



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

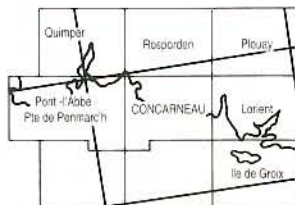
CONCARNEAU

par

F. BÉCHENNEC, P. GUENNOC, C. GUERROT,
P. LEBRET, D. THIÉBLEMONT

CONCARNEAU

La carte géologique à 1/50 000
CONCARNEAU est recouverte
par la coupure LORIENT (N° 88)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

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

par

**F. BÉCHENNEC, P. GUENNOC, C. GUERROT,
P. LEBRET, D. THIÉBLEMONT**

avec la collaboration de
**A. CARN, Y. DELANOË, P.R. GIOT, B. HALLÉGOUËT,
S. LE MEUR, J.L. MONNIER, H. MORZADEC**

1996

*Éditions du BRGM Service
géologique national*

Références bibliographiques. Toute référence au présent document doit être faite de la façon suivante :

- *pour la carte* : BÉCHENNEC F., GUENNOC P., DELANOË Y., LEBRET P., HALLÉGOUËT B., LE MEUR S. (1997) - Carte géol. France (1/50000), feuille Concarneau (382). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Béchennec, P. Guennoc, C. Guerrot, P. Lebre, D. Thiéblemont et coll. (1996), 129 p.

- *pour la notice* : BÉCHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de CARN A., DELANOË Y., GIOT P.R., HALLÉGOUËT B., LE MEUR S., MONNIER J.L., MORZADEC H. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Concarneau (382). Orléans : BRGM, 129 p. Carte géologique par F. Béchennec, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebre, B. Hallégouët, S. Le Meur (1997).

© BRGM 1996. 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 : 2-7159-1382-6

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	5
INTRODUCTION	9
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>UNITÉS MÉTAMORPHIQUES</i>	12
Métasédiments et métavolcanites	12
Orthogneiss en massifs	29
Orthogneiss en enclaves	49
<i>UNITÉS GRANITIQUES VARISQUES</i>	54
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	59
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	70
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	76
<i>MÉTAMORPHISME RÉGIONAL VARISQUE</i>	76
<i>DÉFORMATIONS VARISQUES</i>	79
<i>DÉFORMATIONS FINI- ETPOST-VARISQUES</i>	85
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	86
<i>LE PANAFRICAIN TARDIF</i>	86
<i>LE VARISQUE</i>	88
<i>L'ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏQUE</i>	90
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	93
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	93
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	94
<i>RISQUES NATURELS</i>	95
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	95
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	100

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	101
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	101
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	103
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	109
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	115
<i>ANALYSES</i>	115
AUTEURS	116
ANNEXE : TABLEAUX 1 à 12	117

RÉSUMÉ

La coupure Concarneau de la Carte géologique à 1/50000 de la France, située sur la côte sud du département du Finistère, s'intègre dans un vaste ensemble géologique, le domaine sud-armoricain qui s'étend depuis la pointe du Raz à l'Ouest jusqu'en Vendée au Sud-Est.

Elle comprend principalement :

- une relique d'un vieux socle d'âge protérozoïque supérieur (592 ± 10 Ma), l'orthogneiss de Porz-Manec'h;
- des orthogneiss correspondant à des métagranitoïdes d'âge ordovicien inférieur (498 ± 12 , 497 ± 11 et 485 ± 6 Ma), dont la formation est associée en majeure partie à un contexte de convergence (subduction et collision continentale) ;
- un groupe de métasédiments et de métavolcanites, le Groupe de Mer-rien, d'âge ordovicien inférieur (481 ± 11 Ma), dont le dépôt s'est réalisé probablement en contexte d'arc insulaire ;
- un groupe de métasédiments, le Groupe de Nerly, d'âge ordovicien inférieur ou antérieur, déposé dans un bassin intracontinental.

Il y a quelque 350 millions d'années, ces différentes unités ont été impliquées dans une nouvelle collision continentale qui a abouti à la formation d'une chaîne de montagne, la chaîne varisque. Au cours de cette collision, elles ont été d'une part métamorphosées et structurées, et d'autre part recoupées par des plutons granitiques dont la mise en place s'est faite notamment au Carbonifère, il y a 330 à 300 millions d'années.

Dans la région de Concarneau, l'histoire post-varisque est marquée principalement par l'érosion de la chaîne et par l'individualisation, dès le Trias supérieur (200 millions d'années), d'un système de failles conjuguées, le système Kerforn. Les rejeux périodiques de ces dernières ont permis notamment la conservation de sédiments tertiaires (40 millions d'années) dans des grabens, dont l'un des plus remarquables se situe actuellement dans la baie de la Forêt-Concarneau. Enfin, l'histoire récente de cette région est soulignée notamment par les paléovallées du plateau continental et les plages surélevées, qui illustrent les variations du niveau marin associées aux différents épisodes glaciaires et interglaciaires quaternaires. Ainsi, il y a quelque 10000 ans, la remontée du niveau des mers s'est traduite par l'ennoiement des baies et de l'aval des rivières, ennoiement responsable aussi de la formation des rias.

ABSTRACT

The Concarneau geological map area (southern Brittany) is included within the south Armorican segment of the Devonian-Carboniferous Variscan orogenic belt, which extends from the Pointe du Raz in the west to the Vendée in the south-east.

The Concarneau region is made up essentially of metamorphic units, metamorphosed and deformed during the Variscan orogeny, and granitic intrusions emplaced during this same orogeny. Tertiary sedimentary formations are less common, preserved in a continental shelf graben. These units are covered to a variable degree by recent surficial deposits.

The metamorphic units include on the one hand, two groups of meta-sedimentary rocks forming belts trending WNW-ESE; from south to north these are the Merrien Group and the Nerly Group. On the other hand, the metamorphic units also include four orthogneiss massifs: the Moëlan, the Cosquer, the Lanmeur - St-Ouarneau, and the Nizon. The protoliths of these units delineate important points in the pre-Variscan evolution of this area:

- The oldest basement recorded in the region of Concarneau is dated as Late Proterozoic (592 ± 10 Ma), cropping out only as a kilometre-scale enclave of Porz-Manec'h orthogneiss within the Moëlan orthogneiss. There is no evidence in this basement for a Proterozoic tectonometamorphic evolution comparable to that of the Cadomian.

- The orthogneiss correspond to a variety of granitic rocks ranging from tonalite to granite s.s., Early Ordovician in age (Lanmeur-Saint-Ouarneau 498 ± 12 Ma, le Cosquer 497 ± 11 Ma, Moëlan 485 ± 6 Ma) ; their chemistry suggests these rocks were mainly formed in a convergence context (subduction and continent collision zones).

- The Nerly Group, at least Early Ordovician in age, due to being intruded by the Moëlan orthogneiss, consists essentially of fine grained, leucocratic banded gneiss, with a variable mica content. The group corresponds to a succession of quartzitic sandstone, feldspathic sandstone and pelitic sandstone, within which local intervals of metabasalt and metarhyolite are interstratified. The chemistry of these volcanic rocks and the type of sediments suggest activity and deposition in an intra-continental basin undergoing extension.

- The Merrien Group consists essentially of micaschist with albite augens (metagreywacke) with interstratified thin intervals of metabasalt, and a thick interval of metarhyolite, Early Ordovician in age (481 ± 11 Ma). The chemistry of the volcanic rocks and the type of sediments suggest this group was formed in the context of an island arc.

The Variscan orogeny in the south Armorican domain was associated with subduction and continental collision which caused both HP-type metamorphism, followed by HT-type metamorphism, in places resulting in anatexis as early as the Devonian, and also, the contemporaneous development of thrust tectonics. During the Carboniferous, the orogeny was characterized by the formation of large, dextral transcurrent shear zones, such as the South Armorican Shear Zone, and also by the syn-tectonic emplacement of leucogranite. In the region of Concarneau, the Variscan orogeny is marked principally by a MT/HT metamorphism associated with the main foliation, whose gradient increases from south to north from a chlorite-muscovite zone of greenschist facies to a biotite-muscovite-sillimanite zone of amphibolite facies. Thrust tectonics

are represented notably by overthrusting of the Merrien Group onto the Nerly Group, and by the large transcurrent shear zones that caused the verticalization of former structures and discontinuous shear belts in this area. Finally, the Variscan orogeny is also responsible for the emplacement of various granites, such as the Trégunc (330 ± 13 Ma), the Riec and the Baye intrusions, which cross cut the metamorphic units.

Post-Variscan evolution of the region of Concarneau is marked principally by the introduction of a System of conjugate strike slip faults oriented NNW-SSE and NNE-SSW, the Kerforn System, being active probably from the Late Triassic. The late reactivation of this System allowed preservation of the Tertiary deposits of the Baie de la Forêt-Concarneau. Finally, palaeovalleys in the continental shelf and raised beaches lining the coast are the main characteristics of the recent history of this region, bearing witness to the variations in sea level related to different glacial and interglacial episodes during the Quaternary.

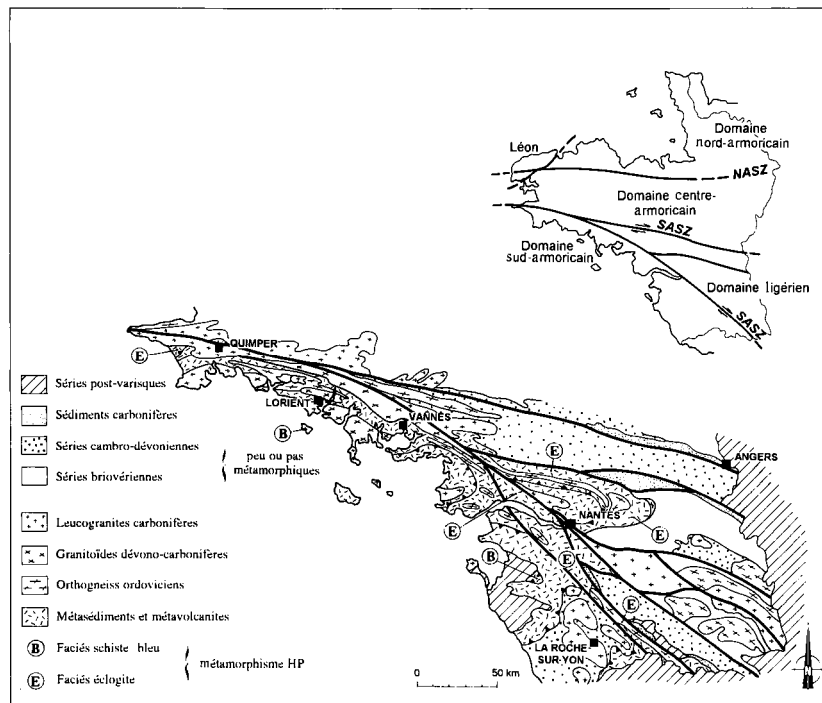


Fig. 1 - Esquisse géologique du domaine sud-armoricain

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

Située à l'extrémité sud-orientale du département du Finistère, la feuille à 1/50000 Concarneau couvre principalement les communes de Concarneau, Trégunc, Névez, Pont-Aven, Riec-sur-Belon, Baye, Moëlan-sur-Mer et comprend une moitié septentrionale continentale, et une moitié méridionale marine.

Le continent est limité par une côte qui, entre Concarneau et la pointe de Trévignon, est basse et caractérisée surtout par de vastes cordons littoraux sableux, alors qu'entre la pointe de Trévignon et Doëlan elle est au contraire essentiellement rocheuse, découpée en de nombreuses petites criques et entaillée par les rias de l'Aven, du Belon, de Bri-gneau, de Merrien et de Doëlan.

À l'intérieur des terres, l'altitude varie de 20 à 40 m dans la partie ouest de la feuille et de 50 à 80 m dans la partie est. Cette dualité géomorphologique traduit une dualité géologique avec, dans la moitié occidentale, le domaine du granite de Trégunc et, dans la moitié orientale, le domaine des unités orthogneissiques et métasédimentaires.

Le réseau hydrographique est relativement simple; l'Aven, la principale rivière, coule du Nord au Sud et le Belon, son affluent, est orienté N-S à l'amont de la zone sous influence de la marée, et NE-SW dans sa partie aval où il suit de grands accidents. Le reste du réseau des talwegs, parcourus ou non par un ruisseau permanent, s'organise en un chevelu dendritique. Enfin, sur le plateau continental apparaissent les paléovallées de ce réseau hydrographique.

Le plateau continental, dont les sondes maximales ne dépassent guère 30 m, comprend quatre îles, d'une part l'île de Raguenez et l'île Percée accessibles de la côte à marée basse, et d'autre part l'île Verte et l'île de Penfret ; cette dernière constitue l'extrémité orientale de l'archipel de Glénan qui s'étend plus à l'Ouest sur la feuille Pont-1'Abbé. Ce plateau continental est aussi caractérisé par une suite de petits bassins d'effondrement, d'âge tertiaire, qui se suivent depuis la baie de la Forêt-Concarneau au Nord-Ouest, jusqu'au plateau de Basse Jaune au Sud-Est.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région cartographiée s'inscrit dans le domaine sud-armoricain qui, limité au Nord par la branche sud du cisaillement sud-armoricain (SASZ), s'étend depuis la baie d'Audierne à l'Ouest, jusqu'en Vendée au Sud-Est (fig. 1). Ce domaine appartient aux zones internes de la chaîne varisque et comprend principalement :

- des métasédiments et dans une moindre mesure des métavolcanites dont les protolites sont d'âge ordovicien inférieur (métarhyolite de Raguénez, cette étude) et d'âge silurien supérieur-dévonien inférieur (porphyroïde de Mareuil-sur-Lay ; Peucat *et al.*, 1986) ;
- des orthogneiss dont les protolites, très localement d'âge fini-protérozoïque (granodiorite de Porz-Manec'h: 592 ± 10 Ma; Calvez, 1976), sont essentiellement d'âge ordovicien inférieur (orthogneiss de Moëlan, de Languidou, de Champtoceaux,...; Calvez, 1976; Vidal, 1980; Peucat *et al.*, 1978 ; Peucat, 1983) ;
- des migmatites associées à des granites d'anatexie datés du Dévonien moyen (Peucat, 1983).

Ces différents types de roches sont disposés en plusieurs unités tectoniques empilées, dans lesquelles coexistent des paragenèses de faciès métamorphiques HP (éclogite et schiste bleu) et de faciès métamorphiques HT (amphibolite et schiste vert) (Ballèvre *et al.*, 1994) ; ils sont de plus recoupés par des leucogranites d'âge carbonifère (Vidal, 1980).

La feuille Concarneau (fig. 2, dépliant en fin de notice) comprend notamment deux unités métasédimentaires et métavolcaniques, les groupes de Nerly et de Merrien qui affleurent dans de bonnes conditions en bordure du littoral, et quatre principaux orthogneiss. Ces unités métamorphiques paraissent particulièrement favorables pour tenter de tracer les grandes lignes de l'évolution antévarisque de ce domaine, durant le Paléozoïque inférieur ; elles sont de plus susceptibles de permettre de préciser l'évolution tectono-métamorphique au cours de l'orogénèse varisque. Enfin, cette feuille offre l'opportunité de montrer l'évolution tertiaire de ce domaine, du fait de la conservation de séries sédimentaires de cet âge dans un graben situé en baie de la Forêt-Concarneau.

TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les seuls documents cartographiques antérieurs recouvrant la région de Concarneau, sont d'une part la carte géologique à 1/80000 Lorient (Barrois, 1885; réimpression en 1941), et d'autre part la carte géologique à 1/320000 Brest-Lorient (Chauris *et al.*, 1970). Cependant, différentes études, focalisées sur des problèmes spécifiques, ont contribué à la connaissance géologique de cette région. Nous avons ainsi les travaux de :

- J. Cogné (1960), qui traite de l'ensemble de la géologie de «l'Anticlinal de Cournouaille» ;
- J.C. Horrenberger (1969, 1976), qui traite notamment de la déformation dans les formations métasédimentaires ;
- P. Vidal (1973, 1980), qui apporte de nombreuses données géochronologiques sur les orthogneiss ;
- J.Y. Calvez (1976), qui décrit et date l'orthogneiss («granodiorite») de Porz-Manec'h;

- Y. Delanoë et J.R Pinot (1977) et Y. Delanoë (1988), sur les bassins tertiaires du plateau continental ;
- C. Audren et J.R Lefort (1977), qui traitent de la géologie du plateau continental ;
- M. Misseri (1980), qui analyse les relations entre l'orthogneiss de Moëlan et les séries métasédimentaires ;
- C. Triboulet (1980, 1983), qui traite du métamorphisme des séries métasédimentaires et métavolcaniques ;
- J.J. Peucat (1983), qui apporte des données géochronologiques complémentaires sur les orthogneiss ;
- P. Jégouzo *et al.* (1986), sur la géochimie des différents orthogneiss.

Enfin, les nombreuses études réalisées par ailleurs dans le domaine sud-armoricain (cf. bibliographie) ont contribué aussi à définir le cadre géodynamique des unités cartographiées sur la feuille Concarneau.

L'évolution géodynamique de ce domaine a d'abord été interprétée (Cogné, 1960) comme la superposition de deux orogénèses successives, l'orogénèse cadomienne et l'orogénèse hercynienne.

Par la suite, ce domaine a été présenté (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, 1986) et du métamorphisme HT amène C. Audren (1987) à proposer une évolution en deux étapes : la première correspond à une subduction vers le Nord qui localement passerait à une obduction partielle ; la seconde aboutit, au Dévonien, à une collision continentale, suivie, dès le Carbonifère, d'une tectonique décrochante en domaine intracontinental, dont le cisaillement sud-armoricain est le principal témoin.

Enfin, K.A. Jones (1991) interprète l'évolution du domaine sud-armoricain comme le résultat de l'individualisation, à l'Ordovicien-Silurien, d'une marge active avec bassin arrière-arc ensialique, suivie, dès le Dévonien, de sa destruction au cours d'une collision continentale.

Si ces modèles permettent de donner un cadre global à l'orogénèse varisque dans le domaine sud-armoricain, de nombreux problèmes restent cependant à résoudre, qui concernent notamment :

- la place et le rôle d'un éventuel socle cadomien ;
- la paléogéographie et l'évolution géodynamique au Paléozoïque inférieur ;
- les relations originelles entre les différentes entités scindées en plusieurs unités tectoniques lors du fonctionnement de shear-zones tardi-hercyniennes ;
- la signification et les âges des faciès HP.

Le levé géologique de la partie continentale et des îles de la partie marine de la feuille Concarneau a été réalisé par F. Béchenec, avec la

collaboration de P. Lebret, B. Hallégouët et S. Le Meur pour les formations superficielles.

La bathymétrie du plateau continental et les contours géologiques sont dus à Y. Delanoë et P. Guennoc.

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

DESCRIPTION DES TERRAINS

UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

Métasédiments et métavolcanites

La feuille 1/50 000 Concarneau comprend deux unités métamorphiques d'origine sédimentaire et/ou volcanique, constituant deux bandes principales d'extension plurikilométrique WNW-ESE; ces unités sont du Nord au Sud le Groupe de Nerly et le Groupe de Merrien, qui sont en contact tectonique et dont les relations originelles demeurent indéterminées.

Une bande nord affleure ainsi à Concarneau; limitée vers l'Est au niveau de Pont-Aven, elle se poursuit vers l'Ouest jusqu'à la baie d'Au-dierne (carte géologique à 1/320000 Brest-Lorient). La seconde bande, nettement plus importante, est limitée vers l'Ouest au niveau de Trévi-gnon, mais elle s'étend par contre vers l'Est jusqu'à Lorient (Horren-berger *et al.*, 1972).

Groupe de Nerly

Le Groupe de Nerly affleure particulièrement bien le long de la côte, à l'Est de l'île Raguenez et dans la région de Kerfany ; il constitue là une bande principale WNW-ESE en contact tectonique, d'une part sur son flanc sud avec le Groupe de Merrien, et d'autre part sur son flanc nord avec l'orthogneiss de Moëlan. Ce groupe apparaît aussi en enclaves plurikilométriques au sein des orthogneiss de Moëlan et de Lanmeur-Saint-Ouarneau. Il forme enfin une bande WNW-ESE qui, en dépit des mauvaises conditions d'affleurement, se suit depuis le Nord de Concarneau jusqu'à Pont-Aven, et dans laquelle ce groupe est en contact tectonique sur son flanc sud avec le Groupe de Merrien et sur son flanc nord avec l'orthogneiss de Nizon; cependant, près de Pont-Aven il est recoupé par l'orthogneiss de Nizon et par le granite de Tré-gunc. Le Groupe de Nerly comprend deux formations informelles, la formation de Trez-Kao et la formation de Kerfany.

ζ7. Formation de Trez-Kao : gneiss fins micacés et micaschistes. Cette formation est bien visible sur la pointe située entre les plages de Trez-Kao (*Trez-Cao* sur la carte) et de Kersidan. Elle présente un aspect rubané lié à l'alternance de lits irréguliers et discontinus, de

puissance millimétrique à centimétrique, et d'horizons décimétriques et métriques de gneiss fins micacés gris clair d'une part, et d'autre part de micaschistes gris sombre à grain relativement grossier. Elle est aussi caractérisée par la présence constante de très nombreuses flammèches décimétriques, interstratifiées, de quartz laiteux, qui parfois dessinent des charnières de plis intrafoliaux. Cependant, à l'Est de Kerfany, le faciès de gneiss fin devient nettement dominant et la formation de Trez-Kao, du fait de cette convergence progressive de faciès, passe ainsi latéralement à celle de Kerfany. Enfin, à Trez-Kao, cette formation est recoupée par le granite de Trégunc et par ses apophyses, sous forme de sills et de dykes, de 0,50 à 10 m de puissance, de matériel quartzo-feldspathique grossier et hétérogranulaire.

La formation de Trez-Kao est affectée par une foliation intense (SI), subverticale, axée WNW-ESE, qui est localement déformée d'une part par des plis centimétriques en chevrons associés à des plis métriques assez serrés axés ESE et déjetés vers le Nord, et d'autre part, ponctuellement, par des kink-bands métriques.

Les roches de cette formation montrent généralement une texture granolépidoblastique, avec alternance de lits à dominante de quartz et de lits à biotite-muscovite, et parfois une texture protomylonitique soulignée par des quartz en rubans. Le principal épisode de métamorphisme qu'elles aient subi est marqué essentiellement par la cristallisation synfoliale de biotite brune (15 à 25 %) partiellement chloritisée et associée à de la muscovite (5 à 30 %), par la cristallisation de feldspath plagioclase (25 %) en petites plages préférentiellement disposées dans les lits micacés, et par celle de quartz (30 à 50 %) ; ce dernier forme souvent des agrégats polycristallins parallèles à la foliation et parfois des rubans à extinction fortement onduleuse. Accessoirement apparaissent aussi de rares plages de sphène et de clinozoïsite. Enfin, à cette phase de cristallisation syntectonique succède une phase post-tectonique, de moindre importance, qui est soulignée essentiellement par de grandes plages de biotite et de muscovite disposées en travers de la foliation principale.

ζK. Formation de Kerfany : gneiss fins leucocrates rubanés.

Cette formation est bien visible d'une part au Nord de la plage de Kerfany, et d'autre part le long de la côte de Nerly et de Rospico. Recoupée à l'Ouest par le granite de Trégunc, elle montre un contact relativement progressif sur son flanc sud avec la formation de Trez-Kao. Sur son flanc nord, tant au niveau de Nerly que de Rospico ou de Kerfany, son contact avec l'orthogneiss de Moëlan est net (fig. 3), rectiligne et parallèle à la foliation principale régionale, ce qui souligne la nature tectonique de ce contact. Cependant, l'orthogneiss de Moëlan est bien intrusif dans la formation de Kerfany, ainsi que le prouve notamment le panneau enclavé plurikilométrique, visible principalement au niveau du port de Belon. Ce caractère intrusif est souligné aussi sur le flanc nord de l'orthogneiss de Moëlan, dans les secteurs de Kermeur et de Kertan-guy ; le passage entre les deux unités est progressif et se fait en 30 m, avec successivement des orthogneiss comportant des enclaves de meta-

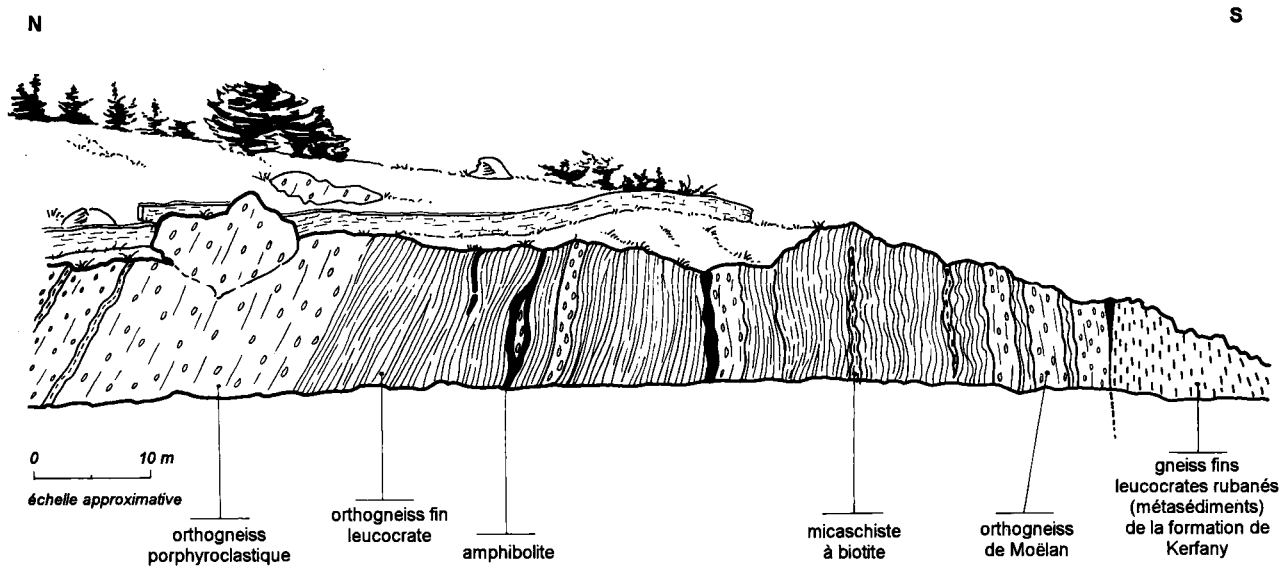


Fig. 3 - Coupe de la rive orientale de l'anse de Rospico, montrant le contact net entre les métasédiments de la formation de Kerfany et l'orthogneiss de Moëlan; ce dernier présente différents faciès et des enclaves d'amphibolite

sédiments, puis des métasédiments avec des digitations interstratifiées d'orthogneiss (fig. 4). Enfin, ce caractère intrusif est marqué également dans la région de Nerly par la présence, au sein de la formation de Kerfany, de sills de 1 à 80 m de puissance, d'orthogneiss à porphyroclastes de feldspath alcalin, dont l'aspect et le chimisme sont identiques à ceux de l'orthogneiss de Moëlan. De plus, la formation de Kerfany est recoupée aussi par F orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau, qui, tel à l'Ouest de l'anse de Keristinec, y émet de rares digitations.

La formation de Kerfany est constituée essentiellement de gneiss, fins, leucocrates, plus ou moins micacés, présentant un aspect rubané induit par des variations de granulométrie et de proportion de micas, et une altération en « pains de sucre ». Cette formation comprend aussi des micaschistes, soit en intercalations métriques comme à Nerly et dans la région de Moulin-Fabbé, soit en faciès dominant, tel dans l'enclave du Belon ; ces micaschistes fins présentent localement de petites ocelles blanches d'albite. De plus, ponctuellement, (Ouest de Raguenez, en bordure de la plage de Kersidan), apparaissent aussi des niveaux métriques de quartzite. Enfin, assez fréquemment (environs de Nerly, Kerfany et Lanneguy), cette formation comprend des interstratifications de 10 cm à 1 m de puissance, d'amphibolite fine, vert sombre et d'am-phibolite prasinitique ($\delta\beta$), souvent fortement boudinées.

La formation de Kerfany est affectée par une foliation principale intense (S1) souvent subverticale et axée 100-110, qui est déformée par des plis décimétriques à métriques, assez serrés, associés à des petits plis centimétriques en chevrons, axés 100-110 ou 280 et à plans axiaux subverticaux ou fortement pentés vers le Nord ; à ces derniers est localement associée une schistosité de crénulation (S2). Dans la région de Nerly apparaît de plus, très localement, un ancien litage (S0 ?) déformé par des plis serrés métriques dont le plan axial correspond à la foliation principale (S1). Enfin, outre une linéation d'intersection S1/S2, s'observe localement une linéation d'étirement, tel sur le flanc nord de l'enclave de Belon : axée de 15 à 23° au 285-290 et marquée notamment par des rods quartzo-feldspathiques, tant dans la formation de Kerfany que dans F orthogneiss de Moëlan, elle souligne la nature tectonique de ce contact ; ce type de linéation s'observe aussi localement dans la région de Nerly. Enfin, dans cette même région, les bandes d'amphibo-lites présentent généralement des figures de double boudinage, presque symétriques, traduisant un aplatissement accentué.

Les gneiss leucocrates de cette formation ont généralement une texture granolépido-blastique avec alternance de lits à dominante de quartz et feldspath et de lits micacés. Le principal épisode de métamorphisme y est marqué principalement par la cristallisation du quartz (20-60%) en petites plages en mosaïque ou engrenées et en plaquettes disposées parallèlement à la foliation, ou en agrégats polycristallins, du feldspath plagioclase (10 à 50%) en petites plages en mosaïque, de la biotite (10-20%) et de la muscovite (1-15 %) synfoliales, parfois du grenat (1 %) et accessoirement du sphène et de Fépidote. Cependant, un deuxième épisode de cristallisation est marqué, localement, par la cristallisation

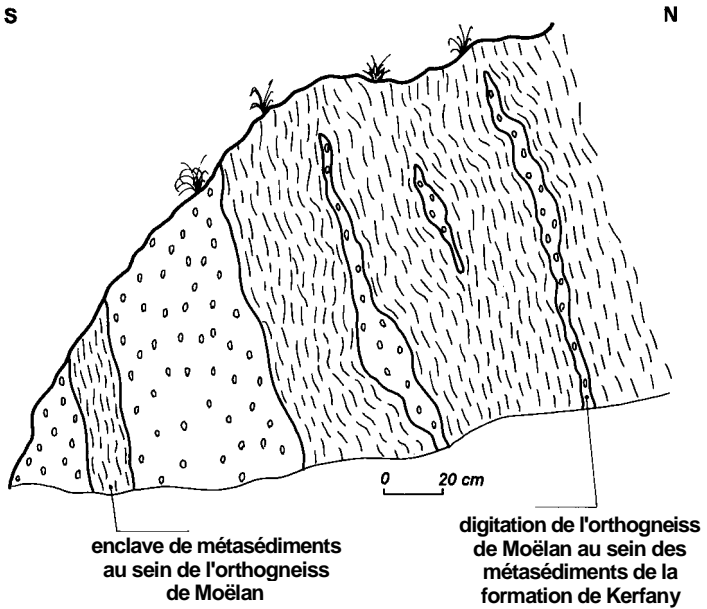


Fig. 4 - Coupe du contact entre les métasédiments de la formation de Kerfany et l'orthogneiss de Moëlan, sur la rive orientale de l'Aven, au Nord de Kermeur

orientée de la muscovite et de la biotite et parfois de la chlorite, associée à la schistosité de crénulation (S2) et aux plis en chevron. Enfin, une cristallisation post-tectonique de muscovite, de chlorite et localement de biotite, se traduit par de grands blastes non orientés, parfois pœcilitiques, disposés en travers des schistosités précédentes.

Les micaschistes présentent des phases minérales comparables, cependant la proportion des micas y est plus élevée et ils comportent de plus, localement, des ocelles d'albite dont certaines montrent des inclusions sigmoïdales et des ombres de pression, ce qui souligne leur cristallisation syn- et post-foliation principale. Enfin, à l'échelle minérale ces micaschistes montrent parfois une association de plans S1/C ($\alpha \approx 40^\circ$) compatible avec un cisaillement dextre.

Les quartzites sont essentiellement constitués de quartz (80 %) en petites plages en mosaïque ou parfois en agrégats polycristallins, allongés dans le plan de foliation, lequel est de plus souligné par de la chlorite (15 %) constituant de minces lits et résultant de la rétro-morphose de la biotite. Feldspath, muscovite, sphène et tourmaline sont accessoires.

A Nerly apparaît aussi un niveau pluridécimétrique de leptynite à grenat ; constituée de 50 % de quartz en petites plages en mosaïque, de 30 % de feldspath et de 10% de grenat pœciloclastique plus ou moins altéré en pennine, elle pourrait correspondre à une métarhyolite.

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) présentent une texture granonématoblastique et sont composées essentiellement d'actinote aciculaire synfoliale (55 %), associée à du feldspath plagioclase en petites plages et accessoirement à de nombreux opaques (10%), à du sphène et à de l'apatite. Une seconde génération d'amphibole, à pléochroïsme bleu-vert net, est disposée en travers de la schistosité principale (S1). Les amphibolites prasinitiques présentent, de plus, de nombreuses ocelles d'albite, à cristallisation tardi-à post-schistosité (S1), comportant de nombreuses inclusions d'amphibole et de sphène. Enfin, certaines de ces amphibolites comportent aussi de la biotite synfoliale, en grands blastes éventuellement pœciloclastiques.

Les analyses chimiques réalisées sur les amphibolites de la région de Rospico, Nerly et Lanneguy (tabl. 1, en annexe) montrent que ces roches, de composition basaltique, sont riches en titane ($\text{TiO}_2 > 2\%$), ce qui les apparentent à des basaltes intraplaques. De même, les spectres de normalisation au MORB (fig. 5) sont comparables à ceux des basaltes mis en place dans les contextes intraplaques (Pearce, 1982). Enfin, ceci est confirmé par les éléments traces dans le diagramme de discrimination géotectonique (Th/Ta)_N vs (Tb/Ta)_N (Thiéblemont *et al.*, 1994) dans lequel ces roches se situent dans le champ des basaltes alcalins intraplaques (fig. 6).

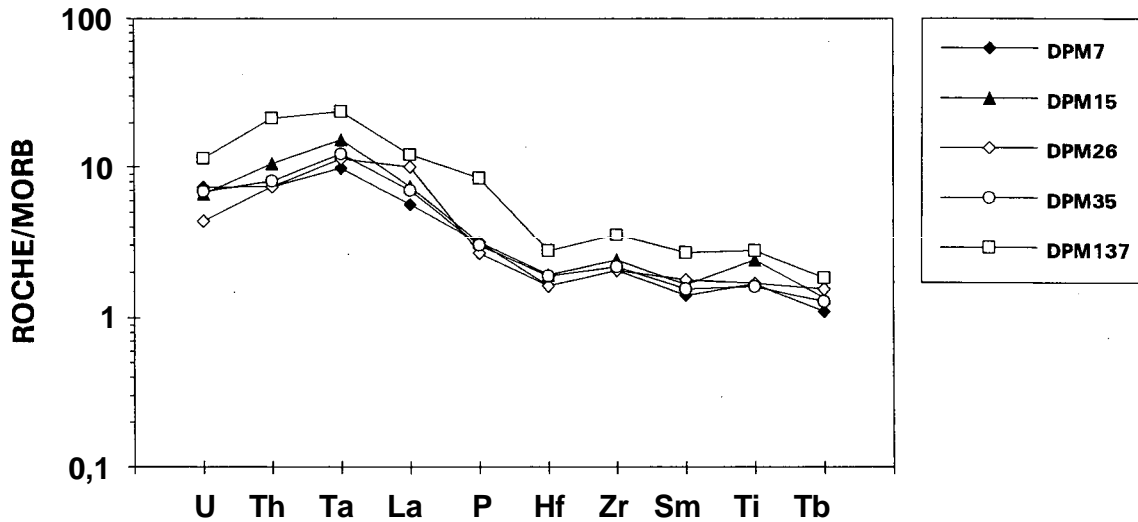


Fig. 5 - Diagramme de normalisation au MORB (Pearce, 1982) pour les métabasites de la formation de Kerfany et celles en enclaves dans l'orthogneiss de Moëlan

ζN. Groupe de Nerly indifférencié. Les conditions d'affleurement particulièrement mauvaises au Nord de la feuille n'ont pas permis de différencier cartographiquement les deux formations du Groupe de Nerly. Dans cette zone, les principaux affleurements sont situés le long du Moros, le long du Mianouët, et à l'ancienne gare de Pont-Aven; ils sont constitués essentiellement de gneiss fins micacés, associés localement à des micaschistes parfois à ocelles d'albite. Ces roches montrent généralement une paragenèse primaire à biotite, muscovite, grenat, avec de plus, à Pont-Aven, de la sillimanite en petites fibrolites regroupées en gerbes ; enfin, on note une rétomorphose plus ou moins accentuée de la biotite et du grenat en chlorite.

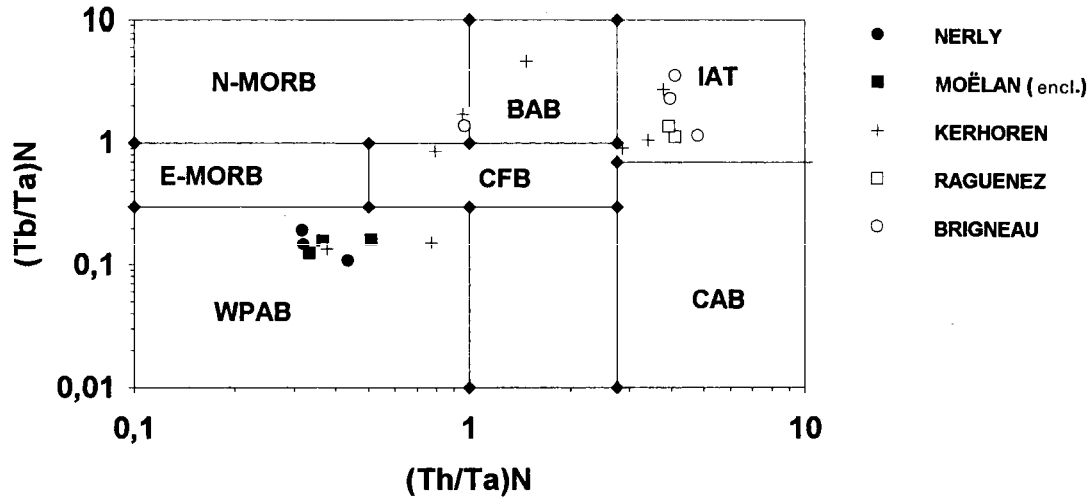
Groupe de Merrien

Le Groupe de Merrien affleure localement dans la région de Rague-nez et dans l'île Verte, mais il apparaît surtout à l'Est de l'embouchure des rias de l'Aven et du Belon où il constitue une large bande WNW-ESE et forme une côte découpée depuis la pointe de Kerhermen jusqu'à Doëlan. Sur son flanc nord, ce groupe est en contact tectonique avec le Groupe de Nerly et il comprend trois formations informelles qui sont du Sud au Nord, la formation de Brigneau, la formation de Raguenez et la formation de Kerhoren. Le Groupe de Merrien affleure aussi dans la région de Concarneau où il est, sur son flanc nord, en contact tectonique avec le Groupe de Nerly et sur son flanc sud, recoupé par le granite de Trégunc.

ξB. Formation de Brigneau : micaschistes à ocelles d'albite.

Cette formation, bien que très puissante et constituant en volume la majeure partie du Groupe de Merrien, a une lithologie monotone. Elle est en effet essentiellement constituée de micaschistes lustrés, argentés, finement feuilletés et caractérisés par la présence constante de nombreuses ocelles blanches d'albite de 1 à 4 mm. De plus, très généralement, dans ces micaschistes sont interstratifiées de nombreuses «flammèches » décimétriques de quartz laiteux, dont certaines dessinent des charnières de plis intrafoliaux. Enfin, sur les surfaces polies par la mer et les embruns, le long de la côte, ces micaschistes présentent un rubanement à différentes échelles, essentiellement induit par la variation de granulométrie des différents minéraux, micas, quartz et albite en ocelles. Cette monotonie est cependant rompue localement :

- dans la région de l'île Percée, de très nombreux sills d'amphibolite prasinitique ($\delta\beta$), de 20 cm à 2 m de puissance, souvent fortement boudinés et déformés par des plis serrés métriques, sont interstratifiés dans les micaschistes. Accessoirement apparaissent aussi de rares sills de 10 à 50 cm d'ovardite et de gneiss leucocrate (leptynite) ;
- dans la région de Doëlan, au sein des micaschistes est interstratifié un horizon de puissance pluridécamétrique et d'extension plurikilométrique, caractérisé par l'association de gneiss leucocrates albitiques, d'amphibolites prasinitiques et accessoirement d'ovardite (*niveau repère* $\xi B [1]$).



N-MORB : champ des basaltes de rides médio-océaniques, type "normal" E-MORB : champ des basaltes de rides médio-océaniques, type "enrichi" WPAB : champ des basaltes alcalins et transitionnels intraplaques CFB : champ des tholéiites continentales BAB : champ des basaltes de bassins arrière-arc IAT : champ des tholéiites d'arcs insulaires CAB : champ des basaltes calco-alcalins de marges actives et d'arcs insulaires

Fig. 6 - Diagramme (Tb/Ta)N vs (Th/Ta)N de discrimination géotectonique (Thiéblemont *et al.*, 1994) des métabasites des groupes de Nerly et de Merrien (fms de Brigneau, de Raguenez et de Kerhoren) et des enclaves de l'orthogneiss de Moëlan

- au Nord de la ria de Merrien, en aval de Placamen, affleurent sur les deux rives, des gneiss fins leucocrates ($\zeta\rho$), en passées de 10 cm à 4 m de puissance, interstratifiés au sein des micaschistes ; le nombre et la puissance de ces intercalations augmentent vers le Nord jusqu'au contact avec les gneiss leucocrates de la formation de Raguenez, auxquels ils sont très nettement apparentés ;
- au Sud de la plage des Sables-Blancs à Concarneau où apparaît une importante passée d'amphibolite.

