



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



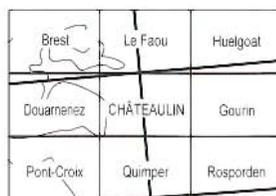
CHÂTEAULIN

par

Y. PLUSQUELLEC, J. ROLET,
J.-R. DARBOUX

CHÂTEAULIN

La carte géologique à 1/50 000
CHÂTEAULIN est recouverte par
les coupures suivantes de la
Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : QUIMPER (N° 72)
à l'Est : CHÂTEAULIN (N° 73)



MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ-ABSTRACT	7-8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS DÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	18
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES ET PROTÉROZOÏQUES</i>	18
Formations sédimentaires	18
Formations volcaniques associées	56
Formations métamorphiques varisques	61
Formations plutoniques	64
Formations filoniennes	69
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES</i>	71
Tertiaire	71
Quaternaire	73
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES 80	
<i>DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES</i>	80
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANO-DÉTRITIQUES</i>	83
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	83
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	85
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	87
<i>TECTONIQUE DES TERRAINS BRIOVÉRIENS À CARBONIFÈRES</i>	87
Tectonique du Briovérien	87
Tectonique des formations paléozoïques antécarbonifères	93
Tectonique du Carbonifère	99
Tectonique post-schisteuse	100
<i>MÉTAMORPHISME RÉGIONAL SYNTECTONIQUE</i>	101
Métamorphisme principal M2	103
Anomalie de Briec : indice du métamorphisme M1	103
Problème du disthène	107
Influence des granites	107
Contexte régional de l'évolution tectono-métamorphique	108

SYNTHESE GEODYNAMIQUE REGIONALE	110
Discordances	110
Déformation	111
Métamorphisme	111
Granitoïdes	112
Chronologie des évènements tectono-métamorphiques	113
 GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	 115
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	118
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	118
<i>RISQUES GÉOLOGIQUES MAJEURS ET GÉOTECHNIQUE</i>	119
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	120
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	125
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	125
 DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	 131
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE</i>	131
<i>QUELQUES SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	135
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	144
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	154
 AUTEURS	 155
 ANNEXES	 159
<i>ANNEXE 1 - SCHÉMA STRUCTURAL</i> (en hors-texte)	
<i>ANNEXE 2 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DU SECTEUR SITUÉ AU NORD-OUEST D'UNE LIGNE PONT-COBLANT - QUÉMÉNEVEN</i> (en hors-texte)	
<i>ANNEXE 3 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DU SECTEUR SITUÉ À L'EST ET AU SUD D'UNE LIGNE PONT-COBLANT - QUÉMÉNEVEN (TERMINAISON OCCIDENTALE DES MONTA GNES NOIRES)</i> (en hors-texte)	
<i>ANNEXE 4 : ANALYSES CHIMIQUES DES LEUCOGRANITES DE LOCRONAN ET DE LANDUDAL</i>	161
<i>ANNEXE 5 - ANALYSES CHIMIQUES DU LEUCOGRANITE DUSTEIR</i>	162

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Les grandes lignes du relief du territoire couvert par la feuille Châteaulin à 1/50 000	12
Fig. 2 - Schéma structural du Massif armoricain	14
Fig. 3 - Cadre structural du bassin de Châteaulin	15
Fig. 4 - Répartition des faciès du Paléozoïque antécarbonifère sur la feuille Châteaulin	24
Fig. 5 - Carrière de Kerdané en Dinéault : contact stratigraphique entre le Grès armoricain supérieur (A, B, C) et les Schistes de Postolonnec (D)	28
Fig. 6 - Tranchée du chemin de fer au Sud de Kergaliou en Châteaulin : contact stratigraphique entre les Schistes de Postolonnec (A, B, C, D) et les Grès de Kermeur (E, F)	30
Fig. 7 - Tranchée et carrière en bordure de l'ancienne voie de chemin de fer au Sud de Pencran en Plomodiern : contact stratigraphique entre les Tufs et calcaires de Rosan (A) et le Grès de Roudou-Hir (B, C, D)	36
Fig. 8 - Tranchée de l'ancienne voie ferrée au NNE de Ty Glaz en Châteaulin : Schistes et quartzites de Plougastel	38
Fig. 9 - Coupe de la voie express à hauteur de Kervelec en Briec : contact stratigraphique probable entre le Grès de Kermeur (A, B, C, D, E) et les Tufs et calcaires de Rosan (F, G, H)	46
Fig. 10 - Coupe de la voie express à Ty-Marie : Formation des Grès et schistes de Ty-Marie, membres inférieur (A B) et moyen (C)	48
Fig. 11 - Place des granitoïdes du Sud de la feuille Châteaulin dans le diagramme K-Ca-Na	66
Fig. 12 - Localisation des formations marines et fluviatiles dans la basse vallée de l'Aulne	74
Fig. 13 - La basse vallée de l'Aulne : profils longitudinaux dans l'estuaire (de Bolast à Kerancrach) et dans le secteur des méandres (de Rosconnec à Gouézec)	75
Fig. 14 - Plis couchés anté-schisteux (D1) dans le Briovérien de la plage de Caméros (affleurements littoraux les plus au Nord de la feuille Châteaulin)	86
Fig. 15 - Pli anté-schisteux (D1) à axe horizontal N130°E, replissé (D2) et recoupé par la schistosité régionale de direction N75°E. Briovérien de la plage de Caméros	88
Fig. 16 - Plis droits à déversés, synschisteux (D2) à différentes échelles dans le Briovérien de la plage de Caméros	89
Fig. 17 - Dispersion des axes de plis synschisteux (canevas de Wulff, projection de la demi-sphère inférieure)	90

Fig. 18 - Reconstitution simplifiée des plissements superposés dans le Briovérien de la baie de Douarnenez	91
Fig. 19 - Carte des isogrades de métamorphisme : Sud de la feuille Châteaulin et Nord de la feuille Quimper	94
Fig. 20 - Structures de cisaillement (C/S confondues et C) dans les gneiss fins de Pont Quéau	96
Fig. 21 - Plis P1 sur un flanc normal de pli P2 légèrement déversé vers le Nord ; Ménez Landivigen (Unité de Briec)	98
Fig. 22 - Dispersion des axes de plis et des linéations dans le plan de schistosité S2 (projection de Wulff, hémisphère inférieure) ; Ménez Landivigen	98
Fig. 23 - Staurotite (st) blindée dans un porphyroblaste d'andalousite (and) synschisteuse (NE du Croézou)	102
Fig. 24 - Andalousite sigmoïde (and) contemporaine de la foliation à biotite et staurotite (st) dans les micaschistes du Sud de Briec (ruisseau de Kerganapé)	104
Fig. 25 - Relations cristallisation/déformation des principaux minéraux index du métamorphisme	105
Fig. 26 - Porphyroblastes de biotite, reliques du métamorphisme M1, déformés en « poisson » dans la schistosité rétomorphique (S2) à chlorite et chloritoïde (près de Saint-Albin)	106
Fig. 27 - Corrélations lithostratigraphiques des dépôts cénozoïques en Bretagne occidentale	114
Fig. 28 - Quelques exhaures aux deux flancs de la Montagne Saint-Gildas	122
Fig. 29 - Répartition des zones sourceuses captées sur les deux flancs de la Montagne Saint-Gildas (commune de Cast)	123

RÉSUMÉ

La feuille Châteaulin permet d'appréhender de façon particulièrement démonstrative les relations « lithologie - structure - morphologie » qui conditionnent les aspects du paysage actuel. L'érosion différentielle associée à des mouvements récents laisse en relief un granite intrusif au Sud (Granite de Locronan) et une double crête quartzitique qui traverse la feuille du Nord-Ouest au Sud-Est. Celle-ci, formée par une bande de terrains de Paléozoïque anté-carbonifère fortement redressés, porte des sommets (Menez Hom, Menez Bras) et appartient, dans le secteur oriental de la feuille, à la terminaison occidentale de la Montagne noire.

Les grandes zones déprimées correspondent aux formations schisteuses : Briovérien de la cuvette du Porzay et Carbonifère du bassin de Châteaulin.

Les évènements principaux de l'histoire géologique du Massif armoricain apparaissent à la lecture de la carte : discordance Paléozoïque - Briovérien, témoin de mouvements antérieurs à 465 Ma ; discordance du Carbonifère sur le Dévonien liée à la « phase bretonne » ; plissement de l'ensemble après le dépôt des Schistes de Châteaulin lors de la phase majeure de l'orogénèse hercynienne.

La structure, héritée de ces évènements hercyniens, montre une organisation en grands plis de direction grossièrement Est-Ouest. Un vaste pli anticlinal à cœur de Briovérien (Porzay et baie de Douarnenez) occupe la partie centrale de la feuille. Il est flanqué au Nord par l'amorce de la grande cuvette synclinale occupée par le bassin carbonifère de Châteaulin. Au Sud, il est limité par un étroit sillon synclinal, « Pli » ou « Bec de Briec », (appelé ici Unité de Briec) prolongement occidental des Montagnes noires (*cf.* feuilles voisines Gourin et Rostrenen). Ces terrains paléozoïques (Ordovicien et Dévonien) sont affectés par un métamorphisme dont les isogrades témoignent de conditions de température de plus en plus élevées vers le Sud et vers l'Ouest. Des témoins de cette structure synclinale paléozoïque sont encore reconnaissables sous forme de roches siliceuses claires, migmatitiques et d'enclaves dans les granites au Sud-Ouest de la feuille.

Cet ensemble méridional métamorphique est associé à des granitoïdes peralumineux, de type orogénique, dont la mise en place est contrôlée par le cisaillement sud-armoricain.

Les terrains paléozoïques plissés sont par la suite recoupés par un couloir de failles décrochantes dextres, NNW-SSE (« Faille Kerforme ») injecté, à la faveur de grandes fentes ouvertes, de dolérites d'âge jurassique inférieur.

L'histoire post-paléozoïque est peu documentée ; il n'existe aucun dépôt mésozoïque, et les formations tertiaires marines ou continentales sont localisées dans de petites fosses d'effondrement (Éocène du Juc'h) ou forment des placages sur les hauteurs. Les formations quaternaires sont principalement représentées par des dépôts discontinus de plages anciennes, des alluvions (terrasses de l'Aulne) ou des dépôts de pentes.

L'évolution géodynamique récente est essentiellement marquée par le développement des surfaces d'abrasion marine à diverses altitudes et par une néotectonique responsable de basculement de blocs et de réactivation des failles, comme l'accident Kerforne, entraînant la formation de grabens.

Malgré les mauvaises conditions d'affleurement - une lithostratigraphie à grande échelle est établie pour le Paléozoïque anté-carbonifère - la série est complète et correspond à des dépôts marins de plate-forme souvent fossilifères. Des variations de faciès apparaissent de part et d'autre d'une ligne Pont-Coblant - Quéménéven (faciès Crozon-rade de Brest à l'Ouest, faciès Montagnes noires à l'Est).

Faute de repères lithologiques, la stratigraphie du Briovérien (turbiditique) et du Carbonifère (à caractère marin peu accentué) est mal établie ; ceci se traduit sur la carte par de vastes surfaces monochromes.

Les ressources du sous-sol sont limitées ; des exploitations, qui ont fait la renommée de la région, sont abandonnées (ardoisières de l'Aulne, granite de Locronan) ; l'or du Ry est anecdotique. Seule, l'extraction des matériaux d'empierrement reste active (le Henguer).

ABSTRACT

The Châteaulin map area is particularly good for understanding the "lithology - structure - morphology" relationships that gave rise to the present landscape. Differential erosion associated with recent tectonic movements has resulted in two major positive features -an intrusive granite (the Locronan Granite) in the south and a double quartzite ridge that crosses the map area from northwest to southeast. The ridge, formed by a strip of very steeply dipping pre-Carboniferous Paleozoic rocks, shows peaks (Menez Hom, Menez Bras) and belongs, in the eastern part of the map area, to the western end of the Montagne Noire.

The extensive low-lying areas correspond to schistose formations: Brioverian in the Porzay basin and Carboniferous in the Châteaulin basin.

The main events in the geological history of the Armorican Massif can be determined from studying the map: the Paleozoic - Briovarian unconformity, reflecting movements older than 465 Ma; the unconformity between the Carboniferous and underlying Devonian related to the "Breton phase"; folding of the entire succession following déposition of the Châteaulin schists during the major phase of the Hercynian orogeny.

The structure, inherited from these Hercynian events, is one of large approximately E-W trending folds. A vast anticline with a Briovarian core (Porzay and Douarnenez bay) occupies the central part of the map area and is flanked to the north by the beginning of a large syncline occupied by the Carboniferous Châteaulin basin deposits. To the south, it is bounded by a narrow synclinal trough, known as the "Pli" or "Bec" de Briec and here termed the Briec Unit, that is the western extension of the Montagne Noire (cf. the neighbouring Gourin and Rostrenen map sheets). Isograds show that these Paleozoic (Ordovician and Devonian) rocks were metamorphosed under temperature conditions that increased southward and westward. Evidence of this Paleozoic syncline can still be recognized as light-coloured migmatitic siliceous rocks and as enclaves in the granites of the southwestern part of the map area.

This southern metamorphic unit is associated with orogenic-type peraluminous granites whose emplacement was controlled by the South Armorican Shear Zone.

The folded Paleozoic rocks were then cut by a corridor of NNW-SSE dextral strike-slip faults ("Kerforne Fault") injected, via large open gashes, with Early Jurassic dolerites.

Little information exists concerning the post-Paleozoic history; there are no Mesozoic deposits, and Tertiary marine or continental formations are localized in small grabens (Eocene of the Juc'h) or form veneers on the higher ground. The Quaternary formations are mainly discontinuous ancient beach deposits, alluvium (terraces of the Aulne) and slope deposits.

The récent geodynamic evolution is essentially marked by the development of marine abrasion surfaces at various altitudes and by a neotectonism that gave rise to block tilting and fault reactivation (cf. the Kerforne Fault) resulting in the formation of grabens.

In spite of the poor outcrop conditions - a large-scale lithostratigraphy is established for the pre-Carboniferous Paleozoic - the succession is complete and corresponds to commonly fossiliferous marine shelf deposits. Facies variations appear either side of a line from Pont Coblant to Quéménéven (Crozon - Brest harbour facies to the west, Montagne Noire facies to the east).

Without lithological markers, the stratigraphy of the Brioverian (turbiditic) and Carboniferous (slight marine character) is poorly established; this is reflected on the map by vast monochrome areas.

The subsurface resources are limited; quarries, for which the region was famous, have been abandoned (Aulne slates, Locronan granite); the Ry gold is anecdotal. Only the extraction of surfacing materials remains active (Le Henguer).

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Châteaulin, au centre du département du Finistère, offre à l'Ouest une limite naturelle bordée par les grandes plages de sable fin de la baie de Douarnenez (fig. 1). Une double ligne de hauteurs au Nord, portant le second sommet du Finistère (Menez Hom :330 m) sépare deux dépressions correspondant à deux grandes unités structurales :

- le pays du Porzay au Sud-Ouest, à substratum briovérien ;
- la cuvette de Châteaulin au Nord-Est, zone déprimée différenciée dans les schistes du Carbonifère.

Au Nord de la ligne de crête du Menez Hom, constituée par le Grès armoricain, se dresse une série de buttes formées par les Schistes et quartzites de Plougastel : Menez Bras, Ménez Trobois. Entre ces deux lignes de collines, s'esquisse une dépression analogue à la dépression médiane de la Montagne noire (feuille Gourin), mais, ici, elle a été segmentée par les affluents de l'Aulne. Au niveau de l'Unité de Briec, entre le Ménez Quelc'h, le Roc'h Meur, le Carréc an Tan et le Ménez Landivigen, s'ouvre la large dépression d'Ar Bléenn drainée par le ruisseau des Trois Fontaines et celui du Moulin du Duc. Dans la partie occidentale des Montagnes noires, le Grès armoricain, tectoniquement aminci au contact des formations du Briovérien, n'apparaît plus en relief, contrairement à ce que l'on observe plus à l'Est sur la feuille Gourin.

Dans la partie méridionale de la feuille, la Montagne de Locronan constitue un imposant relief Est-Ouest. Au Sud de cette hauteur et des Montagnes noires, les plateaux de Cornouaille s'abaissent lentement vers le pays de Quimper. Le drainage de ce territoire est assuré par trois bassins versants :

- à l'Ouest, celui de la baie de Douarnenez comprend un certain nombre de cours d'eau dont les principaux sont le ruisseau de Kervijen et celui de Névet ;
- au Nord, l'Aulne développe ses méandres au pied de la Montagne noire et de la crête du Ménez Hom ;
- au Sud, le Steir et le ruisseau de Langelin s'écoulent vers l'Odet.

Quant aux reliefs principaux, ils montrent une adéquation parfaite entre morphologie, lithologie et structure. Du Nord-Ouest au Sud-Est, la ligne de crête principale est déterminée par la bande de Grès armoricain ; elle est doublée par les hauteurs liées aux Schistes et quartzites de Plougastel. Dans le Sud de la carte, les hauteurs de Locronan sont calquées sur les limites du massif granitique.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Châteaulin est située dans la partie occidentale du Massif armoricain vieux socle précambrien et paléozoïque dont l'âge est compris entre 2 200 et 280 Ma.

La partie occidentale de ce massif montre la juxtaposition de trois grandes unités séparées par deux discontinuités tectoniques majeures (Rolet et *al*, 1986a ; Le Corre et *al*, 1991 ; Rolet et *al*, 1994) : le cisaillement nord-armoricain (CNA) et le cisaillement sud-armoricain (CSA). On distingue ainsi du Nord au Sud un domaine nord-ouest-armoricain (Léon), segment profond de l'orogène hercynien, un domaine centre-armoricain (ou médio-armoricain) essentiellement occupé par des terrains sédimentaires peu métamorphiques et un domaine sud-armoricain constitué d'unités métamorphiques empilées représentant la partie « interne » de l'orogène (fig. 2).

Située dans la partie sud-ouest du domaine centre-armoricain (fig. 3), la feuille Châteaulin concerne un secteur clef de cette entité. Elle offre, du Sud au Nord, d'une part, une coupe à travers le substrat briovérien et le flanc sud du synclinorium médian armoricain (formé de terrains paléozoïques s'étagant de l'Arénig au Carbonifère) et, d'autre part, une coupe à travers les granitoïdes méridionaux, dont le granite de Locronan en relation avec le domaine métamorphique affectant à la fois le Briovérien et le Paléozoïque.

Le Paléozoïque repose en discordance sur le Briovérien, et une seconde discordance se développe entre le Carbonifère et le Paléozoïque sous-jacent. Faute de niveaux repères dans le Briovérien, la discordance Arénig-Briovérien n'est pas identifiable à la seule lecture de la carte, tandis que l'indépendance du Carbonifère par rapport aux terrains sous-jacents est soulignée par des contacts stratigraphiques se faisant à des niveaux variés du Dévonien allant, suivant les localités, des Schistes et quartzites de Plougastel (Pridoli ou Lochkovien basai) aux Schistes de Traonliors (Frasnien).

On distingue sur la feuille Châteaulin plusieurs entités structurales et/ou faciétales :

- le Briovérien de la baie de Douarnenez et du Sud du « Bec de Briec » ;
- le Paléozoïque anté-carbonifère du flanc sud du Synclinorium médian ;
- le bassin carbonifère de Châteaulin ;
- les granitoïdes (Douarnenez, Plogonnec, Locronan, Le Steir, Landudal) ;
- les formations métamorphiques.

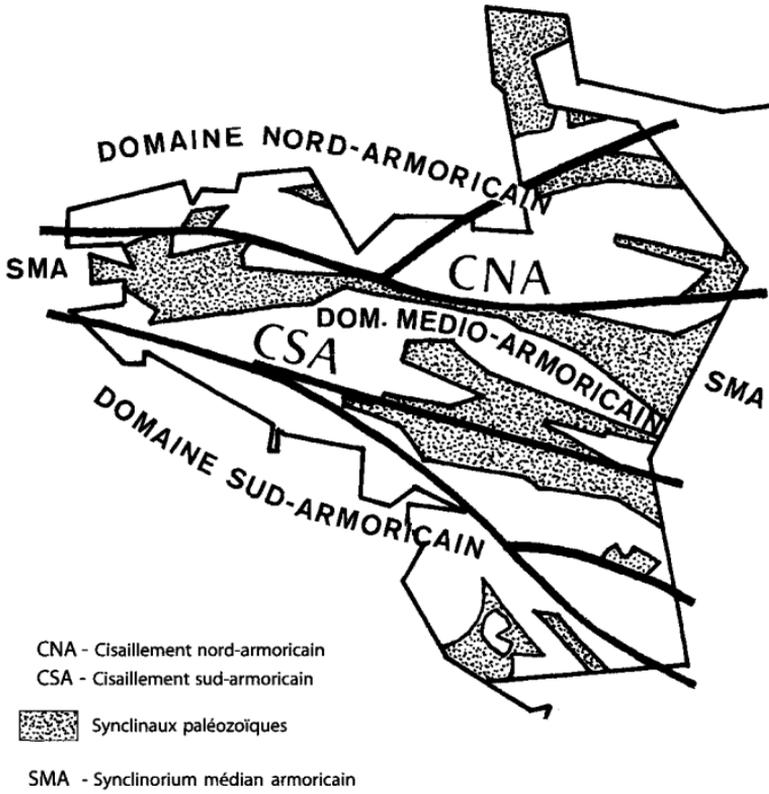


Fig. 2 - Schéma structural du Massif armoricain

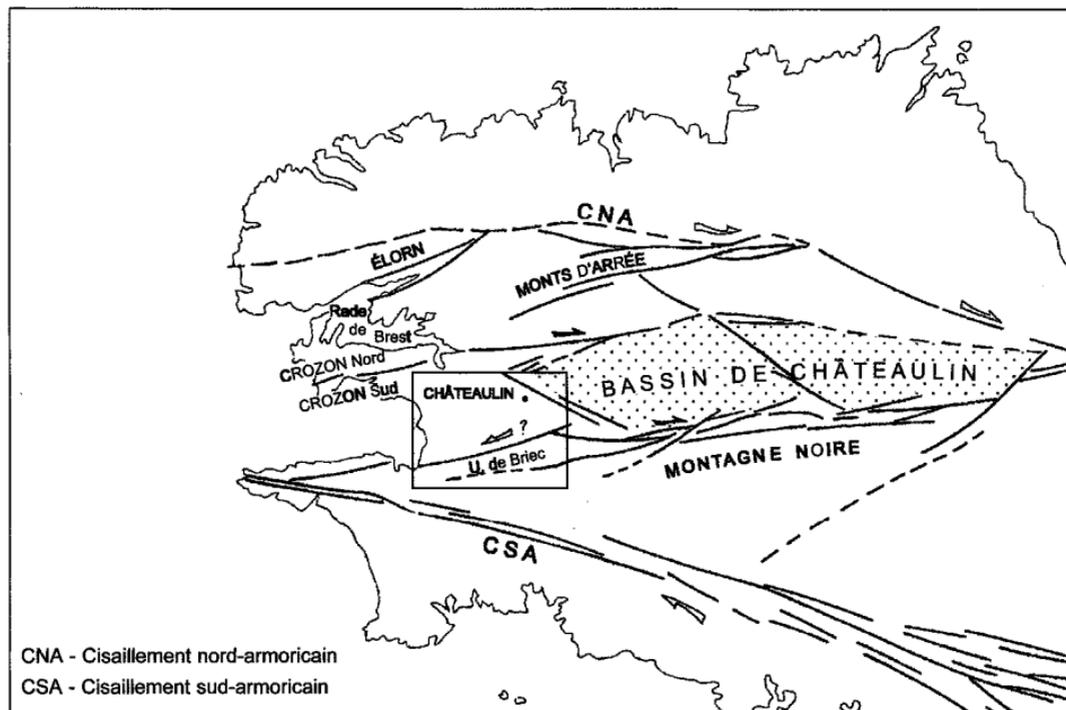


Fig. 3 - Cadre structural du bassin de Châteaulin (d'après Rolet, 1979)

Les formations superficielles récentes (Tertiaire et Quaternaire) ne constituent pas une unité structurale à proprement parler ; elles sont localisées dans les vallées ou sur les flancs des reliefs. Quant aux altérites, elles se développent principalement sur les granites et certaines formations gréseuses.

Le Briovérien de la baie de Douarnenez occupe une vaste surface dans l'ouest de la feuille ; il est recouvert en discordance par le Paléozoïque au Nord et à l'Est, et est recoupé, au Sud, par le granite de Locronan. Le Briovérien du Sud de l'Unité de Briec correspond au prolongement occidental du Briovérien de type Bretagne centrale. Il chevauche le Paléozoïque inférieur de l'Unité de Briec à la faveur d'une faille inverse (faille Sud Briec) et est très fortement affecté par le métamorphisme qui se développe au Sud de la feuille.

Le Paléozoïque anté-carbonifère. Il constitue la bordure sud du bassin carbonifère de Châteaulin et se répartit en deux domaines de faciès différents Crozon-rade de Brest et Montagnes noires de part et d'autre d'une ligne Pont-Coblant-Quéménéven. Se superpose à ce clivage facial une coupure purement structurale, l'Unité de Briec, unité chevauchante vers le Nord et de faciès Montagnes noires.

Le bassin carbonifère de Châteaulin. La feuille expose l'extrémité sud-ouest du bassin qui se prolonge sur les feuilles voisines, Le Faou, Gourin, Huelgoat. Les limites de ce bassin sont légèrement discordantes sur un vaste synclinal dévonien, dont la géométrie est soulignée par les Schistes et quartzites de Plougastel (voir schéma structural : annexe 1). Cette disposition cartographique est la conséquence des mouvements bretons tardi-dévonien.

Les granitoïdes. Situés au Sud de la feuille, ils appartiennent à divers ensembles magmatiques regroupés autrefois sous le terme de « granité de Locronan », et que les levés de la feuille de Châteaulin ont permis de différencier. On peut distinguer un premier ensemble granodioritique, probablement d'âge ordovicien, souvent orthogneissifié (trondhémite de Douarnenez et granodiorite de Plogonnec). Cet ensemble est recoupé et enclavé par divers granites hercyniens à deux micas (leucogranites) dont certains se présentent en plutons circonscrits (Locronan et Landudal) et d'autres, en massifs plus complexes (Le Steir, Pouldergat).

Les formations métamorphiques. Le métamorphisme à chloritoïde de type Montagnes noires (feuille Gourin) est particulièrement bien développé dans l'Unité de Briec. Dans la région de Landrevarzec, il laisse place à un métamorphisme d'intensité de plus en plus élevée (micaschistes à biotite, staurotide, grenat et paragneiss à sillimanite) qui affecte les terrains paléozoïques et briovériens. A l'approche de la plupart des massifs leucogran-

tiques, on atteint la fusion partielle avec développement de gneiss migmatitiques plus ou moins évolués.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les cartes géologiques anciennes, recouvrant le territoire occupé par la feuille Châteaulin à 1/50 000, sont les feuilles Quimper à 1/80 000 1^{ère} et 2^{ème} éditions (1891, 1949b) et Châteaulin 1^{ère} et 2^{ème} éditions (1886a, 1949a) toutes exécutées d'après les tracés et les explorations de C. Barrois. Cet auteur fournit une intéressante coupe synthétique du Nord de la feuille, de Cast à Port-Launay, dans un compte rendu d'excursions (Barrois, 1886b).

Plus récemment, des publications impliquant la feuille Châteaulin proposent des synthèses ou des mises au point sur quelques problèmes particuliers : Briovérien de la baie de Douarnenez (Darboux, 1973), trondhjémite de Douarnenez en limite de la carte (Barrière, 1970 et 1972), « Coin » de Briec (Giot, 1945, 1946), Carbonifère de Châteaulin (Doubinger et Pelhâte, 1976), métamorphisme à disthène (Barrière et *al.*, 1973), métamorphisme basse et moyenne pression centré sur les granites (Martinez et Rolet, 1988).

Les levés entrepris sur la feuille Châteaulin à la fin des années 1970 et au début des années 1980 constituent, en ce qui concerne le Paléozoïque anté-carbonifère, le premier réexamen détaillé de cette région. Les travaux modernes de paléontologie et de stratigraphie armoricaine redémarrent au début des années 1960, mais concernent principalement, pour l'Ouest du Massif armoricain, la presqu'île de Crozon et la rade de Brest (rivière du Faou et Plougastel). Ces travaux fournissent une base nécessaire à la compréhension de la stratigraphie de la feuille Châteaulin.

Cette feuille va se révéler cruciale, car elle permet d'apporter des données nouvelles sur l'extension vers l'Est des faciès Crozon-rade de Brest et de localiser l'étroite zone de passage entre ces faciès et ceux des Montagnes noires.

A l'occasion des levés dans le Carbonifère, des données nouvelles, concernant la stratigraphie et la structure du bassin, ont été publiées (Guillocheau et Rolet, 1983 ; Plusquellec et *al.*, 1983 ; Rolet, 1984 ; Rolet et *al.*, 1986b).

La cartographie du présent 1/50 000 ne diffère pas fondamentalement de celle proposée par C. Barrois, à l'exception du « Coin de Briec », du Granité de Locronan et du contact Carbonifère-terrains sous-jacents. Pour

le « Coin de Briec », grâce à la découverte de niveaux fossilifères ayant livré principalement des articles de crinoïdes, la stratigraphie et la structure de cette unité ont pu être largement reconsidérées. Une interprétation en terminaison périsynclinale chevauchante vers le Nord est proposée. Dès lors, le nouveau motif cartographique s'intègre parfaitement dans la succession des plis secondaires qui affectent tout le flanc sud du Synclinorium médian armoricain et se raccorde en continuité avec les Montagnes noires.

Quant au Granite de Locronan, au sens strict, son statut de massif intru-sif à contour circonscrit est établi, et d'autres massifs sont différenciés : Landudal, Plogonnec, Le Steir, Pouldergat.

La discordance cartographique du Carbonifère sur les terrains antérieurs fut reconnue de longue date à l'échelle du bassin de Châteaulin par H. Stille (1928). A cette échelle, elle est surtout identifiable sur le flanc nord.

Sur la feuille Châteaulin, des précisions concernant en particulier l'âge des affleurements dévoniens montrent clairement que la discordance affecte également le flanc sud du bassin. Elle peut être caractérisée sur une distance d'environ 15 km, ce qui est peu compte tenu de la dimension de la structure qui occupe d'Ouest en Est trois feuilles à 1/50 000.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PALÉOZOÏQUES ET PROTÉROZOÏQUES

Formations sédimentaires

Comme sur la feuille Gourin, qui en constitue une suite naturelle, la feuille Châteaulin montre une succession de terrains sédimentaires, globalement de plus en plus jeunes du Sud-Ouest au Nord-Est et organisés en bandes parallèles bien définies pour ce qui concerne le Paléozoïque anté-carbonifère.

Ces motifs cartographiques correspondent au flanc sud d'une grande structure synclinoriale dont le cœur est occupé par le Carbonifère du bassin de Châteaulin. Dans le Sud de la feuille, où affleurent des roches magmatiques et cristallophylliennes, l'organisation des unités est plus complexe et leurs âges parfois entachés d'incertitude.

Remarque concernant la nomenclature des roches sédimentaires. Dans la description des formations, les termes en usage sur le terrain (argilites, siltites, grès et conglomérats) seront éventuellement suivis, quand des études en lames minces ont été pratiquées, du nom de la roche dans la classi-

fication de R.H. Dott (1964) modifiée par Pettijohn et *al*, (1972 ; wackes, arénites, etc.). À noter que sur la feuille Châteaulin, comme sur les feuilles voisines, les argilites du Briovérien et du Paléozoïque sont schistosées, et certains niveaux de grès montrent une recristallisation du ciment, d'où les termes de « schiste » et de « quartzite » utilisés pour les noms de formations par C. Barrois, ? Kerforne et successeurs.

En ce qui concerne les ovoïdes silico-alumineux ou gréseux que l'on rencontre dans plusieurs formations du Paléozoïque, on utilisera pour les désigner le terme de « nodule » - comme précédemment sur les feuilles voisines - sans préjuger de la nature primaire ou diagénétique de ces structures.

Briovérien

La feuille Châteaulin 1/50 000 est occupée, pour près de la moitié de sa superficie, par le pays du Porzay, vaste lobe de terrains déprimés, dominés au Nord par les reliefs de l'alignement Menez Hom-Menez Quelc'h et au Sud, par les collines boisées de la forêt de Nevet et de la forêt du Duc. Il se pince vers l'Est dans la région de Cast et Quéménéven, tandis qu'il s'ouvre largement vers l'Ouest sur la baie de Douarnenez. Cette façade maritime offre une coupe Nord-Sud naturelle de près de 13 km dans une formation schisto-gréseuse monotone, de puissance inconnue et rapportée au Briovérien (Barrois, 1899). Elle fait place vers le Nord aux séries paléo-zoïques de la presqu'île de Crozon qui la surmontent en discordance (feuille voisine Douarnenez) et vers le Sud, aux terrains métamorphiques et granitiques de la bande Douarnenez-Loctronan.

En mer, ce Briovérien affleure assez largement dans le prolongement de la Pointe de Talagrip et plus au large, en quelques points isolés (Hinschbèrger, 1968).

Un deuxième ensemble de terrains, attribués au Briovérien, occupe l'angle sud-est de la feuille. Il s'agit du prolongement occidental des formations briovériennes de Bretagne centrale, représentées au Sud des Montagnes noires sur la feuille voisine Gourin (Le Gall et *al*, 1992), et que limite, ici, vers le Nord, la faille de Briec. Ces terrains déterminent une zone triangulaire (Edern, Landudal, Le Croezou) en dépression par rapport aux reliefs des formations paléozoïques de l'Unité de Briec et des granitoïdes méridionaux ; les affleurements y sont rares en dehors de deux entailles Nord-Sud : les vallées du ruisseau de Langelin, au Sud de Briec, et de la rivière le Steir.

