visibles notamment au Nord-Est de Plonéour, près de la maison de retraite et du réémetteur de Kersonis.

L'orthogneiss de Plonéour affleure principalement en bordure de la route Tréméoc – Plonéour et à flanc des deux vallées axées NNW-SSE recoupées par cette même route. Il se présente très généralement comme une roche œillée ; il est alors caractérisé par de nombreux yeux feldspathiques infracentimétriques moulés par une trame à grain moyen, quartzo-feldspathique et largement micacée. Fortement tectonisé, cet orthogneiss montre généralement des structures C/S subverticales, orientées respectivement au 50-60° et au 70-80°, et une forte linéation d'étirement, portées par les plans C, et plongeant de 10° vers le Sud-Ouest. Les figures de déformation, dessinées notamment par les yeux feldspathiques, correspondent à un cisaillement senestre.

Sur son flanc nord, le faciès œillé passe en continu, d'après les observations faites dans l'ancienne carrière de Moulin-Callac, à un faciès leptynitique, gneiss fin leucocrate souvent fortement mylonitisé ; celui-ci forme ainsi une bande de puissance infrahectométrique observable depuis le Nord du bourg de Plonéour-Lanvern jusqu'à Stang-ar-Bacol.

L'orthogneiss œillé présente une texture granolépido porphyroclastique. La mésostase est constituée de quartz (40 %) en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, formant parfois des prorubans, de microcline (28 %) et d'albite-oligoclase (25 %), en petites et moyennes plages, de muscovite (5 à 10 %) et biotite (1 à 6 %), en petites et moyennes paillettes, orientées, déformées et regroupées en minces lits. Les porphyroclastes, déformés et moulés par les lits micacés, sont soit du microcline, soit de l'albite-oligoclase. Enfin des petits grenats et, accessoirement, des grains d'apatite et de zircon, s'observent localement.

Le gneiss fin leucocrate de la bordure nord se caractérise par une proportion de quartz modéré (30 %) et une nette prédominance du plagioclase (40 %) par rapport au feldspath potassique (10 à 15 %), ce qui suggère une tendance trondjhémitique. À l'inverse, une analyse chimique effectuée sur un échantillon du faciès œillé provenant du secteur de Bréhiliac (échantillon

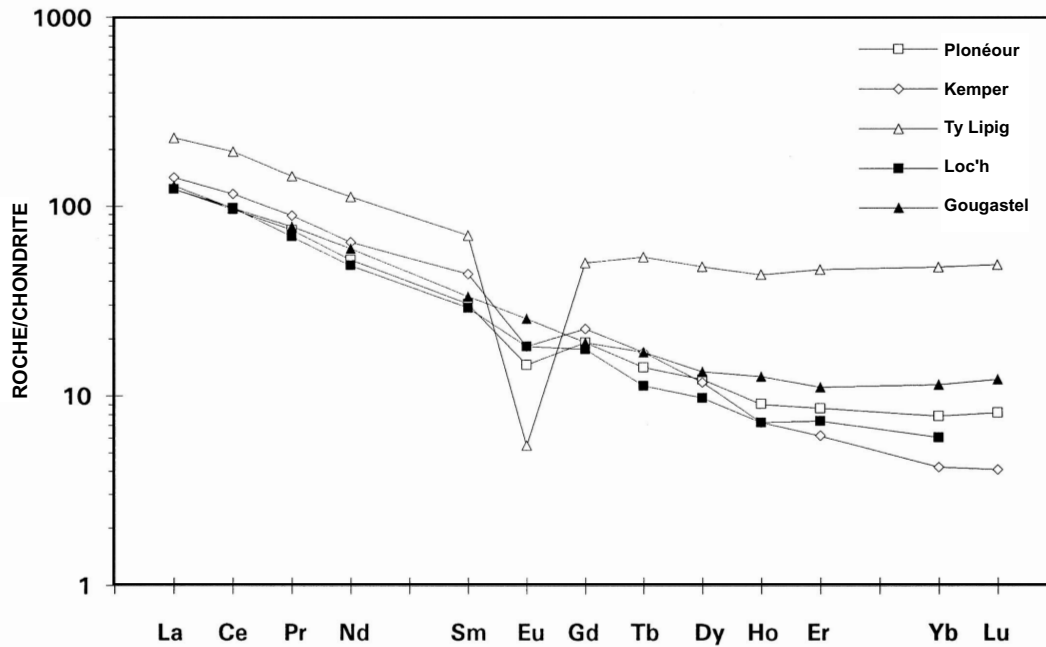


Fig. 9 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grevesse, 1989) pour les orthogneiss de la feuille Quimper

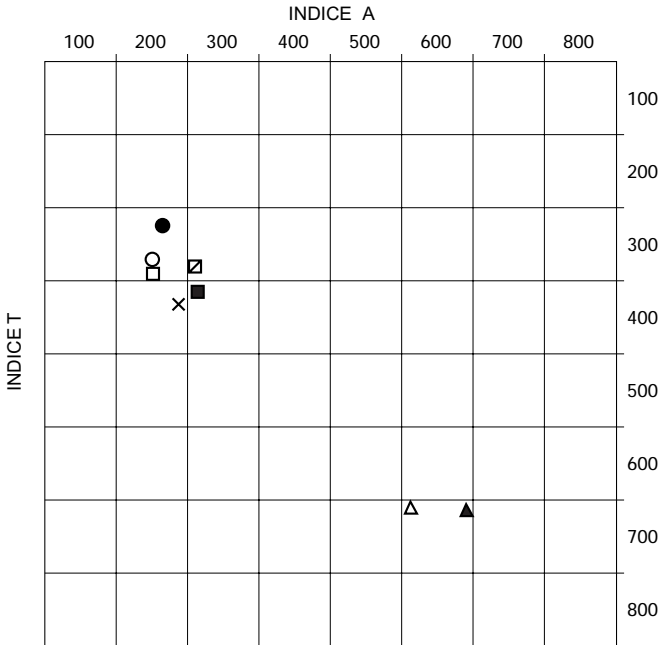


Fig. 10 - Distribution des zircons des orthogneiss de Plonéour (●), de Ty Lipig (⇒) et de Kemper (△), de la métagranodiorite de Gougastel (◩) et des granites de Pluguffan (■), d'Odet (○), du Steir (◻) et de Pouldergat (X). La population des zircons de chaque roche est représentée par son indice moyen dans le diagramme typologique de J.P. Pupin (1980)

FB 2230) (tabl. 2) montre son caractère fortement potassique ($K_2O = 4,1\%$) et fortement hyperalumineux ($A/CNK = 1,11$ sous réserve de la mobilité de Ca, Na et K). Modérément acide ($SiO_2 = 70,5\%$), cette roche se situe au voisinage de l'adamellite de référence dans le diagramme P – Q (Debon et Lefort, 1983) (fig. 5) ; son rapport $FeOt/MgO \sim 3$ suggère une affinité calco-alcaline. Le spectre de terres rares (fig. 9) montre un enrichissement modéré en terres rares légères, un fractionnement peu marqué entre terres rares lourdes et une faible anomalie négative en Eu. Ces caractères sont compatibles avec une affinité calco-alcaline.

L'étude typologique de ses zircons (fig. 10) montre une majorité de cristaux limpides, allongés et aciculaires, avec de nombreuses inclusions et un canalicule central suivant l'axe C. Une seconde population, plus rare, est formée de zircons trapus, colorés en brun-jaune, arrondis et jamais « indexables ». L'indice moyen A-T = 230-291 des zircons de la première population la place dans le domaine des granites d'anatexie crustale. Nous verrons que certains caractères géochimiques de cet orthogneiss sont compatibles avec une telle origine (cf. plus bas).

$\zeta\gamma^3$; $i\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss de Saint-Joseph (338 ± 10 Ma) : faciès œillé ; faciès fin.** Cet orthogneiss forme, au Nord de Peumerit, une bande principale qui s'étend sur 6 km d'Est en Ouest depuis Saint-Germain jusqu'à la limite de la feuille Quimper ; au-delà, elle se poursuit vers l'Ouest sur 2 km jusqu'à Pouldreuzic (Plaine et *al.*, 1981). Il forme aussi, au Nord de la bande principale, deux bandes de moindre importance (puissance de 100 à 500 m) d'allongement Est-Ouest également, qui, vers l'Ouest, se poursuivent jusqu'à la côte à Pors-Poulhan (Plaine et *al.*, 1981). Il apparaît ainsi, que l'orthogneiss de Saint-Joseph correspond d'une part à l'orthogneiss de Pors-Poulhan et d'autre part au granite de Pouldreuzic tels que distingués par J. Plaine et *al.* (1981) sur la carte géologique Pont-Croix à 1/50 000.

Cet orthogneiss est intrusif, au Nord, dans les métasédiments du Groupe de Penhors et au Sud, dans les serpentinites et les métagabbros de Peumerit, et les amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat. Il est lui-même recoupé sur ses flancs nord et est par le granite de Pluguffan, au sein duquel il constitue, localement, de rares et petites enclaves.

L'orthogneiss de Saint-Joseph affleure principalement en bordure de route, près de Moulin de Maréquez au Sud du hameau de Kervoëlic, près du Moulin Neuf, et à Menez Kerveyen. Il apparaît très généralement comme une roche œillée ; il est alors caractérisé par des yeux feldspathiques infracentimétriques, mais atteignant parfois 2 x 5 cm, moulés par une trame quartzo-feldspathique micacée, gris assez sombre. Il montre très souvent l'association de plans C/S et d'une forte linéation d'étirement ; la foliation

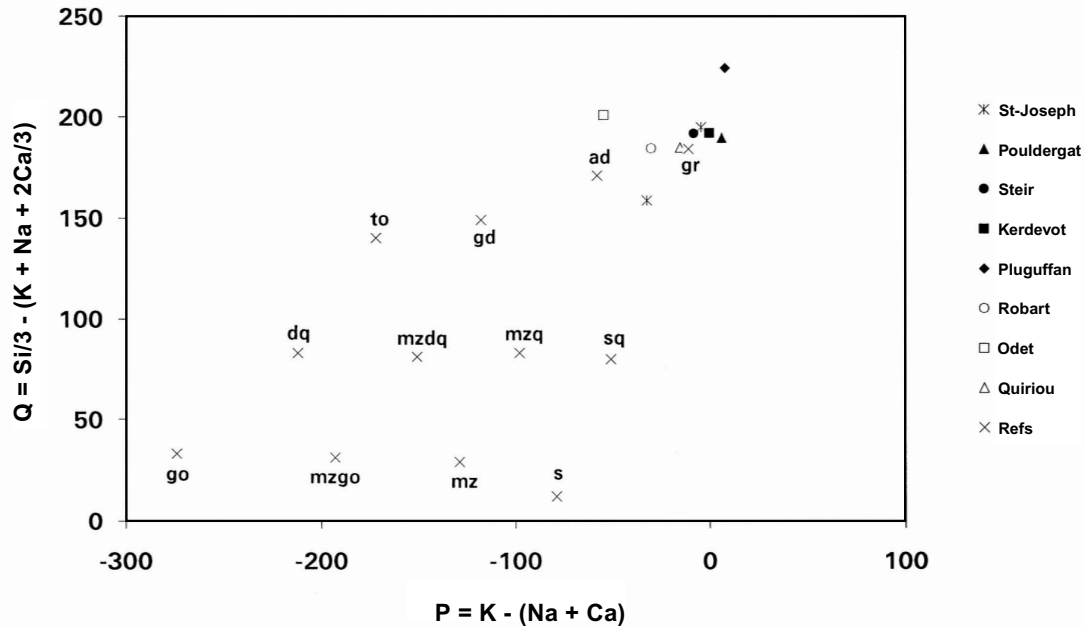


Fig. 11 - Diagramme P-Q pour les granites de la feuille Quimper
(pour des explications sur ce diagramme, voir légende de la Fig. 5)

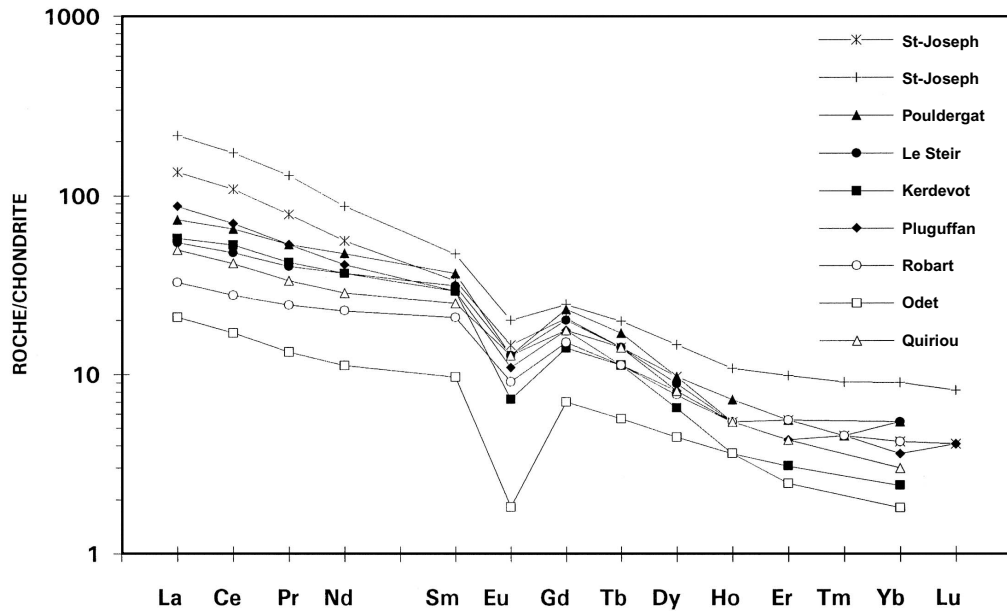


Fig. 12 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les granites de la feuille Quimper

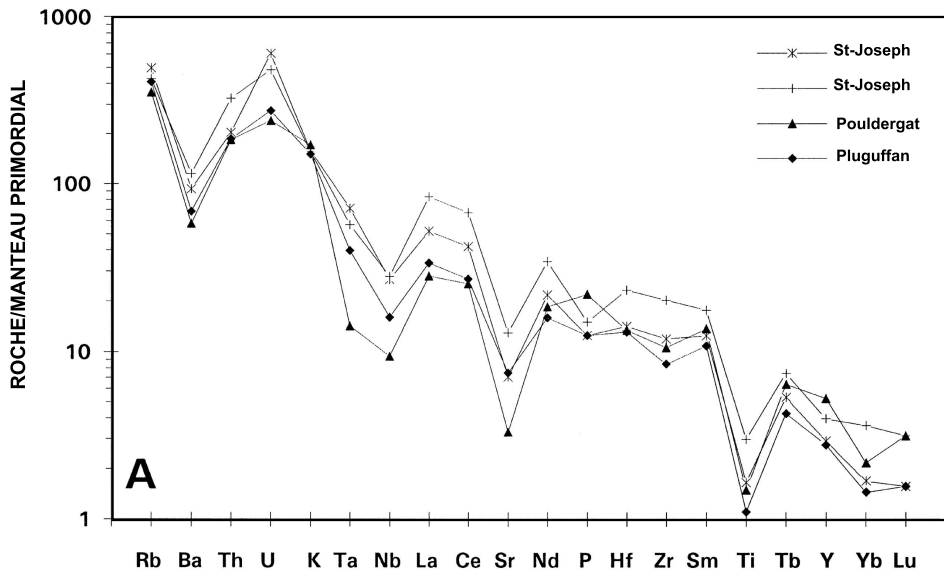


Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial
 (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) **pour les granites de la feuille Quimper**
 A - massifs se rattachant à l'association alumino-potassique de type Guéret

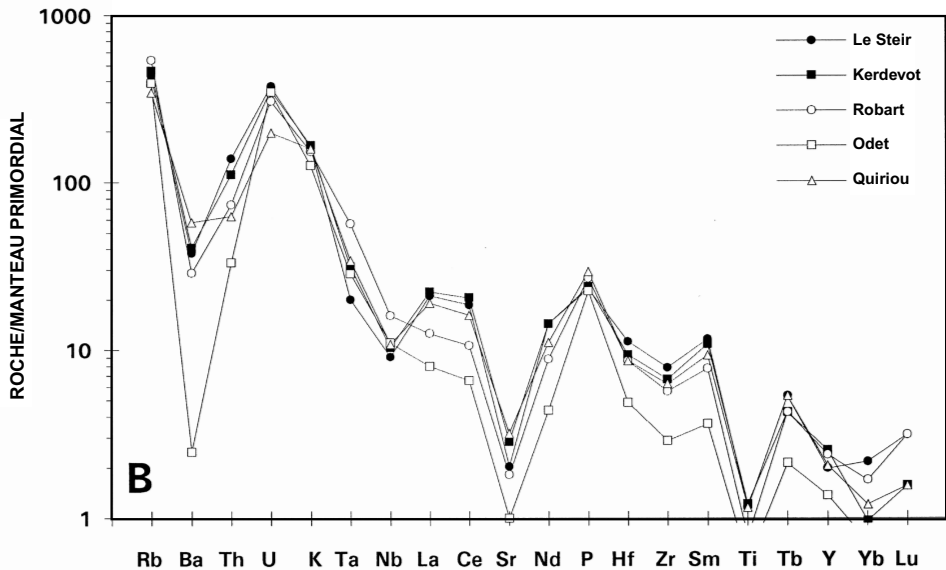


Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial
 (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) **pour les granites de la feuille Quimper**
 B - massifs se rattachant à l'association de type Limousin (Odet, Landudal) ou intermédiaires
 entre les types Guéret et Limousin (Le Steir, Kerdevot, Robart)

S et les plans C sont très souvent subverticaux et sont respectivement orientés 85-95° et 105-110°. La linéation d'étirement, portée par les plans C pend de 5 à 10° vers l'Ouest, la déformation des « yeux » feldspathiques dessine des figures correspondant à un cisaillement dextre, parfois sénestre. Cependant, au Sud-Est de la bande principale, l'orthogneiss de Saint-Joseph montre un faciès de gneiss fin leucocrate à débit en plaquettes, soit à muscovite nettement prépondérante sur la biotite en bordure du massif (au Nord de Kergellou), soit à biotite et muscovite (au Sud de Kervoélic). Ce même faciès fin à biotite-muscovite, apparaît aussi localement au cœur du massif, tel près de Kiridou.

Le faciès œillé de l'orthogneiss a une texture granolépidoblastique. La mésostase est composée de petits grains de quartz (35 à 40 %) à extinction onduleuse, parfois regroupés en lits discontinus holoquartzeux soulignant la foliation. Les micas, biotite (6 à 8 %) et muscovite (2 à 4 %), sont en paillettes orientées, elles-mêmes regroupées en minces lits parallèles à la foliation ; cette dernière comprend aussi de petites et moyennes plages engrenées de microcline (15 à 25 %) bordé de myrmékites et d'albite-oligoclase (30 à 38 %). Enfin, souvent apparaissent quelques petits grenats automorphes et, accessoirement, de l'apatite et du zircon. Les porphyroclastes sont constitués de microcline et, dans une moindre mesure, d'albite-oligoclase, en individus subautomorphes, souvent zonés.

Le faciès fin de l'orthogneiss a une texture granolépidoblastique et, si le gneiss à biotite-muscovite présente une composition minéralogique comparable à celle de l'orthogneiss œillé, le gneiss à muscovite prépondérante (7 %) se différencie par une proportion de quartz (48 %) nettement plus forte, mais des proportions sensiblement égales (~ 22 %) d'albite-oligoclase et de microcline.

Le faciès œillé (FB 2484) et le faciès fin à muscovite (FB 2515) de l'orthogneiss ont été analysés (tabl. 2). Tous deux sont acides ($\text{SiO}_2 = 69$ et $72,4$ %), potassiques ($\text{K}_2\text{O} \sim 4,8$ %) et nettement peralumineux ($A/\text{CNK} = 1,39$ et $1,18$). Dans le diagramme de classification P – Q (fig. 11), le faciès œillé se place au voisinage de l'adamellite de référence et le faciès fin au voisinage du granite *s.s.* Les spectres de terres rares (fig. 12) montrent un fractionnement marqué entre terres rares lourdes qui suggère la stabilité du grenat dans la source. La distribution des éléments traces permet une attribution à l'association aluminopotassique de « type Guéret » : les teneurs en Rb (> 200 ppm) et Ta (> 2 ppm) sont fortes, et les teneurs en Th (> 15 ppm), La (> 30 ppm), Zr (> 110 ppm), Hf (> 3,5 ppm) et Ba (> 550 ppm), bien que modérées, sont significativement plus élevées que dans les leucogranites peralumineux de « type Limousin ». De même, le spectre multi-élémentaire (fig. 13A), qui montre des anomalies négatives en Nb et Ta, ne présente pas

« l'effondrement » en Th et terres rares légères caractéristique des leucogranites de « type Limousin » (Thiéblemont et Cabanis, 1990).

Une étude de la typologie des zircons sur un échantillon du faciès œillé (FB 2484) provenant du secteur de Béchal (fig. 14) met en évidence deux populations distinctes : la première est caractérisée par des cristaux trapus, arrondis, corrodés en surface, très sombres, et non « indexables » ; la seconde est constituée de zircons aux formes cristallines assez nettes, mais à zonages fréquents, avec cœurs opaques et dissymétries. Seulement 35 % de cette population ont pu être indexés, ce qui montre un important étalement depuis des types S1-S2 jusqu'à des S5 et des S16-S18.

Une datation Pb/Pb par évaporation directe du Pb sur monozircon a néanmoins été tentée sur ces deux populations de zircon :

- deux zircons de la première population ont été analysés : pour respectivement 3 et 4 paliers de température, on note que l'âge augmente à chaque palier (tabl. 4), ce qui pourrait refléter la présence d'un héritage ancien (cœur hérité, non visible dans les zircons opaques) ;
- deux zircons de la seconde population ont également été analysés : ceux-ci donnent des âges proches à chaque palier de température ; l'âge moyen calculé (382 rapports isotopiques) sur les sept paliers conservés pour ces deux zircons est de 338 ± 10 Ma, ce qui correspond très probablement à l'âge de la cristallisation (Guerrot, 1997 : rapport BRGM).

γ_{Pb}^{3AL} . **Granite de Pluguffan (318 ± 4 Ma).** Le granite de Pluguffan constitue le plus vaste massif de la feuille Quimper qu'il prend en écharpe d'Est en Ouest, avant de se poursuivre au-delà, sur les feuilles voisines de Pont-Croix à l'Ouest (Plaine et *al.*, 1981) et de Rosporden à l'Est (Béchenec et *al.*, en prép.). Sur son flanc nord, il est limité par les ultramylonites de la branche principale de la « zone broyée sud-armoricaine ». Sur son flanc sud, il recoupe successivement d'Est en Ouest : l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé, les paragneiss du Groupe de Nerly, l'orthogneiss de Plonéour, les Formations de Truñvel et de Tréogat, l'orthogneiss de Saint-Joseph et la Formation de Penhors. Le contact entre ce granite et le Groupe de Nerly, de type intrusif, est bien exposé sur la rive ouest de l'Odet (fig. 3) ; son contact avec l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé est bien exposé aussi dans les « vire-court » (fig. 8) où cet orthogneiss apparaît en deux différentes unités d'extension plurikilométrique. Dans tous les cas, ce contact est net, et on n'observe pas d'enclaves, ni de métasédiments, ni d'orthogneiss jalonnant la bordure du granite. Cependant, il est généralement souligné par une passée pegmatoïde montrant une foliation frustrée parallèle à celle observée, tant dans l'encaissant, que dans le granite, où elle est bien marquée. Par ailleurs, le granite de Pluguffan emballe de nombreuses enclaves de micaschistes, gneiss fins micacés, amphibolites et orthogneiss dont l'ex-

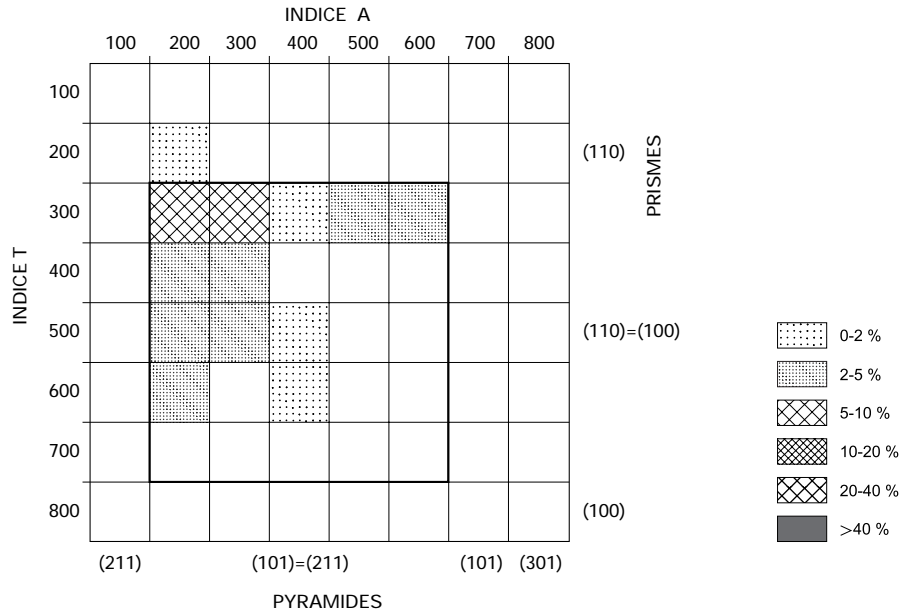


Fig. 14 - Diagramme de répartition typologique indicatif des 35 zircons indexés de l'orthoigneiss de Saint-Joseph (FB 2484) (Pupin, 1980)

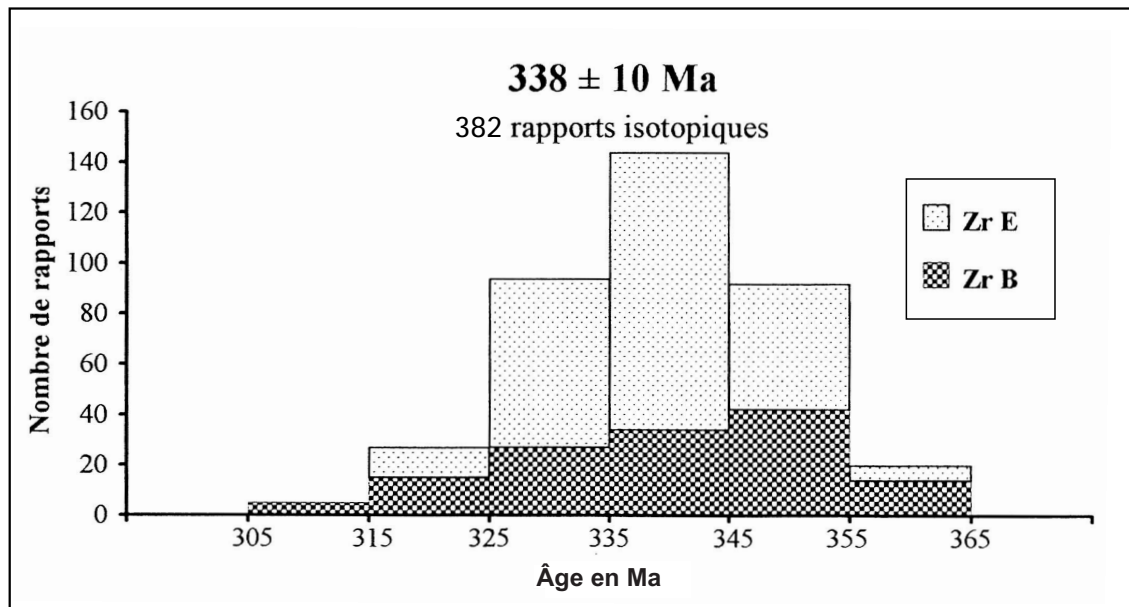


Tableau 4 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons de l'orthogneiss de Saint-Joseph (FB 2484)

tension est souvent plurimétrique à pluridécamétrique (tel sur le nouveau périphérique sud de Ploneis) et parfois plurihctométrique à kilométrique. Dans ce dernier cas, les enclaves ont été individualisées cartographiquement. Enfin, le granite de Pluguffan enveloppe aussi la leucogranodiorite de Plomelin et la granodiorite anatectique de Quimper, le passage à ces deux entités étant très progressif et continu.

Le Granite de Pluguffan affleure largement sur les rives de l'Odet dans les « vire-court », et le long des routes Quimper – Nantes, Quimper – Pont l'Abbé, Quimper – Audierne et Ty-Lipig – Ploneis. Il affleure aussi dans de nombreuses carrières, dans la région de Saint-Evarzec (Saint-Philbert, Meilh Gwenn), de Gouesnac'h (Ty Lae), du Moulin du Lendu, de Plomelin (Kergwel, Koat Nizon, Kerem Bihan, Kerdavid), de Quimper (Kergestin, Kornigwel). Il apparaît enfin sous forme de nombreuses « pierres volantes » dans les champs.

Le granite de Pluguffan apparaît homogène en dépit de sa grande extension. De couleur gris clair, il prend une teinte blanc cassé à beige à l'altération. Il est isogranulaire avec un grain fin à moyen, bien que, parfois, apparaissent quelques petits porphyroblastes de feldspath. Il est riche en petites paillettes de micas avec une prédominance nette de la muscovite sur la biotite, et il est très généralement orienté. Cette orientation est souvent peu accentuée, mais dans certaines zones, elle est au contraire très marquée, et on a, alors, une association de plans C et S avec une linéation d'étirement portée par les plans C. Ce type de déformation s'observe notamment sur le flanc nord du massif, en bordure de la ZBSA. Ainsi, à l'Est de Quimper, près du Grand Guélen les plans S1 subverticaux sont orientés 80-85° et les plans C, subverticaux axés 95-100°, portent une linéation d'étirement qui pend de 15° vers l'Est. De même, à Quimper, à l'Ouest du Frugy, la foliation S1 subverticale est orientée 95-100°, et les plans C subverticaux, axés 115-120°, portent une linéation d'étirement qui pend de 25° vers l'Est. De plus, dans cette zone, les figures de déformation de certains cristaux de feldspath correspondent à un cisaillement dextre. Ce même type d'association est observé à Ploneis avec S1 subverticale orientée à 85° et les plans C à 105°, portant une linéation d'étirement pentée à 15° vers l'Est. Cependant, d'autres couloirs de déformation sont aussi observés dans ce granite : au Kornigwel, où l'on observe l'association de plans S1 et C subverticaux axés respectivement 75-80 et 95-100, les plans C portant une forte linéation d'étirement penté et de 10 à 15° vers l'Ouest. Dans cette zone, les figures de déformation correspondent à un cisaillement dextre, et le couloir se suit vers l'Ouest jusqu'à Quelenec. D'autres couloirs de cisaillement comparables ont aussi été notés entre le Moulin du Lendu et Le Mur, en passant par l'Arbre du Chapon, entre Kernevez Piquet et le Polhoat, en passant par Kerel Vraz, et, plus localement, près de l'étang de Korroac'h.

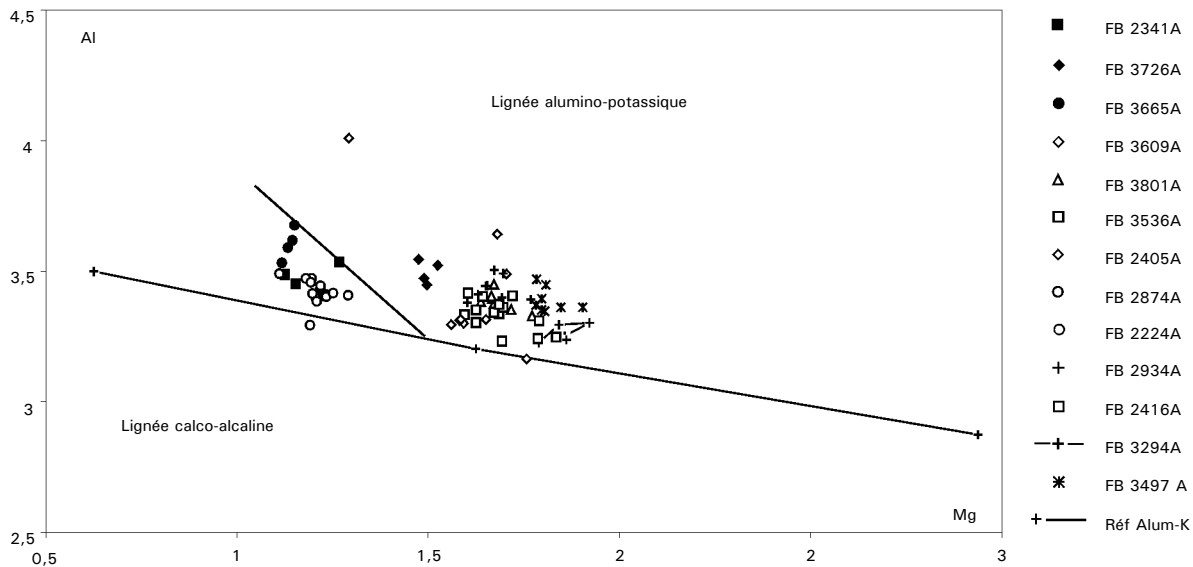
Le granite de Pluguffan présente une texture grenue avec, assez fréquemment, une orientation fruste principalement soulignée par les micas. Le quartz (40-45 %) est en petites et moyennes plages à extinction légèrement onduleuse, souvent regroupées en îlots holoquartzeux. Le microcline (25-30 %) apparaît en petites et moyennes plages associées à celles d'albite-oligoclase (25-30 %). Ces deux types de feldspath sont aussi parfois en petits porphyroblastes, qui, dans le cas du plagioclase, sont souvent zonés avec un cœur très damouritisé : la muscovite (4-7 %) apparaît en moyennes et grandes paillettes associées à celles de biotite (2-4 %), lesquelles peuvent être chloritisées. L'apatite et le zircon sont des minéraux accessoires fréquents.

Cependant, localement, le granite de Pluguffan présente une composition minéralogique quelque peu différente. Ainsi, sur la bordure sud du massif, dans la région de Gouesnac'h et sur la rive ouest de l'Odet, le plagioclase (45 %), de type albite-oligoclase, prédomine nettement sur le feldspath potassique (15 %, microcline). Ces faciès à tendance trondhjémitique se rencontrent aussi par ailleurs dans le massif, tel au Sud de Ploneis, à Saint-Germain et à Saint-Evarzec. Enfin, dans les couloirs de cisaillement, le granite présente une texture mylonitique avec plans C/S marqués par du quartz en protorubans, des porphyroblastes feldspathiques cassés, moulés par les plans de déformation et paillettes de micas déformées et orientées.

L'analyse chimique d'un échantillon (FB 2874) (tabl. 2) montre un caractère relativement siliceux ($\text{SiO}_2 = 73,6 \%$), nettement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,58 \%$) et fortement peralumineux ($\text{A/CNK} = 1,50$). Dans le diagramme P - Q (fig. 11), la roche se place au voisinage du granite *s.s.* Le spectre de terres rares (fig. 12) témoigne d'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes (stabilité du grenat dans la source), avec une anomalie négative en Eu et d'un enrichissement modéré en terres rares légères. Le spectre multi-élémentaire normé au Manteau Primordial (fig. 13A) montre des anomalies négatives en Ba (fractionnement du feldspath alcalin), Sr (fractionnement du plagioclase) et Ti (fractionnement d'oxydes). Les teneurs relativement élevées en Th (15,2 ppm) et La (20,6 ppm) distinguent le granite de Pluguffan des leucogranites alumino-potassiques de « type Limousin » qui présentent un « effondrement » caractéristique de ces éléments.

L'analyse chimique des biotites (FB 2874 et FB 2341) montre, d'après le diagramme typologique Al/Mg (Nachit et al., 1985), que leur composition est comparable à celles des biotites des granites alumino-potassiques de « type Limousin » (fig. 15), ce qui n'est pas strictement cohérent avec les caractéristiques géochimiques.