La formation de Brigneau est affectée par une foliation principale intense (S1) souvent subverticale ou fortement pentée vers le Nord et axée 100-110, foliation soulignée par les lits micacés et parfois par une disposition du quartz en lamelles parallèles. Cette foliation principale paraît de plan axial par rapport à des plis intrafoliaux dont les charnières sont parfois soulignées par les « flammèches » quartzzeuses, et elle porte localement une linéation d'étirement minérale. Entre la pointe de Kerhermen et l'île Percée, on note l'association de plans S1/C ($\alpha \approx 35^\circ$) compatible avec un cisaillement senestre. La foliation principale est déformée par des plis non cylindriques pluridécimétriques à plurimétriques, assez serrés, auxquels sont associés des plis centimétriques en chevrons, dont l'axe prend de 10° au 80-100 ou au 270-290 et à plan axial fortement penté vers le Nord. Enfin, localement, elle est déformée aussi par des kink-bands.

Les micaschistes de la formation de Brigneau ont une texture grano-lépidoporphroblastique avec alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits micacés. Le principal épisode de métamorphisme y est marqué par la cristallisation de quartz, de muscovite, de chlorite, de biotite, de grenat, de feldspath et de staurotide à Concarneau. Le quartz (20-50 %) se présente en petites plages en mosaïque ou en tablettes parallèles au plan de foliation. La muscovite (20 à 45 %), synfoliale, constitue l'essentiel des lits micacés où elle est cependant associée à la biotite (à 10 %) et à de la chlorite de type pennine (2 à 25 %). Le grenat, très répandu, apparaît en petits cristaux automorphes plus ou moins altérés en chlorite et souvent en inclusions dans le feldspath. Le feldspath (15 à 35 %) est essentiellement constitué d'albite en ocelles, dont la cristallisation paraît syn- à postcinématique : en effet, tantôt la foliation principale est « fossilisée » à l'intérieur de ces ocelles, tantôt celles-ci montrent des ombres de pression dissymétriques et les inclusions soulignent une rotation syncristallisation, le tout correspondant à une composante cisailante dextre. La staurotide forme de grands porphyroblastes pœci-litiques, moulés par la foliation principale. Cette foliation principale (S1), sur certains échantillons, apparaît très nettement de plan axial par rapport à des microplis serrés qui déforment une « foliation » antérieure (S0 ?) soulignée aussi par des lits micacés alternant avec des lits quart-zeux. Enfin, un second épisode de métamorphisme induit une cristallisation modeste de muscovite et de chlorite.

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) ont une texture nématoporphroblastique et le principal épisode de métamorphisme y est marqué par la cristallisation d'amphibole, de biotite, de feldspath, de sphène, parfois de grenat

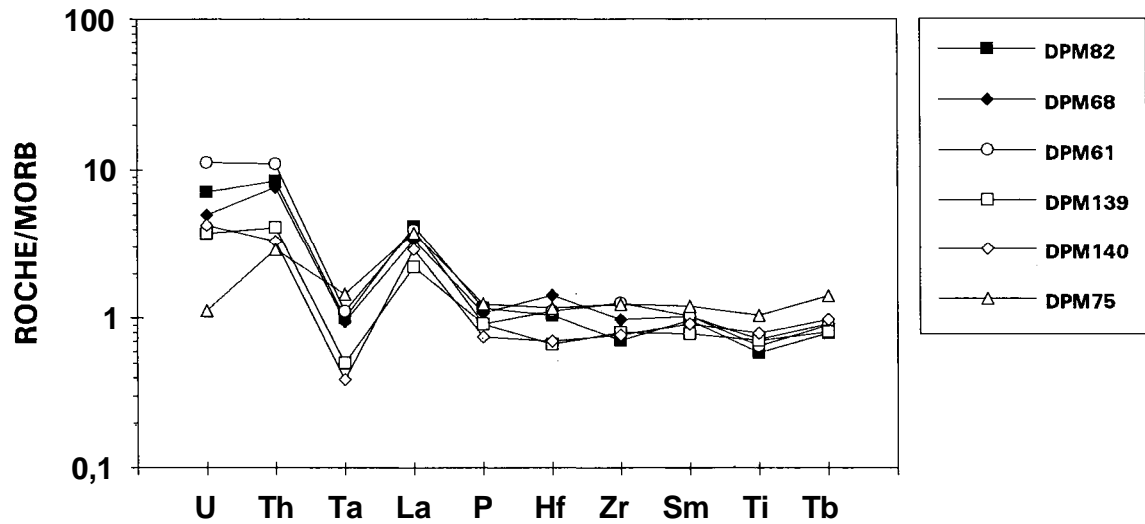


Fig. 7 - Diagramme de normalisation au MORB (Pearce, 1982) pour les metabasites des formations de Brigneau et de Raguenez

et d'épidote. L'amphibole précoce est de type hornblende verte à Concarneau et hornblende actinotique (Triboulet, 1980) dans la région de l'île Percée ; cette dernière a un léger pléochroïsme bleu-vert, et se présente en cristaux aciculaires disposés parallèlement au plan de foliation principale. La biotite est associée à l'amphibole ou forme des lits biotitiques. Le feldspath est surtout constitué par les ocelles d'albite; celles-ci sont parfois rectangulaires et disposées parallèlement au plan de foliation, mais plus généralement elles sont ovoïdes et comportent de nombreuses inclusions d'amphibole qui soulignent le plan de foliation, et témoignent ainsi de la croissance tardi- à postcinématique de ces ocelles. Le grenat, dans la région de l'île Percée, comprend, comme l'amphibole, deux générations (Triboulet, 1980) et chaque cristal présente une couronne d'almandin et un cœur plus ou moins riche en spes-sartine ; cependant, très généralement, notamment dans le secteur de Brigneau, le grenat est presque entièrement altéré en chlorite de type pennine. L'épidote, de type clinozoïzite et pistachite, cristallise en baguettes disposées parallèlement à la foliation principale, et est parfois en inclusion dans les ocelles d'albite.

Ces amphibolites portent de plus, l'empreinte d'un second épisode de métamorphisme ; celui-ci, nettement moins intense, est souligné par une seconde génération d'amphibole, peu ou pas orientée, associée localement à une seconde génération de grenat (Triboulet, 1980) et par la cristallisation d'albite et de chlorite, cette dernière résultant de la rétomorphose de la première génération de biotite et de grenat.

Les analyses chimiques réalisées sur les amphibolites situées de part et d'autre de l'île Percée et à l'Ouest de Doëlan (tabl. 2) montrent que ces roches, de composition basaltique, ont des teneurs assez faibles en TiO_2 et P_2O_5 ($TiO_2 < 1,19 \%$ et $P_2O_5 < 0,11 \%$) significativement, différentes de celles des basaltes alcalins et transitionnels intraplaques. Dans le diagramme de normalisation aux MORB (fig. 7), ils présentent des anomalies négatives en Ta par rapport aux autres éléments fortement hygromagmaphiles (Th, La), caractéristiques des basaltes de marges actives et d'arcs insulaires actuels (Joron et Treuil, 1977 ; Pearce, 1982). Enfin, ceci est confirmé par les éléments traces dans le diagramme de discrimination géotectonique $(Th/Ta)_N$ vs $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont *et al.*, 1994) dans lequel ces roches se situent dans le domaine des tholéiites d'arcs insulaires (fig. 6).

Les **ovardites**, ou chloritoschistes à ocelles d'albite, présentent une texture lépidoporphyroblastique et sont essentiellement constitués de chlorite, d'albite et dans une moindre mesure d'épidote, de sphène, de biotite, et de grenat. Le principal épisode de métamorphisme y est marqué par la cristallisation de chlorite synfoliale (25 à 40 %) associée à de la biotite en de rares petites paillettes, parfois à du grenat et à de l'épidote. Les ocelles d'albite (50 à 70 %) ont une croissance tardi-à postcinématique par rapport à la foliation principale et montrent de nombreuses inclusions de chlorite, de sphène, d'épidote. Un second épisode de métamorphisme entraîne la cristallisation d'une seconde génération

de chlorite, peu ou pas orientée, et la déstabilisation du grenat en chlorite de type pennine.

Les gneiss leucocrates de la région de Doëlan sont des **albitites** à texture lépidoporphyroblastique, constituées essentiellement de blastes d'albite (80 à 90 %) accolées les uns aux autres; l'allongement de ces derniers est parallèle au plan de foliation principale (S1) lequel est de plus souligné d'une part par l'orientation des exsudats de quartz dans les blastes d'albite, et d'autre part par l'allongement des paillettes de biotite, muscovite et chlorite. Cette paragenèse est complétée par du quartz en petites plages engrenées, à extinction fortement ondulée, qui forment de rares lits quartzo-micacés.

L'analyse chimique de ces gneiss (tabl. 2) montre qu'ils ont une composition rhyolitique ($\text{SiO}_2 > 70\%$ et $\text{MgO} < 1,5\%$).

ζR. Formation de Raguenez : gneiss fins leucocrates. Cette formation est bien exposée dans l'île Raguenez et à Moulin-l'Abbé à l'extrémité nord de la ria de Merrien. Sur son flanc sud, elle est en contact net avec les micaschistes de la formation de Brigneau ; cependant, près du contact, ces derniers comportent des sills de méta-acidites (gneiss leucocrates : ζρ) identiques à ceux de la formation de Raguenez. Sur son flanc nord, au niveau de l'île Raguenez, la formation de Raguenez est en contact avec les gneiss fins micacés et les micaschistes de la formation de Kerhoren, au sein de laquelle sont aussi interstratifiés des sills de gneiss fin leucocrate (ζρ) ; par contre, au niveau de Moulin-l'Abbé, elle est directement en contact avec le Groupe de Nerly. Il apparaît en effet que la formation de Kerhoren est tectoniquement éladée vers l'Est ; cette élation est vraisemblablement antérieure à l'accordance tectono-métamorphique des groupes de Merrien et de Nerly, réalisée au cours de la phase de déformation et de métamorphisme associée à la foliation principale (S1).

La formation de Raguenez, dont la puissance est de l'ordre de 250 à 350 m, est constituée essentiellement de gneiss leucocrates, à grain fin à moyen, homogènes, massifs mais finement foliés ; cependant, dans l'île Raguenez cette série présente aussi de rares intercalations boudinées, de 10 à 80 cm de puissance, d'amphibolite prasinitique (δβ). Sur la côte, au Sud-Ouest de Kerdoualen, cette formation perd son caractère massif et homogène, et se présente sous forme de nombreuses bandes irrégulières de 10 cm à 1 m de puissance et d'un niveau principal de 8 à 10 m de puissance de gneiss fins leucocrates, interstratifiés au sein de micaschistes à ocelles d'albite.

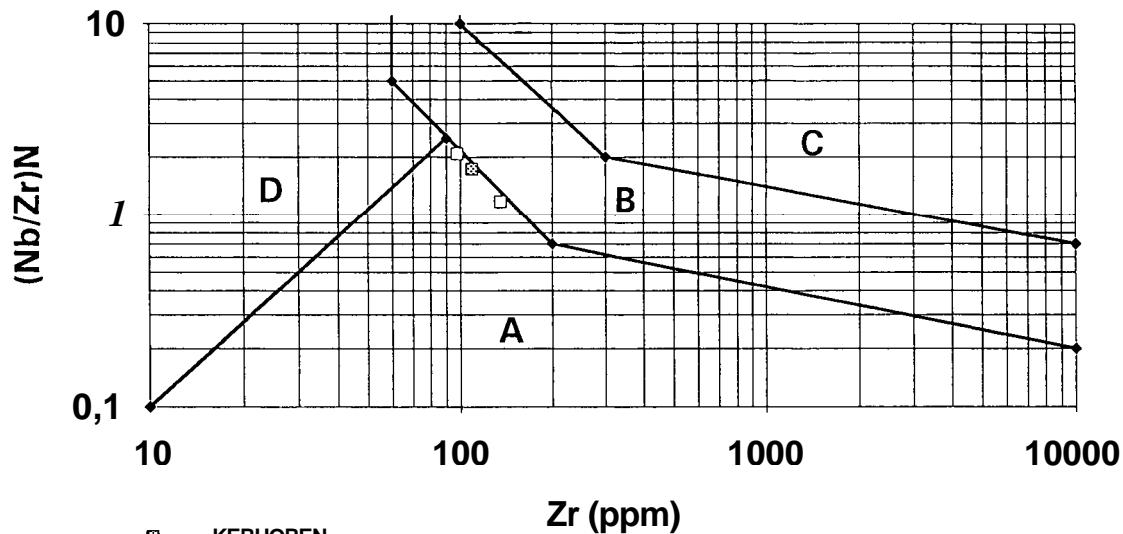
La formation de Raguenez est affectée par une foliation principale intense (S1), souvent subverticale, axée 100-110. Localement, dans l'île Raguenez, elle apparaît de plan axial par rapport à des plis intrafo-liaux non cylindriques, qui déforment aussi les niveaux d'amphibolites. Ces derniers montrent de plus des figures de double boudinage presque symétriques, traduisant un aplatissement accentué.

Les **gneiss leucocrates** (méta-acidites : $\zeta\rho$) de la formation de Raguenez ont une texture granolépido-blastique à protomylonitique, avec alternance de minces lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques. Le principal épisode de métamorphisme y est marqué par la cristallisation de quartz, de feldspath, de muscovite, de biotite, de grenat, d'épidote et parfois d'amphibole. Le quartz (30 à 40 %) forme des lits holo-quartzeux ou des lits quartzo-feldspathiques et apparaît en petites plages engrenées ou en lanières, à extinction fortement onduleuse, et plus rarement en agrégats globuleux. Le feldspath (30 à 50 %) est constitué essentiellement de blastes d'albite (?), souvent regroupés en lits à dominante feldspathique, qui comportent de nombreuses inclusions de micas, d'épidote et parfois de grenat et d'amphibole, inclusions qui témoignent de la cristallisation tardi-à post-foliation de ces blastes. Biotite et muscovite forment de minces lits et sont généralement en petites paillettes parallèles à la foliation. L'épidote est soit en baguettes (zoïsite-clinozoïsite) synfoliales, soit en granules (pistachite) disposés dans les lits micacés. Le grenat, subautomorphe, montre des inclusions sigmoïdes et est associé à la biotite. L'amphibole est soit de type hornblende verte, soit de type actinote, et est associée à la biotite et au grenat. Enfin, accessoirement, apparaissent de petits cristaux automorphes de sphène et de zircon.

Le second épisode de métamorphisme est caractérisé par la cristallisation de rares grandes plages, non orientées, de biotite et de muscovite et surtout par la rétro-morphose de la biotite 1 et du grenat en chlorite, et par la damouritisation du feldspath.

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) sont constituées essentiellement d'actinote (60 %) en baguettes synfoliales associées à de petites paillettes de biotite. Le feldspath (30%) est représenté surtout par des ocelles d'albite comportant de nombreuses inclusions, dont l'orientation témoigne de la croissance tardi- à post-foliation de ces blastes. Accessoirement apparaissent des baguettes de clinozoïsite et du sphène. Enfin, la chlorite peut être relativement abondante (5 à 7 %) mais elle s'avère postérieure à la foliation principale.

L'analyse chimique des roches de cette formation montre que les méta-acidites ont une composition rhyolitique (tabl. 3) et les métabasites une composition basaltique ; ces dernières sont caractérisées par des teneurs en TiO_2 et P_2O_5 faibles et dans le diagramme de normalisation aux MORB (fig. 7), elles présentent, comme celles de la formation de Brigneau, des anomalies négatives en Ta par rapport aux autres éléments fortement hygromagmaphiles (Th-La), ce qui est caractéristique des basaltes des marges actives et d'arcs insulaires actuels (Joron et Treuil, 1977; Pearce, 1982). Dans le diagramme $(Tb/Ta)_N$ vs $(Th/Ta)_N$ de discrimination géotectonique (Thiéblemont *et al.*, 1994), ces métabasites se situent dans le champ des tholéiites d'arcs insulaires (fig. 6). Enfin, les méta-acidites, dans le diagramme Zr vs $(Nb/Zr)_N$ de discrimination géotectonique (Thiéblemont et Tegye, 1994), se situent dans le champ du magmatisme des zones de subduction (fig. 8).



- ⊗ KERHOREN
- RAGUENEZ

- A : magmatisme des zones de subduction
- B : magmatisme des zones de collision (*pro parte*) et des provinces tholéïtiques continentales
- C : magmatisme intraplaque, provinces alcalines et transitionnelles
- D : magmatisme des zones de collision continent-continent *pro parte* (leucogranite hyperalumineux)

Fig. 8 - Diagramme Zr vs $(Nb/Zr)_N$ de discrimination géotectonique (Thiéblemont et Tegye, 1994) des méta-acidités des formations de Raguenez et de Kerhoren

En géochronologie, un âge bien défini à 481 ± 11 Ma a été obtenu pour les gneiss leucocrates (méta-acidites) de l'île Raguenez, à partir de trois zircons, avec plusieurs paliers pour chacun d'entre eux (tabl.4).

ξK. Formation de Kerhoren : micaschistes. Cette formation est bien visible, d'une part à terre de l'île Raguenez et d'autre part à la pointe de Kerhermen sur la rive est de l'embouchure de l'Aven et du Belon; elle constitue ainsi une bande W-E qui, cependant, disparaît vers l'Est à la hauteur de Brigneau du fait d'une élisation tectonique précoce. Sa limite nord, avec le Groupe de Nerly, est difficile à pointer précisément, la disparition des faciès à ocelles d'albite caractéristiques de la formation de Kerhoren étant relativement progressive, de même que celle des metabasites. En effet, outre une certaine convergence de faciès entre cette formation et celle de Trez-Kao, il y a eu réaccordance tectono-métamorphique entre les deux ensembles au cours de la phase principale du métamorphisme, et seule la chimie permet de les différencier très nettement. Sa limite sud, avec la formation de Raguenez, est nette à Raguenez ; cependant, sur la côte, au niveau de Kerdoualen, où la formation de Raguenez est moins massive, la séparation entre la formation de Kerhoren et celle de Brigneau devient assez subjective tant leurs faciès sont identiques à cet endroit. En effet, dans cette zone, ces deux formations sont essentiellement constituées de micaschistes lustrés, finement feuilletés, à nombreuses ocelles d'albite de 1 à 3 mm, associés à des interstratifications de gneiss fins micacés et comportant de nombreuses flammèches décimétriques de quartz laiteux, dont certaines dessinent des charnières de plis intrafoliaux ; enfin, au Nord de Kerhermen, la dimension et le nombre des ocelles diminuent, et les gneiss fins micacés deviennent prédominants. Dans cette série sont interstratifiées d'assez fréquentes bandes de 10 à 80 cm d'amphibolite, prasinitique ou pas, et dans la région de Raguenez des bandes de 30 cm à 1 m, voire localement plurimétriques, de gneiss fin leucocrate.

La formation de Kerhoren est affectée par une foliation principale intense (S1) souvent subverticale, axée 100-110. Cette foliation principale paraît de plan axial par rapport à des plis intrafoliaux dont les charnières sont parfois soulignées par les exsudats de quartz. À cette foliation sont aussi associées des figures de double boudinage presque symétriques, qui affectent les bandes d'amphibolite et de gneiss leucocrate, ce qui traduit un aplatissement accentué. À Kerhermen, la foliation S1 est associée à des plans « C » ($\alpha \approx 20^\circ$) témoignant d'un cisaillement senestre, alors qu'à Kerhoren, près de la limite avec le Groupe de Nerly, l'association S1/C correspond à un cisaillement dextre et donne un aspect en « poisson » à la formation.

La foliation (S1) est déformée par des plis non cylindriques pluridé-cimétriques à plurimétriques, assez serrés, auxquels sont associés des plis centimétriques en chevrons dont l'axe pend de 20° au 280° ou au 90° , avec un plan axial subvertical ou fortement penté vers le Nord. Localement, cette foliation est déformée aussi par des kink-bands.

Les micaschistes et les gneiss micacés de la formation de Kerhoren ont une texture granolépidoporphyroblastique, avec alternance de lits quartzeux et de lits micacés. Le principal épisode de métamorphisme, associé à cette foliation, est marqué par la cristallisation de quartz, de feldspath, de biotite, de muscovite, de grenat, et localement d'andalou-site. Le quartz (20 à 45 %) est en petites plages en mosaïque ou en lattes parallèles au plan de foliation. Le feldspath (10 à 35%) correspond essentiellement à des ocelles d'albite montrant de nombreuses inclusions, parfois sigmoïdes, et des ombres de pression, attestant d'une croissance syn- à tardicinématique par rapport à la foliation principale. Les micas (40 à 50 %) sont très généralement orientés parallèlement à la foliation, sauf dans les ombres de pression des blastes d'albite. Le grenat, en petits cristaux automorphes, est associé à la biotite et assez souvent inclus dans les blastes d'albite. L'andalousite a été observée uniquement à Kerhoren où elle apparaît en blastes automorphes, allongés parallèlement à la foliation, dans les lits micacés et pouvant inclure de petits grenats.

A la Pointe de Kerhermen, la foliation principale est associée à des plans « C » ($\alpha \approx 20^\circ$) affectant aussi les blastes d'albite et témoignant d'un cisaillement senestre. Enfin, une rétromorphose tardive peut affecter plus ou moins la biotite et le grenat, qui sont alors altérés en chlorite.

Les **gneiss leucocrates** ($\zeta\rho$) apparaissent fort semblables à ceux observés dans la formation de Raguenez. Ils présentent une texture mylonitique avec du quartz (65 %) en lanières à extinction très ondu-leuse, du feldspath (albite ?) en blastes comportant de nombreux exsudats de quartz, de la chlorite (10 %) résultant de la déstabilisation de la biotite, disposée en minces lits flexueux, et accessoirement de l'épidote, du sphène, et de l'apatite.

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) ont une texture nématoporphyroblastique et sont composées essentiellement d'amphibole (60%), d'albite en ocelles (20 à 30%) et dans une moindre mesure de biotite, de grenat, d'épidote et de sphène. L'amphibole, dans la région de Kerhoren, apparaît en deux générations : la première est représentée par des aiguilles incolores emballées dans des blastes de deuxième génération qui présentent un léger pléochroïsme vert clair. À ces amphiboles sont associées de petites paillettes de biotite. Les ocelles d'albite comportent de nombreuses inclusions d'amphibole, de grenat, de sphène, dont l'orientation témoigne de leur croissance syncinématique et, dans leurs ombres de pression, cristallisent de la biotite et de l'amphibole. Une phase de rétromorphose tardive se traduit par la déstabilisation du grenat et de la biotite en chlorite.

L'analyse chimique des metabasites de la formation de Kerhoren (tabl. 5) montre qu'elles ont une composition basaltique (SiO_2 voisin de 50 % et $\text{MgO} > 6$ %) avec très généralement des teneurs en TiO_2 relativement faibles ($0,65 < \text{TiO}_2 < 1,52$) significativement différentes de celles des basaltes alcalins et transitionnels intraplaques ; en effet, seuls

deux échantillons (DPM47 et DPM104) présentent des teneurs en $TiO_2 > 2,72$. Dans le diagramme de normalisation au MORB (fig. 9), ces deux échantillons ont d'ailleurs des spectres qui évoquent ceux des basaltes alcalins intraplaques (Pearce, 1982) alors que les autres ont des spectres avec une anomalie négative plus ou moins accentuée en Ta par rapport aux autres éléments fortement hygromagmaphiles, Th, La, ce qui les rapproche de ceux des basaltes de marges actives et d'arcs insulaires. Enfin, le diagramme $(Tb/Ta)_N$ vs $(Th/Ta)_N$ (fig. 6) de discrimination géotectonique (Thiéblemont *et al.*, 1994) confirme la complexité de cette formation. En effet, si deux metabasites appartiennent au champ des basaltes alcalins et transitionnels intraplaques, et trois au champ des tholéiites d'arcs insulaires, une se situe au cœur du champ des basaltes des bassins arrière-arc, une autre à la limite des champs des basaltes de rides médio-océaniques et ceux des bassins arrière-arc, et la dernière à la limite du champ des tholéiites continentales et de celui des basaltes des rides médio-océaniques. Une explication possible de cette disparité et complexité, est que cette formation, qui par ailleurs est tectoniquement éridée vers l'Est, résulte d'une accréation tectonique anté- ou synmétamorphe.

L'analyse chimique d'un échantillon de méta-acidite (DPM 74) (tabl.5) interstratifiée au sein de cette formation, à l'Ouest de Rague-nez, confirme la présence d'un magmatisme d'environnement de subduction (fig. 8) dans cette formation.

Orthogneiss en massifs

La feuille à 1/50 000 Concarneau comprend quatre massifs orthogneissiques qui sont, du Sud au Nord, l'orthogneiss de Moëlan, l'orthogneiss du Cosquer, l'orthogneiss de Lanmeur-St-Ouarneau et l'orthogneiss de Nizon. D'autres unités orthogneissiques, apparaissant en enclaves soit au sein des massifs orthogneissiques précédents, soit au sein du granite de Tréguinc, seront décrites dans la rubrique suivante.

$\rho\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss porphyroclastique du Cosquer.** L'orthogneiss du Cosquer constitue un panneau de 1,5 X 4 km, situé au Nord de Moëlan-sur-Mer, de part et d'autre de la vallée du Guily. Sur son flanc nord il est recoupé par le granite de Baye ; sur ses flancs ouest et est, ses contacts avec respectivement l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau et l'orthogneiss de Moëlan ne sont pas visibles, mais leur orientation rectiligne NE-SW et leur parallélisme avec un réseau de failles reconnu par ailleurs (Belon), laissent à penser que ces contacts sont tectoniques ; enfin, sur son flanc sud, l'orthogneiss du Cosquer est soit en contact intrusif avec les métamorphites du Groupe de Nerly dans lesquelles, comme au niveau de Kersperc'h le long du Belon, il émet des digitations, soit en contact tectonique avec ces mêmes métamorphites, comme dans la vallée du Guily.

L'orthogneiss du Cosquer affleure principalement sur les flancs de la partie aval de la vallée du Guily et, dans une moindre mesure, près de Landuc ; sinon, il apparaît uniquement sous forme de boules métriques

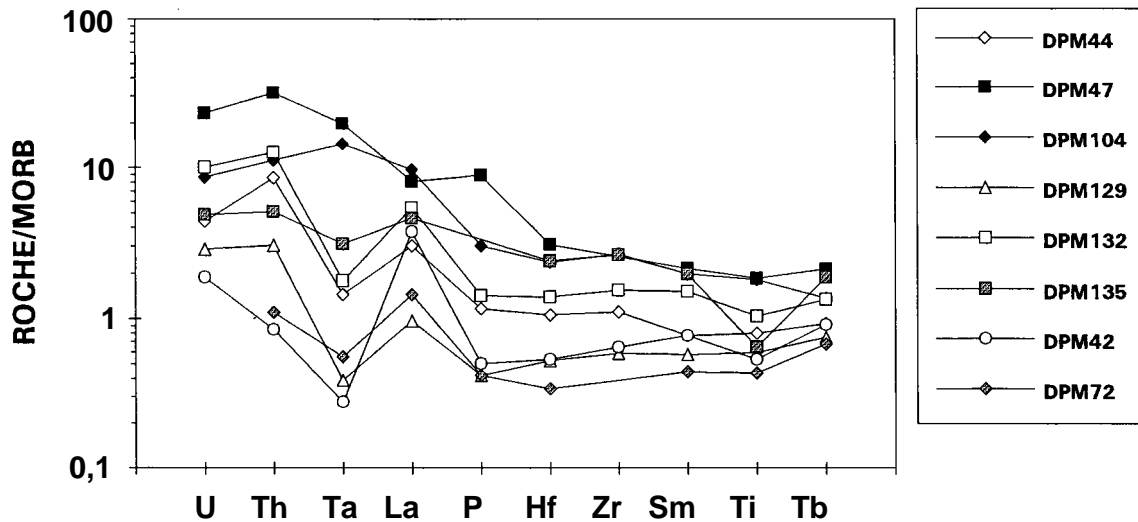


Fig. 9 - Diagramme de normalisation au MORB (Pearce, 1982) pour les métabasites de la formation de Kerhoren (Groupe de Merrien)

à plurimétriques. Cet orthogneiss se présente comme une roche foliée de teinte grise, à grain grossier, comprenant une matrice à quartz, feldspath et biotite en amas flexueux, qui moule des porphyroclastes centi-métriques de feldspath potassique. La foliation principale, subverticale, axée 80-90, est souvent associée à des plans « C » correspondant à un cisaillement senestre.

L'orthogneiss du Cosquer a une texture granolépidoporphyroclastique et est composé de quartz, de feldspath potassique et plagioclastique, et de biotite. Le quartz (40-45 %) se présente soit en petites plages polygonalisées, associées à du plagioclase (oligoclase), soit en plages moyennes et grandes, fortement déformées, allongées parallèlement au plan de foliation et regroupées en lits holoquartzueux. Le feldspath (45-50%) comprend d'une part du plagioclase (oligoclase) en petites plages et d'autre part du feldspath potassique (orthose) en porphyroclastes souvent perthitiques, cassés et corrodés sur les bordures ; ces derniers sont moulés par la foliation et comportent des ombres de pression dissymétriques compatibles avec un cisaillement senestre. La biotite (5-10%) est en paillettes petites et moyennes, orientées parallèlement au plan de foliation, et disposées soit en amas flexueux, soit en lits discontinus, soit dispersées dans la matrice quartzo-feldspathique. Enfin, dans une moindre mesure, apparaissent aussi, de la muscovite, de la chlorite, de l'apatite et du zircon.

L'étude typologique des zircons d'un échantillon (FB325) de cet orthogneiss (fig. 2), montre que 50 % de ceux-ci sont indexables et forment une population homogène avec des cristaux très souvent emboîtés selon l'axe C, zonés et parfois à cœurs opaques. Ces cristaux présentent de plus une corrosion de surface très nette avec un émoussé des arêtes et un micropiquetage de la surface des grains. L'indice moyen de cette population (fig. 10) est $A.T = 656-350$, et correspond au domaine des granites hybrides (subalcalin potassique et ferropotassique).

Les analyses chimiques de l'orthogneiss du Cosquer (tabl. 6) permettent de le différencier assez nettement des autres orthogneiss et notamment de celui de Moëlan qui a des caractères macroscopiques relativement comparables. Les diagrammes de Harker (fig. 11) montrent ainsi que l'orthogneiss du Cosquer est plus siliceux que celui de Moëlan mais qu'il est moins potassique que celui-ci, bien que son pourcentage de K_2O soit aussi assez élevé ($K_2O = 4,65$) ; ces diagrammes montrent aussi que dans cet orthogneiss, les alcalins sont relativement stables, en dépit des métamorphismes, traduisant ainsi un isochimisme relatif à l'échelle du massif. Par ailleurs, le diagramme Q/P de Debon et Le Fort (1983) montre que cet orthogneiss se classe dans la famille des granites (fig. 12), et le diagramme A/B de ces mêmes auteurs (fig. 13) qu'il appartient au domaine des granitoïdes peralumineux. Ce caractère per-alumineux est souligné aussi par l'indice de Shand (tabl. 6): $A1/(K + Na+2Ca)$.

Les spectres multiélémentaires (normés au manteau primordial) de l'orthogneiss du Cosquer (fig. 14) se caractérisent par de fortes anoma-

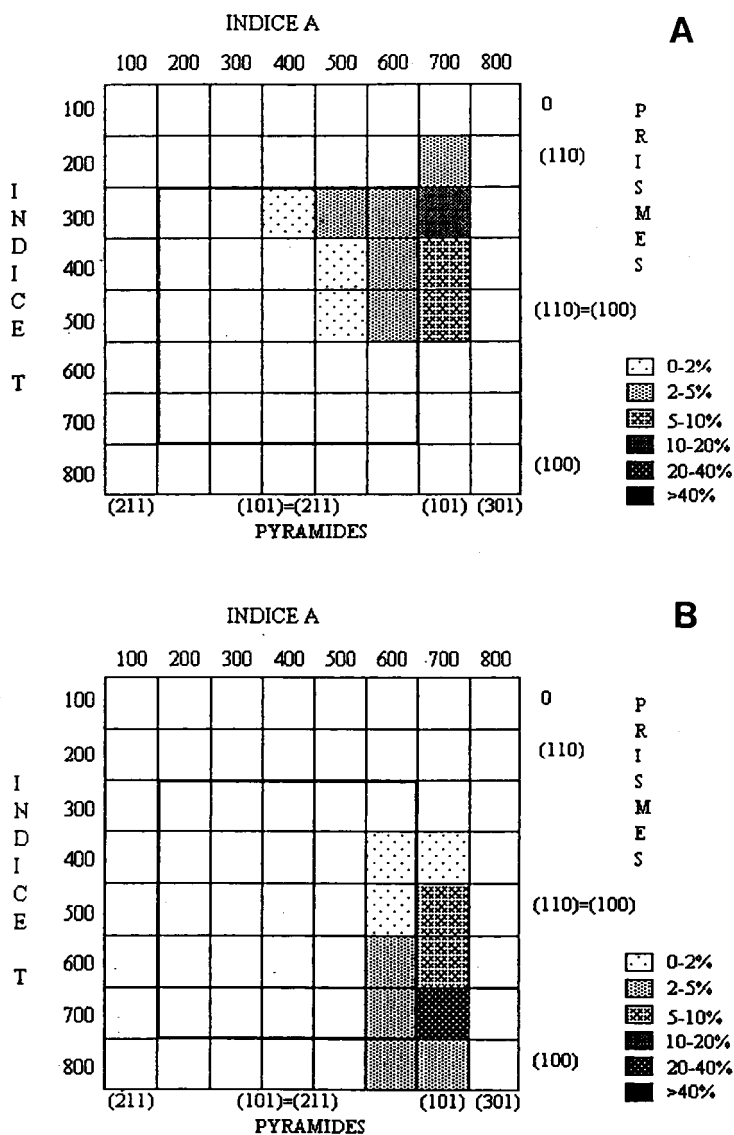


Fig. 10 - Répartition des zircons des orthogneiss du Cosquer (A) et de Moëlan (B) dans le diagramme de classification typologique (Pupin, 1980)

lies négatives en niobium (Nb) et tantale (Ta) ; ceci, de même que les rapports $\text{Th/Ta} > 15$, les différencie nettement des leucogranites alumi-neux, et il apparaît ainsi une certaine contradiction entre ces données et les fortes valeurs de l'indice de Shand. Par contre, ces spectres sont conformes aux données du diagramme de discrimination géotectonique Zr vs (Nb/Zr)N (Thiéblemont et Tegye, 1994) dans lequel (fig. 15) l'orthogneiss du Cosquer se situe dans le champ « A » spécifique du magmatisme acide des zones de subduction.

Un âge absolu 553 ± 10 Ma, à partir d'une isochrone Rb/Sr a été proposé pour cet orthogneiss, (Vidal, 1980). Cependant, cet âge n'a pas été confirmé ; en effet, dans le cadre de cette étude, une datation à 497 ± 11 Ma a été obtenue (datation Pb/Pb par évaporation directe du plomb sur monozircon; C. Guerrot, 1995) sur 521 rapports isotopiques (5 zircons, 11 paliers), et est considérée comme représentant l'âge de cristallisation de l'orthogneiss (tabl. 7).

$\zeta\gamma^{3-5}$. **Orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau.** L'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau s'étend seulement sur une vingtaine de kilomètres carrés depuis la région de Lanmeur à l'Ouest jusqu'à Saint-Ouarneau à l'Est. Ainsi, au niveau de l'Aven il est limité et recoupé par le granite de Trégunc ; sur son flanc nord, à l'Ouest immédiat de Riec-sur-Belon, il est bordé par l'orthogneiss de Nizon, mais la nature de ce contact, jamais visible à l'affleurement, demeure indéterminée; sur ce même flanc nord, à l'Est de Riec-sur-Belon, il est recoupé et limité successivement par les granites de Riec et de Baye. Sur son flanc est, l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau est en contact avec l'orthogneiss du Cosquer et, bien que non visible à l'affleurement, ce contact, du fait de sa linéarité et de sa direction NE-SW parallèle au décrochement senestre reconnu par ailleurs (Belon), est probablement tectonique. Enfin, sur son flanc sud, cet orthogneiss d'une part recoupe les méta-morphites du Groupe de Nerly, et d'autre part est limité par l'orthogneiss de Moëlan ; le contact avec ce dernier, là où il affleure, est tectonique.

L'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau affleure peu; ses principales occurrences sont situées d'une part en bordure de route, à Saint-Ouarneau, à Keristinec, à Pont-Lenn et à Lothan, et d'autre part sur les rives du Belon (anse de Pen-Mor) et de la rivière du Guily (moulin Lescoat) ; néanmoins, son extension est relativement bien délimitée grâce à de nombreuses «volantes». Il se présente généralement comme une roche homogène, massive, à grain moyen, de teinte gris bleuté sur cassure fraîche et fauve à l'altération, avec une foliation nette soulignée par des amas de biotite, et une linéation d'étiement forte, localement prépondérante sur la foliation. Cependant, des faciès relativement différents s'observent au sein de ce massif : ainsi, dans la moitié orientale et notamment dans la région de Saint-Ouarneau, ce gneiss est de teinte plutôt sombre et seule la biotite semble présente ; dans l'anse de Pen-Mor, il est au contraire relativement clair et nettement plus micacé avec biotite et muscovite; de plus, dans cette même région il présente des niveaux de 1,5 m de puissance d'amphibolite prasinitique, parallèles au

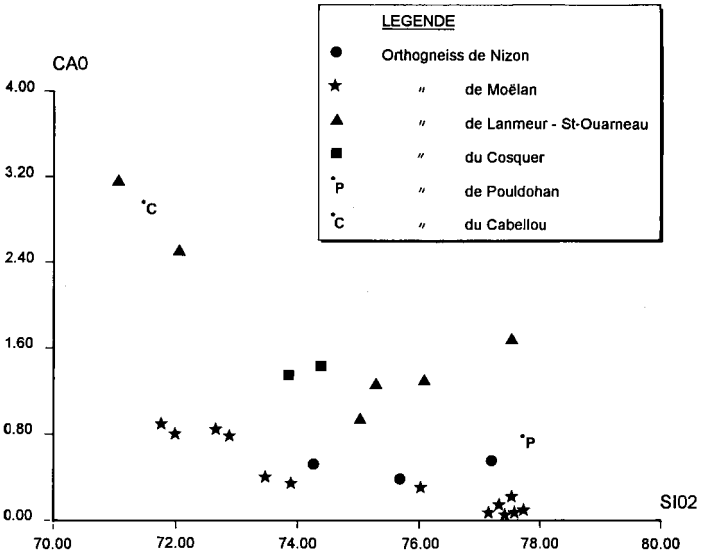
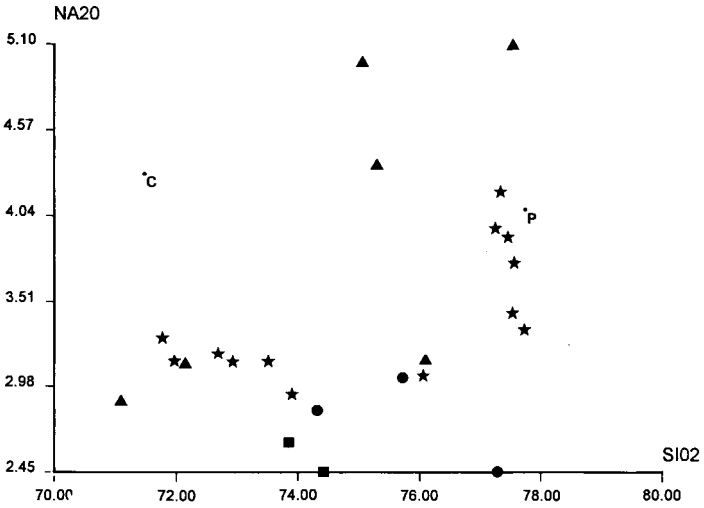
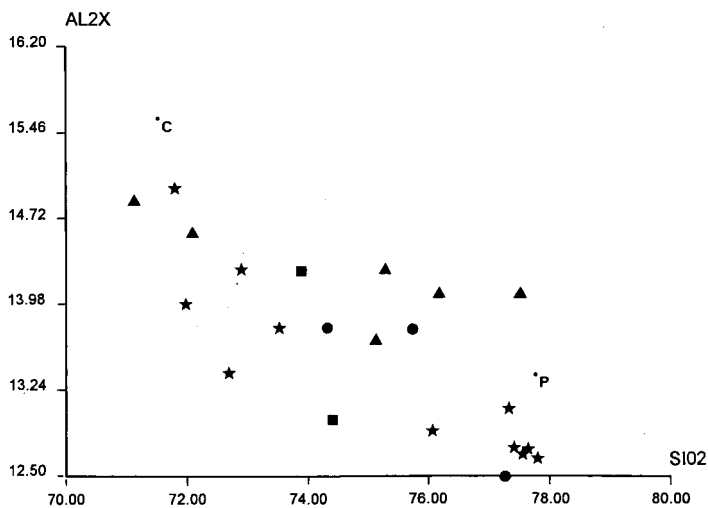
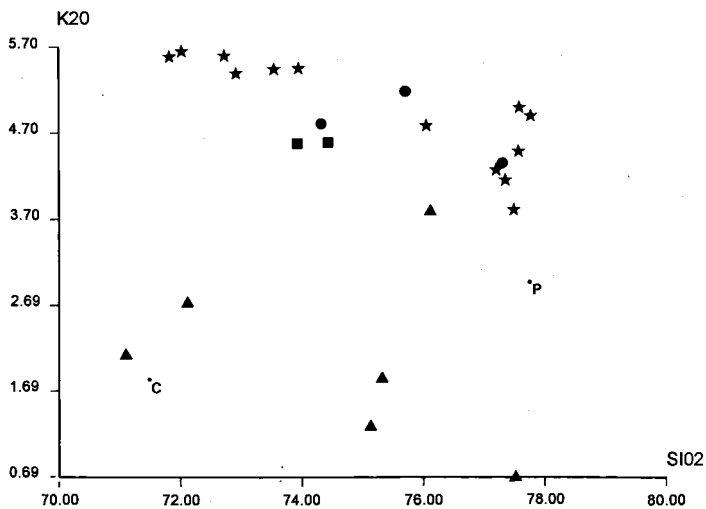
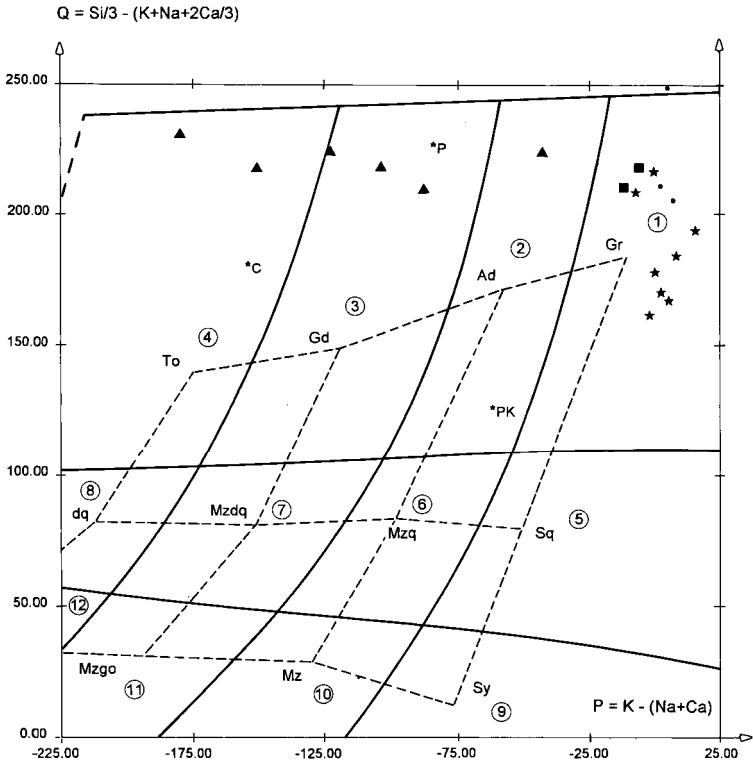


Fig. 11 - Diagrammes de Harker, montrant les variations chimiques de K₂O, CaO, Na₂O, Al₂O₃ en fonction de SiO₂ dans les quatre principaux massifs d'orthogneiss de la feuille Concarneau





LEGENDE

- | | | | |
|---|----------------------------|-----|--------------------------|
| • | Orthogneiss de Nizon | *P | Orthogneiss de Pouldohan |
| ★ | " de Moëlan | *C | " du Cabellou |
| ▲ | " de Lanmeur - St-Ouarneau | *PK | " de Porz-Manec'h |
| ■ | " du Cosquer | | |

1 : Gr granite ; 2 : Ad adamellite ; 3 : Gd granodiorite ; 4 : To tonalite (trondhémite) ; 5 : Sq quartz-syé-
nite ; 6 : Mzq quartz-monzonite ; 7 : Mzdz quartz-monzodiorite ; 8 : dq quartz-diorite ; 9 : Sy syénite ; 10 : Mz
monzonite ; 11 : Mzgo monzogabbro (monzodiorite) ; 12 : gabbro

**Fig. 12 - Diagramme $P = K - (Na + Ca)$ vs $Q = Si/3 (K + Na + 2 Ca/3)$
de classification des roches plutoniques (in Debon et Lefort, 1983),
appliqué aux orthogneiss de la région de Concarneau**

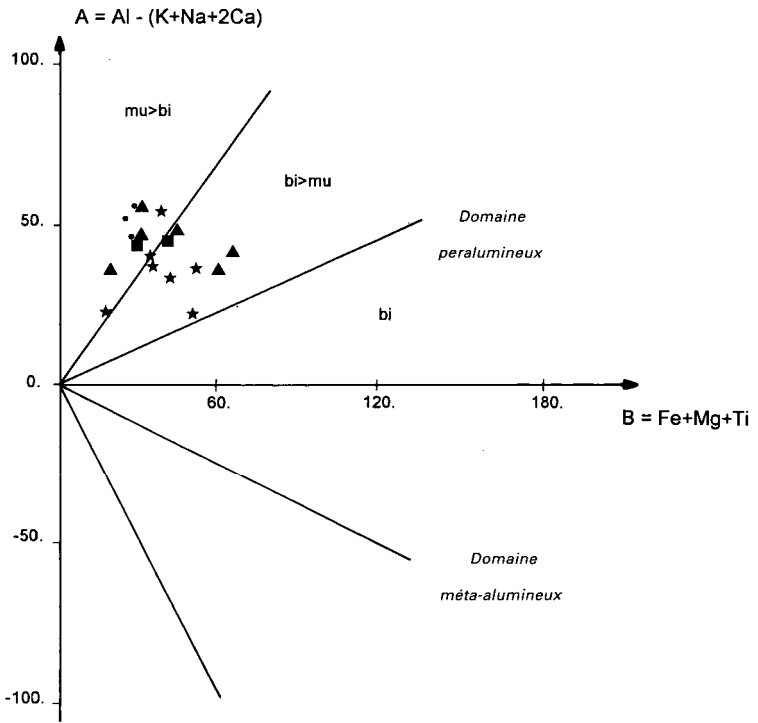
plan de foliation ; enfin, à Pont-Lenn il correspond à un gneiss fin très leucocrate.