Pour des raisons d'homogénéité avec les feuilles voisines déjà parues, l'appellation Phyllades de la baie de Douarnenez, introduite par C. Barrois (1886c), a été maintenue malgré sa définition pétrographique peu rigoureuse.

• **Formation des Phyllades de la baie de Douarnenez (Protérozoïque supérieur à Cambrien basal)**

bD. **Briovérien de la baie de Douarnenez.** La formation consiste, pour l'essentiel, en une accumulation de roches détritiques terrigènes intercalées de quelques rares niveaux « tufacés » ou carbonatés de très faible puissance. Le dépôt est caractérisé par l'alternance centimétrique à métrique de termes gréseux, argileux et silteux.

Facès lithologiques

Les grès. Ces roches, tantôt massives, tantôt finement litées et de teinte gris verdâtre, présentent le plus généralement un caractère bimodal net. Elles sont constituées de clastes, ou « éléments figurés », flottant dans une phase de liaison, ou « matrice », d'origine détritique, qui représente entre 40 et 50 % du volume total. Il s'agit en ce sens de wackes (Dort, 1964). La matrice est de nature quartzo-phylliteuse, et la population des éléments figurés, largement dominée par les grains de quartz, mais comportant également quelques feldspaths et fragments lithiques (microquartzite, phtanite et silt séricito-chloriteux), justifie l'appellation de quartz-wackes. Dans certains bancs, la proportion de matrice s'abaisse parfois jusqu'à moins de 15 %, et l'on passe à des quartz-arénites (Dott, 1964), roches très siliceuses proches des quartzites.

Les argilites et siltites. Les argilites, majoritairement représentées, sont caractérisées par le développement préférentiel et parfois intense de la schistosité, mais l'alternance de niveaux silteux, clairs, et argileux, sombres, ainsi que l'existence de passées millimétriques noires, chargées de particules carbonées, contribuent cependant à souligner l'organisation originelle en strates. Les éléments figurés (grains de quartz, micas blancs et quelques feldspaths plagioclases, d'une taille supérieure à 30 μ m), qui constituent entre 10 et 25 % du volume de la roche, sont emballés dans un feutrage orienté de paillettes de micas blancs et de chlorite, de dimensions comprises entre 5 et 10 μ m. L'orientation de cette trame, souvent oblique sur le litage sédimentaire, correspond à celle du clivage schisteux.

Niveaux particuliers. Dans l'anse de Créac'h Ar Bleiz, au Sud de la pointe de Talagrip, la série sédimentaire présente quelques intercalations tufacées épaisses d'une dizaine de centimètres, d'aspect nacré et de teinte beige très claire. Elles sont composées d'un mica blanc en paillettes enveloppant quelques grains de quartz et d'anciens feldspaths totalement phyllitisés. On note aussi, dans le même secteur, l'existence de niveaux carbonatés à patine brun-rouge, épais de 3 à 5 cm, discontinus et plus ou moins lenticulés. Ils sont constitués de sidérite. Étudiées par la méthode Pb/Pb sur monozircon,

les tuffites de Créac'h Ar Bleiz ont livré un âge radiométrique de 543 ± 18 Ma (Guerrot et *al*, 1992).

Structures sédimentaires. Le dépôt est organisé en strates le plus généralement planes et parallèles ; des lamines obliques s'y observent que rarement. La grande fréquence du granoclassement et l'abondance des figures de courant à caractère unidirectionnel, en base de banc (« flute cast », notamment), conduisent à envisager une mise en place de ces sédiments par des écoulements gravitaires (courants de turbidité). La prédominance des argilites est en faveur de turbidites relativement distales.

Micropaléontologie. L'examen microscopique des sédiments briovériens permet de déceler la présence de microsphères dont le diamètre varie entre 5 et 40 μm . Elles se présentent soit isolées, soit en grappes ou en chapelets de quelques individus et s'observent aussi bien dans la matrice des wackes que dans les argilites, où elles tendent à se concentrer au niveau des lamines sombres. Ces structures, dont certaines doivent correspondre à des algues bleues coloniales (Chauvel et *al*, 1979), sont assez communes dans le Protérozoïque supérieur et terminal du Massif armoricain. La simplicité morphologique de ces micro-organismes et leur très large distribution ne permettent cependant pas de les utiliser à des fins stratigraphiques (Chauvel et *al*, 1981).

Évolution métamorphique. Elle n'est guère évidente, macroscopiquement, avant d'atteindre les falaises méridionales de Lonévry et de l'anse du Ry qui exposent des micaschistes (ξD). Ailleurs, vers le Nord, l'association minérale « quartz-chlorite-micas blancs » et la cristallinité des illites attestent pourtant le métamorphisme de faible degré (sommet de l'épizone) qui affecte ces sédiments.

bB. Briovérien du Sud de l'Unité de Briec. Le Briovérien du Sud de l'Unité de Briec est représenté par les mêmes associations sédimentaires qu'au Sud des Montagnes noires (feuille Gourin). Le Poudingue de Gourin n'y a cependant pas été retrouvé, et ses affleurements les plus occidentaux connus sont situés sur la feuille voisine Gourin, au Ruyen, près de la chapelle Saint-Jean (Giot, 1944).

La formation consiste en des alternances de wackes (très développées au Sud de Briec), de siltites et d'argilites à lamines noires. Vers le Sud, se développe, aux dépens de ces faciès, un métamorphisme régional conduisant à des micaschistes (ξB) et des gneiss (ξM).

Age des terrains briovériens

Éléments de chronologie relative. La question de l'âge du Briovérien peut être considérée comme réglée dans le Nord et le Nord-Est du Massif armoricain où les données biostratigraphiques et radiométriques permettent d'établir la chronostratigraphie d'un système effectivement précambrien comportant deux périodes : le Briovérien inférieur, déposé entre 656 et 584 Ma et le Briovérien supérieur, entre 584 et 540 Ma (Doré, 1984a et b ; Guerrot et al, 1989). Il en va différemment pour ce qui concerne la Bretagne centrale et occidentale, où l'âge des terrains recouverts en discordance par les formations du Paléozoïque et rapportés au Briovérien demeure imprécis quoique désormais mieux contraint du point de vue radiométrique. Le remaniement de phanites, signalé auparavant (description des termes gréseux de la série sédimentaire) est un trait caractéristique des sédiments du Briovérien de Bretagne centrale et occidentale (Le Corre, 1977) qui permet, en vertu du principe de stratigraphie relative, d'attribuer à ces dépôts la valeur de groupe supérieur par rapport à un groupe inférieur, à phanites interstratifiées, représenté par le Briovérien inférieur de Normandie.

Éléments de chronologie absolue. Si un âge protérozoïque supérieur peut être encore admis pour une partie de ces terrains, la datation radiométrique, Pb/Pb sur monozircons, des tuffites de Créac'h Ar Bleiz à 543 ± 18 Ma (Guerrot et al, 1992), conduit à ne pas exclure la possibilité d'une poursuite de la sédimentation jusque dans le Cambrien dont la limite avec le Précambrien est placée à 540 Ma (Odin, 1994). Une hypothèse que défend par ailleurs la datation de zircons détritiques autour de 540 Ma dans les sédiments briovériens de Mayenne en Bretagne centrale (Guerrot et al., 1992). L'âge minimal de ces terrains est en outre désormais fixé par celui des niveaux volcanoclastiques de la Formation du cap de la Chèvre, discordante sur le Briovérien, et dont l'étude radiométrique, U-Pb sur zircon (Bonjour et al, 1988), a livré 465 ± 1 Ma en presqu'île de Crozon (feuille voisine Douarnenez). L'ensemble de ces données a enfin pour effet de rendre caduque l'âge radiométrique (Rb-Sr sur roche totale) de 620 ± 20 Ma obtenu (Leutwein et al, 1969) pour les laves en coussin interstratifiées dans les sédiments briovériens de la pointe de Pen Ar Vir (feuille voisine Douarnenez), un âge largement trop ancien pour un Briovérien « post-phanitique ».

Paléozoïque antécarbonifère

Le Paléozoïque de la feuille Châteaulin repose en discordance sur le Briovérien et se trouve lui-même scindé en deux ensembles que sépare une discontinuité rapportée à la phase bretonne qui affecte les dépôts antécarbonifères. Le Paléozoïque anté-carbonifère constitue une série marine de plate-forme parfois très peu profonde, essentiellement détritique dont l'épaisseur est évaluée à 3 000-3 300 m.

Les terrains antécarbonifères se répartissent en deux secteurs d'inégale importance :

- au Nord-Ouest d'une ligne Pont-Coblant-Quéménéven (fig. 4), le Paléozoïque inférieur (jusqu'à l'Ordovicien supérieur compris) correspond aux faciès dits de « Crozon Sud ». Ces faciès sont caractérisés, à leur base, par le dépôt de conglomérats, de siltites et de grès rouges sous le Grès armoricain, puis par le développement, à l'Ordovicien supérieur, d'un volcanisme matérialisé par la présence de nombreux sills de dolérite et de quelques coulées basaltiques interstratifiées dans une formation volcano-sédimentaire, celle des Tufs et calcaires de Rosan. Le Siluro-Dévonien est de type Crozon-rade de Brest, à ceci près que les Schistes et calcaires de l'Armorique paraissent manquer ;
- à l'Est et au Sud d'une ligne Pont-Coblant-Quéménéven, la terminaison occidentale des Montagnes noires offre des faciès particuliers à l'Ordovicien moyen, au Silurien, puis au Dévonien après le dépôt du Grès de Landévennec.

Pendant l'Ordovicien moyen, se développe, au sein des Schistes de Postolonnec, un faciès très fortement bioturbé dit « faciès Mesdon ».

Au Silurien, la sédimentation à dominante argileuse, correspondant, dans la partie ouest de la feuille, au Ludlow et au Pridoli du Groupe de Kerguillé, est partiellement remplacée par des dépôts arénacés (Grès et schistes de Ty Marie).

Au Dévonien, se substituent à la Grauwacke du Faou et au Groupe de Troaon les Schistes de Guendaré, formation monotone à chloritoïde admettant quelques bancs de quartzites parfois fossilifères (cette formation est également bien développée sur la feuille de Gourin).

Remarques :

- dans le secteur 2, la série ordovicienne, qui ne diffère que ponctuellement de celle de type « Crozon Sud », ne sera pas décrite de nouveau en détail ;
- dans la région sud du secteur 2, se développe un étroit couloir tectonique (de 3 km dans sa plus grande largeur à moins de 500 m au Sud-Ouest) de terrains paléozoïques connus sous les différents vocables de « pli de Briec », « fossé de Briec » ou « coin de Briec » et que nous appelons ici « Unité de Briec ».

Depuis C. Barrois (1886a), l'ensemble de ces terrains étaient essentiellement rapportés à la Formation des Schistes et quartzites de Plougastel. Plusieurs localités ont livré de la faune, en particulier des columnales de Crinoïdes (entroques). Leur identification précise et leur positionnement dans l'échelle établie pour le Dévonien de Crozon-rade de Brest (Le Menn, 1985) a permis de mettre en évidence des terrains plus récents rapportés à

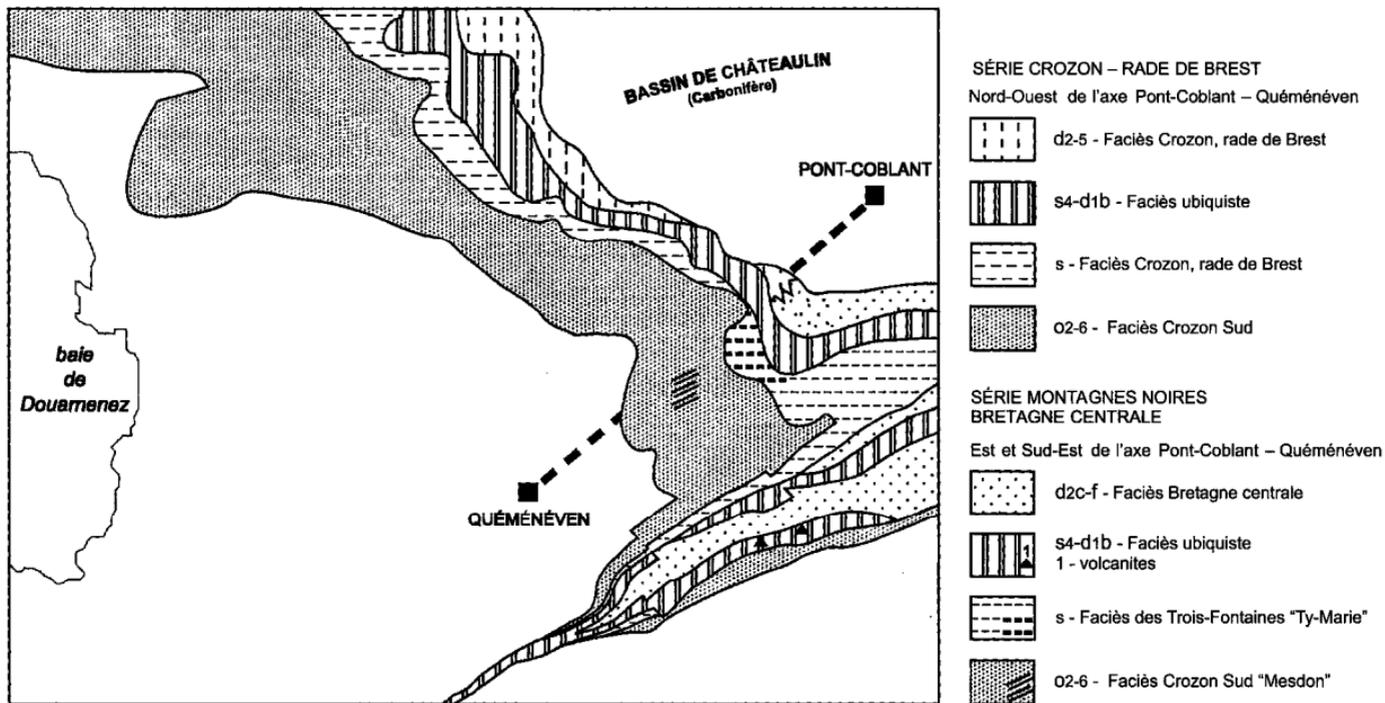


Fig. 4 - Répartition des faciès du Paléozoïque antécarbonifère sur la feuille Châteaulin

l'Emsien. Ceux-ci sont situés dans la partie centrale de la structure grossièrement synclinale et sont encadrés, au Nord et au Sud, par des terrains qui peuvent être attribués (par comparaison de faciès) au Paléozoïque inférieur malgré leur très forte « tectonisation ».

La disposition en étroites bandes écaillées vers le Nord ne permet pas d'établir une colonne lithostratigraphique significative des terrains paléozoïques de cette région, ni de se faire une idée précise des puissances de chaque formation. Par exemple, le Grès armoricain a subi une très forte déformation et se trouve réduit bien souvent à des lambeaux de quelques mètres le long de l'accident sud, dit faille de Briec.

Toutefois, malgré cette intense structuration et le métamorphisme qui se développe au Sud-Ouest, les caractères lithologiques de cette série paléozoïque s'apparentent à ceux situés à l'Est de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven et sont donc de type Montagnes noires. Parmi les caractères originaux, il faut remarquer l'existence de volcanisme probablement associé au Grès de Landévennec. A noter que des traces de volcanisme ont également été trouvées à l'Est de la feuille, dans des terrains rapportés au Silurien.

Remarques sur les puissances des formations, leurs faunes et leurs âges. Sur la feuille Châteaulin, les affleurements très ponctuels, les quelques éléments de coupe de la voie express Brest-Quimper, et les rares contacts stratigraphiques entre formations ne permettent pas d'apprécier les épaisseurs de façon satisfaisante.

Les essais d'évaluation cartographique des puissances, pour des formations dont l'épaisseur paraît à peu près constante (Schistes de Postolonnec) et/ou pour lesquels, localement, les replis semblent négligeables (Schistes et quartzites de Plougastel), donnent des indications voisines ou supérieures aux épaisseurs mesurées sur les feuilles Brest et Douarnenez. Compte tenu de l'imprécision de la méthode, les différences obtenues ne nous ont pas paru significatives et nous avons utilisé les données des feuilles voisines. Toutefois, l'estimation de la puissance du Grès armoricain et du Grès de Kermeur a été faite en fonction d'une épaisseur de 400-450 m admise pour les Schistes de Postolonnec sur la feuille Brest.

Le contenu tant micro- que macropaléontologique des formations anté-carbonifères est pauvre, et on se reportera aux notices des feuilles Douarnenez, Brest et Le Faou pour avoir des listes fauniques représentatives. Il convient de noter le rôle prépondérant joué par les articles de Crinoïdes dans la datation du Dévonien, grâce aux déterminations, et à l'échelle mise au point par J. Le Menn. Par ailleurs, J. Deunff, F. Paris et P. Rachebœuf ont participé à l'étude du paléoplancton et de la macrofaune,

P. Bultynck et M. Weyant, à celle des conodontes. Les microflores carbonifères ont été déterminées par J. Doubinger et A. Pelhâte.

La Formation du Cap de la Chèvre, étant arénigienne, est ici désignée sous 02C, la Formation du Grès armoricain étant alors désignée 02.

Pour l'Ordovicien, des propositions nouvelles (Fortey et *al.*, 1995), concernant la chronostratigraphie de ce système, sont en discussion. Elles concernent deux points principaux : (1) l'Ordovicien moyen comporte une seule série : le Llanvirnien, divisé en deux étages, Abereidien et Llandeilien ; (2) la base du Caradocien est abaissée et comprend la totalité de la zone à Gracilis.

Le premier point n'a pas encore fait l'objet d'une décision internationale ; le second point est accepté, et, par conséquent, la limite Ordovicien moyen-Ordovicien supérieur se trouve vraisemblablement plus bas que généralement admis. Toutefois, en l'absence de Graptolites index, la position de cette limite dans les coupes de référence locales (Veryarc'h, Postolonnec) n'est pas définie.

Compte tenu des remarques précédentes, nous avons utilisé les subdivisions et les limites traditionnelles.

• **Paléozoïque antécarbonifère du secteur situé au Nord-Ouest d'une ligne Pont-Coblant - Quéménéven**

Les terrains sédimentaires, localisés au Nord-Ouest de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven, sont situés en bordure sud du bassin de Châteaulin et appartiennent au faciès Crozon - rade de Brest (annexe 1). Certaines formations de l'Ordovicien (Cap de la Chèvre, Grès armoricain, Kermeur et Rosan), se poursuivant au Sud-Est de l'axe précité, seront décrites uniquement dans le présent chapitre, et seuls les faciès particuliers feront l'objet d'une mention spéciale au chapitre suivant.

02C. **Formation du Cap de la Chèvre (Arénig)** (200-250 m). De Kergoat - Côme, à l'Ouest (Nord-Est de Saint-Nic), à Goarem Balanec, à l'Est (Est de Quéménéven), c'est-à-dire au-delà de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven jusqu'à l'Unité de Briec, la série paléozoïque, discordante sur les formations du Briovérien, débute par la Formation du Cap de la Chèvre. Par contre, dans le secteur nord-ouest de la feuille, la formation n'a pas été reconnue.

La partie basale de la formation est constituée par des bancs généralement plurimétriques de conglomérat rouge. Les galets anguleux ou émoussés sont majoritairement constitués par du quartz, mais des éléments de phanite et de grès sont également présents. La présence des faciès conglom-

mératiques n'est pas constante, et certaines zones en sont dépourvues, en particulier au Nord de Plomodiern, localement dans le secteur de la Montagne Saint-Gildas et au Nord-Est de Quéménéven. A l'Ouest de Dinidic en Plomodiern (Ty Men), on note la présence d'un niveau de cinérite intercalé entre deux bancs conglomératiques. La composition chimique de ces volcanites (Bonjour, 1988a) est compatible avec un volcanisme rhyolitique, l'enrichissement en Al_2O_3 devant être attribué à l'altération météorique.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
Éch. CT 29B	53,25	27,15	5,24	< 0,05	0,30	0,12	0,52	6,00	0,61	0,20	5,73
Éch. SN 12B	49,29	32,63	1,21	0,01	0,27	0,47	0,39	8,61	1,41	0,6	4,99

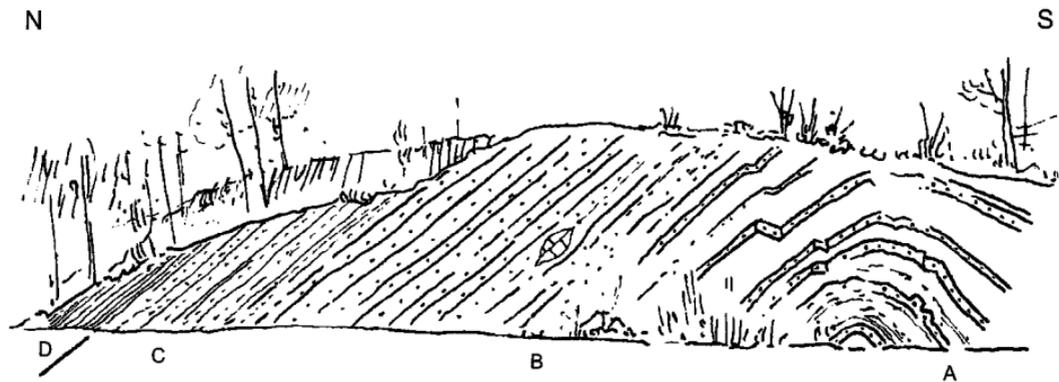
Tabl. 1 - Composition chimique des cinérites (CT 29B) de Ty Men (Ouest de Dinidic) ; comparaison avec les cinérites (SN 12B) de l'anse de Saint-Nicolas (feuille de Douarnenez) (d'après J.-L. Bonjour, 1988a)

L'essentiel de la Formation du Cap de la Chèvre est constitué par des grès ou siltites où la schistosité est le plus souvent bien exprimée et où les couleurs dominantes sont le rouge et le vert. Le litage est très variable : litage plan, litage lenticulaire, litage oblique, litage de rides, litage oblique en mamelons mais dans la région couverte par la feuille les conditions d'affleurement ne permettent pas de mettre en évidence leur organisation verticale et latérale. Localement la bioturbation est présente, soit sous forme de terriers de type *Skolithos*, soit sous forme de pistes bilobées de type *Cruziana*. Les faciès gréseux sont toujours hétérométriques et la matrice chlorito-micacée est relativement abondante. Au Sud du Menez Quelc'h, la couleur rouge vire au violacé puis au bleu, et l'on voit apparaître le chloritoïde dans les niveaux à grain fin.

La couleur rouge très générale de la Formation du Cap de la Chèvre est liée à la présence constante d'hématite développée pendant les stades précoces de la diagenèse par transformation d'hydroxydes de fer hérités provenant des parties émergées du soubassement briovérien.

L'étude sédimentologique et géochimique de la Formation du Cap de la Chèvre (Bonjour, 1988a) montre que les corps sédimentaires, qui la constituent, ont une facture continentale accusée et sont alimentés essentiellement par le démantèlement des formations briovériennes bordant immédiatement l'aire de dépôt. L'existence d'épisodes marins, marqués par la présence de faciès de tempêtes et par le développement de la bioturbation, permet de s'orienter vers un environnement sédimentaire de type « fan delta » situé à l'interface entre le domaine continental et le domaine marin.

Sur la feuille de Douarnenez, située à l'Ouest, la Formation du Cap de la Chèvre a été attribuée au Cambro-Trémadocien. Postérieurement à la parution de cette feuille, l'étude des cinérites de Beg ar Gwin (Ouest de Telgruc), intercalées entre les bancs de conglomérats et équivalentes des cinérites de Ty Men signalées plus haut, ont fourni un âge radiométrique de



- A - niveau à « brioches » (figures d'érosion synsédimentaire en sommet de banc)
 - B - quartzites micacés en bancs de 50 à 80 cm avec lentille de grès calcaireux décalcifié
 - C - grès et argilites micacées avec niveau à galets phosphatés et débris de lingules
 - D - argilites micacées bioturbées
- Hauteur du front de taille : 3 - 4 m

Fig. 5 - Carrière de Kerdané en Dinéault : contact stratigraphique entre le Grès armoricain supérieur (A, B, C) et les Schistes de Postolonnec (D)

465 ± 1 Ma (Bonjour, 1988b ; Bonjour et *al.*, 1988) qui conduit à reconsidérer cette attribution stratigraphique et permet d'attribuer la Formation du Cap de la Chèvre à l'Arenig.

o2. Formation du Grès armoricain (Arénig) (600-800 m). La Formation du Grès armoricain constitue l'ossature de la ligne de crêtes qui traverse la feuille du Nord-Ouest au Sud-Est : Menez Sansala, Menez Hom, Run Braz, Run Askel, Montagne de Saint-Gildas, Menez Quelc'h et au-delà de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven, Menez Roch-Meur. Malgré les épais-sissements apparents aux niveaux des replis (Menez Hom), la puissance paraît relativement constante et voisine de 600 m.

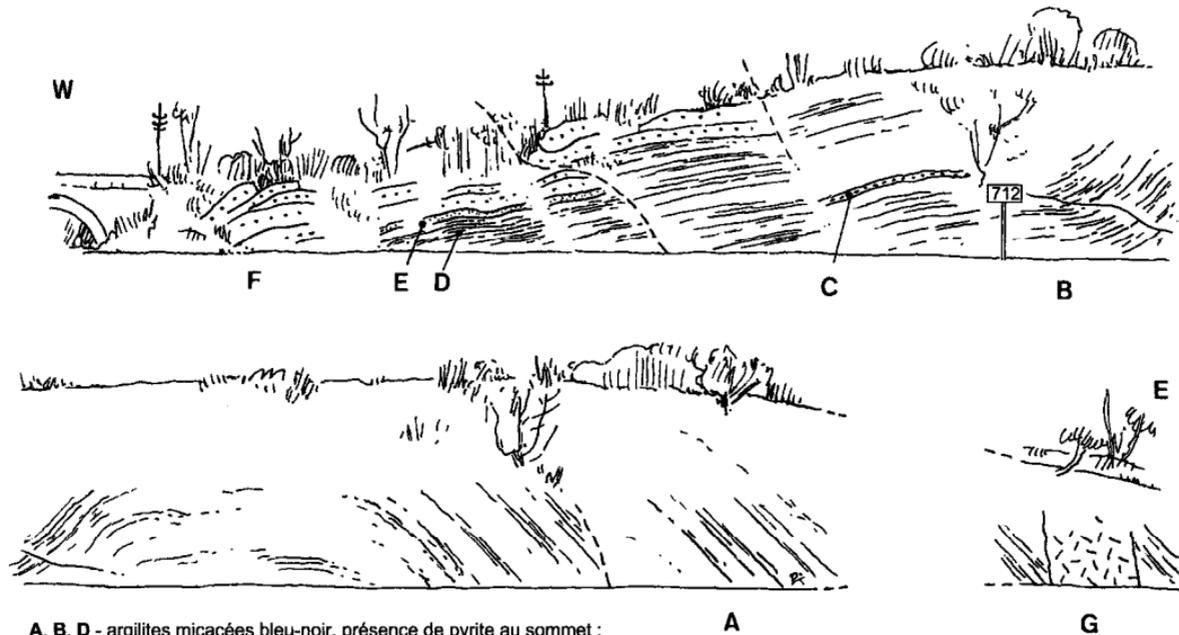
Les conditions d'affleurement de la Formation du Grès armoricain sont partout relativement mauvaises car les versants des reliefs sont toujours recouverts d'un épais manteau d'éboulis.

La distinction de trois membres au sein de la Formation du Grès armoricain n'est ici plus possible comme elle l'est sur la plus grande partie de la feuille Douarnenez. Toutefois, on peut localement identifier deux parties distinctes.

Membre du Grès armoricain inférieur. Puissants de 450-600 m, les quartzites blancs en bancs massifs du Membre inférieur reposent, soit sur la Formation du Cap de la Chèvre, soit directement sur les séries du Briovérien (angle nord-ouest de la feuille). Quand la Formation du Cap de la Chèvre est absente, la Formation du Grès armoricain admet fréquemment, à sa base, un niveau conglomératique (2) à galets centimétriques de quartz et de phanite.

Membres des Schistes et Grès du Gador et du Grès armoricain supérieur indifférenciés (1). La morphologie de la crête gréseuse, ainsi que l'étude de quelques affleurements isolés (Kerdané), permettent de penser que dans le quart nord-ouest de la feuille, le Grès armoricain se termine par environ 150 à 200 m de grès, siltites et argilites noires en petits bancs décimétriques, auxquels sont localement associés (Kerdané) de minces niveaux conglomératiques à galets phosphatés, riches en fragments de tests de Lingules et en minéraux lourds (fig. 5). Ces niveaux sont identiques à ceux qui sont décrits plus à l'Ouest (feuille Douarnenez) dans le Membre du Gador et dans le Membre du Grès armoricain supérieur.

Les très mauvaises conditions d'affleurement de la formation, sur le territoire couvert par la feuille, ne permettent pas de reconstituer de manière précise ses conditions de dépôt. L'ichnofaune caractéristique de la Formation du Grès armoricain n'a pas été mise en évidence, et les très rares structures sédimentaires sont difficilement interprétables. Toutefois, des



A, B, D - argilites micacées bleu-noir, présence de pyrite au sommet ;
 C - petit banc de quartzite pyriteux ; E - banc de grès rose ; F - quartzite gris ; G - dolérite altérée.
 Le pont donne l'échelle

Fig. 6 - Tranchée du chemin de fer au Sud de Kergaliou en Châteaulin : contact stratigraphique entre les Schistes de Postolonnec (A, B, C, D) et les Grès de Kermeur (E, F)

figures en « brioches » dues à une érosion synsédimentaire en sommet de banc sont reconnues ; elles pourraient être l'indice de milieux temporairement émergés. Les concentrations de rutile et zircon (voir chapitre « Gîtes et indices minéraux ») sont très vraisemblablement localisées au sommet du Grès armoricain inférieur, et leur mode de mise en place est incertain : vanage en zone intertidale ou base de séquence de tempêtes ?

Par analogie avec les zones voisines, on doit retenir pour la Formation du Grès armoricain un âge arénigien correspondant à la zone à *Eremochitina brevis*, sommet de l'Arenig inférieur et/ou base de l'Arenig moyen (Paris et Skevington, 1979 ; Paris, 1981 ; Paris et al., 1982).

o2-5. Formation des Schistes de Postolonnec (Arenig moyen *pro parte* ? - Caradoc inférieur) (400-450 m). Cette formation (Schistes à Calymènes des anciens auteurs) correspond à une importante masse schisteuse dont la puissance paraît constante sur toute la feuille. Il s'y intercale plusieurs niveaux arénacés d'épaisseur variable, dispersés au sein de la formation, et ils ne constituent pas, comme le Grès de Kerarvail dans la presqu'île de Crozon, un membre bien défini permettant de séparer la formation en trois unités.

Les affleurements sont généralement ponctuels et les localités les plus intéressantes se trouvent dans le repli synclinal du Ménez Hom, le long du Garvan et de ses affluents ; on peut y observer de petites coupes et plusieurs pointements de grès. Parfois, ce sont les argilites schistosées qui forment des reliefs (Roc'h Guillou sur la D 7, au Nord du Bois de Saint-Gildas et série de pointements à l'Est de Vouez, de part et d'autre de la voie express). Le contact entre les Schistes de Postolonnec et le Grès armoricain serait exposé dans la carrière de Kerdané (pli du Ménez Hom). Si l'interprétation de cette coupe est correcte, la formation débiterait par quelques mètres d'argilites micacées, bioturbées, à lamines gréseuses (fig. 5).

Le sommet de la formation et le passage au Grès de Kermeur sont visibles en deux points : au Nord de Kervily, où la coupe n'est pas parfaitement exposée, et dans la voie ferrée, au Sud de Kergaliou en Châteaulin (fig. 6). Dans cette localité, les 10 à 15 derniers mètres de la formation sont constitués d'argilites bleu-noir micacées qui deviennent progressivement gréseuses, pyriteuses et parfois bioturbées.

La masse principale de la formation est constituée par des argilites ou silites schistosées bleu-noir souvent micacées (mudstone à quartz, mica et chlorite).

Les niveaux détritiques arénacés dispersés au sein de la formation se présentent :

- soit en petits bancs de grès micacés à lamines parallèles (quartzwacke à grandes muscovites, à tourmaline, zircon et rutile) de 10 à 20 cm de puissance alternant avec des interbancs d'argilites (D 47 près Moulin de Lezaff en Dinéault) ;
- soit en bancs métriques isolés de quartzites micacés (quartzarénite fine à ciment chloriteux ; minéraux lourds peu abondants : zircon, tourmaline, rutile et sphène) formant chicot (secteur du Cosquer-Moulin de Lezaff) ;
- soit en niveaux plurimétriques, constitués de petits bancs de grès micacés à lamines parfois bioturbés (subarkose fine à feldspaths altérés et test de Lingules ou quartzwackes à rares feldspaths frais, pyrite et zircon ; ancienne carrière à l'Ouest de Ty Bougeret et Kervily en Dinéault) ou de grès très argileux (quartzwackes très fines) en bancs pluridécimétriques (Pen an Delc'h, dans le secteur oriental de la bande).

Un niveau à galets phosphatés, petits et nombreux, a été reconnu à 400 m à l'WNW de Kerdané en Dinéault, à proximité du Grès armoricain. Il pourrait être l'équivalent à l'un des niveaux situés dans la partie basale des Schistes de Postolonnec en presqu'île de Crozon.

Les nodules silico-alumineux et les nodules gréseux à lamines, très abondants dans toute la formation en presqu'île de Crozon, paraissent ici limités géographiquement à l'Est du Menez Hom dans une zone de quelques kilomètres entre Kervily et Kergoat. De plus, ce sont essentiellement des sphéroïdes aplatis de silt grossier avec niveaux d'accumulation de fossiles. L'absence apparente des nodules dans l'extrême ouest de la feuille - entre Kervily et Kerfréval - peut être liée au manque d'affleurement, mais, dans toute la partie orientale de la carte, les points d'observation sont suffisamment nombreux pour envisager leur inexistance ou tout au moins leur grande rareté. Par ailleurs, on peut constater que le secteur à nodules coïncide approximativement avec la zone à niveau gréseux interstratifiés dans la masse des argilites.