L'étude typologique des zircons (FB 2874) montre de nombreux cristaux de couleur rose pâle, souvent dissymétriques et trapus, et parfois zonés ; certains zircons sont cependant parfaitement incolores. 51 % des zircons ont pu



FB 2341A-2874A : granite de Pluguffan ; FB 2405A-2416A : leucogranodiorite de Plomelin ; FB 2934A-3801A : granodiorite anatectique de Quimper ; FB 2224A : faciès Kermaria du granite de Pont-l'Abbé ; FB 3726A6-FB 3609A : granite du Steir ; FB 3497A : granite de Robart, faciès fin ; FB 3665A : granite de Robart, faciès moyen ; FB 3536A : granite de Kerfelgant-Locronan ; FB 3294A : granite de Pouldergat

Fig. 15 - Diagramme typologique Al-Mg (Nachit et *al.*, 1985) de composition des biotites pour les granites de la feuille Quimper

être indexés et ils forment une population homogène qui, dans le diagramme de répartition typologique de J.P. Pupin (1980), se situe dans le domaine des granites d'anatexie crustale sialique (fig. 10), avec un indice moyen $\bar{A}-T = 274 - 366$.

Une datation Pb/Pb, par évaporation directe du Pb sur monozircon, a été réalisée sur six zircons dont la taille varie de 320 à 470 μm . Tous ont donné entre un et quatre paliers de température ; mais l'intensité du signal Pb, souvent faible, n'a pas permis l'acquisition d'un grand nombre de mesures (tabl. 5). Il en résulte une erreur relativement importante (Guerrot C., 1997 - rapport BRGM). Huit paliers, correspondant à cinq zircons, ont ainsi été conservés, et la moyenne obtenue sur ces cinq cristaux (302 rapports isotopiques) est de 323 ± 10 Ma, âge considéré comme celui de la cristallisation du granite.

Des monazites extraites du même échantillon (FB 2874) ont aussi été sélectionnées et montées sur sections polies pour analyse à la microsonde électronique (Cocherie, 1997 - rapport BRGM). La mesure des teneurs en U, Th et Pb a permis le calcul d'un âge U-Th-Pb total sur 210 points (15 points sur 14 grains différents). L'âge isochrone obtenu est de 317 ± 24 Ma, considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite et, par suite, comme celui de la mise en place du granite (tabl. 6). L'évolution de la procédure de calcul de l'âge U-Th-Pb (Cocherie et Albarède, 2000) a permis d'affiner cet âge à 318 ± 4 Ma. On notera le bon accord sur les âges obtenus par les deux méthodes.

Enclaves du granite de Pluguffan

Le granite de Pluguffan montrent plusieurs enclaves dont l'extension pluriectométrique à kilométrique est suffisante pour qu'elles puissent cartographiées. Certaines sont situées dans le prolongement des unités recoupées par le granite, aussi sont-elles considérées comme parties de ces unités :

- à l'Est de Stang ar Bacol, deux enclaves sont ainsi rattachées, de par leur position géographique et leur faciès, à l'orthoigneiss de Plonéour-Lanvern ;
- au Nord-Est de Stang ar Bacol, deux enclaves de micaschistes à biotite muscovite, localement (Kerdour) associés à de minces passées d'amphibolites, sont rattachées à la Formation de Truñvel ;
- au Sud de Saint-Germain, une enclave d'orthoigneiss œillé est rapportée à l'orthoigneiss de Saint-Joseph.

Cependant, d'autres enclaves ne correspondent pas à des faciès connus par ailleurs ; elles sont alors individualisées, en tant que telles, comme l'orthoigneiss de Ty Lipig, les métatexites du Mur et les micaschistes de Kerangall.

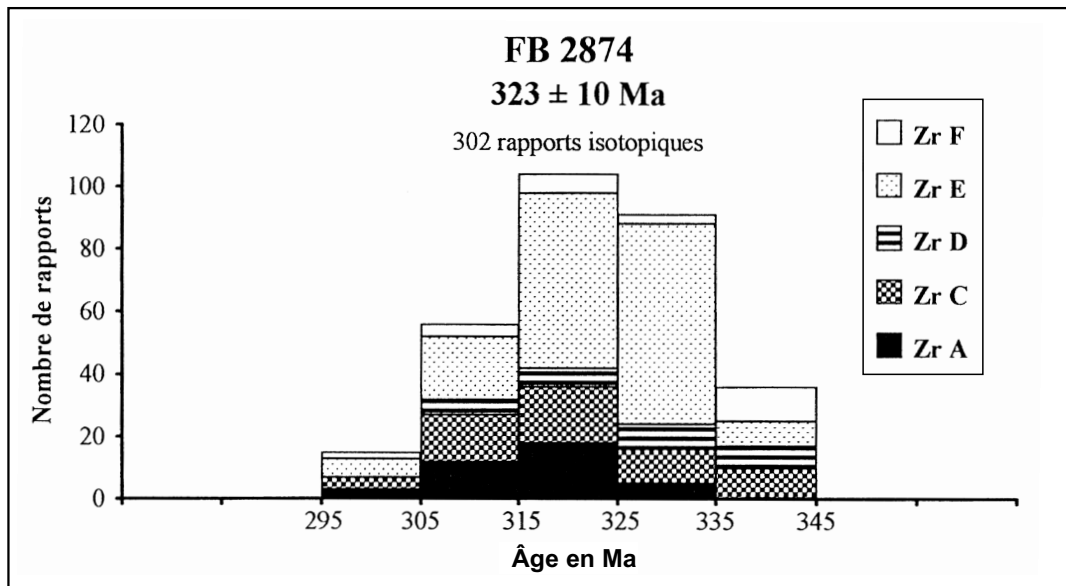


Tableau 5 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons du granite de Pluguffan (FB 2874)

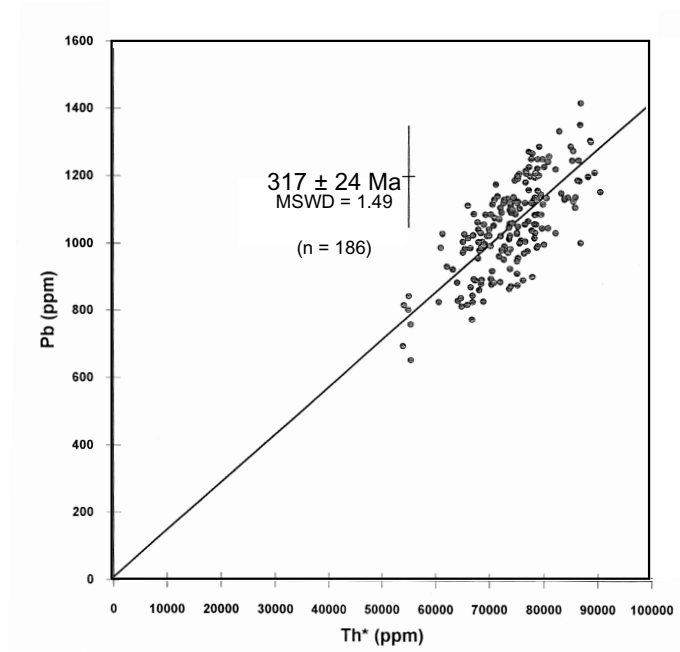


Tableau 6 - Analyses à la microsonde électronique sur les monazites du granite de Pluguffan (FB 2874)
(le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses)

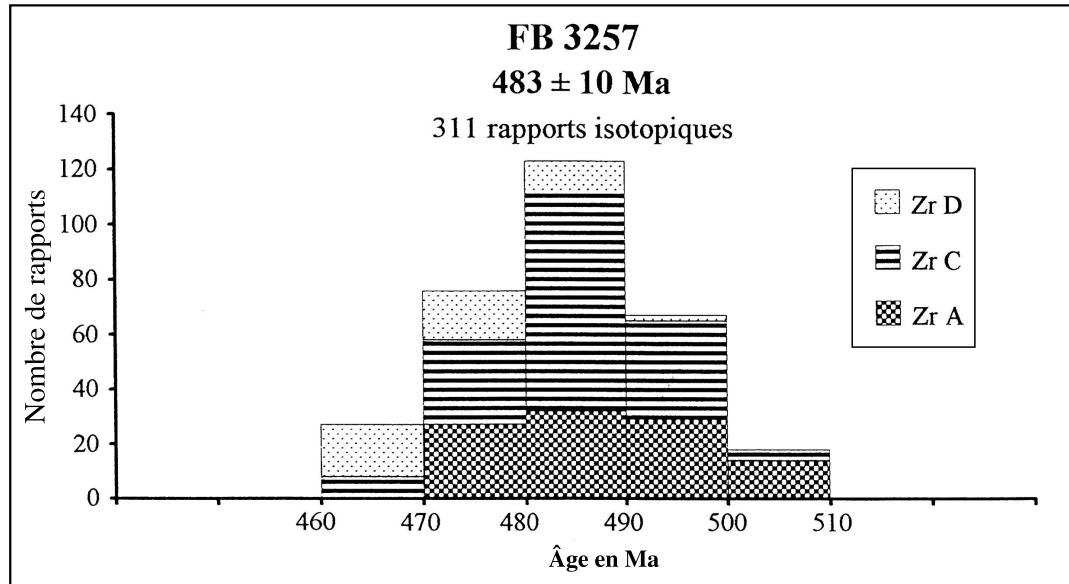


Tableau 7 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons de l'orthogneiss de Ty Lipig (FB 3257)

$M\zeta Y^4$. **Orthogneiss migmatitique de Ty Lipig (483 ± 10 Ma)**. Il forme une enclave d'extension kilométrique au Nord-Est de Ty Lipig, enclave emballée dans le granite de Pluguffan. Il affleure principalement à Ty Lipig et à Kerhascoët Bihan, le long de la nouvelle route d'accès à la voie rapide Quimper – Pont-l'Abbé. Lorsqu'il est visible, tel à Ty Lipig, le contact entre cet orthogneiss et son encaissant est progressif. Le granite de Pluguffan présente un enrichissement en biotite, avec restites biotitiques et zones nébulitiques à biotite, avant de passer à un orthogneiss migmatitique à yeux centimétriques de feldspath, riche en biotite et caractérisé par un litage subhorizontal plus ou moins continu. Par ailleurs, cet orthogneiss migmatitique est recoupé par des filons de granitoïde leucocrate.

Cet orthogneiss a une texture granolépido-phroclastique. La foliation est marquée par l'alternance de lits micacés à paillettes orientées de biotite et de lits quartzeux ou quartzo-feldspathiques. Le quartz (40 %) est en plages moyennes à extinction onduleuse, associées à celles de feldspath ou en grandes plages formant des îlots holoquartzeux. Le feldspath potassique (microcline, 23 %) est en petites plages interstitielles, en plages moyennes xénomorphes et, parfois, en porphyroclastes cassés, moulés par la foliation. Le plagioclase (albite-oligoclase, 30 %) apparaît en petites et moyennes plages xénomorphes. La biotite (7 %) est en petites et moyennes paillettes orientées dans le plan de la foliation et regroupées en lits à dominante micacée. Enfin, de nombreux petits grains de zircon sont associés aux paillettes de biotite.

Une analyse chimique a été effectuée (échantillon FB 3257) (tabl. 2) qui montre que cet orthogneiss est nettement acide ($SiO_2 = 78,39\%$), nettement peralumineux ($A/CNK = 1,12$ sous réserve de la mobilité de Ca, Na et K), fortement potassique ($K_2O = 4,62\%$) et se place au voisinage du granite de référence dans le diagramme P – Q (fig. 5). De plus, la roche est très riche en Th (53,1 ppm) et, dans une moindre mesure, en Ta (4,6 ppm), Y (72,8 ppm) et terres rares lourdes (ex. : Yb = 7,9 ppm). Ces caractéristiques, qui évoquent à la fois les granites subalcalins et les granites alcalins, l'apparentent à certains faciès de l'orthogneiss de Moëlan (Thiéblemont et *al.*, 1989). Ceci est confirmé par la typologie des zircons (fig. 10), qui montre une forte population dans le domaine des granites mantelliques alcalins, avec un indice moyen A-T = 646-666 et par les résultats géochronologiques (cf. plus bas).

Quatre zircons, ne montrant aucune structure de type « cœur hérité », ont fait l'objet d'une datation Pb/Pb par évaporation directe du plomb sur monozircon (Guerrot, 1997). Un de ces zircons n'a donné aucun enregistrement ; les autres ont donné des âges comparables sur plusieurs paliers (tabl. 7), et le calcul de l'âge, effectué sur six paliers (311 rapports isotopiques), donne

une moyenne de 483 ± 10 Ma, qui est considéré comme l'âge de cristallisation de l'orthogneiss. On notera que cet âge est identique à ceux obtenus sur l'orthogneiss de Moëlan (Béchenec et *al.*, 1996).

PζM. Paragneiss migmatitiques de Mur. Ils forment une enclave d'extension plurikilométrique au sein du granite de Pluguffan, de part et d'autre de l'étang de Mur. Cette enclave comprend des gneiss fins micacés à biotite et muscovite, plus ou moins affectés par une fusion partielle et associés à des amphibolites fines ou prasinitiques. L'ensemble est recoupé par un granitoïde à grain variable, fin à moyen, montrant de nombreuses enclaves décimétriques à plurimétriques de gneiss fins micacés et de nombreuses restites pluricentimétriques à décimétriques principalement composés d'amas biotitiques. Cet ensemble passe progressivement au granite de Pluguffan *s.s.*

myξ. Micaschistes mylonitiques de Kerangall. Ils forment, au Nord-Est de Kerangall, une lanière WNW-ESE, d'extension plurikilométrique, qui se poursuit sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, en prép.). Bordés sur le flanc sud par le granite de Pluguffan, ils sont limités vers le Nord par les ultramylonites de la « ZBSA ». Ils se présentent comme une roche de teinte gris-beige, avec association de plans « C » à la schistosité principale ; cette dernière est principalement soulignée par l'orientation des paillettes de muscovite et, parfois, par des quartz en lamelles formant de plus de minces lits discontinus holoquartzeux.

δK. Amphibolites de Koad Konk. Elles forment, au Nord de la Grande Halte, une bande étroite axée WNW-ESE qui s'épaissit vers l'Est et se poursuit plus largement au-delà de la feuille Quimper. Sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, en prép.), ces amphibolites vert sombre, à grain fin ont un débit régulier en plaquettes.

MY⁴ ; LY⁴. Faciès migmatitique ; Leucogranodiorite de Plomelin. Elle forme un massif de dimension réduite (0,5 x 8 km) et d'allongement E-W, depuis l'anse de Saint-Cadou, à l'Est de l'Odet, jusqu'à l'Avantage à l'Ouest de Plomelin. Ce massif est encaissé dans le granite de Pluguffan, mais ses relations avec ce dernier ne sont pas visibles. En effet, dans ses principaux affleurements, sur les rives de l'Odet et le long de la voie rapide Quimper – Pont-l'Abbé, il est en contact, respectivement, avec l'orthogneiss de Nizon – Kemperlé (lui-même en enclave dans le granite de Pluguffan) et avec les migmatites qui font transition avec le granite de Pluguffan. Le contact avec l'orthogneiss, bien visible au Sud du château de Kerambleiz, est de type intrusif : des apophyses du granite s'insinuent dans l'orthogneiss, et des enclaves pluridécimétriques à plurimétriques d'orthogneiss sont emballés au sein du granite. Le contact avec les migmatites, bien visible le long de la voie rapide, est au contraire très progressif : on passe insensiblement d'un granite homogène à un granite migmatitique caractérisé par un

litage nébulitique discontinu, plissé, souvent recoupé par des « passées de leucosomes » et montrant parfois des « restites » centimétriques à décimétriques riches en biotite. Cependant, ces « migmatites » très évoluées sont toujours riches en muscovite.

La leucogranodiorite de Plomelin, paraît assez homogène, avec un grain moyen à grossier et une teinte beige à pigmentation rouille lorsqu'elle est altérée. Elle est riche en grandes paillettes de muscovite et fréquemment bien orientée. La foliation est généralement fortement pentée (70-80°) vers le Nord et axée au 85-95°. Localement, ce granite est, de plus, affecté par des couloirs de cisaillement, tel à l'Est de Kerbernés, dans l'anse de Saint-Cadou, et le long de la voie rapide Quimper – Pont-l'Abbé. Dans ce dernier secteur, où ces structures sont particulièrement bien exposées, on note l'association de plans S et C subverticaux, orientés respectivement à 110° et à 80°, les plans C portant une linéation d'étirement pentée de 8° au 260°. Les figures dessinées par l'association de ces structures montrent qu'elles sont compatibles avec un cisaillement senestre.

La leucogranodiorite de Plomelin a une texture grenue hétérogranulaire avec une orientation plus ou moins marquée par les paillettes de micas. Le quartz (38-40 %) se présente en moyennes et grandes plages à extinction onduleuse, regroupées en îlots holoquartzueux. L'albite-oligoclase (28-35 %) est le feldspath dominant et apparaît en petites et moyennes plages xénomorphes et en blastes subautomorphes. Le microcline (20-25 %) se présente en moyennes et grandes plages bordées de bourgeons de myrmékite. La muscovite (4-8 %) est nettement prédominante sur la biotite (1-2 %), et toutes deux apparaissent en moyennes et grandes paillettes dont l'orientation, plus ou moins accentuée, souligne la foliation. Enfin, le grenat, en petits individus subautomorphes, est souvent présent, de même que l'apatite et le zircon.

Le faciès migmatitique de la voie rapide Quimper – Pont-l'Abbé présente une paragenèse comparable. Il est cependant moins quartzueux (32 %) et plus riche en plagioclase (45 %), le feldspath potassique ne dépassant pas 15 %.

L'analyse chimique des biotites (FB 2405-2416) montre, de par le diagramme typologique Al/Mg de H. Nachit et *al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celle des biotites des granites alumino-potassiques de type Guéret (fig. 15).

MY^{4AL}. Granodiorite anatectique de Quimper. Elle forme un massif principal étroit (1 à 3 km de large) mais qui s'étend sur une quinzaine de kilomètres d'Ouest en Est, depuis Pluguffan jusqu'à Troyalac'h, en passant par le Sud de la ville de Quimper. Ce massif est encaissé dans le granite de Pluguffan avec lequel les contacts sont très progressifs ; il emboîte de rares

petites enclaves de micaschistes et des enclaves d'orthogneiss œillés migmatitisés, dont les plus importantes (kilométriques) ont été individualisées de part et d'autre de la rocade sud-est de Quimper.

Les principaux affleurements de la granodiorite de Quimper sont situés : le long de la rocade sud-est de Quimper ; entre Troyalac'h et Ergué-Armel ; dans la région du Quinquis ; à Kervilien ; à l'entrée sud-ouest de Quimper ; le long de la voie ferrée à l'Ouest et au Nord de Penhars. Par ailleurs, des affleurements de moindre importance apparaissent tant dans la partie sud de la ville de Quimper, qu'en bordures des routes de la campagne environnante ; les « pierres volantes » peuvent être relativement nombreuses dans les champs, notamment à l'Est de Troyalac'h.

Dans la région du Quinquis, la granodiorite de Quimper a un grain hétérométrique, fin à moyen, avec des variations rapides et brutales. Elle est caractérisée par une grande richesse en biotite, laquelle souligne souvent une foliation bien marquée, subverticale, axée à 90° ; localement de petits porphyroblastes subautomorphes de feldspath sont présents.

Le long de la rocade sud-est, le faciès est comparable au précédent, mais cette granodiorite présente en plus, localement, des plans C/S subverticaux, orientés respectivement 90° et 110° et compatibles avec un cisaillement senestre. Dans cette région, ce granite présente également souvent un faciès franchement anatectique, avec des « fantômes » de porphyroclastes centimétriques de feldspath, une foliation plissotée nébulitique, et il passe progressivement à de véritables enclaves d'orthogneiss œillés migmatitiques.

Dans la région de Kervilien, la granodiorite a, dans l'ensemble, un grain assez fin, bien que hétérométrique. De plus, il présente souvent soit des « restites » centimétriques à biotite, soit un fin litage discontinu, nébulitique, souligné par les petites paillettes de biotite.

Dans la région de Penhars, ce même type de faciès est présent, et le passage progressif au granite de Pluguffan, qui constitue localement deux dômes circonscrits au sein de la granodiorite de Quimper (Kergestin et Ker-caradec), se fait par une diminution de la proportion de biotite et une augmentation concomitante de celle de muscovite.

La granodiorite de Quimper, dans la région du Quinquis et de la rocade sud-est de Quimper, a une texture grenue avec une orientation plus ou moins marquée, soulignée notamment par les micas. Le quartz peu abondant (25 à 35 %) est en plages moyennes parfois étirées dans le plan de foliation. L'albite-oligoclase, en plages moyennes souvent subautomorphes, constitue l'essentiel de la roche (40 à 50 %), alors que le microline, en plages moyennes xénomorphes, est nettement subordonné (10-20 %) ; tous deux constituent

parfois de rares porphyroblastes infracentimétriques. La biotite (8-12 %) est abondante et disposée en petites paillettes orientées, associées à celles de la muscovite (2-3 %). L'apatite et le zircon sont des minéraux accessoires assez fréquents. Les faciès de bordure de ce granite, tel à Kervilien et à Penhars sont plus riches en quartz (37-42 %), et le plagioclase et le feldspath potassique y apparaissent en proportions comparables (25-30 %) ; en outre, la proportion de biotite y est moindre (4-6 %) et parfois le grenat en petits individus globuleux y est présent.

L'analyse chimique des biotites (FB 2934-3801) dans ces deux types de faciès montre, cependant, de par le diagramme typologique Al/Mg (Nachit et al., 1985), qu'elles ont toutes une composition comparable à celles des biotites des granites alumino-potassiques de type Guéret (fig. 15).

M₂γ⁴. Orthogneiss migmatitique de Kemper (enclaves de la granodiorite anatectique de Quimper). Il apparaît en deux enclaves principales, d'extension plurihectométrique à kilométrique, le long de la rocade sud-est de Quimper. Les contacts avec l'encaissant – la granodiorite anatectique de Quimper – sont très progressifs.

L'orthogneiss de Kemper a un grain moyen/grossier, une foliation fluctuante, soulignée par des minces lits biotitiques déformés par des plis souples dysharmoniques. Il montre, en outre, d'assez nombreux porphyroclastes centimétriques de feldspath, fortement déformés. Ainsi, macroscopiquement, il est assez comparable à l'orthogneiss de Ty Lipig, lequel est cependant moins affecté par la migmatisation. Il a une texture grenue à granulépido-porphyroclastique, avec une foliation marquée par l'orientation des micas et leur ségrégation en minces lits. Le quartz (38-40 %), relativement abondant, est soit en plages moyennes à extinction fortement ondulée, soit en petites plages recristallisées en « mortier ». L'albite-oligoclase (30-32 %), en plages moyennes et parfois en porphyroclastes plus ou moins recristallisés en périphérie, est prédominante par rapport au microcline (20 %) disposé en plages xénomorphes moyennes et parfois grandes. La biotite (7 %) – le mica dominant – est associé à la muscovite (3 %), pour former des lits micacés. Enfin, accessoirement, apparaissent des grains d'apatite et de zircon.

Une analyse chimique de cet orthogneiss (échantillon FB 2932) (tabl. 2) montre une composition très acide ($\text{SiO}_2 = 74,23 \%$), faiblement peralumineuse ($A/CNK = 1,08$, sous réserve de la mobilité de Ca, Na et K) et fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 5,43 \%$). Dans le diagramme P – Q (fig. 5), la roche se situe au voisinage du granite de référence. Son spectre de terres rares (fig. 9) montre un net enrichissement en terres rares légères, une anomalie négative en Eu et un fractionnement marqué des terres rares lourdes. La roche présente, par ailleurs, l'ensemble des caractères des granitoïdes calco-

alcalins à subalcalins des zones de convergence de plaques (rapports Th/Ta et La/Nb élevés, teneur modérée en Zr,...).

L'étude typologique des zircons montre des cristaux abondants, de bonne taille, souvent très sombres avec parfois un cœur opaque et des zonages concentriques. L'indice moyen A-T = 569-657 de la population indexée (50 %) le place dans le domaine des granites subalcalins (fig. 10), ce qui est cohérent avec les données géochimiques.

$g\gamma_A^{2AL}$; $l\gamma_A^{4AL}$. **Granite de Pont-l'Abbé : faciès grossier ; faciès fin leucocrate.** Il forme un vaste massif qui couvre la majeure partie de l'extrémité sud-ouest du Finistère, mais seule sa bordure nord apparaît sur la feuille Quimper, entre les régions de Pont-l'Abbé – Combrit et de Pleuven – Fouesnant. Ce granite est en contact avec les micaschistes et gneiss du Groupe de Nerly, sauf ponctuellement, au Cap Koz, où il recoupe ceux du Groupe de Merrien.

Ce contact est généralement « progressif » tel sur les rives de l'Odet. Il est alors marqué, dans les paragneiss, par des traces de fusion partielle et par la présence de nombreux dykes de pegmatites, aplites et granitoïdes et, dans le granite lui-même, par un grand nombre de tels filons et de nombreuses enclaves de paragneiss plus ou moins fortement remobilisés. Cependant, localement, tel dans l'anse de Combrit et au Sud de la réserve d'eau de Pont-l'Abbé, le contact paraît tectonique : dans les métasédiments il n'apparaît guère de dyke, ni de fusion partielle associés au granite, et ce dernier est orthogneissifié en bordure, sur une centaine de mètres de puissance.

Le granite de Pont-l'Abbé affleure principalement sur les rives de l'Odet et près de Kermaria, en bordure de la route Pont-l'Abbé – Quimper. Il est généralement très hétérogène :

- sur les rives de l'Odet, le faciès principal, souvent assez fortement altéré, a un grain moyen/grossier, plus ou moins orienté, riche en grandes paillettes de biotite et, dans une moindre mesure, de muscovite, avec des cristaux automorphes centimétriques de feldspath pris dans une trame plus fine quartzo-feldspathique. Ce type de granite emballe assez fréquemment des enclaves métriques à plurimétriques, voire décamétriques, de gneiss fins très micacés et parfois d'amphibolite. L'ensemble est recoupé par de nombreux dykes décimétriques à métriques de pegmatite (parfois à tourmaline noire), d'aplite, d'aplopegmatite et de granites fins leucocrates à « bouffées » pegmatoïdes. Ces derniers peuvent constituer localement, comme sur la rive nord de l'Odet au niveau du « Pont de Cornouaille », des « passées » hectométriques emballant des enclaves plurimétriques du granite à biotite ;
- dans la région de Kermaria, le granite de Pont-l'Abbé présente un faciès hétérogène, relativement isogranulaire à grain moyen/fin et plus leucocrate

(L_{7A}^{4AL}) ; comme le faciès précédent il est riche en micas, mais la muscovite est plus abondante que la biotite.

Le granite de Pont-l'Abbé est généralement peu ou pas orienté. Lorsque cette orientation est marquée, notamment par les amas flexueux de micas, comme sur les rives de l'Odét, elle correspond à des plans subverticaux orientés au 80-90°. Cependant, au Sud de la réserve d'eau de Pont-l'Abbé et dans l'anse de Combrit, où le contact entre le Groupe de Nerly et le granite est tectonique, ce dernier est fortement déformé et présente alors un aspect orthogneissique dû à l'association de plans C/S verticaux orientés respectivement 50-55° et 70-80° et compatible avec un cisaillement senestre. Le granite au faciès moyen/grossier à biotite (Odét) a une texture grenue avec des porphyroblastes de feldspath. Le quartz (30-38 %), relativement peu abondant, se présente en moyennes et petites plages à extinction onduleuse, souvent regroupées en îlots holoquartzeux. Le microcline (30-35 %) est soit en petites et moyennes plages dispersées dans la trame, soit en porphyroblastes subautomorphes souvent cassés. L'albite-oligoclase (25-30 %) est en petites et moyennes plages associées à celles du microcline et en porphyroblastes subautomorphes parfois zonés et souvent damouritisés. La biotite (4 à 8 %), en grandes paillettes flexueuses déformées, est associée à la muscovite (1 à 2 %) en petites paillettes. Très souvent, apparaît aussi de la sillimanite en fines aiguilles disposées en gerbes. Enfin, le zircon et l'apatite sont des minéraux accessoires assez fréquents.

Le granite à faciès moyen/fin à muscovite dominante (faciès Kermaria L_{7A}^{4AL}) présente une texture grenue relativement isogranulaire et une composition minéralogique de leucogranodiorite. Le quartz (45 %), plus abondant que dans le faciès précédent, est en plages moyennes à grandes, à extinction onduleuse. L'albite-oligoclase (38 %), en plages moyennes subautomorphes, est nettement dominante par rapport au microcline (10 %). La muscovite (4 %) et la biotite (2 %) apparaissent en petites et moyennes paillettes déformées. La sillimanite apparaît aussi en fibrolite. Le zircon et l'apatite constituent les minéraux accessoires.

Le granite leucocrate à grain fin présentent une composition minéralogique assez proche du précédent, bien que la biotite soit généralement absente. Le quartz (38 - 40 %) est disposé en petites et moyennes plages souvent regroupées en îlots holoquartzeux. L'albite-oligoclase (45 %), en lattes subautomorphes, forme l'essentiel du feldspath. Le microcline (10 %) apparaît en petites plages xénomorphes intergranulaires. La muscovite (5 %) est en petites et moyennes paillettes, tandis que du grenat apparaît parfois aussi en petits individus globuleux subautomorphes.

L'analyse chimique des biotites (échantillon FB 2224) du faciès Kermaria du granite de Pont-l'Abbé montre, de par le diagramme typologique Al/Mg de H. Nachit *et al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celles des biotites des granites aluminopotassiques de type Limousin (fig. 15).

Unités mylonitiques, métamorphiques et plutonique du domaine central

ξE. Formation d'Elliant : micaschistes. Ils forment une étroite bande au Nord et au Nord-Est d'Ergué-Gabéric, bande qui est tectoniquement tronquée vers l'Ouest, mais s'étend largement vers l'Est, sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec *et al.*, en prép.). Cette unité est limitée sur son flanc nord par des ultramylonites qui la séparent des entités du domaine septentrional, et sur son flanc sud par le granite d'Ergué et celui de La Croix-Rouge avec lesquels elle est aussi en contact tectonique. Enfin, très généralement, ces micaschistes sont recoupés par le métagranite de Saint-Thurien et, localement, par un sill de métagabbro-diorite. Cette série n'affleure que peu sur la feuille Quimper – comme l'affleurement près de Bohars – cependant, elle donne de nombreuses « pierres volantes ». Les micaschistes, gris argenté à beiges, ont un débit en feuillets ou en plaquettes et ils présentent très généralement un grain fin, sauf localement, près de Kerveil, où ils montrent des « yeux » plurimillimétriques quartzofeldspathiques. Ils présentent une texture mylonitique avec association de plans C/S subverticaux, orientés respectivement à 85° et 70°. Le quartz (48 %) se présente en petites plages à extinction ondulée regroupées en minces lits. Les micas sont orientés et, suivant les faciès, c'est soit la biotite (biotite 40 % - muscovite 10 %), soit la muscovite (muscovite 45 % - biotite 2 %) qui domine. Enfin la sillimanite est parfois présente en baguettes automorphes.

Mγ³. Métagranite de Saint-Thurien. Il est peu développé sur la feuille Quimper, où il apparaît en une étroite lanière orientée E-W, à l'Est d'Ergué-Gabéric. Cependant, ce métagranite s'étend largement sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec *et al.*, en prép.). Il est intrusif dans les micaschistes d'Elliant et, localement, il est en contact tectonique avec le granite d'Ergué. Il présente généralement, sur la feuille Quimper, un faciès à grain fin, gris clair, finement folié, avec de rares « yeux » plurimillimétriques de feldspath, qui se débite facilement en dalles. Cependant, localement, ce faciès fin passe à un faciès à grain moyen montrant de nombreux « yeux » de feldspath centimétriques. Ce métagranite s'observe principalement en « pierres volantes », notamment près de la ferme du Meout Vraz, où apparaissent aussi de rares affleurements de dimensions réduites.

Le faciès à grain fin a une texture granoblastique plus ou moins mylonitique, avec association de plans C/S, soulignés par des grains de quartz en prorubans. Le quartz (40 %) forme de minces lits discontinus holoquartzueux ; le feldspath potassique (25 %) est en petites plages xénomorphes et en rares porphyroclastes ; l'albite-oligoclase (28 %) est en petites plages xénomorphes et en petits porphyroclastes damouritisés ; la biotite (5 %) est en petites paillettes orientées, souvent en voie de chloritisation, associées à celles de muscovite (1 %) ; le zircon, l'apatite et la tourmaline sont les minéraux accessoires.

M0η. Métagabbro-diorite. Cette roche apparaît au Nord de Kerveil, en limite orientale de la feuille, où elle forme un sill de puissance décamétrique à pluridécamétrique au sein des micaschistes d'Elliant. Sur la feuille Quimper, elle apparaît uniquement en « pierres volantes ».

Cette roche vert sombre, d'aspect massif, à grain moyen à fin, est grossièrement orientée. Le plagioclase (54 %) forme la trame et se présente en plages hétérométriques subautomorphes, souvent zonées, avec un cœur totalement damouritisé. La hornblende (44 %) est caractérisée par un pléochroïsme brun-vert, et ses plages, les plus grandes sont souvent affectées par le phénomène de « clouding ». La biotite (3 %), plus ou moins chloritisée, et les opaques (3 %) complètent cette paragenèse.

γE^{3AL} ; $g\gamma E^{3AL}$; δE^{3AL} . **Granite d'Ergué : faciès Ergué s.s ; faciès Kerfeunteun ; faciès Gourlizon.** Ce granite forme une bande étroite (1 à 2 km de large), axée WNW-ESE, qui prend en écharpe toute la feuille Quimper, en passant par Gourlizon, Ploneis, Quimper nord et Ergué-Gabéric ; il se poursuit sur les feuilles voisines : Pont-Croix (Plaine et *al.*, 1981) à l'Ouest, où il n'est pas cartographiquement individualisé, et Rosporden à l'Est (Béchenec et *al.*, en prép.). Ce granite est bordé et limité par deux zones mylonitiques sub-parallèles : au Sud, la lanière d'ultramylonites de la branche principale de la « ZBSA » et au Nord, les mylonites de micaschistes, d'amphibolites et de granites de la branche annexe de la « ZBSA ». Enfin, à Quimper, ce granite est en contact sur son flanc sud avec les séries carbonifères qui se sont déposées dans un petit bassin généré par des failles ; au Nord de Ploneis, il est en contact avec les granites de Pouldergat et de Robart du fait du décrochement dextre plurikilométrique associé au système Kerform.

Le granite d'Ergué présente trois principaux faciès : le faciès Ergué s.s. à l'Est, le faciès Kerfeunteun au centre de la bande, à Quimper, et le faciès Gourlizon à l'Ouest.

• **Faciès Ergué s.s.** (γE^{3AL}). Les principaux affleurements de ce faciès granitique sont situés en bordure de la vallée du Jet, notamment le long de la route d'Elliant et localement le long de la voie ferrée. Il apparaît, par

ailleurs, sous forme de nombreuses « pierres volantes ». Il se présente comme une roche claire, à grain fin/moyen, relativement riche en petites paillettes de mica blanc. Il est très généralement orienté avec, assez fréquemment, une association de plans C et S subverticaux, orientés respectivement à 130° et à 105° ; les plans C portent une linéation d'étirement qui pend de 35° selon la direction 310°. Le faciès Ergué passe progressivement vers l'Ouest au faciès Kerfeunteun qui est caractérisé par un grain nettement plus grossier. Enfin, au Nord du bourg d'Ergué-Gabéric, il encaisse, conjointement avec ce dernier faciès, le petit massif du granite anatectique de La Croix-Rouge, les contacts étant assez progressifs. Le faciès Ergué a une texture grenue souvent mylonitique : le quartz (42-44 %) est en protorubans et en rubans qui forment des îlots ou des lits discontinus holoquartzueux. Le feldspath potassique (20-34 %) et l'albite-oligoclase (23-28 %) sont en petites et moyennes plages xénomorphes et en rares porphyroblastes subautomorphes déformés ; la muscovite (3-5 %) est en petites paillettes orientées et en grandes plages non orientées mais fortement déformées. L'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

• **Faciès Kerfeunteun** ($g\gamma E^{3AL}$). Ce faciès forme un petit massif centré sur la ville de Quimper. Sur son flanc nord, il est fortement mylonitisé au contact avec soit les micaschistes briovériens, soit les schistes et quartzites de Kerrivoal. Sur son flanc sud, il est en contact avec les séries carbonifères. Ce granite est caractérisé aussi par la présence de plusieurs enclaves décamétriques à plurihéctométriques de micaschistes, d'amphibolites et d'orthoigneiss. Les principaux affleurements du faciès Kerfeunteun sont situés en bordure de l'ancienne route Quimper-Brest, à Kerampasal et en bordure de la voie rapide Quimper – Brest.