L'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau a généralement une texture protomylonitique, avec une matrice granoblastique isogranulaire comprenant de petites plages de quartz et de feldspath associés à de petites paillettes de biotite; cette matrice emballe d'une part des porphyroclastes de feldspath (principalement potassique) allongés parallèlement au plan de foliation, et d'autre part des amas de quartz, en plages moyennes très déformées, plus ou moins en lanières étirées dans le plan de foliation. Cette foliation est marquée aussi, parfois, par de minces lits micacés discontinus dans lesquels les micas sont disposés dans le plan de foliation.

Dans les régions de Lanmeur, de Pen-Mor et de Keristinec, cet orthogneiss est composé principalement de quartz (40-50 %), de feldspath (40-45 %) plagioclase (oligoclase-andésine) et potassique (orthose-microline) avec myrmékites assez fréquentes, de biotite (5-10 %), de muscovite (1-5 %), d'épidote (1-5 %), de grenat (0-3 %) de type grossulaire et accessoirement de sphène, d'apatite, de zircon. Par contre, dans la moitié orientale du massif et notamment dans la région de Saint-Ouarneau et de Lande-Julienne, la roche est généralement plus feldspathique (50 %, feldspath K > plagioclase) et seule la biotite y est présente alors que le grenat, de type grossulaire et l'épidote n'y apparaissent que très rarement. Enfin, le faciès leucocrate de Pont-Lenn s'avère nettement plus riche en quartz (70 %) associé à du plagioclase (25 %) et à de l'épidote en granules (5%). Lorsque présentes, les ombres de pression dissymétriques associées aux porphyroclastes de feldspath potassique sont généralement compatibles avec un cisaillement senestre.

L'étude typologique des zircons, réalisée sur l'échantillon FB1211 provenant de Saint-Ouarneau (fig. 2) montre qu'ils sont rares, hétérogènes et généralement non indexables. Dans l'échantillon FB298 provenant de Keristinec, au Sud-Est de Riec-sur-Belon, les zircons sont plus fréquents, très corrodés en surface, avec des arêtes émoussées, et présentent des cœurs sombres et de nombreuses inclusions opaques ; cependant, seuls 40% d'entre eux sont indexables (domaines des granites subalpins et mantelliques), ce qui ne permet pas d'utiliser cette typologie pour caractériser l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau.

Les analyses chimiques réalisées sur les différents faciès de cet orthogneiss (tabl. 6) montrent une assez grande variabilité de la silice ($71,1 \leq \text{SiO}_2 \leq 77,5$) mais ces variations ne semblent pas correspondre à des corps organisés dans le massif (fig. 2). Dans les diagrammes de Harker (fig. 11), cet orthogneiss se distingue très nettement des autres, par ses faibles teneurs en potassium, et ce quel que soit les teneurs en silice des différents faciès ; par contre, les teneurs en sodium et calcium permettent de distinguer deux types au sein de cet orthogneiss : d'une part les faciès leucocrates de Pont-Lenn et Pen-Mor qui se caractérisent par des teneurs fortes en sodium ($4,35 \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 5,10$) et d'autre part les faciès non leucocrates qui montrent de fortes teneurs en calcium

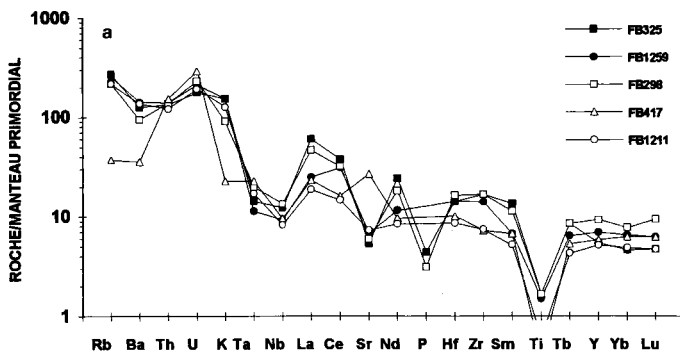


LEGENDE

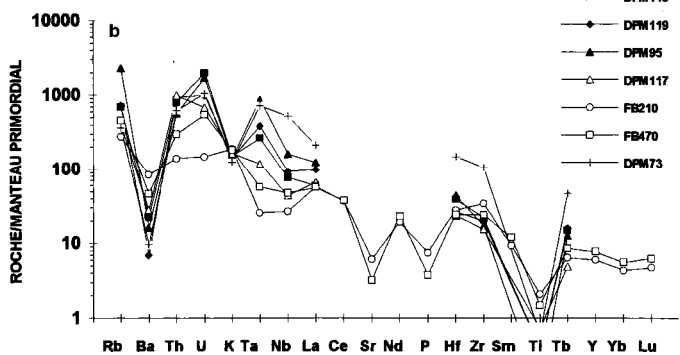
- Orthogneiss de Nizon
- ★ " de Moëlan
- ▲ " de Lanmeur-St-Ouarneau
- " du Cosquer

Fig. 13 - Diagramme B = Fe + Mg + Ti vs A = Al - (K + Na + 2Ca) de classification chimico-minéralogique (in Debon et Lefort, 1983) des quatre principaux orthogneiss de la feuille Concarneau

ORTHOgneiss DU COSQUER & LANMEUR ST OUARNEAU



ORTHOgneiss DE MOËLAN



ORTHOgneiss DE NIZON

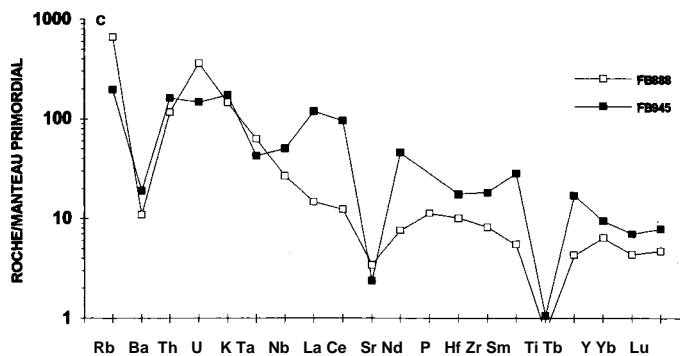


Fig. 14 - Spectres multiélémentaires normés au manteau primordial des orthogneiss du Cosquer, de Lanmeur - Saint-Ouarneau, de Moëlan et de Nizon

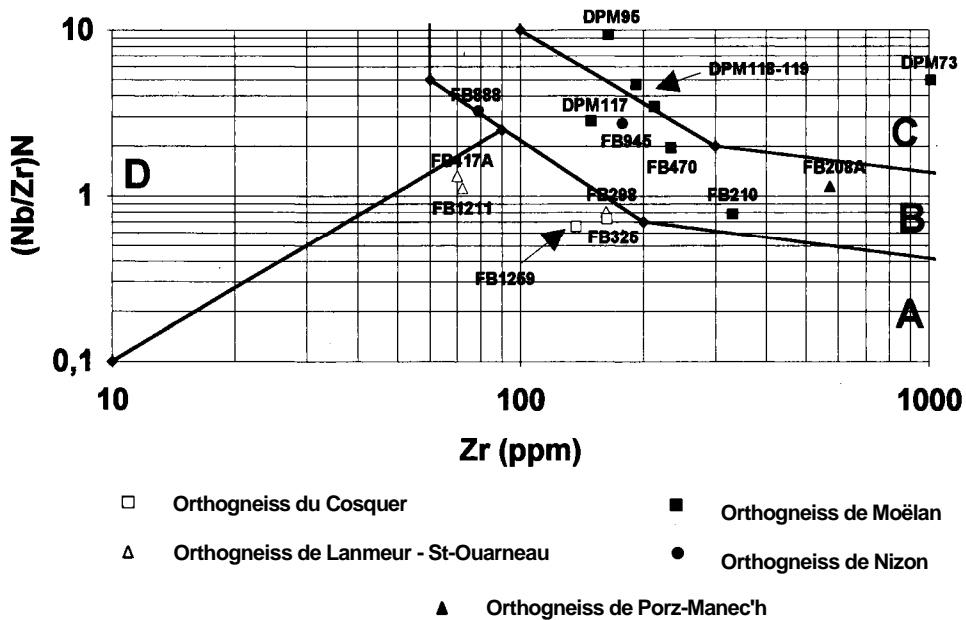


Fig. 15 - Diagramme Zr vs (Nb/Zr)N de discrimination géotectonique (Thiéblemont et Tegye, 1994) des orthogneiss du Cosquer, de Lanmeur - Saint-Ouarneau, de Moëlan, de Nizon et de Porz-Manec'h

($2,50 \leq \text{CaO} \leq 3,15$). Le diagramme de classification Q/P de Debon et Le Fort (1983) confirme la présence de nombreux faciès au sein de cet orthogneiss, ceux-ci s'échelonnant depuis des tonalites (faciès leuco-crates de Pont-Lenn et Pen-Mor) jusque des adamellites, en passant par des granodiorites (fig. 12). Enfin, d'après le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1983), l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau appartient au domaine des granitoïdes peralumineux (fig. 12) ; ce caractère peralu-mineux est souligné aussi par l'indice de Shand (tabl. 6), mais ce dernier ne paraît pas significatif vu les teneurs très variables en Na et K à l'échelle du massif.

Les spectres multiélémentaires (normés au manteau primordial) de l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau (fig. 14) se caractérisent par des fortes anomalies négatives en niobium (Nb) et tantale (Ta) ; ceci, de même que les rapports $\text{Th/Ta} > 15$, le différencie nettement des leuco-granites alumineux. Dans le diagramme de discrimination géotectonique Zr vs $(\text{Nb/Zr})\text{N}$ (Thiéblemont et Tegye, 1994) (fig. 15), cet orthogneiss se situe dans le champ « A » spécifique du magmatisme acide des zones de subduction.

Récemment, F orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau a été daté à 498 ± 12 Ma (Guerrot *et al.*, à paraître).

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) interstratifiées au sein de F orthogneiss dans l'anse de Pen-Mor sont affectées par une foliation principale qui localement est déformée par des plis centimétriques en chevrons. Le principal épisode de métamorphisme associé à cette foliation est marquée essentiellement par la cristallisation de baguettes de hornblende verte, de sphène et parfois de biotite et de grenat. La cristallisation des nombreuses ocelles d'albite est postérieure à la foliation principale et elle se poursuit après la déformation par les plis en chevrons, étant alors associée à l'apparition d'une seconde génération d'amphibole. Enfin, la déstabilisation de la biotite et du grenat se traduit par l'apparition de chlorite.

$\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss de Moëlan.** L'orthogneiss de Moëlan constitue une ou deux bandes de 0,5 à 3 km de large, qui s'étendent depuis la région de Névez à l'Ouest, jusque celle de Moëlan à l'Est, avant de se poursuivre jusqu'à celle de Lorient (Horrenberger *et al.*, 1972). Cependant, cet orthogneiss s'observe aussi à l'Ouest de Névez, en enclaves d'extension plurihectométrique à plurikilométrique au sein du granite de Trégunc, qui constituent la limite occidentale des bandes principales. Sur son flanc nord, F orthogneiss de Moëlan est en contact avec celui de Lanmeur-Saint-Ouarneau ; ce contact est tectonique à Kerdru, sur la rive occidentale de l'Aven, seul endroit où il est visible. À l'extrême Est de la feuille, F orthogneiss de Moëlan est en contact avec celui du Cosquer mais, ce contact n'étant jamais visible, sa nature demeure indéterminée bien qu'il soit probablement tectonique (cf. § orthogneiss du Cosquer). Sur leur flanc sud, les deux bandes de F orthogneiss de Moëlan sont en contact tectonique subvertical avec les métamorphites du Groupe de Nerly ; en effet, tant dans l'anse de Rospico (fig. 3) qu'à

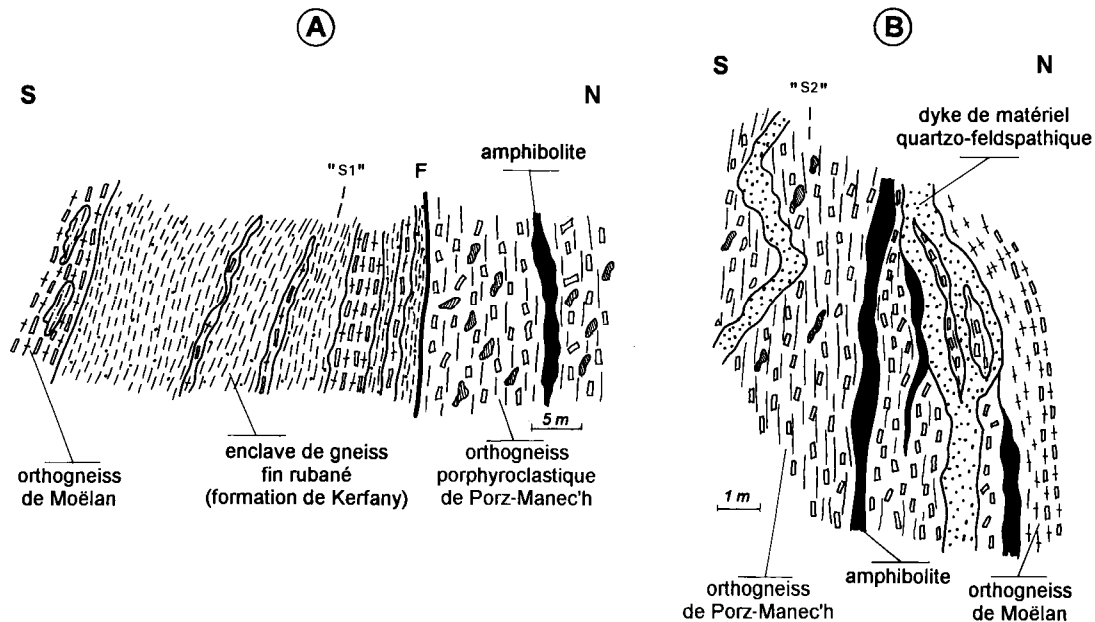


Fig. 16 - Relation entre l'orthogneiss de Porz-Manec'h, d'âge protérozoïque supérieur, l'orthogneiss de Moëlan, d'âge ordovicien inférieur, et les métasédiments de la formation de Kerfany, d'âge indéterminé (ordovicien inférieur ou antérieur) sur le flanc oriental de la pointe de Penkernéo

Kerfany et à Moulin-Damany et plus au Nord à Kermeur-Bihan, la limite entre ces deux ensembles est nette, rectiligne et parallèle à la foliation principale régionale. Au contraire, sur leur flanc nord, ces deux bandes d'orthogneiss sont en contact intrusif avec les métasédiments du Groupe de Nerly: d'une part des panneaux plurimétriques de métasédiments sont emballés dans l'orthogneiss, comme dans l'anse du Gorjen et à Penkernéo (fig. 16) ; et d'autre part, de ce dernier partent des digi-tations, de puissance pluricentimétrique et pluridécimétrique, de matériel quartzo-feldspathique et biotitique avec porphyroclastes de microline, qui soit recourent les gneiss micacés de Nerly, soit y sont interstratifiés, comme au bois de Kermeur-Bihan (fig. 4) ou à Penkernéo. Enfin, dans la région de Nerly, où le contact lui-même est tectonique, des sills de puissance métrique à pluridécamétrique de gneiss leucocrates à porphyroclastes de microline, dont la minéralogie et le chimisme sont identiques à ceux de l'orthogneiss de Moëlan, sont interstratifiés au sein des métasédiments du Groupe de Nerly. Ceci démontre que, bien que le contact entre ces deux ensembles puisse être localement tectonique, originellement et régionalement il est de type intrusif.

L'orthogneiss de Moëlan affleure principalement le long de la côte de Porz-Manec'h, sur les rives de l'Aven et du Belon et dans une moindre mesure dans la région du Guily, et à Moulin-Damany le long de la rivière de Merrien. Cet orthogneiss présente des faciès relativement variés au sein desquels sont localement interstratifiés des enclaves d'amphibolites et de schistes biotitiques ; de plus, localement, cet orthogneiss emballé d'une part des enclaves plurimétriques à pluridécimétriques de métamorphites du Groupe de Nerly, et d'autre part le panneau d'extension plurikilométrique de l'orthogneiss de Porz-Manec'h (« granodiorite de Porz-Manec'h » ; Calvez, 1976). L'orthogneiss de Moëlan est caractérisé par une foliation principale, généralement subverticale et axée 100-110, à laquelle est parfois associée une famille de plans « C » compatibles avec un cisaillement senestre ; enfin, localement, tel dans la région de Kermeur-Bihan, cette foliation porte une linéation d'étirement intense, subhorizontale, axée aussi 100-110.

Le faciès le plus fréquent de l'orthogneiss de Moëlan, qui affleure notamment au Sud de Porz-Manec'h, aux pointes de Penkernéo et de Kerfany, au Guily et à Moulin-Damany, correspond à un gneiss œillé à grain grossier, massif. La foliation, souvent assez floue, est soulignée par l'alignement d'amas de biotite, laquelle constitue avec du quartz et du feldspath une matrice orientée qui moule de nombreux porphyroclastes (0,5 X 1 cm) de feldspath subautomorphes. Ce gneiss présente, très généralement, une texture protomylonitique et est essentiellement constitué de quartz (45-50 %), de feldspath potassique (25-30 %), de feldspath plagioclase (20 %), de biotite (3-8 %) et parfois muscovite (0-1 %). Accessoirement, apparaissent de l'apatite, de la tourmaline, du zircon et des opaques ; enfin, la rétro-morphose de la biotite entraîne parfois l'apparition de chlorite et d'épidote. Le quartz se présente en petites plages en mosaïque à contours engrenés, ou en rubans à extinction fortement ondulée dont l'orientation définit le plan de foliation; ces rubans de quartz moulent les porphyroclastes de feldspath. Le feld-

spath plagioclase (oligoclase) apparaît généralement en petites et moyennes plages, souvent séricitisées, associées au quartz ou disposées en amas, et parfois en porphyroclastes moulés par la foliation. Le feldspath potassique, microline essentiellement, forme principalement des porphyroclastes moulés par la foliation ; ces porphyroclastes sont souvent fracturés, corrodés et parfois recristallisés à leur périphérie. La biotite se présente en petites paillettes peu orientées, regroupées en amas orientés dans le plan de foliation, ou en paillettes disposées dans le plan de foliation et formant alors des minces lits discontinus qui moulent les porphyroclastes ; dans les deux cas, ces paillettes sont fortement déformées. La muscovite est associée à la biotite et ses paillettes déformées sont disposées aussi dans le plan de foliation.

Ce faciès œillé prépondérant peut être cependant mieux folié localement, tel dans les régions de Rospico, de Kerfany et de Kerneur ; dans cette dernière, la foliation est de plus marquée par des lamelles de quartz qui soulignent aussi une forte linéation d'étirement.

Un autre faciès assez fréquent de l'orthogneiss de Moëlan est constitué par un gneiss leucocrate à grain fin, homogène, fortement et finement folié, avec de rares porphyroclastes de feldspath. Ce gneiss soit apparaît en bandes de puissance plurimétrique à pluridécamétrique au sein du gneiss grossier, comme à Rospico et à Kerfany, soit constitue le faciès dominant, comme dans le secteur de Goulet-Riec sur la rive est de l'Aven. Ce gneiss, comme le précédent, présente souvent une texture protomylonitique ou granolépido-blastique. Le quartz (40-45 %) forme des petites plages en mosaïque ou des rubans flexueux marquant le plan de foliation et moulant de rares porphyroclastes de feldspath. Le feldspath (55 à 60 %), avec plagioclase (albite-oligoclase) prédominant sur le feldspath potassique (microline), est en petites plages associées au quartz et parfois en porphyroclastes cassés montrant des ombres de pression compatibles avec un cisaillement senestre. Les micas, avec généralement la muscovite dominante (2 à 4 %) sur la biotite (1 à 3 %), sont disposés en petites paillettes regroupées en minces lits soulignant le plan de foliation ; ces micas sont généralement déformés et la biotite est partiellement rétro-morphosée en chlorite.

L'étude typologique des zircons d'un échantillon (FB272) provenant du Guily (fig. 2) correspondant au faciès œillé de l'orthogneiss de Moëlan (fig. 10), montre que ceux-ci sont limpides, avec des arêtes vives et constituent une population très homogène avec un indice moyen $A. T = 682-656$, domaine des granites alcalins et hyperalcalins d'origine essentiellement mantellique.

Les analyses chimiques de l'orthogneiss de Moëlan (tabl. 6) montrent son caractère franchement potassique par rapport aux autres orthogneiss et différencient nettement ses deux faciès principaux. Les diagrammes de Harker (fig. 10) soulignent ainsi le fort enrichissement en silice des gneiss leucocrates ($76 \leq SiO_2 \leq 77,68$ %) par rapport aux gneiss œillés ($SiO_2 \leq 73$ %) ce qui logiquement entraîne leur faible teneur en calcium. Ces gneiss leucocrates se distinguent de plus des

gneiss œillés, par une relative richesse en Na_2O et par leur pauvreté en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 12,90$) ; cependant, tous les deux apparaissent fortement potassiques ($\text{K}_2\text{O} \geq 4,29$). Le diagramme de classification (fig. 11) P/Q de Debon et Le Fort (1983) montre ainsi que l'orthogneiss de Moëlan appartient à la famille des granites, et le diagramme A/B de ces mêmes auteurs (fig. 12) qu'il se situe dans le domaine des grani-toïdes peralumineux. Ce caractère peralumineux est souligné aussi par l'indice de Shand (tabl. 6) dont la signification est ici recevable dans la mesure où l'isochimisme des alcalins à l'échelle du massif paraît cohérente, les teneurs en Na et K étant assez homogènes et la teneur en Ca décroissant régulièrement en fonction de l'augmentation des teneurs en SiO_2 .

Les spectres multiélémentaires (normés au manteau primordial) de l'orthogneiss de Moëlan (fig. 14) montrent l'hétérogénéité du massif ; la plupart des échantillons ont de fortes anomalies négatives en Ba, K, Sr, P et Ti qui sont à mettre en relation avec le caractère très différencié des roches. Cependant, les autres éléments et notamment Ta, Nb et Tb présentent de fortes variations et on a ainsi des spectres dont certains, (DPM73) se rapprochent de ceux de granites alcalins intraplaques, alors que d'autres (FB210) sont comparables à ceux de granites calco-alcalins de type collisionnel.

Le diagramme de discrimination géotectonique Zr vs (Nb/Zr)N (Thiéblemont et Tegye, 1994) (fig. 15) confirme la grande hétérogénéité de ce massif orthogneissique ; les échantillons sont dispersés, en effet, entre les champs « B » (magmatisme alcalin et calco-alcalin post-collisionnel) et « C » (magmatisme alcalin intraplaque).

Le faciès de gneiss œillé de l'orthogneiss de Moëlan a été daté en Rb/Sr à 483 ± 2 Ma (Vidal, 1972). Un âge comparable à 496 ± 17 Ma a été obtenu en U/Pb sur une population de zircon provenant du Guily (Calvez, 1976) ; cet âge a été recalculé avec de nouvelles constantes par J.J. Peucat (1983) à 485 ± 6 Ma.

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) en enclaves au sein de l'orthogneiss de Moëlan sont particulièrement fréquentes dans la partie occidentale du massif où elles sont souvent associées à des schistes biotitiques. Elles se présentent généralement en niveaux de 0,10 à 2 m de puissance et d'extension visible pluridécamétrique, parfois plus ou moins boudinés. Ces amphibolites sont gris-noir ou vert sombre, avec un grain fin et une fine foliation. Elles présentent alors une texture nématolépidoblastique et sont constituées essentiellement d'une part d'amphibole verte (hornblende ?) en baguettes allongées dans le plan de foliation (50 %) et parfois en grands porphyroblastes tardifs non orientés, et d'autre part de feldspath (albite ?) en petites plages isolées (30 %) correspondant à des proto-ocelles. Elles comportent de plus de la biotite (10%) dont la première génération est en petites paillettes synfoliales associées à l'amphibole et la seconde, postcinématique, en grands blastes pœcilitiques non orientés, de l'épidote (pistachite ou zoïsite) en petits grains (8 %), du sphène (7 %), parfois du grenat (0-5 %) en porphyroblastes pœcilitiques associées à la biotite et à l'amphibole; enfin, de la chlorite de

type pennine résulte de la rétro-morphose du grenat et de la biotite. Cependant, les amphibolites présentent aussi parfois une texture prasinique et sont alors caractérisées par le développement, souvent tardi-à postcinématique, de nombreuses ocelles blanches millimétriques d'albite, dont la proportion peut atteindre jusqu'à 50 % de la roche.

Les schistes biotitiques se présentent en niveaux de 10 cm à 2 m de puissance dont certains, tels à Rospico ou à Kerfany, sont caractérisés par des grenats subautomorphes de 5 à 10 mm de diamètre. Ces schistes sont essentiellement constitués de biotite (40 à 80 %), principalement en paillettes synfoliales et parfois en grands blastes non orientés postcinématiques. Le quartz (5 à 30 %) est en petits grains isolés, en plaquettes ou parfois en lanières très déformées, constituant des lits holo-quartzeux. Le grenat (0 à 5 %) apparaît en porphyroblastes avec de nombreuses inclusions, parfois sigmoïdes, indiquant une rotation horaire. Enfin, dans une moindre mesure, apparaissent aussi de l'épidote (0 à 8 %) en grains (pistachite) ou en baguettes (zoisite), du sphène (0-3 %), parfois de l'amphibole verte, des opaques et accessoirement de l'apatite. De plus, le feldspath en proportion très variable (1 à 50 %) se présente sous forme d'ocelles d'albite syn- à tardi-, voire postcinématiques. Enfin, une rétro-morphose tardive peut déstabiliser la biotite et le grenat en chlorite.

Les analyses chimiques réalisées sur trois échantillons d'amphibolite prélevés au Sud-Ouest de Porz-Manec'h, montrent (tabl. 7) leur composition basaltique (45 % < SiO₂ < 50 % et 6 % < MgO < 8 %) légèrement différenciée (SiO₂ = 52,99 % et MgO = 4,60 %). Leurs spectres de normalisation au MORB (fig. 5) sont comparables d'une part à ceux des amphibolites de la formation de Kerfany, et d'autre part à ceux des basaltes mis en place dans les contextes intraplaques (Pearce, 1982). Enfin, dans le diagramme de discrimination géotectonique (Th/Ta)_N vs (Tb/Ta)_N (Thiéblemont *et al.*, 1994), ces metabasaltes se situent dans le champ des basaltes intraplaques (fig. 6). Ceci montre que ces amphibolites sont très probablement des reliques de la formation de Kerfany au sein de l'orthogneiss de Moëlan.

$\zeta\gamma^2$, $\rho\zeta\gamma^2$. **Orthogneiss de Nizon.** L'orthogneiss de Nizon appartient au complexe de Quimperlé (Jégouzo *et al.*, 1986) et occupe le centre-Nord de la feuille Concarneau. Dans la partie occidentale, sur son flanc sud il est en contact avec les métamorphites du Groupe de Nerly ; ce contact net, vertical et rectiligne, axé ESE-WNW, prend en écharpe ces métamorphites et est très probablement tectonique, excepté au niveau de Pont-Aven où il apparaît intrusif. À l'Ouest immédiat de Riec-sur-Belon, l'orthogneiss de Nizon est soit recoupé par le granite de Trégunc, soit limité par l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau, mais la nature de ce dernier contact demeure indéterminée faute d'affleurement. À l'Est de Riec-sur-Belon, l'orthogneiss de Nizon est recoupé par les granites de Riec et de Baye, au sein desquels il se trouve en enclaves d'extension plurihectométrique à kilométrique. Enfin, lui-même présente localement des enclaves, tel l'enclave plurihectométrique de métagranodiorite, au Boudou sur la rive est de l'Aven.

L'orthogneiss de Nizon n'affleure que peu et ses principales occurrences sont situées, d'Ouest en Est, sur les rives de la rivière de Ker-francez, sur celles de la rivière de Nizon, sur la rive ouest de l'Aven, et dans la carrière de Kernivaigne. Il est affecté par une foliation principale très bien marquée, subverticale, axée 90-105, associée souvent à des plans « C » compatibles avec un cisaillement généralement dextre et parfois senestre. Cette foliation porte une linéation d'étirement, marquée essentiellement par le quartz, qui, axée E-W, a un faible pendage (10 à 20°) soit vers l'Est, soit vers l'Ouest; cependant, localement, comme à Laniscar, cette linéation devient prédominante sur la foliation et on a alors des « L » tectonites.

L'orthogneiss de Nizon présente deux faciès principaux. Le premier ($\zeta\gamma^2$) le plus fréquent, est un gneiss gris clair, à grain fin à moyen, avec un débit en dalles ou en plaquettes favorisé par sa relative richesse en micas blancs ; il comporte de plus, éventuellement, des porphyroclastes de 1 à 8 mm de feldspath blanc moulés par la foliation. Le second ($\rho\zeta\gamma^2$) est un gneiss cœillé gris sombre, à grain grossier, dont la matrice, relativement riche en mica blanc, moule de nombreux porphyroclastes centimétriques de feldspath blanc. Les limites entre ces deux faciès sont soit nettes, soit diffuses ; ce dernier cas est particulièrement bien illustré le long de la rivière de Nizon où, du Sud au Nord, on recoupe un gneiss fin leucocrate à muscovite et rares porphyroclastes de 5 mm de feldspath, qui en quelques dizaines de mètres devient plus grossier avec une proportion de porphyroclastes en nette augmentation (bien que certains horizons n'en comportent pas) ; cette évolution se poursuivant, en quelques centaines de mètres on passe progressivement à un gneiss grossier intensément folié, avec de nombreux porphyroclastes centimétriques de feldspath.

Les **gneiss fins** ($\zeta\gamma^2$) ont une texture granolépido-blastique et la foliation est soulignée par l'alternance de minces lits micacés et de lits quartzeux ou quartzo-feldspathiques, qui moulent de rares porphyroclastes de feldspath. Ces gneiss sont essentiellement constitués de quartz (40-45 %), de feldspath (40-45 %), de muscovite (7-15 %) et dans une moindre mesure de biotite (0-3 %), rarement de grenat et accessoirement d'apatite, de tourmaline et de zircon. Le quartz est généralement en petites et moyennes plages aux contours engrenés, mais dans certains lits il est en lanières très déformées, parallèles à la foliation. Le feldspath est généralement associé au quartz, en plages petites et moyennes d'albite-oligoclase et de microcline, plus rarement d'orthose perthitique, mais il est aussi parfois en porphyroclastes moulés par la foliation. La muscovite synfoliale constitue, avec la biotite, de minces lits déterminant la foliation, et est généralement déformée. Enfin, le grenat, associé aux micas, est souvent, tout comme la biotite, partiellement rétro-morphosé en chlorite.

Les **gneiss porphyroclastiques** ($\rho\zeta\gamma^2$) présentent une texture granolépido-porphyroclastique. Néanmoins leur paragenèse est identique à celle des gneiss fins, bien que la proportion de muscovite ne dépasse pas 10 %; les porphyroclastes, souvent de l'orthose perthitique, parfois

de l'albite-oligoclase, plus rarement du microline, montrent des ombres de pression compatibles, très souvent, avec un cisaillement dextre, et parfois avec un cisaillement senestre.

Enfin, au sein de ces gneiss dominants, se distinguent localement, quelques faciès plus spécifiques ; ainsi au Nord et à l'Est de Nizon s'observent des niveaux de puissance décarnéométrique, de gneiss fins blancs dans lesquels la proportion de quartz atteint 70 % ; à Kerni-vaigne, ce sont des niveaux de gneiss fins, gris sombre, caractérisés par un plagioclase basique (andésine) et par de la biotite (12 %) associés à de la hornblende verte (15 %) et du grenat (8 %).

L'étude typologique des zircons d'un échantillon (FB888) provenant de Pont-Aven (fig. 2) montre qu'ils sont assez nombreux, mais petits, incolores ou brun sombre, parfois corrodés en surface avec arêtes émoussées et souvent subarrondis. Ils constituent une population assez homogène (fig. 10) centrée sur un indice A.T. = 308-344, domaine des granites crustaux ; cependant, cet indice n'est calculable qu'à partir de 36 % des zircons présents, ce qui relativise la fiabilité de ce résultat.

Les analyses chimiques (tabl. 6) de l'orthogneiss de Nizon montrent qu'il est riche en silice ($\text{SiO}_2 \geq 74,30$) ce qui le démarque notablement du faciès œillé de l'orthogneiss de Moëlan. Les diagrammes de Harker (fig. 11) mettent en évidence son caractère faiblement calcique et sodique et soulignent ses fortes teneurs en potassium ($\text{K}_2\text{O} \geq 4,40$) comparables à celles de l'orthogneiss du Cosquer, mais inférieures néanmoins à celles du faciès œillé de l'orthogneiss de Moëlan. Le diagramme de classification (fig. 12) P/Q de Debon et Le Fort (1983) montre que l'orthogneiss de Nizon appartient à la famille des granites, et le diagramme A/B de ces mêmes auteurs, qu'il se situe dans le domaine des granitoïdes peralumineux (fig. 13). Ce caractère peralumineux est confirmé par l'indice de Shand (tabl. 6) dont la signification est ici recevable, dans la mesure où l'isochimisme des alcalins à l'échelle du massif paraît probable, les variations de Na, K, Ca étant relativement faibles.

Les spectres multiélémentaires (normes au manteau primordial) de l'orthogneiss de Nizon (fig. 14) sont de deux types. Le premier, correspondant à un faciès œillé (FB888), est très fractionné et présente une forte anomalie négative en Ba et il témoigne de faibles rapports La/Ta (≈ 4) et Th/Ta ($\approx 4,5$), caractéristiques constantes des leucogranites alumineux ; le second, correspondant à un faciès leucocrate (FB945), présente une anomalie négative en Ta et Nb bien marquée, qui le rapproche plutôt des granitoïdes collisionnels de la lignée dite « subalcaline ». Cette dualité se retrouve dans le diagramme de discrimination géotectonique Zr vs (Nb/Zr)N (Thiéblemont et Tegye, 1994) (fig. 15) où le premier échantillon (FB888) se situe à la limite entre les champs « D » (leucogranites alumineux) et « B » (magmatisme calco-alcalin à alcalin post-collisionnel), alors que le second (FB945) se situe au cœur du champ « B ».

Une datation à 450 ± 8 Ma a été proposée par JJ. Peucat (1983) à partir de l'analyse du rapport isotopique Rb/Sr de sept échantillons de cet orthogneiss récoltés entre Quimperlé et La Forêt-Fouesnant, et notamment dans les carrières de Kroaz-Hent-Bouillet et de Kernivaigne situées sur la feuille Concarneau. Cet âge demande cependant à être confirmé.

Orthogneiss en enclaves

$\zeta\gamma^3M$. **Orthogneiss de Porz-Manec'h**. Cet orthogneiss, précédemment identifié sous le nom de « granodiorite de Porz-Manec'h » (Calvez, 1976), constitue, au sein de l'orthogneiss de Moëlan, une enclave d'extension plurikilométrique. Il affleure principalement à la pointe de Pen-kernéo et dans une moindre mesure au Nord de la plage de Porz-Manec'h*. Dans ce dernier site, sa limite sud n'est pas visible et sur son flanc nord il est recoupé par l'orthogneiss de Moëlan; ceci se traduit d'une part par la présence de nombreuses enclaves métriques et plurimétriques de l'orthogneiss de Porz-Manec'h dans l'orthogneiss de Moëlan, et d'autre part par un dyke métrique matériel fin, leucocrate quartzo-feldspathique qui recoupe l'orthogneiss de Porz-Manec'h sur sa bordure. A Penkernéo, du côté occidental de la pointe, le contact nord entre ces deux entités correspond à une faille subverticale axée 110; par contre, sur le côté oriental (fig. 16), ce contact est de type intrusif, avec des dykes de matériel leucocrate fin quartzo-feldspathique associé à l'orthogneiss de Moëlan, qui recouperont l'orthogneiss de Porz-Manec'h. Enfin, sur son flanc sud, l'orthogneiss de Porz-Manec'h est en contact faille soit avec l'orthogneiss de Moëlan, soit avec des métamorphites du Groupe de Nerly, qui sont elles-mêmes en enclaves dans ce dernier.

L'orthogneiss de Porz-Manec'h se présente comme un gneiss œillé grossier, assez sombre, comprenant une matrice à quartz, feldspath, et biotite en amas flexueux, moulant des porphyroclastes centimétriques de feldspath. Cet orthogneiss emballé de très nombreuses enclaves plu-ricentimétriques à décimétriques de schiste micacé gris et de rares enclaves plurimétriques d'amphibolite fine à biotite. De plus, à Penkernéo, il recoupe une bande de métamorphites comprenant des paragneiss micacés finement lités (ζb) et accessoirement des amphibolites, au sein desquels il émet des digitations de matériel quartzo-feldspathique à porphyroclastes plurimillimétriques de feldspath. L'orthogneiss de Porz-Manec'h est affecté par une intense foliation subverticale, axée 100-110, associée à des plans « C » compatibles avec un cisaillement se-nestre. Ce cisaillement n'est cependant pas spécifique à l'orthogneiss de Porz-Manec'h car il affecte aussi, dans cette zone, celui de Moëlan.