Succédant au Grès armoricain, le faciès « Schistes à Calymènes » marque un approfondissement du milieu de dépôt qui se situe au-dessous de la limite d'action des vagues permanentes et ne dépasse pas 200 m (Guillocheau et Rolet, 1983). Dans ce contexte, le sous-faciès ouest à nodules et grès paraît moins profond que le sous-faciès oriental sans nodules et à niveaux de grès absents ou exceptionnels.

La faune des Schistes de Postolonnec est constituée par des trilobites : *Neseuretus tristani*, « *Trinucleus* » ; des ostracodes ; des brachiopodes : *Heterorthis kerfornei*, *H. morgatensis*, *Cacemia riberoi* ; des cystoïdes : *Pachycalix* et des bivalves : *Redonia deshaysesi*, *Praeleda costae*, *Tancrediopsis ezquerra*. La microfaune a livré quelques chitinozoaires :

Belonechitina capitata, *Desmochitina minor* cf. *ovulum*, *Cyathochitina* sp. cf. *campanulaeformis* ; des acritarches : *Veryhachium* sp., *Michrystridium* sp. Compte tenu des données plus complètes fournies par les feuilles voisines et des découvertes de F. Paris (Paris et Skevington, 1979), on attribue aux Schistes de Postolonnec un âge arénigien moyen *pro parte* ? à carado-cien inférieur. Toutefois, de nouvelles récoltes déterminées par J.-C. Gutierrez Marco (1991, inédit), montrent la présence de *Didymograptus* (*Jenkisograptus*) *spinulosus* (espèce caractéristique du Llanvirn inférieur) associé aux dernières formes déterminées comme *D. v. similis* par Skevington ; cette espèce étant un marqueur de l'Arenig moyen. De plus, pour J.-C. Gutierrez-Marco (comm. pers.), les *D. v. similis* pourraient être en fait des *Corymbograptus retroflexus*, formes du Llanvirn. Il y a donc quelques divergences dans l'identification des faunes et partant, dans les attributions stratigraphiques pour lesquelles une solution définitive ne peut encore être proposée.

o5. Formation des Grès de Kermeur (Caradoc) (90-450 m ?). Cette formation présente certainement d'importantes variations de puissance bien que sa limite supérieure ne puisse être toujours cartographiée avec précision compte tenu du caractère ponctuel des affleurements et de la confusion possible avec les grès micacés jaunâtres des Tufs et Calcaires de Rosan. En effet, les grès sont bien développés dans cette dernière formation à Trégarvan (feuille Le Faou) et sont connus également sur la feuille Châteaulin.

Le contact avec les Schistes de Postolonnec est visible dans deux localités (voir paragraphe précédent), tandis que le passage à la formation sus-jacente n'a jamais été observé de façon certaine (voie express au Nord de Kervélec et à l'Ouest de Quistillic, de part et d'autre de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven).

L'essentiel de la formation est constitué par des grès clairs généralement micacés, souvent à tendance quartzitique (les faciès altérés que l'on trouve dans les champs sont souvent de couleur verdâtre). L'étude pétrographique détaillée de ces grès permet de distinguer :

- des quartzarénites ou quartzwackes à matrice chloriteuse, feldspaths frais ou altérés, muscovite détritique et chlorite néoformée, minéraux lourds peu abondants, zircon et tourmaline ;
- des subarkoses ou arkoses à matrice chloriteuse, feldspaths rarement frais, minéraux lourds plus ou moins abondants.

Le plus souvent, les niveaux gréseux se présentent en bancs décimétriques à pluridécimétriques avec ou sans joints argileux. Le litage est variable : litage plan parallèle ou litage oblique souvent entrecroisé. Les biotur-

bations sont fréquentes. On note dans certaines localités des joints psarnmitiques et des bancs à débris d'argilite (WSW de Kernévez en Dinéault). Des horizons d'argilites et de grès très argileux s'intercalent dans la formation ; au Nord-Ouest de la feuille, celui de Brigneun, relativement épais est localisé dans la partie inférieure de la formation, celui du Merdy a été rapporté à la partie supérieure de la formation avec doute.

Ces niveaux d'argilites comparables à ceux reconnus en presqu'île de Crozon ont dû se déposer dans des dépressions protégées par des barres sableuses.

Aucune macrofaune n'a été récoltée dans la formation, mais quelques localités ont livré une microfaune de Chitinozoaires ; dans le niveau pélique au Sud de Brigneun : *Rhabdochitina* ? cf. *gallica*, *Jenkinochitina tanvillensis* et à Keranqueré au S SE de Dinault, un assemblage plus récent à *Belenochitina robusta*. Ces microfaunes sont d'âge caradocien.

Comme on l'observe dans les faciès sud de la presqu'île de Crozon (feuille Douarnenez), de nombreux sills et filons de dolérite injectent le Grès de Kermeur (voir chapitre « Volcanisme et formations filoniennes »).

05-6. Formation des Tufs et calcaires de Rosan (Caradoc - Ashgill) (150-200 m ?). Cette formation affleure très mal et correspond souvent à des dépressions. Ses relations avec le Grès de Kermeur sont peu claires, et le passage à la formation sus-jacente exceptionnellement exposé (cf. Grès de Roudou Hir). La formation est essentiellement volcano-sédimentaire, et les coupes intéressantes se trouvent le long de la voie de chemin de fer à Kergonquis, et sur la voie express, au Nord de Kervélec, au Sud de la D 41 et à l'Ouest de Quistillic. Les calcaires semblent peu développés et leur présence n'est attestée qu'à l'état de ciment pseudosparitique de niveaux tufacés (Sud de Dinéault et voie express ouest de Quistillic). Les pseudosparites bioclastiques décrites dans la carrière de Rosan (feuille Douarnenez) n'ont pas été reconnues.

Les faciès arénacés, stratigraphiquement mal calés, sont connus à Kergonquis et à Pencran, au Sud-Ouest de Châteaulin.

A Kergonquis, une série d'anciennes carrières, situées le long de la voie ferrée, montre une importante coupe (40-50 m) dans des grès micacés (quartzwackes) en strates souvent mal individualisées et sans interbancs d'argilites. Des laminations obliques s'observent à différents niveaux ainsi que des rides et de grosses lentilles gréseuses. Au sommet de la coupe, se différencient quelques bancs métriques de grès à texture quartzitique (quartzarénites) de couleur gris-bleu foncé et riche en pyrite, puis des argilites noires micacées.

Dans cette séquence détritique s'intercale, vers la base, un niveau tufacé, décalcifié, avec débris de fossiles, et dans la partie moyenne, des lits centimétriques très fins entièrement séricitisés, interprétés comme cinérites. À Pencran, au Sud-Ouest de Châteaulin, une petite coupe montre une série de grès et d'argilites sombres micacées avec intercalation de très rares niveaux tufacés de faible épaisseur (1 cm). Dans ces deux localités, les données cartographiques incitent à placer ces niveaux arénacés, pauvres en éléments volcaniques, dans la partie supérieure de la formation.

Sur la voie express au Sud de la D 41, le sommet (?) de la Formation de Rosan est caractérisé par la présence, au-dessus des tuffites, d'une quinzaine de mètres de schistes très altérés dans lesquels s'intercalent trois niveaux volcaniques acides (tufs-quartz kératophyriques), peu épais (0,50-2 m).

Les horizons ferrugineux, liés au volcanisme, sont bien développés dans la formation (*cf.* coupe voie express, au Nord de Kervelec).

La faune de brachiopodes très déformée et dont l'élément le plus caractéristique est *Nicolella actoniae* (Caradoc-Ashgill) comporte aussi *Dolerorthis aberensis* et *Hedstroemina* sp. ; il s'y associe des bryozoaires et des crinoïdes.

Le volcanisme associé à la Formation de Rosan est traité dans le chapitre « Formations volcaniques associées ».

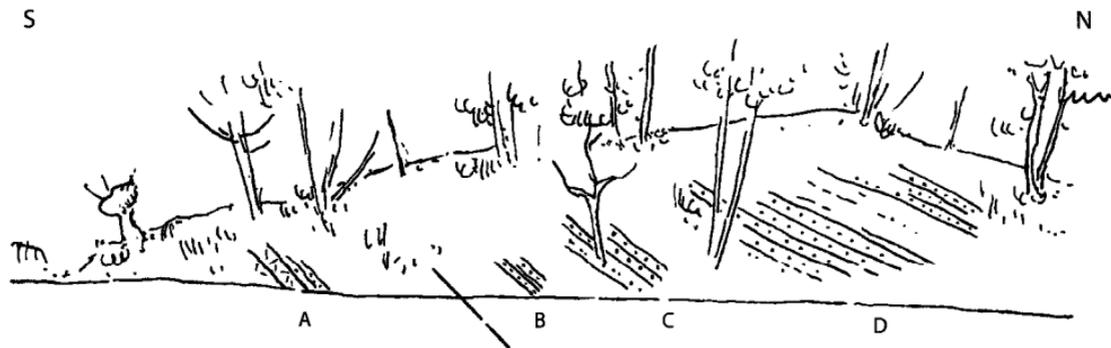
s. Groupe de Kerguillé (Silurien) (300 m ?). Sous cette dénomination, se trouvent regroupées plusieurs formations dont la stratonomie et les épaisseurs sont encore plus mal connues que sur les feuilles voisines (Douarnenez, Brest).

On distingue de bas en haut :

GH. Grès de Roudou-Hir (Ashgill ?) (20-30 m). Cette formation, bien repérable au Nord-Ouest de Dineault (Roudou-Hir, Nord de Merdy) où elle détermine généralement un petit relief, n'a été reconnue ensuite que très localement au Sud-Ouest de Châteaulin (Pencran, ancienne voie ferrée). Compte tenu de la médiocrité des affleurements, il est difficile de se prononcer sur le caractère éventuellement lenticulaire de la formation.

Le passage des Tufs et calcaires de Rosan au Grès de Roudou Hir est plus ou moins bien exposé à Pencran (fig. 7) où la séquence arénacée, puissante d'au moins 20 m, paraît succéder assez brutalement aux tufs.

La formation est constituée par une succession de bancs de grès ou de quartzites blancs, micacés, de 10 à 40 cm d'épaisseur, parfois lenticulaires,



A - niveau tuffacé ; B - quartzite micacé ; C - quartzite gris ;
 D - quartzite gris ou blanc, micacé en bancs de 20 à 40 cm avec joints d'argilite très réduits.
 Longueur de la coupe : environ 45 m

Fig. 7 - Tranchée et carrière en bordure de l'ancienne voie de chemin de fer au Sud de Pencran en Plomodiern : contact stratigraphique entre les Tufs et calcaires de Rosan (A) et le Grès de Roudou-Hir (B, C, D)

sans joints pélitiques, mais avec localement des passées psammitiques. Il s'agit de quartzarénites fines ou de subarkoses à feldspaths le plus souvent altérés, à matrice chloriteuse, muscovite et minéraux lourds peu abondants : zircon, tourmaline, rutile. Les grès présentent souvent des laminations planes, parallèles, plus rarement obliques.

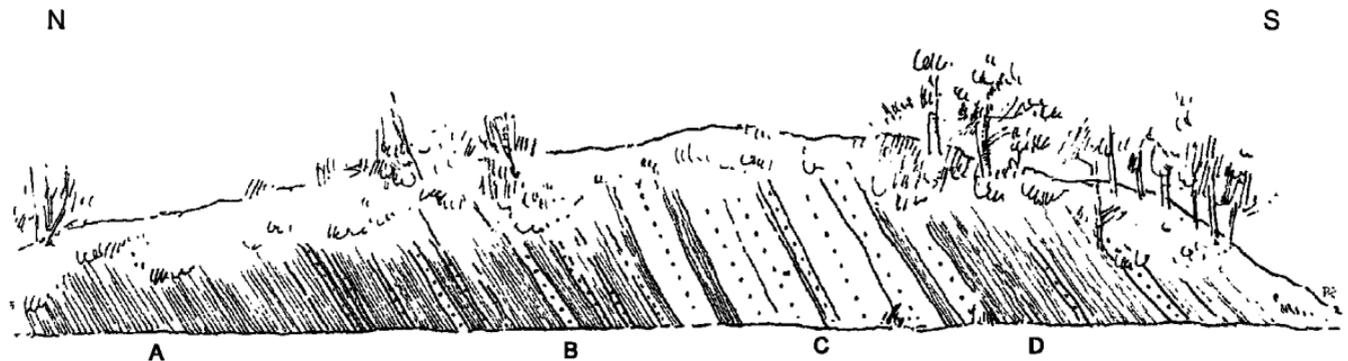
Compte tenu de la position stratigraphique de la formation, de son épaisseur relativement faible, de ses caractères pétrographiques et du type de dépôt, il semble que le Grès de Roudou Hir représente dans la série « Crozon-Sud » l'équivalent des Grès de Lamm Saoz de la succession « Crozon-Nord ». Dans ce cas, si le dépôt n'est pas diachronique, le Grès de Roudou Hir serait en grande partie, sinon en totalité, attribuable à l'Ordovicien terminal ; mais, il n'y a ici aucun contrôle paléontologique de cette hypothèse (voir, concernant l'âge du Grès de Lamm Saoz, Babin et *al.*, 1988). Dans un but simplificateur, nous avons adopté le signe *s* au lieu de 06S pour le Groupe de Kerguillé.

- **Ampélites** (10 m?). Ces sédiments argileux, très fins, noirs et riches en matière organique (sapropéliques) sont constitués pour l'essentiel par de l'illite et chlorite.

Ils sont interprétés comme des dépôts en milieu calme, peu oxygénés, mais relativement peu profonds, mis en place lors de la remontée du niveau marin, liée à la fonte de l'inlandsis saharien fini-ordovicien (Paris et *al.*, 1986). Les ampélites sont fossilifères et ont livré des Monograptides : *Pristiograptus* sp. cf. groupe *dubius*, d'âge wenlockien.

- **Niveaux à nodules et les schistes et quartzites.** Cet ensemble est particulièrement mal exposé. Toutefois, dans la coupe de la voie express, à hauteur de Quistillic, on peut observer le passage des ampélites à quelques mètres de grès micacés, puis à des argilites et des quartzites sombres en petits bancs. Les autres affleurements sont isolés, et la partie supérieure du groupe est difficile à distinguer des Schistes et quartzites de Plougastel. C'est principalement sur la base de données morphologiques que l'on a placé cette limite supérieure car, dans la région de Dineault, une rupture de pente nette coïncide avec l'apparition du niveau à *Clarkeia puilloni*, brachiopode caractéristique de la base des Schistes et quartzites de Plougastel dans la presqu'île de Crozon (Babin et *al.*, 1979).

Les nodules sont principalement connus à l'état de cailloux volants dans les champs. Ils sont pyriteux ou calcaro-siliceux mais toujours décalcifiés et parfois fossilifères. Les grès et les quartzites sont généralement de couleur sombre et en petits bancs parfois micacés et/ou à lamines. Les interbancs argileux (à quartz, chlorite, mica blanc, chloritoïde et pyrophyllite) sont dominants.



A - argilite micacée ; B - alternance de bancs de quartzite décimétrique et d'argilite micacée ;
 C - bancs de quartzite métrique avec joints d'argilite peu développés ou absents ; D - base d'une nouvelle séquence.
 Longueur de la coupe : 90 m

Fig. 8 - Tranchée de l'ancienne voie ferrée au NNE de Ty Glaz en Châteaulin : Schistes et quartzites de Plougastel.
 Bel exemple d'évolution séquentielle montrant une augmentation progressive des apports sableux (séquence strato-croissante)

L'essentiel de la faune récoltée provient des nodules ; elle comporte des orthocères ; des bivalves : *Leiopteria* sp. ; des crinoïdes ; des graptolites : *Monograptus* sp. ; des ostracodes : « *Bolbozoë* ». Ces derniers caractérisent classiquement le Ludlow. La microfaune est constituée par des chitinozoaires (Est de Steraden en Dineault) : *Cingulochitina ervensis*, *Fungochitina* sp., *Calpichitina* sp. et des tasmanacés.

s4-d1. **Formation des Schistes et quartzites de Plougastel (Pridoli-Lochkovien)** (300-400 m). Cette formation dessine, à travers toute la feuille, une crête jalonnée de chicots rocheux. Il y a peu de coupes importantes ; la plus intéressante (80 m) se trouve le long de l'ancienne voie de chemin de fer au Nord-Est de Ty Glaz (fig. 8). La base de la formation n'affleure pas véritablement mais, à l'Est de Dineault, une rupture de pente très nette entre les reliefs de Schistes et quartzites de Plougastel et la zone déprimée correspondant au Groupe de Kerguillé est marquée par plusieurs localités fossilifères à *Clarkeia puilloni*. Ce brachiopode apparaît en presqu'île de Crozon (coupe de Porz ar Vouden à l'Ouest de Lostmarc'h), dans les premiers bancs de la Formation de Plougastel. Sur la feuille Châteaulin, en l'absence de coupe au passage Kerguillé-Plougastel, nous avons admis que ce niveau à *Clarkeia* offre la même position stratigraphique. Dans le secteur oriental de la feuille, à l'Est de Châteaulin, les *Clarkeia* n'ont pas été reconnus.

Du point de vue lithologique, la formation est caractérisée par des alternances d'argilites schistosées et de quartzites. Les argilites, assez fréquemment micacées (micas flottés très mal classés, les plus grands pouvant atteindre 1-1,5 mm), à chloritoïde, chlorite, pyrophyllite et parfois kaolinite en faible quantité, constituent des interbancs d'épaisseur variable, centimétrique à plurimétrique.

Les quartzites (quartzarénites à ciment chloriteux, quelques tourmalines et zircon) généralement sombres, gris-bleu ou verdâtres, se présentent en bancs d'épaisseur variable, décimétrique à plurimétrique ; fréquemment, on observe au sein de la formation plusieurs bancs très épais avec joints argileux réduits constituant une barre d'une dizaine de mètres de puissance. Dans le Sud-Est de la feuille (Moulin l'Abbé sur la N 785), la pyrite se développe en beaux cristaux dans les quartzites.

La présence de litage oblique en mamelon typique des vagues de tempêtes indique un milieu de plate-forme proximale.

Mis à part le niveau basai à *Clarkeia*, la formation est très pauvre en macrofossiles, toutefois les niveaux à bioturbation n'y sont pas exceptionnels.

d1. **Formation des Grès de Landévennec (Lochkovien)** (80-90 m). Sur les différentes éditions de la feuille Châteaulin à 1/80 000, les Grès de

Landévennec, s'il ont été objectivement reconnus (« ...on peut distinguer à sa partie supérieure une masse de grès blanc avec minéral de fer... » : Barrais, 1886a), n'ont pas été séparés des Schistes et Quartzites de Plougastel. La Formation de Landévennec, qui présente les mêmes caractéristiques que dans la rade de Brest, affleure très mal ; elle est, en outre, soit supprimée par faille sur une grande distance au Sud de Châteaulin, soit masquée par le Carbonifère.

Les principaux affleurements sont situés dans le bois de Rozarnou, en bordure nord de la feuille (base de la formation) ; des blocs plus ou moins fossilifères se rencontrent çà et là, en particulier au Nord-Ouest de Châteaulin, le long de l'Aulne.

La formation est essentiellement arénacée et comporte à sa base des niveaux quartzitiques avec passées lenticulaires plus gréseuses et ferrugineuses (bois de Rozarnou). Le reste de la succession est typiquement constitué par des grès plus ou moins ferrugineux, jaunes, sableux, très friables. L'altération, qui conduit à ces faciès sableux, est due à une décalcification de la roche qui devait présenter un ciment carbonaté.

Compte tenu de la rareté des affleurements, la faune récoltée est très réduite. Citons parmi les brachiopodes : *Platyorthis monnieri*, *Howellella gr. mercurii*, *Proschizophoria* sp. ; des bryozoaires ; des bivalves : *Grammysia* sp., *Leiopteria intermedia* ; des crinoïdes ou cystoïdes représentés par des plaques de calice ou des nodales de *Dimerocrinites lanveocensis*.

d2-3S. Groupe de Seillou (Praguïen supérieur-Emsien supérieur). Ce groupe, défini dans la rade de Brest par F. Guillocheau (1979), est constitué par les formations du Faou et de Reun ar C'hrank (Praguïen supérieur-Emsien supérieur) et fait suite, dans cette région, aux Schistes et calcaires de l'Armorique. Sur la feuille Châteaulin, cette dernière formation n'a pas été reconnue, et il semble que la Grauwacke du Faou - ou un hypothétique équivalent argileux des calcaires - surmonte directement le Grès de Landévennec.

Ce type de succession apparaît plus au Nord, sur la feuille Le Faou, au Sud de la crête de Quimerc'h ; on le retrouve jusqu'au Menez Bel Air (Regnault, 1981). Il paraît exclu que la disparition des Schistes et calcaires de l'Armorique à l'Ouest ou des Calcaires de Bois Roux *sensu stricto* à l'Est soit due à des phénomènes tectoniques. Il faut donc admettre soit une lacune de la formation carbonatée, soit un diachronisme de la base de la Formation du Faou, mais il n'y a pas de preuve paléontologique pour étayer cette dernière hypothèse.

Il faut signaler également que sur la feuille Châteaulin, les Schistes et grauwackes de Reun ar C'Hrank n'ont pas été reconnus paléontologiquement, mais l'insuffisance des affleurements, essentiellement localisés au NNW de Châteaulin, n'autorise pas à conclure à leur absence. *Compte tenu de cette situation, seule la Grauwacke du Faou sera décrite au sein du Groupe de Seillou.*

1. Formation de la Grauwacke du Faou. Les affleurements de la Grauwacke du Faou apparaissent en plusieurs points au Nord de la feuille, tandis que dans la partie orientale de celle-ci, seuls des blocs épars témoignent de la présence de la formation jusqu'à Kervarguet en Lothey. Cette localité se trouve immédiatement à l'Ouest de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven. Au-delà de cette limite, il n'existe que des indices peu nombreux (Ruinigou Bras en Lothey, Toulharn en Gouézec) et d'attribution lithostratigraphique incertaine. Il semble donc que la Grauwacke du Faou soit localisée à l'Ouest de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven ou au mieux que le faciès n'apparaisse que sporadiquement, sous forme de lentilles, au sein des Schistes de Guendaré (voir ci-après).

Les principaux faciès de la formation sont exposés dans une petite coupe le long de l'Aulne au Nord-Ouest du Moulin de Rozarnou, en limite de la feuille Le Faou. Cette coupe, en contact par faille avec les Schistes et quartzites de Plougastel et le Groupe de Troaon, est elle-même fracturée et discontinue. On peut y reconnaître d'Est en Ouest et vraisemblablement de bas en haut, sur environ 35 m d'épaisseur :

- des argilites et des grès fins à ciment calcaire ou des calcaires gréseux à bioclastes en bancs décimétriques ;
- des grès (quartzarénites sombres à ciment chloriteux), parfois ferrugineux, en bancs pluridécimétriques avec localement des joints d'argilite réduits ;
- des argilites et des grès micacés plus ou moins ferrugineux en bancs décimétriques avec accumulations de brachiopodes ;
- des bancs métriques de calcaires argileux micacés très fortement schistosés ;
- des argilites et des grès micacés en bancs décimétriques et 5 à 6 m d'argilites bleues.

La faune récoltée sur l'ensemble de la feuille comporte des tabulés : *Pleurodictyum* sp.; des brachiopodes : *Brachyspirifer* sp., *Plebejochonetes aulnensis*, *P. cf. buchoti*, *Schizophoria* sp., *Meganteris* sp., *Uncinulus subwilsoni*, *Platyorthis circularis* ; des crinoïdes : *Seilloucrinus* sp., *Laudonomphalus regularis*, *Diamenocrinus* sp. ; des trilobites : *Homalonotus* sp.

La faune de brachiopodes de la coupe décrite ci-dessus indique la moitié inférieure de la formation.

d3-5. **Groupe de Troaon s.l. (Emsien supérieur-Givétien)** (500 m?). Sous cette dénomination, sont regroupées les formations du Groupe de Troaon *sensu stricto* (voir Morzadec, 1983) définies dans la rade de Brest et des dépôts équivalents aux Calcaires de Kergarvan qui ne présentent pas ici de caractère « récifal » ; ce sont des argilites schistosées avec quelques niveaux grauwackeux. Les affleurements les plus intéressants sont localisés dans le secteur de Rozarnou au Nord de la feuille, près du Moulin et le long de l'Aulne.

Les contacts avec le Groupe de Seillou et des Schistes de Traonlors ne sont pas exposés sur la feuille. Les faciès, qui constituent cet ensemble sédimentaire, sont essentiellement des argilites micacées ou non, avec parfois des niveaux grauwackeux fossilifères, des grès micacés en petits bancs, des calcaires bioclastiques (souvent crinoïdiques) quelquefois en gros bancs pouvant atteindre 1 m de puissance. Des niveaux à nodules siliceux ou calcareux se rencontrent également dans le groupe. Certaines formations, définies dans la rade de Brest, ont pu être reconnues :

GV. Grès de Verveur (Emsien supérieur). Ils affleurent sur la route qui descend au Moulin de Rozarnou ; il s'agit d'argilites et de grès plus ou moins grauwackeux en petits bancs et de grès micacés verdâtres, sans joints d'argilites, donnant des passées massives de plusieurs mètres de puissance évoquant les faciès « rade de Brest Est ». La faune est essentiellement représentée par des crinoïdes : *Laudonomphalus* sp., *Acanthocrinus faouensis* ;

GT. Grès de Tibidy (Givétien moyen). Le long de l'Aulne, au Nord-Ouest du moulin de Rozarnou, une petite coupe (limitée par des failles matérialisées par deux ruisseaux) montre des argilites micacées, surmontées par deux gros bancs métriques de quartzites (pas reconnus en rade de Brest) que sépare une passée schisteuse, puis des grès micacés ferrugineux à tabulés : *Procteria granulifera* et crinoïdes : *Schyschatocrinus goasquellouensis*.

Les autres formations n'ont pas été reconnues avec suffisamment de certitude pour qu'il en soit fait mention ici. Toutefois, les calcaires à *Styliolina* sp. et *Icriodus retrodepressus* (sommet de l'Emsien supérieur-Eifélien inférieur) qui affleurent le long de l'Aulne, au Nord-Ouest de Rozarnou, peuvent être mis en équivalence avec le sommet de la Formation de Bolast ou l'extrême base de la Formation de Saint-Fiacre. De même, les schistes à *Haplocrinites* sp. (Prat Guivarc'h sur la voie de chemin de fer, à l'Ouest de Châteaulin, déblais de route à 150 m au NE de Quivit) sont d'âge Givétien et constituent vraisemblablement un équivalent des Calcaires de Kergarvan.

d6. **Formation des Schistes de Traonliors (Frasnien inférieur et moyen).** A l'Ouest de Châteaulin, dans un lotissement, affleurent quelques mètres de schistes admettant des bancs décimétriques de quartzites et de grès ainsi que des nodules gréseux à lamines.

La faune comporte principalement des brachiopodes : *Productella* sp., « *Gypidula* » sp., *Striatochonetes* sp., *Monelasma* sp. ; des strophomenides et des spiriférides (*Mucrospirifer* ?).

• **Paléozoïque antécarbonifère du secteur situé à l'Est et au Sud d'une ligne Pont-Coblant-Quéménéven (terminaison occidentale des Montagnes noires)**

Les formations de l'Ordovicien ne présentant pas de différences notables avec celles de l'Ouest de la feuille (faciès Crozon Sud), elles ne seront pas décrites de nouveau en détail, sauf faciès particuliers, dans les formations de Postolonnec et de Kermeur. Le Silurien et le Dévonien appartiennent au faciès Montagnes noires, et de nouvelles unités lithostratigraphiques, dont les coupes types, situées sur la feuille Châteaulin, sont présentées (annexe 2). Dans la zone sud du secteur (Unité de Briec), les formations paléozoïques se présentent sous le même faciès (Crozon Sud et Montagnes noires), mais elles sont très déformées, parfois métamorphosées et aucune formation ne présente son épaisseur réelle.

Les niveaux fossilifères sont très rares et principalement localisés dans le Dévonien et, en l'absence de faune, les attributions lithostratigraphiques sont difficiles ; elles sont principalement basées sur les analogies de faciès, voire même sur la position structurale.

o2C. **Formation du Cap de la Chèvre (Arénig)** (600-800 m). Voir chapitre précédent. Rappelons l'absence de conglomérat de base sur plusieurs kilomètres de part et d'autre de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven.

Sur le flanc nord de l'Unité de Briec, à la base des quartzites attribués au Grès armoricain, on trouve localement des quartzites et des siltites micacées de couleur gris verdâtre montrant une forte déformation planaire ; ces niveaux sont rattachés à la Formation du Cap de la Chèvre.

o2. **Formation du Grès armoricain (Arénig).** Voir chapitre précédent pour la zone située entre les carrières du Henguer et Menez-Roc'h-Meur.

Dans l'Unité de Briec, des faciès attribuables au Grès armoricain se suivent cartographiquement sur le flanc nord et le flanc sud de la structure synclinal.

Sur le flanc nord, les affleurements sont relativement continus et puissants (50 à 300 m). Il s'agit du faciès tectonique : quartzites saccharoïdes en plaquettes portant une forte linéation, à joints de schistes gris-bleu.

Sur le flanc sud, les affleurements sont extrêmement discontinus (10 à 50 m de puissance maximum) et jalonnent le contact tectonique (Faille sud-Briec) du Paléozoïque avec les Phyllades de la baie de Douarnenez. Il s'agit de lentilles tectoniques de quartzites blancs dilacérés et injectés de quartz bréchifié. Quelques-uns de ces pointements ont fait l'objet de petites exploitations anciennes, en particulier près de Langelin, entre Briec et Edern et à l'Est de Kerdalaë près de Landrévarzec. Les traces de l'ancienne stratification sont rarement conservées, et il n'a pas été observé de joints schisteux. Les quartzites, fortement recristallisés, se présentent soit sous forme de brèches microfracturées, soit sous forme de plaquettes blanches à lamines brun verdâtre ou rougeâtres et portant une linéation d'allongement très marquée. En lame mince, sont visibles des lits de quartz en rubans de diverses granulométries et fortement recristallisés.

o2-5. Formation des Schistes de Postolonnec (Arénig moyen ? - Caradoc inférieur). Dans la zone nord-ouest du secteur, au Sud immédiat de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven, se développe, apparemment dans la moitié supérieure de la formation, un faciès particulier d'argilites gris-bleu (mudstones à muscovite, chlorite et, localement, présence de quelques plagioclases frais) caractérisé par une abondante bioturbation. Ce faciès forme, sur environ 1 km au Sud de Mesdon, une bande Nord-Sud ; son extension paraît trop faible pour en faire un membre à part entière, mais il est intéressant de le différencier sous l'appellation « faciès Mesdon » (nov. nom.) car il contribue à l'originalité du Paléozoïque du secteur situé à l'Est de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven. Compte tenu des données cartographiques, il semble exclu que ce faciès corresponde à la séquence bioturbée bien développée à la base du Grès de Kermeur dans la coupe du Veryarc'h en Camaret (feuille Brest).

À l'Est de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven, la présence de nodules n'a pas été reconnue dans la formation. De plus, comme dans la quasi-totalité de la partie orientale du secteur situé à l'Ouest de cet axe, les niveaux de grès ne sont pas attestés et ils restent une exception, plus à l'Est, sur la feuille Gourin.

Dans l'Unité de Briec, la plus belle coupe à travers les schistes, attribués à la Formation de Postolonnec, est observable en série inverse sur les tranchées de la voie rapide, immédiatement au Sud de l'échangeur de Briec. La puissance maximum de la formation, sur cette coupe, pourrait être de l'ordre de 300 à 400 m. Latéralement, la formation est réduite tectoniquement et disparaît totalement près de Landrévarzec.

Quelques bancs de quartzites gris à lamines et des siltites micacées à surfaces mordorées apparaissent vers la base de la formation. Ici encore, la déformation planaire est très marquée, et les lamines gréseuses sont entièrement transposées dans le plan de schistosité.

Après quelques veines de quartz boudinées et dilacérées par les cisaillements, se développe la partie principale de la formation constituée par une masse d'argilites schistosées noir bleuté, à rares lits gréseux gris. Ces argilites graphiteuses, très fissiles, imprégnées de sulfure diffus, et souvent altérées donnent à la roche un aspect pulvérulent. Il s'y développe localement une schistosité ardoisière très marquée qui a permis autrefois le développement de petites exploitations, en particulier sur le flanc nord de l'Unité de Briec, près du moulin du Lay (Nord de Landrévarzec). Aucune faune n'a été identifiée dans ces schistes ; seules, quelques bioturbations ont été observées sur des bases de bancs. L'absence apparente de chloritoïde permet de différencier cartographiquement ces schistes ordoviciens de ceux du Dévonien où le chloritoïde est visible à l'œil nu. Bien que rapportés à la Formation de Postolonnec, il n'est pas exclu qu'ils atteignent l'Ordovicien supérieur.