Le faciès Kerfeunteun est une roche de teinte claire, à grain moyen/grossier, avec des feldspaths plurimillimétriques sub-automorphes et de nombreuses grandes paillettes de muscovite. Ce granite est généralement fortement orienté, voire mylonitisé, notamment sur son flanc nord, avec association de plans C et S subverticaux orientés respectivement à 65-80° et à 80-90°, et une forte linéation d'étirement subhorizontale ou légèrement pentée vers l'Est ou vers l'Ouest.

Ce faciès a une texture grenue, souvent mylonitique : le quartz (40-42 %) est en rubans et en protorubans, regroupés en îlots holoquartzueux, qui soulignent les structures C/S ; l'orthose (25-30 %) et l'albite-oligoclase (24-32 %) apparaissent en petites et moyennes plages xénomorphes et en porphyroblastes souvent cassés et déformés ; la muscovite (4-6 %) est en petites paillettes regroupées en amas et en grandes paillettes orientées et fortement déformées ; l'apatite, en gros grains subautomorphes, et le zircon, en petits grains zonés, sont les minéraux accessoires.

• **Faciès Gourlizon** (γE^{3AL}). Le faciès Gourlizon s'étend du Moulin-Vert jusqu'à l'extrémité ouest de la feuille. Dans sa partie orientale, près de Saint-Conogan et de Kervrahu, il encaisse de nombreuses et importantes enclaves de micaschistes et de gneiss fins micacés plus ou moins migmatitisés ; au Nord de Ploneis, il encaisse aussi une mince bande de micaschistes. Ce faciès affleure peu : à flanc de coteau au Sud de Kermabeuzen, en bordure de la D 765 à l'ouest de Ploneis, en bordure de la D 43 à Kreiz Ar Bed et à Ty Koad et à flanc de coteau au Sud du Petit-Bourg ; il apparaît cependant en de nombreuses « pierres volantes ».

Ce faciès est proche de celui d'Ergué *s.s.* ; s'il s'en distingue par un grain généralement plus fin et plus hétéométrique ; en effet, ce dernier varie rapidement de fin à fin/moyen. Il est relativement riche en petites paillettes de muscovite et comprend aussi localement de petites paillettes de biotite. Enfin, ce granite est généralement orienté, voire mylonitique à ultramylonitique, sur ses bordures nord et sud.

Le faciès Gourlizon a une texture grenue plus ou moins mylonitique avec localement association de plans C et S : le quartz (38-43 %) est en petites et moyennes plages à extinction ondulée, regroupées en îlots holoquartzeux ; le feldspath potassique (20-30 %) et l'albite-oligoclase (22-25 %) sont en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en petits porphyroblastes subautomorphes ; la muscovite (3-8 %), en petites paillettes interstitielles et en moyennes paillettes orientées et déformées, est souvent le seul mica présent et, lorsque la biotite apparaît, elle lui est toujours nettement subordonnée (1-2 %) ; exceptionnellement, de la sillimanite en baguettes est associée aux micas ; enfin, l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires les plus fréquents avec parfois de la tourmaline.

$\zeta \gamma b$. **Enclaves du granite d'Ergué : orthogneiss à biotite.** Cet orthogneiss apparaît en deux enclaves d'extension plurihectométrique au sein du faciès Kerfeunteun. Il affleure en bordure de l'ancienne route Quimper – Brest. Il présente un faciès soit à grain fin, comme au Sud du Guerlac'h, soit œillé, comme à l'Est de Kerfeunteun. Ces deux faciès ont une texture mylonitique : ils présentent l'association de plans C et S subverticaux, orientés respectivement à 90° et 60°. Les figures de déformation des porphyroclastes sont compatibles avec un cisaillement dextre. Le quartz (45 %) est en protorubans regroupés en îlots ou en lits discontinus holoquartzeux ; le feldspath potassique (5 %), peu abondant, forme des petites plages intergranulaires et de rares porphyroclastes ; l'albite-oligoclase (35 %) se présente en petites et moyennes plages xénomorphes et en porphyroclastes damouritisés ; la biotite (10-12 %) est en petites et moyennes paillettes orientées et regroupées en lits micacés en association avec de la muscovite (4-5 %) et

parfois avec de la sillimanite en fibrolites ou en petites baguettes ; les opaques, le zircon et l'apatite sont les minéraux accessoires.

La paragenèse de cet orthogneiss souligne sa composition tonalitique à granodioritique, ce qui le rapproche de l'orthogneiss du Loc'h situé au Nord de Quimper.

δ. Enclaves du granite d'Ergué : amphibolites. Elles apparaissent au Nord-Est de l'hôpital de Gourmelen, où elles forment une enclave plurihectométrique au sein du faciès granitique Kerfeunteun. Ces amphibolites ont un grain très fin et une teinte vert sombre et sont très dures. Elles ont une texture nématoblastique et présentent une foliation marquée par l'alternance de minces lits à dominante de plagioclase (45 %) ou de hornblende verte (50 %) en baguettes orientées ; les opaques (5 %) complètent cette paragenèse. À ces amphibolites, sont associés des gneiss fins, gris sombre, finement foliés et dont la paragenèse est composée de quartz (45 %), de biotite (38 %), de zoïsite (15 %) et, dans une moindre mesure, de muscovite (1 %) de grenat, d'opaques, de zircon et de tourmaline.

ξ. Enclaves du granite d'Ergué : micaschistes. Ils forment une enclave d'extension kilométrique, orientée WSW-ENE, au sein du faciès granitique Kerfeunteun au Nord de l'échangeur du Rouillen. De couleur gris sombre ou beige, ils sont finement feuilletés et sont composés de quartz (45 %), de muscovite (40 %) et de biotite (10 %). Ils sont assez comparables aux micaschistes d'Elliant situés plus à l'Est.

Μζξ. Enclaves du granite d'Ergué : gneiss fins et micaschistes migmatitiques. Ils apparaissent en deux enclaves plurikilométriques, encaissées au sein du faciès granitique Gourlizon à Saint-Conogan et à Kervrahu. Ils forment aussi une bande étroite au sein de ce même granite, plus à l'Ouest, au Nord de Ploneis.

Μγ^{3AL}. Enclaves du granite d'Ergué : granite anatectique de La Croix-Rouge. Ce granite forme une entité oblongue, de dimensions réduites (0,6 x 2 km), au Nord d'Ergué-Gabéric. Il est encaissé au sein du faciès Kerfeunteun du granite d'Ergué avec lequel ses contacts sont progressifs. Cependant, sur son flanc nord il est soit en contact tectonique avec une bande mylonitique à micaschistes et orthogneiss, axée WNW-ESE, qui correspond à une branche annexe de la « ZBSA », soit en contact probablement intrusif avec une série de micaschistes. Ce granite affleure peu, et ses principales occurrences sont situées au Nord du bourg d'Ergué-Gabéric, en bord de route, souvent en fond de fossé et, localement, à La Croix-Rouge. Il apparaît comme une roche grise assez sombre, car riche en biotite, à grain hétérométrique fin/moyen à moyen, avec, en bordure du massif, de fréquents amas centimétriques et des traînées discontinues biotitiques. Par

ailleurs, notamment au Nord d'Ergué-Gabéric, il comporte de nombreuses enclaves métriques à décamétriques de micaschistes plus ou moins migmatitisés. Enfin ce granite est généralement orienté et, localement sur son flanc nord, il est mylonitique avec association de plans C et S subverticaux, orientés respectivement à 95° et 75° et une forte linéation d'étirement sub-horizontale.

Ce granite a une texture grenue, parfois mylonitique : le quartz (42-44 %) est en plages moyennes ou en rubans, formant des lits discontinus holo-quartzeux ; l'orthose (20 %) apparaît en porphyroblastes et en petites plages xénomorphes associées à celles d'albite-oligoclase (23 %), qui est aussi en porphyroblastes damouritisés ; la biotite (10 %), en paillettes moyennes et grandes, est associée à la muscovite (2 %) et à de la sillimanite (1 %) en aiguilles et en baguettes disposées en gerbes ; le zircon, en gros grains, et l'apatite sont les minéraux accessoires.

SX. Schistes noirs, schistes gréseux et quartzites lités de Kerrivoal.

Cette série apparaît localement au Nord de Quimper, où elle forme une unité de dimensions réduites, biseauté vers l'Est. En effet, elle se suit depuis Kerrivoal, à l'Ouest, où elle a sa puissance maximale, jusqu'à Kermahonnet à l'Est, où elle se limite à une lanière et au-delà duquel, vers l'Est, elle est totalement élidée tectoniquement. Cette unité apparaît ainsi comme étant un lambeau tectonique au sein de la branche annexe de la « ZBSA » ; ce lambeau, peu ou pas métamorphique, est en contact tectonique, sur son flanc sud, avec le faciès Kerfeunteun du granite d'Ergué, lui-même fortement mylonitisé, et, sur son flanc nord, avec les micaschistes à sillimanite – staurotide briovériens. Les principaux affleurements de cette série sont situés à flanc de coteau dans le bois de Kerrivoal ; cependant, elle affleure aussi, localement, en bordure de route, au Sud de Stang Vihan et à Kermahonnet.

Cette série est principalement constituée de schistes brun-beige à gris-vert, à débit en feuillet et en plaquettes, associés à des quartzites gris clair, à grain fin, lités, en bancs de 10 à 50 cm, qui forment des séquences plurimétriques, et, plus rarement, à des schistes noirs d'aspect lustré.

Les schistes brun-beige sont peu métamorphiques et correspondent à d'anciennes siltites quartzieuses. Ils sont en effet constitués, d'une part, de très petits grains de quartz (45 %) qui sont regroupés en lits discontinus, au sein desquels apparaissent d'anciens clastes plus grossiers, et, d'autre part, de très petites paillettes de muscovite (55 %).

Les quartzites sont essentiellement composés : de quartz (88 %) en petits grains allongés et engrenés, à extinction onduleuse, de muscovite en très petites paillettes qui semblent correspondre à une ancienne matrice argilomiacée et, accessoirement, de débris de baguettes de tourmaline.

Les schistes noirs montrent une alternance de lits quartzeux et de lits micacés. Ce litage, sédimentaire est recoupé par un plan de schistosité marqué par l'orientation des paillettes de micas. Le quartz (40 %) est en petits grains disposés en mosaïque, qui forment des lits holoquartzeux irréguliers et qui sont parfois emballés dans une fine matrice chloriteuse. La chlorite (30 %) est associée à de la séricite (30 %), toutes deux en petites paillettes orientées dans le plan de schistosité et en majeure partie disposées en de minces lits micacés qui correspondent au litage sédimentaire. L'âge de cette série demeure indéterminé, bien que ses faciès soient très probablement paléozoïques, ordoviciens ou dévoniens.

Umy. Ultramytonites et mylonites de la zone broyée sud-armoricaine (ZBSA). Sur la feuille Quimper, la « ZBSA » comprend deux branches subparallèles, axées WNW-ESE : une branche principale sud, qui se suit depuis Gourlizon à l'Ouest, jusqu'à la région d'Ergué-Gabéric à l'Est, en passant par Quimper, et une branche annexe située à 1-2 km au Nord de la précédente. Ces deux branches se poursuivent ensuite, au-delà de la feuille Quimper, tant vers l'Ouest que vers l'Est.

Les ultramytonites de la branche sud forment une lanière continue, rectiligne (bien qu'elle soit affectée par le décrochement dextre du système Kervorn, NW-SE, à l'Ouest de Quimper) dont la puissance varie de 200 à 800 m. Ces ultramytonites affleurent principalement à l'Est de Quimper, le long de la voie rapide Nantes – Brest, au cœur de la ville de Quimper sur le coteau du Frugy et dans la région de Ploneis le long de la rocade sud ; par ailleurs, elles affleurent aussi largement dans des carrières, soit en activité (comme celles de Kervrahu à l'Ouest de Quimper et celles de Creac'h Voyer et de Fonteyou dans la région de Gourlizon), soit abandonnées (comme celle du Dréau sur le coteau sud du Jet, non loin de l'échangeur de Troyalac'h). Enfin, elles affleurent ponctuellement sur la rive sud du Jet, dans la partie sud-est de Quimper et à flanc de coteau à l'Ouest du Moulin-Vert.

Les ultramytonites de la branche sud se présentent comme une roche gris-blanc à beige, très dure, à grain non visible à l'œil nu, et elles ont très généralement un aspect cataclastique avec un débit irrégulier en cailloutis. Cette structure cataclastique tardive est due à des rejeux tardi-varisques le long de la « ZBSA ». Cependant, elles ont parfois un aspect finement feuilleté, avec deux plans de schistosité mylonitique qui témoignent de la déformation principale ductile. Enfin, localement au sein de ces ultramytonites, apparaissent des lentilles moins déformées où le protolithe – très souvent un granite leucocrate, plus rarement un micaschiste – est encore reconnaissable en dépit de l'intense mylonitisation. En lame mince, ces ultramytonites sont constituées d'une matrice à grain très fin, de quartz, feldspath et micas, qui emboîte de rares débris de porphyroblastes d'albite-oligoclase et de microcline.

Les ultramylonites de la branche nord sont nettement moins développées : leur puissance n'excède pas 250 m et est souvent inférieure à 50 m. De plus, localement, comme au Nord de Quimper, elles sont absentes ; en effet, à cet endroit, le granite de Kerfeunteun – Ergué est fortement mylonitisé, mais il n'atteint pas le stade ultramylonitique. Le principal affleurement des ultramylonites de la branche nord est situé en bordure de la D 63 sur la rive ouest du Steir. Elles y ont un aspect de leptynites très blanches et, contrairement à celles de la branche sud, elles présentent un fin feuilletage mylonitique subvertical, axé 100-110°, qui porte une forte linéation d'étirement pentée à 30° vers l'Est. Enfin, en lame mince, en dépit de la texture ultramylonitique, on reconnaît les reliques d'une paragenèse granitique.

Unités métamorphiques et plutoniques du domaine septentrional

ξb ; δb. **Séries du Nord de Quimper (Briovérien probable) : mica-schistes ; amphibolites.** Ils forment au Nord-Est et, dans une moindre mesure, au Nord et au Nord-Ouest de Quimper, un vaste ensemble qui correspond très vraisemblablement à des séries briovériennes métamorphisées, d'après les données de la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.). Cet ensemble est recoupé par de nombreuses intrusions plutoniques (au sein desquelles il apparaît localement en enclaves) comprenant le métagabbro-diorite de Gourvily, la métadiorite de Niverrot – Tréanna, l'ortho-gneiss du Loc'h et différents granitoïdes. Localement, comme au Nord de Gourlizon et de Quimper, cet ensemble est limité sur son flanc sud par les mylonites et les ultramylonites de la « ZBSA ». Il est aussi parfois surmonté en discordance par les sédiments carbonifères, déposés dans de petits bassins tectoniques générés par les failles NW-SE et NE-SW du système Kerform.

Les principaux affleurements s'observent dans la partie orientale de la feuille, au Nord d'Ergué-Gabéric, en bordure de route entre La Croix-Rouge et Kroaz Spenn, près de Tréodet, et le long de la voie rapide Nantes – Brest. Des affleurements de grande extension apparaissent aussi dans Quimper, à Kerfeunteun nord et au Sud du Loc'h. Dans la partie occidentale de la feuille, le principal affleurement est situé près du moulin de Saint-Alouarn, où s'observe le contact avec la leucogranodiorite de Robart. Enfin, les mica-schistes et les amphibolites apparaissent abondamment en « pierres volantes ».

Les séries métamorphiques briovériennes sont affectées par une schistosité principale S1, souvent subverticale, orientée à 90-100° et associée à des plis pluricentimétriques intrafoliaux dont on devine encore parfois les charnières, comme près de Sulvintin. À Quimper nord, cette schistosité S1 est souvent associée à des plans C, subverticaux eux aussi, orientés à 80° et compatibles avec un cisaillement dextre. Cette mylonitisation souligne la

branche annexe nord de la « ZBSA », qui dans cette zone sépare ces métamorphites du granite d'Ergué - Kerfeunteun. Enfin, très généralement, cette schistosité principale est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est souvent associée une schistosité de crénulation S2.

Les séries métamorphiques briovériennes sont monotones : elles sont essentiellement constituées de micaschistes gris-beige à argenté, à grain fin, finement feuilletés avec un débit en plaquettes et/ou en feuilletés. Assez fréquemment, ces micaschistes montrent des silicates d'alumine en baguettes sombres millimétriques et, très localement, comme près de Kergonan, en blastes centimétriques. Au sein de ces micaschistes, sont interstratifiés des niveaux pluridécimétriques à décimétriques de gneiss fins micacés, d'aspect plus massif bien que finement foliés, et parfois de métaquartzites micacés. Enfin, d'une part à l'Ouest et l'Est de Guengat et, d'autre part, au Nord du granite d'Odet, apparaissent d'assez fréquents niveaux interstratifiés d'amphibolites vert sombre à grain fin, de puissance métrique à pluridécimétrique.

Les micaschistes ont une texture granolépido-blastique et la schistosité principale S1 est soulignée par l'orientation des micas et par l'alternance de minces lits à dominante micacée ou quartzreuse. Localement apparaît une texture mylonitique marquée par des plans C. Le plan de schistosité S1 est souvent recoupé par un plan de schistosité de crénulation S2 souligné notamment par l'orientation de certains micas et grains de quartz. La paragenèse des micaschistes est principalement constituée de quartz (40-50 %) et de micas, la biotite (20-40 %) étant généralement en proportion supérieure à la muscovite (20-30 %). Les gneiss fins micacés sont généralement plus riches en quartz (40-65 %) et ont une proportion non négligeable de plagioclase (8-15 %). Enfin, les paragenèses de ces deux principaux faciès comportent très fréquemment des silicates d'alumine : sillimanite (>1 %) en baguettes et parfois en fibrolites, souvent associée à de la staurotide (1-5 %) dans les métamorphites situées à l'Ouest d'un axe Lestonan - Ty Sanquer, et staurotide (1-5 %) souvent associée à de l'andalousite (1-15 %) à l'Est de ce même axe. Ce dernier minéral se présente généralement en porphyroblastes subautomorphes, très pœcilitique, comportant de nombreuses inclusions de biotite et de quartz dont l'orientation fossilise la schistosité S1. Cependant, celle-ci moule aussi ces porphyroblastes, ce qui suggère leur croissance syn- à tardi-cinématique. Il en est de même pour les porphyroblastes de staurotide. L'orientation des baguettes de sillimanite parallèlement au plan de schistosité S1 suggère aussi une croissance contemporaine. Enfin, localement, entre Koad Bily et Ty Sanquer, les micaschistes ont souvent un aspect tacheté dû à de nombreux blastes de cordiérite (1-5 %), plus ou moins altérées en pinitite, dont la croissance est probablement due à un métamorphisme de contact en bordure du granite du Steir. Un tel aspect tacheté s'observe aussi dans les micaschistes d'une enclave de ce même gra-

nite, au Sud de Gouesnac'h, mais il s'agit ici de blastes d'andalousite. La paragenèse des micaschistes et des gneiss fins micacés comprend aussi parfois du grenat et des minéraux accessoires : zircon, apatite, tourmaline et opaques.

Les amphibolites présentent une texture nématoblastique qui évoque néanmoins fréquemment une texture relique ophitique ou sub-ophitique. La hornblende verte (50-55 %) est en grandes plages xénomorphes ou en baguettes déformées qui forment parfois la matrice, le plagioclase (40-45 %) est en lattes non orientées, parfois zonées, et/ou en plages xénomorphes, qui, parfois, forment la trame de la roche. Les opaques (3-10 %) présentent souvent des formes cristallines ou un aspect squelettique.

Les analyses chimiques réalisées sur ces amphibolites (échantillons FB 3585, FB 3723, FB 3767) (tabl. 8) mettent en évidence des compositions basaltiques ($\text{SiO}_2 = 47,9-49,15 \%$; $\text{MgO} = 9,07-6,79 \%$) et de fortes teneurs en titane ($\text{TiO}_2 = 2,52-3,15 \%$). Deux échantillons (FB 3585 et FB 3723) montrent des spectres de terres rares très peu fractionnés (fig. 16), qui suggèrent une affinité tholéitique. L'autre échantillon (FB 3767) est faiblement enrichi en terres rares légères et fractionné au niveau des terres rares lourdes, ce qui suggère une affinité plus alcaline. Les spectres multi-élémentaires (fig. 17) ont un profil régulier, à l'exception d'une anomalie négative en Sr (effet de l'altération ?). L'absence d'anomalies négatives en Nb et Ta distingue nettement les trois metabasites des basaltes associés aux zones de subduction océaniques (Thiéblemont et *al.*, 1994).

M χ ; $\xi\chi$. Séries du Nord de Guengat : métaquartzites et micaschistes (Siluro-Dévonien probable) ; micaschistes (Briovérien). Ils forment une bande étroite (300-600 m) qui se suit depuis la vallée du Ris à l'Ouest, jusqu'à Pennavern au Nord-Est, avant de s'étendre largement sur la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.). En effet, sur la feuille Quimper, ces métamorphites sont limitées par les nombreux grani-toïdes qui les recoupent (leucogranodiorites de Guengat et Robart, granites du Steir et de Kerfelgant – Locronan).

Cette bande de métamorphites comprend une série méridionale à micaschistes et une série septentrionale, la plus développée, à métaquartzites et micaschistes. Les micaschistes gris-beige à argenté, ont un grain fin et un débit en feuilletés ou en plaquettes qui correspond au plan de schistosité principale S1. Les métaquartzites, de teinte gris clair à blanc, sont disposés en bancs de 10 à 30 cm de puissance, associés à des inter-bancs et/ou des bancs de micaschistes ; ils ont un débit en dalles et, localement, ils présentent des lits plurimillimétriques très riches en grenats brun-rouge.

Situation N° Ech.	AMPHIBOLITES		
	Crac'h G. FB3585	Trogour FB3723	Brioux FB3767
SiO ₂	49,01	47,9	49,15
TiO ₂	2,52	2,94	3,15
Al ₂ O ₃	13,99	13,7	14,49
Fe ₂ O _{3t}	15,22	15,7	13,52
MnO	0,25	0,24	0,2
MgO	6,79	6,32	6,07
CaO	11,17	10,3	8,81
Na ₂ O	0,93	2,35	2,82
K ₂ O	0,21	0,26	0,62
P ₂ O ₅	0,23	0,29	0,32
PF	0,28	0,76	1,51
Li	nd	18	nd
Rb	5	10	24
Ba	10	63	129
Sr	97	99	243
Th	1,7	1,5	2,2
U	0,3	0,5	0,6
Ta	0,7	1	1,5
Nb	9,9	13,6	20,3
Hf	4,1	4,7	5,4
Zr	132	152	190
Y	36	41,5	36,2
V	334	379	272
Co	41	45	32
Cr	147	136	157
Ni	59	62	53
La	7,8	9,4	16,1
Ce	20,5	24,9	39,4
Pr	3	3,8	5,2
Nd	16,1	20	24,1
Sm	5,3	7	6,6
Eu	1,8	2,3	2,3
Gd	3,3	8,1	7,1
Tb	1,1	1,3	1,1
Dy	7	8,4	6,1
Ho	1,4	1,7	1,1
Er	4,2	5,4	3
Tm	0,6	0,8	0,4
Yb	3,6	4,8	2,5
Lu	0,6	0,8	0,4

**Tableau 8 - Analyses chimiques des métabasites
du Briovérien du Nord de la feuille Quimper
(analyses ICPMS, BRGM Orléans)**

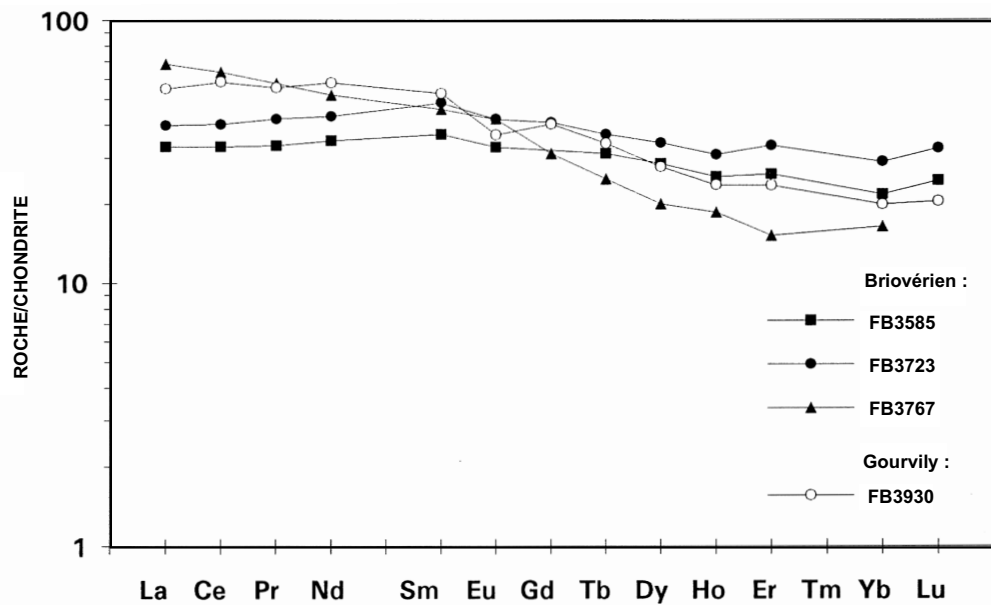


Fig. 16 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour les metabasites intercalées dans le Briovérien et le gabbro-diorite de Gourvily

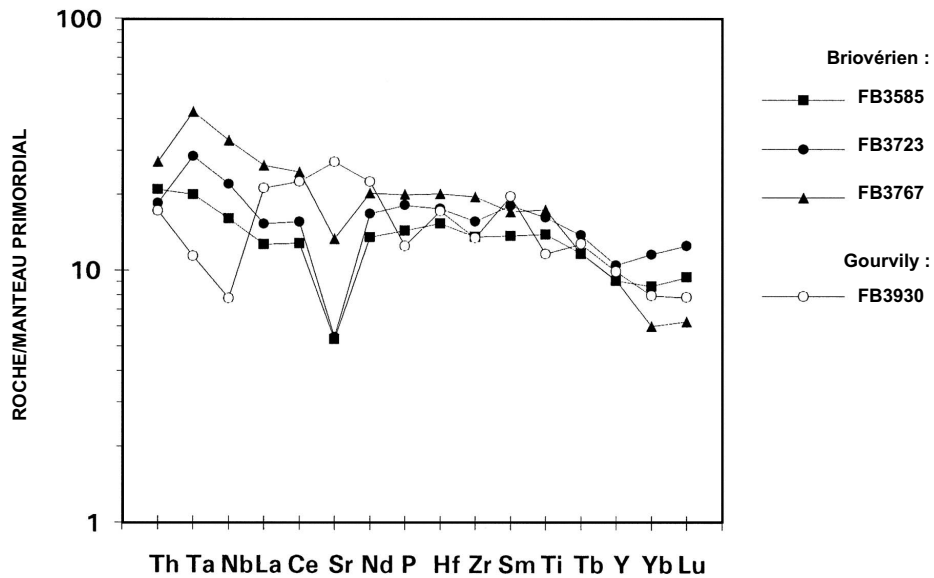


Fig. 17 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour les metabasites intercalées dans le Briovérien et le gabbro-diorite de Gourvily

Les affleurements sont rares et de dimensions réduites. Les métaquartzites sont visibles en bordure de route et dans le parking près de la base aéronavale à Quillihouarn, où leurs bancs subverticaux sont axés à 90°. Les mica-schistes affleurent en base de talus, en bordure de la route du Juc'h près de Kerdrein. Cependant, ces deux séries donnent par ailleurs de nombreuses « pierres volantes ».

Les mica-schistes ont une texture granolépido-blastique avec une schistosité principale S1 soulignée par l'orientation des paillettes de micas et par leur ségrégation en minces lits à dominante micacée, qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse. Le quartz (40-45 %) est en petites plages à extinction onduleuse, parfois associées à de petites plages de plagioclase (0-5 %). Les micas, biotite et muscovite, sont en proportions variables : dans certains faciès leurs pourcentages sont comparables (~ 25 %), mais dans d'autres, soit la muscovite (44 %, biotite = 1 %), soit la biotite (38 % ; muscovite = 7 %) est largement dominante. Les silicates d'alumine sont fréquents : sillimanite en baguettes et en aiguilles orientées et parfois cordiérite en porphyroblastes moulés par la schistosité principale.

Les métaquartzites ont une texture granoblastique isogranulaire et sont essentiellement constitués du quartz en petites plages parfois étirées dans le plan de schistosité ; ce dernier est souligné également par l'orientation de petites paillettes de muscovite. Enfin, parfois, ces métaquartzites comportent des lits riches en grenats ; ceux-ci fortement limonitisés sont automorphes ou en « atoll », et montrent souvent des inclusions de quartz en plaquettes orientées parallèlement à la schistosité principale.

D'après les données de la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.), la série à métaquartzites et mica-schistes correspondrait à des métasédiments siluro-dévonien, tandis que la série à mica-schistes serait Briovérienne. Il apparaît, cependant, que ces derniers, qu'ils soient interstratifiés au sein des métaquartzites ou qu'ils soient en bordure de ceux-ci, présentent, du fait du degré de métamorphisme (isograde de la sillimanite) un aspect identique. Ceci rend donc illusoire toute tentative de tracer au sein de cette unité une limite qui serait sensée séparer des protolithes d'âges différents.

M0ηG. Métagabbro-diorite de Gourvily (496 ± 11 Ma). Il apparaît au Nord de Quimper, entre Kerbieta à l'Ouest et Gourvily à l'Est, formant ainsi un petit massif (0,5 x 3 km) d'allongement E-W. Ce massif est intrusif (contact visible à Kerbieta) dans les mica-schistes briovériens ; il est, par ailleurs, en contact de nature indéterminée (non visible) avec l'orthogneiss du Loc'h et est recoupé par le granite du Steir.

Ses principaux affleurements sont situés, d'une part, à l'Est de Gourvily, dans la zone commerciale, et en bordure de l'échangeur sud, et d'autre part,

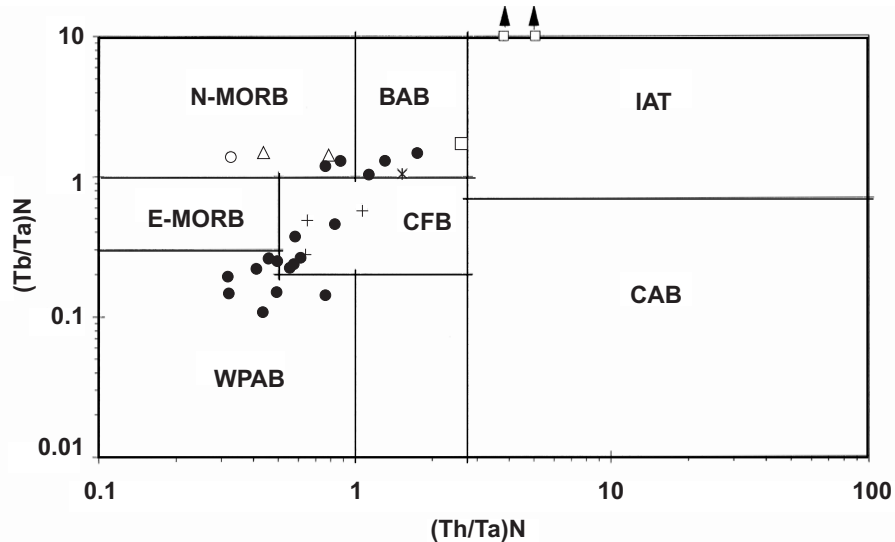


Fig. 18 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et *al.*, 1994) pour les roches basiques de la feuille Quimper

(+) - métabasites intercalées dans le Briovérien ; (*) - gabbro-diorite de Gourvily ; (●) - Groupe de Nerly ; (□) - Unité de Truñvel-Tréogat ; (△) - Unité de Peumerit ; (○) - Unité de Penhors. L'ultrabasite intercalée dans l'unité de Nerly. (↔) - groupe tholéiitique ; (○) - groupe alcalin/transitionnel ; (*) - ultrabasite.

N-MORB - champ des **MORB** de type N ; **E-MORB** - champ des **MORB** de type E ; **WPAB** - champ des basaltes intraplaques alcalins et transitionnels ; **CFB** - champ des tholéiites continentales ; **BAB** - champ des basaltes des bassins arrière-arcs intra-océaniques ; **IAT** - champ des tholéiites d'arc ; **CAB** - champ des basaltes calco-alcalins

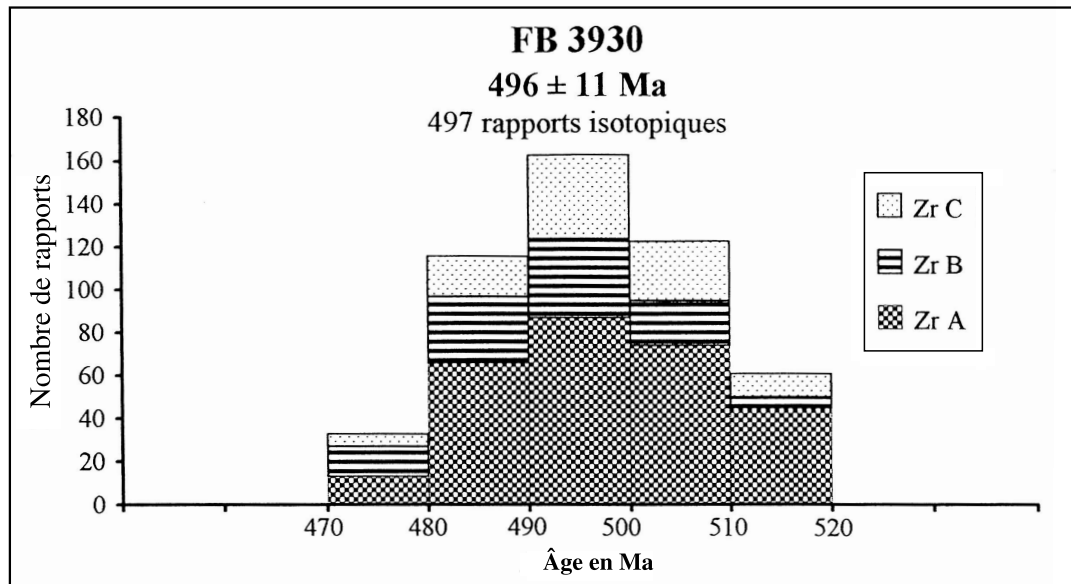


Tableau 9 - Données isotopiques et histogramme de répartition des âges pour les zircons du métagabbro-diorite de Gourvily (FB 3930)

dans une moindre mesure, à Kerbieta et en bordure de route à Stang Vihan. Par ailleurs, il apparaît sous forme de blocs pluridécimétriques à plurimétriques et en « pierres volantes ».

Le métagabbro-diorite de Gourvily se présente comme une roche massive gris sombre, à mouchetures blanches, qui prend une teinte brune à l'altération. Il a généralement un grain moyen, plus ou moins orienté, mais, localement, il apparaît vert bouteille et présente un grain très grossier (pegmatitique), avec, notamment, de grands cristaux subautomorphes d'amphibole. Enfin, bien que très dur, il est facilement altérable, ce qui explique la morphologie en dépression du massif.

La roche a une texture grenue. Le plagioclase (labrador, 40-58 %) est en lattes parfois zonées. L'amphibole (hornblende verte, 35-50 %) apparaît principalement en petites et moyennes plages xénomorphes intergranulaires et parfois en grandes plages sub-automorphes dont le cœur souvent « nuageux » témoigne probablement d'une recristallisation au cours d'une phase de métamorphisme. La biotite (2-6 %), parfois chloritisée, est en petites et moyennes paillettes. Les opaques (2-6 %), dont une part est de la pyrite, sont généralement en plages xénomorphes intergranulaires et parfois en plages automorphes. Enfin, le zircon et l'apatite constituent les minéraux accessoires.

Le faciès à grain très grossier est une hornblendite et correspond peut-être à un ancien cumulat ; il est, en effet, essentiellement constitué de hornblende verte (67 %) en grandes plages souvent sub-automorphes, et de chlorite incolore (30 %) qui semble résulter de l'altération de l'amphibole. Il comprend aussi du pyroxène (1 %), de l'épidote (clinozoïsite) et des opaques.