L'orthogneiss de Porz-Manec'h présente une texture granoporphyroclastique à protomylonitique et il est principalement constitué de quartz

* *Port-Manec'h* sur la carte.

(40 %), de feldspath (50 %), de biotite (8-10 %) et accessoirement d'épidote, d'apatite et de zircon. Le quartz se présente en plages petites et moyennes, plus ou moins engrenées en mosaïque, ou en lanières très déformées qui moulent les porphyroclastes de feldspath. Le feldspath comprend de l'oligoclase (20 %) en petites plages altérées et en porphyroclastes, et du microcline (30 %) en porphyroclastes. La biotite apparaît en grandes paillettes regroupées en amas flexueux déformés par les plans « C ».

Les analyses chimiques de l'orthogneiss de Porz-Manec'h (tabl. 6) le distinguent nettement de l'orthogneiss de Moëlan. Il se caractérise en effet par des teneurs en silice nettement inférieures ($63,76 \leq \text{SiO}_2 \leq 66,50$ %) à toutes celles des autres orthogneiss de la région et de celui de Moëlan en particulier. De plus, si comme ce dernier s'avère nettement potassique ($4,25 \leq \text{K}_2\text{O} \leq 5,29$), il se singularise néanmoins par ses teneurs relativement élevées en titane ($0,55 \leq \text{TiO}_2 \leq 0,91$) et en magnésium ($0,80 \leq \text{MgO} \leq 1,52$), et ses teneurs en calcium sont comparables à celle de l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau. Le diagramme de classification (fig. 12) P/Q de Debon et Le Fort (1983) montre que cet orthogneiss appartient à la famille des adamellites, et le diagramme A/B de ces mêmes auteurs (fig. 13) qu'il se situe dans le domaine des granitoïdes peralumineux ; cependant, d'après l'indice de Shand, il se situe nettement dans le domaine des granitoïdes métalumineux (tabl. 6).

Les teneurs en Hf (> 10 ppm) et Zr (> 550 ppm) sont assez fortes ce qui s'accorde avec une tendance alcaline; de même, les rapports Th/Ta (≈ 2) et La/Ta (≈ 10) sont toujours faibles, identiques à ceux des roches alcalines et transitionnelles, mais nettement inférieurs à ceux des roches mises en place en contexte de convergence de plaque (Th/Ta > 5 et La/Ta > 25). Enfin, dans le diagramme de discrimination géotectonique Zr vs (Nb/Zr)N (Thiéblemont et Tegye, 1994) (fig. 15), cet orthogneiss se situe dans le champ « B » (magmatisme alcalin à calco-alcalin post-collisionnel).

L'orthogneiss de Porz-Manec'h a été daté en U/Pb sur zircons à 592 ± 10 Ma (Calvez, 1976).

Les **paragneiss micacés** ($\zeta\beta$), recoupés par l'orthogneiss de Porz-Manec'h, ont une texture mylonitique et leur foliation est soulignée par de minces lits micacés alternant avec des lits quartzo-feldspathiques. Le quartz (40 %) est généralement en lanières allongées dans la foliation ; le feldspath (30 %) est en petites plages entièrement damouritisées ; les micas, biotite (25 %) et muscovite (5 %), apparaissent en petites paillettes allongées dans le plan de foliation.

Les **amphibolites** ($\delta\beta$) associées à ces gneiss fins ont une texture granolépido-nématoblastique ou prasinitique et sont constituées d'amphibole (35 à 60%) verte (hornblende actinotique ?) et plus rarement incolore (trémolite), de biotite (8 à 20 %) dont l'orientation définit la foliation principale, de feldspath (20 à 40%) en petites plages ou en

ocelles (albite), et accessoirement de sphène, d'opacités, d'apatite ; enfin de la chlorite de type pennine est parfois associée à la biotite et disposée dans le plan de foliation.

Une analyse chimique de ces amphibolites (tabl. 7) montre qu'elles ont une composition basaltique ($\text{SiO}_2 = 46,30\%$) ; elles sont de plus caractérisées par des teneurs élevées en titane ($\text{TiO}_2 = 3\%$) et relativement élevées en phosphore ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,53\%$), comparables à celles des basaltes alcalins intraplaques.

$\zeta\gamma^4$. **Orthogneiss à amphibole du Boudou.** Cet orthogneiss (méta-granodiorite) s'observe uniquement sur la rive orientale de l'Aven, au niveau du lieu-dit le Boudou, où il constitue une occurrence plurihecto-métrique dont on ne voit pas le contact avec l'orthogneiss de Nizon encaissant. L'orthogneiss du Boudou est une roche massive, homogène, à grain moyen, avec une foliation nette, subverticale, axée 90-100 et soulignée par des lamelles de quartz translucide ; elle porte une forte linéation d'étirement subhorizontale, E-W, marquée surtout par le quartz.

Cet orthogneiss présente une texture granoblastique avec des lits holoquartzeux discontinus alternant avec des îlots quartzo-feldspathiques et des amas, plus ou moins allongés, à biotite, hornblende, grenat, épidote, sphène. Le quartz (40 %) forme soit des plages moyennes aux contours engrenés, plus ou moins allongés dans le plan de foliation et à extinction onduleuse, soit des petites plages en mosaïque associées au feldspath. Le feldspath (48 %), essentiellement du plagioclase (andésine), se présente en petites plages et en rares porphyroclastes fortement damouritisés et épidotisés. La biotite (5 %) est soit en petites paillettes non orientées, isolées dans la matrice quartzo-feldspathique, soit en paillettes moyennes plus ou moins orientées et regroupées en amas. La hornblende verte (3 %) cristallise en baguettes subauto-morphes associées à la biotite et à de petits grenats (2 %) globuleux (grossulaire ?). L'épidote (clinzoïte) est essentiellement associée au plagioclase.

$\zeta\gamma^{2-3}$. **Orthogneiss de Trégunc.** Cet orthogneiss constitue de nombreuses enclaves d'extension plurihectométrique à plurikilométrique au sein du granite de Trégunc. De teinte gris clair, la roche, homogène, à grain fin ou moyen, avec de rares porphyroclastes de 3 à 8 mm de feldspath, est finement foliée et présente un débit en dalles régulières.

L'orthogneiss de Trégunc a une texture granoblastique ou protomylonitique et est composé de quartz (45-50 %) généralement en petites plages en mosaïque et parfois en lanières qui soulignent le plan de foliation et moulent les rares porphyroclastes de feldspath, de feldspath (50 %) (albite-oligoclase et microcline) en petites et moyennes plages et en rares porphyroclastes, et de biotite (2-5 %) en petites plages intergranulaires non orientées ou en amas flexueux alignés parallèlement à la foliation ; parfois apparaissent de la muscovite en rares paillettes asso-

ciées à la biotite, du zircon, et de la chlorite qui résulte de la rétro-morphose de la biotite.

$\zeta\gamma^{4-5}$. **Orthogneiss à amphibole du Cabellou.** Cet orthogneiss apparaît au Sud du Cabellou en un panneau d'extension plurihectométrique qui est recoupé sur son flanc sud par l'orthogneiss leucocrate de Pouldo-han, et sur son flanc nord par le granite de Trégunc, ce dernier emballant l'ensemble de ces deux orthogneiss. L'orthogneiss du Cabellou se présente comme une roche grise, massive, à grain moyen ou grossier, et il est principalement caractérisé par des rods centimétriques de quartz translucide qui soulignent une intense linéation d'étirement subhorizontale, axée E-W, portée par une foliation subverticale de même direction.

Cet orthogneiss a une texture granoblastique, avec une foliation assez floue plus ou moins soulignée par la biotite. Il est essentiellement constitué de quartz (30-35 %) soit en petites plages en mosaïque associées au feldspath, soit en plages moyennes à extinction onduleuse regroupées en nodules holoquartzueux, de feldspath (55-60 %) en petites plages en mosaïque de plagioclase (albite-oligoclase) nettement dominant et de microcline, de biotite (2-8 %) en petites paillettes isolées ou regroupées en amas, plus ou moins orientées, de hornblende verte (1-2 %) et accessoirement de sphène. Enfin, à ce faciès principal est associé un gneiss fin en rares bandes discontinues de puissance décimétrique, dans lequel la proportion de la biotite atteint 10 % et celle de l'amphibole 20%.

Une analyse chimique de cet orthogneiss (tabl. 6) montre qu'il est relativement pauvre en silice ($\text{SiO}_2 = 71,50$). Les diagrammes de Har-ker (fig. 11) soulignent d'une part son caractère franchement alumineux sodique et calcique et d'autre part sa pauvreté en potassium, par rapport aux autres orthogneiss de la région, seuls certains faciès de l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau s'en rapprochant. Le diagramme de classification P/Q de Debon et Lefort (1983) montre qu'il appartient à la famille des tonalites (fig. 12), et le diagramme A/B de ces mêmes auteurs (fig. 13), qu'il se situe dans le domaine des granitoïdes peralumineux. Cependant, ce dernier caractère n'est pas confirmé par l'indice de Shand (tabl. 6).

$\rho\zeta\gamma^{2-3}$, $i\zeta\gamma^{2-3}$. **Orthogneiss de Pouldohan.** Cet orthogneiss constitue des enclaves plurihectométriques à plurikilométriques au sein du granité de Trégunc et il est lui-même intrusif dans l'orthogneiss du Cabellou. Il présente deux faciès principaux probablement cogénétiques.

Le **faciès porphyroclastique** ($\rho\zeta\gamma^{2-3}$) affleure de part et d'autre de la plage de Pouldohan et se présente comme une roche grise, à grain assez grossier, caractérisée par des porphyroclastes de 4 à 10 mm, ou plus, de feldspath blanc, et par des amas flexueux de biotite qui marquent la foliation. Il a une texture granoporphyroclastique et est composé essentiellement de quartz (40 %) soit en petites plages en mosaïque, soit plus rarement en plages moyennes regroupées en amas globuleux holoquartzueux, de feldspath (55 %) albite-oligoclase et microcline, en

petites plages en mosaïque ou en rares porphyroclastes, de biotite (3 %) soit en paillettes moyennes regroupées en amas soit en petites paillettes dispersées dans la matrice quartzo-feldspathique et orientées dans le plan de foliation, et accessoirement de zircon.

Le *faciès fin leucocrate* ($\zeta\gamma^2-3$) affleure principalement le long de la côte, dans la région de Pouldohan, et dans une moindre mesure au Porzou, son extension vers l'intérieur étant déterminée surtout par les volantes. Il se présente comme un gneiss blanc à gris clair, assez homogène, à grain fin, finement folié, avec un débit en dalles régulières. À la pointe de Pouldohan, au sein de ce gneiss sont de plus interstratifiés des niveaux de 10 cm à 4 m, d'amphibolite sombre à grain fin ; la foliation généralement subverticale et axée E-W, est déformée par des plis pluri-décimétriques serrés, axés grossièrement E-W et déjetés vers le Sud. Dans cette même zone, le gneiss fin leucocrate et les amphibolites sont recoupées par un dyke à bordures lobées, de 1 à 3 m de puissance, de gneiss grossier porphyroclastique dont le faciès est proche de celui de l'orthogneiss œillé de Pouldohan.

Le gneiss fin leucocrate présente une texture granolépidoblastique et est composé de quartz (40 %) soit en petites plages en mosaïque, soit en plages moyennes à extinction onduleuse regroupées en amas ovoïdes holoquartzeux, de feldspath (55 %) avec le plagioclase (albite-oligoclase) nettement dominant sur le microcline, en petites plages en mosaïque et rares petits porphyroclastes, de biotite (3-5 %) en petites paillettes orientées dans le plan de foliation et soit dispersées, soit regroupées en lits micacés discontinus où elles sont associées à celles de la muscovite. Dans certains faciès plus micacés, la proportion de biotite peut atteindre 10 % et celle de muscovite 5 %. Enfin, dans l'enclave du Porzou, de la sillimanite en fibrolite a été observée (D'Arco, 1979).

Une analyse chimique de ce gneiss leucocrate (tabl. 6) montre son très net enrichissement en silice ($\text{SiO}_2 = 77,70 \%$) et les diagrammes de Harker (fig. 11) soulignent son caractère peu alumineux, peu potassique et relativement sodique par rapport aux autres orthogneiss. Le diagramme P/Q de Debon et Lefort (1983) (fig. 12) montre qu'il appartient à la famille des granodiorites, et le diagramme A/B de ces mêmes auteurs (fig. 13), de même que l'indice de Shand (tabl. 6), qu'il se situe dans le domaine des granitoïdes peralumineux.

Les *amphibolites* ($\delta\beta$) ont une texture granonématolépidoblastique et sont principalement constituées de hornblende verte (50 %) en petits prismes trapus qui forment avec le plagioclase (35 %) la matrice de la roche ; dans une moindre mesure apparaît aussi de la biotite (7 %) en petites et moyennes paillettes dont l'orientation marque la foliation, ou en grands blastes pœciloblastiques, des opaques (5 %), de la chlorite (3 %) en grandes paillettes non orientées, et parfois du grenat.

$\zeta\gamma^2_b$. **Orthogneiss micacé de Kerdalé.** Cet orthogneiss constitue plusieurs enclaves d'extension pluridécamétrique à hectométrique au sein du granite de Trégunc, entre la pointe de la Jument et la plage de Ker-

dalé. Ce gneiss micacé, gris, à grain fin, a une texture granolépido-blastique, avec une foliation nette, souvent plissotée, marquée par l'alternance de lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques. Il est constitué essentiellement de quartz (40 à 50 %) en petites et moyennes plages en mosaïque plus ou moins allongées dans le plan de foliation, formant parfois des lits discontinus holoquartzueux, de feldspath (35 % à 45 %), essentiellement de l'albite-oligoclase en petites et moyennes plages, de biotite (10 à 15 %), en petites et moyennes paillettes allongées dans le plan de foliation, soit dispersées dans la matrice quartzo-feldspathique, soit disposées en lits, de muscovite (1-5%) associée à la biotite, et accessoirement d'apatite.

UNITÉS GRANITIQUES VARISQUES

La feuille à 1/50000 Concarneau comprend trois principaux massifs de granites, intrusifs dans les formations métasédimentaires et les orthogneiss, et qui d'Ouest en Est sont le granite de Trégunc, le granite de Riec et le granite de Baye. Enfin, sur l'île de Penfret affleure un quatrième massif qui se développe plus à l'Ouest dans l'archipel de Glénan (feuille à 1/50000 Pont-l'Abbé).

$\alpha\gamma^{2Al}$. **Granite à grain grossier, à biotite (muscovite) de Trégunc.** Le granite de Trégunc (Cogné, 1960) s'étend depuis la côte ouest, entre Concarneau et la pointe de Trévignon, jusqu'à l'Aven à l'Est. Il est intrusif, sur son flanc nord, dans les métamorphites des groupes de Merrien et de Nerly et l'orthogneiss de Nizon, sur son flanc oriental dans l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau et sur son flanc sud dans l'orthogneiss de Moëlan et les métamorphites du Groupe de Nerly. Les principaux affleurements du granite de Trégunc, se situent en bordure de la côte, le long de la rivière du Minaouët et sur les rives de l'Aven; par ailleurs, à l'intérieur des terres, il apparaît souvent en boules plurimétriques. Ce granite très homogène est une roche gris-bleu, équante, à grain moyen ou grossier, avec de grandes paillettes de biotite et localement des porphyroblastes centimétriques de feldspath. Cependant, sur sa bordure nord, il est affecté par une schistosité assez fruste soulignée notamment par une orientation statistique des porphyroblastes de feldspath et des amas flexueux de biotite, schistosité qui affecte aussi les filonnets pegmatoïdiques de ce granite ; dans les régions de Concarneau et de Lanriec, cette schistosité est subverticale et axée 100 alors que plus au Sud, entre le Cabellou et la pointe de la Jument elle est orientée 85.

Le granite de Trégunc présente une texture grenue et est composé de quartz (35-40 %), de feldspath potassique (35-40 %), de plagioclase (20 %), de biotite (5-7 %), de muscovite (1 %) et accessoirement de zircon et d'apatite. Le quartz se présente en plages moyennes regroupées en îlots ; sur le flanc nord du massif, ces plages ont une extinction onduleuse et tendent à former des lanières. Le feldspath potassique, microcline et orthose perthitique en voie de microclinisation, se présente en moyennes et grandes plages, parfois bordées de myrmékite. Le

plagioclase, albite-oligoclase, est en plages moyennes, parfois damourisées. La biotite est en grandes paillettes, isolées ou regroupées, parfois déformées par des kink-bands.

L'analyse chimique de ces biotites (tabl. 9) montre, de par le diagramme typologique Al/Mg de Nachit *et al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celle des biotites des granites aluminopotassiques de type Guéret (fig. 17).

L'étude typologique des zircons d'un échantillon (FB10) provenant de Trévignon (fig. 2), montre que ceux-ci sont très généralement incolores, avec des arêtes vives et constituent alors une population homogène avec un indice moyen A.T. = 204-308 qui correspond au domaine des granites d'anatexie crustale (fig. 18). Cependant, il existe aussi dans cette roche de rares zircons, très colorés en jaune sombre, trapus, aplatis, constituant une population complètement différente, qui se rapproche de celle des granites alcalins à hyperalcalins et qui correspond sans doute à un héritage.

Six zircons, sans aucune structure de type «cœur hérité», ont été analysés (C. Guerrot, 1995) pour une datation Pb/Pb par évaporation directe du plomb sur monozircon. L'âge moyen de cristallisation du granite de Trégunc, calculé sur la totalité des zircons (648 rapports, 12 paliers) est de 330 ± 18 Ma (tabl. 10). En excluant du calcul les quatre paliers du zircon F, pour lequel l'intensité du signal du plomb est relativement plus faible, on obtient un âge identique mais plus précis, à 330 ± 13 Ma.

γ^{2Al} . **Granite à muscovite (biotite) de Riec.** Le granite de Riec forme un petit massif ovoïde au Nord-Est de Riec-sur-Belon. Il est limité vers l'Ouest par un important **filon de quartz laiteux** (Q), axé NNW-SSE; il est intrusif, sur son flanc sud, dans l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau et, sur son flanc nord, dans l'orthogneiss de Nizon. Sur son flanc est, il est en contact avec le granité de Baye mais ce contact n'est jamais visible à l'affleurement et les interrelations de ces deux massifs intrusifs demeurent indéterminées.

Le granite de Riec n'affleure que très peu et ses rares affleurements sont de dimensions réduites, tel au moulin du Hélou, en bordure de la route de Kerrohan, le long du ruisseau de Saint-Jean près de Pen-Ker (Penquer), et à Koat-Bazin ; néanmoins, ce granite produit de nombreuses « volantes » décimétriques dont la distribution permet de bien délimiter le massif.

Le granite de Riec est une roche gris clair à grain moyen, isogranulaire, homogène, qui prend à l'altération une teinte légèrement rouille. Il présente une texture grenue et il est composé de quartz (40-45 %), de feldspath (50 %), de muscovite (3 %) et de biotite (1 %). Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction ondulée, regroupées en amas. Le feldspath comprend du microcline en moyennes et grandes plages et, dans une moindre mesure, de l'albite-oligoclase en petites et

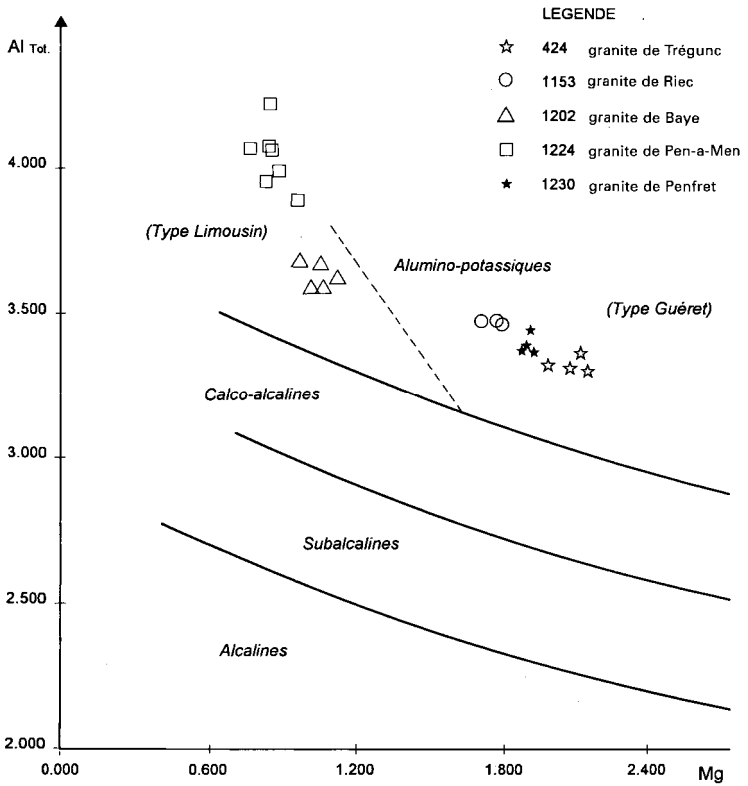


Fig. 17 - Diagramme typologique Al-Mg (Nachit et al., 1985) de composition des biotites pour les granites de la feuille Concarneau, montrant que ces derniers appartiennent à une lignée alumino-potassique soit de type Guéret (granites de Trégunc, de Riec et de Penfret), soit de type Limousin (granites de Baye et de Pen-a-Men)

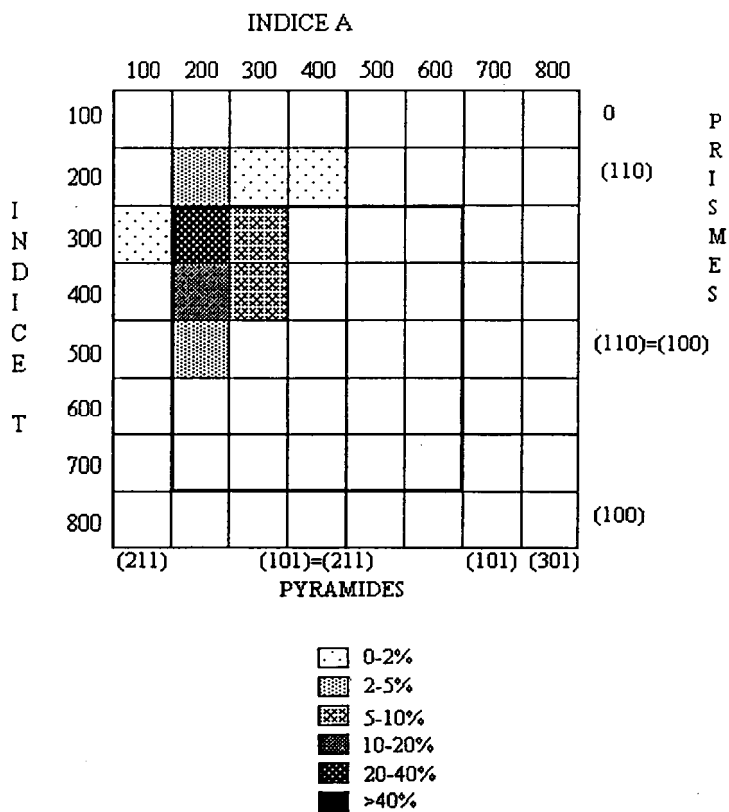


Fig. 18 - Répartition des zircons du granite de Trégunc dans le diagramme de classification typologique (Pupin, 1980)

moyennes plages. Enfin, les micas se présentent en petites plages intergranulaires ou en grands blastes, parfois affectés par des kink-bands.

L'analyse chimique des biotites (tabl. 9) montre, d'après le diagramme typologique Al/Mg de Nachit *et al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celle des biotites des granites alumino-potassiques de type Guéret (fig. 17).

γ^{3Al} . **Granite à muscovite et biotite de Penfret.** Ce granite constitue la moitié méridionale de l'île de Penfret (archipel de Glénan) et il est en contact par faille sur son flanc nord avec le granite de Pen-a-Men. Le granite de Penfret est une roche gris clair, à grain fin et moyen, assez riche en micas blanc. Il présente une texture grenue et est composé de quartz (40-45 %) en petites et moyennes plages, parfois regroupées en amas holoquartzeux, d'albite-oligoclase (35%) en plages moyennes associées à celles du microline (15 %), de muscovite (4-7%) en grandes paillettes parfois affectées par des kink-bands, de biotite (1 à 3 %) et accessoirement d'apatite et de tourmaline.

L'analyse chimique des biotites (tabl. 9) montre, d'après le diagramme typologique Al/Mg de Nachit *et al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celles des biotites des granites alumino-potassiques de type Guéret (fig. 17).

$\sigma\gamma^{1Al}$. **Leucogranite porphyroïde de Pen-a-Men.** Ce granite constitue la moitié nord de l'île de Penfret et se présente comme une roche grise à grain grossier, hétérogranulaire, avec des porphyroblastes de feldspath, localement très nombreux, dont la taille peu atteindre 2 X 5 cm et qui présentent une orientation déterminant une direction de fluidalité variant du 70 au 110. Ce granite est recoupé par des dykes de puissance pluridécimétrique, de granitoïde fin leucocrate à muscovite, eux-mêmes recoupés, comme le granite, par des filonnets de quartz laiteux et de matériel quartzo-feldspathique pegmatoïdique.

Le granite de Pen-a-Men présente une texture grenue porphyroblastique et est composé de quartz (45 %) en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, regroupées en amas holoquartzeux, d'albite-oligoclase (30 %) en moyennes plages ou en grands porphyroblastes cassés, parfois zonés avec un cœur altéré, de feldspath potassique (15 %) (microline, orthose ?) en moyennes plages parfois perthitiques, de biotite (4%) en petites paillettes intergranulaires ou en grandes paillettes maclées sagénite, parfois affectées par des kink-bands, de muscovite (3 %) en grandes paillettes associées à la biotite, et accessoirement de tourmaline et d'apatite.

L'analyse chimique des biotites (tabl. 9) montre, d'après le diagramme typologique Al/Mg de Nachit *et al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celle des biotites des granites alumino-potassiques de type Limousin (fig. 17).

γ^{1A} . **Leucogranite à grain fin de Baye.** Ce granite occupe l'angle nord-est de la feuille Concarneau et se poursuit sur les feuilles voisines Rosporden, Lorient et Plouay. Il est intrusif dans les orthogneiss de Nizon, de Lanmeur-Saint-Ouarneau et du Cosquer, dont il emballe des enclaves et dans lesquels il émet des dykes. Quant à ses relations avec le granite de Riec, elles demeurent indéterminées.

Le granite de Baye affleure peu, ses principales occurrences se situant d'une part en bordure de la quatre-voies Nantes-Quimper et d'autre part le long de la route Riec-sur-Belon-Baye, au niveau de Saint-Ouarneau. Ce granite est une roche gris clair, beige à l'altération, homogène, à grain fin et relativement micacée. Il présente une texture grenue avec du quartz (35-40 %) en petites et moyennes plages engrenées, localement déformées, du plagioclase (35-40 %) (albite-oligoclase) en cristaux subautomorphes souvent zonés avec un cœur plus basique damouritisé, du feldspath potassique (15-20 %) parfois perthitique, de la biotite (2-3 %) et de la muscovite (2-3 %) en paillettes dispersées dans la matrice quartzofeldspathique, parfois déformées par des kink-bands, et accessoirement de l'apatite.

L'analyse chimique des biotites (tabl. 9) montre, d'après le diagramme typologique Al/Mg de Nachit *et al.* (1985), qu'elles ont une composition comparable à celle des biotites des granites alumino-potassiques de type Limousin (fig. 17).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Sous ce terme ont été regroupés les faciès altérés des roches du substrat et les dépôts récents (cénozoïques) qui les recouvrent. Les formations superficielles reconnues sur la carte sont le plus souvent azoïques ou aphytiques (sans éléments de faune ou de flore préservés) et mal datées. Seules les corrélations régionales permettent quelques hypothèses chronologiques. Ces difficultés de datation justifient le regroupement de ces formations superficielles en fonction de leur mode de mise en place plutôt que par leur âge présumé.

On y distingue (fig. 19) les altérites (sous évaluées), les alluvions, les dépôts fluvio-marins et littoraux et les dépôts éoliens. Les dépôts de versants (formations périglaciaires, comme les «arènes litées») n'ont pas été représentées mais une notation ponctuelle indique quelques sites où des formations superficielles intéressantes, mais d'extension plus limitée, ont été observées.

Le tableau 11 (en annexe) présente les correspondances qui existent entre les formations superficielles reconnues sur cette carte et les cartes à 1/50 000 et 1/25 000 moyennes éditées, ainsi que la dernière édition de la carte Lorient à 1/80 000.

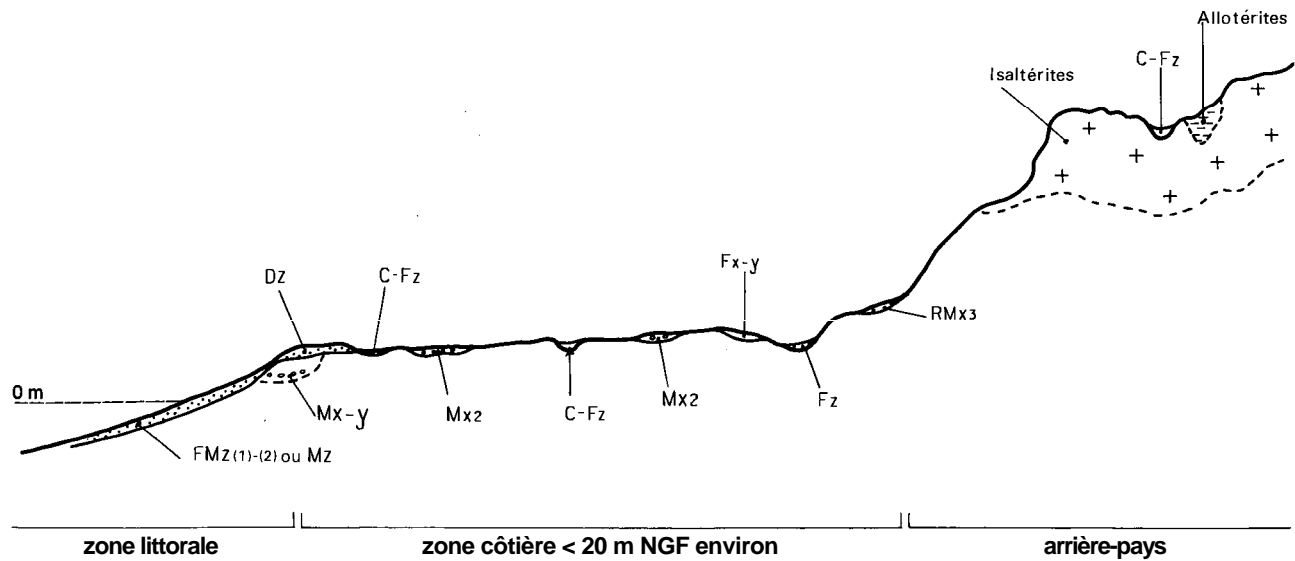


Fig. 19 - Disposition schématique des formations superficielles de la carte Concarneau

Altérites

Ce terme désigne l'ensemble des matériaux issus de l'altération du substrat rocheux sans transport notable du résidu d'altération. Sur cette carte, ce sont soit des arènes au sein desquelles les structures de la roche mère ont été conservées (*isaltérites*), soit des résidus de la désagrégation granulaire et de la corrosion chimique des roches (apparition d'argiles) avec destruction des structures originelles (*allotérites*). Elles témoignent de l'évolution continentale de la région au Tertiaire. Indépendamment de l'érosion du sommet des profils d'altération, l'altération se poursuit à un rythme plus lent depuis le début du Quaternaire.

Les isaltérites (non individualisées sur la carte) apparaissent notamment associées au granite de Riec qui est généralement très altéré sur toute sa surface. En effet, la plupart des affleurements montrent une roche ameublie dont la texture, les grains minéraux et le réseau de fractures sont cependant visibles et comparables à la roche saine. On désigne généralement ces altérites sous le terme « arène ».

En fonction des connaissances régionales (Durand, 1960; Estéoule-Choux, 1970) on peut vraisemblablement supposer que l'origine de cette altération date du Tertiaire. On pourrait être en présence d'une racine préservée du manteau d'altérite qui couvrait la Bretagne au Tertiaire (Durand et Estéoule-Choux, 1974) et qui a été érodé sur le reste du territoire de la carte. Bien que ralentis au Quaternaire (climats froids ou tempérés), ces processus d'altération sont vraisemblablement encore actifs.

A. **Kaolins de Riec-sur-Belon.** Ces altérites apparaissent à Riec-sur-Belon où existe une zone fortement kaolinisée, développée aux dépens du granite à muscovite (biotite) de Riec, à proximité de filons de quartz postérieurs à la mise en place du pluton. Ces kaolins se présentent sous la forme d'une argile beige à blanche plus ou moins polluée de grains de quartz résiduels.

Deux hypothèses concernent la mise en place de ces kaolins (Delfau et Le Berre, 1981). La première, proposée par de nombreux auteurs (Nicolas, 1956; Chauris, 1965; Charoy, 1975), considère que l'origine des kaolins est strictement hydrothermale. Ces auteurs s'appuient sur la présence de veines de quartz dans les kaolins, l'environnement hydrothermal (tourmaline et cassitérite) et la température (150°C) des inclusions fluides des veines de quartz parcourant le granite de Ploemeur (Nicolas, 1956; Charoy, 1975). Toutefois, l'association de la kaolinite à des filons de quartz n'est pas systématique et l'intensité de la kaolinisation n'est pas plus forte à proximité de ces zones particulières. De plus, la kaolinisation ne dépasse jamais 50-60 m de profondeur et ces argiles ne sont pas enrichies en traceurs pneumatolytiques par rapport aux kaolinites d'autres contextes. La seconde hypothèse (Estéoule et Estéoule-Choux, 1978, 1979) considère que ces kaolins se sont développés par altération ménagée (hydrolyse douce; Estéoule-Choux, 1970) à partir

d'un substrat de lithologie particulière (proche d'un leucogranite) et fortement tectonisé (fracturation et broyage du substrat).

L'âge exact de ces allotérites reste inconnu. En fonction des connaissances régionales sur les altérites de Bretagne (Durand, 1960; Estéou-le-Choux, 1970; Durand et Estéoule-Choux, 1974), on peut considérer que cette altération est tertiaire et postérieure à l'Éocène marqué par des profils latéritiques que l'on ne retrouve pas associés à ce type de gisements de kaolins. Cependant, des dalles de grès ladères ont été observées au-dessus des kaolins de Ploemeur (feuille Lorient). La dynamique froide quaternaire n'étant pas favorable au développement de telles altérations, on peut considérer à titre d'hypothèse que ces formes d'altération sont néogènes.

Dépôts fluviatiles

Cette famille regroupe les sédiments déposés par les rivières de la région (alluvions) ainsi que les dépôts d'estuaire qui comblent les rias et dont l'origine est mixte, principalement continentale (alluvions) et remaniées par l'action de la mer (apport de sable, d'éléments carbonatés, influence des marées dans la sédimentation des dépôts).

Fx-y. Alluvions graveleuses anciennes (Pléistocène moyen-supérieur) ; niveau à 3-5 m au-dessus du cours actuel. Ces alluvions sont des reliques d'anciens niveaux fluviatiles, préservés en rive convexe des sinuosités du cours du Belon (à 1 km en amont du littoral). Sur l'Aven, un niveau alluvial situé à 10-15 m au-dessus du fond de vallée se développe dans la partie amont de la rivière, au Nord de Rosporden. En aval, où le cours de la rivière s'encaisse, cette formation n'est représentée que par des galets résiduels (quartz surtout) sur les versants. Souvent recouvertes par les alluvions holocènes ou des dépôts de versants, leur cartographie est sous-estimée. Contrairement à la partie occidentale du Finistère où sont enregistrés de nombreux niveaux (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977), le peu d'informations sur ces alluvions anciennes ne permet pas de connaître précisément leur modalité d'enfoncement (étagement? emboîtement?) et l'aspect des profils en long correspondants.

Ce sont principalement des graviers de quartz ou parfois de fragments de granite aux arêtes plus ou moins émoussées, associés à une matrice de sable quartzueux grossier (1-2 mm). Leur granularité grossière implique une dynamique de dépôt de forte énergie qui n'existait dans le passé que lors des périodes froides du Quaternaire (climats périglaciaires).

Leur surface d'affleurement actuelle se situe entre 0 m et quelques mètres (3 à 5 m maximum) au-dessus du niveau de base actuel. Elles n'ont pas livré d'éléments de datation mais, par analogie avec les études régionales sur les niveaux d'alluvions ou les niveaux marins associés (Hallégouët, 1990), leur âge s'échelonne du Pléistocène moyen (Saalien, Elstérien) au Pléistocène supérieur (Weichsélien). Les forma-

tions weichséliennes constituent vraisemblablement l'assise des alluvions holocènes au fond des vallées.

C-Fz. Colluvions-alluvions holocènes. Ces formations sont des argiles et silts siliceux qui occupent le fond des talwegs dans leur partie amont. Par convention, elles concernent les talwegs secs ou à écoulement intermittent, tandis que les alluvions *s.s.* qui sont en continuité avec ces formations correspondent aux vallées occupées par un écoulement permanent.

Ces sédiments sont apportés par le ruissellement qui érode les versants (champs cultivés notamment) et sont concentrés dans les points bas. Ils sont constitués principalement de particules issues des altérites du substrat (kaolinite, quartz, mica), et correspondent à des zones hydromorphes en l'absence d'écoulement de surface. En bas de versant, elles se caractérisent par un épaissement des horizons humifères des sols. Mal connue, leur épaisseur est généralement inférieure à 0,50 m mais peut vraisemblablement atteindre 1 m localement, l'épaisseur étant croissante vers l'aval.

D'âge holocène, leur mise en place correspond aux conditions climatiques tempérées de l'interglaciaire actuel.

Fz. Alluvions silteuses holocènes. Ces formations sont constituées de sédiments fins, siliceux, où les silts dominent généralement sur les fractions sableuses et argileuses. Ces sédiments apportés par les rivières actuelles forment le sommet du remplissage des fonds de vallées parcourus par des ruisseaux permanents. Ils génèrent un fond plat dans ces vallées dont la limite marque l'emprise de la plaine alluviale (lit majeur) lorsque la pente longitudinale du profil d'écoulement devient faible, dans la partie aval des drains. Sous cette rubrique ont été inclus aussi les dépôts silteux et généralement très organiques qui occupent le fond des étangs à roselières en arrière du cordon littoral, dans la partie aval des vallées au Nord-Ouest de Trévignon.

L'épaisseur du remplissage est mal connue. Elle ne dépasse pas quelques décimètres sur le cours des petites rivières mais est plus importante dans les drains principaux où elle varie de 0,5 m à quelques mètres avant de passer aux dépôts fluvio-marins d'estuaire.

L'âge de ces alluvions est holocène et correspond au relèvement du niveau de base des cours d'eau depuis le retour à des conditions climatiques tempérées, il y a 10 000 ans environ. Elles sont en continuité avec les dépôts fluvio-marins d'estuaires (rias).

L'analyse des pollens dans la vallée de la Vilaine montre que l'homme a modifié notablement le paysage (défrichements, aménagements, cultures) dès le Subboréal, à partir de 5 000 ans B.P. (Morzadec-Kerfourn, 1974). On peut donc supposer qu'une partie des alluvions récentes de la région, et les colluvions correspondantes situées à l'amont des talwegs, sont en partie liées à l'influence des aménage-

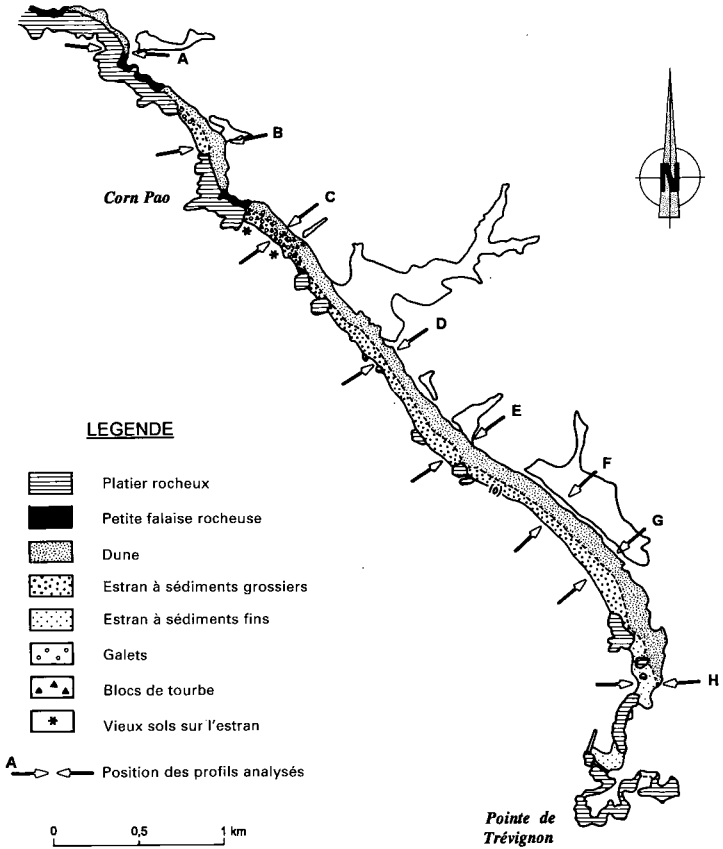


Fig. 20 - Répartition détaillée des formations superficielles holocènes du littoral, entre la pointe de la Jument et la pointe de Trévignon (Le Meur, 1994)

ments anthropiques (érosion des sols) dont l'impact reste néanmoins difficile à quantifier.