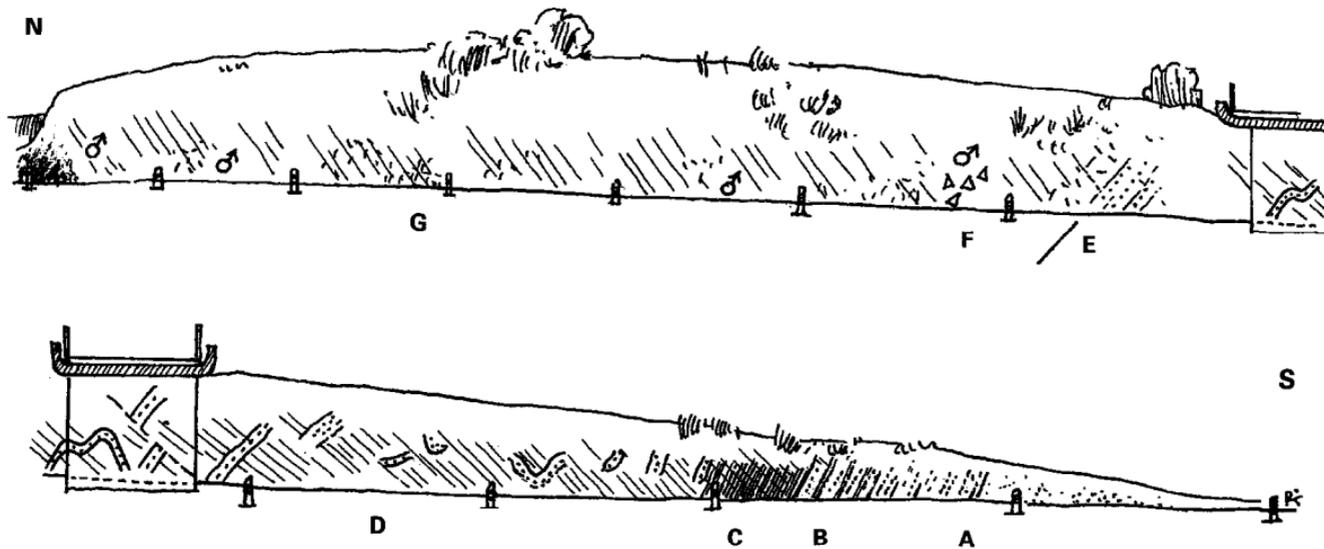
o5. Formation des Grès de Kermeur (Caradoc). Voir chapitre précédent pour ce qui concerne les caractères généraux de la formation.

Au Nord de l'Unité de Briec, dans la tranchée de la voie express au Nord des Trois Croix, une bonne coupe montre plusieurs niveaux d'argilites, épais parfois d'une cinquantaine de mètres, alternant avec les masses gréseuses (dans ces affleurements, des lamines entrecroisées montrent que la série est normale). Sur la voie express au Nord de Kervelec en Briec, si le passage aux Tufs de Rosan n'est pas faille, il y aurait au sommet des Grès de Kermeur un niveau d'argilites de quelques dizaines de mètres dans lequel sont dispersés des tronçons rectilignes ou contournés de plusieurs bancs de grès de 25 à 40 cm d'épaisseur (flg. 9). Ce dispositif, s'il est d'origine synsédimentaire, évoque les déformations et glissements connus au sommet de la Formation de Kermeur dans les faciès « Crozon-Nord » (coupe du Veyarc'h).

Dans l'Unité de Briec, il n'a pas été possible de reconnaître des grès appartenant à cette formation de Kermeur et les quelques niveaux gréseux situés au « sommet » de la Formation de Postolonnec sont rapportés au Silurien sur la base d'arguments paléontologiques (voir ci-dessous).

o5-6. Formation des Tufs et calcaires de Rosan (Caradoc-Ashgill). Voir chapitre précédent et chapitres « Formations volcaniques associées » et « Formations filoniennes » pour la description générale des faciès.

En ce qui concerne l'Unité de Briec, les niveaux volcaniques et volcanosédimentaires sont peu représentés. Ils ont été identifiés à Ty Toquic au Sud



A - grès altéré ou sable d'altération jaune ; B - bancs de grès de 30 cm et joints d'argilite gréseuse micacée ; C - argilite verte (15 m environ) ; D - épaisse masse d'argilite avec fragments de bancs de grès (déformation synsédimentaire probable) ; E - grès (sommet de Kermeur ?) ; F - brèche ferrugineuse ; G - tufs généralement très altérés et schistosés, présence de *Nicolella actoniae* ; H - argilite sableuse très altérée.

Schistosité à pendage sud sur l'ensemble de la coupe. Espacement entre les bornes : 50 m.

Fig. 9 - Coupe de la voie express à hauteur de Kervelec en Brie : contact stratigraphique probable entre le Grès de Kermeur (A, B, C, D, E) et les Tufs et calcaires de Rosan (F, G, H)

de Landrévarzec (métatufs basiques alternant avec des lits d'argilite schistosée) et au Sud de l'échangeur de Briec (métatufs et métatuffites à fantômes de feldspath interstratifiés dans des argilites schistosées).

Aucun argument ne permet de leur attribuer un âge, mais la présence des volcanites dans un contexte paléozoïque inférieur évoque la Formation de Rosan.

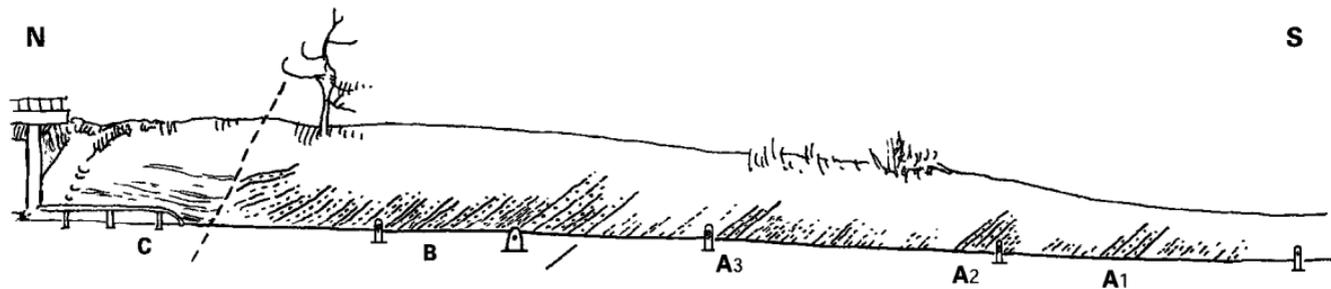
s. Groupe des Trois Fontaines (Silurien) (> 350 m). Dans un secteur occupé par de vastes dépressions marécageuses, la stratigraphie de la partie inférieure du Groupe des Trois Fontaines est établie d'après une coupe de la voie express, à 100 m environ au Sud du passage supérieur de la D 41, tandis que le reste de la succession - plus aléatoire - est essentiellement basé sur des données cartographiques appuyées par quelques résultats micro- et macropaléontologiques. Des différences notables avec les faciès Crozon-rade de Brest ont conduit à l'utilisation d'une nomenclature nouvelle.

*Schistes à **Pristiograptus** et grès micacés.* Sur la voie express, au dernier niveau de tufs métarhyolitiques, succèdent quelques mètres d'argilites plus ou moins gréseuses puis des argilites noires à *Pristiograptus* sp. Ce genre, connu dès le Wenlock, est surtout abondant au Ludlow supérieur et au Pridoli. Dans ces conditions, un contact anormal avec les Tufs de Rosan ne saurait être exclu et, de ce fait, l'absence du Grès de Roudou Hir n'est pas significative.

Aux schistes à monograptides, succèdent, sur environ 10 m, des psammites et des grès micacés auxquels fait suite un niveau d'argilite surmonté par des grès micacés ferrugineux à lamines. Ces faciès pourraient assurer le passage à la Formation de Ty Marie, mais le contact n'est pas exposé.

Formation des Grès et schistes de Ty Marie. Cette formation dont la puissance totale est inconnue est provisoirement subdivisée en trois membres :

- *Membre inférieur* (> 70 m). Les grès du Membre inférieur affleurent sur la voie express, au Sud de Ty Marie et ont une puissance supérieure ou égale à 70 m. Du point de vue pétrographique, il s'agit de quartzarénites fines et de subarkoses fines à feldspaths altérés et rares zircons. De bas en haut, la séquence montre une succession de niveaux de 3-4 m constitués de grès ou de quartzites clairs décimétriques alternant avec des passées de 10-15m d'argilites gréseuses, massives, parfois plus ou moins psammitiques, puis on passe à 25 m de grès ou de quartzites blancs ou roses en bancs plus épais (10-50 cm) dont la lamination (dépôt de ride) est soulignée par des muscovites.



A - succession de 3 niveaux de grès ou quartzite en bancs de 10 cm (A1 = 3-4 m, A2 = 4-5 m, A3 = 1 m) séparés par des passées d'argilite gréseuse (la mieux exposée apparaît sous A3 et montre un débit en plaquettes de très petite taille) ;
 B - quartzite blanc ou rose, passée psammitique au niveau de la borne kilométrique ; C - contact faillé avec la base du membre moyen.

Fig. 10 - Coupe de la voie express à Ty-Marie : Formation des Grès et schistes de Ty-Marie, membres inférieur (A, B) et moyen (C)

Cet ensemble semble passer vers le Nord (côté Ouest de la tranchée de la voie express au Nord du pont), par l'intermédiaire de grès à débit en petites plaquettes, à des argilites noires qui constituent la base du Membre moyen (fig. 10) ;

- *Membre moyen* (190 m ?). Essentiellement constitué par des argilites schistosées, ce membre affleure à l'Ouest de Ty Marie le long de la voie d'accès à l'ancien passage à niveau et le long de la bretelle du pont de Ty Marie. La continuité, entre les argilites noires de la base et le reste de la succession, n'est pas clairement exposée mais paraît vraisemblable. Dans la partie supérieure de la masse schisteuse, à une vingtaine de mètres de la dernière intrusion basique, s'intercalent quelques bancs de quartzites gris en strates pluridécimétriques, puis 50 cm de grès roses non micacés à lamines ;

- *Membre supérieur*. Les grès et quartzites micacés blancs, qui constituent ce Membre supérieur, n'affleurent pas et ont été reconnus à l'occasion de tranchées ou en blocs et cailloux dans les champs du secteur de Trois Fontaines ; une ancienne carrière située au Nord-Ouest de Ty Béo exploitait peut-être ce niveau, aucune observation n'a pu y être faite. La puissance de ces grès est inconnue.

Schistes et quartzites sommitaux (80 m ?). Au-dessus des Grès de Ty Marie, se trouve une formation d'argilites débutant par un niveau graphiteux reconnu en tranchée et admettant quelques bancs décimétriques de quartzites gris ou verts, pyriteux et des grès rouille. Elle affleure en un seul point le long de la route Gouézec-Trois Fontaines au Nord de Ty Houic.

Sur un affleurement ponctuel, cette formation présente des affinités très étroites avec les Schistes et quartzites de Plougastel sus-jacents, mais elle a été maintenue dans le Groupe des Trois Fontaines, compte tenu de sa position topographique en contrebas d'une rupture de pente. En effet, dans la partie ouest de la feuille, la base de la Formation de Plougastel, paléontologiquement reconnue, correspond à un relief bien marqué ; cette donnée morphologique a été étendue à l'ensemble de la feuille.

Dans l'Unité de Brieç, deux bandes de terrains à dominante schisteuse et affleurant très mal, sont rapportées au Groupe des Trois Fontaines. La première, sur le flanc sud, peut être observée sur le talus de la D 170, au Sud de Landrévarzec. La seconde jalonne le flanc nord de l'Unité de Brieç depuis Saint-Albin jusqu'au carrefour des Trois Croix, sur la D 785.

Le long de la voie rapide, au niveau de la bretelle sud-est de l'échangeur de Brieç, les Schistes de Postolonnec sont en contact tectonique avec des grès-quartzites gris fortement lenticulés par des cisaillements. Latéralement, quelques bancs (sur 2 à 3 m d'épaisseur) de grès sableux blancs à taches rouille ont pu être suivis dans la zone industrielle à l'Ouest

de Lannec'huen. Une faune de grands orthocères, crinoïdes et gastéropodes y a été découverte dans les années 70 par A. Le Scao. La présence de gastéropodes, déterminés par J.-S. Peel, comme *Tritonophon* sp., évoque un âge silurien, et le niveau gréseux pourrait être rapporté à la Formation de Ty Marie. Il a été distingué cartographiquement.

S4-d1. Formation des Schistes et quartzites de Plougastel (Pridoli-Lochkovien) (300-400 m). Les chicots rocheux de Menez Crenn et de Carréc an Tan dans la zone Nord du secteur et de Menez Landivigen dans l'Unité de Briec en constituent les affleurements les plus spectaculaires. Les faciès sont très proches de ceux de la partie ouest de la feuille. On notera, à Carréc an Tan, de très belles figures sédimentaires correspondant à des dépôts de rides et de nombreuses bioturbations (terriers horizontaux). A Menez Crenn, des lamines gréseuses millimétriques déterminent un rubanement des schistes. A Menez Landivigen, les nombreux bancs de quartzites, souvent bioturbés, alternent avec des schistes et chloritoïdes bleutés.

Dans la bande de Briec-Landrévarzec, la formation est relativement pauvre en niveaux quartzitiques et elle devient, de ce fait, difficile à différencier des schistes et chloritoïdes de la Formation de Guendaré.

d1. Formation des Grès de Landévennec (Lochkovien) (80-90 m). Dans la zone nord du secteur, la formation affleure très mal et les faciès ne paraissent pas présenter de différence notable avec ceux de l'Ouest de la feuille. Les grès, jaunâtres, roses ou blancs, constituent une bande étroite continue au pied des hauteurs formées par les Schistes et quartzites de Plougastel. Une carrière y a été ouverte le long de la D 785 ; elle ne permet plus d'observations intéressantes ; quelques fossiles, dont des bryozoaires et des plaques de cystoïdes, y furent récoltés. Les minerais de fer, bien connus dans la partie supérieure de la formation dans la rade de Brest, ont été également reconnus ici, mais uniquement à l'état de cailloux volants ; ils paraissent néanmoins occuper une position stratigraphique moins élevée.

Dans l'Unité de Briec, la formation à dominance de grès, souvent altérés, parfois sableux et à taches d'oxydes, affleure selon de petites bandes étroites et discontinues au Nord de Briec et dans la région de Landrévarzec.

A l'occasion de l'ouverture de la voie rapide, une coupe a été levée au Nord de l'échangeur de Briec (Cabezas, 1984). Elle montre du Sud au Nord, en série inverse, des grès en bancs décimétriques de couleur blanchâtre, surmontés par des alternances centimétriques à décimétriques de grès et d'argilites grises. Après une lacune d'observation, la masse principale est constituée de grès grossiers, souvent teintés de rouille, en bancs décimétriques à pluridécimétriques. De la faune a été récoltée au Sud de

Lumunoc'h, près de l'usine d'incinération et à l'Est de Poulouzarff le long de la D 785 : *Leiopteria brivatica*, *Grammysia* sp. et *Platyorthis* gr. *monnieri*.

Quelques niveaux volcaniques et volcano-sédimentaires, inconnus dans toute la partie occidentale du Synclinorium médian, s'intercalent dans la formation au Nord de l'échangeur de Briec et près de l'usine d'incinération (voir description au chapitre « Volcanisme et formations filoniennes »).

Formations postérieures aux Grès de Landévennec. Dans la terminaison occidentale des Montagnes noires, tant sur le flanc Nord que dans l'Unité de Briec, la Grauwacke du Faou n'a pas été reconnue. Un seul « caillou » ayant le faciès et le type de faune - mais les « *Spirifer* » ne sont pas déterminés - a été récolté dans la gélifluxion à l'Est de Toulharn. Ce bloc ne peut provenir que de la partie basale de la formation succédant aux Grès de Landévennec, mais aucune coupe, ni affleurement, ne montre la stratonomie caractéristique de la Grauwacke du Faou. Au-dessus des Grès de Landévennec (après toutefois une lacune d'observation), apparaît une épaisse formation de schistes à chloritoïdes. Parmi les faunes récoltées dans cette formation, principalement des columnales de crinoïdes (ou entroques), une seule - dans l'Unité de Briec - indique un âge praguien supérieur-emsien inférieur ; les autres formes caractérisent l'Emsien supérieur (sur la feuille voisine les « schistes à chloritoïdes » sont également datés de l'Emsien supérieur). Ces données chronostratigraphiques permettent de paralléliser les « schistes à chloritoïdes » avec les formations des faciès « rade de Brest » comprises entre la partie moyenne de la Grauwacke du Faou et la partie du Groupe de Troaon d'âge emsien supérieur. Par ailleurs, des faunes contemporaines des Schistes et calcaires de l'Armorique n'ont été reconnues ni à l'Est ni à l'Ouest de la ligne Pont-Coblant- Quéménéven.

Il existe donc, à l'Est du ruisseau des Trois Fontaines, un ensemble compréhensif qui représente un faciès latéral du Groupe de Seillou *pro parte* et de la base de celui de Troaon. La partie basale de la série, du Lochkovien terminal, inclus au Praguien «moyen», semble fortement condensée ou plus probablement lacunaire. À noter également que dans le secteur oriental de la feuille Le Faou, la Formation de l'Armorique n'est pas reconnue, mais que, par contre, le Groupe de Seillou y est représenté par ses faciès types.

Les Phyllades de Villeneuve (feuille Pontivy 1/80 000, 2^e éd. : Pruvost et Le Maître, 1942) paraissent correspondre à cet ensemble post Grès de Landévennec. Toutefois, en l'absence de datation précise de cette formation, définie dans la région de Gouarec, il est impossible d'établir des corrélations fiables, et nous proposons, pour la feuille Châteaulin, une dénomination nouvelle : Formation des Schistes de Guendaré (cette dénomination a été utilisée en *nomen nudum* par B. Le Gall et *al.*, 1992, puis par M. Robardet et *al.*, 1994).

d2-3G. Formation des Schistes de Guendaré (Praguien supérieur - Emsien supérieur) (200-300 m). Dans la terminaison nord-ouest des Montagnes noires, il n'est pas possible de reconnaître plusieurs formations au-dessus des Grès de Landévennec comme sur la feuille Gourin. Par contre, dans l'Unité de Briec, les Schistes de Guendaré sont surmontés par une formation rapportée au Grès de Poullou-Dour.

La Formation de Guendaré est essentiellement constituée d'argilites affectées par un métamorphisme à chloritoïde. La formation affleure largement le long de la N 785 en contrebas de Guendaré. Le contact avec le Grès de Landévennec n'est pas exposé (bien que cette formation soit connue en carrière au Sud de la coupe, sur cette même départementale) et les niveaux supérieurs sont recouverts en discordance cartographique par le Carbonifère au Nord. L'ensemble des affleurements compris entre les Grès de Landévennec et le Carbonifère constitue la coupe type de la nouvelle formation. Dans la zone nord, il semble se dessiner cartographiquement, dans la partie moyenne de la formation, un alignement de pointements de grès ou de quartzites verdâtres dont les affleurements les plus démonstratifs sont situés : (1) en bordure de replat à l'Ouest de « sources captées » ; (2) à quelques mètres à l'Est du « réservoir » de Vézen Vraz (jolie séquence stratocroissante coiffant plusieurs mètres d'argilites) ; (3) à 200 m au NNE de Toulharn. Ce niveau, qui paraît peu puissant (quelques mètres ?), semble être situé à environ 150 m du toit du Grès de Landévennec. Il n'a pas été reconnu dans l'Unité de Briec.

On peut distinguer, dans la coupe type, plusieurs faciès qui, approximativement de bas en haut de la formation, sont les suivants :

- des argilites (?) avec des niveaux grauwackeux fossilifères uniquement connus à l'état de blocs ;
- des quartzites ou des grès quartziteux verdâtres plus ou moins bioturbés en bancs pluridécimétriques à métriques ou des argilites surmontées de quartzites clairs, gris verdâtre, à litage plan parallèle et rides de vagues normales, en bancs de plus en plus épais allant de 2 à 40 cm ;
- des argilites bleues, massives, à chloritoïde, dépourvues de bancs de grès et formant des chicots à l'WSW de Guendaré ;
- des argilites souvent micacées, parfois verdâtres, à richesse variable en chloritoïde, à minces niveaux gréseux ou grauwackeux fossilifères ;
- des niveaux à nodules siliceux (2-3 cm à 15 cm de diamètre) ; ils sont peu développés et paraissent localisés dans les argilites bleues. On trouve également sous forme de cavités (N 785, WSW de Kervern) la trace d'éléments de 2 à 5 cm, polyédriques, irréguliers, phosphatés et peut-être carbonatés à l'origine.

La formation s'est déposée sur une plate-forme marine, principalement sous la zone d'action des vagues permanentes ; toutefois, dans sa partie « moyenne », elle peut atteindre cette zone.

La faune est localisée dans les rares faciès grauwackeux (Kerzoualen), dans des lentilles gréso-calcareuses décalcifiées (Vézen Vras au Sud de Ker René) ou forme des accumulations au sein des argilites (D 785, à l'Ouest de Kervern).

La récolte de *Diamenocrinus* sp., le long de la petite route de Kerzoualen au Nord-Ouest de l'échangeur de Briec, est intéressante à double titre. C'est la faune la plus ancienne identifiée dans la formation (Praguien supérieur-Emsien inférieur) et c'est le fossile identifiable le plus occidental récolté dans l'Unité de Briec à la limite du domaine atteint par la mésozone lors du premier épisode métamorphique.

Dans la zone Nord, la faune de crinoïdes à *Paracyclocaudex* sp., « *Diaboloocrinus* » sp. de Vezén Vras et *Acanthocrinus kersiviennensis*, *Asperocrinus longispinus* d'un gisement sub- en place au Sud-Est de Gouezec indique un âge emsien supérieur et les autres niveaux fossilifères paraissent localisés dans la partie moyenne à supérieure de la formation.

d3. Formation des Grès de Poullou-Dour ? (Emsien supérieur ?)
(quelques dizaines de m). Dans l'Unité de Briec, les Schistes de Guendaré sont surmontés par un ensemble de schistes ardoisiers alternant avec des niveaux sableux et micacés. Les faciès fossilifères n'ont été reconnus que dans la tranchée du gazoduc, près du village de Ty Fléhan (localité située sur la feuille Gourin). Les columnales de crinoïdes constituent l'unique faune récoltée et indique un âge emsien.

L'imprécision concernant l'âge des niveaux et le faciès moins détritique empêchent une attribution certaine au Grès de Poullou-Dour. Toutefois, ces niveaux ont été différenciés pour leur intérêt cartographique ; ils soulignent en effet le cœur du synclinal de l'Unité de Briec. On ne peut exclure qu'ils soient l'équivalent des niveaux gréseux et grauwackeux de la partie supérieure de la Formation de Guendaré qui forment, dans la région type près de Gouézec, un alignement le long du contact sud du bassin carbonifère.

Carbonifère

Les terrains carbonifères affleurent dans le bassin de Châteaulin au Nord-Est de la carte. Ils comprennent trois formations qui constituent le Groupe de Châteaulin : les Calcaires de Quvit (Tournaisien supérieur), le Conglomérat de Caouennet (Viséen supérieur probable) et les Schistes et wackes de Pont-de-Buis (Viséen supérieur à Namurien).

La sédimentation tournaisienne est probablement très discontinue et s'est localisée dans des zones déprimées initiées à la faveur des mouvements bretons. L'épaisse série du Viséen supérieur, au contraire, a envahi la totalité du bassin, masquant largement les formations antérieures qui, à la suite des déformations hercyniennes, affleurent localement en bordure d'une structure synclinoriale.

Les niveaux inférieurs du Carbonifère sont très diversifiés et, suivant les localités, ils appartiennent à des formations volcano-sédimentaires ou sédimentaires d'âge variable.

Le bassin montre le développement d'un important volcanisme strunien à viséen moyen (?) sur le flanc nord (feuille Huelgoat), tandis qu'au Nord-Ouest, affleurent des niveaux d'argilites surmontant quelques centimètres de rhyolites datées du Tournaisien-Viséen inférieur (feuille Le Faou), qu'au Sud-Ouest (feuille Châteaulin) les terrains les plus anciens sont des calcaires du Tournaisien supérieur et qu'au Sud (feuille Gourin) réapparaît une formation volcano-sédimentaire d'âge tournaisien supérieur.

• **Groupe de Châteaulin**

Il est essentiellement représenté par les Schistes et Wackes du Pont-de-Buis, les Calcaires de Quivit et le Conglomérat de Caouennet ne constituant que des dépôts, très localisés et cartographiquement dissociés de la formation sus-jacente.

h1. Formation des Calcaires de Quivit (Tournaisien supérieur) (20-30 m ?). Les calcaires sont connus en un seul point près de Châteaulin, au Sud-Ouest de Quivit, où ils furent exploités dans deux petites carrières pour la chaux ; ils n'affleurent pratiquement plus (Roland, 1972 ; Plusquellec et *al.*, 1983). Sur les deux éditions de la feuille Châteaulin à 1/80 000, C. Barrois (1886b, 1949a) les attribue aux Schistes et calcaires de Néhou, c'est-à-dire au Dévonien.

A l'Est, les Calcaires de Quivit sont en contact par faille avec le Dévonien moyen, tandis qu'à l'Ouest, le contact avec le Dévonien pourrait être stratigraphique, mais il n'est pas directement visible. Les calcaires essentiellement crinoïdiques, à texture grainstone, indiquent un milieu très énergétique ; les bancs peuvent atteindre 30-40 cm d'épaisseur.

Une riche faune de conodontes à *Pseudopolygnathus triangulatus pinna-tus*, *Doliognathus latus*, *Polygnathus nodomarginatus*, *Spathognathodus bultyncki* et *Gnathodus cuneiformis* permet d'attribuer aux Calcaires de Quivit un âge tournaisien supérieur et témoigne, comme les crinoïdes, de leur dépôt en milieu marin.

Les argilites schistosées et les petits niveaux de grès micacés, qui paraissent en relation directe avec les calcaires, n'ont pas livré de microfossiles, mais contiennent, par contre, de la pyrophyllite qui semble être, dans la région, un bon indice de terrain anté-carbonifère (Mélou et Plusquellec, 1967).

Conglomérat de Caouennet (Viséen supérieur probable) (1-5 m ?). Ce conglomérat, à plaquettes de calcaire fin de taille extrêmement variable dans une matrice argileuse assez abondante, n'est connu que dans la localité éponyme, au Nord des carrières de Quivit, près de Châteaulin (Plusquellec et al., 1983 ; Semenoff-Tian-Chansky et Plusquellec, 1994). 77 n'est pas représenté sur la feuille Châteaulin.

La macrofaune provient des éléments du conglomérat et se limite au seul tétracoralliaire *Aulokoninckophyllum* aff. *carinatum* connu dans le Viséen supérieur et le Namurien. La microfaune est réduite à quelques foraminifères dont *Endothyra* cf. *bowmani* et *Tetrataxis* sp.

Le niveau de Caouennet est placé sous les Schistes et wackes de Pont-de-Buis.

h2-3. Formation des Schistes et wackes de Pont-de-Buis (Viséen supérieur-Namurien A). Cette formation puissante (plusieurs centaines de mètres), reconnue sur les feuilles voisines Le Faou, Huelgoat, Gourin, est composée, pour l'essentiel, d'alternances sédimentaires constitués par des grès argileux (wackes) de granulométrie moyenne, à nombreux débris de plantes flottés, situés dans les parties sommitales des bancs (bancs de 60 à 70 cm de puissance), surmontés par des wackes fines à lamines obliques sur une épaisseur de quelques centimètres, puis par des niveaux à lamines composées d'argilites noires et de lits centimétriques de siltites clairs et se terminant par des argilites noires. La sédimentation est de type prodelta avec apports périodiques de turbidites (Guillocheau et Rolet, 1983). Ces alternances peuvent ne pas être aussi nettes ; en particulier le développement des niveaux d'argilites noires peut être plus important que celui des bancs de wackes. Une intense schistosité, exprimée dans les argilites noires, les a transformées en ardoises, particulièrement sur le bord méridional du bassin, de Châteaulin à Pont-Coblant.

Dans la Formation de Pont-de-Buis, monotone et plissée, l'absence de niveaux repères ne permet pas l'établissement d'une lithostratigraphie suffisamment détaillée pour localiser et cartographier les niveaux les plus récents de la formation. Cependant, les recherches palynologiques (Doubinger et Pelhâte, 1976) dans les argilites noires proches du contact avec le Dévonien (Pennoch à l'Ouest de Lothey, Kerabri au Sud-Est de Lothey) ont livré des assemblages de la partie moyenne du Viséen supérieur

V3b, caractérisées par la présence de *Cristatisporites bellus* et de *Raistrickia nigra* (assemblage de la *Raistrickia nigra-Triquitrites marginatus* zone : zone NM) ; *Lycospora pusilla* et *Waltzisporea planiangularata*, mentionnées dès la zone à *L. pusilla*, y sont associées.

A 1 km vers le Nord de Pennoch, le long de l'Aulne à hauteur de Kerevel et plus au centre du bassin, sur la N 787, au Sud de Kernasbellec, ont été isolées dans les argilites noires des associations palynologiques de la partie terminale du Viséen et de la base du Namurien A ; elles sont caractérisées par la présence de *Tripartites trilinguis*, *Ahrensispores guerickei* et *Bellisporites nitidus*. Cette dernière espèce apparaît à la base de la zone NC (*Bellisporites nitidus-Reticulatisporites carnosus* zone).

Par ailleurs, des empreintes de *Sphenopteridium pachyrachis*, reconnues sur des schistes ardoisiers situés au cœur de la ville de Châteaulin, indiquent leur appartenance au Viséen supérieur (Lejal-Nicol et al, 1977).

Aucune macro- ou microfaune marine n'a été signalée dans les alternances argilites-wackes, et pour F. Guillocheau et Rolet (1983) « *le problème posé est de savoir si le bassin viséen supérieur ne doit pas être comparé à un gigantesque lac* ». La question reste ouverte car sur la feuille Le Faou, le Calcaire de Saint-Ségal (V3b), « interstratifié » dans la Formation de Pont-de-Buis, présente un faciès marin de plate-forme. Il est interprété comme un bloc resédimenté (Pelhâte in Babin et Darboux coord., 1982) par simple glissement, et, dans ce cas, le réceptacle est marin ou bien sa mise en place est tectonique et il peut provenir d'un autre bassin (Guillocheau, 1983).

Formations volcaniques associées

Volcanisme briovérien

• En baie de Douarnenez

Les roches éruptives qui peuvent être rapportées à un volcanisme contemporain du dépôt des sédiments briovériens de la baie de Douarnenez sont assez peu abondantes (Darboux, 1973). Il s'agit de laves, de dykes ou de sills, d'extension et d'épaisseur limitées (métrique à plurimétrique), de nature basique, acide ou intermédiaire.

Le volcanisme basique est particulièrement bien exposé sur la feuille voisine Douarnenez (Barrière et al, 1975) où il se manifeste, à la fois, sous la forme de coulées sous-marines à débit en « pillows » et de sills. On attribue, ici, à ce volcanisme :

- des niveaux de tuffites à microblastes d'albite existant au voisinage de ces coulées, mais, qui très peu épais (quelques cm), ne sont pas figurés sur la carte ;
- de rares coulées spilitiques (β s) qui ont été identifiées par leur structure fluidale au Nord-Ouest de Pentrez.

Les roches volcaniques acides et intermédiaires affleurent sur le littoral, entre Beg Santez Anna (pointe de Sainte-Anne-la-Palud) et la plage du Ry, où l'on dénombre une dizaine de sites. À l'intérieur des terres, les conditions d'observation sont plus difficiles. Ces roches en filons clairs, de puissance métrique, sont déformées avec leur encaissant et présentent une paragenèse secondaire de basse température à albite, chlorite. Ce sont :

- des tufs pyroclastiques ou hyaloclastiques (T^1) à composition de kérotophyre, à albite, à la pointe d'Ar Vechen (Sud de la Pointe de Tréfeuntec) et au moulin de Kerscao (Est de Trezmalaouen), à chlorite, au ruisseau de Trezmalaouen (escarpement au Sud du village) ;
- des brèches (*br*) à éléments microlitiques et composition de kérotophyre, à Lescorveau (Nord de Saint-Nic) ;
- des kérotophyres (K^1) à texture granophyrique, à albite, chlorite et calcite, au Sud de la pointe de Sainte-Anne-la-Palud.

Age du volcanisme briovérien. Une datation des tufs de Talagrip par la méthode Pb/Pb sur monozircon fixe l'âge des volcanites briovériennes de la baie de Douarnenez à 543 ± 18 Ma (Guerrot et *al.*, 1992).

Volcanisme ordovicien

Le volcanisme ordovicien de la région de Châteaulin est célèbre depuis un siècle. Il apparaît dans les travaux de C. Barrois (1890) sous l'appellation ambiguë « d'éruption diabasique silurienne du Menez Hom ». En réalité, ce volcanisme, d'âge ordovicien supérieur, affleure en contrebas de ce relief formé par le Grès armoricain de l'Ordovicien inférieur.

Ce volcanisme affleure sur la feuille Châteaulin suivant une diagonale allant de la région de Dinéault, au Nord-Ouest, jusqu'au niveau de la voie express Quimper-Brest, au Sud-Est. Il s'inscrit dans une bande de terrain dont les affleurements les plus occidentaux et les plus spectaculaires se trouvent à Lostmarc'h en Crozon (feuille Douarnenez ; Barrière et *al.*, 1975) et se poursuivent tout le long des Montagnes noires où les affleurements sont discontinus, dilacérés en multiples écailles tectoniques, emballés par des schistes, souvent siluriens (feuille Gourin ; Le Gall et Garreau, 1988).

Sur les feuilles Châteaulin, Douarnenez et Le Faou, le volcanisme caractérise la Formation des Tufs et calcaires de Rosan (05-6). Sur la feuille

Gourin, cette formation n'a pas été différenciée et se trouve incluse dans le Groupe de Guernanic.

Cette formation est en majeure partie volcano-détritique à dominante de tufs, brèches et conglomérats tufogéniques, où des bancs de brèche hyaloclastique chaotique alternent avec des niveaux finement granoclassés et des lentilles calcaires fossilifères. S'y ajoutent des laves basaltiques, voire différenciées et des complexes basiques associant dolérites subophitiques, microgabbros spilitiques et roches cumulatives grenues. Ces volcanites sont affectées par une schistosité de flux, bien exprimée, comme leur encaissant.