L'analyse chimique d'un échantillon de ce métagabbro-diorite (FB 3930) (tabl. 2) montre une composition nettement basique ($\text{SiO}_2 = 44,31 \%$), plutôt mafique ($\text{MgO} = 8,72 \%$) et une teneur assez forte en titane ($\text{TiO}_2 = 2,11 \%$). Le fractionnement, peu marqué du spectre de terres rares (fig. 16), suggère une affinité tholéitique, et le spectre multi-élémentaire (fig. 18) montre une faible anomalie négative assez marquée en Ta et Nb.

L'étude typologique des zircons (FB 3930) montre des cristaux abondants, de teinte rosée, mais souvent mal formés, aplatis et rarement indexables. Cinq de ces zircons, dont la taille varie 320 à 470 μm , ont été sélectionnés pour une datation par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon. Parmi ces cinq zircons, deux n'ont pu être enregistrés pour différents paliers de température, le signal restant toujours trop faible. Les trois autres ont tous donné entre 2 et 5 paliers de température (tabl. 9). Des résultats identiques sont ainsi obtenus sur les 11 paliers de ces trois zircons, ce qui permet de calculer un âge moyen à $496 \pm 11 \text{ Ma}$, considéré comme l'âge de cristallisation des zircons et celui de la roche.

Mη. **Métadiorite de Niverrot – Treanna**. Elle apparaît au Nord et au Nord-Est d'Ergué-Gabéric, sous forme d'un sill de puissance réduite (décamétrique ?) dans la région de La Croix-Rouge, de Lezergué et de Kervreyen. Cependant, ce sill prend progressivement de l'ampleur vers l'Est, sa puissance dépassant 100 m près de Niverrot et 500 m dans la région de Treanna, située sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, en prép.).

Cette métadiorite est intrusive dans les micaschistes briovériens ; au Nord de Niverrot, elle est en contact, de nature indéterminée, avec le granite de Kerdévot – Elliant. Ses affleurements, sur la feuille Quimper, sont pratiquement inexistant, si ce n'est sur quelques mètres en fond de fossé à La Croix-Rouge ; elle apparaît, cependant, « en pierres volantes » et, parfois, comme à l'Est de Kernaou, sous forme de blocs pluridécimétriques à métriques.

La métadiorite de Niverrot – Treanna est une roche massive à grain moyen, riche en amphibole et, de ce fait, assez semblable au métagabbrodiorite de Gourvily, mais généralement de teinte un peu plus claire ; elle montre, localement, des faciès gris assez sombre, nettement plus riche en feldspath et en biotite.

Le faciès à dominante d'amphibole présente une texture grenue, plus ou moins orientée. Le plagioclase (andésine, 45-55 %) se présente en plages xénomorphes hétérométriques, parfois zonées et souvent damouritisées. La hornblende verte (45-50 %) s'observe en plages xénomorphes hétérométriques, ou en grandes plages sub-automorphes. Des plages de quartz (1 %) à extinction ondulée sont souvent présentes, de même que des paillettes de biotite (1 %). Les minéraux accessoires sont des zircons, en baguettes et en gros grains, et des opaques.

Le faciès à dominante de feldspath est constitué à 75 % d'albite-oligoclase en plages xénomorphes hétérométriques assez déformées. Le quartz (4 %) est en petites plages à extinction ondulée. La biotite (12 %) est en moyennes et grandes paillettes orientées, et est souvent associée à la hornblende verte (6 %), en plages xénomorphes, et au sphène (1 %) sub-automorphe. Les minéraux accessoires sont des opaques et de nombreux petits grains d'apatite.

Il apparaît donc possible que la métadiorite de Niverrot – Treanna représente, par rapport au métagabbrodiorite de Gourvily, l'évolution d'un même ensemble basique, vers un pôle diorite-quartzique, avec une diminution de la proportion d'amphibole, une diminution de la basicité du plagioclase et l'apparition de quartz.

ζγ⁴. Orthogneiss granodioritique du Loc'h. Il forme une bande étroite (0,5 à 1 km x 10 km) axée W-E puis SW-NE, qui se suit depuis Quimper (quartier du Loc'h), à l'Ouest, jusqu'à la région de Drohen au Nord-Est. Cet orthogneiss apparaît en deux principales enclaves d'extension plurihectométrique, d'une part, à Ty Gardien – où il est encaissé entre le granite du Steir et celui d'Odet – et, d'autre part, près de Saint-André – où il est encaissé dans le granite d'Odet. Il est lui-même intrusif dans les micaschistes briovériens. Le contact, visible en bordure de la voie rapide Nantes – Brest, est net, bien que, près de ce contact, les micaschistes soient recoupés par des sills pluridécimétriques de cet orthogneiss, les deux formations étant affectées par une même foliation. Par ailleurs, l'orthogneiss du Loc'h est en contact avec le métagabbro-diorite de Gourvily, mais la nature de ce contact, non visible, demeure indéterminé.

Les principaux affleurements de cet orthogneiss sont situés dans la partie ouest de cette unité, en bordure de la voie rapide Nantes – Brest, à l'échangeur de Gourvily, en bordure de route dans le quartier du Loc'h et dans la carrière de Keranroux. Il apparaît également en de nombreuses « pierres volantes ».

L'orthogneiss du Loc'h est une roche grise assez sombre, à grain fin/moyen homogène, et présente un débit en dalles régulières, conséquence de la foliation bien marquée qui l'affecte ; cette dernière axée 80-90° pend généralement de 70-75° vers le Sud ou est subverticale. Il présente une texture granolépidoblastique avec une foliation soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et par l'alternance de minces lits à dominante biotitique et de lits quartzo-felspathiques. Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages à extinction fortement onduleuse et parfois en protorubans. L'albite-oligoclase (35-38 %) est en petites et moyennes plages subautomorphes, parfois zonées, moulées par la foliation. Le feldspath potassique (12-15 %) est en petites plages intergranulaires et en rares grandes plages associées à celles de plagioclase. La biotite (8-12 %) est en petites et moyennes paillettes orientées et regroupées en lits. L'apatite, le zircon et, parfois, la tourmaline forment les minéraux accessoires.

L'étude typologique des zircons (échantillon FB 3932) montre une faible quantité de cristaux, souvent cassés avec un aspect externe corrodé et arrondi, et, de ce fait, rarement indexables. L'analyse chimique du même échantillon (tabl. 2) montre une composition acide ($\text{SiO}_2 = 71,3 \%$), moyennement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 3,15 \%$) et faiblement peralumineuse ($\text{A/CNK} = 1,06$). Dans le diagramme P – Q (fig. 5), la roche se place au voisinage de la granodiorite de référence, et son faible rapport FeOt/MgO (~ 2,5) suggère une affinité calco-alcaline. Le spectre de terres rares (fig. 9) montre un enrichissement en terres rares légères, une faible anomalie négative en Eu et un frac-

tionnement peu marqué entre terres rares lourdes. Par ses rapports Th/Ta et La/Nb élevés et ses teneurs en Zr modérées (180 ppm) cette roche s'apparente aux granitoïdes calco-alkalins liés aux zones de convergence de plaques.

M γ ⁴. Métagranodiorite de Gougastel. Elle forme un petit massif (1 x 3 km), axé NE-SW, au Nord d'Odét ; elle est en contact, de nature indéterminée avec le granite d'Odét et elle est intrusive dans les micaschistes briovériens.

Ses principaux affleurements sont situés le long de l'Odét, au Sud de Mogueric (où son contact intrusif dans les micaschistes est bien visible) et de Gougastel, au Sud et à l'Est de Kreizker et à l'Est du moulin de Kersaivou. Par ailleurs, elle apparaît en de nombreuses « pierres volantes ».

La métagranodiorite de Gougastel est une roche relativement sombre, car riche en biotite, et bien orientée. Son grain est moyen et fin/moyen en bordure. Son aspect est localement assez comparable à celui de l'orthogneiss du Loc'h, mais, généralement, la foliation demeure nettement plus atténuée que dans ce dernier. Cette foliation est subverticale et axée à 75-85° ; localement, comme à Gougastel, en bordure du massif, elle est associée à des plans C, et cette association donne des figures compatibles avec un cisaillement dextre.

Cette roche a une texture grenue ou granolépidoblastique avec, dans ce dernier cas, une foliation bien marquée par l'orientation des paillettes de biotite et leur ségrégation en minces lits. Le quartz (40 %) est en petites et moyennes plages à extinction ondulée, regroupées en îlots holoquartzeux. L'albite-oligoclase (38 %) apparaît en moyennes et grandes plages subautomorphes, parfois zonées. Le feldspath potassique (10-12 %) est en petites plages intergranulaires. La biotite (10 %) est en paillettes orientées, regroupées en amas ou en minces lits. Le zircon, en petites baguettes ou en grains arrondis, et l'apatite sont les minéraux accessoires.

Une analyse chimique (échantillon FB 4181 ; tabl. 2) montre une composition faiblement acide (SiO₂ ~ 67 %), moyennement potassique (K₂O = 2,29 %) et un faible rapport FeO/MgO (~ 2,5) qui indique une affinité calco-alkaline. La roche se place au voisinage de la granodiorite de référence dans le diagramme P – Q (fig. 5), ce qui est conforme à sa composition minéralogique. Son spectre de terres rares (fig. 9) est très comparable à celui de l'orthogneiss du Loc'h, bien que moins fractionné au niveau des terres rares lourdes. En outre, la métagranodiorite de Gougastel présente tous les caractères des granitoïdes calco-alkalins liés aux zones de convergence de plaques : rapports Th/Ta (> 20) et La/Nb (> 5) élevés, teneurs en Zr modérés (= 175 ppm),...

L'étude typologique des zircons (échantillon FB 4181) montre des cristaux abondants, généralement allongés, voire aciculaires, et fortement colorés en rose pâle. Quelques zircons sont plus trapus et montre un cœur sombre bien individualisé. L'indice moyen de la population (A-T = 251-334, fig. 10), la situe dans le domaine des granites d'anatexie crustale sialique. Ce résultat est peu cohérent avec les caractéristiques géochimiques.

En conclusion, il apparaît que la méta granodiorite de Gougastel présente des caractères pétrographiques et géochimiques tout à fait comparables à ceux de l'orthogneiss granodioritique du Loc'h dont elle ne se différencie que par l'intensité de la déformation et du métamorphisme. Il s'agit donc, très probablement, d'une seule et même entité recoupée (et ainsi scindée) par le granite d'Odet.

Υ_b. Granite de Kerdevot – Elliant. Il apparaît uniquement en limite orientale de la feuille Quimper où il forme une unité de forme triangulaire. Cependant, cette unité se développe largement vers l'Est, sur la feuille voisine Rosporden (Béchenneec et *al.*, en prép.). Sa géométrie et son extension réduite sur la feuille Quimper s'expliquent par une élision tectonique : ce granite est, en effet, limité, sur son flanc sud, par la branche annexe de la « ZBSA » qui le prend en écharpe ; sur son flanc nord, il est en contact intrusif avec les micaschistes briovériens et la méta granodiorite de Niverrot – Treanna.

Ses affleurements sont peu nombreux et de dimensions réduites, comme au Sud de Mezenlez dans d'anciennes petites carrières et en bordure de route, au Sud de Kervihan ; par ailleurs, il apparaît en de nombreuses « pierres volantes ».

Le granite de Kerdevot – Elliant a un grain moyen/grossier ; de teinte beige clair à blanc cassé. Il est assez riche en biotite et muscovite, et est souvent assez fortement altéré. Enfin, il est plus ou moins fortement orienté sur sa bordure méridionale.

Il se caractérise par une texture grenue : le quartz (42 %) est en petites et moyennes plages engrenées, regroupées en îlots ; le feldspath potassique (orthose, 30 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes et en rares porphyroblastes sub-automorphes ; l'albite-oligoclase (22 %) apparaît en moyennes et grandes plages souvent sub-automorphes, plus ou moins damouritisées ; la biotite (3 %) et la muscovite (3 %) sont en moyennes et grandes paillettes ; la sillimanite, en petites baguettes, est parfois présente, associée à la muscovite ; l'apatite (1 %), en gros grains sub-automorphes, est très abondante et constitue, avec le zircon, les minéraux accessoires.

Une analyse chimique (échantillon FB 4135, tabl. 2) montre une composition acide ($\text{SiO}_2 = 72,8 \%$) et fortement peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,41$). Dans le diagramme P – Q, la roche se situe au voisinage du granite de référence (fig. 11). À l'exception de Rb (= 249 ppm), les éléments incompatibles montrent des teneurs modérées (ex. : Ta = 1,1 ppm ; Th = 9 ppm ; Ba = 247 ppm) à faibles (ex. : Nb = 6,4 ppm ; Sr = 52 ppm ; La = 13,6 ppm ; Zr = 65 ppm). Ces caractères s'observent couramment dans les granites de l'association aluminopotassique, le « type Limousin » présentant généralement des teneurs en Ba et Th plus faibles. Le spectre de terres rares (fig. 12) montre un faible enrichissement en terres rares légères, une anomalie négative en Eu et un fractionnement marqué entre terres rares lourdes, qui s'observe dans tous les granites de la feuille Quimper (fig. 12) et suggère une stabilité du grenat dans la source. Le spectre multi-élémentaire (fig 13B) montre une anomalie positive en P, qui suggère une forte solubilité de l'apatite. Ce spectre, qui présente une faible anomalie négative en Nb et Ta, est intermédiaire entre ceux de l'orthogneiss de Saint-Joseph (« type Guéret ») (fig. 13A) et ceux des granites de Robart et d'Odet (fig. 13B) ; il montre « l'effondrement » en Th et terres rares légères caractéristiques du « type Limousin ».

$\gamma_{\text{O}}^{\text{3AL}}$. **Granite d'Odet.** Il forme, au Nord-Est de Quimper, un massif bien circonscrit (2 x 8 km), qui présente un allongement W-E dans sa moitié occidentale et NE-SW dans sa moitié orientale. Sur son flanc sud, ce granite recoupe l'orthogneiss du Loc'h ; sur son flanc nord, il est en contact, probablement intrusif, avec la métagranodiorite de Gougastel et il recoupe aussi les micaschistes briovériens.

Ses principaux affleurements sont situés, d'une part, en bordure de route à Lestonan et à Odet et, d'autre part, à flanc de coteaux de la vallée de l'Odet, où il forme souvent des chaos de blocs métriques à décamétriques.

Le granite d'Odet a un grain grossier, une teinte beige clair à blanc cassé et il est caractérisé par de grandes paillettes de muscovite et des feldspaths sub-automorphes centimétriques. Localement, il apparaît plus ou moins orienté dans un plan subvertical axé à 75 – 85°.

Il a une texture grenue : le quartz (42-43 %) est en plages moyennes, souvent regroupées en îlots holoquartzeux et parfois déformées en prorubans qui soulignent un plan de schistosité ; l'orthose et l'albite-oligoclase sont en proportions variables (20 à 30 %), et apparaissent en porphyroblastes ou en plages moyennes xénomorphes ; la muscovite (4-5 %) est en grandes plages déformées et en paillettes moyennes associées à celles de biotite (2 %) ; le zircon est un minéral accessoire.

Une analyse chimique (échantillon FB 4180) (tabl. 2) montre une composition nettement acide ($\text{SiO}_2 = 74,69 \%$) et fortement peralumineuse ($\text{A/CNK} = 1,23$). Dans le diagramme P – Q (fig. 11), la roche se situe dans le champ des adamellites, ce qui traduit sa relative pauvreté en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 3,81 \%$). Elle présente, néanmoins, la plupart des caractères des leucogranites peralumineux de « type Limousin » : fortes teneurs en Rb (210 ppm) et U (7 ppm) et très faibles teneurs en la quasi-totalité des éléments incompatibles (ex. : Ba = 15 ppm ; Th = 2,7 ppm ; La = 4,9 ppm ; Zr = 28 ppm ; Sr < 10 ppm), ce qui se traduit par un « effondrement » caractéristique du spectre multi-élémentaire (fig. 13B). La seule exception concerne Ta et Nb, dont les teneurs sont plutôt faibles (respectivement 1 et 6,8 ppm). Par ailleurs, une anomalie positive en P suggère une forte solubilité de l'apatite. Notons enfin que le spectre de terres rares (fig. 12) montre le fractionnement entre terres rares lourdes, commun à l'ensemble des granites de la feuille Quimper.

L'étude typologique des zircons (échantillon FB 4180) (fig. 10) montre des cristaux souvent trapus et pointus, bruns à opaques et, parfois, aciculaires et incolores, avec, cependant, des zonages et un cœur opaque. Bien que seulement 24 zircons aient été indexés, leur répartition avec un indice moyen A-T = 229-325, souligne, sans ambiguïté, l'appartenance de ce granite au domaine de l'anatexie crustale sialique.

$\gamma_{\text{S}}^{3\text{AL}}$, $\gamma_{\text{S}}^{3\text{AL}}$. **Granite du Steir : faciès à grain moyen à grossier ; faciès leucocrate à grain fin.** Il forme un massif principal d'allongement WSW-ENE (3 x 10 km), qui s'étend depuis la Lorette à l'Ouest jusqu'à Sainte-Cécile à l'Est, en limite centre-nord de la feuille Quimper, avant de se poursuivre sur la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.). Il forme aussi un second massif, de dimension réduite, au Sud du précédent, en bordure nord de la ville de Quimper.

Sur le flanc ouest du massif principal, le granite du Steir est en contact (passage progressif) avec le faciès fin du granite de Robart ; il est aussi localement en contact, de nature indéterminée, avec le granite de Kerfelgant – Locronan. Plus généralement, il est intrusif dans les séries métamorphiques briovériennes, ces dernières formant sur ses bordures des enclaves plurimétriques à décimétriques plus ou moins fortement remobilisées et recoupées par des sills ou des apophyses granitiques. Plus rarement, les séries briovériennes forment des enclaves plurihéctométriques, comme au Sud de Gouesnac'h et de Trogour ; elles sont affectées, alors, par un net métamorphisme de contact, les micaschistes ayant un aspect tacheté.

Le massif annexe est lui aussi intrusif dans les séries métamorphiques briovériennes. Cependant, il recoupe aussi, sur son flanc sud, le métagabbro-diorite de Gourvily et l'orthogneiss du Loc'h. En outre, les deux mas-

sifs du granite du Steir sont fortement affectés par un couloir de failles NNW-SSW qui induisent la formation de petits bassins où se sont déposés des sédiments terrigènes carbonifères (Stéphanien) remaniant, entre autres, des galets de granite.

Les principaux affleurements du granite du Steir sont situés le long de la voie ferrée Quimper – Brest (notamment près de Trogour), en bordure de la route Quimper – Douarnenez, près de Treunot et en bordure de la voie rapide de Nantes – Brest, près de Gourvily et de Ty Sanquer. Ce granite apparaît aussi, par ailleurs, en de nombreuses « pierres volantes ».

Le granite du Steir est une roche blanc cassé à beige, montrant de petits points rouille à l'altération. De grain moyen à grossier, il est riche en muscovite et, dans une moindre mesure, en biotite ; il est caractérisé par des plages sub-automorphes (4 x 8 mm) de feldspath. Sur la bordure sud-ouest du massif annexe, apparaît aussi un faciès à grain fin/moyen à muscovite.

Ce granite est souvent orienté ; cette orientation est généralement peu accentuée, mais, localement, elle est très marquée, comme dans la région de Trogour, où l'association de plans C et S subverticaux et orientés respectivement à 70-80° et 95-100°, est compatible avec un cisaillement sénestre.

Ce granite a une texture grenue dont l'orientation est soulignée par les paillettes de micas et parfois par des protorubans de quartz. Le quartz (40-42 %) est généralement en plages moyennes à grandes, à extinction plus ou moins ondulée, isolées ou regroupées en îlots holoquartzeux. Lorsque la déformation est plus accentuée, il est disposé en protorubans ou en rubans qui moulent les blastes de feldspath. L'orthose (25-30 %) est souvent en petites plages intergranulaires et en plages moyennes xénomorphes et parfois en porphyroblastes maclés. L'albite-oligoclase (22-30 %) est généralement en petites et moyennes plages xénomorphes ou sub-automorphes et, dans une moindre mesure, en porphyroblastes sub-automorphes damouritisés. La muscovite (3-6 %), en moyennes et grandes paillettes, plus ou moins orientées, est prépondérante sur la biotite (1-3 %). Exceptionnellement, la sillimanite, en baguettes disposées en gerbes, est présente. L'apatite, en nombreux grains globuleux, et le zircon, en nombreux petits grains sub-automorphes, sont les minéraux accessoires.

Une analyse chimique (échantillon FB 3726) a été effectuée (tabl. 2). La roche est acide ($\text{SiO}_2 = 73,04 \%$) et nettement peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,34$) et se situe à proximité du granite de référence dans le diagramme P – Q (fig. 11). Comme l'illustrent les spectres des terres rares (fig. 12) et multi-élémentaire (fig. 13B), le granite du Steir est très proche de celui de Kerdevot – Elliant et, comme lui, présente des caractères intermédiaires entre les granites peralumineux de « type Guéret » et « Limousin ».

L'analyse chimique des biotites (FB 3609 et FB 3726), montre, d'après le diagramme typologique Al/Mg de H. Nachit et *al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celle des biotites des granites aluminopotassiques de « type Guéret » (fig. 15).

L'étude typologique des zircons (FB 3726) montre des cristaux assez petits, plutôt trapus, souvent incolores et parfois jaunâtres avec des zonages concentriques fréquents. L'indice moyen A-T de la population est 213-342, ce qui correspond au domaine des granites d'anatexie crustale (fig. 10).

$L\gamma_b^{4AL}$; $f\gamma_b^{4AL}$. **Granite de Robart : faciès à grain moyen ; faciès à grain fin.** Il forme : (1) un massif principal de dimensions modérées (2 x 5 km) situé au Nord-Ouest de Quimper, de part et d'autre de la vallée du Steir ; (2) une entité de dimensions réduites, située au Nord du précédent, dans la région de Ty Mignon, où elle épouse la terminaison occidentale du granite du Steir.

La limite méridionale du massif principal est constituée par la branche annexe nord de la « ZBSA », et est soulignée par des ultramytonites feuilletées très blanches, dont une partie, au moins, résulte de la mylonitisation du granite de Robart lui-même. Par ailleurs, ce dernier est intrusif dans les micaschistes et les paragneiss briovériens. Ceux-ci, d'une part, sont recoupés par des apophyses du granite et, d'autre part, forment, sur la bordure du massif, des enclaves métriques à plurimétriques plus ou moins migmatitisées. Enfin, localement, il est intrusif également dans les micaschistes et les métaquartzites paléozoïques. Dans la région de Ty Mignon, le contact progressif avec le granite du Steir se traduit par une augmentation de la taille du grain vers ce dernier et une diminution de la proportion de biotite concomitamment à l'augmentation de celle de la muscovite.

Les principaux affleurements du granite de Robart sont situés à proximité de la vallée du Steir, soit le long des routes, soit le long de la voie ferrée près du moulin de La Lorette. Des affleurements assez conséquents apparaissent aussi en bordure des routes près du moulin de Saint-Alouarn, de Ty Faou et de Ty Moullec.

Le granite de Robart présente deux faciès : l'un, à grain moyen ($L\gamma_b^{4AL}$), dans le massif principal ; l'autre, à grain fin, dans la région de Ty Mignon ($f\gamma_b^{4AL}$). Ces deux faciès se caractérisent par une teinte très blanche à l'altération, ce qui met en valeur les nombreuses paillettes noires de biotite. Généralement, ce granite est isotrope, sauf sur la bordure sud du massif principal où il est orienté et où s'observe un passage progressif, mais rapide, à un granite mylonitique puis à des ultramytonites feuilletées très blanches qui marquent la branche annexe de la « ZBSA ». Le granite a une texture grenue hétérogranulaire : le quartz (30-40 %) est en petites et

moyennes plages, isolées ou regroupées en filots holoquartzeux ; l'albite-oligoclase (35-40 %) apparaît en petites plages xénomorphes et en plages moyennes sub-automorphes ; le microcline (12-23 %) est nettement subordonné et est généralement en petites plages intergranulaires et rarement en petits porphyroblastes sub-automorphes. Dans le faciès à grain moyen, la muscovite (2-4 %) est en moyennes et grandes paillettes, associées à de grandes paillettes de biotite (2-3 %). Dans le faciès à grain fin (Ty Mignon), la biotite (5-7 %) est plus fréquente que la muscovite (2 %), laquelle forme de grandes plages poëcilitiques. Enfin, l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

Une analyse chimique du faciès à grain moyen (échantillon FB 3580, tabl. 2) montre une composition relativement acide ($\text{SiO}_2 = 73,44 \%$) et nettement peralumineuse ($A/CNK = 1,25$). La roche se situe entre les granite et adamellite de référence dans le diagramme P – Q. Le spectre multi-élémentaire (fig. 13B) montre « l'effondrement » en Th et terres rares caractéristique des leucogranites peralumineux de « type Limousin » et une anomalie positive marquée en P qui suggère une forte solubilité de l'apatite. Comme les autres granites de la feuille Quimper, le granite de Robart montre un fractionnement assez net au niveau des terres rares lourdes (stabilité du grenat dans la source) (fig. 12).

Les analyses chimiques des biotites, reportées dans le diagramme typologique de H. Nachit et *al.* (1985) (fig. 15), confirment l'analogie du faciès à grain moyen (FB 3665) avec les granites peralumineux de « type Limousin », mais montrent, dans le faciès à grain fin (FB 3497), une composition comparable à celle des granites de « type Guéret ».

Enfin, une étude typologique des zircons du faciès à grain moyen (échantillon FB 3580) montre des cristaux peu nombreux, petits, trapus, mal formés, dissymétriques et, de ce fait, rarement indexables.

L_{γ}^{4AL} **Leucogranodiorite de Guengat.** Elle forme, au Nord de Guengat, un massif principal de dimensions réduites (0,6 x 3 km) et d'allongement E-W et, au Nord de Quillihouarn, une petite entité annexe, séparée du précédent par les métasédiments paléozoïques.

La leucogranodiorite de Guengat est clairement intrusive dans les métasédiments briovériens et paléozoïques dont elle emballe des enclaves sur sa bordure et dans lesquels elle émet, localement, des sills. Elle est, par ailleurs, en contact (de nature indéterminée) avec les granites de Pouldergat et de Kerfelgant – Locronan. Cependant, il est probable que les sills de granite fin leucocrate, qui recoupent ce dernier, près du contact, soient associés au granite de Guengat.

La leucogranodiorite de Guengat n'apparaît qu'en de rares et petits affleurements, comme en bordure de route, au Nord de Guengat, face à la coopérative agricole, et en bordure de l'ancienne voie ferrée Quimper – Douarnenez à l'Est de Kermoal. Néanmoins, elle est souvent sub-affleurante sur les coteaux et donne de nombreuses « pierres volantes ».

Cette granodiorite leucocrate a un grain fin à moyen, avec de nombreuses et rapides variations. Elle peut être relativement riche en très petites paillettes de muscovite. Elle est généralement isotrope, mais elle peut, localement, sur sa bordure, présenter une certaine orientation. Sa texture est grenue : le quartz (38 %) est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, regroupées en îlots holoquartzueux ; l'albite-oligoclase (35 %) apparaît en petites et moyennes plages, parfois sub-automorphes et fortement damouritisées ; le feldspath potassique (20-22 %) est généralement en petites plages intergranulaires et parfois en porphyroblastes sub-automorphes pœcilitiques ; la muscovite (4-6 %) est en petites et moyennes paillettes plus ou moins orientées et déformées ; enfin, cette paragenèse comprend aussi de rares petits grenats sub-automorphes et quelques grands cristaux pœcilitiques de tourmaline.

γ_{L}^{2AL} . **Granite de Kerfelgant – Locronan.** Il apparaît seulement en limite septentrionale de la feuille Quimper, au Nord de Guengat, mais il se développe largement sur la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.). Sur ses flancs sud et est, il recoupe principalement les métasédiments paléozoïques. Cependant, localement, au Nord de Quillihouarn et à l'Est de Pennavern, il est en contact (de nature indéterminée) avec les granites de Guengat et du Steir. Ses principaux affleurements sont situés en bordure de l'ancienne voie ferrée Quimper – Douarnenez, à l'Ouest de Kermoal et dans une ancienne petite carrière près de Kerbloc'h. Il apparaît par ailleurs en boules plurimétriques, notamment près de Kerfelgant et en de nombreuses « pierres volantes ».

Ce granite a un grain moyen/fin, homogène, peu ou pas orienté, et il prend une teinte beige orangé à l'altération. Il a une texture grenue : le quartz (35-40 %) est en petites et moyennes plages regroupées en îlots holoquartzueux ; le feldspath potassique (30-32 %) est en plages moyennes xénomorphes et parfois en porphyroblastes sub-automorphes ; l'albite-oligoclase (22-28 %) est en plages moyennes assez fréquemment sub-automorphes ; la biotite (3-4 %) est en petites et moyennes paillettes associées à celles de muscovite (2-4 %) ; le zircon, en petits grains sub-automorphes, et l'apatite sont les minéraux accessoires.

L'analyse chimique des biotites (échantillon FB 3536) montre, d'après le diagramme typologique de H. Nachit et *al.* (1985), qu'elles ont une compo-

sition comparable à celles des biotites des granites alumino-potassiques de « type Guéret » (fig. 15).

γ_s^{2AL} . **Granite de Pouldergat.** Il forme, au Nord-Ouest de la feuille Quimper, un massif allongé E-W (3 x 10 km) depuis le Sud de Guengat jusqu'à Le Guilly, massif qui se poursuit vers l'Ouest sur la feuille voisine Pont-Croix (Plaine et *al.*, 1981). Cependant, sur cette feuille, il n'est pas cartographiquement distingué du granite de Locronan.

Sur son flanc sud, le granite de Pouldergat est en contact tectonique avec les micaschistes briovériens qui forment une bande E-W souvent mylonitique. Cependant, à son extrémité orientale, ce granite est intrusif dans cette même série de micaschistes qui forment alors des enclaves pluri-décimétriques à plurimétriques et sont parfois plus ou moins migmatitisés. Sur son flanc nord-est, il est localement en contact (de nature indéterminée) avec le granite de Guengat. Son extension est limitée par les failles NW-SE, du système Kerform, qui suivent la vallée du Ris (Le Juc'h) et entraînent un décrochement dextre plurikilométrique de son extrémité orientale. Enfin, il est lui-même recoupé par des dykes de dolérite.

Ce granite affleure assez peu ; ses principaux affleurements sont situés en bordure de route entre Trezent et Kermenguy, à flanc de coteaux de la vallée du Ris et en bordure de route au Sud de Guengat. Il donne par ailleurs de nombreuses « pierres volantes ».

Le granite de Pouldergat est une roche de teinte assez claire, souvent très altérée, caractérisée par un grain moyen à grossier, avec de nombreux porphyroblastes infracentimétriques de feldspath. Ce granite est généralement fortement orienté, et on note souvent l'association de plans C/S, comme dans la région de Kermenguy où ils sont subverticaux et orientés respectivement à 115-125° et à 90-95°.

Sa texture est grenue orientée à granolépidoblastique : le quartz (38-43 %) est en plages moyennes et grandes, à extinction onduleuse, regroupées en îlots holoquartzueux allongés dans le plan de foliation ; l'orthose (26-33 %) est fréquemment en porphyroblastes perthitiques, cassés et moulés par la foliation et, dans une moindre mesure, en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles d'albite-oligoclase (20-25 %) ; la biotite (4-6 %), en petites et moyennes paillettes orientées, plus ou moins rétomorphosées en chlorite, est associée à la muscovite (1-3 %), l'ensemble formant de minces lits à dominante micacée ; la sillimanite (1-3 %) est toujours présente dans ce granite : elle apparaît, soit en baguettes automorphes disposées en gerbes subparallèles à la foliation, soit en fibrolites. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Une analyse chimique a été effectuée (échantillon FB 3294 ; tabl. 4). La roche est acide ($\text{SiO}_2 = 72,5 \%$), fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 5,23 \%$), peralumineuse ($\text{A/CNK} = 1,29$) et se situe au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 11). Le spectre multi-élémentaire (fig. 13A) montre les traits caractéristiques des granites peralumineux de « type Guéret » et, en particulier, une forte anomalie négative en Nb et Ta. Le spectre de terres rares (fig. 12), nettement fractionné au niveau des terres rares lourdes, témoigne de la stabilité du grenat dans la source.

L'analyse chimique des biotites (échantillon FB 3294) montre, d'après le diagramme typologique de H. Nachit *et al.* (1985) (fig. 15), une appartenance à l'association alumino-potassique de « type Guéret ». Enfin l'étude typologique des zircons montre des cristaux petits, brun rosé sombre, souvent craquelés en surface et présentant un cœur opaque et de fréquents zonages. Seulement 39 % des zircons sont indexables (fig. 10) et donnent un indice moyen A-T = 233-389, domaine des granites d'anatexie crustale sialique.

M ξ . Migmatites et micaschistes (enclaves). Le granite de Pouldergat montre, sur sa bordure orientale, de nombreuses enclaves, métriques et plurimétriques, de micaschistes plus ou moins migmatitisés. Il montre, de plus, sur son flanc nord, à la limite de la feuille Quimper, sur le flanc sud-ouest de la vallée du Ris, une enclave kilométrique qui comprend principalement des micaschistes et, dans une moindre mesure, des métaquartzites micacés et des amphibolites. Le protolithe de cette série demeure indéterminé.

Les micaschistes sont essentiellement constitués de biotite (50 %) en paillettes moyennes, orientées suivant le plan de la schistosité principale S1 et déformées par de petits plis en chevrons. La muscovite (2 %) est nettement subordonnée, par contre la sillimanite peut être abondante (20 %) en petites baguettes orientées suivant S1 dans les lits biotitiques. Le quartz (25 %) forme des lits discontinus et des îlots holoquartzeux. Le feldspath (microcline et plagioclase) est peu abondant (3 %). Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Les métaquartzites micacés sont principalement formés de quartz (68 %) en petites et moyennes plages, souvent allongées dans le plan de la S1 et associées à de petites plages damouritisées de feldspath (2 %). La biotite (6 %), en petites paillettes orientées, est le mica dominant et est associée à de la muscovite (4 %) et à de la chlorite (4 %). Le grenat est abondant (12 %), en plages sub-automorphes montrant de nombreuses inclusions d'opaques qui fossilisent la schistosité principale S1 et soulignent la rotation de ces porphyroblastes au cours de leur cristallisation. Enfin, de la sillimanite, en aiguilles et en fines baguettes, peut être aussi relativement abondante (4 %).

γ^{3AL} . **Leucogranite de Quiriou – Landudal.** Il forme, en limite nord-est de la feuille Quimper, près de Quiriou, un petit massif d'allongement WSW-ENE (0,6 x 2 km) qui se poursuit sur la feuille voisine de Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.). Ce granite recoupe les micaschistes briovériens au sein desquels il émet des sills de puissance métrique à plurimétrique, micaschistes qui eux-mêmes forment des enclaves au sein du granite.

Ses principaux affleurements sont situés en bordure de route, d'une part, au Nord de Guerlez où les relations granite/micaschistes sont clairement exposées et, d'autre part, au Sud de Quiriou.

Le granite de Quiriou – Landudal est une roche à grain moyen à fin, localement orientée, blanc-beige à l'altération et relativement riche en paillettes de muscovite. Il a une texture grenue : le quartz (40 %) est en petites plages à extinction plus ou moins onduluse, regroupées en îlots holoquartzueux ; l'albite-oligoclase (27-30 %) est en petites et moyennes plages parfois sub-automorphes ; le feldspath potassique (20-25 %) est en petites et moyennes plages rarement sub-automorphes ; la muscovite (5-6 %) est en paillettes moyennes, parfois orientées, associées à celles de la biotite (2 %), lesquelles sont souvent en voie de chloritisation ; l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

Une analyse chimique a été effectuée (échantillon FB 4141 ; tabl. 2). La roche acide ($\text{SiO}_2 = 72,18 \%$), fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,8 \%$), peralumineuse ($\text{A/CNK} = 1,38$) et se place au voisinage du granite de référence dans le diagramme P – Q (fig. 11). Les spectres de terres rares (fig. 12) et multi-élémentaire (fig. 13B) montrent une bonne analogie avec le granite de Kerdevot – Elliant. Comme ce dernier, le granite de Quiriou – Landudal présente des caractères intermédiaires entre les granites peralumineux de « type Guéret » et « Limousin ».

FILONS – DYKES

$d\beta$. **Dykes de dolérite.** Les dolérites sont observées uniquement en « pierres volantes » et en boules pluridécimétriques à métriques, dans le quart nord-ouest de la feuille Quimper, notamment près du hameau de Kermenguy. Elles forment ainsi des alignements NW-SE qui marquent la trace de dykes qui recourent le granite de Pouldergat, les ultramylonites de la branche principale de la « ZBSA », le granite de Pluguffan et la granodiorite anatectique de Quimper.