T. *Tourbes holocènes.* Des tourbes apparaissent sur la plage de Ker-dalé et devant le Loc'h Louargar (Le Meur, 1994), soit en affleurement continu, soit en blocs désagrégés au sein de l'estran sableux (fig.20). Il est vraisemblable que d'autres niveaux tourbeux existent soit au sein des remplissages fluvio-marins (FMz) des fleuves côtiers, à l'image de ce qui existe près de Lorient (Morzadec-Kerfourn, 1974; Horrenberger *et al.*, 1972), soit en amont des talwegs, à proximité des sources, lorsque la morphologie locale est plane et le drainage mauvais. Ces tourbes littorales, comme celles de Ster Vraz à Belle-Ile-en-Mer (Planchais et Corillon, 1968), ont pu commencer à se développer à partir de la fin du Subboréal.

Dépôts fluvio-marins et marins

Ce sont les sédiments dont l'origine est mixte (fluvatile et marine) ou strictement marine. Ils comprennent les vases des estuaires, les estrans sableux des baies («plages») ou des dépôts plus anciens, fossiles, qui s'échelonnent en altitude le long du littoral, sur une bande de quelques kilomètres de large dans l'intérieur des terres.

RMx3. Sables et graviers marins pléistocènes résiduels; niveaux entre +30 et +20 m NGF. Ce sont des sables roux, siliceux, associés parfois à des graviers de quartz émoussés. On les rencontre à l'état de lambeaux pelliculaires (quelques décimètres d'épaisseur maximum), entre 20 m et 30 m d'altitude, en sommet d'interfluve. Ils correspondent à d'anciens cordons littoraux que l'on retrouve plus à l'Ouest, où ils sont généralement plus grossiers (Nédélec, 1983). Ces lambeaux représentent la marque d'anciens estrans et cordons littoraux décalés de 3 à 5 km dans l'intérieur des terres par rapport au rivage actuel.

L'altération pédogénétique qu'ils ont subi (couleur brune) évoque plutôt le Pléistocène que le Tertiaire, mais leur âge exact est encore inconnu (Pléistocène inférieur ? début du Pléistocène moyen ?).

Mx2. Sables et graviers marins pléistocènes; niveaux entre +18 et +10 m NGF. Ce sont des sables roux, siliceux, légèrement consolidés, qui contiennent de rares graviers de quartz émoussés. On les observe fréquemment entre 10 et 18 m d'altitude, dans des coupes dégagées à l'occasion de travaux derrière le cordon dunaire ou épars à la surface des champs. À l'affleurement, ils sont souvent mêlés à des dépôts de versants périglaciaires ou à des altérites cryoturbees (arènes déplacées). Ils sont généralement peu épais (0,5 m ou moins) mais peuvent ponctuellement dépasser 1 m.

Ces dépôts sont les vestiges d'un ou vraisemblablement de plusieurs anciens cordons littoraux (Roynard, 1983) qui jalonnent une ligne de rivage légèrement en retrait (1 km) par rapport au trait de côte actuel.

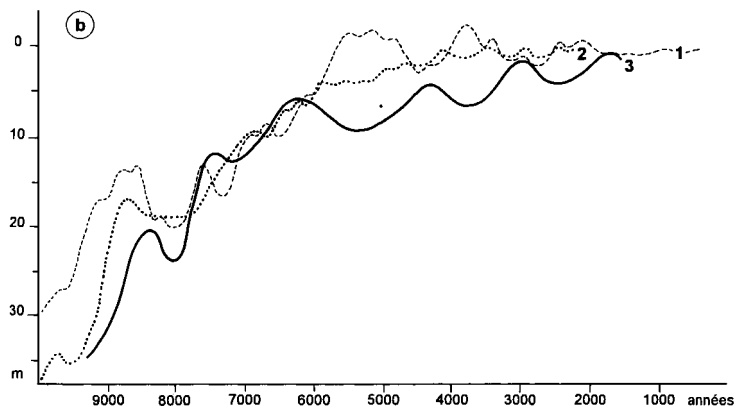
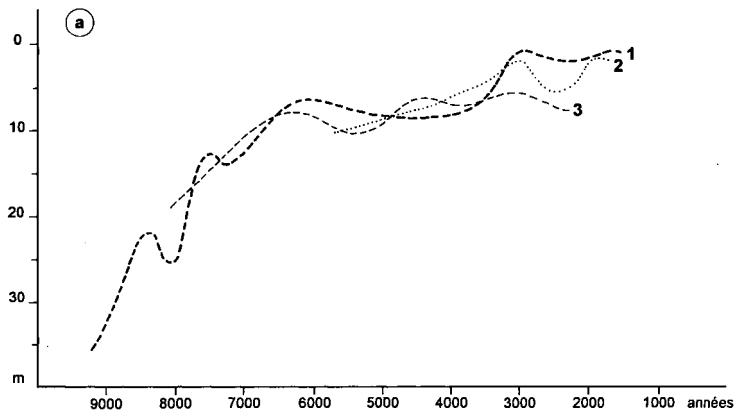


Fig. 21 - (a) Courbes des variations apparentes du niveau de la mer en Bretagne depuis 10000 ans : (1) dans les estuaires, (2) sur les estrans, (3) dans les marais de Dol-de-Bretagne; (b) Comparaison entre la courbe armoricaine (3), la courbe de R.N. Fairbridge (1) et la courbe de N.A. Mörner (2)

(in Morzadec-Kerfourn, 1974)

Si leur association presque systématique avec des formations de climat froid (périglacière) permet de les considérer comme quaternaires, leur(s) âge(s) reste(nt) inconnu(s) : début du Pléistocène moyen ? Pléistocène inférieur ? Ces dépôts sont vraisemblablement contemporains de ceux de la baie d'Audierne où le matériel est généralement constitué de galets.

Mx-y. Niveaux marins anciens (Pléistocène moyen et supérieur) sur l'estran. Il s'agit de sables roux légèrement consolidés avec de rares galets (anciennes plages), visibles directement sur l'estran sous les massifs dunaires ou en coupe dans les petites falaises littorales. Ils sont généralement recouverts par des dépôts périglaciaires peu épais (quelques décimètres à 2-3 m). L'ensemble sédiments littoraux-dépôts périglaciaires est coloré et présente des traces de pédogenèse(s) plus ou moins complexe(s) et polyphasée(s).

D'extension limitée, ce sont les vestiges d'anciens cordons littoraux qui marquent le rivage qui existait lors des dernières périodes interglaciaires du Pléistocène. Il existe vraisemblablement plusieurs niveaux qui s'échelonnent entre 0 et 5-8 m d'altitude, mais aucune stratigraphie de ces dépôts ne peut être présentée pour le moment. On peut simplement supposer, par analogie avec d'autres sites de Bretagne (baie de Saint-Brieuc par exemple; Hallégouët *et al*, 1980; Monnier et Morza-dec-Kerfourn, 1982; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986; Hallégouët *et al*, 1993), que l'on a ici des niveaux marins à l'optimum des interglaciaires (Éémien ou intra-Saalien) vers 5-8 m NGF, ainsi que des niveaux de retrait de la mer en fin d'interglaciaire (phases Saint-Germain I ou II ?) vers 2-3 m NGF ou plus bas. Leur présence démontre que le niveau de la ligne de rivage a peu bougé lors des dernières périodes interglaciaires depuis environ 500 000 ans.

Bien qu'ils renferment des industries paléolithiques (Hallégouët, 1990), ces niveaux sont mal datés dans le détail mais l'analyse régionale de ces formations (Monnier et Le Cloirec 1985; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Hallégouët *et al*, 1992) laisse supposer que ces différents dépôts marquent le dernier interglaciaire au Pléistocène supérieur (Eémien) et ceux qui l'ont précédé au Pléistocène moyen (intra-Saalien, Holsteinien), il y a moins de 500 000 ans environ.

FMz. Dépôts estuariens holocènes. La granularité grossière (fraction sableuse présente) des sédiments sablo-silteux (FMz[1]), gris et riches en matière organique, déposés dans les estuaires (rias), traduit la plus forte énergie des courants dans la partie aval. L'analyse détaillée de leur répartition (Courtaud, 1993) montre qu'ils forment des barres latérales ou au centre des rias, séparant alors souvent un chenal de flot et un de jusant. Ils sont souvent un peu carbonates par apport de débris de coquilles vivant dans le sédiment ou apportées par le flot. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à la limite d'influence des marées à l'amont, jusqu'à 30 m d'épaisseur au niveau du littoral.

Par analogie avec les rias de la feuille Lorient (Horrenberger *et al.*, 1972), ces dépôts d'estuaire correspondent au remblaiement des vallées creusées pendant les périodes glaciaires, notamment la dernière : le Weichsélien. On estime que le niveau moyen des mers s'est abaissé vers -100 m au maximum de froid de la dernière glaciation, au Pléni-glaciaire supérieur, pendant le Weichsélien. La transgression flandrienne à la fin du Boréal (fig. 21 ; Ters, 1973 ; Morzadec-Kerfourn, 1974), il y a 8 000 ans, a modifié le profil d'écoulement de ces vallées. Depuis le Néolithique, le lent relèvement du niveau marin a pour conséquence le remblai progressif des estuaires qui sont peu à peu continentalisés et colonisés par une végétation de prés salés.

Les sédiments silteux (FMz[2]), gris et riches en matière organique, qui se déposent dans les estuaires (rias) ont une granularité fine (fractions silteuse et argileuse) significative de dépôts de décantation. Ils sont principalement visibles dans la partie amont des estuaires. Ils se situent en continuité avec les dépôts plus sableux décrits ci-dessus, avec lesquels ils forment un prisme d'estuaire vraisemblablement organisé globalement comme celui de la Vilaine (Morzadec-Kerfourn, 1974). Ces silts sont un peu carbonatés vers l'aval (présence de débris de coquilles) tandis qu'ils sont siliceux à l'amont quand les apports sont exclusivement terrigènes (Courtaud, 1993). Leur épaisseur varie de quelques décimètres à la limite d'influence des marées à l'amont, jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur (30 m maximum environ) au niveau du littoral.

Ils forment la slikke et le schorre* de ces estuaires dont les délimitations évoluent d'année en année en fonction du niveau de la mer (remontée du niveau moyen, le schorre est démantelé et remplacé par une slikke ; baisse du niveau moyen, le schorre se développe aux dépens de la slikke et l'estuaire tend à se continentaliser : prés salés de l'anse du Belon).

Comme ceux des rias de la feuille Lorient (Horrenberger *et al.*, 1972), ces dépôts d'estuaire se sont déposés à l'Holocène (depuis la fin du Boréal, il y a 8 000 ans, jusqu'à l'actuel).

Mz. Cordon littoral sableux actuel. Ce sont les sédiments qui couvrent l'estran rocheux et forment les plages de sable le long du littoral, de part et d'autre de la pointe de Trévignon et dans les abris des falaises de la côte sud. Les sables sont principalement composés de grains de quartz, de paillettes de micas et de quelques minéraux issus de la désagrégation des roches de la région ou du plateau continental proche. Les débris coquilliers et algaires (maërl) qu'ils renferment expliquent leur taux en carbonates : de 7 à 23 % à l'Ouest de Trégunc et de 35 à 72 % sur les plages de Porz-Manec'h et de Kerfany.

Ces sables sont apportés par la dérive littorale (courant qui longe la côte d'Ouest en Est) et sont momentanément immobilisés au fond des

* *Schorre* : partie supérieure de l'estran, fixée ou en cours de fixation par la végétation.

Slikke : partie basse, vaseuse, comprise entre les chenaux de marée et le schorre.

baies, en arrière des caps dessinés par le littoral rocheux. Comme l'a montré S. Le Meur (1994) sur l'estran situé entre la pointe de la Jument et la pointe de Trévignon, la granulométrie de l'estran est commandée par la dérive littorale W-E : on trouve des galets immédiatement en arrière des caps rocheux (façade est), puis très vite on passe à des sables grossiers ($Md = 1-2$ mm), les petites baies orientées à l'Ouest au pied des caps étant occupées par des sables moyens ($Md = 0,2-0,3$ mm). La composante éolienne (soufflage de l'estran) qui apparaît (fig.20 et tabl. 12) n'est pas figurée sur la carte à 1/50 000 du fait de sa faible importance vis-à-vis de l'importance des sables de l'estran actuel ou des sables grossiers plus ou moins remaniés des niveaux plus anciens (Pléistocène).

Leur mise en place a commencé dès la relative stabilisation de la ligne de rivage actuelle (soit depuis environ 2000 ans) et se poursuit actuellement en fonction du régime des tempêtes, qui peuvent provoquer de brusques démaigrissements de ces estrans.

Dépôts éoliens

Les sédiments d'origine éolienne cartographiés sur la feuille se limitent au cordon de dunes qui borde une partie du littoral. Il existe éventuellement des limons d'origine locale, soufflés lors des périodes froides aux dépens du sommet des altérites. Mais leur ampleur très limitée n'a pas justifié leur cartographie à cette échelle.

Dz. Cordon dunaire littoral holocène. Ce sont des sables carbonatés jaune pâle, soufflés par le vent et immobilisés immédiatement en arrière de l'estran. Ils forment une dune qui s'étale plus ou moins (entre 50 et 300 m de largeur environ) et peut atteindre 3 m d'épaisseur. Localement, cette dune peut recouvrir l'exutoire de petits ruisseaux qui débouchaient sur le littoral par un estuaire aujourd'hui comblé ou dont il ne reste qu'un marais isolé de la mer.

Les analyses granulométriques effectuées (tabl. 12 ; Le Meur, 1994) montrent que ces sables éoliens dérivent des sables de l'estran, la taille moyenne des grains étant légèrement plus faible à la surface de la dune que sur l'estran. Leur médiane varie de 1 à 0,2 mm environ.

Leur mise en place est holocène. Par analogie avec le cordon dunaire de la carte Lorient (Horrenberger *et al.*, 1972) qui recouvre des vestiges archéologiques (mégolithes néolithiques) et qui ennoie des sites de l'âge du fer, on peut supposer que l'édification de ces dunes s'est effectuée à partir de l'âge du fer (légèrement antérieure à 2000 ans B.P.).

Dépôts anthropiques

XM. Fragments de calcaires silicifiés. Au Sud de Trégunc, près de Pont-Kerbrat, on trouve à la surface des champs des blocs de calcaire

silicifié souvent taillés (éclats et outils du Paléolithique). Ce sont des blocs ou des cailloux de roche siliceuse, massive ou poreuse. En lame mince, cette roche est un assemblage hétérométrique de microquartz, de petits quartz et de calcédonite en puzzle et mosaïque qui peut rappeler parfois une opalite. Quelques cavités présentent un revêtement d'oxyde de fer, indice d'illuviation de fer ou de ferro-argilane. Localement, on observe des plages riches en débris organiques de characées dont certains renferment un remplissage de calcite spathique. Ces faciès évoquent des calcaires ou des marnes silicifiés déposés en milieu saumâtre avec de discrètes évolutions subaériennes (comm. F. Ménéillet).

Aucune datation n'a pu être effectuée sur les fragments échantillonnés, mais on peut signaler, à titre d'information, que les silicifications de ce type reconnues en bassin de Paris (Île-de-France, Touraine, Poitou) semblent s'être formées au Néogène (Ménéillet, 1992).

L'origine exacte de ces blocs est inconnue, aucune formation de ce type n'ayant été reconnue à ce jour en domaine continental sur la carte ou ses environs. Le seul endroit proche où de telles roches ont été rencontrées est la plate-forme littorale, au large de Concarneau. On peut donc supposer que ce site marque un habitat préhistorique implanté pendant une phase de retrait du niveau de la mer (phases froides du Pléistocène moyen ou supérieur), ce qui permettait aux hommes de l'époque de s'approvisionner sur la plate-forme littorale alors émergée.

X. **Remblais.** Les remblais correspondent à des terrassements pour l'aménagement de quais dans le port de Concarneau ou lors de la confection de quais le long de l'Aven et du Belon.

GÉOLOGIE MARINE

Morphologie des fonds

La bordure côtière du plateau continental au Sud de la Bretagne est caractérisée par l'existence d'une série d'îles et de hauts-fonds alignés selon la direction sud-armoricaine et formant une « échine rocheuse pré-littorale » qui limite vers le Sud la « dépression périelittorale » (Pinot, 1975). Dans le secteur marin de la feuille Concarneau, cette « échine rocheuse » est constituée par les îles de Glénan à l'Ouest, se prolongeant vers l'Est par le plateau de la Basse Jaune puis, après l'interruption marquée par le chenal de l'île Verte, par le plateau de Baz Doun. La dépression périelittorale comprend ici la partie occidentale de la baie de Concarneau incisant profondément les hauts-fonds et la côte vers le NNW, et une dépression au Sud de la pointe de Trévignon se raccordant, par d'étroits chenaux, à la ria de Porz-Manec'h au Nord et à la passe de l'île Verte au Sud. Cette dépression se prolongeant vers l'Est est caractérisée par des fonds à pente plus ou moins régulière vers le SSE jusqu'à -35 m (cote marine: CM.). La baie de la Forêt-Concarneau, large d'une dizaine de kilomètres, est caractérisée à sa terminaison méridionale par des fonds peu accidentés et à faible pente orientée

vers l'ESE, entre -5 m à -45 m CM. à sa terminaison sud-est où la pente augmente sensiblement vers le large.

Immédiatement au Sud de la zone représentée sur la feuille, la profondeur des fonds augmente régulièrement de -50 à -100 m au niveau du plateau continental interne. Des pentes assez fortes existent au droit des zones rocheuses (*in* Pinot, 1975).

Unités métamorphiques

Métasédiments et métavolcanites

ζ N. Groupe de Nerly : gneiss fins leucocrates rubanés et gneiss fins micacés, indifférenciés. Le Groupe de Nerly avec des gneiss fins micacés, des gneiss fins leucocrates et accessoirement des micaschistes, tel que décrit à terre, se prolonge en mer, d'une part au Sud de Trez-Kao et de Nerly et d'autre part à l'Ouest de Kerfany.

ξ - ζ M. Groupe de Merrien : micaschistes à ocelles d'albite et gneiss fins leucocrates, indifférenciés. Le Groupe de Merrien s'étend sur toute la moitié sud-orientale du plateau continental et des prélèvements d'échantillons sous-marins (Audren et Lefort, 1977; Lefort, comm. pers.) ont permis de reconnaître essentiellement des micaschistes à ocelles d'albite, des quartzites à muscovite et des gneiss albitiques. Deux échantillons correspondent à des micaschistes à chloritoïde : l'un, situé à environ 2 km au sud de l'île Verte (cf. fig. 24), est un chloritoschiste comprenant 15 % de chloritoïde en baguettes synfoliales ; l'autre, situé à 2,5 km au Sud-Ouest de Doëlan, est un micaschiste à chlorite (20 %), muscovite (5 %) dans lequel le chloritoïde, en baguettes synfoliales, atteint une proportion de 25 %. Enfin, le Groupe de Merrien a été reconnu aussi en un panneau délimité par des failles, à l'Est de l'île de Penfret ; et il se poursuit sur le plateau continental à l'Ouest de Concarneau.

Orthogneiss

La continuité des structures et des faciès de l'**orthogneiss de Moëlan** ($\zeta\gamma^3$) et de l'**orthogneiss de Porz-Manec'h** ($\zeta\gamma^{3M}$) de part et d'autre de l'Aven et du Belon, laisse supposer la prolongation de ces unités en domaine sous-marin de ces rias et en bordure de Nerly. De même, les **orthogneiss du Cabellou** ($\zeta\gamma^{4-5}$) et de **Pouldohan** ($\rho\zeta\gamma^{2-3}$, $\xi\zeta\gamma^{2-3}$) se prolongent-ils en mer, mais leur délimitation occidentale demeure imprécise.

Unités granitiques varisques

La reconnaissance sismique et les prélèvements effectués dans la baie de la Forêt-Concarneau (Delanoë et Pinot, 1977; Delanoë, 1988) ont permis de limiter vers l'Ouest l'extension du **granite de Trégunc**

(7) au niveau du réseau de failles de Kerforn dont le jeu est à l'origine du graben dans lequel sont conservées des formations tertiaires.

De même, aux abords de l'île de Penfret et sur le plateau de Basse-Jaune, a été délimité un ensemble granitique indifférencié dit « **granites de Glenan** » (γ^{1-3Al}), regroupant le granite de Pen-a-Men et le granite de Penfret.

Terrains sédimentaires tertiaires

La géométrie du remplissage tertiaire de la baie de la Forêt-Concarneau a été relativement bien déterminée par la sismique-réflexion ; cependant, la nature de ces dépôts n'est connue que par quelques carotages de roche qui ont pu atteindre le substratum sous les sédiments meubles (Delanoë *et al.*, 1975, 1976).

e5-6. Calcaires à nummulites (Éocène moyen). Les formations attribuées à l'Éocène moyen (Lutétien supérieur-Bartonien) constituent l'essentiel du remplissage du fossé si l'on tient compte des âges obtenus et de la géométrie des réflecteurs sismiques, indiquant une conformité interne de ce remplissage. La géométrie observée montre un léger pendage vers l'Est de 2 % et une puissance de la formation qui varie de 30 m à l'Ouest à plus de 100 m à l'Est au pied de la faille orientale.

Les échantillons datés ont été prélevés dans la partie nord-est du fossé et sont constitués (Delanoë *et al.*, 1975) :

- d'un calcaire friable à nummulites, bryozoaires et mollusques, contenant *Nummulites brongniarti*, *N. aturicus*, *Alveolina elongata*, *Fabiana cassis*, *Gyroidinella magna*, indiquant un âge lutétien terminal-bartonien (P. Andreieff, comm. pers.) ;
- d'un calcaire friable à gypsinidés, renfermant *Nummulites* sp., *Stomatorbina concentrica*, *Fabiana cassis*, *Halkyardia minima*, *Epistomaria rimosa*, *Rotalia lithothamnica*, indiquant un âge lutétien supérieur-bartonien.

g3. Sables calcaires à operculines (Oligocène supérieur). Cette unité à laquelle est attribué un âge oligocène supérieur (Chattien) est constituée par un remplissage de dépressions allongées creusées dans le substratum éocène de la baie, que Y. Delanoë *et al.* (1976) interprètent comme un ancien réseau de paléovallées. Trois remplissages de ce type, longs de 3 à 5 km et larges 300 à 500 m, sont observés au sein de la baie. L'unité est constituée de dépôts discordants sur l'Éocène moyen et concordants entre eux.

L'âge ancien, anté-quadernaire, de ces dépôts, a pu être déterminé par des prélèvements qui ont permis de remonter un sable calcaire très fossilifère, dont l'âge chattien est confirmé par la présence de l'espèce *Operculina* gr. *complanata*, avec passage au type hétérostégine.

m1. **Calcaires à miogypsines (Miocène inférieur).** L'unité sismique représentant le Miocène est limité à une couche subhorizontale et discontinue très mince (3 m d'épaisseur maximum). Les carottages réalisés au centre et sur le côté est du fossé, ont remonté un calcaire très friable à miogypsinités. L'âge aquitainien a pu être établi sur la base de l'association suivante : *Miogypsinoïdes complanatus*, *Operculina* gr. *complanata*, *Sphaerogypsina globula*, *Nonion affine*, *Cribrononion vigneauxi*, *Asterigerina planorbis*, *Virgulina schreibersiana*, *Globigerina-noides* sp.

Quaternaire

Non représentés sur la carte du plateau continental à 1/50000, les dépôts quaternaires sont d'épaisseur très variable.

Réseau fluvial submergé

Si l'épaisseur du recouvrement sédimentaire meuble ne peut être précisée dans les secteurs de hauts-fonds rocheux, par contre elle a pu être déterminée par la sismique-réflexion dans les vallées submergées ou les dépressions. Ainsi, dans la dépression tectonique de la baie de la Forêt-Concarneau, le recouvrement de sables quaternaires et de niveaux récents de vase peut atteindre une trentaine de mètres (Pinot, 1975; Delanoë et Pinot, 1977). À l'Est, dans les vallées submergées au large de Porz-Manec'h, il peut atteindre une quinzaine de mètres (Pinot, 1975). Ces vallées sous-marines, qui prolongent les vallées continentales, ont été creusées lors des périodes de bas niveaux marins quaternaires, principalement lors du maximum de la régression wurmienne.

Le seul dépôt pléistocène présumé est « une vieille accumulation pléistocène » localisée au centre de la baie. L'ensemble des remplissages des paléovallées est lié à la dernière remontée du niveau marin à l'Holocène (Delanoë et Pinot, 1977). D'après leur géométrie et les indications fournies par quelques prélèvements superficiels, le remplissage de ces vallées serait constitué dans la partie aval, au niveau de la ria de Karreg C'haon (large de 500 à 1 200 m), par une succession de dépôts irrégulièrement répartis et constitués essentiellement de nappes à galets pouvant former des terrasses (Delanoë et Pinot, 1977) (fig. 22). Ces dépôts de galets sont recouverts de formations plus continues dont quelques-unes montrent des indications de progradation vers la côte ou vers le large. Certaines de ces formations montrent des indications de recreusement intermédiaire. Dans la partie amont des paléovallées, l'essentiel des remplissages serait constitué par des dépôts à galets.

Sédiments superficiels

La distribution des sédiments superficiels est conditionnée par le régime hydrodynamique des différents secteurs contrôlés par la morphologie des fonds, elle-même guidée par les structures et la nature du substratum.

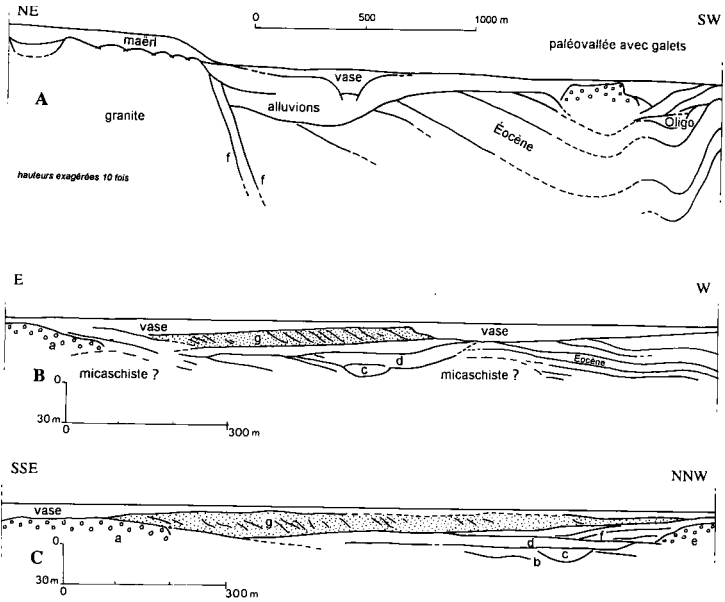


Fig. 22 - Coupes interprétatives de la baie de la Forêt-Concarneau.

- (A) Coupe interprétative d'un profil sismique transversal de la baie au niveau de la pointe de Trévignon;
(B) et (C) Coupes interprétatives de profils sismiques suborthogonaux, transverses sur la paléovallée de Karreg C'haon

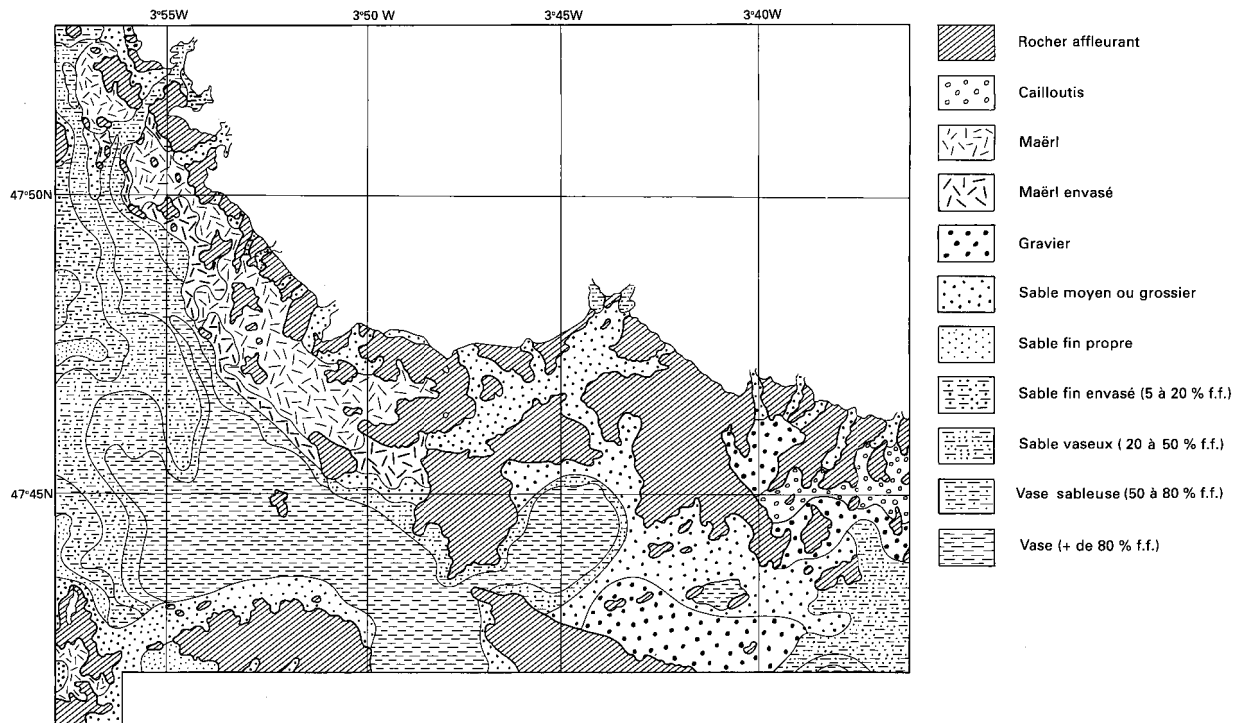


Fig. 23 - Carte des sédiments superficiels du plateau continental

Dans cette région, l'échine rocheuse périlittorale joue le rôle de protection vis-à-vis des houles longues du large, permettant le dépôt et le maintien de sédiments fins dans les parties profondes de la dépression périlittorale. Dans les secteurs les moins profonds, l'agitation due à la houle devient plus importante. De plus, les courants de marée, bien que d'ampleur moyenne dans cette région comparée à celle des courants de la Manche, et les courants de retour expliquent la présence de sédiments plus grossiers et l'existence d'une dérive littorale portant globalement vers l'Est mais variant beaucoup en fonction du découpage de la côte. Ainsi, bien que les sédiments fins soient largement répandus dans la région, les processus actuels d'érosion et de sédimentation sont actifs (Pinot, 1975).

Tout le secteur oriental de la feuille (à l'Est de 3°50'W), à fonds peu profonds et plus exposés aux houles du Sud-Ouest, est caractérisé par la très large proportion des fonds rocheux entre lesquels sont observés surtout des graviers et des sables moyens à grossiers (fig. 23). Dans la partie profonde de la dépression périlittorale, abritée des houles du large par les îles ou hauts-fonds rocheux, les zones les plus profondes sont occupées par des sables vaseux et des vases parfois très molles, comme au niveau de la vasière de Trévignon (Pinot, 1975 ; Delanoë et Pinot, 1977). Cette dernière communique avec la vasière du large par le chenal de l'île Verte.

Ces sédiments fins occupent l'essentiel de l'axe profond de la baie de la Forêt-Concarneau, avec une granulométrie croissante vers les zones de plus faible profondeur, au NNW. Le flanc oriental de la baie est caractérisé par un changement sédimentologique marqué, avec le passage des sédiments fins aux zones de maërl, envasé ou non, s'étendant largement entre les platiers côtiers et les hauts-fonds peu étendus. Cette terrasse à maërl (Pinot, 1975) se retrouve aussi autour des îles de Glénan, mais les sédiments superficiels sont essentiellement sableux (sable moyen à grossier et sable fin).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL VARISQUE

Le métamorphisme régional a été défini essentiellement à partir de l'étude des métasédiments et des metabasites qui, contrairement aux différents métagranites, montrent des paragenèses discriminantes ; de plus, ces séries ont une distribution géographique suffisamment diversifiée pour suivre l'évolution du métamorphisme dans l'ensemble de la feuille Concarneau. Deux épisodes de métamorphisme successifs ont été mis en évidence.

Premier épisode de métamorphisme

Le premier épisode est prograde du Sud au Nord et évolue du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Dans les metabasites, cette évolution est soulignée (Triboulet, 1980) d'une part par la variation de la basicité du plagioclase, et d'autre part par la nature de l'amphibole. Ainsi, au Sud de la feuille, à Raguenez, une amphibole vert clair de type actinote, associée à de l'albite, caractérise le faciès schiste vert *s.s.* ; à l'île Percée, une amphibole bleu-vert, hornblende actinotique, associée à de l'albite, marque une accentuation du métamorphisme; enfin, à Concar-neau, l'association d'une amphibole verte de type ferro- et magnésio-hornblende, et de plagioclase de type andésine, caractérise le faciès amphibolite.

Dans les métasédiments et métavolcanites acides, l'étude des substitutions phengitiques (Triboulet, 1983) confirme le caractère prograde du premier épisode de métamorphisme du Sud au Nord de la feuille ; de plus, les différentes paragenèses observées dans ces formations permettent de mettre en évidence une distribution géographique ordonnée en zones successives dont les limites, bien que n'étant pas des isogrades *s.s.* (du fait de l'absence de données sur la composition chimique des roches), correspondent grossièrement à des lignes WNW-ESE (fig. 24, dépliant en fin de notice). Les principales zones ainsi déterminées sont du Sud au Nord :

- une zone à *chlorite-muscovite*. Cette zone est uniquement reconnue sur le plateau continental et couvre la majeure partie de la formation de Brigneau, essentiellement constituée de micaschistes à ocelles d'albite, et plus rarement de gneiss albitiques et de quartzites. En fonction de la composition du protolite apparaît, de plus, du chloritoïde, de l'épidote, plus rarement du grenat et accessoirement du sphène et de l'apatite ;
- une zone à *muscovite-chlorite-biotite*. Cette zone, relativement étroite, couvre une partie de la formation de Brigneau constituée essentiellement de micaschistes à ocelles d'albite, et plus rarement, de gneiss albitiques micacés. Elle est caractérisée par l'apparition de la biotite qui demeure néanmoins peu abondante par rapport aux autres micas ; de plus, le grenat est assez fréquent et localement du chloritoïde est signalé (Kergolaer; Triboulet, 1983); de rares grains d'apatite et de sphène sont accessoires ;
- une zone à *muscovite-biotite*. Cette zone couvre une partie de la formation de Brigneau (micaschiste à ocelles d'albite), la formation de Raguenez (gneiss fins leucocrates), la formation de Kerhoren (micaschistes à ocelles d'albite et gneiss fins micacés), la formation de Trez-Kao (gneiss fins micacés et micaschistes) et la majeure partie de la formation de Kerfany (gneiss fins leucocrates). Elle est caractérisée par la disparition de la chlorite alors que la biotite devient abondante, voire prépondérante par rapport à la muscovite. De plus, le grenat est fréquent et, en fonction de la composition du protolite, apparaissent aussi de l'épidote et accessoirement du sphène, de l'apatite, de la tourmaline. Enfin, très localement, à l'Ouest de Raguenez, de l'andalousite est présente dans les micaschistes de la formation de Kerhoren ;

- une zone à *muscovite-biotite-staurotide*. Cette zone couvre une partie de la formation de Kerfany (gneiss fins leucocrates) et de la formation de Brigneau (micaschistes). Elle est caractérisée par l'apparition de la staurotide ponctuellement signalée dans la formation de Kerfany (Pont-Caillet; Triboulet, 1983) et relativement abondante à Concarneau dans les micaschistes de la formation de Brigneau. Le grenat est souvent présent aussi dans cette zone et accessoirement apparaissent du sphène, de l'apatite, de la tourmaline ;
- une zone à *biotite-muscovite-sillimanite*. Une seule occurrence de sillimanite en fibrolites a été observée à Pont-Aven, dans les gneiss fins du Groupe de Nerly. Le grenat est toujours présent dans cette zone.

Il s'avère que cette zonéographie métamorphique est affectée par le décrochement senestre du Belon : ainsi l'île Verte se situe-t-elle dans la zone à muscovite-biotite alors que son vis-à-vis sur le flanc oriental du décrochement se situe dans la zone à chlorite-muscovite.

Suite à son étude pétrologique des metabasites, C. Triboulet (1980) propose pour l'évolution de ce premier épisode de métamorphisme, une pression de l'ordre de 6 kbar et une température variant de 400 à 650 °C. L'étude pétrologique des méta-acidites et l'utilisation de différents géothermomètres ont permis à ce même auteur (1983) de préciser le champ de P/T, la pression variant de 5,5 à 6,5 kbar et la température de 380 à 650 °C.

Second épisode de métamorphisme

Le second épisode de métamorphisme est rétrograde par rapport au premier. Dans les metabasites, il se traduit essentiellement par la cristallisation d'amphibole 2, localement verte (Concarneau) et plus généralement bleu-vert, souvent en grands blastes subautomorphes non orientés, en équilibre avec l'amphibole 1 ; il apparaît aussi du plagio-clase (albite), de la chlorite résultant souvent de la déstabilisation de la biotite 1 et du grenat 1, et parfois de la biotite 2 en grands blastes non orientés.

Dans les métasédiments et les métavolcanites acides, ce second épisode se traduit principalement par la cristallisation de chlorite 2, soit en grands blastes, soit en pseudomorphose de la biotite 1, du grenat 1 et de la staurotide, d'albite et dans une moindre mesure de biotite 2 et de muscovite 2.

Ce second épisode de métamorphisme se révèle ainsi, d'une part d'une intensité nettement inférieure à celle du premier, et d'autre part relativement uniforme sur l'ensemble de la zone ; cependant la biotite 2 n'ayant pas été observée dans la partie sud-est de la feuille, alors qu'elle est souvent présente par ailleurs, il est probable qu'il y ait néanmoins un certain gradient du Sud au Nord de la feuille. C. Triboulet (1983) a évalué les conditions de P/T de ce métamorphisme respectivement à 3,5-5 kbar et 470-500 °C ; il est cependant probable que l'estimation

de la température est surévaluée en ce qui concerne la partie sud-orientale de la feuille.

DÉFORMATIONS VARISQUES

Petites structures et microstructures

L'ensemble des unités métamorphiques, orthogneissiques, métavolcaniques et métasédimentaires, est affecté par une foliation principale (SI); celle-ci, orientée N90-N110 est souvent subverticale ou fortement pentée (60 à 80°), très généralement vers le Nord, et localement (région de Raguenez-Nerly) vers le Sud. Cette foliation est très pénétrative ; cependant, au cœur de l'orthogneiss de Moëlan, tel à Porz-Manec'h et dans la carrière du Guily, il subsiste des « îlots » où, bien que présente, elle est nettement moins intense.

Cette foliation principale résulte principalement d'une déformation coaxiale, qui se traduit en outre par le double boudinage en « tablettes de chocolat » des niveaux d'amphibolites présents dans les métasédiments. De plus, dans ces derniers, elle est associée à des plis intrafoliaux pluricentimétriques à pluridécimétriques dont seules les charnières sont parfois conservées en reliques, notamment lorsqu'elles sont soulignées par des exsudats quartzeux (fig. 25). L'axe de ces plis a été mesuré localement, 30° au 285 dans la région de Nerly, et au 80-95 à l'île Percée, cette dispersion résultant des effets des déformations postérieures.

Cette foliation principale résulte cependant aussi localement d'une déformation non coaxiale, et elle est alors associée à des plans «C» dans des bandes de cisaillement qui s'observent, tant au niveau du minéral que de l'échantillon et de l'affleurement. Ces bandes de cisaillement sont parfois présentes dans les métasédiments, mais elles sont plus fréquentes dans les orthogneiss, notamment celui de Nizon :

- dans les métasédiments, de telles bandes de cisaillement s'observent ainsi à l'Ouest de Raguenez, dans la formation de Kerhoren, où elles donnent à la série en « poissons » ($\alpha \approx 30^\circ$) pluricentimétriques à pluridécimétriques, compatibles avec un cisaillement dextre. Elles sont aussi très bien développées dans cette même formation et la formation de Brigneau, entre la pointe de Kerhermen et l'île Percée où, présentes tant à l'échelle du minéral que de l'affleurement ($\alpha \approx 35^\circ$), elles sont compatibles avec un cisaillement senestre (fig. 26B). Elles s'observent enfin localement dans la formation de Kerfany, d'une part dans la région de Moulin-l'Abbé ($\alpha \approx 40^\circ$) et d'autre part à Lannéguy ($\alpha \approx 30^\circ$) où elles correspondent à un cisaillement dextre ;

- dans l'orthogneiss de Moëlan, les bandes cisaillements sont visibles d'une part à Kermeur-Bihan et au château de Belon ($\alpha \approx 35^\circ$) et d'autre part à Rospico, le long du contact (tectonique) de cet orthogneiss avec les métamorphites du Groupe de Nerly, où elles correspondent à un cisaillement senestre. Elles apparaissent aussi à Kerdru, en

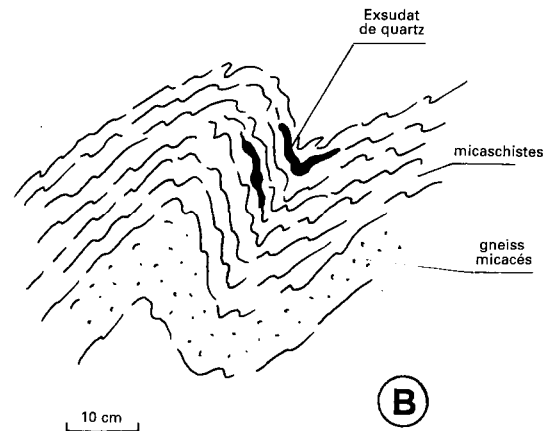
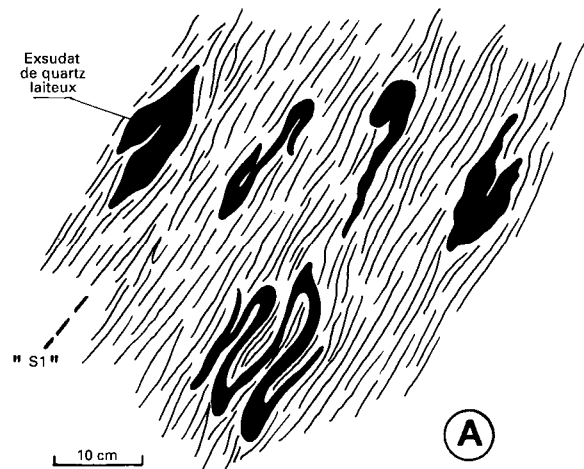


Fig. 25 - A : Plis intrafoliaux, soulignés par des exsudats de quartz laiteux, avec la foliation principale S1 de plan axial; micaschistes de la formation de Brigneau, Groupe de Merrien, grève de Kerdoualen. B : Plis en chevrons tardifs déformant la foliation principale S1; micaschistes et gneiss micacés de la formation de Trez- Kao, Groupe de Nerly, pointe de Trez-Kao

bordure du contact avec l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau, où elles sont compatibles avec un cisaillement dextre. Elles sont observables enfin, à Penkernéo ($\alpha \approx 20^\circ$ à 40°), où elles affectent tant l'orthogneiss de Moëlan *s.s.* que l'enclave de l'orthogneiss de Porz-Manec'h; dans cette zone, elles sont particulièrement bien soulignées par la déformation des porphyroclastes de feldspath et sont compatibles avec un cisaillement senestre (fig. 26A) ;

- dans l'orthogneiss du Cosquer des bandes de cisaillement correspondant à un cisaillement senestre ($\alpha \approx 35^\circ$) sont visibles ponctuellement au Cosquer et au Guily ;

- dans l'Orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau, des bandes de cisaillement ($\alpha \approx 40^\circ$) compatibles avec un cisaillement dextre et principalement matérialisées à l'échelle du minéral, apparaissent dans l'anse de Pen-Mor ;

- enfin, dans l'Orthogneiss de Nizon, où elles sont particulièrement développées, à toutes échelles, et où elles sont très bien soulignées par la déformation dissymétrique des porphyroclastes de feldspath, les bandes de cisaillement correspondent ($\alpha \approx 30^\circ$) très généralement à un cisaillement dextre (fig. 26C) ; cependant, sur la rive ouest de l'Aven, depuis le Nord de Pont-Aven jusqu'au château du Plessis, elles correspondent à un cisaillement senestre ($\alpha \approx 35^\circ$).