Sur la feuille Châteaulin les conditions d'affleurement des volcaniques sont assez médiocres. Le long de la voie express, à Quistillic en Lothey, se succèdent, du Nord au Sud sur presque un kilomètre, des tuffites chloriteuses, puis, après des quartzites noirs, des tufs basiques altérés et surtout, à partir du captage, en bancs nets, redressés à pendage vers le Sud, la succession : tuffites à matrice carbonatée, spilites (= metabasaltes) vacuolaires en « pillows » à matrice calcaro-spilitique, tufs à ciment calcaire et enfin, au-delà, à Poulscaven au sein du grès de Kermeur, dolérites partiellement spilitisées (= diabases). La coupe de l'ancienne voie ferrée du réseau breton expose à Pencran, au Sud-Ouest de Châteaulin, des tuffites fossilifères. A Kersulaff en Quéméneven (juste à l'Ouest de la voie express), affleurent des basaltes et des tuffites. Mais la meilleure coupe reste, en limite nord de la feuille, sur la feuille voisine Le Faou, celle de l'anse de Garvan.

Les coulées basaltiques et les intrusions doléritiques présentent des paragenèses spilitiques à albite, chlorite, calcite et, comme accessoires, quartz et sphène. Les reliques de clinopyroxène et l'ilménite leucoxénisée ne se trouvent que dans les microgabbros et les métadolérites. L'association prehnite-pumpellyite observée et la rétrogenèse systématique des phénoolivines cumulatives en talc, trémolite et chlorite témoignent d'une recristallisation syncinématique dans des conditions métamorphiques anchi- à épizonales.

Le pyroxène est une augite ferrifère pour les plus grosses masses de dolérite, à tendance diopside pour les autres. Ses teneurs en Ti, Al (modérées à faibles), Cr (notables) et Ca indiquent, par leur distribution dans les diagrammes discriminants, un caractère de tholéiite anorogénique.

Les corrélations significatives, entre les teneurs des éléments, tels que Th, Ta, La, des volcanites, témoignent de leur affinité de tholéiites intraplaques à légère tendance alcaline et suggèrent qu'elles dérivent d'un même magma-source d'origine mantellique, mis en place dans un contexte de distension crustale.

Les termes volcanoclastiques, remaniés ou non, sont les plus abondants. Ce sont surtout des brèches et des tufs hétérogéniques souvent hyaloclastiques, à matrice calcareuse riche en débris lithiques généralement de spilitite ferrifère, rarement de kéraatophyre. Les termes remaniés sont des tuffites ou des sédiments tufogéniques, riches en hyaloclastes chloriteux déstructurés et schistosés. Enfin, il existe des termes tufacés siliceux à paragenèse de quartz kéraatophyre et des tuffites très fines, entièrement recristallisées. Ces termes sont riches en concrétions d'oxydes et hydroxydes ferriques.

Si les volcanosédiments de la partie basale de la série, identifiés sur la feuille voisine Douarnenez, offrent des faciès de plate-forme épi- ou péri-continentale (Guillocheau et Rolet, 1983), les ensembles volcano-détritiques sommitaux présentent localement des évidences d'écoulement gravitaire. Ceci met en évidence une instabilité fini-Caradoc-Ashgill, compatible avec le contexte de distension crustale, déjà mentionné.

• **Formations effusives et intrusives basiques**

Métabasaltes vacuolaires aphyriques (β) en coulées massives, à paragenèse spilitique et reliques de pyroxène granulaire, parfois à débit en « pillows ». Elles affleurent plus particulièrement dans les Tufs et calcaires de Rosan.

• **Formations pyroclastiques acides et basiques**

Brèches et tufs. Les brèches (*br*) sont hétérométriques, souvent remaniées et stratifiées. Les éléments y sont soit spilitiques, soit kéraatophyriques. Les faciès les plus fins sont représentés par des tufs : tufs basiques (T^1) à paragenèse spilitique, parfois hyaloclastiques et faciès différenciés élastiques (T^3) aphyriques et généralement recristallisés. Ces derniers, à composition de kéraatophyre ou de quartz-kéraatophyre, sont typiquement associés à des concrétions d'hydroxydes et d'oxydes ferriques en encroûtement ou en remplissage de fissures.

• **Formations épicalastiques**

Tuffites (Tvs). Ce sont, soit des « tuffites grises » acides (T^1Vs), à paragenèse kéraatophyrique et quartz-kéraatophyrique, soit des « tuffites bleues » basiques (TVs), à paragenèse spilitique. La matrice y est très souvent calcaire et fossilifère.

Enfin, dans les Grès de Kermeur, se trouvent aussi quelques *volcanites basiques* (β) sous forme de rares coulées massives, aphyriques, à composition spilitique, intercalées dans les sédiments et localement à débit et « pillows » (feuille voisine Douarnenez).

Volcanisme silurien

Si la cartographie du secteur des Trois-Croix, situé à l'Est de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven, est correcte, des indices d'activité volcanique seraient reconnus dans le Silurien (Groupe des Trois Fontaines). Toutefois, la qualité des affleurements ne permet pas d'exclure l'existence d'un petit lambeau d'Ordovicien supérieur (Formation de Rosan) dans ce secteur.

Tuffites kérotophyriques (Tvs) schistosées, de teinte jaunâtre à grands clastes de quartz.

Volcanisme dévonien

Le volcanisme de cet âge est mal exprimé sur la feuille Châteaulin où il constitue quelques intercalations à l'Ouest de Briec dans le Grès de Landévennec et au Sud de Saint-Coulitz dans le Groupe de Troaon.

Brèches dévoniennes (br). Elles se trouvent au Sud de Saint-Coulitz, interstratifiées dans une formation de quartzites du Groupe de Troaon. Ce sont des brèches épiciastiques, remaniant des tufs hyaloclastiques et des tuffites basiques schistosées.

Coulées dévoniennes (β). Elles n'ont été observées que sur un seul affleurement situé à l'ouest de Briec, dans des niveaux attribués aux Grès de Landévennec. Leur paragenèse est spilitique.

Tuffites dévoniennes (Tvs). Dans l'Unité de Briec, à l'Ouest et au Nord-Ouest de cette localité, affleurent quelques passées tuffitiques interstratifiées dans les formations détritiques (schistes et grès ; Grès de Landévennec). Ce sont des tuffites basiques aphyriques gris-vert sombre.

Tufs acides dévoniens (T^1). Associés aux Grès de Landévennec, au Nord-Ouest de Briec, ces tufs schistosés, jaunâtres, présentent de grands clastes de quartz.

Volcanisme carbonifère

Extrêmement diversifié et abondant au Nord ou au Sud du bassin de Châteaulin (feuilles voisines de Huelgoat, Carhaix, Gourin,...), ce volcanisme strunien, tournaisien ou viséen est totalement absent à l'affleurement dans la partie ouest du bassin (feuille Châteaulin), probablement recouvert et occulté par la Formation de Pont-de-Buis.

Formations métamorphiques varisques

Les formations sédimentaires et volcaniques briovériennes et paléozoïques, ainsi que les granitoïdes précoces (granodiorites et trondhjémite), sont affectées par un métamorphisme régional croissant rapidement vers le Sud de la feuille, particulièrement à l'approche des massifs de leucogranites.

ζM. **Gneiss métatectiques à sillimanite (Protolite briovérien)**. Ce faciès apparaît au Sud de la feuille Châteaulin, à l'approche des massifs leucogranitiques ; il correspond à l'isograde sillimanite (+). L'aspect macroscopique de ces roches est tributaire des formations briovériennes originales et on peut ainsi distinguer deux subfaciès de gneiss anatectiques :

- un sous-faciès sombre au contact des leucogranites de Landudal et du Steir ;
- un sous-faciès clair au contact du granite de Locronan ou en enclave dans la granodiorite de Plogonnec.

Gneiss anatectique sombre (ou gneiss de Pont-Quéau). Il s'agit d'un gneiss métatectique sombre développé aux dépens de sédiments briovériens riches en ferromagnésiens et un peu feldspathiques (type wackes). Bien que généralement très compacte, cette roche révèle une texture planaire faiblement pentée et portant une linéation d'allongement subhorizontal parallèle à celle de l'Unité de Briec (N60°). Cette texture est constituée par le mélanosome (65 %) et le leucosome (35 %) alternant selon de fines lentilles nébuleuses mal délimitées et allongées. Il s'agit d'une texture de type « schlieren ». Perpendiculairement à l'allongement de la texture, ces roches ont une allure également nébuleuse mais tachetée. Des taches mal délimitées de mélanosome apparaissent dans un fond de leucosome fin. Il s'agit d'une texture de type « flecky gneiss ».

En lame mince, le mélanosome, de couleur gris-noir, est constitué principalement par de la biotite, de la sillimanite et, en plus faible proportion, par du quartz et des feldspaths. Il est entouré par un leucosome quartzofeldspathique très fin.

La sillimanite est toujours présente sous forme de fibrolite développée sur la biotite et parfois sous sa forme prismatique. La tourmaline, seulement visible en lame mince, apparaît en minéraux hexagonaux automorphes.

De plus, on observe des porphyroblastes (1 mm) de muscovite indépendants du mélanosome et du leucosome. Il s'agit de fantômes et reliques de porphyroblastes d'andalousite et/ou de staurotide, transformés en muscovite et témoins d'un chemin métamorphique prograde.

Gneiss anatectiques clairs. Ces gneiss, de couleur gris clair, montrent fréquemment des lits amphiboliques (métabasites) qui plaident pour leur

origine briovérienne. Localement (près du Juch), des niveaux à grenats ont été observés. Ils présentent un métamorphisme comparable à celui des gneiss de Pont-Quéau, mais ils correspondent à un faciès plus clair gris-jaune, quarzo-pélitique, riche en tourmaline. Ils montrent encore leur litage sédimentaire et une plus forte texture planaire.

Ces métatexites claires sont associées à des jus granitoïdes plus évolués, aplitiques et pegmatitiques à tourmaline et parfois tourmalinite (près du Juch).

ξB. Micaschistes de Landudal (Protolite briovérien). Ces faciès métamorphiques se développent au Sud de l'Unité de Briec aux dépens des formations sédimentaires du Briovérien. Ils sont l'équivalent des micaschistes de Langolen, identifiés sur la feuille voisine Gourin. Il s'agit de micaschistes à débit planaire très marqué, souvent de couleur sombre (abondantes biotites de petite taille) et montrant des alternances quartzo-micacées. Quelques faciès plus clairs à grandes muscovites sont observables près de Landudal. Les porphyroblastes de staurotide sont fréquentes.

Les lames minces révèlent une forte déformation cisailante comme dans l'ensemble des terrains de l'Unité de Briec.

ξD. Micaschistes du Ry (Protolite briovérien). Ils affleurent dans l'extrême Sud de la Baie de Douarnenez, dans les falaises de Lonévry et de l'anse du Ry, ainsi que dans l'environnement immédiat de la trondhjémite de Douarnenez et du granite de Locronan dont ils représentent l'encaissant. L'alternance, centimétrique à décimétrique, de niveaux micacés et quartziteux révèle une organisation originelle en strates de matériel sédimentaire et conduit à interpréter ces roches comme l'équivalent métamorphique des sédiments briovériens peu transformés qui affleurent plus au Nord. Les niveaux initialement argileux ont enregistré le développement d'une foliation à biotite et muscovite, parallèle au litage, et que soulignent également d'abondantes veines ou lentilles de quartz de ségrégation, qui traduisent l'importance de la remobilisation métamorphique. Dans la périphérie du granite de Locronan ces micaschistes prennent parfois un aspect grumeleux associé au développement, par niveaux, de staurotides plurimillimétriques à centimétriques.

La même formation affleure au Sud du granite de Locronan et au Nord de l'Unité de Briec. Le faciès le plus fréquent est représenté par des micaschistes sombres à biotite abondante et staurotide, souvent à aspect grumeleux, du fait des porphyroblastes de métamorphisme. On observe plus rarement (région de Saint-Albin) des faciès clairs plus riches en quartz et muscovite.

Les micaschistes de l'anse du Ry admettent quelques intercalations de roches vertes (amphibolites, δ) particulièrement bien exposées en falaise et sur l'estran à l'Ouest du ruisseau du Ry. L'entité la plus importante est puissante d'une dizaine de mètres. Le fond de la roche, vert sombre, consiste en une trame orientée de plagioclases, amphiboles du type actinote et rares épidotes. Des fuseaux clairs, millimétriques à centimétriques, de nature essentiellement plagioclasiq (albite ?), communiquent à la roche un aspect flammé. Leur étirement dans une direction proche de l'horizontale matérialise la texture linéoplaire caractéristique des tectonites de ce secteur. Les filons basiques connus vers le Nord, dans le Briovérien peu métamorphique, pourraient représenter le protolite de ces amphibolites.

De nombreux filons basiques à paragenèse d'amphibole actinote sont observables également au Sud de Briec. Ils forment de grands corps allongés parallèlement à la schistosité à biotite de l'encaissant briovérien. Ils prolongent vers l'Ouest un essaim filonien bien développé sur la feuille Gourin et qui jalonne, dans le Briovérien, le contact avec les terrains paléozoïques de l'Unité de Briec et des Montagnes noires.

Mξ. Migmatites (Protolite briovérien et paléozoïque antécarbonifère). Ces migmatites paradérivées très évoluées (diatexites) sont surtout connues dans la région de Guengat, sur la feuille voisine Quimper. Sur Châteaulin, elles affleurent sous forme de grosses enclaves dans le granité de Pouldergat, entre les fermes de Lézarlé et Kerizoré.

Ce sont des micaschistes et des gneiss granitoïdes constitués de deux phases principales :

- une phase granitoïde peu foliée à biotites en nids ;
- une phase migmatitique à lits granitoïdes (leucosome) et gneiss à sillimanite (mélanosome) plissés.

Mχ. Métaquartzites à muscovite (Protolite paléozoïque antécarbonifère). Ces faciès gneissiques mésozonaux à catazonaux de couleur très claire ont été différenciés cartographiquement afin de montrer la continuité vers l'Ouest de la structure de Briec jusque dans les enclaves du leucogranite de Pouldergat.

Il s'agit en majorité de roches siliceuses issues de quartzites, soit du Grès armoricain, soit des Schistes quartzites de Plougastel. Dans les zones les moins métamorphiques, les quartzites prennent une allure finement granulée, associée au développement de muscovite et de rares biotites. Dans les zones les plus métamorphiques (à l'Ouest du Croëzou), la sillimanite apparaît parfois et la roche prend une allure d'épongé dont les alvéoles seraient comblées par des jus quartzo-feldspathiques. Cette granitisation progressive

permet parfois l'apparition d'aplites à tourmaline en relation avec la fusion de ces niveaux siliceux.

Des faciès dérivés à grenat et sillimanite sont connus en enclaves dans le leucogranite de Pouldergat, à l'Ouest du Juch. Ils témoignent du prolongement occidental de l'Unité de Briec, décroché en dextre par les failles du Ry et du fossé du Juch.

Formations plutoniques

Les formations plutoniques n'affleurent que sur la bordure méridionale de la carte Châteaulin.

Plusieurs massifs, à composition de granitoïde, jalonnent cette bordure et s'étendent de part et d'autre de la limite avec la carte voisine Quimper. D'Ouest en Est, ce sont les massifs de Pouldergat, de Locronan, du Steir et de Landudal qui font partie des leucogranites associés au cisaillement sud-armoricain, et au centre sud de la carte, le massif granodiorite de Plogonnec. Bien que de compositions assez semblables, hormis le dernier cité, ils présentent des faciès différents, identifiables sur le terrain.

Mγ⁵. Métatrondhjémite de Douarnenez. Outre les massifs précédents, affleure sur la carte Châteaulin, autour de Douarnenez, l'extrémité orientale de la métatrondhjémite de Douarnenez qui forme une bande d'une trentaine de kilomètres sur la feuille voisine (Douarnenez ; Barrière et *al*, 1975). C'est une roche claire, à grain moyen, présentant une orientation (foliation) plus ou moins marquée, mais constante. Elle est constituée d'un assemblage de quartz et de plagioclase dominants ; s'y ajoutent la biotite omniprésente mais peu abondante et le feldspath potassique très subordonné. Elle a une composition de quartzdiorite leucocrate (trondhjémite), à forte teneur en silice, pauvre en K₂O et riche en Na₂O ; sa teneur élevée en CaO rend compte de la relative basicité du plagioclase (andésine).

Le massif contient des enclaves ou des amas diffus à composition quartz dioritique (tonalite à biotite ± amphibole) ou granodioritique, roches qui pourraient être du même type que la granodiorite de Plogonnec (ci-dessous). Il est bordé par une bande de leucogranite qui est regroupé sur la carte avec celui qui borde le massif de granodiorite de Plogonnec.

La métatrondhjémite de Douarnenez a été datée par la méthode Rb/Sr sur roche totale à 472 ± 24 Ma (Barrière et *al*, 1971) ; elle appartient au cortège d'orthoigneiss d'âge ordovicien, identifié dans cette partie de la chaîne varisque (Jégouzo et *al*, 1986).

$M\gamma^4$. **Métagranodiorite de Plogonnec.** Le massif de Plogonnec est situé dans le centre sud de la feuille, au Sud du massif de Locronan. Il est fait d'une roche granitoïde sombre, souvent altérée et affleurant dans de mauvaises conditions. À grain moyen, localement à grain fin, relativement homogène, elle présente une orientation (foliation) plus ou moins accentuée, marquée par la biotite.

Elle est constituée d'un assemblage à texture grenue de quartz, à tendance globuleuse, de grands cristaux zonés de plagioclase subautomorphe (oligoclase) et de feldspath potassique intergranulaire ; la biotite est abondante, en paillettes, regroupées en amas diffus, ou alignées selon de minces rubans ; la muscovite primaire est absente ; le zircon est un minéral accessoire omniprésent.

Les données chimiques mettent en évidence le caractère méta-alumineux à faiblement peralumineux de ces roches ($0,95 < A/CNK < 1,10$). Elles se différencient nettement des métatrondhjémites dans le diagramme K - Ca - Na (fig. 11) où elles se positionnent dans le champ des associations calco-alcalines. Cette affinité calco-alcaline se retrouve dans les métagranodiorites de Gougastel, situées plus au Sud, comparables à celles de Plogonnec (Béchenec et *al.*, 1999).

$M^L\gamma^{2AL}$. **Métaleucogranite de Lézoudoaré.** Ce faciès, bien que d'aspect peu déformé, semble associé aux massifs de trondhjémite et de granodiorite précédents. Il forme surtout d'étroites bandes, plus ou moins continues, à la bordure de ces massifs, au contact de leur encaissant paradérivé. Il peut aussi former des petits stocks au sein même de la granodiorite (Quivit, Rubihan, Bascam).

Sur la feuille Châteaulin, les principaux affleurements de ce leucogranite se trouvent ainsi en bordure sud-est du massif de Plogonnec.

C'est une roche claire, à grain fin, voire aplitique, à deux micas, feldspath potassique et plagioclase acide (albite) ; la muscovite se présente en lamelles marquant une foliation discrète ; la biotite est très rare ou absente ; la tourmaline est un minéral accessoire fréquent.

Les relations de ce leucogranite avec les trondhjémites ou les granodiorites ne sont pas bien établies : passages progressifs ou contacts tranchés sont tous deux décrits (Barrière et *al.*, 1975). Sur la feuille Châteaulin, ces relations n'ont pas été observées.

γ^L^{3AL} . **Leucogranite de Locronan.** Il forme un massif, en forme de lobe, de 12 x 3 km environ, orienté WSW-ENE, intrusif dans les formations briovériennes de la baie de Douarnenez. Sur son flanc sud, il est au contact avec

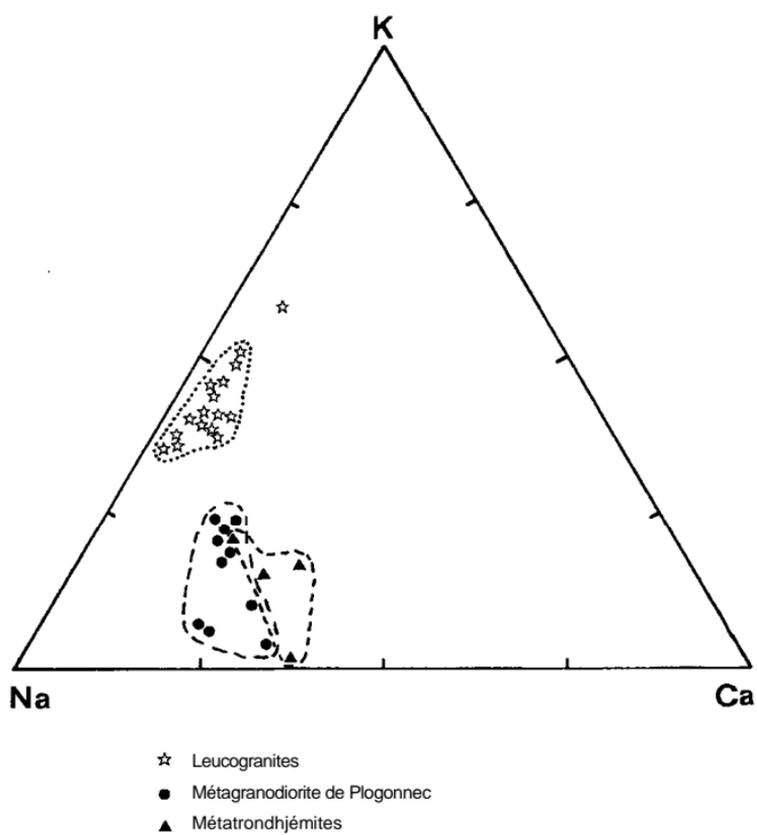


Fig. 11 - Place des granitoïdes du Sud de la feuille Châteaulin dans le diagramme K-Ca-Na

le massif granodioritique de Plogonnec. Au Sud de ce dernier, il affleure selon une bande allongée W-E, de part et d'autre de la limite entre les feuilles Châteaulin et Quimper où il est nommé leucogranite de Kerfelgant (Béchenec et *al.*, 1999).

C'est une roche homogène, peu ou pas orientée, à grain moyen, de teinte gris clair à jaune-beige, quand elle est altérée. Elle présente une texture grenue et une paragenèse granitique à quartz, deux feldspaths et deux micas. Le quartz est à tendance globuleuse. Le feldspath potassique perthitique, est xénomorphe, parfois en phénocristaux sub-automorphes ; le plagioclase (oligoclase) est en petits cristaux maclés, prismatiques. La muscovite en grandes lames (quelques mm) et la biotite en paillettes dispersées sont en proportions équivalentes. Le grain a tendance à s'affiner de l'Est vers l'Ouest.

Localement, des faciès aplitiques peuvent être observés en bordure du massif, ainsi que des faciès à tourmaline (camping de Locronan).

Les analyses chimiques (annexe 4) mettent en évidence le caractère fortement peralumineux de ce leucogranite ($1,17 < A/CNK < 1,26$) et nettement potassique ($1,24 < K_2O/Na_2O < 1,37$). Il appartient aux associations aluminopotassiques ; de manière plus précise, la composition des biotites l'apparente au «type Guéret» de ces associations (Nachit et *al.*, 1985 ; Béchenec et *al.*, 1999).

γP^{2AL} . **Granite de Pouldergat.** Ce massif est défini sur la carte Quimper (Béchenec et *al.*, 1999). Il s'étend dans le coin sud-ouest de la carte Châteaulin, où il est limité à l'Est par le fossé du Juch.

Ce granite présente un faciès assez proche de celui de Locronan avec lequel il est confondu sur les feuilles voisines Douarnenez et Pont-Croix. Il s'en différencie par une orientation tectonique plus accentuée, par l'abondance des enclaves métamorphiques, par une texture souvent hétérogène et un grain en moyenne plus grossier et enfin par la présence fréquente de sillimanite associée aux deux micas (Béchenec et *al.*, 1999).

C'est une roche claire, souvent altérée et de teinte beige, à grain moyen à grossier. Sa texture grenue est affectée par une foliation dont l'intensité augmente du Nord vers le Sud. Sa paragenèse est assez proche de celle du leucogranite de Locronan : quartz globuleux (à extinction roulante), feldspath potassique perthitique et plagioclase oligoclase, xénomorphes ou en petits cristaux prismatiques, en proportions équivalentes. Aux deux micas, biotite et muscovite, qui soulignent la foliation, s'ajoute souvent la sillimanite, particulièrement dans la partie sud du massif.

Ce granité est fortement peralumineux et fortement potassique ($A/CNK = 1,29$; $K_2O = 5,23$ % ; Béchenec et *al*, 1999). Il appartient comme celui de Locronan au « type Guéret » des associations aluminopotassiques.

Remarque : Bien que les deux massifs de Locronan et de Pouldergat soient séparés sur la carte Châteaulin, comme sur celle de Quimper, la question reste de savoir si cette distinction n'est pas que structurale et si ces deux massifs ne dérivent pas d'un même magma source. L'un (Pouldergat) étant plus enraciné dans le cisaillement sud-armoricain (encaissant métamorphique, enclaves de migmatites ; la mise en place de l'autre (Locronan) se faisant à un niveau plus élevé dans la croûte (forme en lobe, auréole de contact). Quoiqu'il en soit, ces deux massifs, dont l'âge n'est pas connu, sont associés au cisaillement armoricain et font partie des granites varisques datés autour de 320 Ma.

γS^{3AL} . **Granité du Steir**. En bordure méridionale de la carte Châteaulin, affleure le massif du Steir, défini dans la notice de la carte Quimper (Béchenec et *al*, 1999) à laquelle est empruntée cette description. Ce massif forme un lobe de 10 x 3 km environ orienté SSW-ENE, intrusif dans les formations briovériennes du Sud des Montagnes noires. Juste au Sud de la carte, il est traversé, dans sa partie ouest, par un faisceau de failles, orienté N150°E, qui encaisse un petit fossé stéphanien (feuille Quimper).

Le granite du Steir est une roche claire, souvent altérée, de teinte beige, à grain grossier caractérisé par des petits phénocristaux feldspathiques (< 1 cm). Sa texture est grenue, souvent orientée ; sa paragenèse est granitique, à quartz, deux feldspaths et deux micas. Le quartz est à tendance globuleuse. Le feldspath potassique perthitique est xénomorphe, parfois en phénocristaux sub-automorphes. Le plagioclase (oligoclase) est en petites plages xénomorphes ou sub-automorphes. La muscovite est plus abondante que la biotite. La sillimanite est exceptionnelle.

Les analyses chimiques (annexe 5) mettent en évidence le caractère fortement peralumineux de ce granite ($1,17 < A/CNK < 1,25^*$) et fortement potassique ($1,41 < K_2O/Na_2O < 1,67$). Il appartient aux associations aluminopotassiques ; de manière plus précise, la composition des biotites l'apparente au « type Guéret » de ces associations (Nachit et *al*, 1985 ; Béchenec et *al*, 1999).

$^L\gamma^{2AL}$. **Leucogranite de Landudal**. Ce massif, elliptique (7 x 3 km) se situe de part et d'autre de la limite entre les cartes Gourin et Châteaulin. Il est intrusif dans les formations briovériennes du Sud des Montagnes noires. Un petit massif annexe se situe en limite méridionale de la carte, autour de Quiriou.

* Une des analyses (R1354) sortant nettement de cette fourchette moyenne, n'a pas été prise en compte.

C'est une roche de teinte claire, à grain moyen, riche en mica blanc. Elle présente une texture grenue, localement orientée, et une paragenèse granitique à quartz, deux feldspaths et deux micas. Le quartz est globuleux. Le feldspath potassique perthitique est xénomorphe intergranulaire. Le plagioclase oligoclase est en petits cristaux maclés, prismatiques. La muscovite, en lamelles millimétriques, est nettement plus abondante que la biotite en paillettes dispersées.

Localement au cœur du massif, peuvent être observés des faciès à grain fin (Le Gall et Garreau, 1988 ; Le Gall et *al*, 1992).

Les analyses chimiques (annexe 4) mettent en évidence le caractère fortement peralumineux de ce leucogranite ($A/CNK = 1,18$ et $1,25$) et fortement potassique ($K_2O/Na_2O = 1,38$ et $1,41$).

Il appartient aux associations alumino-potassiques. La valeur élevée du rapport alumine/fer + magnésium suggère qu'il s'apparente au «type Limousin» de ces associations, ce résultat étant confirmé par le comportement des terres rares (Béchenec et *al*, 1999)

Formations filoniennes

Ce sont les filons de lamprophyres d'âge probablement varisque tardif (carbonifère ?), le cortège filonien de microgranites et aplites granitiques, associé au granite de Locronan et les dolérites liasiques intrusives dans la « faille de Kerforne ».

Cortège filonien associé au volcanisme briovérien

Mβ. **Métadolérites spilitisées.** à structures souvent conservées, subophitiques ou intersertales et rares reliques de paragenèse primaire sous forme de pyroxène augite ouralitisé. La paragenèse spilitique (albite-épidote-chlorite) secondaire est acquise dans le cadre d'un métamorphisme épizonal synschisteux. Quelques gisements : anse de Ty Marc (Sud de Talagrip), carrières de Kerharo (entre Plomodiern et Ploeven), de Kerlaziou (Est de Ploeven) et de Coscasque (Ouest de Cast) ;

δ. **Amphibolites.** Au Sud de Briec, près du contact avec le Paléozoïque inférieur de l'Unité de Briec, les métasédiments briovériens comportent de nombreuses intercalations d'amphibolites dont certaines présentent une rétomorphose à actinote et chlorite, d'épaisseur variable (Giot, 1945b). Comme sur la feuille voisine Gourin (Le Gall et *al*, 1992), ces roches vertes peuvent représenter l'équivalent métamorphique du chevelu filonien associé au volcanisme briovérien.

Cortège filonien associé au volcanisme ordovicien

$M\beta s$; π^{1-2} . **Complexe basique doléritique.** Ces filons ou sills affleurent, en particulier, dans la région de Dinéault, aussi bien dans la Formation de Postolonnec que dans celles de Kermeur, de Rosan et même de Kerguilé. Ils sont toutefois beaucoup plus abondants dans les formations de l'Ordovicien supérieur. Ce sont des *métadolérites spilitisées* ($M\beta s$) : microgabbros à texture intersertale ou dolérites subophitiques schistosées. Ces roches sont associées à des *métacumulats pyroxéniques* (π^{1-2}).

Ce complexe de filons et de sills est considéré (Rolet et *al*, 1984) comme un ensemble de lentilles tectoniques dispersées dans des formations allant de l'Ordovicien au Silurien bien qu'ayant probablement un âge ordovicien supérieur.

Cortège filonien d'âge probablement varisque

v ; v^2 . **Lamprophyres indifférenciés ; kersantites à biotite.** Sur la carte Châteaulin, ces filons sont rares. Ils affleurent au sein des formations briovériennes et celles du Paléozoïque inférieur. Ils sont souvent très altérés, ne sont identifiables qu'à l'abondance des phyllites (micas ou amphiboles) et ne sont pas différenciés (1). Les roches fraîches sont très rares (Pointe de Talagrip) : ce sont des roches microgrenues mésocrates à phénocristaux d'olivine déstructurée et hydrolysée et mésostase de biotite, plagioclase basique damouritisé, chlorite, calcite et apatite. Elles font partie des kersantites sombres alumineuses de la rade de Brest (1).

$\alpha\gamma$. **Aplites granitiques.** Quelques filons, dont celui situé au Nord de l'anse du Ry, se trouvent au sein des formations briovériennes autour du granite de Locronan. Ce sont des roches grenues à grain très fin, à composition leu-cognitique : quartz, albite, muscovite et souvent grenat.

$\mu\gamma$. **Microgranites.** Ces filons sont assez nombreux dans les formations briovériennes encaissant le granite de Locronan (Sud de la plage de Kerléol). Ce sont des roches microgrenues claires, porphyriques à phénocristaux de quartz surtout et de plagioclase albitisé. Leur mésostase est aphanitique, à muscovite et biotite rare chloritisée.

Cortège filonien liasique de la faille Kerforne

$d\beta$. **Dolérites tholéitiques.** Un filon doléritique subvertical, orienté NW-SE, segmenté, parfois dédoublé et puissant de quelques mètres, traverse, au Sud de Douarnenez, les terrains du socle varisque. Il appartient à un faisceau filonien, injectant des fentes en échelons senestres, connu depuis l'Iroise, au Nord-Ouest, jusqu'à Quimper, au Sud-Est. C'est une roche sombre à grain fin, à texture doléritique, constituée d'un assemblage de plagioclase (labrador), de pyroxène (augite) et d'ilménite. Datée à 205 Ma environ

(Bellon et *al*, 1985), à affinité tholéiitique anarogénique, ce magmatisme manifeste les distensions liasiques, prémices de l'ouverture de l'Atlantique.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES CÉNOZOÏQUES

Tertiaire

SH/e. Sables et argiles grises à niveaux silicifiés (Éocène) sous recouvrement de SH (25-60 m). Cette formation, localisée dans la dépression du Juch (petit graben de 500 m par 1 500 m encadré de failles liées à des rejeux de l'accident Kerforne), n'affleure pas véritablement. Elle est connue soit par sondages (sables, graviers, argiles grises à nodules siliceux), soit en surface sous forme de gros blocs de grès lustrés et de poudingues silicifiés, englobés dans des formations quaternaires périglaciaires et alluviales (Monnier, 1975).

Deux sondages profonds entrepris de part et d'autre de la vallée, à Lanalen et au moulin de Kervouster en 1997, lors du lever de la feuille à 1/50 000 Quimper, ont permis de reconnaître les dépôts remblayant le graben. Le premier, implanté à la cote 25 m au milieu de la dépression, 150 m au Sud de la limite méridionale de la feuille, a atteint après deux mètres des formations argileuses et a traversé plusieurs niveaux de sable et de graviers intercalés dans des argiles grises. Entre 35 et 40 m de profondeur, des niveaux organiques avec des bois fossiles ont été rencontrés, puis le sondage a été poursuivi jusqu'à 55 m dans un matériel argileux gris verdâtre, parfois sableux avec quelques concrétions pyriteuses. L'analyse minéralogique de l'argile rencontrée en surface montre qu'il s'agit exclusivement de kaolinite.