Les dolérites se présentent comme des roches à grain fin vert sombre, à patine brun fauve parfois, massives, et très dures. Elles ont une texture doléritique avec du labrador (50 %) en fines lattes qui forment une charpente

dont les interstices sont occupés, principalement, par du pyroxène (45 %) en plages xénomorphes. Cependant, ce dernier, probablement de l'augite, apparaît aussi, parfois, en petits porphyroblastes. Enfin, la paragenèse de ces roches comprend aussi des opaques (5 %) qui ont soit une forme géométrique, soit une forme squelettique.

Q. Filons de quartz laiteux. Le principal filon de quartz laiteux, axé NW-SE puis NNW-SSE, est situé dans la moitié occidentale de la feuille, où il se suit depuis le Nord-Ouest de Plogastel-Saint-Germain jusqu'au Sud-Ouest de Tréméoc. Ce filon atteint son maximum de puissance (~ 200 m) dans la région de Saint-Germain et de Plogastel où il a été l'objet de plusieurs exploitations en carrière. Il s'agit de quartz laiteux, massif, souvent fortement cataclaté et associé à des argiles sur les bordures du filon.

Des filons de quartz laiteux de moindre importance, mais néanmoins relativement conséquents, s'observent aussi, à l'extrémité orientale de la feuille, dans la région du Bois de Pleuven et dans celle de Kergonan ; dans ces deux localités, ils sont axés NNW-SSE.

Enfin, des filons de quartz laiteux d'extension modeste, s'observent dans la région de Plonéour-Lanvern, où ils sont subparallèles aux structures, et au Nord-Est de Ploneis, où l'un recoupe les ultramylonites de la « ZBSA ».

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉQUATERNAIRES

Paléozoïque (Carbonifère)

h5. Conglomérats, grès, siltites, lignite ; (1) tuf et tuffite (Stéphannien). Les séries carbonifères apparaissent principalement à Quimper, dans un bassin étroit axé WNW-ESE (0,5-1 x 6 km), délimité par des failles parallèles à la « ZBSA », laquelle le borde sur son flanc sud. Elles apparaissent aussi, dans trois autres petits bassins, situés au Nord de Quimper, dans les régions de Kergogn, Gouesnac'h et Gourleo. Ces derniers sont délimités par des failles axées NW-SE et NE-SW associées au système Kerforn.

Dans le bassin de Quimper, les séries carbonifères affleurent principalement, d'Est en Ouest, à Kerampensal, dans les jardins de l'hôpital Gourmelon et de l'annexe de l'hôpital Laennec, en bordure de la voie ferrée Quimper – Brest, en base des murs occidentaux de l'ancienne prison de Mez Gloagen et à flanc de coteaux de la vallée du Steir, dans la rue de Pen ar Steir et dans la rue du Pichery. La stratification est souvent fortement pentée voire verticale.

Ces séries sont essentiellement détritiques et montrent des évolutions rapides de faciès depuis des conglomérats hétérométriques jusqu'à des siltites gris-vert finement feuilletées, en passant par des grès feldspathiques micacés à grain grossier ou fin. Cependant, dans la partie orientale du bassin, à Kerampensal, elles comportent aussi des tufs et des tuffites.

Les conglomérats apparaissent en bancs de puissance métrique, parfois plus ou moins granoclassés. Ils comportent une matrice gréseuse relativement abondante qui emballe des galets de 0,5 à 10 cm de diamètre, principalement constitués de quartz laiteux et, dans une moindre mesure, de gneiss fins micacés, de micaschistes et parfois de granites.

Les grès sont principalement constitués de grains anguleux ou sub-arrondis de quartz (40-50 %), de feldspaths plus ou moins altérés (35-40 %), de micas détritiques (muscovite, 10-15 % et chlorite, 5 %) en petites paillettes qui forment une fine matrice, d'opiques (1 %) et de grains de zircon et d'apatite. Au sein de ces faciès détritiques, apparaissent localement des passées charbonneuses noires de lignite ; celles-ci se sont particulièrement développées au niveau de la place La Tour d'Auvergne dans les fondations de la nouvelle salle de spectacle.

Les faciès volcanogènes acides de la partie orientale du bassin se présentent comme des roches grises finement feuilletées. Elles sont constituées : de quartz (40-50 %), en très petites plages regroupées en amas holoquartzeux ; de plagioclase (15-28 %) en petites plages xénomorphes et en petits phénoblastes ; de micas blancs (20-40 %) en très petites paillettes qui forment une fine matrice et en paillettes moyennes orientées qui sont disposées en minces lits discontinus déformés par des plis en chevrons ; d'opiques (2-5 %) et de tourmaline.

Dans le bassin de Kergogn, comme dans le précédent, l'essentiel des séries carbonifères est constitué de faciès détritiques et notamment de conglomérats très grossiers, à matrice réduite. Ceux-ci affleurent en fond de fossé en bordure sud de la route de Quimper – Douarnenez près de Kerlividic, où ils sont principalement formés de galets subarrondis de 1 à 10 cm de diamètre, de schistes beiges ou gris-bleu, de granites et, dans une moindre mesure, de clastes anguleux décimétriques de métaquartzites en dalles de teinte bleu nuit.

Les schistes gris-bleu ont une texture granolépidoblastique : le quartz (38 %) est en fines plaquettes orientées parallèlement au plan de schistosité S1 ; la muscovite (37 %), en petites paillettes orientées, est associée aux petites baguettes de chloritoïde (25 %) ; le zircon et la tourmaline sont les minéraux accessoires. Ce faciès de schiste à chloritoïde évoque des faciès comparables connus dans les séries dévoniennes des Montagnes Noires.

Les métaquartzites bleu-nuit sont principalement constitués de quartz (97 %), en petites plages allongées dans le plan de schistosité, et de muscovite (2 %), en petites paillettes orientées regroupées en de très minces lits micacés ; le zircon est abondant et sa répartition hétérogène définit un litage (S0 ?) oblique par rapport au plan de schistosité défini par les micas et le quartz.

Dans un talus près de Kermoc'h, les conglomérats sont particulièrement grossiers et formés essentiellement de galets de granites, de 10 cm à 1 m de diamètre.

Enfin, près du hameau de Kergogn, une couche charbonneuse suffisamment importante a été l'objet d'une exploitation. Des empreintes de plantes (*Pecopteris aspidioïdes*, *Biotii*, *Dentata*, *Alethopteris grandini*, *densiflora*, et *Dictyopteris schutzei*), d'âge stéphanien y ont été déterminées (notice de la feuille Châteaulin à 1/80 000).

Par ailleurs, en dépit des affleurements réduits, l'extension de ce bassin a été déterminée grâce aux nombreux galets observés en « pierres volantes ».

Dans le bassin de Gouesnac'h, les séries carbonifères affleurent uniquement en bordure de route près de la ferme de Gouesnac'h. Elles sont constituées ici aussi, d'un conglomérat à matrice réduite, qui remanie des galets pluricentimétriques de schistes, gris, gris-bleu et gris-vert. Par ailleurs, l'extension du bassin est marquée par la présence de nombreux galets en « pierres volantes », galets constitués outre de schistes, de granites et de métaquartzites bleu nuit. Les schistes ont une texture granolépidoblastique avec une schistosité principale S1 recoupée par une schistosité S2 de crénelation. Le quartz (45 %) est en petites plages allongées suivant S1 et regroupées, plus ou moins, en minces lits ; la muscovite (50 %) se présente en petites paillettes orientées suivant S1 et est associée à des opaques (5 %) et à des grains de zircon et de tourmaline.

Le petit bassin de Gourleo est caractérisé par des conglomérats à matrice gréso-argileuse abondante, qui emballent des galets pluricentimétriques de quartz, de schistes et de rares amphibolites

Paléogène

⇨ **Grès ladères et poudingues silicifiés** (indication ponctuelle). Des grès renfermant les fossiles d'une flore éocène sont connus au Sud de Quimper, autour de la dépression de Toulven. Les bois et graines silicifiés découverts près de la chapelle Saint-Tudy ont été étudiés par H. Du Laurens de la Barre (1912), J. Kowalski (1920, 1922) et E. Reid (1927). Ces restes végétaux, correspondant à un climat tropical, ont permis de proposer un âge luté-

tien, ou bartonien inférieur, et on y a vu l'équivalent des « Grès à *Sabalites andegavensis* » largement répandus dans la partie orientale du Massif armoricain (Picquenard, 1922). L'examen microscopique de certains échantillons par Y. Milon (1929), a montré la présence d'organismes marins : radiolaires, bryozoaires, foraminifères et spicules de spongiaires. Cette microfaune, permet d'envisager une avancée de la mer lutétienne vers Quimper.

Ces grès sont largement répandus depuis Lanniron jusqu'à l'anse de Toulven et également entre Kerdour et Kerorgan, au Nord-Est de Pleuven. Ils forment des dalles reposant sur la roche saine, sur les arènes granitiques et sont également parfois intégrés dans les argiles de Toulven. On les trouve aussi sous forme de blocs émoussés ou de galets dans les épandages complexes qui masquent souvent les argiles, ainsi que dans les terrasses fluviales pléistocènes. Au Sud du Moulin du Pont, ces formations silicifiées englobent de nombreux galets de quartz, parfois bien roulés. Ces poudingues ont été utilisés pour ériger des menhirs. Sur la rive occidentale de la baie de Kerorgan, les grès présentent généralement une cassure lustrée, mais, autour du Moulin du Pont, ils sont moins silicifiés et l'on observe parfois des faciès présentant de petits canaux ramifiés correspondant sans doute à des traces de racines dans un sol.

Des grès quartzites occupent également le fond de la dépression du Juc'h, autour du Moulin de Kervouster, à la confluence des deux ruisseaux du Ris (Ry), vers la limite septentrionale de cette carte (Halna du Fretay, 1887). Les blocs formant les talus présentent des faciès variés correspondant à la silicification de sédiments fins, de sables et de niveaux de galets. Les dalles de poudingues sont assez rares, et on a le plus souvent des grès grossiers englobant quelques galets bien roulés. On observe également des grès fins avec des grains de quartz dispersés dans une matrice finement silicifiée, et certaines roches présentent même un aspect de silexoïde (Monnier, 1980). Ces grès lustrés ont été exploités au Paléolithique, et de nombreux bifaces et éclats ont été récoltés dans les sols autour de Kervouster. Ces formations sont azoïques, mais elles présentent de grandes analogies avec celles de la dépression de Toulven.

Les fouilles archéologiques effectuées sur le site de Kervouster ont montré que les dalles siliceuses étaient remaniées dans les formations pléistocènes (Monnier, 1975). Le sondage mené sur le site en 1997 a montré la présence de silicifications dans les argiles sous-jacentes.

Le sondage entrepris au Nord de Stang Zu, sur la rive orientale de la baie de Kerorgan, a également rencontré des accidents siliceux au sein des argiles tertiaires, et des blocs de grès ont été aussi extraits de la carrière d'argile de Menez Bily. Les blocs de grès quartzite et de poudingue des dépressions du Juc'h et de Toulven semblent donc correspondre au démantèlement de

niveaux silicifiés discontinus liés à des évolutions pédologiques dans les formations de remblaiement de cuvettes accidentant la pénéplaine éocène.

e. Argiles, sables, sables argileux, galets (Éocène). Les sondages menés lors du lever de cette feuille ont permis de confirmer que la zone sablo-argileuse de Menez Bily correspond bien à un graben profond, encadré par des accidents, qui s'étend depuis Locmaria, au Nord, jusqu'à Pleuven, au Sud. Trois autres grabens tertiaires ont été également mis en évidence au Juc'h à la jonction avec la feuille Châteaulin, au Sud-Ouest de Saint-Evarzec près de Dour Meur et à Kerleven, au fond de la baie de La Forêt, à la limite de la feuille Rosporden. Ces bassins tectoniques s'alignent sur des accidents orientés NW-SE – correspondant au couloir de failles du système Kerform – qui se prolongent sur le plateau continental dans la baie de La Forêt – Concarneau et au large de Belle-Isle.

Dans la dépression du Juc'h, un sondage implanté près de l'abrupt dominant la ferme de Lanalen a traversé des sédiments argileux, avec des intercalations de graviers et de sables. Entre 35 et 40 m, des niveaux de lignite ont été traversés, et à 55 m, le socle granitique n'était pas encore atteint.

Au Moulin de Kervouster, au pied du versant oriental de la vallée, les formations tertiaires sont représentées à partir de 4-5 m de profondeur par des sables blancs et beiges, puis des graviers. De 9 à 25 m, ce sondage a traversé des argiles grises avec quelques concrétions silicifiées et des nodules pyriteux. Les derniers mètres du forage ont rencontré des sables grossiers arénacés, et les arènes granitiques ont été atteintes à 28 m.

À Quimper, le sondage de Stang Zu en bordure de la plage des Gueux, a été arrêté à 53 m de profondeur sans avoir atteint le substratum. Les trois premiers mètres ont traversé les sables et galets de la terrasse inférieure de l'Odet, puis, jusqu'à 11,50 m il a recoupé des niveaux de sable, d'argile, de graviers et d'arènes fluées avant d'atteindre des argiles grises compactes correspondant aux argiles à poterie de la carrière de Menez Bily. Ces argiles admettent des niveaux organiques, des couches de sables et de graviers. Un banc de galets a été aussi rencontré entre 28 et 30 m, et un important niveau de lignite a été traversé vers 34 m. La partie inférieure du sondage a traversé des sables avec des niveaux noirs très organiques avant de s'arrêter sur un niveau très résistant (banc silicifié ?).

Au Nord du Moulin du Pont, le sondage de Guiniel, implanté à une centaine de mètres du versant granitique, a d'abord rencontré des argiles kaoliniques avec des cailloux de quartz à peine émoussés, puis, jusqu'à 17 m, plusieurs niveaux de sédiments arénacés souvent très micacés avec des concrétions pyriteuses. La partie inférieure du sondage a, ensuite, traversé des sables plus ou moins argileux avec quelques lits plus grossiers. Au fond

du forage, à 48 m, les sables étaient chargés de graviers et de pyrite, et la tarière a bloqué sur un caillou ou un niveau silicifié.

Au Nord de Pleuven, les sondages ont atteint le socle de micaschiste entre 8,5 et 35 m suivant les endroits, après avoir traversé des séries à sables et argiles comportant parfois de la matière organique et des nodules pyriteux.

À Saint-Evarzec, le sondage a été arrêté à 22,5 m de profondeur sans avoir atteint le socle ; il a traversé principalement des argiles gris clair à blanches, assez riches en paillette de micas blanc, parfois en grains plurimillimétriques de quartz roulé et, localement, en nodules de pyrite.

Le sondage implanté en bordure de la plage de Kerleven a traversé des argiles blanches avec quelques intercalations de lits de sable ou de cailloux de quartz peu émoussés. À 20 m, des traces de débris végétaux ont été observées, et à 28 m, le forage a été arrêté dans des argiles gris-blanc très compactes.

Les argiles de Toulven, qui n'ont pas fourni de fossiles, étaient attribuées sur les cartes géologiques à 1/80 000 (Châteaulin et Quimper, 2^e éd.) au Pliocène inférieur, bien que Ch. A. Picquenard (1922) ait montré que ces argiles ne pouvaient être que plus anciennes que les dalles de grès éocènes observables en surface tout autour de la dépression de Toulven. Cette opinion a été confirmée par la découverte de spores et de grains de pollens dans les niveaux d'argile noire de la carrière de Menez Bily. Ces éléments végétaux, apportés par le vent et entraînés par les eaux, ont été fournis par des arbres et arbustes associés à des fougères se développant sous un climat tropical ou subtropical. Les associations polliniques ont permis à S. Durand (1960) de situer la partie supérieure des dépôts à la fin de l'Éocène ou à la base de l'Oligocène inférieur.

Les sondages menés récemment ont également rencontré des dépôts organiques avec des bois fossiles au Nord du bassin de Toulven, ainsi que dans le fossé du Juc'h. Ces niveaux profonds sont vraisemblablement plus anciens que les argiles de Toulven. Le petit bassin de Kerleven, qui s'inscrit entre celui de Toulven et celui de la baie de Concarneau, ne montre pas de sédiments marins et s'apparente au bassin continental éocène de Toulven.

Les minéraux des argiles éocènes de Toulven appartiennent au groupe du kaolin. La kaolinite y est associée à l'hallowysite qui s'est déposée suivant des zones lenticulaires (Estéoule-Choux, 1970). Le spectre des minéraux lourds associés se caractérise par l'abondance de la staurotide et de l'andalousite qui sont associées à la tourmaline ainsi qu'au zircon en faible proportion. Les sables éocènes, comme ceux affleurant dans la falaise de Kerdour, sur la rive ouest de la baie de Kerogan, comprennent une majorité de grains de

quartz faiblement émoussés et luisants associés à quelques quartz mats dont l'examen au microscope électronique montre une surface sillonnée de fissures ou ponctuées de microcavités en voie de remplissage par de la silice amorphe. Les échantillons examinés ne montrent pas de sédiments éoliens, bien que le climat se soit asséché à la fin de l'Éocène. Ce sont des dépôts provenant du démantèlement de la couverture latéritique constituée pendant la période biostasique du Lutétien ; ils correspondent à une phase rhexistatique entre le Lutétien et le Stampien. À cette époque, la mer ne semble avoir fait que de brèves incursions dans le graben de Toulven, contrairement aux bassins reconnus devant la côte septentrionale de la Bretagne.

FORMATIONS SUPERFICIELLES QUATERNAIRES

Épandages complexes

HeIV. Épandages complexes remaniant les formations tertiaires et plio-quadernaires. Au-dessus des argiles éocènes, comme l'ont montré les sondages, se développent des formations remaniant les argiles sous-jacentes, des dalles de grès ladères et des cailloux de quartz plus ou moins roulés. À proximité des failles limitant le bassin, on observe aussi des dépôts arénacés ; le contact entre les alluvions quaternaires et les formations tertiaires n'est pas toujours facile à définir. Ces épandages complexes couvrent de grandes étendues, sur des épaisseurs pouvant atteindre 10 m. Ils correspondent à une série d'événements qui se sont déroulés entre l'Oligocène inférieur et le Quaternaire, masquant en partie les failles limitant le graben éocène.

Autour de Quimper, les tranchées routières montrent des roches ameublées, au sein desquelles une lame de couteau pénètre facilement. Les grains minéraux, la texture et le réseau de diaclases y sont bien visibles comme dans la roche saine, mais le grattage des parois fournit du sable. Les roches cristallines au Sud de Quimper sont souvent arénisées sur plus de 10 m d'épaisseur, et sur de larges surfaces, aucun affleurement de roche saine n'est visible. La topographie du substrat résistant est cependant très irrégulière et on a une succession de cuvettes d'altérites profondes et de pointements de roche plus résistante se rapprochant de la surface. Faute d'affleurements, de coupes et de sondages dans certains secteurs de plateau, il n'a pas été possible de représenter ces isaltérites. Celles-ci, en particulier autour de la dépression de Toulven, résultent sans doute de la météorisation intense des roches du socle cristallin qui s'est exercée sous des climats intertropicaux, au cours du Tertiaire.

Formations périglaciaires

Pendant les périodes froides du Quaternaire, les processus morphogénétiques qui se sont développés, ont modelé le relief et laissé, sur les versants et les plateaux, des formations de type périglaciaire. Ces dépôts, qui couvraient tout le relief, ont été en partie érodés pendant le Tardi-glaciaire et l'Holocène, et seules les zones, où ils représentent encore des épaisseurs importantes, ont été représentées.

SH. Formations périglaciaires de versant (« head »). Ces dépôts de versants complexes, de granulométrie très variable, dans lesquels existent toujours une proportion plus ou moins importante de blocs et de cailloux issus du substrat rocheux fracturé par l'action des alternances gel-dégel, pendant les périodes glaciaires, sont généralement désignés en Bretagne, en Basse-Normandie et le long du littoral britannique, par le terme de « head ». Ce terme a été employé pour la première fois en 1839, pour décrire les formations du Devon et de la Cornouaille par De La Bèche, puis il a été repris en Bretagne en 1910 par A. Bullen pour décrire des formations quaternaires à Etel. Le mot « head » est tiré de « Head of rubble », c'est-à-dire la partie supérieure de la blocaille (rubble) ou des débris de l'érosion subaérienne (solifluxion) recouvrant les roches en place. Les éléments grossiers englobés dans une matrice limoneuse s'orientent souvent au sein des dépôts, dans l'axe de la pente dominante du versant, et ces formations sont plus ou moins litées en fonction des processus qui les ont mises en place : gélifluxion, cryoreptation. À leur base, au contact des substrats granitiques et cristallophylliens, on observe parfois des phénomènes de fauchage, et il n'est pas rare que la partie supérieure des arènes soit litée, du fait d'un lent déplacement à la suite d'alternances gel-dégel en profondeur lors des périodes froides du Pléistocène. La gélivation des roches dans la partie supérieure des versants et les phénomènes de transport liés à la gravité et aux climats périglaciaires ont engendré en bas de versant des accumulations hétérométriques de débris, pouvant dépasser 3 m d'épaisseur, comme sur la rive gauche du ruisseau du Frouit, au Nord-Est de l'agglomération quimpéroise.

Les formations périglaciaires peuvent remanier aussi des formations périglaciaires plus anciennes, en particulier les formations fluviatiles et les dépôts tertiaires de la cuvette de Toulven en aval de Quimper. Sur les versants autour de la baie de Kerogan, le « head » des versants englobe souvent des galets provenant des terrasses moyennes et supérieures, et celles-ci ont été elles-mêmes affectées en surface par des phénomènes liés au froid, après leur édification. Les galets et les sables de la butte de Kernoter sont affectés de fentes en coin pénétrant l'arène sous-jacente, et les galets sont souvent redressés (Choux et *al.*, 1960). Dans l'ancienne carrière d'argile à poterie de Menez Bily, la partie supérieure des argiles est perturbée par la présence de grandes poches de galets et de plis se déversant vers l'Ouest ; fréquemment,

entre Kernoter et Lanroz, on observe des extrusions d'argile blanche à travers les galets des terrasses fluviales.

Les « heads » de la région de Quimper se sont formés durant la première partie du Pléniglaciaire weichsélien. Ils remanient certainement des formations de versants plus anciennes, et, dans certains cas, leur base semble antérieure à la dernière glaciation. Les « heads », comme les formations fluviales de la basse terrasse, sont coiffés par les dépôts limoneux caractérisant la phase la plus froide du dernier cycle périglaciaire. Ces formations de versant hétérométriques semblent donc contemporaines des terrasses climatiques froides qu'elles ont contribué à nourrir. Dans la vallée du Ris, au Nord-Ouest de Guengat, aux argiles du fossé de Kervouster, se superposent 4,5 m de dépôts comprenant une succession de niveaux de sable et de limon. Les dépôts supérieurs, où une industrie moustérienne de tradition acheuléenne a été récoltée, sont d'âge weichsélien (Monnier, 1975), tandis que les couches inférieures, qui ont également fourni des éclats de quartzite, lors du sondage de 1997, peuvent appartenir à un cycle périglaciaire plus ancien.

RCE. Formations résiduelles des plateaux. À la surface des plateaux, entre la Montagne Noire et le littoral sud de la Cornouaille, on peut observer localement, au-dessus des arènes, des formations limoneuses dont l'épaisseur dépasse rarement 0,50 m. Ces dépôts, qui n'apparaissent parfois que dans des poches de cryoturbation, correspondent aux reliques du manteau lœssique qui a couvert la péninsule armoricaine il y a 20 000 ans, lorsque la plate-forme continentale était découverte jusqu'à 100 m de profondeur, au moins. À la base des limons, on observe souvent au contact des arènes, une ligne de cailloux de quartz à facettes, avec parfois des cupules d'éolisation. Lorsque les altérites sous-jacentes sont riches en éléments quartzeux ou que les roches sont très gélives, il s'est constitué, au cours du Pléistocène, un niveau mêlant des gélifracts anguleux ainsi que des cailloux émoussés et éolisés. Ces formations, lorsque les limons superficiels ont été décapés, affleurent parfois sur de grandes surfaces, en particulier au Sud-Ouest de la feuille. Des dépôts résiduels de ce type apparaissent également dans les zones déprimées accidentant les plateaux au Sud-Est de Quimper.

La granulométrie de ces formations complexes dépend du substrat et des apports sédimentaires ou des pédogenèses qui se sont développées sur les plateaux cornouillais au cours du Pléistocène. Leur élaboration a pu s'étaler sur plusieurs phases tempérées et froides, avec un remaniement des dépôts antérieurs lors de chaque cycle périglaciaire.

Dépôts fluviatiles et lacustres

Ce groupe correspond aux formations qui ont été mises en place par les cours d'eau de la région pendant le Quaternaire après la régression de la mer pliocène. Ces dépôts continentaux occupent généralement les fonds de vallée, mais un certain nombre d'affleurements perchés sur les versants ou sur les plateaux indiquent que les thalwegs se sont profondément encaissés durant le Pléistocène. Ces alluvions correspondent généralement à des sédiments hétérométriques peu usés comportant, selon leur ancienneté, une proportion plus ou moins importante d'éléments quartzeux ou siliceux. Les niveaux de galets et de sables rouges bordant la baie de Kerogan et l'anse de Toulven avaient été attribués au Pliocène par analogie avec le Pliocène décrit ailleurs en Bretagne (Choux et *al.*, 1960 ; Durand, 1960). Pour M. Melou (1968) l'analyse sédimentologique de ces dépôts permet de douter de l'origine marine qui leur avait été affectée antérieurement.

RF. Nappes alluviales anciennes des plateaux et de la haute terrasse (Pléistocène inférieur et Plio-Quaternaire) (niveaux 60 à 50 m au-dessus du cours actuel). Des dépôts de galets de quartz généralement assez peu émoussés sont des reliques d'un ancien cours fluvial de l'Odet. Plusieurs placages de moins de 0,50 m d'épaisseur coiffent les buttes, accidentant le plateau entre l'Odet et le Steir de part et d'autre de la route de Coray – Quimper, entre 125 et 110 m d'altitude. Les galets, parfois éolisés, présentent souvent une patine ocre, et quelques quartz se caractérisent par un aspect saccharoïde, comme les galets marins résiduels que l'on trouve sur la feuille Rosporden à plus de 200 m d'altitude entre Coray et Guisriff. Sur le plateau s'inclinant à l'Ouest de Coray en direction de Quimper, les alluvions anciennes n'admettent que de rares éléments bien émoussés d'origine marine. Les galets fluviatiles sont abondants à l'Est de Créac'h Ergué, autour de Saint-André et vers Kervinic. À Créac'h Ergué, ils reposent sur le granite sain, mais à l'Est de Saint-André, ils surmontent des roches métamorphiques très altérées. Les galets, dans les zones de faible concentration, sont mêlés aux limons des plateaux avec les quartz éolisés qui marquent le contact entre la roche et ces formations.

Des formations fluviatiles résiduelles ont été également notées sur le plateau de Ergué Armel entre le Braden et Saint-Laurent. On les observe dans les sols vers 65 m d'altitude, en particulier au Sud du stade de Kroaz ar Plouz. Sur la butte de Kernoter, au Sud de Quimper un niveau de galets assez peu émoussés affleure largement au-dessus des arènes granitiques. Cette formation dépasse 1 m d'épaisseur, et les galets sont englobés dans une matrice sableuse très rubéfiée où l'on peut observer quelques grains émoussés luisants. L'étude des formes des galets par A. Cailleux avait mené A. Guilcher (1948) à leur attribuer une origine marine.

Au Sud du creux de Toulven, le plateau de Gouesnac'h est souvent coiffé par des formations alluviales résiduelles. Les galets s'étalent vers 45 m d'altitude, principalement entre Saint-Cadou et Kroaz Hent Nenez, mais on peut également en observer, dispersés dans les limons, entre la vallée de l'Odet et le bourg de Gouesnac'h. Localement, les galets sont associés à une matrice sableuse rubéfiée dont les grains quartzeux, dérivés des arènes sous-jacentes, sont généralement non évolués. À Keranquemener, les galets alternent avec des niveaux de sables rouges sur au moins 2 m d'épaisseur. Les quartz des sables sont dans l'ensemble non usés avec quelques grains luisants arrondis.

Ces dépôts entre le cours moyen de l'Odet et son embouchure se sont mis en place avant l'encaissement des rivières dans les plateaux de Cornouaille. Leur alignement en direction de Combrit semble correspondre à un ancien axe d'écoulement, qui suivait, entre la Montagne Noire et la dépression du Pouldon, la pente d'une surface d'érosion façonnée vraisemblablement par la mer pliocène (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Avec le retrait de la mer à la fin du Tertiaire, les cours d'eau ont dû, pendant un certain temps, divaguer à la surface des plateaux, avant d'inciser, durant le Pléistocène, des vallées profondes, du fait du soulèvement de l'extrémité occidentale du Massif armoricain et des variations glacio-eustatiques du niveau marin.

Fw-x. Alluvions anciennes de moyenne terrasse (Pléistocène moyen) (niveaux 30 à 10 m au-dessus du cours actuel). Des lambeaux d'alluvions grossières existent en amont de Quimper, sur les versants des vallées de l'Odet et du Steir. Les dépôts sont plus abondants et largement étendus au Sud de Quimper, de part et d'autre de l'estuaire, jusqu'à l'anse de Saint-Cadou. Ils sont absents dans le défilé des Virecourts, puis réapparaissent plus en aval, au Sud de Kergilis. Ces alluvions reposent sur le substrat rocheux altéré dans le méandre de Poulguinan ou sur des formations tertiaires dans la cuvette de Toulven. Elles forment une large terrasse vers 35-25 m d'altitude au-dessus des rivages de la baie de Kerogan : Prat-Maria, Corniguel, Kergrenn, Lanroz. En contrebas de ce niveau, on remarque également d'autres replats, tel celui de Stang Zu ou celui de l'anse de Pors Gwen, au Nord du pont de Cornouaille. L'épaisseur et la stratigraphie de ces formations, entre Kernoter et Lanroz, est mal connue ; les coupes en bordure de la route de Bénodet et les tranchées pour le passage des canalisations, comme celle qui a été creusée en 1997 en direction de Kergrenn, montrent des successions de niveau très grossiers alternant avec des passages plus sableux à litages obliques. Les sables sont mal classés et les grains quartzeux sont généralement non évolués, avec parfois un aspect lustré et de rares émoussés luisants. Ces alluvions comprennent de nombreux galets granitiques plus ou moins altérés ainsi que des blocs démesurés correspondant à des éléments d'origine glacielle qui ont été portés sur de longues distances par des radeaux de glace au moment des débâcles estivales : Grès armori-

cain de la Montagne Noire. Les terrasses moyennes, encadrant la baie de Kerogan, devaient avoir autrefois une extension plus importante vers l'Est, mais elles ont été en grande partie déblayées par l'érosion des ruisseaux débouchant dans les anses de Toulven et de Saint-Cadou. En amont de Quimper, la terrasse moyenne supérieure est peu marquée dans la topographie, tandis que vers l'aval, son niveau plonge rapidement sous le niveau des hautes mers actuelles.

Fyb. Alluvions anciennes de basse terrasse (Weichsélien) (niveau de 2 à 8 m au-dessus du cours actuel). Les cours de l'Odet et du Steir sont entaillés dans une nappe alluviale ancienne, bien développée dans la zone de l'hippodrome vers la confluence de l'Odet et du Jet, ainsi que dans la basse vallée du Steir au Nord de l'agglomération quimpéroise. Ces formations sont aussi entaillées en falaise par la « mer » de part et d'autre de la baie de Kerogan et constituent le substrat des grèves caillouteuses bordant la ria dans ce secteur : plage des Gueux à l'Ouest de Kerogan. Ces dépôts se poursuivent vers le chenal, sous les vases estuariennes comme on a pu le constater lorsqu'on a creusé, il y a quelques années, une tranchée entre Kerogan et le Corniguel. Le niveau de galets, coiffant une plate-forme d'abrasion vers 2 m au-dessus du niveau des hautes mers actuelles, avait été assimilé à une plage « monastirienne » par A. Guilcher (1948). Il s'étonnait, cependant, que les faibles vagues de la baie de Kerogan, aient pu façonner aussi bien des roches aussi dures que les grès ladères.

Les galets ont une lithologie plus variée que ceux des terrasses moyennes, mais les roches siliceuses dominent, et les roches cristallines et métamorphiques sont dans l'ensemble peu altérées. Sur les estrans de la baie de Kerogan, la « mer » a dégagé de gros blocs granitiques dépassant parfois le mètre, et quelques dalles de grès ladères gisent également sur les grèves. Vers la base de la formation, les galets sont emballés dans des sables, tandis que vers le sommet, la matrice devient limoneuse. Le cortège de minéraux lourds des sables est caractérisé par l'importance des minéraux de métamorphisme, avec surtout de la staurotide, mais absence de grenats, tandis que dans les parties fines, la kaolinite, largement dominante, est associée à l'illite, comme dans les dépôts de la terrasse moyenne qui doivent remanier la partie supérieure des formations tertiaires (Melou, 1968). Dans la coupe, qui était autrefois visible derrière les entrepôts du port du Corniguel, on pouvait observer la présence d'un sol humifère entre la basse terrasse et les dépôts limoneux tapissant la base du versant. Ce sol s'inscrit durant une période de réchauffement entre le Weichsélien moyen, caractérisé par un climat froid et humide et le Weichsélien supérieur plus froid et sec.

FzC. Alluvions et colluvions holocènes. Ces sédiments constituent le sommet du remblaiement des fonds de vallées. Ils se sont mis en place après

la période de creusement qui a marqué la période fini-glaciaire, lorsque le niveau marin était encore bas et que la compétence des cours d'eau était suffisante pour évacuer les apports provenant des versants. Lorsque la pente longitudinale des cours d'eau devient faible, ils déterminent une section à fond plat dont les bords marquent les limites de la plaine alluviale.

Ces formations, dont l'épaisseur est peu importante sur le cours des petites rivières, sont plus épaisses dans la partie aval des cours d'eau principaux (de un à quelques mètres). Les dépôts sont souvent grossiers en profondeur, avec intercalation de niveaux graveleux et sableux, tandis qu'en surface les sédiments sont généralement fins (sables, limons, argiles) avec parfois des lentilles tourbeuses ou des niveaux pédologiques humifères et gélifiés de bas fonds. Une partie de ces formations silteuses, siliceuses ou argileuses, de fond de thalweg, a été apportée par le ruissellement qui érode les versants. Elles sont constituées essentiellement par des particules fines issues de la couverture limoneuse qui a atteint les plateaux de Bretagne méridionale au moment du maximum de la dernière glaciation et par des éléments provenant des altérites du substrat (kaolinite, micas, quartz). Leur mise en place correspond aux conditions climatiques de l'Interglaciaire actuel.

T. Tourbes holocènes. Des niveaux tourbeux apparaissent parfois en bordure de la baie de Kerogan. Une tourbière à sphaignes se développe sur le versant, à l'Ouest de la butte de Kernoter, au contact de la faille limitant le socle et les argiles tertiaires, à la faveur de venues d'eau importantes. Des affleurements de tourbes sont également visibles sur le haut estran au Nord de Lanroz. Ces formations se sont formées à l'arrière de petits cordons littoraux qui sont actuellement en voie d'érosion. Ponctuellement, des formations tourbeuses peu étendues se rencontrent aussi dans les cuvettes humides et les têtes de vallon, accidentant la surface des plateaux.

Lz. Formations lacustres. Des dépôts argilo-sableux de fond d'étang se sont mis en place à l'Holocène, en arrière de la partie proximale de la flèche littorale dunaire du Cap Koz, au fond de la baie de La Forêt – Concarneau. Durant la période historique, de nombreux fonds de vallées ont été barrés par des digues de moulins et dans les étangs en amont de celles-ci ; les sédiments argilo-limoneux, correspondant à l'érosion des terres agricoles, se sont accumulés par décantation. Ces réservoirs, non curés et à l'abandon, ont été peu à peu envahis par une végétation hygrophile. Ils se sont ainsi peu à peu transformés en marais avec, parfois, un plan d'eau résiduel entouré par une strate de végétation arbustive flottante, reposant sur des sédiments organiques non compactés comme au Nord de la digue de l'étang du Corroac'h, en amont de l'anse de Combrit. Une sédimentation lacustre importante s'est également développée en arrière du barrage barrant le ruisseau de Tréméoc à son débouché dans l'anse du Pouldon.