La foliation principale (S1) porte localement une linéation d'étirement minérale ; celle-ci est peu fréquente dans les métasédiments, mais s'observe néanmoins dans les micaschistes du Groupe de Merrien, marquée par l'étirement des îlots quartzeux; son pendage varie de 5° à 15° et sa direction du 265 au 290. Dans l'orthogneiss de Moëlan, une linéation minérale d'étirement est visible dans la région de Kermeur-Bihan où elle est marquée par l'étirement des «amas» quartzeux qui pendent de 5° à 20° au 265-290. Dans l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau, une linéation minérale nettement marquée apparaît dans la moitié orientale du massif ; soulignée par le quartz et la biotite, elle est localement, comme à Kerland et à Saint-Ouarneau, presque prépondérante sur la foliation ; son pendage varie de 15° à 40° au 250-265. C'est cependant dans l'orthogneiss de Nizon qu'une telle linéation est la plus fréquente et la plus intense, pendant de 3° à 15° au 80-90 ou au 270-280; de plus, dans la région de Laniscar, cette linéation devient prépondérante sur la foliation et apparaissent alors, au sein de cet orthogneiss, des « L » tec-tonites.

Les structures ductiles postérieures à la foliation principale sont assez fréquemment observées dans les unités métasédimentaires. Elles sont représentées par des plis, parfois par une schistosité « S2 » et localement par une linéation. Les plis ont une amplitude pluridécimétrique à plurimétrique, sont assez serrés, parfois disharmoniques et montrent souvent sur leurs flancs de petits plis d'entraînement en chevrons. Leurs axes montrent une assez grande dispersion tant en plongement (5° à 50° , rarement plus), qu'en direction (70 à 110 ou 265 à 290) et leur plan axial est généralement subvertical ou fortement pente vers le Nord (60° à 80°). La schistosité « S2 » apparaît associée à ces plis, étant

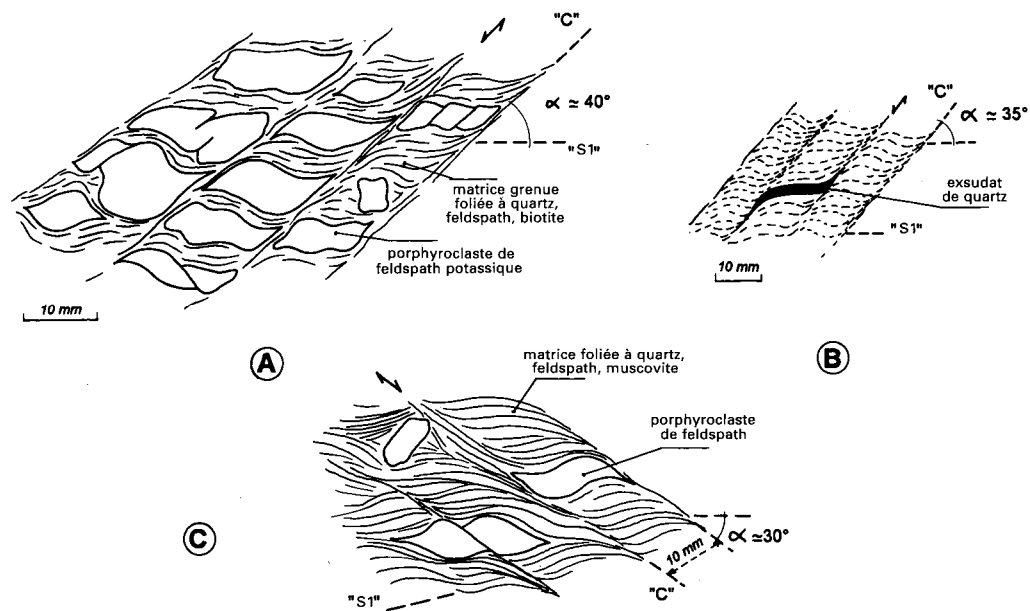


Fig. 26 - Relations plans S1/C (section x 2) compatibles soit avec un cisaillement senestre : A, dans l'orthogneiss de Porz-Manec'h, à la pointe de Penkernéo; B, dans les micaschistes de la formation de Brigneau, à Kerdoualen; soit avec un cisaillement dextre

C, dans l'orthogneiss de Nizon à l'Ouest de Riec-sur-Belon

de plan axial par rapport aux chevrons. Elle est de type crénulation ou dissolution-cristallisation et n'est que peu pénétrative; elle est cependant relativement bien marquée dans les gneiss fins micacés de la formation de Kerfany (Groupe de Nerly) dans la région de Nerly. À ces plis et cette schistosité est de plus localement associée, outre la linéation résultant de l'intersection S1/S2, une linéation de microfronces parallèles aux axes des plis en chevrons.

Enfin, ces deux générations de petites structures sont reprises par des kink-bands.

Dans le granite de Trégunc, notamment tout au long de sa bordure nord, entre Concarneau et Pont-Aven, on note une schistosité fruste, subverticale, orientée au 100-110, parallèlement à la foliation principale des séries métamorphiques adjacentes, et au 80 tout au long de la côte, depuis Pouldohan jusque Kerdalé.

Contacts tectoniques inter-unités

Orthogneiss de Nizon/métasédiments du Groupe de Nerly

Ce contact n'affleure que ponctuellement; cependant, cartographiquement, il apparaît soit invaginé et disposé en travers de la foliation principale, tel au Sud-Est de Pont-Aven, soit parfaitement rectiligne sur de grande distance et parallèle à la foliation principale, comme entre Kroaz-Hent-Bouillet et Pont-Aven. Dans le premier cas, il est très probable que ce contact est de type intrusif et qu'en dépit d'un métamorphisme ultérieur (à l'origine de la foliation principale) il illustre l'intrusion de l'orthogneiss de Nizon dans les métasédiments du Groupe de Nerly. Dans le second cas, par contre, le contact est probablement tectonique : d'une part, aux rares endroits où il affleure, à Kroaz-Hent-Bouillet et dans la rivière de Kerfrances, il est net et il n'existe ni enclaves de métasédiments dans F orthogneiss, ni de sills d'orthogneiss dans les métasédiments, et d'autre part il y a une accordance tectono-métamorphique entre ces deux unités ; ceci implique que la tectonisation de ce contact se soit faite au cours de la phase de déformation et de métamorphisme associée à la foliation principale. Enfin, à l'Est de Pont-Aven, où les métasédiments disparaissent, la trace de cet accident se perd au sein de F orthogneiss de Nizon, lequel est de plus recoupé, au niveau de Riec-sur-Belon, par le granite de Riec.

Orthogneiss de Moëlan/ métasédiments du Groupe de Nerly

À l'Est du Belon, Forthogneiss de Moëlan affleure en deux bandes séparées et bordées par les métasédiments du Groupe de Nerly ; à l'Ouest, par contre, il ne forme qu'une seule bande recoupée au Nord par le granite de Trégunc mais bordée aussi, sur son flanc sud, par le Groupe de Nerly. L'orthogneiss de Moëlan se révèle très clairement intrusif dans les métasédiments sur les flancs nord des deux bandes situées à l'Est du Belon ; ceci se traduit d'une part par des enclaves de

métasédiments sur la bordure de l'orthogneiss, et d'autre part par des digitations d'orthogneiss interstratifiées sur la bordure des métasédiments (fig. 4). Par contre, sur les flancs sud de ces deux bandes et sur le flanc sud du massif occidental, les contacts avec les métasédiments sont tectoniques : en effet, d'une part ils sont parfaitement rectilignes, parallèles à la foliation principale, et d'autre part ils sont nets et il n'apparaît alors ni enclaves, ni digitation de part et d'autre du contact. Enfin, l'accordance tectono-métamorphique de ces différentes unités implique que la tectonisation de ces contacts soit contemporaine de la phase de déformation et de métamorphisme associée à la foliation principale, d'autant que vers l'Ouest ce type de contact est recoupé par le granite de Trégunc.

Métasédiments du Groupe de Nerly/métamorphites du Groupe de Merrien

Ce contact, ne montrant pas de gradient particulier, ni de déformation, ni de métamorphisme, peut être relativement difficile à pointer précisément lorsque les lithologies des deux groupes présentent des convergences, comme à l'Ouest de Kerhoren et à Kerhermen. Cependant, à l'échelle cartographique, il apparaît une nette troncature du Groupe de Merrien d'Ouest en Est, la formation de Kerhoren disparaissant, et c'est alors la formation de Raguenez qui est directement au contact du Groupe de Nerly, tel au niveau de Moulin-l'Abbé. En dépit de cette troncature, il y a accordance tectono-métamorphique entre les deux groupes et le contact lui-même est parallèle à la foliation principale.

Nature et âge des contacts anormaux inter-unités

Il s'avère tout d'abord que ces différents contacts anormaux appartiennent à la tectonique varisque, étant recoupés par différents granites mis en place à la fin de ce cycle : granite de Trégunc, granite de Riec et plus à l'Est, en dehors de la feuille Concarneau, granite de Guidel.

Les contacts anormaux orthogneiss/métasédiments, ne semblent pas correspondre à des contacts tectoniques majeurs. En effet, dans tous les cas, les orthogneiss impliqués sont tout d'abord intrusifs dans les méta-morphites et, de ce fait, les contacts anormaux locaux avec ces dernières ne correspondent donc pas à l'accrétion de séries appartenant à deux sites géotectoniques différents. Il est plus vraisemblable que ces contacts anormaux représentent des décrochements ou des décroche-vauchements mineurs, initiés au cours de la phase principale de déformation et de métamorphisme, vraisemblablement concomitamment aux bandes de cisaillements.

Le contact anormal Groupe de Nerly/Groupe de Merrien, par contre, est d'une toute autre nature et importance. En effet, ce contact, recoupé à l'Ouest par le granite de Trégunc (330 ± 13 Ma) et à l'Est par le granite de Guidel (≈ 330 Ma), paraît correspondre à l'accrétion de terranes appartenant à deux sites géotectoniques différents : l'un, le Groupe de

Nerly, est ainsi caractérisé par un magmatisme alcalin de type intra-plaque continentale, alors que l'autre, le Groupe de Merrien, comprend un magmatisme de contexte de convergence de plaques, marges actives et arcs insulaires. Ainsi, en dépit de l'accordance tectono-métamorphique réalisée entre ces deux unités au cours de la phase de déformation et de métamorphisme associée à la foliation principale, il s'agit là d'un contact tectonique majeur. Cette accréation, du fait de l'âge ordovicien inférieur (481 ± 11 Ma) du Groupe de Merrien, et de l'âge équivalent (485 ± 6 Ma) de l'orthogneiss qui recoupe le Groupe de Nerly, s'est vraisemblablement déroulée à l'Eovarisque (ou au Panafricain tardif), l'ensemble étant ensuite homogénéisé au Dévonien au cours de la phase principale de déformation et de métamorphisme varisque.

DÉFORMATIONS FINI- ET POST-VARISQUES

Les déformations fini- et post-varisques sont représentées par des failles conjuguées axées respectivement NW-SE et NE-SW dont les principales apparaissent d'une part sur le plateau continental, depuis la baie de la Forêt-Concarneau jusqu'au plateau de Basse Jaune, et d'autre part le long de la rivière du Belon et de son estuaire.

Dans la baie de la Forêt-Concarneau, ces failles appartiennent au système du « décrochement Kerforn » axé NW-SE, à rejeu dextre pluri-kilométrique et qui, au-delà de la feuille Concarneau, se poursuit d'une part vers le Nord-Ouest jusqu'au Nord de l'île d'Ouessant, en passant par Quimper, la baie de Douarnenez, la presqu'île de Crozon et la région du Conquet, et d'autre part vers le Sud-Est, sur le plateau continental, jusqu'au large de Belle-Île. Cet accident décrochant en extension, est actif dès le Trias supérieur (d'après la datation à 205 Ma d'une dolérite mis en place dans ce système, dans la région du Conquet ; Bel-Ion *et al.*, 1985) et peut-être avant, mais postérieurement au Stéphanien (car il recoupe le granite de Pont-l'Abbé daté à 305 ± 6 Ma). Il pourrait ainsi correspondre aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique Nord, dont la marge continentale armoricaine présente une direction remarquablement parallèle à celle des accidents de la famille Kerforn. Cependant, dans la baie de la Forêt-Concarneau, il apparaît de plus, clairement (Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë, 1988), que le système Kerforn a joué assez fortement à l'Eocène supérieur-Oligocène, d'après l'âge des sédiments déformés par ces rejeux, et peut-être aussi, mais très modérément, à l'actuel. Ces rejeux fini-tertiaires du système Kerforn se sont réalisés essentiellement en failles normales disposées en relais, qui déterminent ainsi un graben orienté NW-SE, avec un rejet vertical moyen de l'ordre de 30 m sur son flanc sud-ouest et de 100 m sur son flanc nord-est. Ce jeu de faille entraîne, de plus, la formation de plis amples dans les séries d'âge éocène moyen-oligocène, plis dont les axes sont localement légèrement obliques par rapport à la direction des failles, ce qui pourrait traduire une légère composante décrochante de ces failles à rejet essentiellement vertical.

Enfin, il faut sans doute aussi rattacher au système Kerforn, la mise en place de très importants filons de quartz laiteux de la région de Riec-sur-Belon, qui témoignent d'une tectonique en extension de direction comparable ; de plus, vers le Sud, ces filons se rattachent, par l'intermédiaire d'une faille courbe qui suit la rive de l'anse de Pen-Mor, au décrochement conjugué du Belon.

Le long de la rivière du Belon, la faille décrochante axée NE-SW présente un rejeu senestre kilométrique. Vers le Nord-Est, au niveau de Lannéguy, elle passe d'une part à une suite de failles en relais, de même orientation et légèrement décrochantes, qui recourent principalement l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau et les métasédiments du Groupe de Nerly, et d'autre part à une faille courbe subméridienne qui la relie aux filons de quartz de Riec-sur-Belon. La trace de ce système décrochant se perd vers le Nord-Est au niveau de Saint-Ouarneau et vers le Sud-Ouest, sur le plateau continental, au large de l'île Verte. À terre, cet accident est particulièrement bien visible sur la rive ouest du Belon, au Sud de la plage de Questelan, où il met en contact, par l'intermédiaire d'une zone broyée de 60 à 70 m de large, l'orthogneiss de Moëlan et les métasédiments du Groupe de Nerly. La trace de cet accident est bien marquée aussi au Nord du château du Belon où il induit une zone broyée de 20 à 30 m de large au sein de l'orthogneiss de Moëlan. Enfin, sur le plateau continental, le décalage des zones d'isométamorphisme à l'Est de l'île Verte souligne aussi l'influence de cet accident. L'âge de ce décrochement est supposé identique à celui du décrochement Kerforn avec lequel il forme un système conjugué ; cependant, aucun témoin d'éventuel rejeu d'âge tertiaire n'a été observé le long de cet accident.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

LE PANAFRICAIN TARDIF

Sédimentation, volcanisme et plutonisme au Protérozoïque supérieur

Le Protérozoïque supérieur n'est identifié que très localement dans le domaine sud-armoricain et, dans la région de Concarneau, il se limite à une enclave d'extension kilométrique. Cette dernière comprend d'une part des métasédiments qui correspondent à une série détritico-terrignone comportant des rares interstratifications de metabasalte à affinité de série alcaline intracontinentale, et d'autre part un granitoïde, l'orthogneiss de Porz-Manec'h, qui les recoupe et dont le protolite (592 ± 10 Ma) appartient à la famille des adamellites. Aucun témoin d'un épisode tectono-métamorphique comparable au Cadomien des domaines nord et centre-armoricain, n'a été reconnu dans cette unité ; cependant, ni sa faible extension, ni l'intensité des déformations varisques qu'elle a subi postérieurement, ne facilite une telle reconnaissance, et de ce fait l'évolution au Protérozoïque supérieur demeure incertaine.

Sédimentation, volcanisme et plutonisme au Paléozoïque inférieur

Dans la région de Concarneau, la sédimentation et le volcanisme du Paléozoïque inférieur sont illustrés essentiellement par les formations des groupes de Merrien et de Nerly ; il apparaît très clairement que durant cette période la sédimentation s'est développée dans deux différents sites paléogéographiques, l'un correspondant à un environnement de subduction et l'autre à un bassin intracontinental.

Ainsi, les métasédiments et métavolcanites du Groupe de Merrien, (Ordovicien inférieur, 481 ± 11 Ma) correspondent à une série détritique terrigène de type grauwacke (micaschistes à ocelles d'albite) ; celle-ci s'est constituée en contexte d'arc insulaire au vu du chimisme du volcanisme acide (métarhyolite) et basique (métabasalte) associé, avec un bassin marginal actif si l'on se réfère à la très grande puissance des métasédiments (Thiéblemont *et al*, 1989).

Les métasédiments et métavolcanites du Groupe de Nerly ne sont pas datés aussi précisément que les précédents ; ils sont néanmoins au plus d'âge ordovicien inférieur, étant recoupés par l'orthogneiss de Moëlan (485 ± 6 Ma), mais ils peuvent aussi être plus anciens. Relativement puissants, ils correspondent à une sédimentation détritique terrigène à dominante quartzeuse ou grésio-feldspathique et grésio-pélimitique (gneiss fin leucocrate lité, gneiss micacés), avec de rares épisodes volcaniques, acides (métarhyolites) et basiques (métabasaltes) d'importance réduite. Au vu du caractère franchement alcalin de ce volcanisme et de la nature des métasédiments, le site de formation de ces séries est très vraisemblablement en bassin intracontinental.

Le plutonisme du Paléozoïque inférieur est particulièrement développé dans la région de Concarneau comme dans l'ensemble du domaine sud-armoricain. Il se concrétise par la mise en place de granitoïdes variés. L'orthogneiss du Cosquer (métagranite) daté à 497 ± 11 Ma et l'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau daté à 498 ± 12 Ma (association de métatonalites, de métagranodiorites et de méta-adamellites) présentent une signature géochimique claire de contexte de subduction qui évoque celle de la formation de Raguenez (481 ± 11 Ma). L'orthogneiss de Nizon (métagranite ; 450 ± 8 Ma ?) associe des leucogranites aluminés et des granites subalcalins, association connue en contexte collisionnel à post-collisionnel. Enfin, l'orthogneiss de Moëlan (métagranite) daté à 485 ± 6 Ma, présente une association complexe de roches franchement alcalines et de roches calco-alcalines, association qui pourrait correspondre à une évolution rapide du contexte géotectonique depuis une convergence vers une distension.

Bien que ces données soient encore fragmentaires, elles amènent à considérer l'évolution du domaine sud-armoricain au Paléozoïque inférieur (jusqu'à l'Ordovicien inférieur) comme partie du Panafricain terminal. En effet, bien que traditionnellement le magmatisme ordovicien soit associé à un contexte distensif marquant le début du cycle varisque

(Vidal, 1980 ; Autran et Cogné, 1980), il apparaît de plus en plus clairement que l'essentiel de ce magmatisme s'est développé en contexte de convergence (subduction et collision continentale). De ce fait, cette évolution s'inscrit plutôt dans le contexte panafricain, et c'est seulement à la suite de cette convergence que débute l'extension varisque dans le domaine sud-armoricain. Cet important plutonisme ordovicien différencie nettement ce domaine, des domaines nord et centre-armoricain où, de plus, le début de l'extension varisque est bien identifiée à l'Ordovicien inférieur (Robardet *et al.*, 1993 ; Egal *et al.*, 1996), se traduisant notamment par l'individualisation de bassins et le développement de séquences sédimentaires transgressives avec intercalations volcaniques.

LE VARISQUE

Sédimentation, volcanisme et plutonisme de l'Ordovicien au Carbonifère

Les séries sédimentaires ordoviciennes à dévoniennes, dans le domaine sud-armoricain, sont connues uniquement en pays ligérien et vendéen. Dans cette dernière région, le volcanisme associé a permis de caractériser un contexte de distension intracontinentale à l'Ordovicien (série du Choletais ; Thiéblemont *et al.*, 1987) et un contexte de convergence au Silurien (porphyroïdes de Vendée; Thiéblemont, comm. pers., 1994).

Par contre, les sédiments d'âge carbonifère sont présents tant à l'Est du domaine sud-armoricain qu'à l'Ouest de ce même domaine ; en effet, bien qu'ils n'apparaissent pas sur la feuille Concarneau, ils sont connus dans les régions voisines de Quimper (séries du Westphalien supérieur) et du cap Sizun (séries d'âge stéphanien; Le Corre *et al.*, 1991) où ils correspondent à d'étroits bassins en décrochement.

Le plutonisme associé au cycle varisque est particulièrement bien développé dans tout le domaine sud-armoricain. Il comprend quelques granites d'âge dévonien qui, tel celui d'Auray (372 ± 24 Ma; Peucat, 1983), sont franchement anatectiques et traduisent un contexte de collision continentale avec épaissement crustal. Mais il est surtout caractérisé par des granites d'âge carbonifère inférieur qui, tels celui des Trégunc (330 ± 13 Ma) et celui de Riec, sont des granites peralumineux de type Guéret, et des leucogranites d'âge carbonifère supérieur qui, tel celui de Baye, sont des granites peralumineux de type Limousin. La mise en place de ces granites carbonifères est associée au fonctionnement des grands cisaillements dextres de la zone broyée sud-armoricaine, en fin d'évolution de la collision continentale, ou à l'affaissement de la chaîne (Gapais *et al.*, 1993).

Tectonique varisque

Les effets de la tectonique distensive ordovicienne, anté-orogénique, ne sont guère observés dans le domaine sud-armoricain et seul le chi-misme du volcanisme associé à cette tectonique (Choletais) témoigne de sa réalité (Thiéblemont *et al*, 1987).

En effet, dans ce domaine, l'empreinte de la tectonique compressive siluro-dévonienne est nettement prépondérante ; elle se traduit par un métamorphisme de type haute pression évoluant vers un métamorphisme de type moyenne et/ou basse pression, et haute à basse température, associé à une déformation à caractère tangentiel prédominant (Ballèvre *et al*, 1994). Ce métamorphisme haute pression qui affecte des séries à affinité tant océaniques (séries de Groix) que continentales (séries de Champtoceaux), est asynchrone sur l'ensemble du domaine sud-armoricain, se manifestant à l'Ordovicien supérieur (éclogites de Vendée, 436+15/- 12 Ma; Peucat, 1983), au Silurien (schistes bleus de Groix et du Bois-de-Céné, 400-420 Ma; Peucat, 1986; Peucat *et al*, 1986) ou au Dévonien supérieur (éclogites de Champtoceaux, 358 ± 2 Ma; Paquette, 1987). Ce type de métamorphisme témoigne d'un contexte de convergence, subduction et/ou collision, et son évolution correspond à un rééquilibrage thermique au cours d'une collision, suite à l'épaississement crustal dont témoigne le granite anatectique d'Auray. De même, la déformation, essentiellement de type tangentiel, associée à ce métamorphisme et observable à différentes échelles (plis en fourreaux dans les séries de Groix, chevauchements inter-unités des séries de la Vilaine), témoigne de ce contexte de convergence.

Au Carbonifère, la tectonique varisque est dominée par les effets de grands cisaillements transcurrents dextres auxquels sont associés la verticalisation de nombreuses structures antérieures et la formation de blastomylonites, telles celles de la zone broyée sud-armoricaine. Dès cette époque débute aussi l'écroulement de la chaîne varisque, avec l'individualisation de failles normales ductiles favorisant la mise en place de leucogranites (Gapais *et al*, 1993). Enfin, au Carbonifère supérieur, le long des grands cisaillements s'individualisent d'étroits bassins sédimentaires continentaux en pull-apart.

En résumé, il apparaît que le cycle varisque dans le domaine sud-armoricain comprend :

- une période d'extension relativement brève durant l'Ordovicien, caractérisée notamment par un volcanisme alcalin interstratifié dans les séries sédimentaires ;
- une période de convergence qui débute dès le Silurien et dont le cli-max se situe au Dévonien. Cette convergence initialise des contextes de subduction et une collision continentale qui se traduisent par un métamorphisme HP évoluant vers des conditions MP-BP/HT-MT, conduisant parfois à l'anatexie, et associé à une déformation essentiellement tangentielle ;

- une période d'affaissement de la chaîne qui, au Carbonifère, après ou concomitamment au fonctionnement de grands accidents cisailants dextres, se traduit par l'apparition de failles normales ductiles. À ces structures sont associées la mise en place de leucogranites syncinématiques et l'ouverture de petits bassins sédimentaires.

Dans la région de Concarneau, aucune relique du métamorphisme HP n'a été observée, mais l'empreinte du métamorphisme MP-MT est omniprésente tant dans les orthogneiss que dans les séries métasédimentaires et métavolcaniques. Ce métamorphisme montre un gradient croissant du Sud au Nord depuis une zone à chlorite-muscovite jusqu'à une zone à biotite-muscovite-sillimanite. Les grands contacts tangentiels inter-unités, à vergence nord, sont illustrés, notamment par le contact entre les groupes de Nerly et de Merrien ; celui-ci, bien que postérieurement verticalisé, se révèle en effet, tout à fait comparable à celui situé plus au Sud et qui voit l'unité de Groix chevaucher vers le Nord l'unité de Merrien (Audren et Triboulet, 1993). La verticalisation des structures intervient, dans cette zone, au Carbonifère, et paraît associée au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain, dont les effets se font aussi sentir sur la bordure nord du granite de Trégunc.

L'ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏQUE

Depuis la fin du Carbonifère (300 Ma) jusqu'aux dernières périodes froides du Pléistocène moyen (vers 200000 ans B.P.), l'histoire géologique de la région est très mal connue.

Au Mésozoïque, d'épaisses séries triasiques et jurassiques se déposent dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine. Ces derniers ont peut-être été reliés entre eux, au large du plateau continental actuel, mais aucun témoin des transgressions mésozoïques n'est connu sur la péninsule bretonne. En effet, seules quelques altérites continentales résiduelles, associées à des gisements de fer (« minières »), renfermant entre autres minéraux de la goëthite et de la limonite, pourraient marquer la fin du Crétacé ou le début du Tertiaire (Estéoule-Choux, 1970 ; Herrouin *et al.*, 1989). Cependant, le système décrochant Kerforn, bien visible sur la feuille Concarneau et actif dès le Trias supérieur, représente peut-être les prémices de l'ouverture de l'Atlantique Nord, sachant que la marge sud-armoricaine s'est individualisée seulement au Crétacé moyen (vers 110-120 Ma) lors de l'ouverture du golfe de Gascogne.

Au Cénozoïque, la région apparaît surtout continentale (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Durand et Estéoule-Choux, 1974). Ainsi, l'Éocène est marquée par une altération importante du substrat qui détermine des profils latéritiques (non observés sur la feuille Concarneau). Cependant, la baie de la Forêt-Concarneau, grâce aux rejeux le long du système Kerforn, témoigne des transgressions marines éocènes sur la marge sud-armoricaine, sachant que des dépôts de cet âge sont connus aussi par ailleurs sur le plateau continental (Bouysse et

Horn, 1971 ; Boillot et Lefort, 1976 ; Delanoë, 1988). La naissance du graben de la baie de la Forêt-Concarneau est lié soit à des mouvements éocènes en transtension associés à la collision Ibérie-Europe et à la formation de la chaîne pyrénéenne, soit à la phase d'extension dite « oligocène » qui induit l'individualisation de dépressions le long d'accident de même orientation en Bretagne centrale (Delanoë *et al*, 1984; Gros *et al.*, 1984a). Enfin, dans cette même baie sont conservés aussi d'une part les témoins d'une transgression marine à l'Oligocène supérieur, qui s'est développée après une phase d'importante érosion, ces dépôts oligocènes étant eux-mêmes fortement érodés par la suite, et d'autre part de rares témoins d'une transgression marine miocène (Aquitainien).

L'absence de sables rouges de faciès pliocènes (type vallée de l'Oust et de la Vilaine) à l'Ouest de la Laïta n'implique pas que les plateaux de Cornouaille n'aient pas été atteints par les transgressions marines de la fin du Tertiaire. Des témoins isolés et peu abondants subsistent sur les plateaux de Bretagne occidentale qui ont pu subir un mouvement épirogénique positif, ce qui a favorisé l'érosion de ces dépôts. Les traces de mers du Cénozoïque (Gros *et al*, 1984b) sont connues en Bretagne occidentale jusqu'à 200 m d'altitude sur la feuille Rosporden dans les bassins-versants de l'Aven et de l'Isole (Hallégouët, 1972). Une ancienne ligne de rivage a aussi été reconnue en Bretagne centrale, vers les mêmes altitudes, au Sud-Est du Méné (Guilcher *et al*, 1975) ; ceci laisse supposer une certaine stabilité tectonique de la basse Bretagne par rapport à la haute Bretagne relativement abaissée et affectée par de petits bassins tectoniques dans lesquels les dépôts marins ont pu être conservés.

Le peu d'affleurements reconnus ne permet pas de reconstituer la géométrie des profils longitudinaux des écoulements anciens (alluvions pléistocènes) comme dans le Finistère nord (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Mais contrairement aux Côtes-d'Armor où les vallées entaillent profondément le substrat rocheux (région de Pontrieux par exemple; Egal *et al*, 1996), les vallées de la région sont moyennement entaillées. Cette opposition entre la côte septentrionale et le littoral de la région cartographiée laisse supposer une stabilité tectonique relative de cette partie de la côte méridionale de la Bretagne au cours du Pléistocène.

Avec le début des cycles glaciaires, vers 2,4 Ma, le contexte régional change. C'est à cette période (début du Prétiglien) que se marque le premier signe de régression imputable à l'existence de glaciers importants, voire de calottes dans l'hémisphère nord (Garcin *et al*, 1993). La région connaît depuis une alternance de périodes froides associées à des climats périglaciaires et d'interglaciaires tempérés. Pendant les périodes froides, la ligne de rivage est plus basse, laissant émerger une partie du plateau continental. Sur le continent, le gel provoque la fracturation des roches affleurantes et permet de transit de matériaux sur les versants par cryoturbation, fauchage et gélifluxion (Van Vliet-Lanoë, 1988). Les rivières ont un régime hydraulique contrasté, avec des débâcles permettant le transport de fractions grossières (graviers,

cailloux ou blocs) au fond du talweg. Ce sont ces périodes froides qui ont provoqué le dépôt des heads et des arènes litées que l'on rencontre sur certaines coupes du littoral. Par analogie avec des coupes mieux datées en Bretagne ou en Normandie (Hallégouët *et al.*, 1980 ; Monnier, 1980; Morzadec-Kerfourn, 1974; Lautridou, 1985), on peut considérer que ce sont les phases les plus récentes (depuis 400 000 ans environ) qui sont encore visibles sur les affleurements du littoral. Elles correspondraient au Weichsélien (Pléistocène supérieur), vraisemblablement au Saalien (plusieurs phases, fin du Pléistocène moyen), voire à l'Elsté-rien.

Ces phases froides sont entrecoupées de périodes tempérées (interglaciaires et interstades) qui correspondent à des niveaux marins proches de l'actuel. Plusieurs niveaux existent ainsi en dessous de 30 m NGF. Les dépôts correspondants sont des cordons littoraux (sables et graviers) dont l'âge exact est encore inconnu (Pléistocène inférieur pour les plus anciens et les plus élevés ?). 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.

En mer, aucun dépôt du Pliocène ou du Pléistocène n'a été reconnu avec certitude dans ce secteur de la dépression périlittorale. L'histoire des transgressions importantes dont témoignent quelques dépôts en Bretagne et dans le pays nantais, et les mouvements tectoniques présumés d'après les changements morphologiques, ne peuvent donc être reconstitués avec précision dans ce secteur en l'état actuel des données. On notera que dans les schémas de réseaux fluviaux successifs proposés par Y. Delanoë *et al.* (1972), un réseau primitif aurait fonctionné (dès le Pliocène?; Pinot, 1975) avec un drainage dirigé vers l'Est pour toutes les vallées orientales depuis celles de la ria de Porz-Manec'h (Aven et Belon). Dans une seconde phase, en raison de mouvements de basculements, le réseau aurait été détourné vers l'Ouest, l'ensemble des rivières et de leurs prolongements submergés rejoignant celles de la baie de Concarneau au niveau de la passe de la Basse Jaune au Pléistocène moyen (Pinot, 1975).

Enfin, l'Holocène (interglaciaire actuel) marque le retour d'un climat tempéré sur la région depuis 10000 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 depuis 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 paléovallées ayant été creusé hors des 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.R 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 premiers événements. Il s'agirait là des dernières étapes de la remontée du niveau de la mer faisant suite aux épisodes ayant 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 dune littorale s'est mis en place au moment où la ligne de rivage atteignait approximativement sa cote actuelle.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région couverte par la carte Concarneau est principalement orientée vers les activités liées à la mer -pêche, ostréiculture, tourisme-alors que l'agriculture est en déclin. En effet, cette dernière, demeurée traditionnelle, n'est guère favorisée par des sols acides agronomiquement pauvres, largement occupés, notamment dans les environs de Moëlan-sur-Mer et au Nord de Névez, par des landes et des bois de résineux ; de plus, au cours de la dernière décennie on note une augmentation conséquente des terres laissées en friche.

La pêche et ses activités annexes (mareyage-conserverie, construction navale, habillement) constituent le principal pôle d'activité de la région, avec notamment le port de Concarneau, spécialisé en pêche hauturière, mais aussi les petits ports de Belon, de Merrien et de Doë-lan où se pratique la pêche côtière. Enfin, les activités ostréicoles sont également bien développées et la production de la célèbre « belon » retrouve un bon niveau après une crise aiguë liée à des problèmes de parasitose.

Le tourisme, constitue aussi une activité annexe importante de la région ; il est essentiellement tourné vers la mer (plage, navigation), et des ports de plaisance parfois relativement importants se sont implantés tout au long de la côte depuis Concarneau jusqu'à Doëlan, en passant par Trévignon, Porz-Manec'h et l'Aven, Belon, Brigneau et Merrien. De plus, pour des raisons historiques (impressionnistes du XIX^e siècle), la peinture artistique constitue aussi un pôle important d'attrait touristique, avec «l'École de Pont-Aven» qui expose ses œuvres à Pont-Aven, mais aussi à Riec-sur-Belon et dans la « Ville-Close » à Concarneau. La pression touristique sur la région se concrétise aussi par une forte densité de résidences secondaires, d'autant plus nombreuses que l'on se rapproche du littoral.

La ville de Concarneau constitue le principal centre urbain (18000 hab.) de la région, qui comprend par ailleurs des agglomérations de moindre importance, notamment Trégunc, Névez, Pont-Aven, Riec-sur-Belon et Moëlan-sur-Mer. Cette région est desservie par la quatre-voies Nantes-Quimper (RN 165) qui permet des transits rapides, et le maillage des routes secondaires est dense ; cependant, les rias de l'Aven et du Belon ne peuvent être franchies qu'en amont de la limite d'influence des marées. Une voie ferrée aboutissant à Concarneau complète les moyens de transport de marchandises de cette zone.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Au point de vue des fondations, les caractéristiques et la stabilité des terrains sont variables suivant la nature du substrat et la position topographique des ouvrages (plateau, versant, fond de vallée). Une reconnaissance géotechnique approfondie est généralement conseillée pour les ouvrages d'importance.

Sur les plateaux, les difficultés sont surtout liées aux altérites qui peuvent être gorgées d'eau et nécessiter un drainage adapté lors de la construction d'ouvrages (bâtiments, routes, ponts) et pour leur tenue ultérieure. Ces altérites sont d'extension irrégulière et peuvent rapidement changer d'épaisseur (plusieurs mètres à quelques décimètres), ce qui peut provoquer des tassements différentiels, notamment pour des ouvrages lourds.

Sur les versants des vallées, des problèmes de stabilité des formations superficielles (altérites déplacées, heads) viennent s'ajouter aux risques de tassement différentiel et aux problèmes de drainage déjà évoqués. La présence ponctuelle de heads ou de colluvions peut générer des désordres importants sur les talus trop raides pendant les chantiers ou après la réalisation des aménagements. On veillera, dans les zones où ces diverses formations meubles sont présentes, à utiliser des pentes assez faibles pour le talutage.

En fond de vallée ou parfois au fond de certains petits talwegs apparemment, les problèmes géotechniques sont surtout provoqués par les terrains compressibles (alluvions fines, tourbes, vases) ou dus à l'eau (nappe phréatique proche de la surface). Les risques de tassements, plus sensibles en aval qu'en amont (l'épaisseur du remplissage des vallées croît vers l'aval) impliquent généralement la prise en compte de fondations adaptées (ancrage sur substrat dur par exemple) pour les constructions importantes. D'autre part, l'exécution de tranchées ou fouilles peut nécessiter le rabattement de la nappe superficielle (pompage et assèchement du chantier ou rabattement en amont) et la protection des parois des excavations pendant la durée des travaux.

Enfin, le littoral présente sur les côtes rocheuses les mêmes problèmes que ceux précédemment décrits. Il faut y ajouter les contraintes que pose la dune littorale qui est un milieu fragile et qui peut être

déstabilisée par un ouvrage mal implanté (des endiguements peuvent provoquer des ensablements non souhaités ou au contraire dégarnir des plages).

RISQUES NATURELS

La sismicité de la région de Concarneau est réduite ; cependant, de rares secousses d'une intensité inférieure à 3 sur l'échelle de Richter se produisent parfois (tel en août 1994), liées notamment à des rejeux locaux le long du « système Kerforn ».

RESSOURCES EN EAU

Contexte géologique

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. 27).

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.

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 1,75 à 2,5 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 là de «valeurs moyennes»: dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

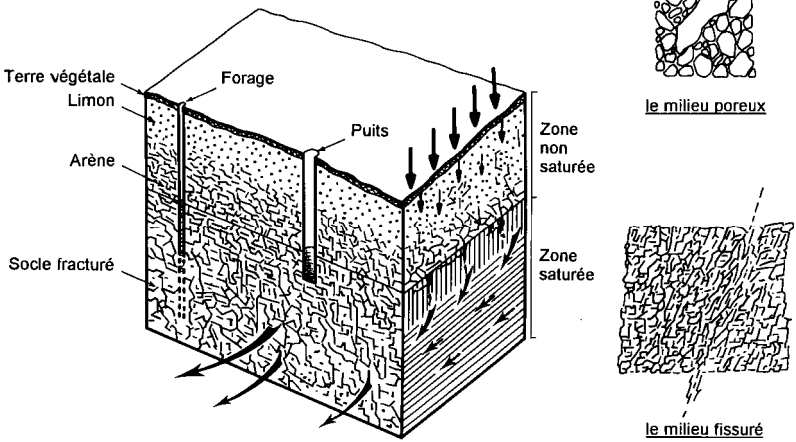
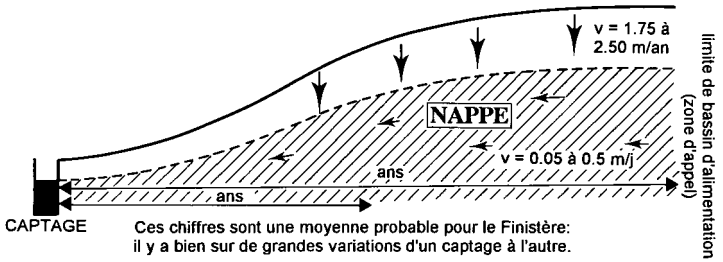


Fig. 27 - Schéma d'un aquifère en milieu de socle

Puits

Traditionnellement, les dispositifs de captage s'adressant à ces formations de socle sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe. Les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques mètres cubes/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 potables en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont de l'ordre de 100 à 600 m³.

Sur la feuille Concarneau, un seul captage de ce type reste en exploitation, le captage de Nizon sur la commune de Pont-Aven. Les quelques autres puits qui existaient dans le secteur ont été fermés à cause de leur teneur trop élevée en nitrates (> 50 mg/l).