Le second sondage de reconnaissance installé vers 30 m d'altitude, au pied du versant oriental entre le moulin et la ferme de Kervouster, a montré, sous les sédiments pléistocènes à partir de 4,5 m de profondeur, la présence de sables marins blancs et beiges, puis des graviers. Ensuite, entre 9 et 25 m, des argiles grises avec des nodules siliceux s'apparentant au faciès de certains cailloux de grès lustrés remaniés dans les formations quaternaires ont été rencontrés. Les derniers mètres du forage correspondent à des sables grossiers arénacés reposant à partir de 28 m sur des arènes granitiques.

Les grès lustrés et poudingues silicifiés sont rares sur la feuille Châteaulin. Les meilleurs affleurements sont localisés 500 m plus au Sud, sur la feuille voisine, près du moulin de Kervouster. Ces formations correspondent à des silicifications massives développées au sein de sables et d'argiles, préférentiellement sur la bordure du bassin. Les faciès observés sont variés et correspondent à la silicification de sédiments fins, de sables, et de dépôts hétérométriques englobant des graviers et des galets parfois bien émoussés. On

remarque, dans certains blocs, des veines fibreuses blanchâtres correspondant à des vides laissés par des racines et comblés ensuite par une silice extrêmement fine (opale et calcédoine). Les faciès les plus silicifiés fournissent des éclats d'aspect silexoïde, parfois translucides, avec des teintes variables (blanc, jaune, brun, rose violacé). Quelques blocs présentent aussi des fractures recristallisées, de nombreuses microgéodes et des amas ferrugineux. Ces grès-quartzites lustrés et, pour une moindre part, les faciès bréchoïdes (Monnier, 1980), ont servi de matière première pour la confection d'un outillage paléolithique recueilli au siècle dernier dans la vallée du Névet par Halna du Fretay (1887).

En l'absence de macrofossiles et d'étude palynologique des niveaux organiques interstratifiés dans les argiles, l'attribution à l'Eocène des dépôts du Juch repose uniquement sur des analogies de faciès avec la formation de Toulven au Sud de Quimper. Les argiles du Juch sont de même nature que celles qui ont été autrefois exploitées pour la céramique dans le bassin de Toulven. La présence de spores et de pollens dans des niveaux organiques avaient alors permis à S. Durand (1959) d'attribuer ces dépôts à la fin de l'Eocène ou à la base de l'Oligocène inférieur.

Les grès lustrés de Kervouster sont comparables à ceux de la chapelle Saint-Tudy, entre Quimper et la baie de La Forêt qui ont livré une flore éocène. Les bois et graines silicifiés, étudiés par H. Du Laurent de la Barre (1912), J. Kowalsky (1922) et E. Reid (1927), témoignent d'un climat tropical ; un âge lutétien ou bartonien a alors été proposé. On y a vu également l'équivalent des Grès à *Sabalites andegavensis* largement répandus dans la partie orientale du Massif armoricain (Picquenard, 1922).

m-p. **Galets et graviers littoraux (Néogène ?)** (2 m au maximum). La crête appalachienne du Ménez Hom porte des galets bien roulés, souvent isolés dans les formations de versant périglaciaires. Ils sont constitués généralement par les grès locaux ou par du quartz filonien. Localement, ils sont plus nombreux et peuvent alors provenir de conglomérats ferrugineux. La matrice du poudingue affleurant entre 200 et 215 m d'altitude à l'Ouest du Run Bras, près de Sainte-Marie du Ménez Hom, permet d'observer de nombreux grains émoussés luisants qui n'ont pu être fournis par la décomposition du Grès armoricain. Par ailleurs, l'émoussé des galets correspond à un façonnement marin, et ce dépôt appartient manifestement à un cordon s'appuyant à un relief qui devait être, à l'origine, une falaise. L'affleurement du Ménez Quelc'h, au Sud de Châteaulin, se trouve dans la même position, mais les galets ne sont pas cimentés et le dépôt a été protégé par l'éboulement de la paroi qui le surmontait. D'autres placages de galets coiffent une plate-forme se tenant entre 180 et 210 m d'altitude, dénommée par R. Musset (1928) « surface de Sainte-Marie ».

À un niveau à peine inférieur, entre 160 et 170 m, des galets de quartz de petit calibre, avec des graviers très bien roulés, ont été également notés dans l'ensellement de la crête de Saint-Gildas entre Ty Vougeret et Douarnenez. Au Sud de la Montagne de Locronan, des galets de quartz reposent sur les arènes granitiques entre 160 et 170 m d'altitude. Ils forment, autour de Keryouen, un placage peu épais avec parfois des injections d'origine périglaciaire dans les isaltérites.

La roche des anciens platiers, n'a pas subi une altération importante, et celle-ci ne peut être que postérieure à la transgression correspondante. Les galets façonnés dans les roches intrusives ont disparu, par contre les grès ont bien résisté, en particulier ceux du Ménez Quel'ch, et les quartz filoniens sont d'une fraîcheur étonnante. L'état de conservation des dépôts et des platiers fossiles ne permettent pas de leur attribuer un âge plus ancien que le Néogène.

Quaternaire

Dépôts de versant

SH. « Heads » limoneux à blocs (Pléistocène). Une masse énorme de produits de gélivation s'est accumulée au pied des versants et a colmaté le fond des vallons durant les périodes froides du Pléistocène. Ces formations peuvent localement dépasser 10 m d'épaisseur. Sur le littoral, elles fossilisent la falaise morte et les plages anciennes. Dans l'anse de Pors ar Vag, plusieurs générations de coulées de gélifluxion peuvent être observées, avec des successions de ravinements et de surfaces d'érosion tronquant les dépôts antérieurs. Ces « heads » limoneux à blocs appartiennent pour la plupart au Weichsélien. Dans certains cas, comme à Ty an Quer, leur base pourrait être plus ancienne, mais en l'absence de sols interglaciaires interstratifiés, on ne peut les séparer.

La granulométrie et la puissance des coulées dépendent de la topographie et de la nature du substrat. Les grès de la crête du Ménez Hom sont sensibles à la gélifraction et ont libéré beaucoup de matériel (Guilcher, 1950). Les schistes et quartzites donnent parfois des dépôts grossièrement stratifiés emballant souvent des blocs énormes. Il en est de même pour les schistes du Porzay où les gros blocs de quartz parsemant les grèves marquent l'ancienne extension des coulées au pied des falaises mortes après leur dégagement par l'érosion marine (anses d'Ar Véchen et de Kervijen). Les arènes granitiques au Sud de la feuille ont flué sur les versants et emballent fréquemment des blocs anguleux, ou des boules, libérés par des pointements de roches plus résistantes.

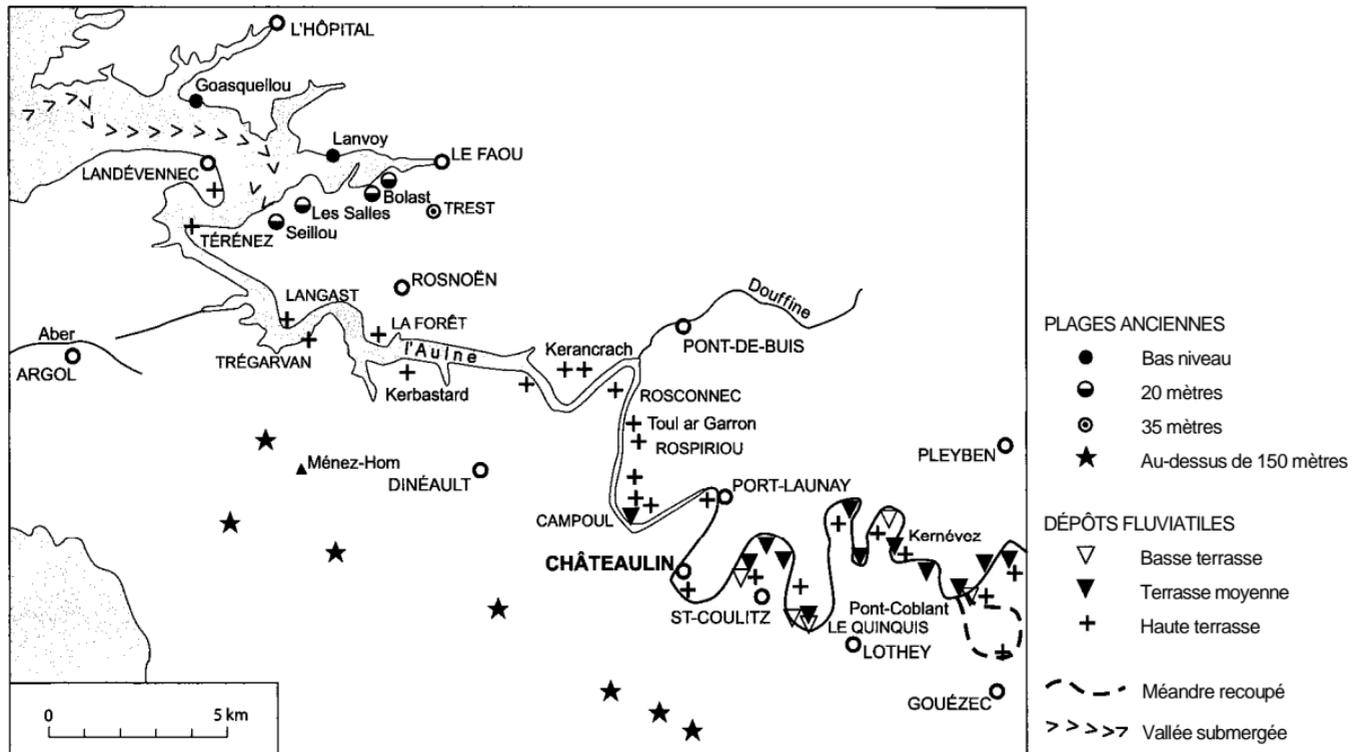


Fig. 12 - Localisation des formations marines et fluviales dans la basse vallée de l'Aulne

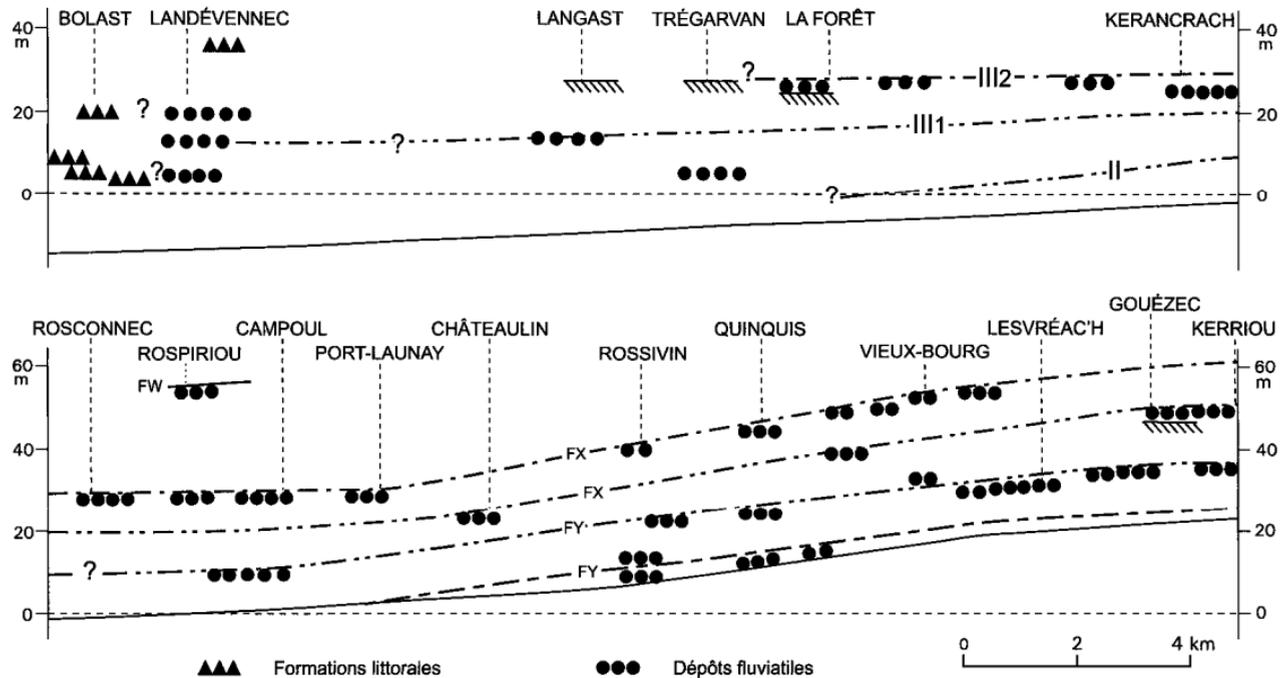


Fig. 13 - La basse vallée de l'Aulne : profils longitudinaux dans l'estuaire (de Bolast à Kerancrach) et dans le secteur des méandres (de Rosconnec à Gouézec)

La matrice de ces formations est plus ou moins limoneuse, en particulier dans les niveaux supérieurs qui ont bénéficié d'apports éoliens fins provenant de la plate-forme littorale abandonnée par la mer lors du maximum de la régression du Weichsélien. Ces limons ont ruisselé sur les versants et se sont épaissis dans les vallons et au fond des cuvettes appalachiennes de l'Unité de Briec. Le manteau limoneux a dû être autrefois plus important, mais a presque totalement disparu après le Néolithique, à la suite des défrichements opérés par les pasteurs et les agriculteurs.

Dépôts fluviaux et lacustres

Fw. Alluvions anciennes : très hautes terrasses (Pléistocène). Au Nord de la chapelle Saint-Sébastien, vers Rospirou, un placage de galets peu épais se tient entre 45 et 55 m d'altitude au-dessus des roselières de l'estuaire de l'Aulne (fig.12 et 13). Le matériel peu émoussé comporte des grès, des schistes gréseux, des quartzites et des quartz avec des éléments ne dépassant pas 10 cm généralement. Quelques blocs, cependant, dépassent 0,5 m, et ces dépôts présentent les caractéristiques d'une terrasse climatique froide. Cette nappe alluviale s'est constituée lorsque les méandres de l'Aulne commençaient à peine à s'encaisser dans la partie aval du bassin versant. Cette formation n'a pas été observée ailleurs sur cette carte, mais sur la feuille Gourin, à l'Est, les dépôts de l'ancien méandre de Landeleau pourraient s'y raccorder (Hallégouët *et al*, 1977).

Fx. Alluvions anciennes : hautes terrasses (Pléistocène). Des galets garnissent souvent les versants des rives convexes des méandres de l'Aulne. Les plus élevés sont emballés dans une matrice argilo-sableuse très rubéfiée et la partie supérieure de cette nappe alluviale a subi une évolution pédologique importante pendant un long interglaciaire. Ces dépôts, culminant à 35 m au-dessus du fond de la vallée, sont bien exposés en bordure de la RN 165, dans le méandre du Quinquis. Un autre niveau non affecté par une pédogenèse rubéfiante et décalé d'une dizaine de mètres en altitude correspond à l'ancien cours de la rivière avant le recoupement du méandre abandonné de Gouézec.

Fy. Alluvions anciennes : terrasses moyennes et inférieures (Pléistocène). La terrasse moyenne de l'Aulne occupe la base des versants dans les méandres de Lesvréac'h, de Rossivi, du Quinquis, de Saint-Coulitz et de Campoul. Vers l'aval, contrairement aux hautes terrasses, elle conserve sa pente et plonge rapidement sous les formations estuariennes flandriennes. Cette nappe alluviale admet de nombreux blocs glaciels parfois volumineux, que les agriculteurs doivent extraire pour labourer. Les blocs de quartz peuvent dépasser $1/2 \text{ m}^3$ et l'on a dégagé parfois de grandes dalles émoussées de grès psammitique de plus de 2 m de longueur.

La nappe alluviale du Weichsélien, au fond de la vallée, s'élève de 1 à 5 m au-dessus de la plaine d'inondation actuelle. Les galets sont souvent masqués vers l'aval par des limons d'inondation, puis cette formation disparaît sous les dépôts estuariens holocènes. Elle se caractérise également par la présence de blocs démesurés entraînés par les radeaux de glace lors des débâcles printanières de la dernière période glaciaire.

Fz. Alluvions récentes et colluvions (Holocène). Les alluvions post-glaciaires correspondent à des sables fins et à des limons. Elles occupent les anciens lits de l'Aulne creusés au Tardiglaciaire dans la nappe weichsélienne, ainsi que le fond des vallées secondaires. Latéralement, elles se raccordent aux colluvions de bas de versant. Avec les défrichements effectués depuis l'Age du Bronze, les apports sont devenus abondants, et à l'époque moderne, les nouvelles techniques agricoles ont encore amplifié ce phénomène : comblement des étangs en amont des digues de moulin.

T. Tourbe (Holocène) (indication ponctuelle). Les fonds de vallée sont parfois occupés par des formations tourbeuses peu épaisses et d'extension réduite. Des tourbières se développent encore dans les dépressions humides logées dans le pli de Briec ainsi que dans les têtes de vallon, au pied de la crête du Ménez Hom.

Des tourbes se constituent également dans les marais littoraux, en arrière des cordons, s'étirant entre les falaises de la baie de Douarnenez. Du fait du recul progressif de ces derniers, elles forment de larges affleurements sur les estrans, jusqu'au niveau des basses mers : anse d'Ar Véchen, anse de Kervigen, Lieue de Grève. Ces dépôts comprennent des niveaux lacustres fins avec des lits de sables marins et éoliens interstratifiés.

Sur la plage de Kervijen, la tourbe forme un banc massif de 1,60 m de puissance reposant sur un sable gris d'origine marine dont l'épaisseur dépasse 1 m. En amont, derrière le cordon isolant le marais de la mer, les carottages effectués dans la roselière montrent une épaisseur de tourbe supérieure à 3,5 m (Margerie, 1992). L'évolution des flores locales a été enregistrée sur plus de 4 700 ans durant le Subboréal et le Subatlantique. À l'origine (4 260 ± 140 B.P.), quelques traces d'invasion marine apparaissent dans un marais peu profond. Pendant la phase suivante, (3 900 ± 70 B.P. et 3 460 ± 70 B.P.), l'aulnaie colonise la dépression, tandis que les herbacées aquatiques se développent dans les zones ouvertes plus humides. Ensuite (2 800 ± 80 B.P.) l'aulne régresse, et l'arrivée massive de chénopodiacées est symptomatique d'une invasion marine. Par la suite (1 930 ± 60 B.P.), la mer se retire, le niveau d'eau s'élève et la végétation au cœur du marais est alors essentiellement herbacée. Les niveaux supérieurs de la tourbe ont enregistré des événements plus récents, comme une nouvelle invasion marine (IV^e siècle après J.C.) suivie par une remontée importante du niveau de l'eau douce (900 ± 140 B.P.).

Dépôts marins

My. Plages anciennes (Pléistocène). Les rivages de la baie de Douarnenez sont jalonnés de dépôts littoraux antérieurs à la dernière transgression marine. Contrairement à ce que l'on observe plus à l'Ouest sur la feuille Douarnenez, les cordons fossiles à l'Est de la baie ne s'élèvent guère au-dessus du niveau des hautes mers. Les grès ferrugineux accrochés aux falaises, comme au Ry, correspondent en fait à d'anciennes dunes plaquées contre les versants. En contrebas, sur l'estran, la plage ancienne forme une vaste dalle de grès de 1 à 2 m d'épaisseur coiffant un poudingue ferrugineux reposant sur l'ancien platier. D'autres dépôts de ce type affleurent également au pied des falaises de la pointe de Tréfeuntec jusqu'au niveau des basses mers, et des gisements de faible extension, parfois surmontés de brèches périglaciaires cimentées par les oxydes de fer, occupent ponctuellement des encoches d'abrasion marine (Ty an Quer).

Ces formations se sont constituées pendant les périodes tempérées interglaciaires. Elles peuvent correspondre au maximum transgressif de l'Éemien, mais la présence d'industries du Paléolithique ancien, de paléosols et les datations par « Résonance Paramagnétique Électronique » ont montré, sur les feuilles voisines (Brest et Pont-Croix), que des dépôts intra-saaliens, holsteiniens ou plus anciens pouvaient être localement conservés (Monnier *et al.*, 1994).

MzG. Galets (Holocène). Des cordons de galets garnissent parfois la ligne de rivage au fond de la baie de Douarnenez. Les matériaux proviennent du remaniement par les vagues des « heads » périglaciaires. Les éléments grossiers restent sur place ou sont entraînés par la dérive littorale. Ils forment alors des levées gênant l'écoulement des eaux fluviales (Le Ry et Kervijen).

Mz. Sables de plage (Holocène). Au jusant, au fond de la baie de Douarnenez, la mer découvre de larges plages de sable fin. Leur grain moyen se situe autour de 0,17 mm et ils sont, en général, bien classés. Leur teneur en carbonates est faible, mais elle peut s'élever jusqu'à 32 % (Hinschberger, 1970) là où se développent les bancs de Donax, dont les coquilles s'intègrent peu à peu au sédiment. L'épaisseur du sable n'est pas très importante, et, périodiquement, lors de démaigrissements, on voit affleurer, sur les plages, les tourbes et les dépôts périglaciaires sous-jacents ainsi que des vestiges archéologiques.

MzV. Vases (Holocène). Dans l'estuaire de l'Aulne, la transgression flandrienne a ennoyé l'ancien lit fluvial, et des bancs vaseux se sont constitués de part et d'autre du chenal de marée. Ces formations comprennent une majorité d'éléments inférieurs à 0,05 mm. Dans la rive convexe des méandres, les dépôts sont occupés par des roselières parfois aménagées en prés salés dominant des slikkes de vase nue.

S4, S5. Sables fins (S5) et grossiers (S4) submergés (Holocène).

Les fonds de la partie orientale de la baie de Douarnenez sont occupés par des sablons (0,063 à 0,2 mm). Il s'agit de sédiments bien classés appartenant à un stock de sables minéraux venus du large et devant peu de chose aux apports locaux en l'absence de rivières importantes dans la baie (Hinschberger, 1970). Localement, au Nord-Ouest de la Pointe de Talagrip, des sables moyens (0,5 à 1 mm) sont également présents. A 10 m de profondeur, le taux de pélites est d'environ 3 %. Ce pourcentage augmente avec la stabilité du milieu lorsque les fonds s'abaissent, mais on n'atteint jamais, dans ce secteur, les valeurs que l'on trouve dans sa partie nord plus abritée.

Dépôts éoliens

Dz. Dunes (Holocène). Au fond de la baie de Douarnenez, les larges estrans sableux ont alimenté des dunes. En arrière de la Lieue de Grève, les sables éoliens constituent un cordon dunaire étroit gênant l'écoulement des eaux continentales. A Sainte-Anne-la-Palud, ils forment un massif escaladant la falaise morte et s'avancant d'un kilomètre vers l'intérieur des terres. Parfois, comme à Kervel, la dune est coupée de son aire d'alimentation par le recul de la ligne de rivage. Elle se trouve alors perchée au sommet d'une falaise taillée dans les formations périglaciaires et n'évolue plus.

Ces cordons dunaires occupaient le Porzay en avant du littoral actuel dès le Néolithique. Ils ont favorisé le développement de marais en avant de la falaise morte. L'analyse des dépôts tourbeux qui s'y sont accumulés permet indirectement de suivre le déplacement des rivages dunaires (Morzadec-Kerfourn, 1974). L'étude des sols et des restes archéologiques enfouis sous les sables éoliens montre également qu'il y a eu plusieurs phases de progression liées aux oscillations du niveau marin et à des périodes de dégradation climatique. En baie de Douarnenez, on constate ainsi une progression de sables à la fin de l'époque romaine, puis au Moyen-Âge, après le premier millénaire (abandon du site primitif de la chapelle de Sainte-Anne dans la palud) et enfin au XVII^e siècle. Ces évènements sont sans doute à l'origine de la légende de la ville d'Is qui aurait disparu sous les flots au début de l'occupation bretonne.

Altérites

Ce terme désigne des matériaux ameublés issus de l'altération des roches du substrat, sans qu'il y ait de transport notable des éléments issus de cette transformation. Sur cette carte, les structures de la roche mère sont, en général, conservées (isaltérites), et seule la partie sommitale des profils d'altération, sur les versants, peut être déplacée par fauchage. Ces formations témoignent de l'évolution continentale de la région sous les climats chauds du Tertiaire. Ce manteau d'altérite a été en grande partie déblayé par les grandes transgressions marines du Néogène, ainsi que par l'érosion flu-

viale et le décapage des versants en milieu périglaciaire pendant le Quaternaire. Les processus d'altération ralentis sous les climats froids, ont cependant été encore actifs pendant les longues périodes interglaciaires.

Les formations paléozoïques sont parfois profondément altérées, en particulier dans le pli se développant au Nord de Briec, entre le Karrec an Tan, le Ménez Roc'h Meur et le méandre de Saint-Coulitz. Les altérites peuvent être facilement observées dans les tranchées de la RN 164 sur plusieurs mètres d'épaisseur, en particulier dans la vallée affluente de l'Aulne au Nord du pont du Quinquis. La Formation des Grès de Landévennec est souvent réduite à l'état d'argiles et de sables parfois ferrugineux dans l'Unité de Briec à l'Ouest de Gouézec.

Localement, au Sud de la feuille, les granites sont également profondément arénisés, ainsi que les roches métamorphiques. Les carrières du massif de Locronan montrent une altération irrégulière et, localement, comme à l'Est de la plage du Ry, on observe une rubéfaction importante.

Dépôts anthropiques

X. Remblais modernes (Holocène). Des masses importantes de déchets entourent les anciennes exploitations de schiste ardoisier des Montagnes noires et du bassin de Châteaulin. Des centres d'extraction importants se trouvaient à Pont-Coblant ainsi qu'en aval de Châteaulin, jusqu'à l'écluse de Guily Glas. Ces centres miniers ont été abandonnés après l'arrêt de la navigation sur le canal de Nantes à Brest. Les déblais des carrières de grès du Henguer occupent également des surfaces importantes et remblaient le fond de la vallée du Moulin du Duc à proximité.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Les trois grandes unités sédimentaires du socle armoricain, Briovérien, Paléozoïque antécarbonifère et Carbonifère ainsi que les formations superficielles récentes, montrent une évolution des conditions de sédimentation liée aux aléas de la paléogéographie et de l'histoire tectonique de ce massif ancien.

Les conditions de dépôt du Briovérien, dans un contexte paléogéographique et tectono-sédimentaire différent de celui du Paléozoïque, sont mal connues, mais on peut voir dans cette formation monotone, vraisemblablement marine, peut-être profonde (Darboux, 1973) le produit d'une « érosion active » de reliefs proches, liés à la Chaîne cadomienne située plus au Nord, avec localement une sédimentation à caractère turbiditique (Le Corre *et al*, 1991).

Durant le Paléozoïque, l'histoire tectono-sédimentaire des domaines nord- et centre-armoricain se déroule en bordure d'un continent - le Gondwana - centré sur l'Afrique, mais situé, à l'époque, dans l'hémisphère sud. Et pendant environ 100 Ma, c'est-à-dire jusqu'à la fin du Dévonien, s'établit une sédimentation continue, marine, de plate-forme peu profonde et sans évidence de rivage dans le Massif armoricain (Guillocheau et Rolet, 1983).

Trois cycles sédimentaires peuvent être distingués :

— **1^{er} cycle.** Durant l'Ordovicien inférieur et moyen, après le dépôt d'une série rouge initiale, continentale ou deltaïque, le Grès armoricain marque une transgression généralisée sur une vaste surface pénéplanée anté-arénigienne. Cette formation correspond à des milieux très peu profonds et se caractérise par des litages obliques en mamelons liés à l'action des vagues de tempête.

Les dépôts argileux de la Formation de Postolonnec indiquent le maximum de la transgression et permettent l'installation d'une abondante faune benthique dominée par les bivalves, les brachiopodes, les trilobites et les ostracodes.

Le Caradoc est une période d'apport arénacé massif (Formation de Kermeur) témoin d'un épisode régressif.

La fin de l'Ordovicien est marquée, à l'échelle mondiale, par deux événements majeurs, l'un climatique, la glaciation fini-ordovicienne, l'autre tectonique, la phase taconique.

Si ces dépôts glacio-marins ne sont pas représentés sur la feuille Châteaulin (ils existent sur Brest, dans les faciès Crozon-Nord), par contre les événements tectoniques se traduisent par le développement d'un volcanisme anorogénique distensif au sein d'une formation carbonatée (Formation de Rosan) ;

— **2^e cycle.** Les faits marquants dans la succession silurienne sont la lacune probable du Llandovery (sur la feuille Châteaulin comme sur les feuilles voisines) et le développement de faciès noirs anoxiques très riches en matière organique et à faune entièrement pélagique ou hémipélagique : les ampélites à Graptolites.

Le retour à des conditions normales d'oxygénation pendant le dépôt de la partie supérieure du Groupe de Kerguillé et de la Formation de Plougastel permet à nouveau le développement des faunes benthiques ;

— **3^e cycle.** Les Grès de Landévennec marquent le début d'une période transgressive qui présente son maximum à l'Eifélien (Guillocheau, 1991). Sur la feuille Châteaulin, les calcaires à tentaculites planctoniques (styliolines), attribués aux formations de Bolast ou Saint-Fiacre, peuvent en être l'indice. La partie supérieure de la série sédimentaire est globalement

régressive. Toutefois, les formations peu profondes d'argilites noires du Famennien ne sont pas connues sur la feuille mais, compte tenu du caractère discordant du Carbonifère, elles peuvent être masquées.

Au Dévonien, le secteur couvert par la carte présente une double originalité par rapport à la presqu'île de Crozon-rade de Brest et au Menez Belair-Laval, à savoir l'absence des Calcaires de l'Armorique (lacune probable) et l'installation d'une sédimentation particulière post-Grès de Landévennec dans l'Est de la feuille (faciès Montagnes noires-Bretagne centrale). Ces variations de faciès, qui sont transverses aux structures, ne peuvent être actuellement replacées dans les schémas de plate-forme marine en l'absence d'étude sédimentologique détaillée.

Le Carbonifère inaugure une nouvelle période de l'histoire tectono-sédimentaire du domaine médio-armoricain. Une lacune d'importance variable et une discordance cartographique témoignent des effets de la phase bretonne. Le bassin carbonifère est un bassin d'effondrement en régime cisailant dextre (Rolet, 1984) dont les premiers stades de remplissage - Formation de Kermerrien (Strunien) à blocs resédimentés, Formations de Kertanguy (Tournaisien), de Kerroch (Tournaisien, Viséen inférieur) et de Lostenvern (Tournaisien supérieur) à cachet volcanique et volcano-sédimentaire très affirmé - ne sont visibles que sur les flancs nord (feuilles Le Faou et Huelgoat) et sud (feuille Gourin). Sur Châteaulin, l'essentiel des dépôts est constitué par des apports terrigènes importants (Viséen supérieur - Namurien) dans un bassin (marin ?) fortement subsident. Le stade de structuration ou mort du bassin intervient au Namuro-Westphalien (phase Erzgebirge).

A ces temps hercyniens de l'histoire du Massif armoricain, fait suite une longue période sans archives - environ 250 Ma - au cours de laquelle le massif est réputé émergé. Il faut attendre le Tertiaire et le Quaternaire pour retrouver des indices de dépôts continentaux ou marins, toujours en placages peu épais et discontinus. Ils témoignent de variations du niveau de la mer (galets du Menez Hom) ou d'évènements climatiques (dépôts de pentes sous climat périglaciaire).

Les altérites paléocènes et plus tardives, quant à elles, rappellent que la Bretagne fut soumise à des périodes de climat chaud et humide au cours du Tertiaire.

FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANO-DÉTRITIQUES

Briovériennes

Les basites rompent, par leur présence, la monotonie des dépôts turbiditiques de la baie de Douarnenez. Leurs textures et débits sont la conséquence de leur mise en place sous tranche d'eau et probablement marine.

Ordoviciennes

Les volcanites fini-ordoviciennes expriment par leur simple présence, durant cette période, des lieux et phases distensifs en (petits) fossés dont la géométrie a été totalement déstructurée par les épisodes tectoniques hercyniens. Il est rappelé que l'apparent étirement ouest-est puis sud-est d'un ensemble volcanique ne correspond qu'à la mise bout à bout de lambeaux tectoniques de roches volcaniques ou de séries volcano-détritiques.

La géométrie et la texture des termes éfrusifs traduisent leur mise en place sous-marine sous faible tranche d'eau (~ 100-200 m). Celles des brèches et tufs traduisent davantage des dynamiques d'écroulement de flanc ou de front de coulée que celle (possible ?) d'explosion sous-marine. Par contre, les dynamismes aériens d'écroulements de panache ou de nuées n'ont pas été réellement identifiés, alors qu'ils le sont à l'Ouest de Crozon (feuille voisine Douarnenez).

Enfin, les tuffites sont scellées par le fond sédimentaire d'un bassin carbonaté, mais troublé par des apports terrigènes gravitaires.

Siluriennes (?) et dévoniennes

Les volcanites siluriennes (?) sont trop mal exprimées pour être utilisées dans un quelconque scénario paléogéographique. Tout au plus, renseignent-elles sur l'existence de dynamismes ponctuels sous-marins (« pillows », hyaloclastites,...). Par contre, les tufs et tuffites acides du Dévonien de l'Unité de Briec témoignent d'un événement distensif connu dans d'autres secteurs de Bretagne centrale (Forêt de Fréau, feuille Carhaix-Plouguer ; Villey et *al.*, 1982).