Dépôts fluvio-marins et marins

Mx3. Plage ancienne pléistocène. Des affleurements peu étendus de galets de quartz bien roulés culminent vers 26 m d'altitude au Sud de Combrit. Ces dépôts peuvent être observés en bordure de la D 44, du croisement du Lannou jusqu'au stade de Kergroas. Ils dépassent rarement 1 m d'épaisseur, et au Nord du Lannou, ils occupent des poches de cryoturbation accidentant la partie supérieure des arènes granitiques. Les émoussés des galets sont supérieurs à ceux du plateau de Gouesnac'h, et la matrice sableuse se caractérise par la présence de glauconie et de grains de quartz bien arrondis luisants et mats (63 %). Il s'agit manifestement des reliques d'un ancien cordon littoral s'appuyant à la ligne de crête séparant l'anse de Combrit de la dépression du Pouldon.

Cette formation, du fait de l'absence de galets de roches cristallines, semblerait plus ancienne que celle du château d'eau de Bénodet. Celle-ci, se situant vers la même altitude, présente au contraire une lithologie variée avec de nombreux galets de microgranites rappelant ceux de la baie d'Audierne, comme l'avaient noté A. Guilcher et *al.* (1948). Ces galets de microgranites, associés à des silex parfois cacholonnés, apparaissent également en grand nombre dans le cordon s'élevant de 6 à 7 m d'altitude en avant de l'abrupt de Combrit, en bordure du polder de Kermor, à la limite de la feuille Pont-l'Abbé. Ces dépôts, pénétrés par une rubéfaction importante, sont manifestement antérieurs au Pléistocène supérieur ; les sables et galets du plateau de Combrit, qui a sans doute recyclé le matériel des nappes alluviales supérieures, devrait appartenir au Pléistocène inférieur. Cette ancienne ligne de rivage se retrouve plus à l'Est sur les bas plateaux littoraux de Fouesnant et de Trégunc entre 20 et 30 m d'altitude (Concarneau ; Béchenec et *al.*, 1996) et à l'état de reliques en retrait du cordon de Ruvein dans la baie d'Audierne (Hallégouët, 1990).

MzS. Plage sableuse. Au fond de la baie de La Forêt, se développent, de part et d'autre de la passe d'entrée de Port La Forêt, deux plages s'appuyant à des cordons dunaires. Les sables sont dans l'ensemble bien classés et leur teneur en carbonate de calcium est faible : moins de 1 % en haut d'estran et au maximum 4,5 % sur le bas estran. L'étude morphoscopique des quartz, en haut de plage, montre beaucoup de grains non évolués (80 à 90 %) avec des émoussés luisants et une proportion moindre de ronds mats. L'épaisseur du sable sur le bas estran de Kerleven est généralement inférieure à 0,50 m, et en période de démaigrissement on peut voir affleurer les argiles kaoliniques du bassin de La Forêt.

MzV. Formations vaseuses des slikkes et des schorres. Dans la baie de Kerogan et dans la partie aval des anses de Combrit, Saint-Cadou et Toulven, les bas estrans sont occupés par des slikkes sablo-vaseuses, dans

lesquelles la fraction fine inférieure à 0,035 mm ne dépasse guère 10 %. Par contre, vers le fond des anses et en amont de la baie de Kerogan, le pourcentage des particules fines augmente et peut dépasser 90 %. La partie supérieure des slikkes peut être occupée par une végétation halophile et constitue des schorres dont le contact avec la vasière se fait généralement par un abrupt de 0,10 à 1 m de hauteur. Des dépôts vaseux estuariens peuvent également être observés dans les anses de La Forêt et de Penfoulic à l'abri du cordon dunaire du Cap Koz.

Ces sédiments se sont déposés par décantation là où les courants de marée sont plus faibles ; des profils transversaux, faits à partir du chenal de la baie de Kerogan, montrent que le sédiment constituant la slikke est de plus en plus fin au fur et à mesure que l'on s'éloigne du chenal. En profondeur, les variations granulométriques sont peu importantes, mais on peut cependant rencontrer des niveaux grossiers avec des débris ligneux. La composition minéralogique du stock argileux des slikkes est assez constante, et on y trouve toujours l'association kaolinite-illite avec, le plus souvent, un peu de chlorite (Melou, 1968). Le spectre de minéraux lourds des vases actuelles de l'estuaire de l'Odet comporte les minéraux suivants : grenat, staurotide, andalousite, tourmaline, hornblende. Le grenat est plus ou moins abondant et présent dans tous les échantillons. Il semble plus abondant dans les schorres et se présente généralement en grains assez roulés. Les sédiments des slikkes sont très peu calcaires (moins de 1 %) ; on peut simplement noter des teneurs un peu plus élevées dans les vases de fond de ria.

À l'entrée de l'anse de Penfoulig, au Nord du Kap Koz, les sondages ont montré, sous les sables, quelques intercalations plus fines parfois organiques. Dans la partie moyenne de l'anse, on a, en surface, sur environ 1,50 m, des sables vaseux ou des sables fins avec quelques poches de vase molle superficielle. Au-dessous, on rencontre des sables moyens avec des passages de sable fin ou de sable plus grossier. Vers l'amont, on rencontre des vases molles limono-argileuses avec quelques débris de végétaux et de coquillages. Dans l'axe de la vallée, les sédiments sont cependant plus sableux. Les sondages réalisés ont été arrêtés à une profondeur voisine de 2,5 m. Un seul, au Nord de Penn ar Kap, a rencontré le substratum mica-schisteux altéré à 1,5 m.

Dz. Dune flamandaise. Les plages, se développant au fond de la baie de La Forêt, ont alimenté les cordons dunaires du Kap Koz et de Kerleven. La flèche du Kap Koz est un tombolo unissant un îlot rocheux à la côte. Cette accumulation figurait sur la carte des Ingénieurs du Roy dans la seconde moitié du XVIII^e siècle, mais sur les cartes du XIX^e siècle elle n'était pas continue. Il s'agissait sans doute d'un banc instable, submersible lors des tempêtes et des grandes marées, qui a été par la suite aménagé, comme ce

fut le cas pour de nombreux cordons littoraux sud-finistériens. Le cordon dunaire de Kerleven, avant les aménagements portuaires, se terminait à l'Ouest par un crochet s'incurvant vers le Nord. La dune, qui était en voie de recul rapide dans les années 1960, a été protégée par une digue et des épis qui ont aujourd'hui en partie disparu sous le sable. Le sondage entrepris sur la dune à la limite de la carte a montré une épaisseur de sable de 2 m reposant sur un niveau de cailloutis de quartz surmontant des argiles kaoliniques.

X. Remblais : formations anthropiques. À Quimper, d'importantes surfaces ont été remblayées et, occasionnellement, les travaux d'enfouissement des canalisations ou d'implantation de bâtiments montrent la présence de niveaux d'occupations médiévale et romaine. Sur la rive orientale de l'anse de La Forêt-Fouesnant, les travaux portuaires ont bouleversé la topographie du site, et une partie de la vasière au Nord de la dune de Kerleven a disparu sous des remblais. Des remblais, provenant des séries carbonifères de Quimper (Place de la Tour d'Auvergne), ont été disposés en tête de valon à Kergoat au Nord de Pluguffan et près de Kervendal Nevez au Nord-Est de Ploneis. Des remblais, provenant de déblais de carrières, occupent aussi une surface non négligeable près des carrières de Peumerit et celle de Neiz Vran au Sud-Est de Saint-Evarzec.

GEOLOGIE MARINE

Sédiments superficiels

La distribution des sédiments superficiels est conditionnée par le régime hydrodynamique en fonction de la morphologie des fonds.

S5. Sables fins. La zone infratidale en avant des plages du Kap Koz et de Kerleven est occupée par des sables fins. Le fond du chenal de l'Odet, entre les slikkes vaseuses de la baie de Kerogan, est toujours très sableux.

S1V. Gravier envasés. Les bancs médiaux du chenal de l'Odet en aval des Virecourts correspondent à des graviers envasés dont le grain moyen peut dépasser 8 mm au niveau de Kerouzien. L'entrée de l'anse de Combrit est également occupée par des sédiments de ce type.

V. Vases – lutites. Les bords des chenaux des anses de la partie inférieure de l'estuaire de l'Odet et de la baie de Kerogan sont occupés par des vases.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

FORMATIONS MÉTAVOLCANIQUES ET MÉTASÉDIMENTAIRES

Groupes de Nerly et de Merrien

Ces deux unités métasédimentaires ont été définies sur la feuille Concarneau (Béchennec et *al.*, 1996) où le Groupe de Merrien est daté 481 ± 11 Ma et le Groupe de Nerly est recoupé par l'orthogneiss de Moëlan, daté à 485 ± 6 Ma. La formation de ces deux entités est rapportée à l'Ordovicien inférieur et différents arguments ont conduit à leur attribuer des sites paléogéographiques distincts : (1) leurs lithologies, tout au moins sur le territoire de la feuille Concarneau, sont dissemblables, le groupe de Merrien étant constitué d'une série monotone de micaschistes à ocelles d'albite et celui de Nerly, de paragneiss fins leucocrates et de métaquartzites micacés ; (2) la nature pétrologique des metabasites et des méta-acidites interstratifiées est différent : alcalin à transitionnel dans le Groupe de Nerly (fig. 18) et tholéiitique d'arc dans celui de Merrien ; (3) un contact tectonique synmétamorphe sépare ces deux groupes au Sud de la feuille Concarneau.

Suite aux présents levés géologiques et à ceux entrepris sur la feuille Rosporden (Béchennec et *al.*, en prép.) et suite aux études complémentaires réalisées sur les métasédiments de ces deux groupes dans la région de Concarneau (Dabard et Peucat., 1998), cette approche doit être révisée :

- les nouvelles données cartographiques montrent que, vers l'Ouest, l'opposition entre les lithologies des deux groupes s'atténue. En effet, sur la feuille Quimper, bien que les métaquartzites micacés soient toujours présents dans le Groupe de Nerly, ce dernier comprend aussi, assez fréquemment, des micaschistes à ocelles d'albite ;
- les études réalisées sur les métasédiments des deux groupes montrent qu'en dépit des différences d'aspect des lithologies, une seule et même source d'approvisionnement doit être envisagée ;
- l'étude du magmatisme du Groupe de Nerly montre que sur la feuille Quimper (cf. plus haut), ce dernier comprend, outre des metabasites alcalines à transitionnelles, des metabasites tholéiitiques.

Ceci implique que les groupes de Nerly et de Merrien se soient développés en un même site paléogéographique ou dans deux sites contigus. Une réinterprétation du magmatisme du Groupe de Nerly peut ainsi être envisagée. L'association entre metabasites alcalines à transitionnelles et leptynites métrhyolitiques peut être considérée comme un équivalent ancien des séries bimodales qui caractérisent l'évolution miocène du bassin arrière-arc du « Basin and Range » (W-USA) (Christiansen et Lipman, 1972). Selon une telle hypothèse, ce groupe aurait pu se déposer en contexte de convergence

de plaques et les métabasites tholéitiques correspondraient à des intrusions (sills et/ou dykes) témoignant d'une « océanisation » du bloc de Nerly, postérieure à l'évolution ensialique de type « Basin and Range ».

Formations de Truñvel et de Tréogat

Ces deux formations, constituées respectivement de micaschistes à ocelles d'albite et d'amphibolites prasinitiques, sont intimement associées. Elles passent progressivement de l'une à l'autre, et des passées de micaschistes sont interstratifiées au sein des amphibolites. Elles représenteraient donc un ensemble volcano-sédimentaire unique comportant un pôle à dominante grauwackeuse et un pôle à dominante volcanique. Enfin, le chimisme des métabasites montre de bonnes analogies avec les tholéïtes d'arc actuelles (fig. 18).

Ces caractères évoquent très nettement, ceux du groupe de Merrien et, bien que l'âge des formations de Truñvel et Tréogat demeure inconnu (elles sont toutefois antérieures à 338 Ma, âge de l'orthogneiss de Saint-Joseph qui les recoupe localement), il est concevable de les rattacher à l'Unité de Nerly – Merrien, dont elles ne sont séparées que par l'orthogneiss intrusif de Plonéour.

Formation de Penhors

La formation de Penhors est peu représentée sur la feuille Quimper, mais elle se développe largement plus à l'Ouest, sur le territoire de la feuille Pont-Croix (Plaine et *al.*, 1981). Cette formation, essentiellement formée de micaschistes et d'amphibolites interstratifiées, correspond à une série silto-grauwackeuse (Plaine et *al.*, 1981). Le chimisme des roches basiques est comparable à celui des « N-type MORB » (fig. 18), basaltes caractéristiques des rides médio-océaniques et arrière-arcs. Ce caractère, la différencie de l'ensemble Truñvel–Tréogat, mais se retrouve dans l'Unité de Peumerit (fig. 18). Néanmoins, la Formation de Penhors, dont l'âge est inconnu (antérieur à 338 Ma, âge de l'orthogneiss de Saint-Joseph qui la recoupe), est en contact chevauchant avec l'Unité de Peumerit ; contact que soulignent des lanières d'orthogneiss d'âge ordovicien inférieur (Peucat, 1983) : massifs de Languidou (470 ± 7 Ma) et de Ty Lan (480 ± 8 Ma).

Métasédiments briovériens du Nord de Quimper

Les métasédiments briovériens du Nord de Quimper forment un vaste ensemble monotone de nature essentiellement micaschisteuse mais incluant

également des niveaux d'amphibolites correspondant, pour une part, à des passées de volcanites basiques et, pour une autre, à des dykes et/ou des sills de roches hypo-volcaniques. Par corrélation avec les feuilles voisines de Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.) et Gourin (Le Gall et *al.*, 1992), où l'intensité du métamorphisme est moindre, le Briovérien métamorphique de la feuille Quimper correspondrait à la « Formation des phyllades de la baie de Douarnenez ». Au sein de cette formation, sont interstratifiés des horizons conglomératiques (Poudingue de Gourin), qui n'ont pas été observés sur la feuille Quimper, probablement du fait des mauvaises conditions d'affleurement ; cependant, de tels conglomérats ont été notés sur la feuille Gourin au sein des « micaschistes de Langolen » qui prolongent vers le Nord-Est les micaschistes à staurotide de la feuille Quimper. De ce fait, les métasédiments briovériens du Nord de Quimper sont considérés comme les témoins d'une ancienne série terrigène pélitique, avec de rares niveaux de grès micacés et, localement, de conglomérats, l'ensemble étant assimilé à des dépôts turbiditiques (Darboux, 1973). Par ailleurs, le chimisme des metabasites intercalées dans le Briovérien de la feuille Quimper est comparable à celui des tholéiites continentales (fig. 18), ce qui suggère que ces séries se soient déposées dans un bassin intracontinental. Enfin, le gabbro-diorite de Gourvily, qui se place à la limite entre le champ des tholéiites continentales et celui des basaltes d'arrière-arc (fig. 18), pourrait s'être mis en place dans un contexte comparable.

Métasédiments paléozoïques de la région de Guengat

Essentiellement constitués de métaquartzites micacés et, accessoirement, de micaschistes, les métasédiments de la région de Guengat forment la terminaison occidentale de l'Unité de Briec, telle qu'individualisée sur la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.). Par comparaison avec les données de cette feuille, où elle est largement exposée, cette série correspond à la « Formation des schistes et quartzites de Plougastel » datée du Siluro-Dévonien. Elle témoigne d'une sédimentation marine terrigène, en domaine de plate-forme continentale peu profonde.

Schistes noirs, schistes gréseux et quartzites lités de Kerrivoal

Cette série, dont le métamorphisme, peu accentué, contraste avec celui, très intense, qui affecte les séries briovériennes adjacentes, est essentiellement terrigène et témoigne d'une sédimentation relativement mature incluant des niveaux de quartzites très bien classés et très propres. L'âge de cette série, qui constitue un lambeau tectonique dans la branche annexe de la « ZBSA », est inconnu ; de plus, cette association de faciès, avec notamment les horizons ampélitiques, n'a pas été observée sur la feuille Quimper. Ce type d'association est cependant signalé sur la feuille voisine Châteaulin (Plusquellec

et *al.*, en prép.) au sommet de la « Formation des Grès armoricains », d'âge arénig. Il est donc possible que ce lambeau se rattache à cette entité.

Séries sédimentaires du Carbonifère

Elles sont limitées à quatre petits bassins tectoniques associés à des failles NW-SE et NE-SW appartenant au système Kerforn et à des failles WNW-ESE parallèles à la « ZBSA ». Du fait de leur contexte, ces bassins montrent très généralement une sédimentation détritique grossière, de milieu continental, fluviatile essentiellement, caractérisée principalement par des conglomérats peu matures et des grès grossiers souvent feldspathiques, à matrice argilo-micacée plus ou moins abondante. Dans le bassin de Quimper, les clastes et les galets remaniés sont principalement constitués de quartz laiteux et, accessoirement, de gneiss fins micacés, de micaschistes et de granitoïdes. Dans les autres bassins, situés plus au Nord, les galets sont majoritairement des granitoïdes auxquels s'ajoutent des métaquartzites bleu nuit et des schistes, parfois à chloritoïde. Ces derniers, qui sont connus dans les séries dévoniennes des Montagnes Noires situées plus au Nord-Est, montrent que les sources d'approvisionnement de cette sédimentation sont très locales. Les niveaux à lignite, particulièrement développés, localement, dans les bassins de Kergogn et de Quimper, où ils ont été l'objet d'exploitation artisanale, ont livré des flores du Stéphanien. Enfin, la grande instabilité de cette zone au Carbonifère terminal est soulignée aussi par le développement, dans la partie orientale du bassin de Quimper, d'une série volcanique et volcanoclastique acide.

Unité de Peumerit

Cette unité, qui s'étend sur les feuilles Quimper et Pont-Croix, est exceptionnelle de par : (1) sa lithologie (ultrabasites serpentinisées, métagabbros coronitiques, métapyroxénites et amphibolites) ; (2) son évolution métamorphique (métamorphisme précoce de type granulite-HP daté à 384 ± 6 Ma [Peucat et *al.*, 1982] et repris par deux épisodes successifs dans le faciès amphibolites et le faciès schistes verts au Carbonifère).

La lithologie des formations de cette unité paraît assez comparable, en dépit de ses dimensions réduites, à celle d'une lithosphère océanique, avec des termes ultrabasiques mantelliques, des gabbros et des basaltes montrant de bonnes analogies avec les tholéiites de dorsales médio-océaniques et arrière-arcs (fig. 18).

Ainsi, cette unité témoignerait de l'existence effective d'une lithosphère océanique en Bretagne méridionale, au Paléozoïque. Cette lithosphère aurait été impliquée, au Dévonien moyen, dans une tectonique éo-hercynienne de

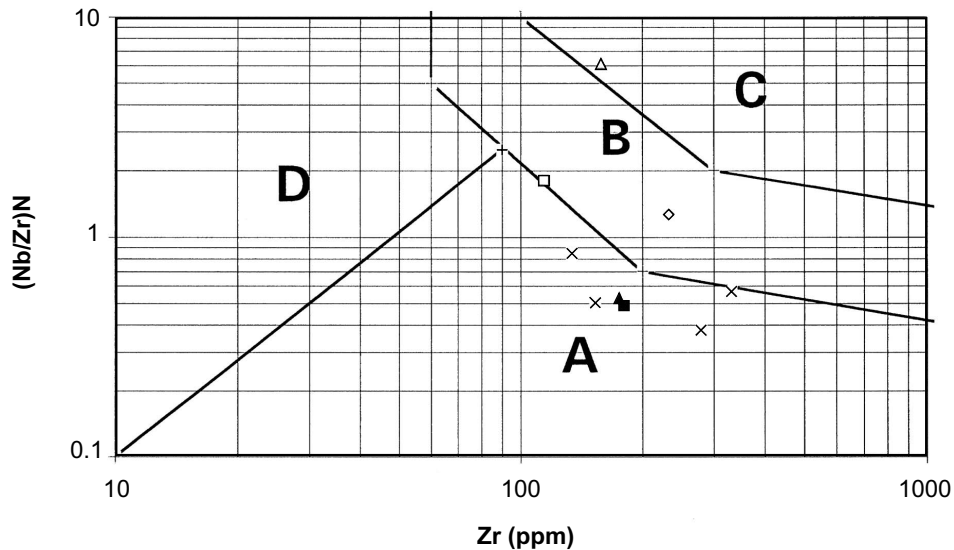


Fig. 19 - Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ pour les orthogneiss de la feuille Quimper
 (mêmes figurés que dans la Fig. 11), **comparaison avec les trondhémities du massif de Douarnenez**
 (croix) (analyses d'après Cocherie et Carpenter, 1978)

A - champ du magmatisme des zones de subduction ; **B** - champ du magmatisme post-collisionnel ;
C - champ du magmatisme alcalin intraplaque ; **D** - champ des leucogranites alumineux

convergence de plaques qui aurait notamment induit le métamorphisme granulitique de HP.

Orthogneiss

Les orthogneiss, individualisés sur la feuille Quimper, sont répartis dans les trois domaines où ils forment, soit des massifs individualisés, soit des enclaves au sein des granitoïdes. Tous, présentent des caractères compatibles avec une mise en place en contexte de convergence de plaques ; néanmoins, ils se distinguent par leurs âges respectifs et par leurs chimismes.

• Orthogneiss d'âge ordovicien inférieur

L'orthogneiss de Ty Lipig, daté à 483 ± 10 Ma (cf. plus haut), et celui de Kemper apparaissent en enclaves, respectivement dans le granite de Pluguffan et la granodiorite anatectique de Quimper. Leurs caractéristiques géochimiques (cf. plus haut) témoignent d'une nature calco-alkaline (Kemper) à alcaline ou sub-alkaline (Ty Lipig). Dans le diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (fig. 19), ils se localisent dans le champ des granitoïdes post-collisionnels (Kemper) ou à la limite entre ce dernier et celui du magmatisme intraplaque. Ceci suggère une forte participation crustale dans la genèse des magmas (Thiéblemont et Tegye, 1994). Par ailleurs, l'orthogneiss de Kemper est très comparable à certains faciès de l'orthogneiss de Moëlan, également daté de l'Ordovicien inférieur (Béchenec et *al.*, 1996).

L'orthogneiss de Nizon – Kemperlé, daté à 450 ± 8 Ma (Peucat, 1983), présente les caractères géochimiques des granites peralumineux à calco-alkalins mis en place en contexte collisionnel ou post-collisionnel (Béchenec et *al.*, 1996).

Les métagranodiorites du Loc'h et de Gougastel n'ont pas été datées, mais elles sont supposées ordoviciennes. Ces roches, de nature calco-alkaline et moyennement potassique (cf. plus haut), présentent des rapports Nb/Zr nettement plus faibles que les orthogneiss de Kemper, Ty Lipig (fig. 19) ou Nizon – Kemperlé, ce qui les apparentent aux granitoïdes des zones de subduction océanique (fig. 19). Ces caractères les rapprochent également de la trondhjémite de Douarnenez (feuille Douarnenez ; Barrière et *al.*, 1975) et des orthogneiss de Lanmeur et de Le Cosquer (feuille Concarneau ; Béchenec et *al.*, 1996), tous datés de l'Ordovicien inférieur.

• Orthogneiss d'âge carbonifère

L'orthogneiss de Saint-Joseph, daté du Carbonifère inférieur (338 ± 10 Ma), est fortement peralumineux et présente les caractéristiques géochimiques des granitoïdes alumino-potassiques de « type Guéret » (cf. plus haut). Ceci suggère une origine par fusion partielle d'un matériau crustal, le

fractionnement marqué entre terres rares lourdes (fig. 12) témoignant de la stabilité du grenat dans la source et, par là, d'une pression minimale de fusion de 5 à 7 kbar (Green, 1976). Ce magmatisme se serait mis en place lors de la collision varisque.

L'orthogneiss de Plonéour, de nature calco-alcaline et fortement potassique, présente un rapport Nb/Zr élevé qui l'apparente aux granitoïdes calco-alcalins post-collisionnels (fig. 19). Ceci suggère une forte participation crustale dont témoignerait également la typologie des zircons (cf. plus haut). Son âge est inconnu ; néanmoins il est recoupé par le granite de Pluguffan daté à 318 ± 4 Ma. En dépit de son orthogneissification, un âge ordovicien apparaît peu probable. Un âge comparable à celui de l'orthogneiss de Saint-Joseph semble en effet plus convenable ; il pourrait, en particulier, rendre compte de l'augmentation de l'intensité du métamorphisme dans les métasédiments du Groupe de Nerly à l'approche de l'orthogneiss (région comprise entre l'Odet et le Sud de Plonéour-Lanvern).

Granites varisques

La mise en place des granites de la feuille Quimper, au Carbonifère, s'inscrit dans l'évolution collisionnelle à post-collisionnelle de la chaîne varisque. On distingue des granites précoces, datés à 338 ± 10 Ma, qui sont orthogneissifiés (cf. plus haut), des granites syncinématiques fortement orientés, tels le granite de Pluguffan, daté à 318 ± 4 Ma, le granite de Pouldergat et, dans une moindre mesure, celui du Steir, et des granites tardifs, pas ou peu orientés tels le granite d'Odet et le granite de Quiriou – Landudal.

Tous ces granites sont fortement peralumineux et se rattachent par leurs caractéristiques géochimiques, comme par la composition de leurs biotites, soit au « type Guéret » (granites de Pouldergat, de Pluguffan, du Steir, de Kerfeldgant – Locronan, leucogranodiorite de Plomelin et granodiorite anactétique de Quimper), soit au « type Limousin » (granite d'Odet, de Kerdévo – Elliant, de Quiriou – Landudal, leucogranodiorite de Robart et de Guengat). Une origine crustale est classiquement invoquée pour ces deux types de granite et, dans cette hypothèse, le fractionnement systématique entre terres rares lourdes (fig. 12), témoignerait de la stabilité du grenat dans le résidu et, par là, de pressions relativement élevées ($> 5-7$ kbar) (Green, 1976). Ce trait, commun aux granites varisques de Bretagne méridionale (Cocherie et *al.*, 1979 ; Bernard-Griffiths et *al.*, 1985 ; Georget, 1986), pourrait traduire un enfouissement de « matériaux supracrustaux » à une profondeur minimale de l'ordre de 20 km. Néanmoins, les deux types observés sur le territoire de la feuille Quimper présentent des « signatures » géochimiques contrastées (ex. : rapports Th/Ta, La/Nb élevés dans le « type Guéret » et faibles dans le « type Limousin », forte solubilité apparente de l'apatite dans ce dernier) qui requièrent des sources et/ou des processus de différenciation distincts. Le fait

que la gamme des teneurs en SiO₂ entre les deux types se recouvre largement, rend peu probable l'appartenance à une lignée unique de différenciation (cogénétisme). Plus vraisemblablement, la nature du protolithe et/ou les conditions de la fusion seraient déterminantes. Les résultats de Georget (1986), sur des granodiorites et granites attribuables au « type Guéret » (granite de Huelgoat, granodiorites mancelliennes), suggèrent, par exemple, une origine par fusion de gneiss relativement calciques, tandis que les leucogranites de « type Limousin » sont classiquement attribués à l'anatexie de matériaux métasédimentaires.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

MÉTAMORPHISMES ÉO-VARISQUE ET VARISQUE

L'ensemble des unités métamorphiques et, notamment, les unités métasédimentaires de la feuille Quimper est affecté par un premier épisode de métamorphisme général varisque de type Barrowien ; celui-ci se développe dans les faciès schistes verts et amphibolites ; concomitant d'une intense déformation, il induit une transposition totale du protolithe et génère une importante schistosité de flux S1 qui constitue un des principaux traits de ces séries. Une évolution postérieure, toujours au cours du cycle varisque, entraîne, d'une part, la déformation de cette schistosité S1 par des plis en chevrons et, d'autre part, l'apparition d'une schistosité S2 de crénulation ou de « strain slip », de plan axial par rapport à ces plis. Cette schistosité est associée à un second épisode de métamorphisme dans le faciès schistes verts ; l'ensemble de cette évolution est contemporaine de la formation des leucogranites d'âge carbonifère. Cependant, localement, dans l'unité de Peumerit (complexe de la baie d'Audierne), qui est elle-même affectée par ces deux épisodes de métamorphisme général, s'observe les reliques d'un métamorphisme antérieur de type HP granulites (cf. ann. 2).

Métamorphisme précoce éo-varisque de faciès HP granulites de l'Unité de Peumerit

Les reliques d'un métamorphisme précoce de faciès HP granulites sont conservées dans certaines roches amphibolitisées de l'Unité de Peumerit (Lasnier, 1970 ; Peucat, 1983 ; Plaine *et al.* ; 1981 ; Ballèvre, 1990 ; Le Goff, 1997) ; ce métamorphisme se caractérise par une paragenèse initiale :
– grenat + clinopyroxène + plagioclase + zoïsite + rutile.

Cette paragenèse initiale est ensuite transformée, au cours des épisodes postérieurs de métamorphisme de type amphibolites et schistes verts, avec notamment l'apparition de couronnes réactionnelles. Le métamorphisme de

type granulites a été daté à 384 ± 6 Ma (intercept bas) par U/Pb sur zircon (Peucat, 1983).

Métamorphisme général (1) de faciès schistes verts – amphibolites dans les unités métasédimentaires

Il est bien marqué dans l'ensemble des unités métasédimentaires et dans les metabasites. Cependant, du fait de la discontinuité de ces unités dans les différents domaines, les isogrades apparaissent discontinus (cf. ann. 2).

• **L'Unité de Nerly-Merrien** est entièrement métamorphisée dans le faciès amphibolites, et la transposition du protolithe est très généralement totale. Cependant, exceptionnellement, les traces d'un ancien litage (S0 ?) sont conservées, marquées notamment, par la richesse en grenat de certains horizons plurimillimétriques ; ces derniers apparaissent déformés par des plis serrés qui admettent la schistosité S1 pour plan axial. Les paragenèses synchronématiques observées dans cette unité sont principalement constituées de :
– quartz + biotite + muscovite + grenat \pm albite en ocelles.

Le grenat, en individus sub-automorphes moulés par la schistosité S1, montre parfois une croissance centripète, et, en dépit de son caractère précoce, est synchronématique comme le montrent les structures hélicitiques de son cœur. Entre Kerouzien, sur la rive ouest de l'Odet, et Trelen, au Sud de Plonéour-Lanvern, les paragenèses associées à ce premier épisode de métamorphisme montrent aussi des porphyroblastes synchronématiques précoces de :

– staurotide \pm andalousite \pm cordiérite.

La composition pélitique du protolithe étant relativement constante sur la feuille Quimper, il est probable que, dans cette zone, le métamorphisme général atteint l'isograde de la staurotide-andalousite ; ceci est peut-être en relation avec la proximité de l'orthoigneiss de Plonéour qui recoupe cette unité dans cette zone.

• **L'Unité de Truñvel – Tréogat**, séparée de la précédente par l'orthoigneiss de Plonéour, montre un gradient décroissant de l'intensité du métamorphisme vers le Nord. En effet, dans la moitié sud de cette unité, les mica-schistes ont une paragenèse synchronématique du faciès amphibolites :

– quartz + biotite + muscovite + grenat + albite en ocelles.

Au contraire, dans la moitié nord, les paragenèses sont de type schistes verts avec, notamment, une nette diminution de la proportion de biotite et une augmentation concomitante de celle de muscovite et, dans des niveaux

de compositions appropriées, l'apparition soit de chlorite (1), soit d'épidote (1), soit de chloritoïde :

- quartz + muscovite + albite en ocelles ± biotite ;
- quartz + muscovite + chlorite + épidote + albite en ocelles ± grenat ;
- quartz + muscovite + chloritoïde ± biotite ± grenat.

• **L'Unité de Penhors** a une extension réduite sur la feuille Quimper, mais il apparaît, néanmoins, que le premier épisode de métamorphisme, associé à la schistosité de flux principale S1 se développe dans le faciès amphibolites, ce qui se traduit dans les micaschistes par une paragenèse syncinématique :

- quartz + biotite + albite en ocelles + grenat ± muscovite.

• **L'Unité d'Elliant** n'apparaît que peu sur la feuille Quimper, à l'Est du domaine central. Les micaschistes qui la constituent montrent une paragenèse syncinématique de S1, caractéristique d'un faciès amphibolites de haut grade :

- quartz + biotite + muscovite + sillimanite.

• **Les unités métasédimentaires briovériennes et paléozoïques du Nord de Quimper** sont, elles aussi, caractérisées par des paragenèses de faciès amphibolites. Ces dernières montrent un gradient d'intensité décroissant du Nord-Ouest au Nord-Est de la feuille. En effet, tant dans les métasédiments paléozoïques de la région de Guengat, que dans les métasédiments briovériens de cette même zone et des zones situées au Nord de Gouvily, de Sulvintin et de Kerledan, les paragenèses syncinématiques de S1 sont caractéristiques d'un faciès amphibolites de haut grade avec la présence constante de sillimanite :

- quartz + biotite + muscovite + sillimanite ;
- quartz + biotite + sillimanite ± muscovite ± plagioclase ;
- quartz + biotite + muscovite + staurotide + sillimanite.

Par contre, ces mêmes micaschistes, à l'Est d'une ligne Kerledan – Koad Olier – Park a lann, présentent des paragenèses sans sillimanite, bien que les silicates d'alumine soient toujours présents avec généralement de la staurotide, parfois de l'andalousite et localement de la cordiérite :

- quartz + muscovite + biotite + staurotide + cordiérite ;
- quartz + muscovite + biotite + cordiérite ;
- quartz + biotite + muscovite + staurotide + andalousite.

Enfin, en dépit de l'aspect tacheté que présentent localement (Sud-Ouest de Gouesnac'h, Trogour, Koad Olier) les micaschistes, ce qui traduit un métamorphisme de contact associé à la mise en place du granite du Steir, il

n'est guère possible de distinguer une chronologie métamorphisme de contact – métamorphisme général. En effet, les porphyroblastes d'andalou-site ou de cordiérite, constituant les « taches », apparaissent synchroniques de la schistosité S1 comme dans l'ensemble des micaschistes de l'unité, qu'ils soient tachetés ou non.

• **Le lambeau tectonique de Kerrivoal**, localisé dans la branche annexe de la « ZBSA », au Nord-Ouest de Quimper, présente une évolution métamorphique singulière. En effet, dans cette unité constituée de schistes noirs, de schistes quartzo-micacés et de quartzites micacés, la stratification sédimentaire S0 est toujours clairement identifiable, et la schistosité de flux S1, associée à de petits plis serrés, se développe dans les bas grades du faciès schistes verts avec des paragenèses synchronématiques composées de :

- quartz + chlorite + séricite ;
- quartz + séricite.

Ceci contraste fortement avec les paragenèses de haut grade du faciès amphibolites qui se développent dans les micaschistes briovériens adjacents.

Métamorphisme général (2) de faciès schistes verts dans les unités métasédimentaires

Ce second épisode de métamorphisme général s'observe dans l'ensemble des unités précédentes où il est plus ou moins bien exprimé. Il est concomitant de petits plis en chevron qui déforment la schistosité S1 et se traduit par une schistosité S2 de crénulation – « strain slip », de plan axial par rapport aux chevrons. Cependant, il se poursuit encore après la déformation, car une partie des paragenèses est post-tectonique.

Dans l'Unité de Nerly – Merrien, il se traduit par une rétomorphose des paragenèses associées à S1 :

- biotite 1 + chlorite 2 ;
- grenat 1 + chlorite 2 ;
- staurotide 1 ± muscovite 2 ;
- cordiérite 1 ± muscovite 2 + chlorite 2.

Il se traduit aussi par des néogenèses, dans le plan de schistosité S2 :

- quartz 2 ± muscovite 2 ± biotite 2.

Il en est de même dans les autres unités métasédimentaires de Truñvel – Tréogat, de Penhors, d'Elliant et du Briovérien. Dans cette dernière, apparaît de plus une pinitisation de la cordiérite.

Enfin, dans le lambeau tectonique de Kerrivoal, la schistosité S1 est aussi, localement, recoupée par une schistosité S2, frustrée, de crénulation.