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) ;
- et à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides.

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.

• **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.

Le débit susceptible d'être fourni par un forage donné lors de son exploitation peut être limité essentiellement par quatre types de paramètres, intervenant à des échelles différentes, et dont l'importance relative, variable selon les conditions locales, définit une hiérarchie des contraintes qui imposent la limitation finale :

- le *forage lui-même* constitue, dans un certain nombre de cas, la limitation principale. Compte tenu de la façon dont il est réalisé, équipé, développé, du pourcentage de vides que présente sa partie crépinée, de son diamètre,... un forage donné n'est capable de produire dans de bonnes conditions qu'un certain débit, qui peut être inférieur aux possibilités de l'aquifère traversé.

Si le forage est exploité au-delà de sa capacité «mécanique» (débit critique), ou s'il n'est pas entretenu, il peut se dégrader et se trouver colmaté en quelques années. Dans un tel cas, des exemples connus en Bretagne ont montré que la non-pérennité du débit produit est indépendante de l'aquifère et de ses ressources (exploitables ou naturelles) : elle est due à une mauvaise conception et à une mauvaise utilisation de «l'outil» forage ;

- les *caractéristiques hydrodynamiques ponctuelles*. La transmissivité de l'aquifère aux environs immédiats du forage et les possibilités de rabattement qui y existent imposent un débit maximum ne pouvant être dépassé, quelles que soient les dimensions du système. Le débit instantané obtenu en fin de foration est une image de ce débit maximum de production, fonction de caractéristiques ponctuelles de l'aquifère capté;

- les *dimensions de l'aquifère*. Pour des débits plus importants, les réflexions multiples, sur les parois du «couloir fissuré», de l'onde de décompression engendrée par le pompage, constituent le plus souvent la limitation prépondérante, conduisant à exploiter le forage à un débit très inférieur au débit instantané fourni au moment de sa réalisation, ou à un débit voisin mais de façon discontinue (temps de pompage séparés par des arrêts permettant à la nappe de retrouver un niveau de pression suffisant).

Il convient de rappeler que les dimensions physiques de l'aquifère ne sont pas seules en jeu. La vitesse de propagation de l'onde de décompression est fonction du paramètre diffusivité (rapport du coefficient d'emménagement à la transmissivité). Un pompage d'essai de durée suffisante permet d'identifier les effets de limites et de définir le débit qui reste possible en exploitation ;

- le *renouvellement des ressources*. Indépendamment des limitations évoquées ci-dessus, et des autres contraintes qui peuvent être prises en compte (contraintes économiques, manque à gagner admissible pour le réseau hydrographique, voisinage d'autres forages,...), les précipitations efficaces n'apportent annuellement qu'un volume fini à la recharge des nappes. Dans la mesure où la conception du forage, la transmissivité des horizons aquifères et la distance aux limites permettent des débits d'exploitation importants, ceux-ci ne seront pérennes que s'ils n'excèdent pas cette capacité de renouvellement. Une approche de la valeur des ressources naturelles peut être réalisée, à l'échelle des bassins-versants (sens hydrographique du terme), à partir des historiques de précipitations et de débits des cours d'eau.

• **Les forages de la feuille Concarneau.** On a recensé 200 forages sur le territoire de la feuille et aucun n'est utilisé pour l'adduction d'eau potable. Ils ont été réalisés par des particuliers, agriculteurs ou éleveurs pour la plupart, et par quelques industriels (Carn, 1988).

On connaît pour 112 d'entre eux, leur localisation précise (géologie), leur profondeur et leur débit en fin de foration. La profondeur moyenne des ouvrages est 54 m (valeurs extrêmes : 18 et 300 m) et le débit instantané moyen : $4,1 \text{ m}^3/\text{h}$ (extrêmes : 0,1 et $45 \text{ m}^3/\text{h}$).

Si la moyenne des profondeurs est du même ordre de grandeur que la moyenne observée en Bretagne, la moyenne des débits est deux fois plus faible. Ces résultats médiocres sont observés dans tout le Sud du Massif armoricain, ce qui conduit à deux hypothèses : soit ce secteur de la Bretagne subit une tectonique en compression, en liaison avec le cisaillement sud-armoricain et ces failles sont refermées, soit la tectonique est en extension mais les forages réalisés dans ce secteur ne sont pas assez profonds pour dépasser l'altération de surface qui colmate les failles dans la tranche supérieure des terrains.

La réalisation récente de quatre ouvrages exceptionnellement profonds pour la région (230 à 300 m) va dans ce sens car les débits obtenus sont très intéressants pour 3 cas sur 4, de 22 à 45 m³/h. Il n'apparaît pas clairement de relation directe entre la lithologie et le débit des ouvrages, le poids des 4 ouvrages profonds étant très important :

	Effectif	Moyenne débit (m ³ /h)	Moyenne profondeur (m)
Gneiss	59	3,8	47
Granites (<i>avec les 4 ouvrages profonds</i>)	39	4,6	71
Granites (<i>sans les 4 ouvrages profonds</i>)	35	2,1	49
Micaschistes	10	3,0	35

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 reste à l'exploitation sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précautions peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les «règles de l'art» puisse être imposé à toute réalisation de forage.

Du point de vue physico-chimique, l'eau est caractérisée par une minéralisation assez faible (résistivité : 4000 à 6000 ohm/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ 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.

Des exceptions sont connues à cette composition moyenne, mais la règle générale en Bretagne, pour les eaux souterraines, est l'agressivité et la faible minéralisation. En outre, 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 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

Kaolin

Quelques sites à kaolin ont été exploités dans le passé à Riec-sur-Belon, dont l'étang comble une des anciennes carrières. Ces kaolins proviennent de l'altération du granite et ont été exploités pour la confection de céramiques entre 1920 et 1932 (Delfau et Le Berre, 1981).

Sables

Le sable des cordons littoraux et des dunes a été exploité jusqu'à il y a une vingtaine d'années au Nord de la pointe de Trévignon. Des prélèvements ont également été effectués en mer devant ce secteur du littoral (Hallégouët, 1991).

A Porz-Manec'h en Névez et à Kerfany en Moëlan-sur-Mer, le sable est également extrait sur les estrans pour l'amendement des terres agricoles. Les quotas d'extraction ont atteint 600 m³/an jusqu'en 1988 pour le site de Kerfany mais ont été réduits depuis à 200 m³/an. Pour la plage de Porz-Manec'h, les volumes extraits sont passés à la même époque de 150 m³/an à 50 m³/an.

Le maërl, sable calcaire fréquemment utilisé par les agriculteurs de la région pour l'amendement des terres, provient de dragages en mer notamment au large de Trévignon et dans l'archipel de Glénan. Les fragments calcaires de ce sable sont constitués de petits débris de lithothamniées (algues encroûtantes).

Moellons - orthostates

Dans la région de Névez et de Trégunc, le granite de Trégunc a été exploité pour la confection d'orthostates utilisés ensuite pour monter des murs.

Granulats- concassés

La carrière de Kernivaigne, située à 3 km au Nord, de Riec-sur-Belon, constitue la principale exploitation fournissant ce type de matériaux à partir de l'orthogneiss de Nizon. Cependant, d'anciennes carrières relativement importantes sont connues aussi, notamment au Guily, au Nord-Ouest de Moëlan-sur-Mer où était exploité l'orthogneiss de Moëlan, et sur la colline de Sainte-Marguerite, au Nord immédiat de Pont-Aven, où l'orthogneiss de Nizon était exploité pour ses belles dalles.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Des sites à industries lithiques de surface mésolithiques sont probables, mais mal différenciés des séries néolithiques abondamment prospectées, notamment aux environs de Trégunc (où l'on a utilisé, en plus du silex des cordons littoraux, une meulière venant d'un gisement aujourd'hui submergé), révélateur d'un peuplement dense. Celui-ci évidemment confirmé par le grand nombre de monuments mégalithiques subsistants, malgré les destructions par les carriers et le remembrement, qui les ont autant attaqués que les chaos granitiques naturels. Il est amusant de rappeler qu'encore au milieu du XIX^e siècle, les «antiquaires» voyaient la main des hommes, spécialement des «druides» dans plusieurs sites de Trégunc ; on en parle encore ! De vrais et beaux grands menhirs (la carte IGN Top 25 n° 0620 ET les indique fort bien), comme ceux au Nord et à l'Est du bourg de Trégunc, au Sud-Ouest de Pont-Aven, d'autres au Nord et à l'Est de Moëlan, sont à citer. Des dolmens à chambre compartimentée du Néolithique moyen ont existé sur le littoral (reste le cairn de Kerascoët à l'Ouest de l'anse de Rospico en Névez). Ce sont surtout des allées couvertes du Néolithique final qui sont à noter, au Sud-Ouest de Riec (de la variété arc-boutée) et plusieurs encore en Moëlan (Kergoustance, Kerandrèze, Kermeru-Bihan). De petites chambres dolmétiques (par ex. Saint-Maudé au Nord de Pont-Aven) sont plutôt des caveaux de l'âge du bronze. L'âge du fer se manifeste par quelques stèles (chapelle Saint-Philibert en Trégunc par exemple) ; l'île de Raguenez fut sans doute un camp sur promontoire barré de cette époque.

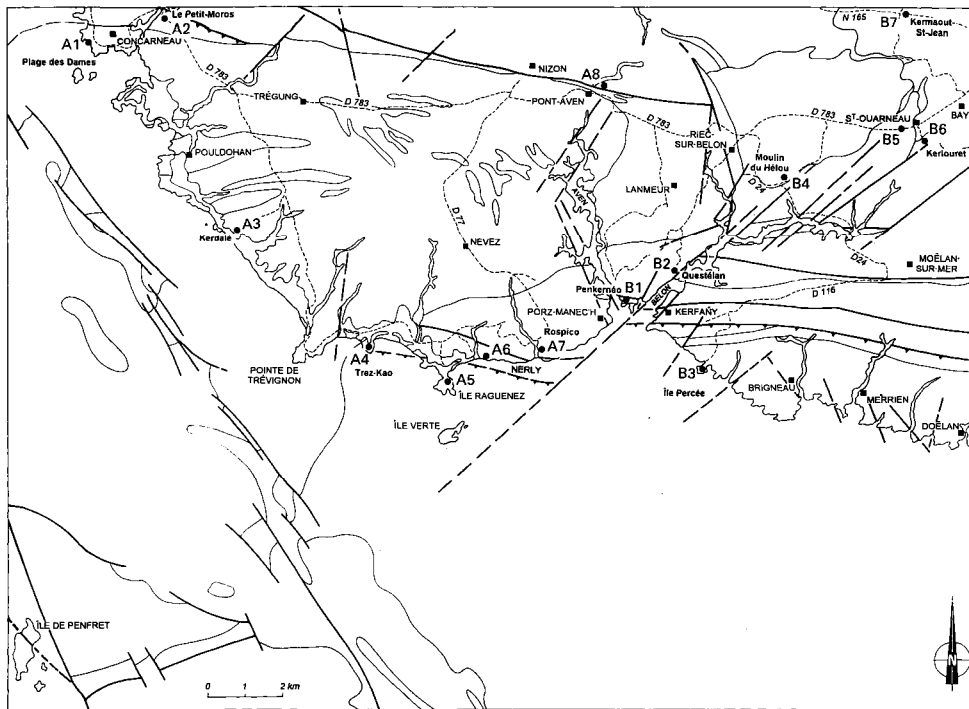


Fig. 28 - Itinéraires géologiques

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Les meilleurs affleurements de la feuille Concarneau sont situés en bordure de mer et plusieurs d'entre eux ne sont observables qu'à marée relativement basse ; ceci nécessite de scinder la visite géologique de cette feuille en un minimum de deux itinéraires, l'un dans la moitié occidentale, l'autre dans la moitié orientale (fig. 28).

Itinéraire A, moitié occidentale de la feuille

La partie la plus «sensible» de cet itinéraire est constituée par l'île Raguenez qui n'est accessible qu'à marée relativement basse; il convient donc de modifier l'ordre de visite des affleurements proposés à l'observation, en fonction de l'heure de la marée basse au jour arrêté pour l'excursion.

Pour rejoindre le premier affleurement, suivre la route de la corniche de Concarneau, d'Ouest en Est, et stationner au niveau de la plage des Dames.

Affleurement A1 (Concarneau, plage des Dames). Granite de Trégunc. Le granite de Trégunc, daté à 330 ± 13 Ma (Carbonifère), affleure largement sur l'estran. Il présente ici un faciès à grain moyen avec phénocristaux de 0,5 à 1 cm de feldspath blanc dans une matrice à quartz, feldspath, biotite et dans une moindre mesure muscovite. Ce granité est recoupé par des filons de pegmatite et il emballe des enclaves, décimétriques à plurimétriques, de gneiss fin micacé, à foliation verticale bien marquée, déformées par des plis serrés.

Le granite de Trégunc appartient à la famille des granites aluminopotassique de type Guéret et il a la particularité, tout comme les filons qui le recourent, d'être affecté, dans cette zone, par une schistosité verticale axée au 100-110. Cette dernière est essentiellement de fracture, mais elle est soulignée aussi, plus ou moins, par une certaine orientation statistique des phénocristaux de feldspath, orientation qui est parallèle à celle de la foliation principale observée tant dans les métasédiments du Groupe de Concarneau que dans l'orthogneiss de Nizon, et à celle des grands cisaillements sud-armoricains.

Pour rejoindre l'affleurement 2, suivre la route de la corniche de Concarneau vers l'Est, longer la Ville-Close et le port de pêche, franchir le pont du Moros et prendre la première route à droite deux fois, jusqu'aux quais et entrepôts du Petit-Moros.

Affleurement A2 (Concarneau, le Petit-Moros). Groupe de Merrien : micaschistes de la formation de Brigneau. Les micaschistes de la formation de Brigneau affleurent largement derrière les entrepôts et sur la rive orientale du Moros, notamment au niveau des piles du pont. Ces micaschistes (métasédiments) ont un aspect lustré et montrent de nombreuses ocelles millimétriques blanches d'albite. Ils sont affectés par une foliation intense, subverticale, axée au 100-110, marquée

par l'alternance de minces lits essentiellement quartzeux et micacés où domine la biotite associée aussi à de la muscovite, et dans une moindre mesure à du grenat et de la staurotite.

Pour rejoindre l'affleurement 3, prendre la D 783 en direction de Trégunc. Après le pont traversant la rivière du Minaouët, prendre au rond-point la première route à droite, direction Lambell. Poursuivre cette route jusqu'au hameau de Lanénos et prendre ensuite la première route à droite, qui mène à la plage de Kerdalé.

Affleurement A3 (plage de Kerdalé). Cordons littoraux surélevés et tourbes anciennes. Les tourbes anciennes, d'âge probable holocène, affleurent localement, d'une part en bas de l'estran sableux où elles sont visibles à marée basse, et d'autre part en haut de ce même estran, là où un cordon littoral sableux ancien est recoupé par l'émissaire de l'étang de Kerdalé.

Les cordons littoraux anciens s'observent d'une part en haut de l'estran, où ils sont actuellement plus ou moins remaniés, et d'autre part dans les champs situés en arrière ; dans ces derniers apparaissent en effet des sables et des graviers marins résiduels, notamment entre les niveaux + 10 et + 18 m NGF, qui correspondent aux lambeaux d'anciens cordons littoraux d'âge pléistocène.

Reprendre la route de Kerdalé en sens inverse et, à l'entrée du hameau de Lanénos, prendre, sur la droite, la route qui mène à Trévi-gnon en passant successivement les hameaux de Ruat, Kerviniac et Ker-lin. A Trévi-gnon, suivre la route côtière jusqu'à la pointe de Trez-Kao.

Affleurement A4 (pointe de Trez-Kao). Groupe de Nerly : mica-schistes et gneiss micacés de la formation de Trez-Kao. La formation de Trez-Kao, qui constitue toute la pointe, à un aspect rubané, marqué par l'alternance de lits irréguliers de puissance millimétrique à centimétrique, et d'horizons décimétriques à métriques de gneiss fins micacés et de micaschistes lustrés à muscovite et biotite, comportant de très nombreux exsudats décimétriques de quartz. La foliation principale, fortement pentée vers le Sud et axée au 100-110, est déformée par des plis en chevrons. Ces métasédiments sont recoupés par des dykes et des sills, de 0,50 à 10 m de puissance, de matériel granitoïdique associé au granite de Trégunc.

Poursuivre la route côtière jusqu'à Raguenez. Se rendre sur l'île Raguenez à marée descendante afin d'avoir suffisamment de temps pour l'observation et éviter de se faire surprendre par la marée montante.

Affleurement A5 (Raguenez). Groupe de Merrien : gneiss leucocrates de la formation de Raguenez, mica-schistes de la formation de Kerhoren. Les gneiss leucocrates (métavolcanites acides) de la formation de Raguenez constituent l'île Raguenez. Ils sont massifs et très homogènes, bien qu'affectés par une foliation intense à fort pendage sud et axée au 100-110; cependant, de rares bancs décimétriques,

boudinés, d'amphibolite y sont localement interstratifiés. Ces métavolcanites acides, datées de l'Ordovicien inférieur (481 ± 11 Ma), sont constituées essentiellement de quartz, d'albite et dans une moindre mesure de biotite, de muscovite, d'épidote, de grenat, de sphène, et d'amphibole; leur chimisme est comparable à celui des volcanites de marges actives et d'arcs insulaires.

Au Nord de l'île, sur l'estran, ces gneiss sont en contact avec la formation de Kerhoren. Celle-ci est essentiellement constituée de micaschistes à ocelles millimétriques blanches d'albite et de gneiss fins micacés, avec nombreux exsudats de quartz ; elle comprend de plus, d'une part des bancs de gneiss leucocrates (métavolcanites acides) comparables à ceux de la formation de Raguenez, et d'autre part des bancs d'amphibolites (métabasaltes). Dans cette zone, les micaschistes sont essentiellement constitué, outre d'albite en ocelles, de quartz, de biotite, de muscovite et dans une moindre mesure de grenat et de chlorite ; localement de l'andalousite y a été aussi observée.

Reprendre la route côtière qui traverse successivement les hameaux de Raguenez, de Kerhoren et de Kervaillet ; dans ce dernier, prendre la première route à droite qui mène au hameau de Kergillaouët et aboutit ensuite à l'extrémité orientale de la plage de Raguenez.

Affleurements A6 (côte de Nerly). Groupe de Nerly : gneiss leucocrates de la formation de Kerfany. Les gneiss (métasédiments et métavolcanites) de la formation de Kerfany sont bien exposés tout au long des falaises de la côte de Nerly. Ces gneiss fins, relativement micacés, ont généralement un aspect rubané induit par des variations de granulométrie et de proportion de micas. En leur sein sont interstratifiés de rares bancs boudinés d'amphibolites (métabasaltes) de puissance décimétrique à pluridécimétrique. Ces gneiss sont aussi recoupés par des sills, de puissance métrique à pluridécimétrique, d'orthogneiss œillés associés à l'orthogneiss de Moëlan. L'ensemble est affecté par une foliation principale intense, fortement pentée vers le Sud et axée au 100-110, déformée localement par des plis en chevrons auxquels est parfois associée une schistosité de crénulation. Le chimisme des métabasaltes est comparable à celui des basaltes alcalins intraplaques.

Rebrousser chemin jusqu'à l'embranchement de Kervaillet et prendre, sur la droite, la route côtière en direction de Tremorzeven, jusqu'à l'anse de Rospico. La marée doit être relativement basse pour pouvoir observer les affleurements sur la rive orientale de l'anse.

Affleurement A7 (anse de Rospico). Orthogneiss de Moëlan, métasédiments de la formation de Kerfany. Sur la rive orientale de l'anse de Rospico sont exposés différents faciès de l'orthogneiss de Moëlan (daté à 485 ± 6 Ma, Ordovicien inférieur) : gneiss grossiers à porphyroclastes centimétriques de feldspath, gneiss fins à rares porphyroclastes de feldspath, gneiss fins leucocrates leptynitiques. Ces gneiss comportent de plus différents types d'enclaves plurimétriques, amphi-

bolites noires, schistes quartzo-micaçés à biotite, schistes biotitiques à grenats centimétriques.

À la pointe de Rospico, l'orthogneiss de Moëlan est en contact avec les métasédiments de la formation de Kerfany. Il y a une accordance tectono-métamorphique entre ces deux unités et le contact est net et rectiligne, bien qu'affecté par de petits décrochements senestres à plans verticaux axés 60-80.

Rejoindre la D 77 en passant par les hameaux de Kerangall et Ker-men et la suivre jusqu' à Kroaz-Hent-Kergoz, en traversant le bourg de Névez. Prendre ensuite, sur la droite, la D 783 jusqu'à l'ancienne gare de Pont-Aven.

Affleurement A8 (Pont-Aven). Orthogneiss de Nizon, métasédiments du Groupe de Nerly. Les métasédiments du Groupe de Nerly affleurent notamment au Nord de l'ancienne gare de Pont-Aven, en bordure de la D4. Il s'agit de gneiss micaçés finement feuilletés, avec exsudats de quartz, qui dans cette zone, outre de la biotite et du grenat, ont la particularité de comporter de la sillimanite.

Le Groupe de Nerly est en contact sur son flanc nord avec l'orthogneiss de Nizon. Ce dernier, bien folié, est relativement micaçé, avec muscovite dominante, et il est souvent caractérisé par la présence de porphyroclastes centimétriques de feldspath ; cependant, il peut aussi présenter un faciès fin non œillé, comme sur la rive ouest de l'Aven au débouché de la passerelle du chemin piétonnier.

Itinéraire B, moitié orientale de la feuille

Les parties les plus sensibles de cet itinéraire, du fait qu'elles ne sont observables qu'à marée relativement basse, sont situées d'une part au Sud-Est de Pont-Aven à la pointe de Penkernéo, et d'autre part au Sud-Ouest de Moëlan-sur-Mer, à l'île Percée. Il conviendra donc de les traiter en prenant en compte les horaires de marée au jour de l'excursion.

A partir de Pont-Aven, prendre la D 783 en direction de Riec-sur-Belon jusqu'à l'embranchement de la route de Lanmeur. Suivre cette route jusqu' à Koat-Pin où il faut prendre, sur la droite, la direction de Roz-Braz ; 400 m avant le port de Roz-Braz prendre, sur la gauche, la route menant jusqu' au parking de Goulet-Riec. Suivre alors le chemin côtier piétonnier sur 800 m environ, jusqu' à une petite anse en bordure ouest de la pointe de Penkernéo ; un petit sentier assez abrupt permet de descendre jusqu'à l'estran, où les affleurements sont observables à mi-marée.

Affleurement B1 (Penkernéo). Orthogneiss de Porz-Manec'h, métasédiments, orthogneiss de Moëlan. L'orthogneiss de Porz-Manec'h affleure notamment sur le flanc nord de cette petite anse, où il est en contact par faille avec l'orthogneiss de Moëlan. C'est un gneiss gris sombre, œillé, avec une matrice à grain moyen à quartz, feldspath et biotite en amas flexueux, moulant des porphyroclastes blancs centi-

métriques de feldspath. Dans cette zone, sa foliation principale, subverticale et axée au 100, est associée à des plans « C » correspondant à un cisaillement senestre. Cet orthogneiss appartient à la famille des ada-mellites et il est un des rares orthogneiss de Bretagne méridionale, d'âge protérozoïque supérieur (592 ± 10 Ma). Il recoupe une série de 40 m de puissance, de gneiss micacés finement lités (métasédiments), associés à de rares bancs d'amphibolites (métabasaltes).

Sur son flanc sud, l'orthogneiss de Porz-Manec'h est aussi en contact par faille avec l'orthogneiss de Moëlan. Ce dernier, qui constitue la pointe de Penkernéo, présente ici une teinte orangé clair, est peu orienté et est caractérisé par la présence de très nombreux porphyroclastes de 0,5 à 0,8 cm de feldspath. Localement, il emballe des gneiss fins leuco-crates (métasédiments) appartenant à la formation de Kerfany.

Au sortir du parking de Goulet-Riec, continuer tout droit et suivre la route communale jusqu'au parking de Questelan. Suivre le sentier côtier piétonnier qui longe le Belon, sur environ 700 m, jusqu'à la pointe rocheuse limitant vers le Sud la plage de Questelan.

Affleurement B2 (Questelan). Faille décrochante senestre. La faille décrochante senestre, à rejeu kilométrique, est matérialisée par une zone broyée large de 40 m, et met ainsi en contact l'orthogneiss de Moëlan et les gneiss leucocrates (métasédiments) de la formation de Kerfany. Cette faille axée NE-SW est associée au système Kerforn, qui comprend aussi les failles décrochantes NW-SE de la baie de la Forêt-Concarneau.

Rejoindre Riec-sur-Belon et, au sortir du bourg, prendre la D24 en direction de Moëlan-sur-Mer. A l'entrée de Moëlan-sur-Mer, prendre, sur la droite, la D116 en direction de Kerfany. A la sortie du hameau de Kergroëz, prendre la première route à gauche jusqu'au parking de la plage de Trénez, en face de l'île Percée.

Affleurement B3 (île Percée). Groupe de Merrien ; micaschistes à ocelles d'albite de la formation de Brigneau. La formation de Brigneau est essentiellement constituée de micaschistes (métagrau-wackes) lustrés, argentés, finement feuilletés, caractérisés par la présence constante de très nombreuses ocelles blanches d'albite de 1 à 4 mm. Dans ces micaschistes sont interstratifiés de nombreux exsudats décimétriques de quartz laiteux, dont certains dessinent des charnières de plis intrafoliaux. Sur les surfaces polies par la mer, les micaschistes présentent un rubanement, essentiellement induit par la variation de granulométrie des différents minéraux. Enfin, dans cette région de l'île Percée, de très nombreux sills d'amphibolites prasinitiques (métaba-sites), de 20 cm à 2 m de puissance, souvent boudinés et déformés par des plis métriques disharmoniques, sont interstratifiés dans les micaschistes. Les analyses chimiques de ces amphibolites ont montré qu'elles correspondent à d'anciens basaltes mis en place dans un environnement d'arc insulaire.

Reprendre les mêmes routes (D116 puis D24) en sens inverse, en direction de Riec-sur-Belon, et ce jusqu'au moulin du Hélou où il faut prendre, sur la droite, la direction de Kerdudal. Immédiatement après Vembranchement, s'engager et stationner dans le premier chemin sur la gauche.

Affleurement B4 (moulin du Hélou). Granite de Riec. Le granite de Riec affleure dans d'anciennes petites carrières situées en bordure est du chemin. Ce granite est homogène, isogranulaire, à grain moyen, et présente une teinte légèrement rouille à l'altération ; relativement riche en micas, avec muscovite dominante, il appartient à la famille des granites aluminopotassiques de type Guéret.

Reprendre la route en direction de Kerdudal et continuer jusqu'à l'embranchement avec la D783; prendre à droite en direction de Baye et s'arrêter au niveau de Saint-Ouarneau.

Affleurement B5 (Saint-Ouarneau). Orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau. L'orthogneiss de Lanmeur-Saint-Ouarneau (daté à 498 ± 12 Ma) affleure largement le long du nouveau tracé de la D 783. Il présente ici un faciès à grain assez fin, gris clair et un faciès gris sombre dont la foliation, subverticale et axée au 80, est soulignée par de minces lits discontinus de biotite ; les plans de foliation portent, de plus, une linéation d'étirement axée au 250. Ces deux faciès, qui correspondent respectivement à la famille des adamellites et à celle des granodiorites, sont localement recoupés par des dykes de 1 à 10 m de granite gris clair, à grain fin, à biotite et muscovite, associés au granite de Baye.

À Saint-Ouarneau prendre la première route à droite, jusqu'à la rive sud de la rivière de Kerlouret.

Affleurement B6 (Kerlouret). Orthogneiss du Cosquer. L'orthogneiss du Cosquer (daté à 497 ± 11 Ma, Ordovicien inférieur) apparaît sur le côté oriental de la route, principalement en boules plurimétriques. Il s'agit d'un gneiss grossier, œillé, avec des porphyroclastes centimétriques de feldspath potassique, affecté par une foliation intense, associé souvent à des plans «C» correspondant à un cisaillement senestre. Cet orthogneiss appartient à la famille des granites tout comme celui de Moëlan, mais il s'avère d'une part plus siliceux et plus calcique, et d'autre part moins potassique et moins sodique que ce dernier.

Rebrousser chemin et suivre la D783 jusqu'à l'entrée du bourg de Baye. Prendre la première route à gauche et rejoindre la quatre-voies Quimper-Nantes au niveau du pont de Kermaout-Saint-Jean, après avoir traversé les hameaux de Locquillec et Kervec'h.

Affleurement B7 (Kermaout-Saint-Jean). Granite de Baye. Le granite de Baye affleure largement au Nord du pont et le long de la quatre-voies. Ce leucogranite, gris clair sur cassure fraîche, beige à l'altéra-

tion, à un grain fin à moyen, se révèle relativement micacé, avec muscovite dominante. Il appartient à la famille des granites alumino-potassiques de type Limousin.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDREN C. (1987) - Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque (thèse État). Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 31, 365 p.
- AUDREN C, LEFORT J.P. (1977) - Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- AUDREN C, TRIBOULET C, avec la collaboration de GOYALLON J., LEFORT J.P., JÉGOUZO P. (1993) - Carte géol. France (1/25 000), feuille île de Groix (415). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Audren, C. Triboulet, L. Chauds, J.P. Lefort, J.L. Vignerresse, J. Audrain, D. Thiéblemont, J. Goyallon, P. Jégouzo, P. Guennoc, C. Augris, A. Carn (1993), 101 p.
- AUTRAN A., COGNE 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., MARCHAND J., GODARD F., GOUJOU J.C., WYNS R. (1994) - Eo-Hercynian events in the Armorican Massif. *In* J.D. Kee-pie (éd.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 183-194.
- BARROIS C. (1885) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Lorient (88), 1^{re} édition + notice 6 p. Paris: Service des mines (réimpression 1941).
- 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.
- BOILLOT G., LEFORT J.P. *et al.* (1976) - Carte géologique du plateau continental du golfe de Gascogne, échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOUYSSÉ P., HORN R. (1972) - Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanographiques*, 23, 6, p. 495-517.
- 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.
- 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 d'eau. Département du Finistère. Rapp. BRGM 88 SGN 292 BRE.

- CHAROY B. (1975) - Ploemeur kaolin deposit (Brittany) : an example of hydrothermal alteration. *Petrology*, I, 4, p. 253-266.
- CHAURIS L. (1965) - Les minéralisations pneumatolitiques du Massif Armoricain. Mém. BRGM, 31, 218 p.
- CHAURIS L., COGNE J., KERRIEN Y. (1970) - Carte géol. France (1/320000), feuille Brest-Lorient (11-16). Orléans: BRGM.
- COGNE J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille (thèse État, Strasbourg). Mém. Serv. Carte géol., France, 382 p.
- COGNE 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. intern. CNRS, n° 268 (Paris, 1976), p. 111-119.
- COURTAUD J. (1993) - Géomorphologie et sédimentologie des rias de l'Aven et du Belon. Mém. maîtrise (géographie), Brest, 195 p. + annexes.
- D'ARCO P. (1979) - Géologie de la région de Concarneau. Mém. maîtrise, dépt. sci. Terre, univ. Bretagne occidentale, 51 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin-burg* (Earth Sciences), 73, p. 135-149.
- 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*, I, p. 79-90.
- DELANOË Y., PINOT J.P. (1977) - Littoraux et vallées holocènes submergés en baie de Concarneau (Bretagne méridionale). *Bull. Assoc. fr. et. Quaternaire*, 3, p. 27-38.
- DELANOË Y., DIEUCHO A., PINOT J.P. (1972) - La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Étude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. géol. 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, sér. D, p. 1947-1950.
- DELANOË Y., MARGEREL J.P., PINOT J.P. (1976) - En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle péné-planation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, sér. D, p. 29-32.
- DELANOË Y., GAREAU J., PINOT J.P. (1984) - Néotectonique sur socle armoricain de part et d'autre des côtes de Cornouailles méridionales. 10^e réunion ann. sci. Terre (Bordeaux, 3-6 avril 1984), p. 172.
- DELFAU M., LE BERRE P. (1981). Définition de zones favorables à la prospection du kaolin dans le Massif armoricain. Rapp. BRGM 81 SGN 873 MTX, 38 p.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique (thèse État, Rennes). Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 12, 389 p.

- DURAND S., ESTEOULE-CHOUX J. (1974) - Les temps post-hercyniens. *In* J. Debelmas : «Géologie de la France». Paris : Doin édit., vol. 1, p. 154-159.
- ÉGAL E., GUENOC P., LE GOFF E., THIEBLEMONT D., HOULGATTE E., AUGRIS C., HAMON D., LEBRET P., HALLEGOUËT B. (1996) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontrieux-Étables-sur-Mer (204). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Égal *et al* (1995), 194 p.
- ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J. (1978) - Réflexions sur la genèse des gisements de kaolin industriel dans le Massif armoricain. *Shr.-Rihe Geol. Wissensck*, D.D.R., V° international, 11.
- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J. (1979) - Kaolin deposits in France. 7th Symposium Genesis Kaolin, Tokyo,
- ESTEOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 319 p.
- GAPAIS D., LAGARDE J.L., LE CORRE C, AUDREN C, JEGOUZO P., CASAS-SAINZ A., VAN DEN DRIESSCHE J. (1993) - La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, sér. II, p. 1123-1129.
- GARCIN M., FARJANEL G., COURBOULEIX S. *et al.* (1993) - La «Longue Séquence» de Marchésieux. *Rapp. BRGM R36859 SGN GEO RNG* 93,96 p.
- GROS Y., LIMASSET O., BLES J.L., FOURNIGUET J., GODEFROY P. (1984a) - Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. *Documents BRGM*, 84, p. 51-68.
- GROS Y., LIMASSET O. BOURGEUIL B. (1984b) - La Bretagne méridionale au Cénozoïque. *Rapp. BRGM SGR PLA* 84-27, 80 p.
- GUERROT C, BECHENNEC F., THIEBLEMONT D. (à paraître) - Le magmatisme paléozoïque sud-armoricain : données géochronologiques. *Soumis C.R. Acad. Sci.*, Paris, octobre 1996.
- GUILCHER A., HALLEGOUËT B., MENEZ S. (1975) - Les formations superficielles du Mené (Bretagne centrale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (D),281, p. 219-222.
- HALLEGOUËT B. (1972) - Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 275, p. 1859-1861.
- HALLEGOUËT B. (1990) - Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère. *Rev. archéol. Ouest*, Rennes, suppl. 2, p. 45-51.
- HALLEGOUËT B. (1991) - Les extractions d'amendements marins sur les rivages finistériens. Étude sédimentologique des sites du Poul-Rodou, de Premel-Trégastel, de Kersigunor, de Pors-Manec'h et de Kerfany-les-Pins. *Rapport U.B.O.-GEOLITT*, université de Bretagne occidentale, Brest, 61p.
- HALLEGOUËT B., MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Ass. géogr. français*, 441, p. 81-89.

- HALLEGOUËT 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. Assoc.fr. et. Quaternaire*, 25-26, p. 127-138.
- HALLEGOUËT B., MONNIER J.L., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1980) - Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne. In J. Chalain : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes » (colloque Dijon, 1978). Suppl. *Bull. Assoc. fr. et. Quaternaire*, n.s., 1, p. 211-225.
- HALLEGOUËT B., HINGUANT S., GEBHARDT A., MONNIER J.L. (1992) - Le gisement paléolithique inférieur de Ménez-Drégan 1 (Plouhinec, Finistère). *Bull. Soc. préhist. française*, 89-3, p. 77-81.
- HALLEGOUËT B., HINGUANT S., LAURENT M., MOLINES N., MONNIER J.L. (1993) - Ménez-Drégan 1 (Plouhinec Finistère) : un jalon pour la connaissance du Paléolithique inférieur européen. Journée préhistorique et protohistorique de Bretagne (Rennes), actes du colloque, univ. Rennes I édit., p. 3-6.
- HERROUIN Y., DADET P., GUIGUES J., LAVILLE P., TALBO H. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bain-de-Bretagne (388). Orléans : BRGM, 82 p. Carte géologique par P. Dadet, Y. Herrouin, P. Laville, F. Paris (1987).
- HORRENBERGER J.C. (1969) - Étude cartographique et description des terrains métamorphiques et granitiques pour la feuille de Lorient au 1/50000. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 50 p.
- HORRENBERGER J.C. (1976) - Déformations superposées dans les tecto-nites métamorphiques du secteur côtier Doëlan-Concarneau (Finistère Sud). Application d'une méthode d'analyse tectonique. *Sci. géol.*, Strasbourg, 29, p. 239-248.
- 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.T. Morzadec, J. Cogné (1973), 19 p.
- 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.* (8), II, 5, p. 839-848.
- JONES K.A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *J. Geol. Soc.*, London, 148, p. 55-64.
- JORON J.L., TREUIL M. (1977) - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, 6, p. 1197-1205.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse État (géographie), Caen. Rouen : Groupe Seine édit., 908 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. *Sci. géol.*, Strasbourg, 44, 1-2, p. 31-103.

- LE MEUR S. (1994) - Contribution à l'élaboration d'un plan de gestion des dunes et étangs de Trévignon, Trégunc, Finistère. Mém. maîtrise (géographie), Brest.
- MENILLET F. (1992) - Les meulière du bassin de Paris (France) et les faciès associés. Rôle des altérations supergènes Néogène à Quaternaire ancien dans leur diagenèse. Documents BRGM, 222, 425 p.
- MISSERI M. (1980) - Étude des relations complexe granitique de Moëlan - séries métamorphiques du Pouldu. Rapp. D.E.A., Rennes, 22 p.
- MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rocks series and tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Letter*, ann. rev., 25, 4, p. 956-983.
- MONNIER J.L. (1980) - Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Travaux lab. anthr. préhist. protohist. et Quat. armoricain, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.L., LE CLOIREC R. (1985) - Le gisement paléolithique inférieur de la pointe de Saint-Colomban à Carnac (Morbihan). *Gallia Préhistoire*, 28, 1, p. 7-36.
- MONNIER J.L., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1982) - Formations péri-glaciaires et formations marines. Stratigraphie des sols, biostratigraphie et industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Assoc. fr. et Quaternaire*, n.s., 12, p. 185-194.
- 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, n° 17, 208 p.
- 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.
- NEDELEC J.P. (1983) - Étude des formations marines pléistocènes entre l'estuaire de l'Odet et la baie de la Forêt. Mém. maîtrise (géographie), Brest, 18 p.
- NICOLAS J. (1956) - Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons. Thèse État, Paris, 254 p.
- PAQUETTE J.L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Mém. et docum. Centre armoricain et. struct. socle, Rennes, 14, 190 p.
- PEARCE J. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R.S. Thorpe (ed.) : «Andesites : orogenic andesites and related rocks». Chichester : Wiley and Sons, p. 525-549.
- 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 METOUR 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.* (7), XX, 2 p. 163-167.
- PEUCAT J.J., PARIS R., CHALET M. (1986) - U-Pb dating volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (western France). *Chem. Geol.* (isotope geosci. sect.), 59, p. 133-142.
- PINOT J.P. (1975) - Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental. Étude géomorphologique. Lannion : Impram, 256 p.
- PLANCHAIS M., CORILLON R. (1968) - Recherches sur l'évolution récente de la flore et de la végétation de Belle-île-en-Mer (Morbihan), d'après l'analyse pollinique de la tourbière submergée de Ster-Vraz. *Bull. Soc. botan. Fr.*, 115, p. 441-458.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 13, p. 207-220.
- ROBARDET M., BLAISE J., BOUYX E., GOURVENNEC R., LARDEUX H., LE HERISSE A., LE MENN J., MELOU M., PARIS R., PLUSQUELLEC Y., PON-CET J., REGNAULT S., RIOULT M., VEYANT M. (1993) - Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, 5, p. 687-695.
- ROYNARD Y. (1983) - Les dépôts pléistocènes marins de la côte orientale de la baie de Concarneau, entre la pointe de Jument et celle de Trévignon. Mém. maîtrise (géographie), Brest, 37 p.
- SHAND S.J. (1943) - Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore-deposits. New York : Wiley, 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). Comité national français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.
- THIEBLEMONT D., TEGYEV 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.
- THIEBLEMONT D., CABANIS B., LE METOUR J. (1987) - Étude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale : la série bimodale ordovicienne du Choletais (massif vendéen). *Géologie de la France*, 1, p. 65-76.
- THIEBLEMONT D., BECHENNEC R., 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. *Geodynamica Acta*, 3, 2, p. 1-16.

- THIEBLEMONT D., CHEVREMONT 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*, 7, 3, p. 139-157.
- TRIBOULET C. (1980) - Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. minéral.*, 103, p. 92-100.
- TRIBOULET C. (1983) - Uni and divariant equilibria between staurolite, chloritoid, garnet, chlorite, biotite, in medium pressure meta-acidites from Lorient-Concarneau area (south Brittany, France). *Contrib. Mineral. Petroi*, 82, p. 195-204.
- 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 État, Paris I). Caen : Editex, 2 vol., 854 p.
- VIDAL P. (1972) - L'axe granitique de Moëlan-Lanvaux (Sud du Massif armoricain) : mise en évidence, par la méthode Rb-Sr, de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IV, 2, p. 75-89.
- VIDAL P. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, n° 3-4, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21, 162 p.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM, détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Bretagne, 4 bis, rue du Bignon, 35000 Rennes, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

ANALYSES

Géochimie : département Analyses (BRGM), laboratoire de géochimie comparée et systématique (univ. P-et-M.-Curie), laboratoire P.-Sue (C.E.N., Saclay) ; interprétation par D. Thiéblemont.

Géochronologie : C. Guerrot, A. Cocherie.

Typologie des zircons : P. Jézéquel, C. Guerrot.

Caractérisation des granites par l'analyse des biotites : V. Johan.

AUTEURS

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

Introduction : F. BÉCHENNEC (BRGM).