ROCHES PLUTONIQUES

Magmatisme anté-orogénique

La métatrandhjémite de Douarnenez et la métagranodiorite de Plogonnec (ainsi que les leucogranites probablement associés) ont subi la tectonique varisque comme leur encaissant. L'âge de la métatrandhjémite de Douarnenez est ordovicien (470 Ma). Celui de la métagranodiorite de

Plogonnec est inconnu, mais pourrait être semblable. En effet, des petits corps, assez proches par leur faciès, à composition tonalitique ou granodioritique, sont associés à la trondhjémite (Barrière, 1972).

La métatrondhjémite de Douarnenez a fait l'objet d'une étude géochimique détaillée (Cocherie et Carpenter, 1979). Elle montre que ces différentes manifestations magmatiques peuvent provenir d'un même magma primaire, issu de la fusion d'une source basique. Les conditions de la fusion crustale seraient atteintes grâce à un flux de chaleur élevé (« rifting ») témoignant d'un contexte de croûte continentale amincie en Bretagne occidentale au cours de l'Ordovicien. Cet amincissement crustal serait la conséquence d'épisodes distensifs cambro-ordoviciens, contemporains du fonctionnement d'espaces océaniques tel que « l'océan sud-armoricain ».

Toutefois, selon certains auteurs (Jegouzo et *al.*, 1986), il conviendrait de différencier le chimisme de la trondhjémite de celui des autres orthogneiss calco-alcalins qui, eux, seraient en rapport avec une activité de type arc en contexte de convergence.

Si l'essentiel de la déformation qui affecte la trondhjémite de Douarnenez est très probablement d'âge carbonifère, un doute persiste quant à sa mise en place syntectonique (Barrière, 1970).

Granitoïdes syn-orogéniques

Les granitoïdes affleurant sur la carte Châteaulin font partie d'une bande allant de la pointe du Raz jusqu'en Bretagne centrale. Tous ces massifs sont situés au Nord de la branche nord du Cisaillement sud-armoricain et semblent enracinés dans ce cisaillement.

Ils appartiennent aux associations peralumineuses et proviennent en profondeur de la fusion d'une croûte probablement paradérivée. L'hypothèse généralement admise est que cette fusion est provoquée au cours de la relaxation thermique consécutive à l'épaississement crustal dû à la collision continentale (Lagarde et *al.*, 1992).

Leur mise en place serait ainsi postérieure à l'empilement des nappes métamorphiques sud-armoricaines. Elle est toutefois contemporaine des déformations carbonifères affectant la partie méridionale du domaine centre-armoricain (Darboux et Le Gall, 1988). Cette mise en place semble s'échelonner dans le temps, certains granitoïdes étant fortement affectés par la déformation hercynienne et d'autres beaucoup moins, voire indemnes de déformation. Quelques-uns d'entre eux, tel que le lobe granitique de Saint-Jacques, près de Scaër (feuille Rosporden), sont directement contrôlés par le Cisaillement sud-armoricain (Rolet et *al.*, 1993).

Compte tenu des rares calages chronologiques disponibles dans l'ensemble de ce domaine, l'âge de la mise en place des granitoïdes reste approximatif : intra-carbonifère, probablement autour de 320 Ma. Les datations réalisées sur les massifs de Pontivy et Rostrenen donnent des âges compris entre 310 et 330 Ma (Bos et *al.*, 1997) et en tout cas anté-stéphanien, le bassin stéphanien de Gouesnac'h étant piégé dans un graben qui affecte le massif du Steir (Béchenec et *al.*, 1999).

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Aucun des granitoïdes à l'affleurement ne développe d'auréole de métamorphisme de contact. L'encaissant sédimentaire était donc chaud lors de leur mise en place, il se trouvait au minimum dans la zone à biotite, mais le plus souvent dans la zone à sillimanite. Cette ambiance thermique est soulignée par la présence très étendue de l'andalousite. L'ensemble des paragenèses observées correspond à un métamorphisme dit « dalradien » de basse à moyenne pression.

Malgré un fort gradient thermique atteignant rapidement l'anatexie et accompagné d'une très forte déformation cisailante (Unité de Briec), le protolite des formations métamorphiques est clairement identifiable du fait de l'obliquité des isogrades sur les structures cartographiques.

Les formations briovériennes de la baie de Douarnenez évoluent progressivement vers le faciès micaschistes du Ry (ζD). Ces mêmes micaschistes sombres à biotite s'enrichissent progressivement en sillimanite et en petites taches quartzo-feldspathiques au Sud du granite de Locronan où ils prennent alors un faciès de paragneiss fin.

A l'Ouest de la vallée du Steir, les formations paléozoïques de l'Unité de Briec sont envahies par la sillimanite et sont atteintes par l'anatexie dans la zone du Croezou où se développe un faciès de gneiss leucocrate (ζM).

Les formations briovériennes situées au Sud de l'Unité de Briec montrent encore plus clairement cet enrichissement, tout d'abord en biotite et staurotide (micaschistes de Landudal, ξB) puis en sillimanite (gneiss métatectiques, ζM) et en leucosome (diatexites, $M\xi$).

Une coupe à travers les isogrades, soit à l'Ouest (au Nord du Juch), soit à l'Est (au droit d'Edern) montre un passage très rapide, en moins de 2 km, de la zone à chlorite ou chloritoïde, à l'anatexie. De plus, fréquemment, les isogrades se parallélisent à la foliation principale à pendage sud. Dans ce cas, ils se trouvent eux aussi en position inverse. Leur inflexion entre les granités de Locronan et du Steir a montré qu'ils étaient plissés. L'ensemble

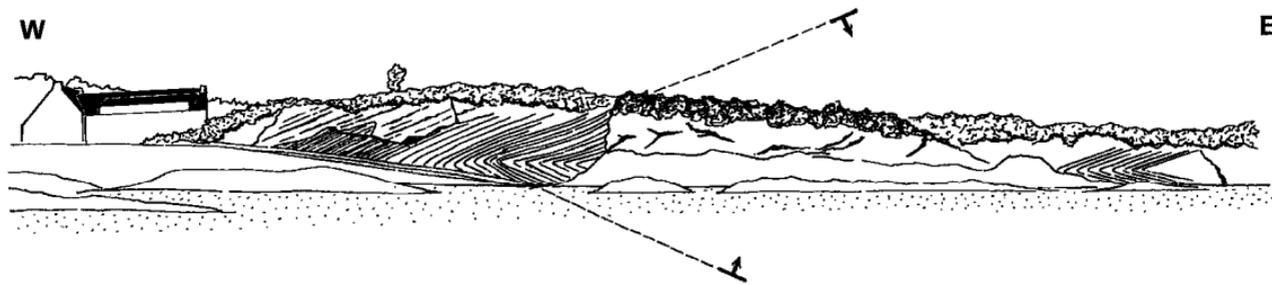


Fig. 14 - Plis couchés anté-schisteux (D1) dans le Briovérien de la plage de Caméros
(affleurements littoraux les plus au Nord de la feuille Châteaulin)

du dispositif, structures et isogrades, confirme donc, pour ce domaine, l'importance de la composante tangentielle cisailante observée dans l'Unité de Briec et relativise la composante transcurrente liée au Cisaillement sud-armoricain.

Les dômes métamorphiques observés ici sont dus à des anomalies thermiques accompagnant les montées leucogranitiques, eux-mêmes produits de la collision continentale. Ils sont mis en place au sein d'une croûte épaissie du fait de l'empilement d'unités chevauchantes actuellement disparues par érosion.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

TECTONIQUE DES TERRAINS BRIOVÉRIENS À CARBONIFÈRES

Tectonique du Briovérien

Tectonique du Briovérien de la baie de Douarnenez

L'architecture complexe de certains affleurements signe l'intervention de déformations superposées, dont les manifestations les plus spectaculaires -des interférences de plis - sont exposées dans le Nord de la baie, entre les plages de Caméros et Pentrez (angle nord-ouest de la feuille) ainsi qu'au Sud, dans les falaises de Lonévry.

On rapporte à un épisode précoce (D1) l'édification de plis couchés décimétriques à hectométriques, axés vers N160°E, déversés à l'Est et dépourvus de schistosité (fig. 14).

Ils sont recoupés par la schistosité régionale qui matérialise le plan axial de plis (D2), décimétriques à plurimétriques, orienté entre N80°E, dans le Nord, et N100°E, dans le Sud (fig. 15). Il s'agit de plis droits ou légèrement déversés (fig. 16), dont les axes présentent des plongements de sens et d'intensité variables (fig. 17) et qui déforment des séries tantôt à l'endroit, tantôt à l'envers, selon qu'ils affectent le flanc normal ou inverse des structures couchées édifiées auparavant (D1). La surimposition de ces plis droits de deuxième génération aux charnières des plis couchés précoces aboutit à la réalisation de structures en selle et en cuillère (fig. 18).

Le style de la déformation synschisteuse (D2) évolue assez sensiblement vers le Sud de la baie, soulignant ainsi, comme pour le métamorphisme, l'existence d'un gradient régional. Dans un large domaine septentrional, incluant le rocher Ar Garreg, le développement de la schistosité régionale, orientée vers N80°E et à fort pendage sud, est accompagné de recristallisations orientées de chlorite et micas blancs ténus (entre 5 et 10 m). Dès le

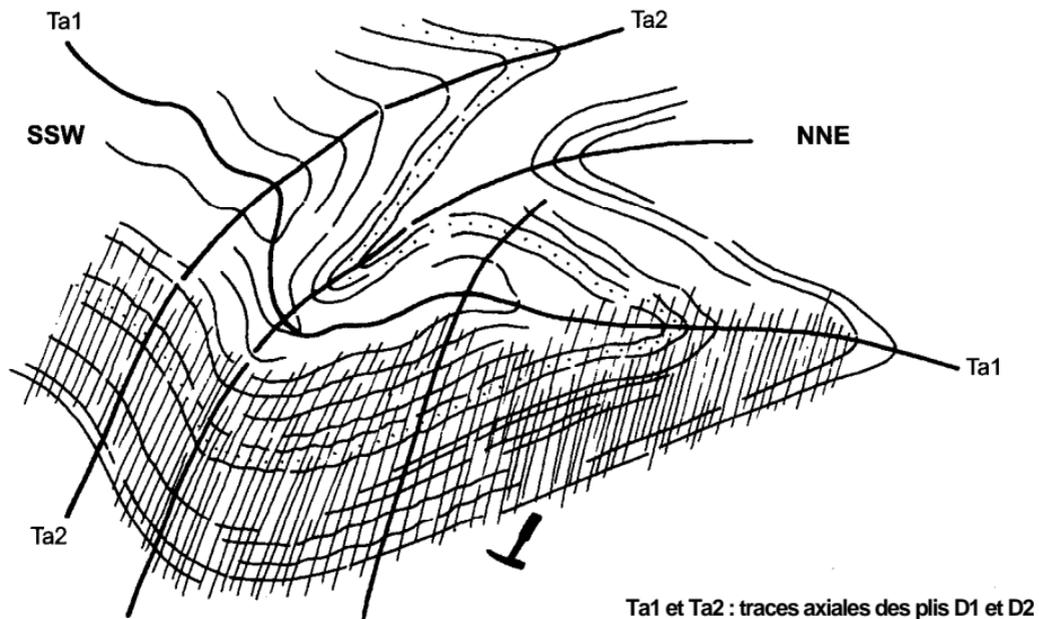


Fig. 15 - Pli anté-schisteux (D1) à axe horizontal N130°E, replissé (D2) et recoupé par la schistosité régionale de direction N75°E. Briovérien de la plage de Caméros

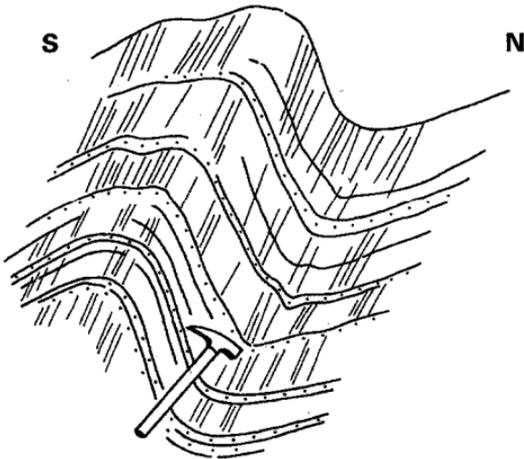
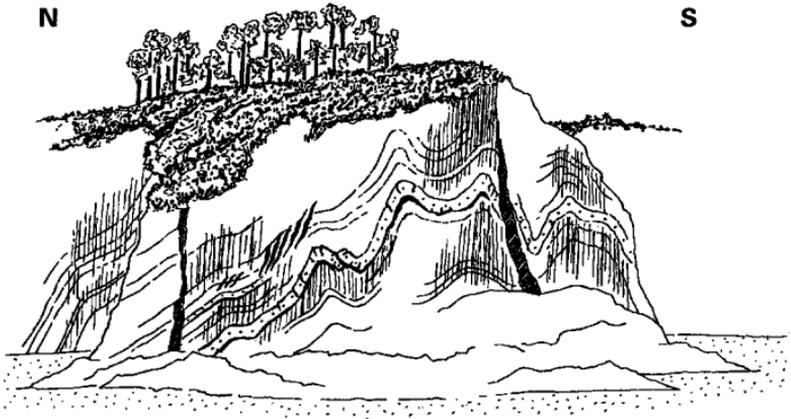


Fig. 16 - Plis droits à déversés, synschisteux (D2) à différentes échelles dans le Briovérien de la plage de Caméros

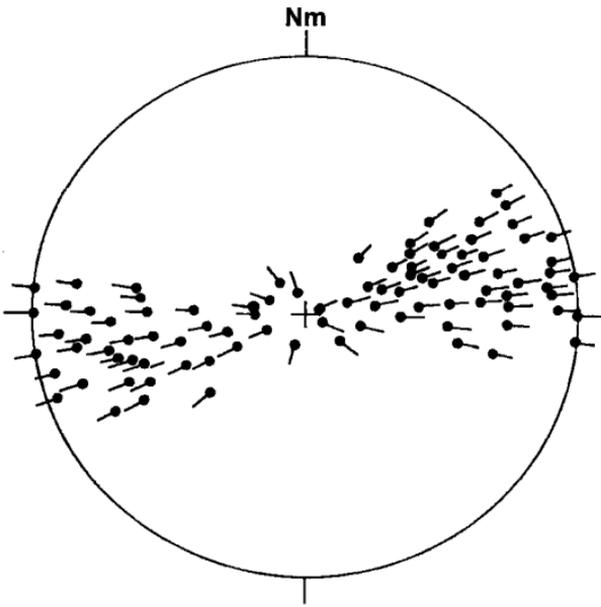
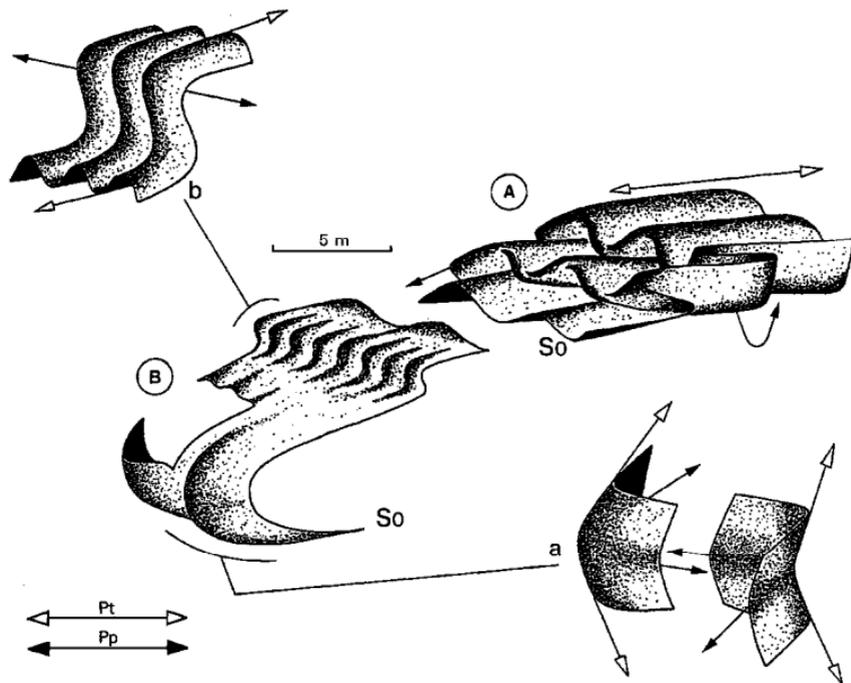


Fig. 17 - Dispersion des axes de plis synschisteux
(canevas de Wulff, projection de la demi-sphère inférieure)



1 : axe de pli anté-schisteux D1 (Pp «phase précoce»)
 2 : axe de pli synschisteux D2 (Pt «phase tardive»)

A : replissement (D2) des plis couchés (D1)
 B : structures d'interférence en selle et en cuillère (a), en accordéon (b)

Fig. 18 - Reconstitution simplifiée des plissements superposés dans le Briovérien de la baie de Douarnenez

secteur de la pointe de Tréfeuntec, on peut noter que ce plan de schistosité porte une linéation d'allongement doublée d'une crénulation à faible plongement vers l'Est. Dans la falaise de Lonévry, enfin, les plis synschisteux (D2) se resserrent et se couchent vers le Sud, tandis que leur schistosité, désormais cristallophyllienne, est affectée de plis en chevron (D3) millimétriques à centimétriques, à plan axial subvertical et orienté vers N90°E. Le caractère syntectonique du métamorphisme, globalement contemporain de la déformation régionale, est attesté par l'arrangement piano-linéaire des minéraux - biotite, muscovite et staurotide - qui matérialisent le plan de foliation de ces micaschistes.

L'étude des structures synschisteuses et l'établissement de leurs relations avec le métamorphisme dans l'environnement de la bande trondhjémite du Cap Sizun et du granite de Locronan, conduisent à envisager, pour (D2) et (D3), un développement postérieur à l'intrusion de la trondhjémite et contemporain de celle du massif de Locronan. Ces conclusions sont en accord avec les données que procure, à l'échelle régionale, l'analyse structurale comparée du Briovérien et du Paléozoïque et qui démontrent la prépondérance de la déformation et du métamorphisme hercyniens pour la structuration du Briovérien. Les effets d'une déformation antérieure à la transgression des séries paléozoïques doivent se limiter au développement des plis couchés sans schistosité (D1) qui témoignent, probablement, d'une tectonique de niveau très superficiel par glissement gravitaire.

Pour une analyse plus détaillée du Briovérien on se reportera aux travaux suivants : Darboux, 1973 ; Darboux et *al.*, 1975 ; Darboux et Richard, 1982 ; Darboux, 1991 ; Denis, 1988 ainsi qu'à la feuille 1/50 000 Douarnenez.

Tectonique du Briovérien au Sud de l'Unité de Briec

Le Briovérien du Sud de l'Unité de Briec est très mal exposé, et la seule coupe permettant quelques observations structurales est celle de la route de Briec à Landudal, le long du ruisseau de Langelin.

La partie nord de la coupe, près de Rosbriant, est située dans l'isograde à chlorite-chloritoïde et le début de la biotite. Une seule schistosité pénétrative, transposant le litage sédimentaire, est observable. La linéation d'allongement, développée aux dépens des fantômes de staurotide d'un premier métamorphisme, montre des plongements variables dans le plan de schistosité.

Très rapidement vers le Sud de la coupe, la schistosité évolue vers une foliation de micaschistes à biotite, muscovite et staurotide, puis de gneiss fins à exsudats de quartz et filonnets leucogranitiques.

Les plans de schistosité et de foliation montrent une grande variabilité en direction et pendage, le long de cette coupe. Des pendages très faibles s'observent à l'approche de petites coupes granitiques, annonçant le granite de Landudal.

Cartographiquement, l'orientation générale Est-Ouest de la schistosité et de la foliation du Briovérien au Sud de Brieç tranche nettement sur l'orientation N70° du Paléozoïque de l'Unité de Brieç.

Tectonique des formations paléozoïques antécarbonifères

Paléozoïque antécarbonifère au Nord de l'Unité de Brieç

A la différence des feuilles voisines, Douarnenez et le Faou, les formations paléozoïques antécarbonifères ne sont pas exposées sur le littoral, et la possibilité de les étudier se limite donc à quelques carrières et affleurements à l'intérieur des terres. La dispersion de ces sites, leur taille parfois très réduite et l'altération toujours plus ou moins avancée des roches n'y autorisent le plus généralement qu'une analyse tectonique assez sommaire. La structure la plus évidente demeure encore celle que souligne, à l'échelle cartographique, la formation du Grès armoricain dans l'angle nord-ouest de la feuille. Le motif cartographique, en Z, révèle l'existence d'un anticlinal et d'un synclinal dont les axes plongent moyennement (40 à 45°) vers l'ENE et que compliquent quelques fractures, les unes dans une direction proche de leur plan axial, les autres, transverses. Une structure du même type, mais moins marquée, se dessine également dans le quart sud-est, où les terrains du coin de Brieç viennent la chevaucher vers le Nord.

Les terrains sous-jacents de la formation du Cap de la Chèvre, moins compétents, ont enregistré une déformation plus pénétrative qui se marque, y compris dans les niveaux conglomératiques (entre Toulhoat et la Montagne de Saint-Gildas, au Nord de Cast) par le développement d'une schistosité orientée N75°E, fortement pentée vers le Sud, et l'expression d'une direction d'étirement plongeant vers l'Est.

Déformation du Paléozoïque antécarbonifère de l'Unité de Brieç

Prolongement des Montagnes noires, l'Unité de Brieç est caractérisée par une déformation planaire dominante. Cette schistosité/foliation est clairement déversée vers le Nord et masque souvent le litage sédimentaire original. Les directions N90-100° de la schistosité du Briovérien et celles N70° du Paléozoïque de l'Unité de Brieç, soulignent une disharmonie cartographique.

La déformation de toute la partie ouest de la structure de Brieç, à l'Ouest de la vallée du Steir, fait apparaître une forte transposition et un parallélisme

parfait des structures planaires (stratification/schistosité), contrairement à la partie orientale, où des plis sont observables.

• **Schistosité et foliation.** Un gradient métamorphique Nord-Sud, s'ex prime, ici, par l'évolution depuis une schistosité ardoisière au Nord, vers une foliation métamorphique au Sud et au Sud-Ouest. Cette schistosité/foliation représente la microstructure tectonique prédominante dans le Paléozoïque de l'Unité de Briec. Elle est de direction N70° et à assez fort plongement (60° à 70°) systématiquement vers le Sud (fig. 19). Cette géométrie montre un net déversement de l'ensemble de la structure synclinale vers le Nord (voir coupe annexée à la carte).

En lame mince, la schistosité de la partie nord de l'unité se révèle être une S2 (plis-dissolution) avec de superbes exemples de réfraction dans les bancs de quartzites (Menez Landivigen). Dans l'unité, elle-même, la schistosité prend un caractère cisailant avec débit en plaquettes caractéristique. Dans son prolongement occidental, la schistosité passe progressivement à une foliation métamorphique à fin feutrage micacé (schistosité cristallogénique) dans la zone à biotite puis staurotite, et, enfin, à une foliation à lits quartzofeldspathiques de plus en plus désorganisée lorsqu'on passe aux faciès métatectiques de la région de Pont Quéau et Le Croëzou.

A l'approche de certains granites (Landudal et Le Steir) une autre schistosité (S3) de crénulation, transverse à la schistosité principale (S1/S2) peut se développer. Quelques biotites néoformées apparaissent dans S3 et témoignent d'un effet thermique tardif de ces plutons granitiques.

• **Indices d'une foliation précoce.** Les indices d'une foliation précoce sont rares à cause d'une très forte transposition des structures, tout particulièrement dans le couloir de cisaillement de Briec.

En lame mince, dans des zones préservées d'une transposition complète telles que des charnières de plis ou des zones abritées de porphyroblastes, il a été possible d'observer une schistosité précoce. Ainsi, dans les schistes à chloritoïde de la Formation de Guendaré, près de l'échangeur de Briec, et donc dans la zone de l'Unité de Briec, on observe une fine foliation S1 à muscovite reprise dans une charnière de pli par une schistosité S2 principale cisailante, de type pli-dissolution à chloritoïde, chlorite et muscovite. Sur les flancs du pli, les deux schistosités S1/S2 se parallélisent.

Dans les micaschistes, situés au Sud des Salles, sur la rive orientale du Steir (métasédiments paléozoïques proches de l'isograde M2 à biotite), s'observe une foliation S1 précoce à biotite et muscovite. Cette foliation est conservée dans la zone abritée d'un porphyroblaste de disthène qui est plissé et contourné par une schistosité cisailante S2 à chloritoïde.



Fig. 20 - Structures de cisaillement (C/S confondues et C') dans les gneiss fins de Pont Quéau

• **Cisaillements.** Comme sur la feuille voisine Gourin (Le Gall et *al.*, 1992), l'analyse microstructurale et métamorphique permet de mettre en évidence, sur la feuille Châteaulin, un couloir cisailant affectant principalement les formations paléozoïques de l'Unité de Briec. L'effet du cisaillement se marque cartographiquement par la disparition ou la diminution de formations géologiques à la faveur d'écaillages sur flancs inverses d'anticlinaux déversés vers le Nord. Ces disparitions sont particulièrement intenses sur le flanc sud de l'Unité de Briec, où les quartzites rapportés à la formation du Grès armoricain, et quelques metabasites, sont dilacérés en lambeaux le long du contact avec le Briovérien. Les surfaces de cisaillement affectant le Paléozoïque de Briec ont une direction générale N70° qui est légèrement oblique à celle N80° du couloir des Montagnes noires.

En lame mince, le cisaillement s'exprime par un dispositif sigmoïde de la schistosité et des traînées anastomosées d'oxydes de dissolution sur les surfaces de glissement. Des structures de type C et S se développent dans des matériaux anisotropes du fait du litage sédimentaire. La schistosité S se parallélise souvent aux surfaces de cisaillement C, et des bandes de cisaillement, de type C, apparaissent alors (fig. 20) faisant un angle faible (15° à 30°) par rapport à la schistosité principale.

Les critères de cisaillement observés soit sur le terrain (structures C, S, C, amandes sigmoïdes, plis à axes courbes, crochons, stries), soit en lame mince (ombres de pression dissymétriques, micas en poisson, rotations) ne témoignent pas toujours d'une cinématique homogène, et l'on rencontre aussi bien des mouvements dextres que des mouvements sénestres. Ces sens de cisaillement contradictoires semblent différencier la déformation de l'Unité de Briec de celle du couloir transcurrent dextre des Montagnes noires (Darboux et Le Gall, 1988). De telles oppositions de mouvements apparents pourraient s'expliquer par des déplacements à vitesses différentes le long des surfaces de cisaillement ; certaines unités « lentes » étant contournées par d'autres plus « rapides ». Mais il s'agit plus probablement de structures plissées d'échelle cartographique de type plis à axes courbes/fourreaux, dont un flanc montre des dissymétries sénestres et l'autre flanc des dissymétries dextres.

• **Plis - linéations.** Les plis synschisteux, contemporains de la déformation principale, ne sont observables que dans l'Est de l'Unité de Briec : Ménez Crenn, Ménez Landivigen, Roc'htourment et Poulouzarff (au Nord de Briec). Vers l'Ouest, la disparition de ces plis témoigne de l'accentuation du cisaillement et de la transposition. De très beaux plis (fig. 21) d'échelle métrique à plurimétrique, affectent la Formation des Schistes et quartzites de Plougastel le long du Ménez Landivigen. Ils montrent une nette dissymétrie vers le Nord et sont accompagnés par une schistosité S2 également déversée vers le Nord. Les axes de ces plis sont souvent courbes

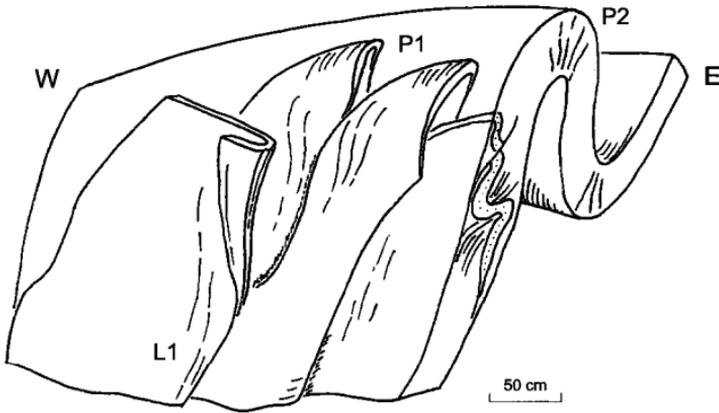


Fig. 21 Plis P1 sur un flanc normal de pli P2 légèrement déversé vers le Nord ; Ménez Landivigen (Unité de Briec)

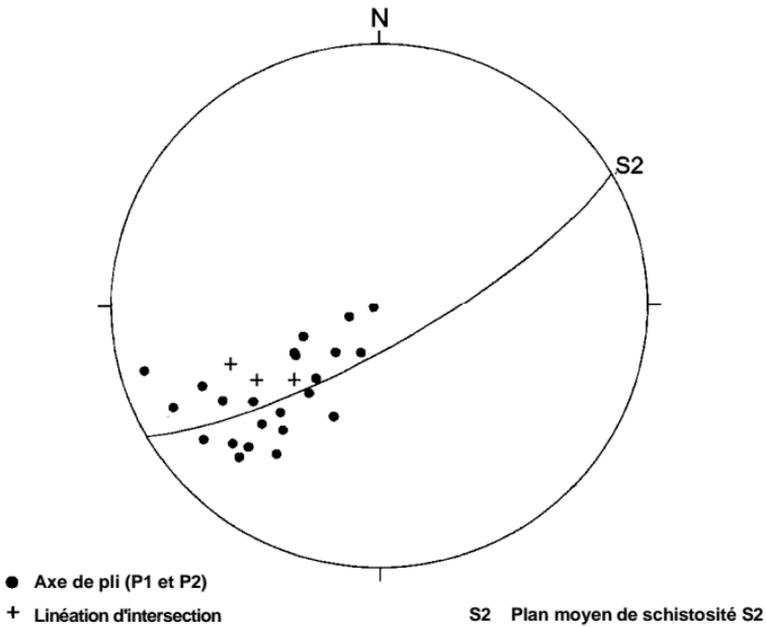


Fig. 22 Dispersion des axes de plis et des linéations dans le plan de schistosité S2 (projection de Wulff, hémisphère inférieure) ; Ménez Landivigen

et parfois à fort plongement. Sur les flancs des grands plis (P2) s'observent parfois de plus petits plis (P1) intrafoliaux, très serrés, à flancs cisailés et dont les axes se dispersent (fig. 22) dans le plan de schistosité S2.

Les linéations d'intersection de plis ou de reliques de pli avec les plans de schistosité S2 montrent, elles aussi, une très grande dispersion dans S2 comparable à celle des axes de plis.

Une linéation d'allongement peut être observée à la faveur d'hétérogénéités telles que des fantômes de plagioclases aplatis et étirés en formes ovoïdes dans des volcanites dévoniennes, ainsi que des nodules phosphatés et de rares fossiles (voie rapide près de l'échangeur de Briec). Les quartzites attribués à la Formation du Grès armoricain, et qui jalonnent la bordure méridionale de l'Unité de Briec, sont affectées par une très forte déformation ductile, et l'allongement y est exprimé par un net débit fibreux.

À partir de la zone à biotite/staurotide et jusque dans la zone à sillimanite, c'est une linéation minérale qui prend le relais de la linéation d'allongement.

Dans la partie centrale et orientale de l'Unité de Briec, les linéations d'intersection et d'allongement montrent une grande dispersion dans le plan de schistosité S2. Par contre, plus on se déplace vers les zones métamorphiques occidentales et plus la linéation d'allongement, puis la linéation minérale, tendent à devenir subhorizontales, marquant ainsi l'accentuation de la déformation décrochante.

Tectonique du Carbonifère

À l'exception de la coupe constituée par la tranchée de l'axe routier Brest-Quimper (VE 170) les affleurements du Carbonifère sont très dispersés et de qualité assez médiocre.

L'architecture de cette formation peut être cependant précisée par l'analyse des relations géométriques entre le plan de stratification (S0) et le plan de schistosité (S1) ainsi que par la recherche de la polarité stratigraphique. Ces arguments permettent de caractériser dans le Carbonifère (Darboux, 1991) l'existence de plis synschisteux décamétriques à hectométriques dont les axes, peu pentés, passent d'une direction N1 00° à 110°E dans la région de Pleyben à une direction N140° à 150°E dans le secteur de Châteaulin et Saint-Ségal où ils se raccordent, vers le Nord, aux structures plissées subméridiennes décrites sur la feuille Le Faou immédiatement voisine. Il s'agit, le plus généralement, de plis dissymétriques, déjetés à déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest ; ils présentent alors un flanc inverse dont le pendage n'est cependant jamais inférieur à 70°.

La schistosité de plan axial qui leur est associée est particulièrement bien exprimée dans les passées argilo-silteuses noires de la succession sédimentaire. Il lui correspond un feutrage parfaitement orienté de micas blancs et de chlorites, d'une dimension inférieure à 20 m, et que soulignent des films de matériel opaque. La qualité de ce clivage ardoisier a justifié l'ouverture de nombreuses carrières, souterraines ou à ciel ouvert, disséminées dans les méandres de l'Aulne, mais aujourd'hui abandonnées. Dans les « veines », puissantes de 10 à 20 m, qui ont fait l'objet d'une exploitation, la fissilité du matériel est totalement indépendante de l'anisotropie sédimentaire initiale dont il ne subsiste d'ailleurs plus guère de vestige.

Tectonique post-schisteuse

Cisaillements tardifs

Des manifestations cisailantes « froides » tardives sont principalement observées dans le couloir de cisaillement de Briec. Elles affectent indifféremment les formations briovériennes ou paléozoïques. De grands « kink bands » plurimétriques se développent aux dépens de la schistosité de transposition qui est, par ailleurs, le siège de glissement se traduisant par la présence de stries. Les plans de symétrie de ces « kink bands » sont N30° à Nord-Sud. Ils peuvent être en relation avec de petits écaillages tardifs comme c'est le cas près de Landrévarzec et le long de la vallée du Steir, près de l'ancienne carrière des Salles ou avec des systèmes de fracturation méridiens.