DÉFORMATIONS ÉO-VARISQUES ET VARISQUES

Déformations précoces éo-varisques

Les seules traces de déformations précoces, observées sur la feuille Quimper, concernent le complexe de la baie d'Audierne. En effet, dans ce complexe, s'observe l'empilement tectonique des unités de Truñvel – Tréogat, de Peumerit (laquelle porte les reliques d'un métamorphisme éo-varisque du faciès HP granulites), de Languidou – Ty Lann et de Penhors. L'ensemble de cette pile est repris par le métamorphisme varisque et la déformation synmétamorphe, et est recoupé par l'orthogneiss de Saint-Joseph – Pors Poulhan, daté à 338 ± 10 Ma. Il s'ensuit que la tectonique tangentielle, responsable de l'empilement tectonique, est antérieure à la mise en place de l'orthogneiss – et est donc précoce par rapport au varisque s.s. – mais postérieure au métamorphisme HP granulites daté à 384 ± 6 Ma (Peucat, 1983) ; il est donc probable qu'elle se situe dans la suite de l'évolution éo-varisque.

Déformations varisques

Sur la feuille Quimper, le paroxysme de la déformation varisque est concomitant de celui du métamorphisme régional. Cette concomitance se traduit par une schistosité de flux S1 très pénétrative qui entraîne une transposition totale des structures du protolithe. Cependant, très localement dans la série de Nerly, un ancien litage (S0 ?) est encore décelable, en reliques, et apparaît déformé par des plis serrés qui ont la schistosité S1 pour plan axial. Ce plan est très généralement orienté au $70-80^\circ$ et montre un pendage subvertical ou un pendage fort vers le Nord et parfois vers le Sud. Dans le quart sud-est de la feuille, la schistosité S1 tend cependant à s'infléchir, et elle est alors orientée au $95-100^\circ$. Il apparaît qu'elle moule ainsi le massif du granite de Pont-l'Abbé. Un phénomène comparable s'observe aussi dans le quart nord-est de la feuille où la schistosité S1 tend à épouser les contours du massif du granite d'Odet.

La schistosité S1 est aussi bien marquée dans certains massifs granitiques, comme dans ceux de Pluguffan, d'Ergué et, localement, du Steir où elle est soulignée par l'orientation préférentielle des paillettes de micas et des plages de quartz. Dans le granite de Pouldergat, en voie d'orthogneissification, et plus encore dans les granites orthogneissifiés de Saint-Joseph et de Plonéour, cette schistosité est marquée, non seulement, par l'orientation des plages de quartz et des paillettes de micas, mais aussi par leur ségrégation en lits qui moulent les porphyroblastes de feldspath.

La déformation varisque se traduit aussi dans certaines zones par des bandes de cisaillement. Celles-ci sont identifiées par des structures C/S visibles tant à l'échelle de l'échantillon que de l'affleurement, structures caractéristiques d'une déformation ductile (Gapais, 1989).

La bande de cisaillement majeure est la branche principale de la « ZBSA » qui correspond à un accident majeur transcurrent, orientée à 95-100°. Elle comprend une zone centrale constituée d'ultramylonites, qui symbolisent le paroxysme des effets du cisaillement. De part et d'autre, apparaissent, dans le granite d'Ergué au Nord et dans le granite de Pluguffan et la granodiorite anatectique de Quimper au Sud, des structures C/S qui montrent un gradient décroissant en s'éloignant de la zone centrale. Ce gradient se traduit à l'échelle de l'affleurement par une densité plus ou moins grande des plans C et par un angle « α » plus ou moins ouvert, de 10 à 45° entre ces plans et les plans de schistosité S1. Dans cette bande majeure de cisaillement les plans C subverticaux sont orientés à 95-100° comme la « ZBSA » elle-même, et ils sont marqués notamment par l'étirement des plages de quartz en prorubans ou en rubans et parfois par la déformation des porphyroblastes de feldspath. Les critères cinématiques montrent que ces structures sont compatibles avec un cisaillement dextre. Enfin, à cette déformation planaire, est aussi associée une déformation linéaire qui se traduit par une fine linéation d'étirement, portée par les plans C, et faiblement pentée (15°) vers l'Est.

Une deuxième importante bande de cisaillement correspond à la bande annexe de la « ZBSA », située au Nord de la précédente, et à laquelle elle est subparallèle. Elle est marquée aussi en son centre par des ultramytonites ; mais ces dernières ont une extension nettement moindre que dans la branche principale. De même, de part et d'autre de ces ultramytonites, le granite d'Ergué, les micaschistes d'Elliant et le métagranite de Saint-Thurien au Sud et les micaschistes briovériens, le granite de Robart et le granite de Kerdévo – Elliant au Nord, sont affectés par des structures C/S. Les plans C subverticaux sont généralement orientés à 95-100° et portent souvent une fine linéation d'étirement légèrement pentée vers l'Est. Enfin, les critères cinématiques montrent que ces structures sont associées, comme les précédentes, à un cisaillement dextre.

Une troisième importante bande de cisaillement est située dans le quart sud-ouest de la feuille et se suit, en dépit des affleurements discontinus, depuis la région de Plonéour-Lanvern jusqu'à celle de Plomelin. Large de 1 à 2 km, elle est centrée sur l'orthogneiss de Plonéour, mais affecte aussi la bordure sud des micaschistes de Truñvel, la bordure nord des métasédiments de Nerly et, dans le prolongement vers l'Est de cet orthogneiss, une partie du granite de Pluguffan et de celui de Plomelin. Contrairement aux deux

précédentes, cette bande de cisaillement ne présente pas de cœur ultramylonitique. Cependant, l'intensité du cisaillement y est marquée aussi par la variation de l'angle « α » entre les plans C et les plans de schistosité S1, angle qui est de l'ordre de 10 à 15° dans le tiers nord de l'orthogneiss de Plonéour et de 30 à 40° ailleurs. Les plans C, subverticaux ou à pendage accentué vers le Nord, sont orientés à 50-60° et portent une forte linéation d'étirement qui plonge faiblement (5 à 10°) vers l'Ouest. Les plans de schistosité S1, eux-mêmes subverticaux ou à fort pendage vers le Nord, sont orientés à 70-90°. Enfin, les critères cinématiques montrent que ces structures sont compatibles avec un cisaillement senestre, ce qui la différencie notablement des deux précédentes.

Des bandes de cisaillement, de moindre importance et de moindre extension, sont aussi notées par ailleurs :

- en bordure nord du granite de Pont-l'Abbé, dans la région de Pen Enez et sur les rives de l'anse de Combrit, apparaît une étroite (100 m) bande de cisaillement qui est caractérisée par des structures C/S subverticales, orientées, respectivement, à 50° et à 70°, et compatibles avec un cisaillement senestre ;
- dans l'orthogneiss de Saint-Joseph, les structures C/S subverticales sont orientées respectivement à 105-110° et à 85-90° ; les plans C portent une linéation d'étirement subhorizontale ou faiblement pentée vers l'Ouest, et l'ensemble est compatible avec un cisaillement dextre. Cependant, cette structuration semble confinée à l'orthogneiss et n'apparaît pas dans les faciès du granite de Pluguffan qui le borde sur son flanc oriental ; ceci implique que ce cisaillement soit précoce ;
- dans le granite de Pluguffan, un étroit couloir cisailé apparaît dans la région du Corniguel ; les structures C/S subverticales sont orientées respectivement à 95-100° et au 75-80°, et les plans C portent une linéation d'étirement qui pend faiblement vers l'Ouest. Ces structures sont compatibles avec un cisaillement dextre ;
- dans le granite de Pouldergat, bien que rarement mesurables faute d'affleurement, les structures C/S subverticales sont fréquentes et orientées respectivement à 115-125° et à 90-95° ; elles sont compatibles avec un cisaillement dextre ;
- en bordure sud-est du granite du Steir, s'observent des structures C/S subverticales orientées respectivement à 70-80° et à 95-100° ; ces structures sont compatibles avec un cisaillement sénestre.

DÉFORMATIONS FINI- ET POST-VARISQUES

Ces déformations correspondent principalement à des failles conjuguées orientées NW-SE et NE-SW dont les principales sont rattachées au système du décrochement Kerforn, axé NW-SE, qui se suit depuis la vallée du Ris (le Juc'h), au Nord-Ouest de la feuille Quimper, jusqu'à la baie de La Forêt – Concarneau, au Sud-Est, en passant par l'Ouest de Quimper. Cependant, ce décrochement se poursuit au-delà de la feuille, tant vers le Nord-Ouest – dans la baie de Douarnenez, la presqu'île de Crozon et la région du Conquet – que vers le Sud-Est – sur le plateau continental jusqu'au large de Belle-Isle. Ce système montre une forte composante décrochante dextre, qui est particulièrement bien marquée au niveau de la terminaison orientale du granite de Pouldergat et de la « ZBSA », où le décrochement est d'ampleur kilométrique. Ces failles sont actives dès le Carbonifère supérieur, comme en témoigne l'individualisation, au Nord de Quimper, de petits bassins tectoniques comblés par des sédiments d'âge stéphanien. Ce même type de sédiments, localement associés à des volcanites, comble aussi le bassin de Quimper disposé, quant à lui, parallèlement à la « ZBSA », et montre que des rejeux se produisent encore dans cette zone après le climax de la déformation varisque.

Les failles conjuguées NE-SW ont généralement des rejeux de moindre importance. L'une des plus remarquables prend en écharpe toute la feuille depuis Kermaria – Pont-l'Abbé, au Sud-Ouest, jusqu'à Sainte-Cécile, au Nord-Est, en passant par Quimper. Elle montre un rejeu senestre plurihectométrique au niveau de l'anse de Combrit et est soulignée, dans la ville de Quimper, au Sud-Ouest de Kerfeunteun, par des cataclasites.

Certaines des failles NW-SE sont soulignées par de puissants filons de quartz, comme celui de Saint-Germain, qui atteint localement 200 m de puissance, et ceux du Nord-Ouest de La Forêt-Fouesnant. Ce remplissage montre que les rejeux se produisent dans un contexte d'extension, à certaines périodes. L'une de ces périodes est le Trias supérieur d'après la datation à 205 Ma (Bellon et *al.*, 1985) de filons de dolérite orientés parallèlement aux failles NW-SE. Ceci marque probablement les prémices de l'ouverture de l'Atlantique nord.

Enfin, les failles du système Kerforn ont joué fortement au Tertiaire et ont permis l'individualisation de petits bassins qui jalonnent le principal couloir de failles NW-SE depuis le Juc'h, au Nord-Ouest, jusqu'à Kerleven à La Forêt-Fouesnant, au Sud-Est, en passant par Toulven, au Sud de Quimper. Les faunes déterminées dans les sédiments du bassin situé en baie de La Forêt – Concarneau (Delanoë et *al.*, 1975, 1976 ; Béchenne et *al.*, 1996) montrent que cette nouvelle pulsion tectonique s'est produite à l'Éocène moyen.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Le Protérozoïque supérieur, sur la feuille Quimper, est représenté par les micaschistes briovériens situés au Nord des grands cisaillements transcurrents de la « ZBSA ». Ils constituent une série monotone dont le protolithe, connu sur les feuilles voisines Douarnenez (Darboux, 1973 ; Barrière et *al.*, 1975), Châteaulin (Plusquellec et *al.*, en prép.) et Gourin (Le Gall et *al.*, 1992), témoigne d'une sédimentation terrigène, probablement turbiditique, déposée dans un vaste bassin intracontinental. L'instabilité modérée de ce bassin est soulignée par les niveaux interstratifiés de tholéiites continentales. La mise en place du gabbro-diorite de Gourvily à 496 ± 11 Ma, suggère que ce régime se soit poursuivi jusqu'au Cambrien supérieur.

SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

À l'Ordovicien inférieur (481 ± 11 Ma, d'après l'âge obtenu sur des méta-volcanites acides du Groupe de Merrien : Guerrot et *al.*, 1997 ; Béchenec et *al.*, 1996), une importante sédimentation de type grauwacke (micaschistes à ocelles d'albite de Merrien et de Truñvel) se développe dans la moitié occidentale du domaine sud-armoricain. D'après la composition des séries volcaniques associées (Thiéblemont et *al.*, 1989 ; Béchenec et *al.*, 1996), un environnement d'arc peut être envisagé pour ces dépôts. Latéralement, sur un bloc essentiellement continental en position supposée arrière-arc, la sédimentation, bien qu'alimentée par une source identique (Dabard et *al.*, en prép.), est plus mature, souvent quartzreuse, voire quartzitique (Groupe de Nerly), et le magmatisme associé est essentiellement alcalin (cf. plus haut). À terme, ce domaine arrière-arc subit une océanisation qui s'accompagne de l'intrusion de basaltes tholéiitiques de type MORB.

Le schéma précédent – qui suppose une évolution du domaine sud-armoricain en régime de subduction océanique durant l'Ordovicien inférieur – est également argumenté par l'existence d'orthogneiss calco-alcalins de type « arc » (orthogneiss de Le Cosquer : 497 ± 11 Ma ; orthogneiss de Lanmeur : ± 12 Ma) sur le territoire de la feuille Concarneau (Béchenec et *al.*, 1996 ; Guerrot et *al.*, 1997).

Ce contexte de convergence aurait pu aboutir à une collision responsable de la genèse de granitoïdes aux signatures nettement crustales : orthogneiss peralumineux (Nizon – Kemperlé : 450 ± 8 Ma ; Peucat, 1983) et calco-alcalins (Kemper et, *pro parte*, Moëlan : 485 ± 6 Ma ; Calvez, 1976). Dans cette évolution « collisionnelle » ou « post-collisionnelle » se placeraient

également les granitoïdes sub-alcalins à alcalins (orthogneiss de Ty Lipig : 483 ± 10 Ma et, *pro parte*, de Moëlan).

À peu près à la même époque, un plutonisme de type « arc » affecte la bordure méridionale du domaine centre-armoricain (trondhjémite de Douarnez : 473 ± 23 Ma ; Barrière et *al.*, 1975 ; métagranodiorites de Gougastel et du Loc'h ; granodiorite de Plogonnec). Cette évolution semble se poursuivre jusqu'à l'Arénig, où lui succède une sédimentation essentiellement terrigène caractéristique d'un environnement de plate-forme stable (Guillocheau et Rolet, 1982), qui se poursuivra jusqu'au Dévonien supérieur.

SILURO-DÉVONIEN : ÉVOLUTION ÉO-VARISQUE

Sur la feuille Quimper, les plus anciens témoins d'un épisode éo-varisque sont représentés par le complexe de la baie d'Audierne et plus particulièrement par l'Unité de Peumerit. Cette dernière correspond très probablement à un lambeau de lithosphère océanique, formé à l'axe d'une ride médio-océanique ou arrière-arc, et métamorphisé dans le faciès granulites de haute pression à 384 ± 6 Ma (Peucat et *al.*, 1982). Ce métamorphisme témoigne d'un enfouissement tectonique attribuable à une phase de convergence majeure d'âge dévonien inférieur à moyen. Cette convergence se traduit également, dans la région d'Audierne, par l'empilement tectonique des unités de Truñvel – Tréogat, Peumerit, Languidou – Ty Lan et Penhors. Le prolongement éventuel de ces unités vers l'Est est masqué par les nombreux leucogranites qui se mettent en place à partir du Carbonifère. L'existence d'une phase de convergence et de métamorphisme de haute pression au Silurien et Dévonien, en Bretagne méridionale et en Vendée, est également argumentée par les âges obtenus sur les éclogites du complexe des Essart (Sud de Nantes) (436 ± 15 Ma ; Peucat et *al.*, 1982) et sur les schistes bleus de l'Île de Groix (399 ± 12 Ma ; Peucat, 1983).

Dès le Dévonien moyen, la convergence aboutit à une collision continentale dont témoignent des granites migmatitiques, comme celui de Sainte-Anne-d'Auray (372 ± 24 Ma ; Peucat, 1983), et une rétomorphose des paragenèses de haute pression dans un métamorphisme général de type Barrow, qui atteint localement le faciès amphibolites de haut grade.

CARBONIFÈRE : ÉVOLUTION VARISQUE S.S.

Cet épisode est structuralement dominé par l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres de la « ZBSA », qui séparent le domaine sud-armoricain du domaine centre-armoricain et induisent : (1) la formation d'ultramylonites dans des couloirs axés WNW-ESE ; (2) la naissance de

structures ductiles C/S dans les granites carbonifères ; (3) la « verticalisation » des structures antérieures.

La genèse de leucogranites est un autre trait dominant de l'évolution varisque. Certains sont précoces et montrent une nette tendance à l'ortho-neissification, comme celui de Saint-Joseph-Pors Poulhan, daté du Carbonifère inférieur (338 ± 10 Ma), et probablement celui de Plonéour, voire même celui de Pouldergat. D'autres sont plus récents, comme celui de Pluggan, daté à 318 ± 4 Ma, ou celui d'Ergué, qui montrent une texture orientée et des structures ductiles C/S induites par les grands cisaillements transcurrents. D'autres, enfin, sont nettement tardifs, comme celui d'Odet, qui, bien que proche de la « ZBSA », ne montre pas ou peu de textures orientées.

Enfin, à la fin du Carbonifère, après l'exhumation du bâti, se développe une tectonique cassante. Elle se traduit, d'une part, par des rejeux le long de la « ZBSA », qui génèrent d'étroits bassins où se déposent des sédiments stéphaniens (baie des Trépassés ; Quimper) et, d'autre part, par l'individualisation d'un système de failles conjuguées axées NW-SE et NE-SW (dont le système Kerform). À cette époque, ces failles jouent essentiellement en décrochement, respectivement dextre et senestre, et induisent la formation de petits bassins à sédimentation clastique terrigène carbonifère (Kergogn, Gouesnac'h).

ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏQUE

Cette évolution demeure assez mal connue dans le Massif armoricain. Au Mésozoïque, d'épaisses séries triasiques et jurassiques se déposent dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine, mais aucun témoin de ces transgressions mésozoïques n'est connu sur la péninsule bretonne. Seuls des filons de dolérite, axés NW-SE et localement (Le Conquet) datés à 205 Ma (Trias supérieur ; Bellon *et al.*, 1985), témoignent de cette période qui préluerait à l'ouverture de l'Atlantique centrale.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Au Cénozoïque, la région apparaît surtout continentale (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Durand et Estéoule-Choux, 1974). Ainsi, de rares altérites continentales résiduelles, associées à des occurrences de fer (minières) qui renferment entre autres de la goëthite et de la limonite, pourraient correspondre à la fin du Mésozoïque ou au début du Cénozoïque. L'Éocène, quant à lui, est surtout marqué par une altération importante du substrat, qui détermine des profils latéritiques. Cependant, localement, les rejeux essen-

tiellement verticaux le long des accidents NW-SE, comme ceux du système Kerforn, déterminent la naissance de grabens où se développe une sédimentation essentiellement argilo-sableuse avec de minces niveaux de lignite. De même, sur le plateau continental (Bouysse et Horn, 1971 ; Boillot et Lefort, 1976 ; Delanoë, 1988), apparaissent les témoins de transgressions marines qui s'avancent sur les marges sud-armoricaines à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène. Il est d'ailleurs probable que lors des transgressions éocènes, la mer avait réalisé de brèves incursions jusqu'au Sud de Quimper, dans le bassin de Toulven.

L'absence de sables rouges pliocènes à l'Ouest de la Laita, n'implique pas que les plateaux de Cornouaille n'aient pas été atteints par les transgressions marines à la fin du Tertiaire. En effet, de rares témoins de faciès marins sont connus, jusqu'à 200 m d'altitude, dans les bassins versants de l'Aven et de l'Isole (Hallégouët, 1972). De même, une ancienne ligne de rivage a été reconnue vers cette même altitude en Bretagne centrale, au Sud du Méné (Guilcher *et al.*, 1975). Cependant, une opposition certaine apparaît entre la Basse-Bretagne (à l'Ouest de l'accident NW-SE du Quesnoy) relativement stable et la Haute-Bretagne relativement abaissée et affectée par de nombreux petits bassins tectoniques fini-tertiaires où sont conservés les dépôts marins pliocènes.

Avec le début des cycles glaciaires, vers 2,4 Ma, le contexte régional change. À cette époque (début du Prétiglien), apparaît le premier signe de régression imputable à l'existence de glaciers importants, voire de calottes glaciaires dans l'hémisphère nord. La région connaît, depuis, une alternance de périodes froides associées à des climats périglaciaires et de périodes tempérées interglaciaires. Pendant les périodes froides, la ligne de rivage est plus basse, laissant émerger une partie du plateau continental, alors que sur le continent, le gel provoque la fracturation des roches affleurantes et permet le transit de matériaux sur les versants, par cryoturbation, fauchage et gélifluxion (VanVliet-Lanoë, 1988). Ce sont ces périodes froides qui ont provoqué le dépôt des « heads ». Pendant les périodes tempérées interglaciaires, les niveaux des mers sont proches de l'actuel. Plusieurs niveaux existent en dessous de 30 m NGF, marqués par d'anciens cordons littoraux à sables et graviers (Pléistocène inférieur ?, pour les plus élevés). Les niveaux les plus récents sont visibles à proximité immédiate de l'estran actuel et laissent supposer que depuis 4 à 500 000 ans, la ligne de rivage a peu varié d'un interglaciaire à l'autre.

L'Holocène (interglaciaire actuel) marque le retour d'un climat tempéré depuis 10 000 ans environ. Si la fin de la dernière glaciation (tardiglaciaire du Weichsélien) est mal connue (pas de niveaux riches en pollens permettant une datation et une connaissance de l'environnement), on dispose de

nombreuses informations sur la flore et les variations du niveau marin depuis le Boréal, à partir de 8 000 ans B.P. (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Ters, 1973). La ligne du rivage est ainsi remontée de 80 m, au moins, jusqu'à 0 m, niveau actuel, quelques oscillations intermédiaires montrant que la transgression flandrienne s'est développée en plusieurs phases. De ce fait, les principales vallées des rivières côtières se prolongent en mer, ce réseau de paléo-vallées ayant été creusé lors de périodes froides, en relation avec les abaissements importants du niveau marin et notamment au Weichsélien.

L'étude du remplissage de ces vallées sous-marines et des morphologies a conduit Y. Delanoë et J.P. Pinot (1977) à proposer l'existence de divers stationnements marins lors de la dernière remontée du niveau de la mer, respectivement à -47, -37 et -23 m, avec peut-être une baisse relative du niveau marin entre les deux événements. Il s'agirait là des dernières étapes de la remontée du niveau de la mer faisant suite aux épisodes qui ont laissé des indices de morphologie littorale plus au large sur le plateau vers -140 à -110 m, -110 à -90 m et -37 à -23 m (Pinot, 1975 ; Delanoë et Pinot, 1977).

Enfin, très récemment, il y a 2 000 ans, un cordon de dunes littorales s'est mis en place au moment où la ligne de rivage atteignait approximativement sa côte actuelle.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région couverte par la feuille Quimper, au cœur de la Cornouaille (Kerne), est modelée fortement par une agriculture en phase de rénovation. En effet, si les bois, principalement des résineux, occupent les coteaux des vallées des principales rivières (l'Odet, le Steir et le Jet), le paysage traduit, par ailleurs, une forte activité agricole avec, soit de vastes (conséquences du remembrement) champs souvent voués à la culture du maïs, soit des pâturages avec d'impressionnants troupeaux de bovins. La région est en effet, principalement tournée vers l'élevage (vaches laitières, porcs en hors-sol, poulets) et, dans une moindre mesure, vers les cultures légumières. Enfin, en bordure de la côte, si l'activité de la pêche côtière traditionnelle est en déclin, les activités liées à la plaisance sont en plein essor suite à l'aménagement des ports de plaisance de Combrit, de Bénodet et de Port-La Forêt.

En effet, le tourisme constitue aussi une activité importante, tant à l'intérieur des terres, avec le développement de gîtes ruraux et de « camping à la ferme », que sur le littoral. Par ailleurs, Quimper, principal centre urbain (60 000 habitants) de la région, est aussi un important centre touristique,

remarquable par le cachet de ses vieux quartiers, sa cathédrale, véritable sculpture de pierres du 13^{ème} siècle, et ses célèbres « faïences Henriot ».

Quimper est aussi un important centre administratif, préfecture du département du Finistère (Pen Ar Bed), et comprend des activités industrielles non négligeables liées notamment à l'agro-alimentaire. Ce type d'activités existe aussi dans d'autres villes de moindre importance, comme Plonéour-Lanvern, Fouesnant, Plomelin et Saint-Evarzec qui a bénéficié de la proximité de la voie rapide Nantes–Brest pour l'édification de la zone industrielle du Troyalac'h. En effet, cette région, dite excentrée, est desservie par la « quatre voies » du « plan routier breton » qui ceinture la Bretagne et qui passe en bordure orientale de la ville de Quimper. Par ailleurs, le réseau des routes secondaires est dense et comprend, notamment, une nouvelle « quatre voies » qui joint Quimper (Bro Glazik) à Pont-l'Abbé et aux importants ports de pêche du pays bigoudens (Bro Vigouden).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE ET RISQUES NATURELS

La sismicité de la région est réduite et se limite à de rares secousses d'une intensité inférieure à 3 sur l'échelle de Richter, secousses liées à de faibles rejeux soit le long de la « ZBSA », soit le long des failles du système Kerform.

Le risque d'inondation peut être relativement important, mais il ne concerne que la partie basse des vallées alluviales, comme celle située à l'Est de Quimper, dans le quartier de l'hippodrome, à la confluence de l'Odet et du Jet et comme, dans une moindre mesure, celle située au Nord-Ouest de Quimper, à la confluence de l'Odet et du Steir. Enfin, l'influence de la marée se faisant nettement sentir jusqu'au cœur de la ville de Quimper par la ria de l'Odet, la conjonction d'une marée à fort coefficient et de vents tempétueux de surcroît lors d'une période de crue, peut entraîner une inondation de la ville basse le long des quais de l'Odet.

Les risques géotechniques apparaissent assez ponctuels et liés à des formations géologiques spécifiques :

- les ultramytonites et les granites mylonitiques de la branche principale de la « ZBSA », qui forment le coteau nord du Frugy, constituent ainsi, au cœur de la ville de Quimper, une zone sensible. Ces roches affleurantes ou sub-affleurantes sont en effet, de par leur texture, susceptibles de favoriser le découplage de blocs, voir de pans, parallèlement au coteau ;
- la ville de Quimper est au point de convergence de plusieurs importants accidents tectoniques : cisaillement WNW-ESE sud-armoricain, failles conjuguées NW-SE et NE-SW du système Kerform. Elle est donc située dans une zone mobile dont l'activité, bien que maintenant réduite, a été impor-

tante dans le passé, à plusieurs époques. Cette activité passée a eu pour conséquence l'individualisation de bassins dans lesquels se sont déposés des sédiments carbonifères. Ces derniers comportent des niveaux de charbon-lignite qui sont particulièrement incompetents et constituent, de plus, des drains pour les circulations d'eau souterraine. De ce fait, toute construction dans l'aire des bassins carbonifères et, particulièrement, dans celle du bassin de Quimper, qui couvre une bonne partie de la ville, nécessite au préalable une étude géotechnique approfondie ;

– l'activité tectonique passée a aussi eu pour résultat, à une époque plus récente (Tertiaire), l'individualisation de petits bassins où s'est développée une sédimentation essentiellement argilo-sableuse. Du fait de l'incompétence de ces sédiments, le sous-sol immédiat dans l'aire d'extension de ces bassins est très instable et, comme dans le cas précédent, des études géotechniques spécifiques sont à envisager préalablement à toutes constructions dans ces zones. L'une de celles-ci est située au Sud de Quimper et correspond au bassin tertiaire de Toulven qui jalonne un couloir de failles et qui s'étend de Creac'h gwenn à Pleuven ; une seconde zone s'étend au Sud-Est de La Forêt-Fouesnant, jusqu'à la plage de Kerleven.

RESSOURCES EN EAU

Aquifères du socle

Les formations géologiques qui couvrent la feuille de Quimper sont essentiellement des formations de socle. Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle (fig. 20).

Celui-ci est toujours d'extension limitée autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares et peut être indépendante du bassin versant topographique.

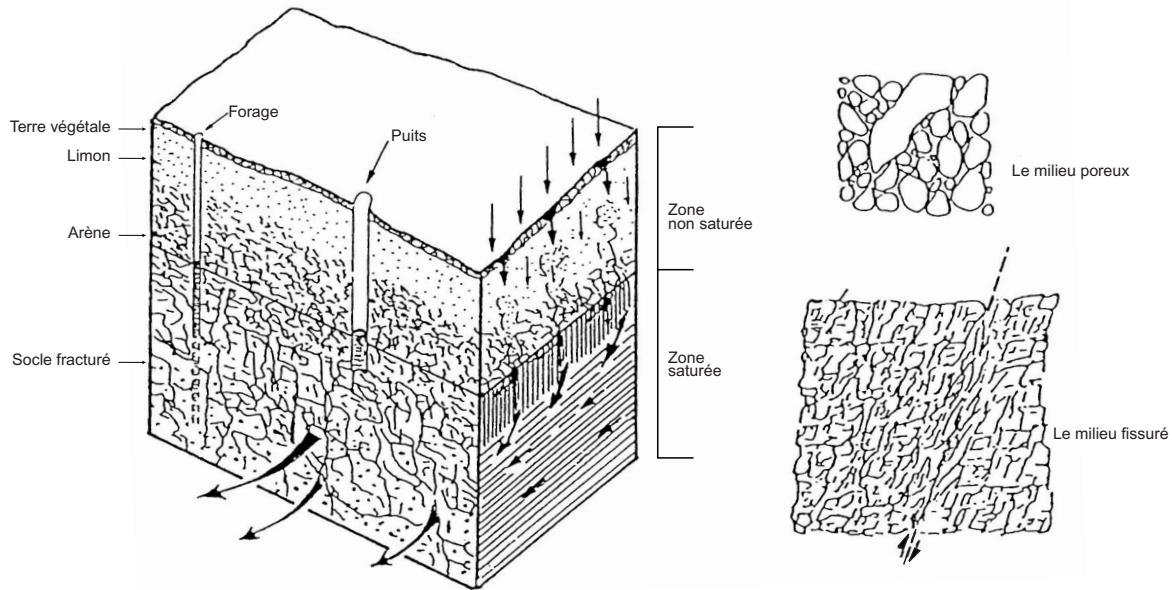


Fig. 20 - Schéma de constitution d'un aquifère en milieu de socle

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 selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol, selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour, vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage,...).

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, 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 » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout 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 dépendants des aléas climatiques que 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, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la (des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Dispositifs de captage

Commune	Lieu-dit	Ouvrage	Vol./an (1995)	NO ₃ (1995)
Clohars-Fouesnant	Roudguen	3 puits	164 496	25 à 66
Combrit	Froutguen	1 puits	30 316	moy = 48
Fouesnant	Kerourgue	1 puits	315 676*	37
Pleuven	Kergadic	1 puits	*	36
Plogastel	Saint-Avé	1 puits	151 045	55
Plomelin	Combren + Réuniat + Boissavarn	2 puits + 1 forage	214 324	65/53/1
Ploneis	Pengoyen + Kerbennic + Kernevez	2 puits + 1 forage	240 816	47/75/5
Ploneis	Douguen + Leurre	Nombreux drains	1 125 547**	44**
Plonéour-Lanvern	Cosmaner + Stang ar Bacol	2 puits	4156/2893	39/58
Pluguffan	Kervoellic	2 puits	186 613	37 à 55
Pouldergat	Kerstrat	1 puits	37 781	69 (mini)
Pouldergat	Keryanes + Kergouledan	2 puits	409 835	47 à 52
Quimper	Coatligavan	1 puits	**	**
Saint-Évarzec	Touarn	2 puits	138 857	49 à 57

* avec le puits de Kergadic sur Pleuven

** avec le captage de Coatligavan sur Quimper

**Tableau 10 - Communes de la feuille Quimper.
Mode d'alimentation A.E.P.**

Puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération des formations du socle et sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur (tabl. 10) :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe. Les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques mètres cubes par jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit 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.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;
- à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui est fortement marqué pour tous les captages exploités.

Forages

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

• **Forages de socle : résultats connus.** On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 292 forages implantés sur le territoire de la feuille Quimper (126 uniquement sur la commune de Quimper). La profondeur moyenne des ouvrages est de 43 m (valeurs extrêmes : 15 et 187 m) et le débit instantané moyen : 6 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 60 m³/h) (Carn, 1988).

• **Débit instantané et débit d'exploitation.** Il faut 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.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le demeure 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.

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 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et une agressivité marquée : la teneur en CO_2 libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, 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 biochimiques 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 longueur, la durée de 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 épuisée, 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).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Granulats, concassés, dallages

Le granite de Pluguffan est la formation qui a été la plus utilisée pour granulats et dans une moindre mesure pour des moellons. De nombreuses carrières, aujourd'hui abandonnées, sont présentes dans l'ensemble du massif : la grande carrière de Stang ar Bacol au Nord de Tréméoc, les nombreuses carrières de Lesquidic à l'Est de Gouesnac'h (comblées pour la plupart), celles de Saint-Évarzec et du Lendu et les carrières de Kerguel, Penvenez et Kerdauid au Nord de Plomelin. Actuellement, seules sont en exploitation les carrières de Saint-Sébastien en Tréméoc, celle de la Boutique en bordure de la route Plonéour – Quimper et celle de Kerganevet au Nord-Ouest de Pluguffan.

Les amphibolites de l'Unité de Peumerit et de la formation de Truñvel, sont exploitées en carrière au Sud du bourg de Peumerit, pour remblais et granulats.

Les ultramylonites de la branche principale de la « ZBSA » sont exploitées largement pour granulats tout au long de ce couloir. Trois grandes carrières sont actuellement en activité : la carrière de Creac'h Voyer à l'extrême ouest de la feuille, celles de Gourlizon et celle de Kervrahu à l'Ouest de Quimper.

Le quartz laiteux du filon de Saint-Germain a été exploité autrefois en carrière dans la région de Saint-Germain et de Plogastel-Saint-Germain. Il servait essentiellement à l'empierrement des routes et des chemins.

L'orthogneiss de Nizon – Kemperlé est exploité en carrière, pour granulats, à Neiz Vran, au Sud de Saint-Évarzec et pour dallage à Loc Amand au Nord de La Forêt-Fouesnant.

L'orthogneiss granodioritique du Loc'h est exploité en carrière, pour granulats, à Keranroux au Nord-Est immédiat de Quimper.

Argiles

Les argiles du bassin tertiaire de Toulven, au Sud de Quimper, ont été largement exploitées jusqu'à la fin des années 1970, notamment pour la fabrication de « grès » dans l'usine de Menez Bily, en bordure de la route Quimper-Bénodet.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Charbon et lignite

Des niveaux de charbon et lignite, interstratifiés au sein des séries détritiques carbonifères, sont connus dans le bassin de Quimper et surtout dans celui de Kergogn. Ils ont été l'objet d'une exploitation en puits au siècle dernier, mais les tonnages ont toujours été faibles.

Chromite

La chromite, nodulaire ou massive, est présente dans les ultrabasites serpentinisées de l'Unité de Peumerit. Elle a été observée en place dans la carrière située au Nord de la ferme de Kerguelmes, et elle apparaît en pierres volantes dans les champs environnants. Cependant, les prospections réalisées par le BRGM aux alentours n'ont pas reconnu de corps minéralisés cachés d'importance.

Antimoine

L'antimoine est la substance la mieux exprimée sur la feuille Quimper. Plusieurs indices sont connus dans le district nord-est de Quimper, à Ty Gardien, Kerveady, Mezanlez et Kerdevot, qui ont fait l'objet d'études approfondies par le BRGM. Il s'agit principalement de stibine associée à des filons de quartz axés NW-SE ou WNW-ESE et situés en bordure du granite d'Odet et de celui de Kerdevot-Elliant. La stibine est parfois associée à de la berthièrite ; elle apparaît soit massive soit en aiguilles et cristaux centimétriques ; elle est également accompagnée de minéraux oxydés d'antimoine, telle la stibicotite, la sénarmontite et la tripuhyite, parfois de pyrite et de mispickel et rarement d'argent.

Le gisement de Kerdevot a été exploité en galeries entre 1913 et 1917 et en 1927-1928. Deux principaux filons ont ainsi fourni environ 300 tonnes d'antimoine (Fouquet, 1980). Plus récemment, le gisement de Ty Gardien a été aussi brièvement exploité au début des années 1980.

Béryl

Du béryl a été signalé dans les carrières de Lesquidic (aujourd'hui comblées) à l'Est de Gouesnac'h (Pierrot et *al.*, 1973). Il apparaissait en petits cristaux automorphes verdâtres dans les filons d'aplo-pegmatite qui recourent le granite de Pluguffan sur sa bordure méridionale, où il présente un faciès clair à tendance trondhjémitique.