Description des terrains : F. BÉCHENNEC, pour les unités métamorphiques et granitiques, avec la contribution de D. THIEBLEMONT (BRGM) et C. GUERROT (BRGM), pour respectivement la géochimie et la géochronologie; P. LEBRET (BRGM), B. HALLÉGOUËT, S. LE MEUR (université de Bretagne occidentale, Brest), pour les formations quaternaires et superficielles ; P. GUENNOG, Y. DELANOË (université de Nantes), pour la géologie marine.

Évolution tectono-métamorphique : F. BÉCHENNEC.

Synthèse géodynamique régionale : F. BECHENNEC, pour le Panafricain tardif et le Varisque ; P. LEBRET, B. HALLEGOUËT, P. GUENNOG, pour l'évolution post-paléozoïque.

Géologie de l'environnement : P. LEBRET, B. HALLÉGOUËT, F. BÉCHENNEC pour l'occupation du sol, les éléments de géotechnique et les substances utiles ; A. CARN, (BRGM), pour les ressources en eau.

Documentation complémentaire : J.L. MONNIER, H. MORZADEC, P.R. GIOT (université Rennes I), pour la préhistoire ; F. BÉCHENNEC, pour les itinéraires géologiques.

Coordination : F. BÉCHENNEC

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990.

Acceptation de la carte et de la notice : 8 décembre 1994.

Impression de la carte : 1997.

Impression de la notice : décembre 1996.

ANNEXE

	N° échantillon			
	DPM26	DPM35	DPM133	DPM137
SiO ₂	48,42	49,18	53,86	46,70
TiO ₂	2,53	2,42	2,82	4,14
Al ₂ O ₃	15,22	15,93	16,86	14,14
Fe ₂ O ₃ t	12,91	12,82	8,35	14,77
MnO	0,20	0,20	0,07	0,22
MgO	7,33	6,58	5,54	4,52
CaO	9,23	7,53	3,66	8,72
Na ₂ O	3,08	3,73	3,71	2,66
K ₂ O	0,50	1,22	3,86	1,01
P ₂ O ₅	0,32	0,36	0,37	1,02
PF	0,67	0,82	0,94	1,26
Total	100,41	100,79	100,04	99,16
U	0,35	0,55		0,92
Th	1,49	1,62		3,30
Zr	185	195		318
Hf	3,90	4,50		6,64
Ta	2,04	2,20		4,3
Ba	29,5	253		416
Sr	376	284		
Cs	0,64	1,51		0,06
Rb	25	64		27,4
Sb	0,88	0,65		0,3
Cr	99	93		57
Co	47,5	44,6		27,1
Ni	93,2	53,2		79
Sc	29,3	30		31,9
La	33,1	23,2		40,1
Eu	2,50	2,44		4,12
Tb	1,05	0,87		1,25

Tableau 1 - Analyses chimiques des métabasites du Groupe de Nerly. Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X au laboratoire de géochimie comparée et systématique de l'université R-et-M.-Curie, et les éléments traces par activation neutronique au laboratoire R-Sue du C.E.N. (Saclay)

	N° échantillon				
	DPM61	DPM138	DPM139	DPM140	DPM75
SiO ₂	51,77	72,10	51,00	51,00	49,89
TiO ₂	0,98	0,36	1,06	1,19	1,57
Al ₂ O ₃	16,52	13,70	15,74	15,28	15,62
Fe ₂ O ₃ t	9,08	3,51	10,41	11,63	10,61
MnO	0,13	0,03	0,18	0,15	0,17
MgO	7,26	0,67	7,04	6,73	8,49
CaO	8,56	0,21	6,71	6,45	10,54
Na ₂ O	3,74	6,24	4,20	3,58	2,68
K ₂ O	0,42	0,95	0,43	0,76	0,41
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,11	0,09	0,15
PF	1,51	1,44	2,47	2,40	0,74
Total	100,06	99,27	99,35	99,26	100,87
U	0,90	2,54	0,3	0,34	0,09
Th	2,20	8,28	0,82	0,66	0,58
Zr	113	138	72	69	111
Hf	2,66	4,25	1,6	1,69	2,80
Ta	0,20	0,64	0,09	0,07	0,26
Ba	62	107	nd	nd	25
Sr	358				359
Cs	0,44	0,43	2,3	1,82	0,76
Rb	12,7	18,7	20,5	27,4	15
Sb	0,50	0,39	1,4	2	0,68
Cr	129	13	243	161	314
Co	33,7	2,8	33,9	35,3	34,4
Ni	80	0,5	59	65	115
Sc	29,2	11,9	38,8	36,7	31,6
La	13,1	23,7	7,3	9,6	12,5
Eu	1,26	0,87	1,07	1,11	1,76

Tableau 2 - Analyses chimiques des metabasites et méta-acidites de la formation de Bri-gneau (Groupe de Merrien). Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X au laboratoire de géochimie comparée et systématique de l'université P.-et-M.-Curie, et les éléments traces par activation neutronique au laboratoire R-Sue du C.E.N. (Saclay)

	N° échantillon									
	DPM82	DPM68	DPM85	DPM81	DPM87	DPM84	DPM86	DPM78	DPM134	DPM136
SiO ₂	51,45	51,76	56,24	71,46	70,95	77,31	77,88	76,34	70,50	72,90
TiO ₂	0,88	1,08	0,51	0,36	0,35	0,09	0,06	0,11	0,34	0,61
Al ₂ O ₃	16,41	15,58	20,63	13,74	14,13	13,42	13,00	13,42	14,29	14,14
Fe ₂ O _{3t}	9,17	10,63	5,72	3,87	4,05	1,29	0,95	1,54	3,95	3,28
MnO	0,15	0,15	0,10	0,07	0,07	0,03	0,01	0,02	0,07	0,05
MgO	7,95	7,29	3,45	1,33	1,12	0,15	0,20	0,12	0,63	1,48
CaO	8,16	7,90	7,53	2,77	3,59	0,63	1,00	0,47	2,88	1,15
Na ₂ O	4,50	4,59	5,03	5,18	3,33	3,50	6,35	3,30	3,05	4,50
K ₂ O	0,13	0,30	0,70	0,32	1,93	3,96	0,14	4,41	2,67	0,76
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,08	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01	0,07	0,13
PF	1,36	0,96	0,75	0,70	0,65	0,61	0,28	0,58	0,78	0,78
Total	100,30	100,37	100,74	99,85	100,22	101,00	99,88	100,32	99,23	99,78
U	0,57	0,40	2,25	1,75	2,44		4,18		2,72	2,31
Th	1,70	1,54	12,40	8,34	8,38		27,68		8,82	10,15
Zr	67	88	207	166	118		100		107	191
Zr*						100	135	98		
Hf	2,50	3,40	5,70	4,40	3,80		4,64		3,58	5,81
Ta	0,18	0,17	0,75	0,58	0,56		0,83		0,58	1,03
Nb*						nd	10	13		
Ba	nd	nd	169	102	587		32		706	517
Ba*						1068	36	852		
Sr	195	310	356	316	169		119			
Sr*						70	109	135		
Cs	0,10	0,15	1,80	0,65	1,40		0,06		3,8	1,11
Rb	nd	6,3	24,4	11,7	55,2		2,7		80	19
Rb*						112	11	124		
Sb	0,28	0,24	0,24	0,18	0,08		0,07		0,04	0,18
Cr	255	213	44	33	31,4		nd		15	46
Co	35,3	34,3	8,4	5,5	5,4		1,3		4,3	7
Co*						< 10	< 10	nd		
Ni	85	55,3	5,4	1	0,2		nd		0,6	23
Ni*						< 10	< 10	< 10		
Sc	32,8	35,5	13	13,3	13,7		0,9		nd	8,4
La	13,8	11,1	29,3	23,9	29,8		25,9		27,4	29,3
Eu	1,20	1,45	1,29	0,80	0,85		0,39		0,79	0,90
Tb	0,54	0,62	0,61	0,55	0,65		0,31		0,61	0,52
Y*						15	13	15		

Tableau 3 - Analyses chimiques des méta-acidites et des metabasites de la formation de Raguenez (Groupe de Merrien). Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X au laboratoire de géochimie comparée et systématique de l'université P.-et-M.-Curie, et les éléments traces par activation neutronique au laboratoire P.-Sue du C.E.N. (Saclay)

Zircon	T °C palier	Nombre de rapports	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	Âge par palier	Âge par zircon	Âge moyen
Zr 1	a/1540	52	15740	0.083	0.05660 ± 23	476 ± 9		
	b/1570	54	51800	0.086	0.05670 ± 31	480 ± 12		
Zr 1	(a + b)	106					478 ± 11	
Zr 2	a/1540	57	28600	0.093	0.05673 ± 23	481 ± 8		
	b/1570	57	31250	0.087	0.05675 ± 21	482 ± 8		
	c/1620	45	45450	0.075	0.05683 ± 31	485 ± 12		
Zr 2	(a + b + c)	159					482 ± 10	
Zr 3	a/1540	55	22730	0.116	0.05678 ± 23	483 ± 9		
	b/1575	59	27770	0.092	0.05681 ± 34	484 ± 13		
Zr 3	(a + b)	114					484 ± 11	
Zr 1 (a + b) + Zr 2 (a + b + c) + Zr 3 (a + b) = 379								481 ± 11

Sur les trois zircons analysés, sept paliers de température ont été obtenus donnant tous le même âge. L'âge recalculé sur la totalité des rapports conservés, et non sur la totalité des blocs, est de 481 ± 11 Ma sur 379 valeurs

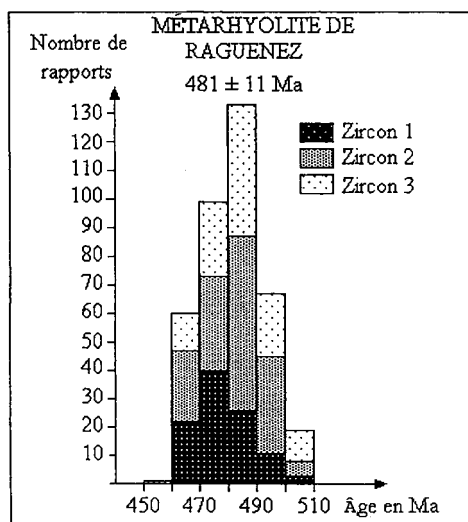


Tableau 4 - Données isotopiques sur les zircons des gneiss fins leucocrates de l'île Raguenéz, formation de Raguenéz, Groupe de Merrien (échantillon DPM81). Datation Pb/Pb par évaporation directe du plomb sur monozircon (BRGM, Orléans). Les âges ont été recalculés en utilisant les constantes :

$$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}: 1 = 0,98485 \cdot 10^{-9} \text{ an}^{-1}$$

$$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}: 2 = 0,155125 \cdot 10^{-9} \text{ an}^{-1}$$

	N° échantillon									
	DPM44	DPM72	DPM47	DPM104	DPM129	DPM130	DPM132	DPM135	DPM74	DPM42
SiO ₂	50,16	49,05	47,60	51,07	48,98	49,55	50,19	49,57	78,43	52,34
TiO ₂	1,20	0,65	2,76	2,72	0,89	0,97	1,57	0,97	0,05	0,80
Al ₂ O ₃	15,36	16,11	15,01	14,55	15,88	14,23	14,61	14,18	13,04	16,43
Fe ₂ O _{3t}	11,18	9,94	18,93	12,02	9,94	9,81	12,17	9,87	0,84	7,80
MnO	0,19	0,20	0,34	0,12	0,28	0,28	0,20	0,28	0,01	0,16
MgO	8,90	10,10	3,14	6,43	8,88	11,79	8,57	11,87	0,12	8,08
CaO	9,83	9,83	7,14	7,86	10,62	10,20	9,23	10,21	0,11	9,43
Na ₂ O	2,96	2,47	3,05	4,33	2,14	1,64	3,25	2,91	7,05	3,08
K ₂ O	0,30	0,33	0,61	0,69	1,21	1,46	0,11	1,46	0,04	1,00
P ₂ O ₅	0,14	0,05	1,07	0,36	0,05	0,03	0,17	0,03	nd	0,06
PF	0,62	1,53	1,06	0,63	1,39	0,93	0,40	0,80	0,31	0,92
Total	100,84	100,26	100,71	100,78	100,26	100,89	100,47	102,15	100,00	100,10
U	0,35	nd	1,86	0,69	0,23		0,8	0,39	3,12	0,15
Th	1,17	0,22	6,30	2,23	0,61		2,51	1,02	14,53	0,17
Zr	100	nd	600	240	53		139	237	80	58
Zr*									109	
Hf	2,55	0,82	7,38	5,67	1,26		3,35	5,79	4,13	1,28
Ta	0,26	0,10	3,54	2,57	0,07		0,32	0,56	0,72	0,05
Nb*									12	
Ba	nd	nd	123	250	90		nd	nd	11	98
Ba*									16	
Sr	450	464	150	630					63	515
Sr*									61	
Cs	0,43	1,16	0,68	0,48	1,82		0,11	0,28	0,07	1,56
Rb	6,9	10,9	20	17	55,6		nd	15,2	nd	45,4
Rb*									<10	
Sb	0,50	0,53	0,40	0,41	1,66		0,50	0,51	0,07	0,40
Cr	302	457	96	105	296		280	123		246
Co	16,7	41,3	37,1	42,4	43,3		41,5	39,3	0,8	27
Co*									<10	
Ni	92,8	158	5,7	53	79		125	31	nd	141
Ni*									40	
Sc	39,2	38,5	40,2	29,9	35,8		35,7	47,4	4,5	29,3
La	9,9	4,8	26,7	31,8	3,2		17,8	15,1	21,3	12,4
Eu	1,21	0,74	2,68	3,00	0,81		1,62	2,28	0,54	1,17
Tb	0,63	0,46	1,45	0,93	0,51		0,91	1,28	0,86	0,62
Y*									28	

Tableau 5 - Analyses chimiques de métabasites et méta-acidites de la formation de Kerhoren (Groupe de Merrien). Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X au laboratoire de géochimie comparée et systématique de l'université R-et-M.-Curie, et les éléments traces par activation neutronique au laboratoire R-Sue du C.E.N. (Saclay)

Ech.	FB325	FB1259	FB298	FB317	FB417A	FB10768	FB1211	FB1212	FB155	FB196	FB210	FB272	FB470	FB1391
PF %	0,95	0,68	0,33	0,6	0,58	0,87	0,49	0,32	0,77	0,49	0,78	0,31	0,96	0,55
Fe ₂ O ₃ Total														
P ₂ O ₅ %	0,07	-0,05	0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	0,06	0,08	0,12	0,08	0,06	0,07
SiO ₂ %	73,9	74,4	72,1	75,1	77,5	75,3	76,1	71,1	73,5	71,8	72	72,9	73,9	72,7
Al ₂ X %	14,3	13	14,6	13,7	14,1	14,3	14,1	14,9	13,8	15	14	14,3	14,3	13,4
Fe ₂ X %	1,05	0,66	0,83	0,9	0,86	1,3	0,92	0,96	1,3	1,3	1,75	1,1	1,36	1,55
CaO %	1,35	1,45	2,5	0,94	1,7	1,25	1,3	3,15	0,41	0,87	0,81	0,8	0,36	0,83
MgO %	0,4	0,4	0,56	0,31	-0,2	-0,2	0,21	0,63	-0,2	0,43	0,41	0,33	0,21	0,32
Na ₂ O %	2,65	2,45	3,15	5	5,1	4,35	3,15	2,9	3,15	3,3	3,15	3,15	2,95	3,2
K ₂ O %	4,65	4,65	2,75	1,3	0,69	1,85	3,86	2,1	5,5	5,65	5,7	5,45	5,5	5,65
TiO ₂ %	0,3	0,27	0,3	0,18	0,07	0,13	0,11	0,34	0,26	0,36	0,38	0,31	0,27	0,34
MnO %	0,04	0,04	0,08	0,06	-0,02	0,03	0,04	0,06	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04
FeO %	1,1	1,15	2,3	1,4	-0,2	0,36	0,64	2,4	0,75	1,4	0,97	1,15	0,9	0,82
Indice de Shand	1,201	1,104	1,139	1,207	1,159	1,142	1,205	1,168	1,153	1,139	1,087	1,138	1,244	1,11
Ca (ppm)														
Rb	146	138	117		20		116				147		242	
Ba	763	859	570		215		827				509		282	
Sr	97	124	108		487		133				111		58	
U	3,6	4,3	4,7		5,9		3,9			20,83	3	4,57	11,1	
Th	10,9	11,4	11,2		12,5		9,9			19,31	11,4	17,03	24,3	
Ta	0,5	0,4	0,7		0,8		0,6				0,9		2	
Nb	7,6	5,7	8,3		5,9		5,1				16,4		29	
Hf	3,8	3,8	4,4		2,7		2,3			8,14	7,4	6,69	6,5	
Zr	163	137	162		70		72				331		234	
Ni	17	20	23		15		23				18		15	
Cr	26	25	27		20		21				22		23	
Co		5												
Sc										3,95		3,54		
V	18	19	20								17		12	
La	37	15,3	28,6		14,3		11,5			25,58	35	35,58	34,2	
Ce	60,6	49,8	51		25,9		23,5			47,89	58,6	73,95	59,8	
Pr	7,1	3,6	5,8		3		2,7				6,2		6,5	
Nd	28,8	13,7	21,8		11,5		10			26,6	22,6	26,03	27,4	
Sm	5,2	2,6	4,4		2,6		2			4,45	3,6	5,53	4,6	
Eu	0,7	0,7	0,8		0,3		0,4			0,13	0,8	0,75	0,4	
Gd	5,2	2,7	4,2		2,4		1,9				3,6		4,7	
Tb	0,8	0,6	0,8		0,5		0,4			0,88	0,6	0,89	0,8	
Dy	4,4	3,9	5,7		3,5		2,7				3,9		5	
Er	2,1	2,7	3,4		2,2		1,9				2,3		2,6	
Yb	1,9	2,7	3,2		2,6		2			2,31	1,8	2,63	2,3	
Lu	0,3	0,4	0,6		0,4		0,3			0,39	0,3	0,41	0,4	
Y	21,3	27,3	36,7		22,9		20,3				23,6		30,3	

Tableau 6 - Analyses chimiques des orthogneiss du Cosquer, de Lanmeur - Saint-Ouarneau, de Moëlan, de Nizon, de Porz-Manec'h, du Cabellou et de Pouldohan. Les analyses des éléments majeurs ont été réalisées par fluorescence X au département Analyses du BRGM pour les échantillons FB et au laboratoire de géochimie comparée et systématique de l'université P.-et-M.-Curie pour les échantillons DPM. Les analyses des éléments traces ont été réalisées par ICP/MS au département

FB161	FB198	DPM117	DPM118	DPM119	DPM73	DPM95	FB807	FB888	FB945	FB208A	FB577	FB580	Ech.
0,56	0,66	0,44	0,37	0,45	0,31	0,33	0,94	0,82	0,92	1	0,46	0,48	PF %
		1,03	0,98	1,16	3,01	0,79							Fe ₂ O ₃ Total
-0,05	-0,05	nd	nd	nd	nd	nd	0,2	0,18	-0,05	0,32	-0,05	-0,05	P ₂ O ₅ %
76	77,5	77,68	77,54	77,18	77,44	77,29	74,3	77,2	75,7	64,1	71,5	77,7	SiO ₂ %
12,9	12,7	12,64	12,72	12,75	11,56	13,18	13,8	12,5	13,8	16	15,6	13,4	Al ₂ X %
0,96	0,64						1,15	0,97	1,45	2,2	1,3	0,9	Fe ₂ X %
0,31	0,21	0,06	0,04	0,04	0,02	0,16	0,53	0,57	0,38	2,35	2,95	0,8	CaO %
0,23	-0,2	0,04	nd	0,04	nd	nd	-0,2	-0,2	-0,2	1,15	0,39	-0,2	MgO %
3,05	3,45	3,34	3,72	3,94	3,9	4,14	2,85	2,45	3,05	3,45	4,3	4,1	Na ₂ O %
4,85	5,05	4,95	4,55	4,29	3,82	4,21	4,85	4,4	5,25	4,25	1,85	3	K ₂ O %
0,19	0,1	0,13	0,07	0,07	0,11	0,02	0,14	0,13	0,19	0,91	0,23	-0,09	TiO ₂ %
0,03	-0,02	0,01	0,02	0,01	3,01	0,79	0,05	0,03	0,02	0,12	0,03	-0,02	MnO %
1	-0,2						0,57	0,46	-0,2	4,4	0,86	-0,2	FeO %
1,194	1,106	1,242	1,229	1,274	1,097	1,136	1,261	1,268	1,216	0,801	1,081	1,149	Indice de Shand
		0,77	2,46	1,35	0,72	28,01							Ca (ppm)
		217	370	389	195	1224		351	105	140			Rb
		168	136	42,2	58	98		66	115	873			Ba
		0	0	0	0	0		62	43	237			Sr
	141,38	13,8	39,8	20,01	21,34	34,2		7,3	3	3,3			U
	56,09	80,95	65,08	76,38	50,22	45,62		9,4	13,1	4,2			Th
		4,14	9,18	13,33	25,02	30,17		2,2	1,5	2			Ta
		27	47	57	320	98		16,4	31	41,8			Nb
	8,65	6,29	10,38	7,07	39,55	11,83		2,7	4,7	11,3			Hf
		149	213	192	1013	164		79	178	572			Zr
								12	16	29			Ni
								18	16	39			Cr
		1,1	0,6	0,5	0,8	0,05				9			Co
	0,26	1,5	1,1	1,1	0,4	2,3							Sc
										44			V
	34,62	40,3	36,6	59,7	128,1	75,4		9	72,6	25,9			La
	76,38							19,7	153,2	52,1			Ce
								2,2	16	6,2			Pr
	43,02							9	54	25,5			Nd
	7,46							2,1	10,9	4,7			Sm
	0,07	0,32	0,56	1,07	2,17	0,38		0,1	0,5	1,8			Eu
								2	9,6	4,6			Gd
	2,05	0,46	1,41	1,49	4,36	1,19		0,4	1,6	0,8			Tb
								3	8,6	4,6			Dy
								2,1	4	2,4			Er
	4,74							1,8	2,9	2,2			Yb
	0,81							0,3	0,5	0,4			Lu
		9	57	58	127	41		25	37,2	25,6			Y

Zircon	T°C palier	Nombre de rapports	^{206}Pb / ^{204}Pb	^{208}Pb / ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}^*$ / $^{206}\text{Pb}^*$	Âge par palier	Âge par zircon	Âge moyen
Zr A	a/1420	61	5350	0,080	$0,05717 \pm 21$	498 ± 8		
	b/1440	63	14450	0,080	$0,05706 \pm 18$	494 ± 7		
Zr A (a,b)		124					496 ± 8	
Zr C	a/1420	33	1410	0,098	$0,05714 \pm 36$	497 ± 14		
	b/1440	55	3630	0,086	$0,05738 \pm 13$	506 ± 5		
	c/1460	15	11110	0,075	$0,05699 \pm 44$	491 ± 17		
Zr C (a, b, c)		103					501 ± 12	
Zr D	a/1460	56	3510	0,075	$0,05704 \pm 23$	493 ± 9		
Zr D (a)		56					493 ± 9	
Zr E	a/1420	48	6390	0,060	$0,05714 \pm 42$	497 ± 16		
	b/1440	64	6760	0,072	$0,05722 \pm 29$	500 ± 11		
	c/1460	61	8450	0,084	$0,05716 \pm 23$	496 ± 9		
Zr E (a, b, c)		173					498 ± 12	
Zr F	a/1420	59	3720	0,075	$0,05704 \pm 29$	493 ± 11		
	b/1440	6	10920	0,087	$0,05701 \pm 29$	492 ± 11		
Zr F (a, b)		65					492 ± 11	
ZrA + ZrC + ZrD + ZrE + ZrF		521						497 ± 11

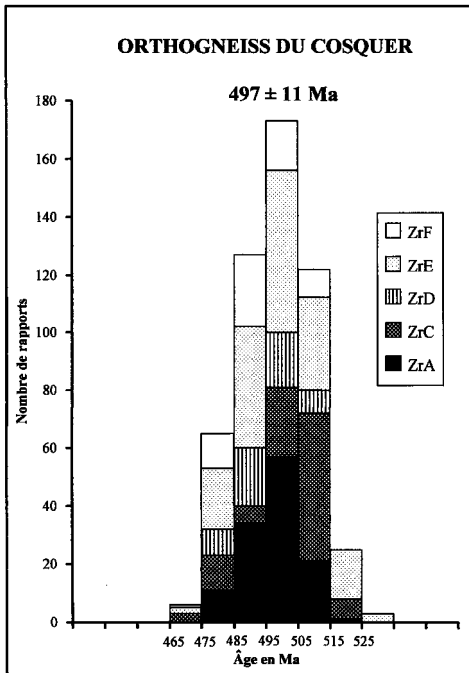


Tableau 7 - Données isotopiques sur les zircons de l'orthogneiss du Cosquer (échantillon FB325)

	N° échantillon			
	DPM9	DPM7	DPM15	FB208B
SiO ₂	52,99	46,50	47,30	46,30
TiO ₂	2,16	2,50	3,61	3,00
Al ₂ O ₃	15,79	15,71	15,27	16,20
Fe ₂ O _{3,t}	11,19	12,94	14,52	12,85
MnO	0,17	0,14	0,16	0,21
MgO	4,60	7,37	6,86	4,85
CaO	4,28	8,32	7,16	6,90
Na ₂ O	2,03	1,34	4,13	2,90
K ₂ O	7,10	4,81	0,73	2,15
P ₂ O ₅	0,30	0,38	0,38	0,53
PF	0,43	0,53	0,69	2,20
Total	101,04	100,54	100,81	98,09
U	4,64	0,59	0,53	
Th	10,95	1,49	2,11	
Zr	193	184	216	
Hf	4,34	3,90	4,60	
Ta	9,35	1,77	2,75	
Ba	332	186	35	
Sr	108	193	345	
Cs	14,2	41,7	0,44	
Rb	332	311	27	
Sb	0,11	0,61	1,01	
Cr	91	91	84	
Co	21,5	44,3	44,3	
Ni	35,6	89,8	42,2	
Sc	25	25,8	32	
La	23,2	18,6	24,6	
Eu	2,34	2,16	2,40	
Tb	4,09	0,75	0,92	

Tableau 8 - Analyses chimiques des metabasites en enclaves dans l'orthogneiss de Moëlan et l'orthogneiss de Porz-Manec'h (FB208B). L'analyse de l'échantillon FB a été réalisée par fluorescence X au département Analyses du BRGM à Orléans. Pour les échantillons DPM, les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X au laboratoire de géochimie comparée et systématique de l'université P.-et-M.-Curie et les éléments traces par activation neutronique au laboratoire P.-Sue du C.E.N. (Saclay)

Éch.	INDR	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	Totaux
424	1 39	35,71	2,91	18,91	18,74	0,57	9,40	0,00	0,13	9,89	0,00	3,98	100,25
424	1 38	34,93	2,87	18,19	19,02	0,22	9,36	0,00	0,13	9,86	0,12	3,90	98,60
424	1 36	35,60	2,94	18,61	20,43	0,34	8,79	0,00	0,00	9,71	0,06	3,96	100,44
424	1 35	35,54	2,91	18,46	19,37	0,50	9,15	0,08	0,03	9,69	0,02	3,94	99,68
1153	1 25	35,73	3,19	19,16	18,07	0,40	7,83	0,03	0,00	9,73	0,07	3,91	98,12
1153	1 27	35,12	3,20	19,34	20,75	0,27	7,53	0,00	0,06	9,67	0,06	3,93	99,92
1153	1 18	35,82	3,14	19,28	18,29	0,19	7,79	0,00	0,11	9,83	0,09	3,92	98,46
1202	2 20	35,44	2,09	19,81	25,03	0,43	4,41	0,00	0,18	9,52	0,00	3,90	100,80
1202	1 5	34,27	2,00	20,05	25,08	0,44	4,51	0,00	0,16	9,92	0,00	3,86	100,30
1202	2 21	35,16	2,24	20,32	24,91	0,32	4,19	0,00	0,14	9,36	0,00	3,90	100,53
1202	1 7	34,16	2,42	19,65	24,47	0,40	4,80	0,00	0,16	9,18	0,00	3,83	99,08
1202	1 8	33,68	2,23	19,26	25,11	0,58	4,49	0,00	0,16	9,42	0,03	3,79	98,76
1224	1 13	36,00	2,16	22,62	20,12	0,74	3,67	0,00	0,12	8,95	0,04	3,93	98,35
1224	2 19	36,60	1,95	22,04	21,75	0,57	3,64	0,05	0,22	7,86	0,06	3,94	98,69
1224	2 17	35,84	1,65	22,51	21,76	0,44	3,68	0,04	0,00	8,60	0,15	3,92	98,60
1224	2 6	36,84	1,80	23,88	20,75	0,26	3,76	0,00	0,01	7,72	0,00	4,00	99,03
1224	2 7	37,48	2,17	22,44	19,71	0,36	3,90	0,00	0,00	8,44	0,00	3,98	98,48
1224	2 8	36,10	1,94	21,50	21,29	0,39	4,16	0,02	0,00	9,13	0,00	3,91	98,44
1224	2 16	36,25	1,64	22,79	23,52	0,49	3,36	0,10	0,16	7,41	0,00	3,96	99,66
1230	1 34	36,26	2,74	18,91	19,47	0,35	8,53	0,00	0,01	9,73	0,06	3,97	100,03
1230	1 33	36,20	3,06	18,95	19,01	0,34	8,34	0,00	0,14	9,91	0,00	3,97	99,61
1230	1 31	35,86	2,66	18,93	19,58	0,49	8,37	0,00	0,11	9,80	0,12	3,95	99,89
1230	1 30	35,47	2,60	19,28	19,99	0,64	8,46	0,00	0,01	10,04	0,00	3,96	100,46

Tableau 9 - Composition chimique des biotites des granites de Trégunc (424), de Riec (1153), de Baye (1202), de Pen-a-Men (1224) et de Penfret (1230) (analyse à la microsonde électronique au BRGM Orléans par V. Johan. Fe total exprimé en FeO)

Zircon	T °C palier	Nombre de rapports	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	Âge par palier	Âge par zircon	Âge moyen
Zr A	a/1420	68	3030	0.034	0.05303 ± 28	330 ± 12		
	b/1440	57	16000	0.041	0.05298 ± 12	328 ± 5		
	c/1460	67	14340	0.116	0.05293 ± 24	326 ± 10		
Zr A (a,b, c)		192					328 ± 10	
Zr B	a/1420	14	1000	0.060	0.05333 ± 132	343 ± 55		
	b/1440	55	5030	0.064	0.05300 ± 43	329 ± 18		
Zr B (b)		55					329 ± 18	
Zr C	a/1420	59	1890	0.115	0.05315 ± 37	335 ± 16		
	b/1440	16	630	0.174	0.05270 ± 132	316 ± 56		
Zr C (a)		59					335 ± 16	
Zr D	a/1420	15	1500	0.053	0.05352 ± 101	351 ± 42		
	b/1440	68	4580	0.070	0.05300 ± 31	329 ± 13		
	c/1460	59	4910	0.093	0.05303 ± 26	330 ± 11		
Zr D (b, c)		127					329 ± 12	
Zr E	a/1420	22	5760	0.160	0.05326 ± 36	340 ± 15		
Zr E (a)		22					340 ± 15	
Zr F	a/1420	22	1240	0.069	0.05298 ± 47	328 ± 20		
	b/1440	57	2900	0.062	0.05305 ± 76	331 ± 32		
	c/1460	50	3460	0.081	0.05317 ± 38	336 ± 16		
	d/1480	64	3358	0.087	0.05291 ± 59	325 ± 25		
Zr D (a, b, c, d)		193					330 ± 25	
ZrA + ZrB + ZrC + ZrD + ZrE		455						330 ± 13
ZrA + ZrB + ZrC + ZrD + ZrE + ZrF		648						330 ± 18

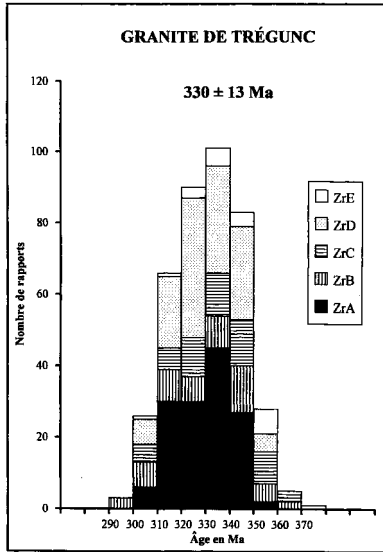


Tableau 10 - Données isotopiques sur les zircons du granite de Trégunc (échantillon FB10)

Concarneau 1/50 000	Lorient 1/50 000 (Horrenberger <i>et al.</i> , 1972)	Groix 1/25 000 (Audren et Triboulet, 1993)	Lorient 1/80 000 (Barrois, 1885, 1941)
<i>X. 16</i>			
X	X	X	
Fz		CF	a2
T	T		τ
C-Fz		CF	
Fx-y			a1
FMz (1)	Mz	M-Fy	
FMz (2)	Mz	M-Fy	
Mz	Mz	Mz	
Mx-y	Mw	Mw-s	
Mx2	Mw	Mw-s	p1
RMx3	Mw	Mw-s	p1
Dz	D	D	A
	RY		

Tableau 11 - Correspondance des notations des formations superficielles

Profil-échantillon	Médiane en mm	% de calcaire
A1	0,8	7,76
A2	0,82	7,76
A3	1,6	8,74
B1	0,92	8,74
B2	0,74	8,74
B3	3,5	8,74
C1	2,9	7,76
C2	0,96	8,35
C3	3,05	8,74
D1	1,13	8,74
D2	1,22	8,74
D3	4,4	8,74
E1	1,23	7,76
E2	1,41	8,74
E3	1,99	8,74
F1	0,87	8,93
F2	1	8,35
F3	2,13	8,93
G1	1,15	8,74
G2	1,22	9,7
G3	1,43	9,7
H1	0,39	21,4
H2	0,5	19,42
H3	0,265	23,3

1 : Dune ; 2 : Haut estran ; 3 : Bas estran

Tableau 12 - Granulométrie des sables de l'estran et de la dune littorale entre la pointe de la Jument et la pointe de Trévignon (Le Meur, 1994). Les profils sont positionnés sur la fig. 20

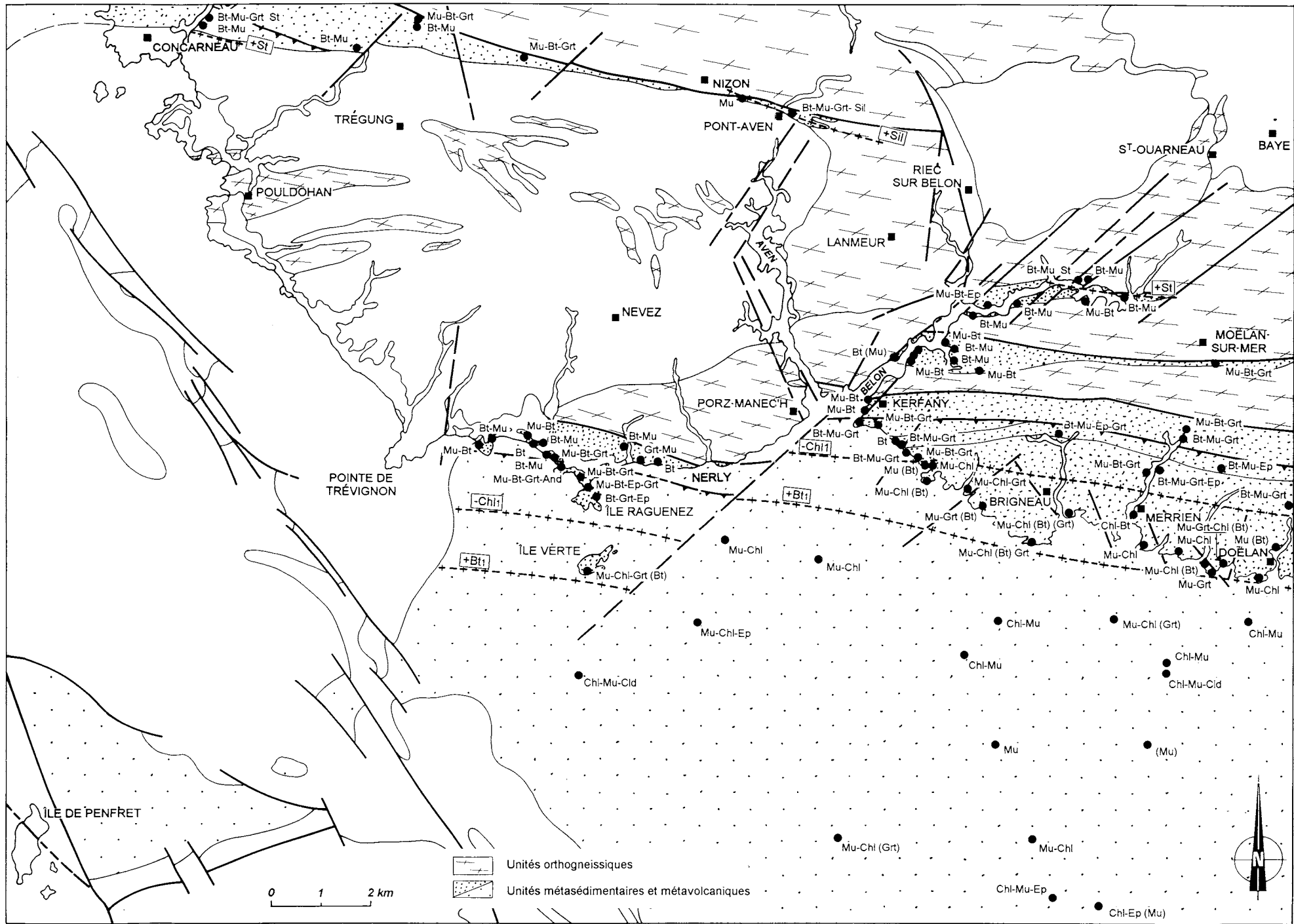


Fig. 24 - Carte des zones d'isométabolisme, dans les métasédiments, associées au premier et principal épisode de métamorphisme régional varisque

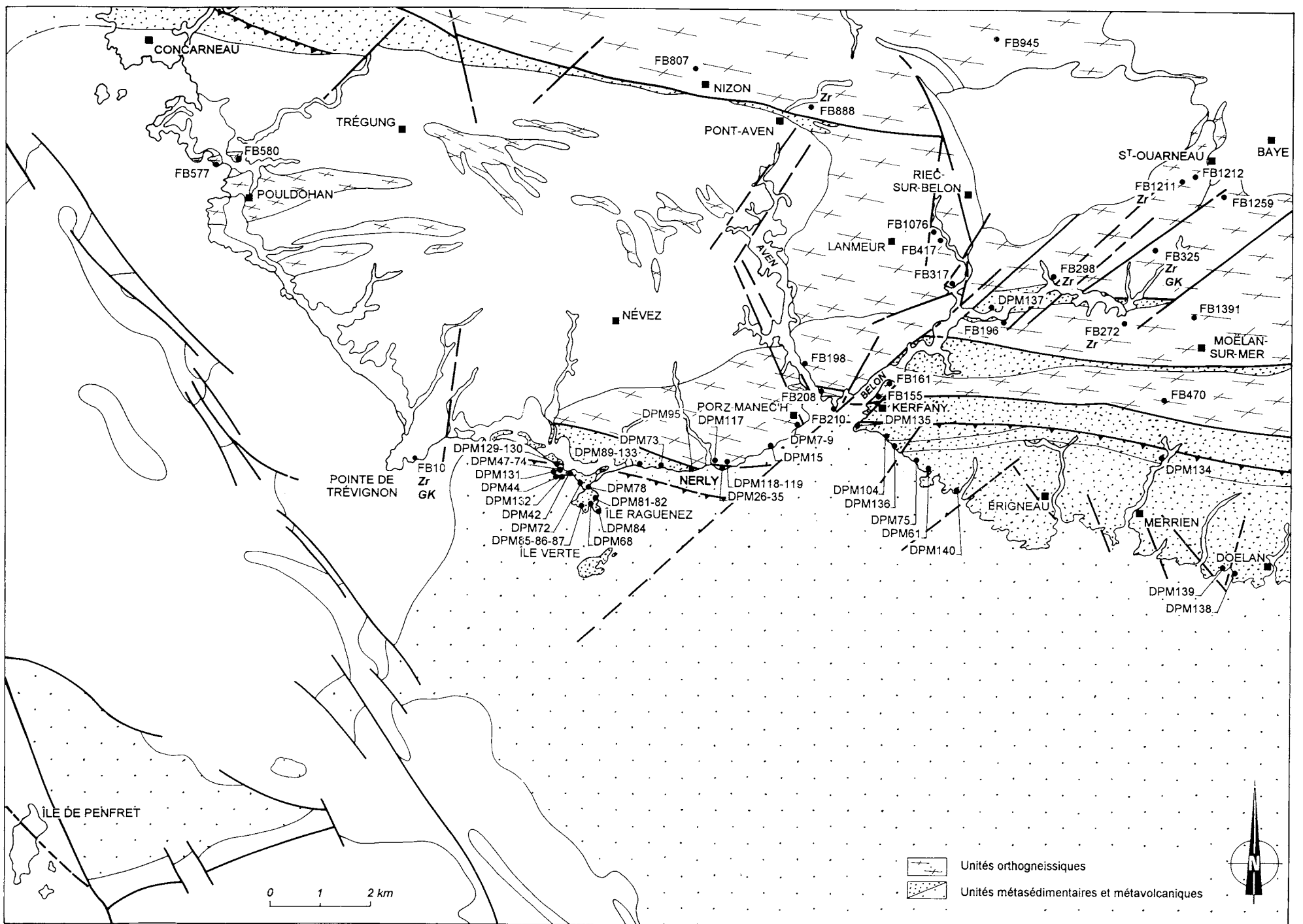


Fig. 2 - Esquisse géologique de la région de Concarneau, montrant les unités orthogneissiques et les unités métasédimentaires ou métavolcaniques, et situant les échantillons prélevés au cours de cette étude, pour analyse chimique, typologie des zircons (Zr) et géochronologie sur monozircon (GK)