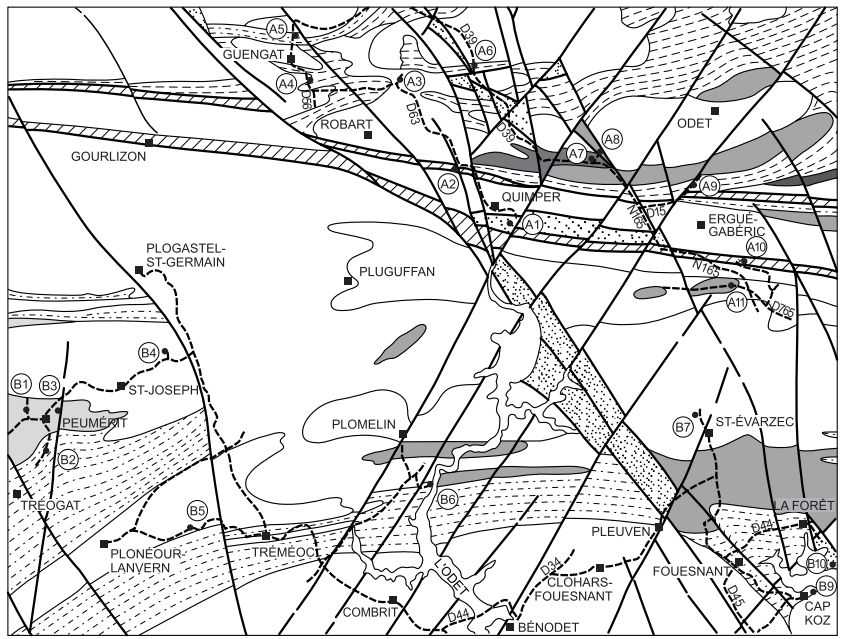










Fig. 21 - Itinéraires géologiques

-  Séries sédimentaires éocènes
-  Séries sédimentaires stéphaniennes
-  Granites varisques
-  Unité « océanique » de Peumerit
-  Ultramytonites de la ZBSA
-  (1) Orthogneiss ordoviciens
(2) Métagabbro-diorites
-  Séries métasédimentaires/métavolcaniques du Paléozoïque inférieur-moyen
-  Séries métasédimentaires du Protérozoïque supérieur (Briovérien)

2,5 km

Rutile

Le rutile est connu en alluvions dans les sables et graviers de l'extrémité orientale de la plage de Kerleven (Pierrot et *al.*, 1973).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Deux itinéraires géologiques sont proposés, l'un dans la moitié nord de la feuille et l'autre dans la moitié sud. Ils permettent d'observer les faciès des unités les plus remarquables de la carte Quimper (fig. 21).

Itinéraire A : moitié nord de la feuille Quimper

Affleurement A1 (Quimper, rues de Pen ar Steir, rue du Pichery, rue Brizeux). Séries détritiques du Carbonifère supérieur. Les séries carbonifères (Stéphanien) du bassin de Quimper sont essentiellement constituées de conglomérats et de grès grossiers, souvent feldspathiques et micacés, au sein desquels sont interstratifiés des niveaux discontinus et irréguliers de charbon – lignite. Dans la partie orientale du bassin, apparaissent des séries volcanoclastiques. Les séries détritiques affleurent largement dans les rues précitées et montrent des séquences de puissance pluridécimétrique à métrique, souvent à base ravinante et parfois grossièrement granoclassées. Elles comprennent des conglomérats hétérométriques, à galets de 0,5 à 5 cm, et parfois 10 cm, principalement de quartz laiteux et accessoirement de grani-toïdes et paragneiss micacés, emballés dans une matrice gréseuse plus ou moins abondante. Elles montrent aussi des grès psammitiques à grain fin à grossier, en bancs souvent mal stratifiés et, dans une moindre mesure, des siltites gris-vert finement litées. Ces séries ont très généralement un pendage accentué, voire subvertical, qui souligne l'instabilité de cette zone, même après la fin de l'orogénèse varisque.

Rejoindre la D 63 dans le quartier du Moulin Vert et s'arrêter en bordure de cette route, non loin du Moulin de Troheir.

Affleurement A2 (bord de la D 63, Moulin de Troheir). Ultramylonite de la branche annexe de la ZBSA. Dans cette zone, les ultramylonites ont une teinte très blanche probablement due à leur protolithe, la leucogranodiorite de Robart, et présentent un fin feuilletage mylonitique subvertical orienté WNW-ESE, parallèle à la « ZBSA ».

Poursuivre sur la D 63, le long de la vallée du Steir, jusqu'au lieu-dit Ty Faou.

Affleurement A3 (Ty Faou, bord de la D 63). Leucogranodiorite de Robart. Ce granitoïde est caractérisé par sa teinte très blanche à l'altération qui accentue le contraste des mouchetures noires, dues à de grandes paillettes de biotite. Il présente un grain moyen à fin, peu ou pas orienté, et a une paragenèse principalement à quartz (30 à 40 %) et plagioclase (35 à 40 %), alors que le feldspath potassique est nettement subordonné (12 à 23 %). Les micas sont relativement abondants : biotite (2 à 3 %) et muscovite (2 à 4 %).

À Ty Faou, prendre la première route à droite, en direction de Saint-Alouarn et rejoindre la D 56 ; prendre la direction de Guengat et s'arrêter à l'entrée sud du bourg, au niveau de la vallée.

Affleurement A4 (bord de la D 56, entrée sud de Guengat). Granite de Pouldergat et enclaves migmatitisées. Cet affleurement correspond à la terminaison orientale du massif du granite de Pouldergat qui est caractérisé par des structures C/S ductiles compatibles avec un cisaillement dextre ; il est remarquable aussi par de nombreux porphyroblastes plurimillimétriques sub-automorphes de feldspath (orthose et oligoclase). Relativement riche en biotite et muscovite, il est en outre très riche en petites baguettes de sillimanite. Enfin, ce granite montre à sa périphérie de nombreuses enclaves de micaschistes briovériens, plus ou moins migmatitisées.

Traverser le bourg de Guengat et se rendre par la D 56 jusqu'à la base aéronavale.

Affleurement A5 (bord de la D 56, parking de la base aéronavale). Métaquartzites du Siluro-Dévonien. Les métaquartzites, de teinte gris clair à blanche, sont disposées en bancs de 10 à 30 cm de puissance, associés à des interbancs de micaschistes finement feuilletés. Ces métaquartzites constituent la terminaison occidentale de l'Unité de Briec et correspondent aux séries d'âge siluro-dévonien (les schistes et quartzites de Plougastel) ; sur la feuille Quimper, ils sont métamorphisés dans le champ de la sillimanite du faciès amphibolites.

Prendre la première route à droite au niveau de l'ancienne voie ferrée (devenue chemin de randonnées) et rejoindre, au hameau du Croëzou, la D 39 ; prendre la direction de Quimper jusqu'à Treunot.

Affleurement A6 (Treunot, bord de la D 39). Granite du Steir, enclaves de micaschistes tachetés et d'amphibolite. L'élargissement local à trois voies de cette route a mis en vue, sur sa rive est, le granite du Steir. Celui-ci, relati-

vement riche en micas (biotite + muscovite) a un grain moyen, généralement orienté. Il recoupe, d'une part, des micaschistes briovériens et, d'autre part, des amphibolites. Les micaschistes présentent de nombreuses taches gris sombre infracentimétriques, qui correspondent à des porphyroblastes d'andalousite probablement générés par un métamorphisme de contact lors de la mise en place du granite. Les amphibolites montrent des reliques de structures sub-ophitiques et sont vraisemblablement d'anciennes roches basiques hypovolcaniques briovériennes.

Suivre la D 39 jusqu'au Nord de Quimper ; à Gourvily se rendre sur le parking de l'hypermarché Leclerc.

Affleurement A7 (parking de l'hypermarché Leclerc, bordure de la voie rapide Nantes–Brest). Métagabbro-diorite de Gourvily. Il affleure en bordure est du parking et se présente comme une roche plus ou moins orientée, très dure, gris sombre mouchetée de blanc, devenant brun-vert et friable à l'altération. Il est essentiellement composé de labrador (40 à 50 %) et de hornblende verte (35 à 50 %) et accessoirement de biotite (2 à 6 %) et d'opales. Localement, au Nord du parking, affleure un faciès pegmatite de couleur vert sombre qui correspond à une hornblendite. Ce métagabbrodiorite a été daté à 496 ± 11 Ma (Ordovicien inférieur).

Affleurement A8 (branche nord de l'échangeur de Gourvily). Orthogneiss granodioritique du Loc'h. Il affleure sur le flanc est de l'échangeur en direction de Brest où il est localement recoupé par le granite du Steir. Il apparaît comme une roche homogène, gris assez sombre, à grain fin-moyen, avec un débit régulier en dalles. Cet orthogneiss a une paragenèse de granodiorite avec 38 % de quartz, 38 % de plagioclase, 12 % de feldspath alcalin et 12 % de biotite. Ses caractères chimiques correspondent à ceux des granitoïdes des zones de subduction. Cet orthogneiss est supposé d'âge ordovicien inférieur.

Prendre la direction de Nantes à l'échangeur sud de Gourvily ; suivre la voie rapide jusqu'à l'échangeur du Rouillen ; prendre la D 15 et s'arrêter au croisement de Gongalic.

Affleurement A9 (bord de la D 15, Gongalic). Micaschistes briovériens. Ces micaschistes, de teinte beige à gris argenté, présentent un débit en feuillets dû à une importante schistosité de flux subverticale et constituent une série monotone. Les paragenèses à sillimanite de ces roches montrent qu'elles ont été métamorphosées dans le haut grade du faciès amphibolites, au cours de l'orogénèse varisque.

Revenir sur la voie rapide et prendre la direction de Nantes jusqu'à l'échangeur du Troyalac'h ; prendre la D 765 en direction de Rosporden, puis prendre, sur la droite, la route de la chapelle du Dréau ; au niveau de la

ferme de Kerriou, prendre le chemin qui descend à flanc de coteau jusqu'à la carrière du Dréau.

Affleurement A10 (carrière abandonnée du Dréau). Ultramylonites de la branche sud de la « ZBSA ». Elles affleurent à flanc de coteau de la vallée du Jet où elles ont été largement exploitées en carrière. Elles se présentent comme une roche gris clair, à grain non visible, relativement dure mais facilement éboulée du fait d'une structure cataclastique ; celle-ci est probablement due aux rejeux tardifs le long de la « ZBSA ».

Revenir à l'échangeur du Troyallac'h et prendre la périphérique sud-est de Quimper en direction de Pont-l'Abbé ; s'arrêter à l'entrée de ce périphérique au premier rond-point après l'échangeur.

Affleurement A11 (Troyallac'h ouest). Orthogneiss migmatitique de Kemper. Cet orthogneiss apparaît en plusieurs enclaves d'extension pluri-hectométrique au sein de la granodiorite anatectique de Quimper. Il se présente comme un gneiss à grain moyen-grossier, riche en biotite, à foliation nébulitique discontinue plissotée et à yeux centimétriques de feldspath. Ces derniers sont souvent affectés par un début de fusion partielle qui tend à les « dissoudre » dans la matrice quartzo-feldspathique. Cet orthogneiss présente les caractères chimiques des granites sub-alcalins.

Itinéraire B : moitié sud de Quimper

Affleurement B1 (carrière de Kerguelmes, Nord-Ouest du bourg de Peumerit). Serpentinites de l'Unité de Peumerit. Elles affleurent dans la petite carrière abandonnée, au Nord de la ferme de Kerguelmes et en bordure de la route. Elles se présentent comme des roches dures, à grain fin vert sombre à gris-noir ou vert clair et sont généralement très fracturées. Elles sont constituées d'une importante matrice d'antigorite associée à de la chlorite magnésienne et une amphibole, probablement de la trémolite, minéraux qui correspondent à une paragenèse secondaire emballant les reliques d'une paragenèse primaire à olivine et orthopyroxène caractéristiques des ultrabassites. Ce type de roche constitue vraisemblablement, en association avec les métagabbros voisins, un lambeau d'une ancienne lithosphère océanique. Dans les champs environnants apparaissent de rares « pierres volantes » de chromite massive, autrefois visible dans la carrière.

Revenir au bourg de Peumerit ; prendre la voie communale au Sud du bourg en direction de Derlez.

Affleurement B2 (bord de la route au Nord-Ouest de Kervignol et Sud de la carrière). Amphibolites prasinitiques de la Formation de Tréogat. Elles se

présentent comme des roches vertes finement feuilletées à débit en plaquettes et sont caractérisées par de nombreux ocelles millimétriques blancs d'albite. Largement exploitées pour granulats et remblais en carrière, elles sont principalement constituées d'amphibole verte (actinote–hornblende), d'albite en ocelles et, dans une moindre mesure, d'épidote et de sphène. Ces amphibolites représentent d'anciennes laves basiques mises en place dans un contexte d'arc océanique et métamorphisées par la suite, au Dévono-Carbonifère, lors de l'orogénèse varisque.

Revenir au bourg de Peumerit et prendre la route de Saint-Joseph jusqu'au calvaire de Lesmadec.

Affleurement B3 (calvaire de Lesmadec). Métagabbros de l'Unité de Peumerit. Ils affleurent très localement au pied du calvaire et apparaissent en très nombreuses « pierres volantes » dans le champ situé immédiatement au Sud. Ils présentent soit un grain fin et un litage millimétrique, soit un grain grossier et un aspect de flaser gabbros du fait d'une intense mylonitisation. Bien qu'affectés fortement par le métamorphisme du faciès amphibolites associé à l'orogénèse varisque qui a entraîné leur amphibolitisation, ils présentent aussi parfois les reliques d'un autre métamorphisme plus précoce, de faciès HP granulites, dans des textures coronitiques. Ce métamorphisme de hautes pressions et de hautes températures implique que ces roches ont été profondément enfouies au cours de leur histoire avant leur exhumation tardi-varisque.

Poursuivre en direction de Saint-Joseph ; dans le hameau du même nom, prendre la route au Nord de la chapelle et se rendre à l'embranchement du chemin du Moulin de Trevan – Moulin Neuf.

Affleurement B4 (bord de la route principale et bord du chemin de Trevan). Orthogneiss de Saint-Joseph. Il présente ici un faciès œillé, avec des porphyroclastes centimétriques et pluricentimétriques de feldspath, et montre des structures ductiles C/S, compatibles avec un cisaillement dextre. Cet orthogneiss est relativement riche en biotite (6 à 8 %) dans une moindre mesure en muscovite (2 à 4 %) et a une composition d'adamellite. Il a été daté à cet endroit à 338 ± 10 Ma (Carbonifère inférieur).

Poursuivre la route vers l'Est, rejoindre la D 240 et la suivre jusqu'au bourg de Tréméoc ; prendre ensuite la direction de Plonéour-Lanvern jusqu'à la vallée longeant la ferme de Bréhiliec.

Affleurement B5 (bord de la route Tréméoc-Plonéour, Bréhiliec). Orthogneiss de Plonéour. Cet orthogneiss œillé apparaît relativement riche en biotite (6 %) et muscovite (6 %) et a une composition d'adamellite. Il est remarquable par les structures ductiles C/S qui l'affectent, lesquelles ont de plus

la particularité d'être compatibles avec un cisaillement sénestre ; enfin les plans C portent une forte linéation d'étirement légèrement pentée vers l'Ouest.

Revenir au bourg de Tréméoc et prendre la route de Combrit jusqu'à Menez Kerdreanton ; prendre ensuite la « route des châteaux » en direction de Plo-melin et, au Lieuré, prendre sur la droite le chemin de Gorre Bodivit jusqu'au parking ; descendre jusqu'à la rive de l'Odet par le sentier piétonnier.

Affleurement B6 (Gorre Bodivit, rive ouest de l'Odet). Métasédiments du Groupe de Nerly et contact intrusif du granite de Pluguffan. En remontant la rive de l'Odet vers le Nord, on recoupe, en talus sous berge, des affleurements de micaschistes puis de gneiss fins leucocrates micacés, à altération en « pain de sucre », appartenant au Groupe de Nerly. Son contact avec le granite de Pluguffan est annoncé par plusieurs sills de leptynite intercalés dans les gneiss, et le contact lui-même est marqué par des filons pluridé-cimétriques de pegmatoïde. Le granite de Pluguffan présente ici un faciès à tendance trondhjémitique et est fortement orienté suivant un plan de schistosité identique à celui observé dans les métasédiments contigus. De même les filons de pegmatoïde, qui sont subparallèles au plan de schistosité, montrent de plus, une texture orientée parallèlement à cette schistosité, ce qui souligne le caractère syncinématique de ce granite.

Revenir au carrefour de Menez Kerdreanton et prendre la direction de Combrit-Bénodet ; franchir l'Odet par le pont de Cornouaille et prendre la D 34 en direction de Quimper ; se rendre à Saint-Évarzec en passant par Clohars- Fouesnant et Pleuven.

Affleurement B7 (carrière de Meilh Gwenn, Nord du bourg de Saint-Évarzec). Granite de Pluguffan. Dans cette carrière plus ou moins en activité, le granite de Pluguffan présente son faciès « standard » : c'est un granite de teinte assez claire, homogène, à grain moyen fin, orienté et relativement riche en micas. Il s'agit d'un leucogranite peralumineux dont la paragenèse comprend du quartz (45 %), du microcline (22 %), de l'albite-oligoclase (24 %), de la muscovite (6 %) et de la biotite (3 %). Ce granite a été daté à 318 ± 4 Ma (Carbonifère).

Revenir au bourg de Saint-Évarzec et prendre la direction de Fouesnant ; dans ce bourg prendre la D 45 en direction de Beg Meilh et se rendre à l'extrémité ouest de la plage du Cap Koz.

Affleurement B8 (extrémité ouest de la plage du Cap Koz). Contact intrusif du granite de Pont-l'Abbé avec les métasédiments migmatitisés du Groupe de Merrien. Le granite de Pont-l'Abbé présente un grain assez grossier et est relativement riche en biotite et muscovite. Il émet des apophysés dans une

série de paragneiss fins micacés et migmatitisés, qu'il emballa aussi en enclaves. Ces gneiss montrent des leucosomes à quartz, feldspath et grandes paillettes de muscovite ; de plus, leur paragenèse comprend souvent de la sillimanite dont la croissance est locale et directement associée au flux de chaleur apporté par ce granite tardi-varisque.

Se rendre à l'extrémité orientale de la plage du Cap Koz.

Affleurement B9 (extrémité orientale de la plage du Cap Koz). Micaschistes à ocelles d'albite du Groupe de Merrien. L' estran montre de vastes affleurements d'une série monotone de micaschistes beige argenté, à débit en plaquettes et feuillets, caractérisés par la présence de nombreux ocelles blancs millimétriques d'albite. Les variations de la taille et de la proportion de ces ocelles induit un litage dans ces micaschistes, qui, sinon, sont essentiellement constitués de quartz, de biotite et de muscovite. En remontant vers la digue, au sein de ces micaschistes, apparaissent des passées métriques de métaquartzites leucocrates qui marquent le passage aux métasédiments du Groupe de Nerly. Accessoirement, au sein de ces quartzites, est interstratifié un niveau décimétrique de micaschiste à nombreux grenats sub-automorphes infracentimétriques.

Revenir à Fouesnant et suivre la D 44 jusqu'à La Forêt-Fouesnant ; à la sortie est du bourg, prendre la route de Port-La Forêt et se rendre sur le parking oriental de la plage de Kerleven.

Affleurement B10 (plage de Kerleven). Rutile alluvionnaire des sables de plage. Sur l' estran de la partie orientale de la plage de Kerleven, apparaissent des prismes centimétriques roulés, brun-rouge ou gris sombre, de rutile. Ces derniers sont parfois maclés en genoux. Ces cristaux, remaniés par la mer, proviendraient de filonnets de quartz intercalés dans les micaschistes et les gneiss fins micacés du Groupe de Nerly, qui forment la microfalaise en bout de plage (feuille Rosporden).

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements : meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ARTH J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemitites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In F. BARKER (ed.) : « Trondhjemitites, dacites and related rocks ». *Developments in Petrology*, 6, p. 123-132. Elsevier, Amsterdam.
- AUDREN C., LEFORT J.-P. (1977) - Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glenan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.

- AUDREN C. (1987) - Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'État. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 31, 365 p.
- AUDREN C. (1990) - Évolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, p. 17-34.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France, et sa place dans le développement de la Chaîne hercynienne. In J. Cogné et M. Slansky (éds) : « Géologie de l'Europe », 26^e congr. géol. intern., coll. C6 (Paris, 1980). *Mém. BRGM*, 108, p. 90-111.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.R., PAQUETTE J.-L. (1987) - Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris (II) 305, p. 127-131.
- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD F., GOUJOU J.-C., WYNS R. (1994) - Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. In Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. KEEPIE J.D. (ed.). Springer-Verlag, p. 183-194.
- BARKER F. (1979) - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In F. Barker (ed.) : « Trondhjemites, dacites and related rocks ». *Developments in Petrology*, 6, p. 1-11. Elsevier, Amsterdam.
- BARRIÈRE M. (1972) - Origine et mise en place de la trondhjémite gneissique de Douarnenez. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 2, p. 15-38.
- BARRIÈRE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J. et al. (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. BARRIÈRE et al. (1975), 25 p.
- BARROIS C. (1880) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Quimper (72), 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris. Réimpression 1949, notice : 6 p.
- BARROIS C. (1883) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Châteaulin (73), 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris. Réimpression 1949, notice : 6 p.
- BÉCHENNEC F., GUENNOG P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D. et al. (1996) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Concarneau (382). Orléans : BRGM 129 p. Carte géologique par F. BÉCHENNEC, P. GUENNOG, Y. DELANOË, P. LEBRET, B. HALLÉGOUËT, S. LE MEUR (1997).
- BELLON H., CHAURIS L., HALLEGOUËT B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, II, 5, p. 297-302.

- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) géochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, p. 235-250.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. et al. (1976) - Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne. Échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOUYSSÉ Ph., HORN R. (1972) - Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers Océanographiques*, 23, 6, p. 495-517.
- BULLEN A. (1910) - Aeolian deposit at Etel. *Geological magazine* 1910, p. 5-15.
- CALVEZ J.-Y. (1976) - Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 74 p.
- CALVEZ J.-Y., COGNE J., VIDAL P. (1976) - Géochronologie du plutonisme antéhercynien du Sud du Massif armoricain. RAST, Paris, p. 91.
- CARN A. (1988) - Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département du Finistère (29). Rapport BRGM 88 SGN 292 BRE.
- CARPENTER M.S.N., CIVETTA L. (1976) - Hercynian high-pressure low-temperature metamorphism in the Île de Groix blueschists. *Nature*, 262, p. 276-277.
- CHAURIS L., COGNE J., KERRIEN Y. (1970) - Carte géologique de la France (1/320 000), feuille Brest-Lorient (11-16), Orléans, BRGM.
- CHOUX J., DURAND S., MILON Y. (1960) - Observations nouvelles sur la constitution et l'évolution de la cuvette de Toulven (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n.s., fasc. 1, p. 19-69.
- CHRISTIANSEN R.L., LIPMAN P.W. (1972) - Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A. 271, p. 249-284.
- COCHERIE A. (1997) - Résultat de datation des monazites par microsonde électronique, granite de Pluguffan (Gouesnac'h) (FB 2874). Rapport BRGM SMN/PEA/ISO n° 117/97 AC/NL, Orléans.
- COCHERIE A., CARPENTER M. (1979) - Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implications pétrogénétiques. *Bull. BRGM*, 2, 4, p. 337-347.
- COCHERIE A., ALBAREDE F. (2000) - A procedure to calculate U-Th-Pb age of complex polygenetic monazite involving a new Th/Pb vs U/Pb diagram after electron microprobe analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, in press.

- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse Doct. d'État, Strasbourg. *Mém. Serv. Carte géol.*, France, 382 p.
- COGNÉ J. (1977) - La Chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. In « Écologie et Géologie de l'Himalaya ». *Coll. int. CNRS*, n° 268, Paris 1976, p. 111-119.
- DABARD M.-P., PEUCAT J.-J. (1998) - Les métasédiments de la série du Pouldu, étude géochimique et isotopique. Rapport Géosciences Rennes/BRGM, non publié, 29 p.
- DARBOUX J.-R. (1973) - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Rennes, 170 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Earth Sciences* 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.
- DELANOË Y., DIEOCHO A., PINOT J.-P. (1972) - La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Étude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, p. 248-260.
- DELANOË Y., LEHEBEL L., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1975) - La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, série D, p. 1947-1950.
- DELANOË Y., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1976) - En Baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Éocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitaniens a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, série D, p. 29-32.
- DELANOË Y., PINOT J.-P. (1977) - Littoraux et vallées holocènes submergés en Baie de Concarneau (Bretagne méridionale). *Bull. A.F.E.Q.*, 3, p. 27-38.
- DELANOË Y., GAREAU J., PINOT J.-P. (1984) - Néotectonique du socle armoricain de part et d'autre des côtes de Cornouailles méridionales. *X^e réunion ann. Sci. Terre*, Bordeaux, 3-6 avril 1984, p. 172.
- DELANOË Y. (1988) - Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, p. 79-90.
- DELFAU M., LE BERRE P. (1981) - Définition de zones favorables à la prospection du kaolin dans le Massif armoricain. Rapport BRGM 81 SGN 873 MTX, Orléans, 38 p.

- DU LAURENS DE LA BARRE H. (1912) - Sur un gisement de grès tertiaire fossilifère trouvé dans le Finistère. *Bull. Soc. Sci. et Méd. de l'Ouest*, XXI, 2, p. 73-74.
- DU LAURENS DE LA BARRE H., KOWALSKI J. (1913) - Essai de paléocytologie végétale et description d'un bois fossile de conifère recueilli dans les grès tertiaires du Finistère. *Bull. Soc. Sci. et Méd. de l'Ouest*, XXII, p. 42-54.
- DU LAURENS DE LA BARRE H., KOWALSKI J. (1920) - Bois fossiles des grès tertiaires du Finistère. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, 4, p. 278-290.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Rennes. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 12, 389 p.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 14, 319 p.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 168, 6, p. 695-705.
- GAPAIS D. (1989) - Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. *Mém. et Doc. Centr. armor. Étud. Struct. des Socles*, 28, 366 p.
- GAST P.W. (1968) - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 32, p. 1057-1086.
- GAUTIER M. (1962) - La dépression de Toulven et l'évolution morphologique de la Bretagne sud-occidentale depuis le début de l'Éocène. *Norvès*, 35, p. 265-290.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain (France). Pétrologie et géochimie. *Mém. Doc. C.A.E.S.S.*, Rennes, 9, 250 p.
- GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides : the eclogites from the Southern Armorican massif, France. In SMITH D.C. (ed.) : « Eclogites and eclogite-facies rocks ». Elsevier, Amsterdam, p. 451-519.
- GUERROT C. (1997) - Résultats de datation par évaporation sur monozircon. Feuille de Quimper, granite de Pluguffan (FB 2874), orthogneiss de Saint-Joseph (FB 2484), métagabbro-diorite de Gourvily (FB 3930), orthogneiss migmatitique de Ty Lipig (FB 3257). Rapport SMN/PEA/ISO 152/97, BRGM Orléans.
- GUERROT C., BÉCHENNEC, THIÉBLEMONT D. (1997) - Le magmatisme paléozoïque sud-armoricain : données géochronologiques nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 324, IIa, p. 977-984.

- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- GUILCHER A., ANDRADE B., DANTEC M. (1982) - Diversité morpho-sédimentologique des estuaires du Finistère. *Norvès*, 114, p. 205-228.
- GUILCHER A., DURAND S., MILON Y. (1962) - À propos des galets de la dépression de Toulven et de ceux de Bénodet (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, p. 75-78.
- GREEN T.H. (1976) - Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, p. 85-88.
- HALLÉGOUËT B. (1972) - Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère). *Rev. archéol. Ouest*, Rennes, suppl. 2, p. 45-51.
- HALLÉGOUËT B. (1990) - Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère. *Rev. archéol. Ouest*, suppl. 2, p. 45-51.
- HALLÉGOUËT B., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Ass. géogr. français*, Paris, 441, p. 81-89.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1980) - Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne. In Chaline J. « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes ». Colloque Dijon (1978), suppl. *Bull. Ass. fr. étude Quaternaire*, Paris, n.s. 1, pp. 211-225.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË 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. Et. Quat.*, Paris, 25-26, pp. 127-138.
- HALNA DU FRETAY (1887) - La Bretagne antédiluvienne. Silex quaternaires en Guengat (Finistère). *Bull. Soc. Polym. Morbihan*, 2^e semestre 1887, p. 177-188.
- HENDERSON P. (Éditeur) (1984) - Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry, 2. Elsevier, Amsterdam, 510 p.
- 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.
- HORRENBERGER J.-C., MORZADEC M.-T., COGNE J. (1972) - Carte Géol. France (1/50 000), feuille Lorient (383). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. HORRENBERGER, M.P.T. MORZADEC, J. COGNÉ (1973).
- JEGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) - Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), II, 5, p. 839-848.
- JONES K.A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *Journ. Geol. Soc.* London, 148, p. 55-64.

- KOWALSKY J. (1923) - Paléoxylologie et paléocytologie végétales. Suite de l'étude des bois fossiles provenant des grès tertiaires de Saint-Tudy (Finistère). *Bull. Soc. Sci. nat. de l'Ouest de la France*, (4) III, p. 86-106.
- LA ROCHE (de) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.
- LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du Massif des Maures (France). Thèse doct. 3^e cycle, Nantes, 295 p.
- LE GALL B. et al. (1992) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM, 81p. Carte géologique par B. LE GALL ET J. GARREAU (1988).
- LE GOFF É. (1997) - Étude pétrographique de lames minces provenant de la baie d'Audierne. Rapport BRGM R 39383.
- MARCHAND J. (1981) - Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 293, p. 223-228.
- MELOU M. (1968) - Contribution à l'étude sédimentologique du Quaternaire sud-finistérien. L'anse de Trez Rouz et la ria de l'Odet. Thèse, Orsay, 81 p.
- MILON Y. (1929) - Découvertes de traces de formations éocènes au Sud de Quimper. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, proc. verb. séances, 14 avril 1929, p. 42.
- MILON Y. (1929) - Existence d'une formation marine éocène dans la dépression de Toulven (Finistère). *C.R. Acad. Sci.* Paris, t.188, p. 1261-62.
- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rocks series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet.*, Oxford, 25, 4, p. 956-983.
- MONNIER J.-L. (1975) - Mise en évidence d'une stratigraphie remarquable dans le gisement paléolithique de Kervouster en Guengat (Finistère). *C.R. Acad. Sci.* Paris, 280, D, p. 1341-1343.
- MONNIER J.-L. (1976) - Le gisement moustérien de tradition acheuléenne de Kervouster en Guengat (Finistère). Fouilles de 1974, 1975 et 1976. *Bull. Soc. Archéol. Finistère*, 104, p. 15-26.
- MONNIER J.-L. (1980) - Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. *Travaux lab. anthrop. préhist. protohist. et Quat. armoricain*, Rennes, 607 p.

- MONNIER J.-L., ETIENNE R. (1978) - Application des méthodes de classification hiérarchique de I.C. Lerman à deux séries de bifaces du Moustérien de tradition acheuléenne provenant des gisements de Kervouster (Finistère) et Bois-du-Rocher (Côtes du Nord). *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 75, 10, p. 303-316.
- MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1982) - Formations périglaciaires et formations marines. Stratigraphie des sols. Biostratigraphie et industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Ass. Fr. étude Quaternaire*, Paris, n.s., 12, p. 185-194.
- MONNIER J.-L., LE CLOIREC R. (1985) - Le gisement paléolithique inférieur de la pointe de Saint-Colomban à Carnac (Morbihan). *Gallia Préhistoire*, Paris, 28-1, p. 7-36.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, n° 17, 208 p.
- MUSSET (1926) - Un ancien cours d'eau supposé de Bannalec à la Baie des Trépassés. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, VII, 1-2, p. 52-58.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.-M., CARRON J.-P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, II, 11, p. 813-818.
- PAQUETTE J.-L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et Chaîne alpine. *Mém. Doc. Centre Armor. et Struct. Socle*, Rennes, 14, 190 p.
- PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. (1985) - Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.*, 52, p. 203-216.
- PEARCE J., HARRIS B.W.H., TINDLE A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, Oxford, 25, 4, p. 956-983.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PEUCAT J.-J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande-Kabylie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J.-J. (1986) - Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164, p. 229-238.

- PEUCAT J.-J., LE MÉTOUR J., AUDREN C. (1978) - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XX, 2 p. 163-167.
- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European Hercynides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.
- PEUCAT J.-J., PARIS F., CHALET M. (1985) - U-Pb dating volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (Western France). *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, Amsterdam, 59, p. 133-142.
- PICQUENARD Ch.-A. (1922) - Deuxième session extraordinaire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne tenue dans le Finistère du 17 au 23 avril 1922. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, III, 3, p. 211-224.
- PICQUENARD Ch.-A. (1926) - Considérations sur un ancien parcours fluviale entre Bannalec et la Baie des Trépassés. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, VII, 2-4, p. 50-51.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, Finistère, n° 3, édition du BRGM, Orléans, 117 p.
- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JEGOUZOT P., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SAINT REQUIER A., LEFORT J.-P. (1981) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pont-Croix (345). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Plaine et al. (1981), 48 p.
- PLUSQUELLEC Y., ROLET J., DARBOUX J.-R. et al. (en prép.) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310). Orléans : BRGM.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- REID E. (1927) - Tertiary fruits and seeds from Saint-Tudy (Finistère) collected by the late M. Henri Du Laurens De La Barre. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. VIII, p. 36-65.
- RIVIÈRE A. (1838) - Études géologiques faites aux environs de Quimper et sur quelques autres points de la France occidentale. Paris. Carilian-Goeury.
- SHAND S.J. (1943) - Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore-deposits. Wiley J. (ed.), New York, 444 p.
- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. In « Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents ». IX^e congrès international INQUA, Christchurch (New-Zeland), Comité National Français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.

- THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1990) - Utilisation d'un diagramme (Rb/100)- Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), VI, 1, p. 23-35.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEY M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, p. 87-94.
- THIÉBLEMONT D., BÉCHENNEC F., CABANIS B., CHANTRAINE J. (1989) - Lithostratigraphie et géochimie des formations paléomagmatiques dans le secteur de Moëlan – Concarneau (Bretagne méridionale). Nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du domaine sud-armoricain au cours du Paléozoïque. *Geodinamica Acta*, Paris, 3, 2, p. 1-16.
- 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. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.
- TRIBOULET C. (1983) - Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. minéral.*, Paris, 103, p. 92-100.
- VAN VLIET-LANOË B. (1988) - Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse d'État, Paris I, Editec edit., Caen, 2 vol., 854 p.
- VELDE B. (1972) - The origin of some granulites facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. géol. Bretagne* (c) 4, p. 91-95.
- VIDAL P. (1980) - L'évolution poly-orogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162 p.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979) - Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Heidelberg, 70, p. 319-339.

AUTEURS

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- Introduction : F. BÉCHENNEC (BRGM).
- Description des terrains : F. BÉCHENNEC pour les unités du substratum, avec les contributions de D. THIÉBLEMONT, C. GUERROT et A. COCHERIE (BRGM), respectivement pour la géochimie et la géochro-

nologie ; B. HALLÉGOUËT (Département de géographie de l'université de Bretagne occidentale, Brest) pour les formations tertiaires, les formations superficielles et les formations marines.

- Conditions de formation des entités géologiques : F. BÉCHENNEC et D. THIÉBLEMONT.
- Évolution tectono-métamorphique : F. BÉCHENNEC.
- Synthèse géodynamique régionale : F. BÉCHENNEC.
- Géodynamique récente : F. BÉCHENNEC.
- Géologie de l'environnement : F. BÉCHENNEC avec la contribution de A. CARN (BRGM), pour les ressources en eau.
- Documentation complémentaire : F. BÉCHENNEC.
- Coordination : F. BÉCHENNEC.

Les analyses ont été effectuées au BRGM :

- Géochimie : Département des procédés études et analyses ; interprétation par D. THIÉBLEMONT.
- Analyses des biotites à la microsonde : M. TEGYEY.
- Typologie des zircons : P. JÉZÉQUEL, C. GUERROT.
- Géochronologie : C. GUERROT (monozircon), A. COCHERIE (monazite).

Présentation au C.C.G.F. : 18 juin 1998

Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1998

Impression de la carte : 1999

Impression de la notice : 1999