Des plis post-schisteux similaires ont été observés au Nord de l'Unité de Briec et en particulier dans la Formation du Grès armoricain de la carrière du Henguer, ainsi que dans les anciennes ardoisières de la région de Lothey, au contact sud du bassin carbonifère de Châteaulin.

Fracturation

Cartographiquement, les décalages, dus aux systèmes de failles et de fractures, sont particulièrement lisibles dans les séries lithologiquement variées du Paléozoïque. On peut ainsi différencier deux zones :

- l'une, au Nord de la feuille, est soumise à un système de décrochements dextres et senestres de direction N60-70°, de fait parallèle à la direction de l'Unité de Briec et affectant le bord occidental du bassin carbonifère de Châteaulin ;
- l'autre, au Sud, où le Paléozoïque de l'Unité de Briec est découpé par un système conjugué de petits décrochements dextres (N140°) et senestres (sub-méridiens) témoignant d'un raccourcissement tardif de direction NW-SE.

Les discontinuités images, analysées sur photographies aériennes et imageries des satellites Spot et Landsat (Rolet et *al.*, 1993), font apparaître quelques structures circulaires ainsi que des réseaux de fractures radiales en relation avec des massifs granitiques et tout particulièrement dans la partie orientale du massif de Locronan.

Le couloir décrochant NW-SE, dit « Faille Kerforne » et qui recoupe l'angle sud-ouest de la feuille, est certainement la structure de tectonique cassante la plus marquante et la plus complexe de ce secteur. Apparu dès le Hercynien, il décroche de 2 à 3 km, en dextre, le granite de Pouldergat. Au cours du Carbonifère supérieur, le rejeu du couloir décrochant N140° permet l'ouverture du bassin de Kergogne et de ses satellites (Béchenne et *al.*, 1999). Au début du Mésozoïque, les prémices de l'ouverture du golfe de Gascogne réactivent cette grande fracture sur près de 100 km, de Porsmoguer à Concarneau, et y ouvrent des fentes N130° injectées de dolérite (Bellon et *al.*, 1985). Ce n'est qu'au Cénozoïque que s'individualise le fossé du Juch qui piège les sédiments d'une incursion marine éocène. Il s'agit d'un graben ou demi-graben à tracé en baïonnette (N120 et N140) légèrement oblique sur la direction de la Faille Kerforne.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL SYNTECTONIQUE

La feuille Châteaulin expose le prolongement occidental de la structure linéamentaire des Montagnes noires où a déjà été décrit un métamorphisme régional syntectonique (Le Gall et *al.*, 1992). Celui-ci croît du Nord vers le Sud, depuis la zone à quartz/séricite/chlorite dans le Carbonifère du bassin de Châteaulin, jusqu'aux zones à biotite et staurotide dans les micaschistes du Sud, en passant par la zone à chloritoïde dans le Paléozoïque des Montagnes noires. Le même dispositif zonéographique est observable ici, mais en plus accusé et plus complexe.

La moitié nord de la feuille montre, dans le Paléozoïque, un faible gradient métamorphique depuis l'épizone à chlorite (Carbonifère du bassin de Châteaulin, Paléozoïque à l'Ouest de l'axe Pont-Coblant-Quéménéven et partie nord du Briovérien de la baie de Douarnenez) jusqu'à l'épizone à chloritoïde.

Au contraire, la moitié sud de la feuille (fig. 19) est marquée par un fort gradient métamorphique depuis l'épizone à chloritoïde de l'Unité de Briec jusqu'à la catazone à sillimanite et l'anatexie à l'approche des granitoïdes du Sud. L'obliquité de ces isogrades sur les structures cartographiques est remarquable, et les reliques d'un premier métamorphisme (M1) de haut grade sont observées dans la région de Briec-Landrèvarzec ; il s'agit du secteur appelé « Anomalie de Briec » (Bosold, 1996). Les isogrades du

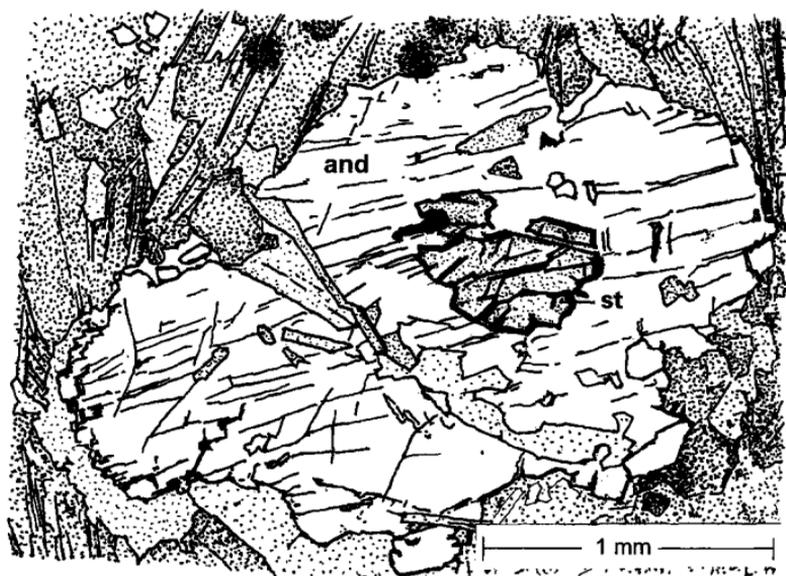


Fig. 23 - Staurotide (st) blindée dans un porphyroblaste d'andalousite (and) synschisteuse (NE du Croézou)

métamorphisme principal (M2) sont systématiquement resserrés sur les plutons granitiques de Locronan, Le Steir et Landudal (Martinez et Rolet, 1988). Ces mêmes isogrades (M2) dessinent une inflexion vers le Sud-Ouest au passage du couloir de cisaillement de Briec.

Métamorphisme principal M2

Quatre paragenèses appartenant à cet épisode sont observées :

- une paragenèse épizonale à muscovite + chlorite + chloritoïde actinote épидote (faciès schiste vert) ;
- deux paragenèses mésozonales : l'une à biotite + andalousite chloritoïde épидote grenat (faciès amphibolite inférieur) et l'autre à biotite + staurotide + andalousite (faciès amphibolite inférieur) ;
- une paragenèse méso- à catazonale à biotite + fibrolite + andalousite almandin orthose (faciès amphibolite supérieur, début d'anatexie).

L'apparition progressive des isogrades, croissants du Nord vers le Sud, à l'approche des granites, semble décrire un chemin prograde de ce métamorphisme principal M2. En lame mince, de nombreux critères de métamorphisme prograde sont observables dont la staurotide blindée dans l'andalousite (fig. 23).

Les relations cristallisation/déformation, observées en lame mince, montrent le plus souvent le développement d'un métamorphisme syntectonique dans lequel les minéraux index ont un comportement anté- syn- post-typique (fig. 24 : andalousite sigmoïde synschisteuse et fig. 25).

Anomalie de Briec : indice du métamorphisme M1

Au sein de l'épizone à chloritoïde, dans la région des Salles, Landrévarzec, Briec, sont observables les restes d'un métamorphisme précoce M1 plus élevé. En lame mince, la schistosité principale à chlorite, séricite, chloritoïde, est soulignée par des lentilles quartzieuses très aplaties indiquant une forte recristallisation et un fort cisaillement. Dans cette schistosité, s'observent les reliques de porphyroblastes de biotite brune, déformée en poisson (fig. 26), souvent décolorée et faiblement pléochroïque. On y rencontre aussi des fantômes polygonaux jaunâtres, la plupart du temps entièrement transformés en produits micacés, chlorite et opaques. À l'approche de l'isograde à biotite (in), dans la région des Salles, ces fantômes se révèlent être d'anciens porphyroblastes de staurotide. Ils ont souvent un aspect anté- syntectonique, mais les cristaux de chloritoïde les contournent et les recourent et n'y sont jamais contenus en inclusion.

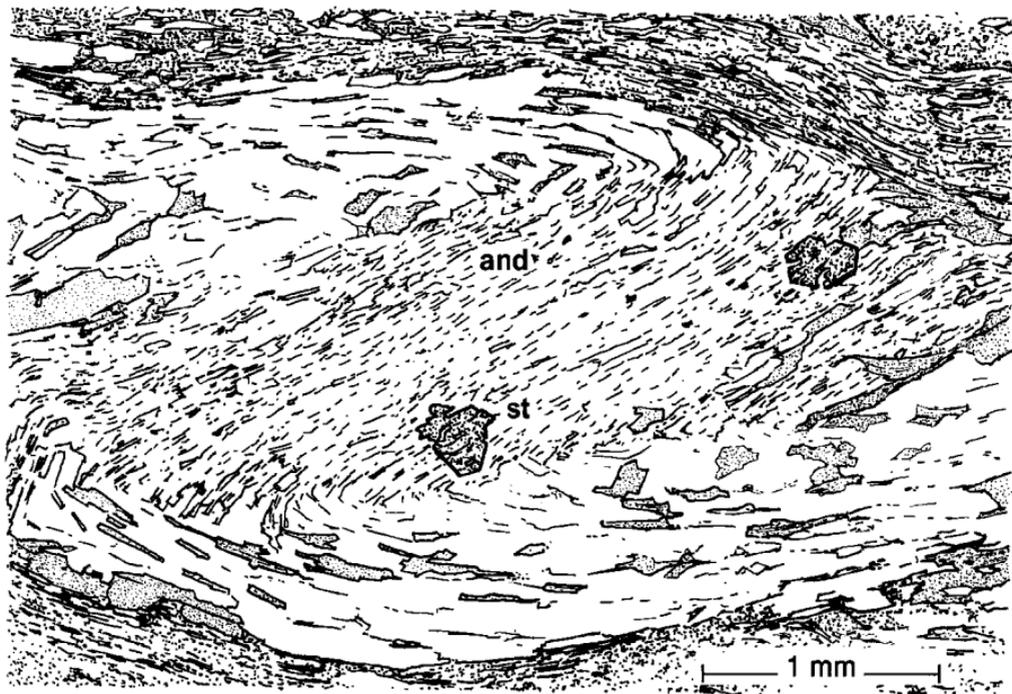


Fig. 24 - Andalousite sigmoïde (and) contemporaine de la foliation à biotite et staurotide (st) dans les micaschistes du Sud de Briec (ruisseau de Kerganapé)

		S1 (M1 anomalie de Briec)	anté S2	syn S2	post S2
chloritoïde	cid			-----	
chlorite	chl	?		-----	
muscovite	mu		-----	-----	(muscovitisation)
biotite	bt	-----		-----	
staurotide	st	-----	-----	-----	
andalousite	and			-----	
sillimanite- fibrolite	sil/fib			-----	
disthène	dth	-----		-----	
grenat	gre	?		-----	
actinote	act				-----
trémolite	tr				-----
quartz	qua				recristallisation du quartz et de la calcite
calcite	cal				

Fig. 25 - Relations cristallisation/déformation des principaux minéraux index du métamorphisme

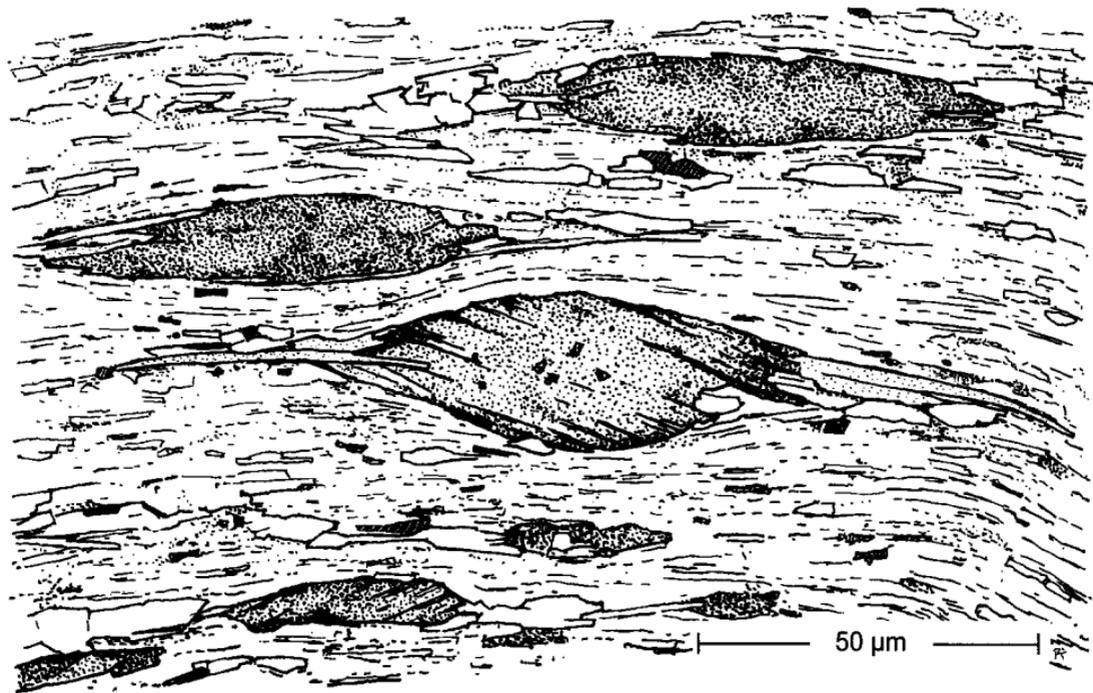


Fig. 26 - Porphyroblastes de biotite, reliques du métamorphisme M1, déformés en « poisson » dans la schistosité rétromorphique (S2) à chlorite et chloritoïde (près de Saint-Albin)

Le caractère tardif du chloritoïde est confirmé par sa croissance, parfois observable, aux dépens de la biotite.

Il s'agit donc bien là des reliques d'une paragenèse mésozonale à biotite + staurotide (M1), actuellement située dans une épizone à chloritoïde rétrograde (M2). Les isogrades précis d'apparition de la biotite et de la staurotide de première génération sont bien difficiles à tracer. Ces minéraux reliques se développent au Sud d'une ligne grossièrement Est-Ouest, au Nord de Briec, entre Quéménéven et Saint-Maudez. Si tel est bien le cas, ces isogrades M1 seraient eux aussi obliques sur la structure de Briec et déformés par elle au même titre que ceux du métamorphisme M2.

Problème du disthène

Le disthène se rencontre dans toute la zone dite « Anomalie de Briec », et sa présence est, là aussi, anormale en contexte d'épizone à chloritoïde. Il est toujours de couleur blanchâtre et disposé en nodules, amas et gerbes associés à des exsudats de quartz le plus souvent cisailés. Son aspect décoloré et cisailé, ainsi que son occurrence au sein de l'Anomalie de Briec, évoquerait aussi les reliques d'un métamorphisme précoce plus élevé. Pourtant, aussi bien sur échantillon que sur lame mince, le disthène semble se développer postérieurement au chloritoïde (M2).

Dans cette situation inhabituelle, le développement du disthène ne pourrait s'expliquer que par des circulations hydrothermales tardives, en relation avec les mises en place granitiques ou par des surpressions locales à la faveur de surfaces de cisaillement.

Influence des granites

Les plutons granitiques de la moitié sud de la feuille s'organisent en un ensemble hétérogène comprenant des massifs bien circonscrits (Locronan et Landudal), d'autres à contours plus complexes (Le Steir et Pouldergat). Certains de ces granitoïdes montrent une très forte orientation comme la trondhémite de Douarnenez et la granodiorite de Plogonnec. La plupart d'entre eux semblent en relation avec la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, et leur caractère syntectonique a déjà été montré (Hanmer et *al.*, 1982). Ils sont tous situés en contexte de métamorphisme général.

Les isogrades à biotite, staurotide et sillimanite sont très resserrés et nettement centrés sur ces granités. L'isograde à sillimanite contourne et englobe entièrement le lobe granitique du Steir. Ce dernier semble situé en contexte plus chaud que le lobe de Locronan dont la partie sud s'enracine dans la zone

à sillimanite, mais dont la partie nord atteint la zone à biotite et recoupe l'isograde de la staurotide. La morphologie en lobe nettement circonscrit du granite de Locronan et sa très faible orientation montrent une mise en place tardive (tardi M2) et une position plus élevée dans l'édifice structural.

A l'échelle des lames minces, on rapporte à l'effet thermique des granites sur leur encaissant le développement de porphyroblastes de chloritoïde (région des Salles), de chlorite (Nord et Est du granite de Locronan), de biotite et staurotide (Nord et Ouest du granite de Locronan) ainsi que des phénomènes hydrothermaux tardifs, tels que la chloritisation de la biotite, la muscovitisation de Pandalousite et l'apparition de la tourmaline. A la périphérie du granite de Locronan, les blastes les plus tardifs, superposés à la foliation métamorphique (M2) mais eux-mêmes affectés de rotations ou bien tronçonnés et réorientés, illustrent par ailleurs la chronologie relative évoquée précédemment à propos de cette intrusion.

Contexte régional de l'évolution tectono-métamorphique

La situation de la feuille Châteaulin est tout à fait remarquable dans le contexte géologique armoricain. On a, là, un des seuls endroits du Massif armoricain où il est possible d'observer, entre les granites hercyniens du Sud associés au CSA et le bassin carbonifère de Châteaulin au Nord, le Paléozoïque antécarbonifère daté, soumis à une intense déformation cisailante (Unité de Briec) et affecté d'un métamorphisme prograde atteignant la fusion partielle à l'approche des granites. Grâce à cette situation privilégiée, un certain nombre de questions importantes concernant l'histoire géodynamique du Massif armoricain peuvent être posées :

- nature et signification des discordances Briovérien/Paléozoïque inférieur et Paléozoïque antécarbonifère/Carbonifère inférieur ;
- âge, chronologie et signification du métamorphisme, de la déformation et des granitisations successives associées ;
- leur relation avec le CSA ;
- arguments pour ou contre l'existence d'une « phase bretonne » dans ce secteur.

On tentera d'y répondre au chapitre « Synthèse géodynamique régionale », mais on peut déjà ici faire le point sur les faits et leurs conséquences.

Les travaux réalisés sur la feuille voisine Gourin (Le Gall et *al*, 1992) ont abouti à un schéma tectono-métamorphique simple, qui envisage l'existence d'un seul évènement compressif (décrochement) postérieur au comblement viséen du bassin carbonifère de Châteaulin et contemporain de granitisations syntectoniques du même type que le granite de Landudal.

L'absence de chloritoïde dans les formations carbonifères et son abondance dans le Paléozoïque antécarbonifère ne traduiraient, dans cette hypothèse, qu'un contrôle structural (l'intense déformation décrochante est localisée à la bande des terrains du Paléozoïque antécarbonifère des Montagnes noires) ou géochimique. Dans le cadre de cette interprétation, la discordance des formations tournaisiennes sur les terrains paléozoïques antécarbonifères, rapportée historiquement à la « phase bretonne », est simplement mise en relation avec la mobilité qui caractérise la bordure du bassin en distension ou transtension. Ce modèle admet, par ailleurs, une évolution progressive depuis le clivage ardoisier dans le Carbonifère, vers la foliation métamorphique développée dans le Briovérien au Sud des Montagnes noires.

S'il y a effectivement « accordance » entre la schistosité S2 à chloritoïde des Montagnes noires et la schistosité ardoisère du Carbonifère, le long du contact sud du bassin, dès que l'on s'en éloigne vers le Nord, le système des plis et de la schistosité devient beaucoup plus simple dans le Carbonifère.

Au contraire, dans l'Unité de Briec la réduction par écaillages de la puissance des formations sédimentaires, la transposition S0/S2 et la grande dispersion des axes de plis et linéations dans cette schistosité prouvent une très forte déformation cisailante contrastant nettement avec celle du Carbonifère. On observe localement (près de l'échangeur de Briec notamment) une foliation précoce S1 reprise par la schistosité principale S2 à chloritoïde.

L'évolution métamorphique du Paléozoïque antécarbonifère de Briec apparaît aussi plus complexe que celle du Carbonifère. Les reliques d'un premier métamorphisme M1 à biotite + staurotide + disthène sont observables dans toute la zone dite « Anomalie de Briec » et montrent une extension vers le Nord de ce métamorphisme précoce. Les isogrades à biotite (in) et staurotide (in) contemporaine de l'épisode M2 sont situés plus au Sud et infléchis vers le Sud par le couloir cisailant de l'Unité de Briec, entre les granites de Locronan et du Steir.

Ces deux stades de métamorphisme M1 et M2 sont probablement successifs et peu éloignés dans le temps, mais ils permettent de proposer une chronologie de mise en place des différentes venues granitiques syntectoniques. On distingue ainsi des faciès trondhjémiques très précoces, fortement foliés et métamorphisés, suivis de la granodiorite foliée de Plogonnec, peut-être contemporaine de M1. Ces deux granitoïdes sont ensuite enclavés par les leucogranites syn- à tardi-M2 de Pouldergat, Le Steir, Landudal et Locronan.

L'existence d'évènements tectono-métamorphiques d'âge breton ne peuvent donc pas être démontrés ici, en l'absence d'âges solides sur les granites et sur le métamorphisme, mais ils ne peuvent pas non plus être exclus.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le cadre strict de la feuille Châteaulin est trop réduit pour réellement espérer apporter une réponse claire et définitive au débat entre les partisans d'une évolution tectono-métamorphique monophasée et ceux d'une évolution polyphasée, et mesurer par voie de conséquence l'importance relative de la « phase bretonne » dans cette partie occidentale du domaine centre-armoricain. En tout cas, elle apporte des éléments à cette discussion. De plus, outre une très grande diversité des formations géologiques représentées, il s'agit probablement d'une des seules feuilles du Massif armoricain où l'on peut aussi clairement observer les relations entre tectonique, métamorphisme et granitisation et montrer que ces événements affectent des terrains paléozoïques datés.

L'ensemble de la feuille est situé dans le Domaine centre-armoricain que caractérise un métamorphisme assez faible et une déformation relativement modérée et simple (Darboux, 1991), développés aux dépens d'une couverture paléozoïque et s'opposant ainsi aux régions voisines, Léon et Domaine sud-armoricain à évolution tectono-métamorphique plus complexe et plus intense (Rolet et *al*, 1986a ; Rolet et *al*, 1994). La partie nord de la feuille répond bien à la définition du Domaine centre-armoricain à évolution tectono-métamorphique faible, alors que la partie sud est soumise à un gradient très marqué à l'approche du CSA.

Discordances

Discordance Paléozoïque-Briovérien

La discordance des terrains paléozoïques sur le Briovérien, exposée de façon très spectaculaire dans les falaises de la plage de Trez Bihan, sur la feuille voisine Douarnenez, n'est pas visible ici. Le principe de cette discordance, que pouvait justifier la seule présence de plis couchés sans schistosité (D1) imprimés dans le Briovérien, avant le dépôt des terrains paléozoïques, peut être encore précisé et complété par une interprétation récente des caractères sédimentologiques et structuraux des contacts Paléozoïque/Briovérien en Bretagne centrale (Ballard et *al*, 1986). Celle-ci admet, en effet, que le Briovérien a enregistré, antérieurement à l'épandage du Grès armoricain, l'installation d'un régime distensif qui lui a communiqué une structure en blocs basculés dont l'existence permet tout à la fois d'expliquer, ici aussi, la variabilité de la géométrie des contacts Paléozoïque/ Briovérien ainsi que la répartition régionale de la formation rouge aréni-gienne, comblant les réceptacles en demi-graben.

Discordance Carbonifère/Paléozoïque antécarbonifère

Bien que s'inscrivant dans un vaste synclinal à cœur de Dévonien, le Carbonifère inférieur du bassin de Châteaulin, et particulièrement la formation de Pont-de-Buis (Viséen supérieur) correspondant au stade de remplissage du bassin (Rolet, 1984), montre une nette discordance cartographique sur les terrains antérieurs. Donc, bien que moins marquée sur le bord nord du bassin, (feuilles Huelgoat et Carhaix), l'indépendance structurale entre les terrains carbonifères et les terrains antérieurs est bien réelle et témoigne d'une histoire tectonique antécarbonifère.

Déformation

Les travaux d'analyse structurale, effectués sur la feuille voisine Gourin (Darboux et Le Gall, 1988 ; Le Gall et *al.*, 1992), ont montré que l'essentiel des déformations et du métamorphisme observé dans les Montagnes noires peut être rapporté à un seul évènement cisailant post-carbonifère inférieur et contemporain de la mise en place des leucogranites.

Sur la feuille Châteaulin, la structuration principale qui affecte les terrains antécarbonifères inférieurs de l'Unité de Briec, développe des plis à l'échelle cartographique et à l'échelle du terrain, de direction N70-80⁰ déversés vers le Nord et accompagnés d'écaillages de même vergence. Elle est contemporaine de l'expression d'un couloir de cisaillement particulièrement marqué sur le flanc nord de l'Unité de Briec et qui prolonge vers l'Ouest celui des Montagnes noires. La déformation en contexte décroche-vauchant (dextre et senestre, à vergence nord) y développe des plis syns-chisteux (P2S2) localement superposés à des structures mineures P1, dispersés dans S2 (Ménez Landivigen).

Aucun argument ne permet ici de fixer un âge précis pour ces déformations post-dévonniennes. On peut toutefois remarquer que les plis et la schistosité ardoisière, qui se développent dans le Carbonifère de la feuille Châteaulin et le Faou, montrent assez systématiquement un déversement vers le Sud ou vers l'Ouest, soit une géométrie nettement différente de celle de la D2 de l'Unité de Briec, déversée et écaillée vers le Nord.

Métamorphisme

Contrairement aux Montagnes noires, où la succession des isogrades, parallèles aux structures, révèle un gradient croissant vers le Sud, la zonation du métamorphisme apparaît ici plus complexe et nettement oblique sur les structures cartographiques. Le travail de A. Bosold (1996) a mis en évidence un dispositif polyphasé du métamorphisme régional. Un premier épi-

sode prograde semble avoir atteint la zone à staurotide, vers le Nord, jusque dans les formations paléozoïques de la région de Landrévarzec-Briec. Un second épisode, celui-ci rétrograde, centré sur le couloir cisailant de Briec développe dans ces mêmes zones des paragenèses rétomorphiques épizonales à chloritoïde contemporaine de la déformation D2. Ce dernier épisode détermine l'inflexion vers l'Ouest des isogrades actuels (fig. 19). Ce couloir de déformation est situé entre deux plutons granitiques, Locronan et Le Steir. Un tel couloir rappelle beaucoup le fossé de Guémené-sur-Scorff, décrit sur la feuille Pontivy (Dadet et *al.*, 1988) où l'on trouve la même évolution métamorphique dans un contexte de décrochement senes-tre entre deux plutons leucogranitiques.

Vers le Sud (région de Plogonnec et du Croëzou) et vers l'Ouest (région du Juch et Ploaré), l'augmentation des conditions de métamorphisme permet le développement rapide de l'anatexie aux dépens des formations briovériennes et paléozoïques, d'abord sous forme de métatexites puis de diatexites à l'approche des granitoïdes alumineux. Les isogrades souvent resserrés sont systématiquement centrés sur les massifs leucogranitiques (Martinez et Rolet, 1988).

Granitoïdes

Deux grands types de granitoïdes peuvent être différenciés : les orthogneiss (type granodiorite de Plogonnec et trondhjémite de Douarnenez) et les leucogranites.

Les *orthogneiss* sont de toute évidence les plus précoces, ils sont foliés et sont localement affectés par la fusion partielle : bordure réactionnelle de migmatites, aplites, pegmatites, autour du massif de Plogonnec, et fusion partielle et muscovitisation du même granitoïde vers le Sud, dans la région du Croëzou et au Sud de la bande leucogranitique du Juch.

Les *leucogranites* peuvent être subdivisés en deux grands types : précoces et circonscrits. Les leucogranites précoces (« précurseurs » ; Chauris, 1986) sont caractérisés par des contours cartographiques diffus ; ils sont généralement bien foliés et montrent de nombreuses enclaves paradérivées. Le granite de Pouldergat caractérise bien ce groupe. Les granites de Locronan et Landudal sont, eux, caractéristiques des leucogranites plus tardifs et circonscrits. Ils sont généralement à grain moyen à fin, peu déformés et recoupent leur encaissant à l'emporte-pièce.

Si l'on se réfère aux divers travaux effectués sur l'ensemble des granitoïdes peralumineux situés au Nord du CSA, la complexité des mises en

place et l'étalement des âges pourraient correspondre à une granitisation progressive (Jouvin, 1986) au cours du Carbonifère.

L'origine crustale des leucogranites armoricains semble bien établie (Bernard-Griffiths et *al*, 1985 ; Nachit, 1986) et témoigne très vraisemblablement d'un épaissement crustal dans un contexte d'hypercollision intracontinentale au cours de l'orogénèse hercynienne (Rolet et *al*, 1994).

Chronologie des évènements tectono-métamorphiques

A partir des observations effectuées sur la feuille Châteaulin, il est possible de proposer un calendrier d'évènements :

- ***mise en place et foliation des orthogneiss de type trondhjémite et granodiorite.*** Leur mise en place est généralement considérée comme ordovicienne (Barrière et *al*, 1971), mais leur site géodynamique (convergence ou amincissement crustal) et l'âge de leur déformation restent hypothétiques ;
- ***épisode principal d'anatexie.*** La fusion partielle affecte les formations briovériennes, paléozoïques au moins dévoniennes et les orthogneiss de type granodiorite de Plogonnec. Elle aboutit au développement de jus leucogranitiques (leucogranites précoces). Dans les zones moins métamorphiques, se développe une schistosité S1 à staurotide + biotite (région de Briec-Landrévarzec) accompagnée de petits plis P1 intrafoliaux (type Ménez Landivigen) ;
- ***déformation régionale majeure D2.*** Les plis synschisteux (P2, S2), systématiquement déversés vers le Nord, se développent en contexte de décrochevauchement. Une rétomorphose à chloritoïde accompagne cette déformation dans la région de Briec-Landrévarzec ;
- ***leucogranites circonscrits.*** Quoique tardive, l'intrusion des massifs de Locronan, du Steir et de Landudal accompagne cependant la fin de la déformation D2. Ils recoupent localement les isogrades (Locronan), ils enclavent des orthogneiss et paragneiss à sillimanite, mais ils sont toutefois très faiblement schistosés et les porphyroblastes qui leur sont imputables enregistrent systématiquement des rotations.

Les arguments de datation manquent totalement pour déterminer à quel moment précis de l'orogénèse hercynienne, se produisent ces divers évènements. Toutefois, l'essentiel des déformations, du métamorphisme et des granitisations est ici post-dévonien et se différencie donc des évènements éohercyniens situés dans le Domaine sud-armoricain, au Sud du CSA.

			LITHOLOGIE						PALÉOGÉOGRAPHIE			
Ères	Âge M.a.	Étages	MARIN	LITTORAL	FLUVIATILE	LACUSTRE	PÉRI-GLACIAIRE	PÉDOGENÈSE ALTÉRATION	FORMES	DÉPLACEMENTS LIGNE DE RIVAGE		
QUATÉNAIRE	Hol.	Flandrien	Plages - vasières	Cordons - dunes	Système de terrasses de l'Aulne	Tourbière Kervigen	"Heads" et limons	Paléosol rubéfié du Quinquis	Paléofalaises Plates-formes littorales Encassement des thalwegs	Grandes régressions climatiques Mouvements glacio-eustatiques		
		Weichsélien										
	0.4	Saalien										
	Elstérien											
	Ménapien											
	Quat. inf.											
	TERTIAIRE	Pliocène	1.8	Argiles et sables de Landerneau et du Relecq	Sables et galets du Menez Luz (?)	Galets de Kemoter	Sol de Lanrinou	(Pénéplanation)	Incision vallées	Surface de Ste-Anne (?) Incision vallée Élorn Surface du Léon (?) Surface de Ste-Marie (?)	Soulèvement post-helvétien	
			2.6									Gélasien
			3.5									Plaisancien
			5.2									Zancléen
			7									Messinien
		Miocène	10		Tortonien							
			25		Serravallien (Helvétien) Langhien							
			Oligo.		Aquitanien							
					35	Chattien						
					Stampien							
	ÉOCÈNE	35	Bartonien	Calcaires de la baie de Concarneau	Formations estuariennes Aber Ildut	Alluvions Aber Ildut	Argiles à végétaux du Juc'h et de Toulven	Grès ladères	Surface éocène	Altérites du pli de Bric		
			Lutétien									
Yprésien												

Fig. 27 - Corrélations lithostratigraphiques des dépôts cénozoïques en Bretagne occidentale

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Depuis le Carbonifère jusqu'à la dernière période froide (vers 70 000 ans B.R) l'histoire géologique de la région est mal connue. Au Mésozoïque, d'épaisses séries jurassiques et crétacées se sont déposées dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine. L'Ouest du Massif armoricain, alors, en grande partie, émergé, a été soumis à une altération puissante et pénéplané. Sa surface a été déformée au Jurassique terminal par la formation d'un rift responsable de l'ouverture du Golfe de Gascogne (Sibuet, 1972), puis, à la fin de l'orogénèse pyrénéenne, s'individualisent de petits horsts et grabens résultant du rejeu des failles hercyniennes comme l'accident Kerforne qui intercepte le coin sud-ouest de la carte.

La sédimentation dans les bassins du Juch, de Toulven et de Kerleven (feuille Quimper) est détritique et continentale, mais, plus au Sud, la mer occupait le bassin de la baie de Concarneau (Delanoë, 1988). Depuis le début du Tertiaire, les marges occidentales de la Manche étaient subsidentes, et, à l'Oligocène inférieur, un fleuve, s'écoulant vers le Nord-Ouest par la vallée de l'Aber Ildut, drainait le bassin de la rade de Brest (Hallégouët et al, 1976). Cette phase d'érosion, également enregistrée en baie de Concarneau (Delanoë, 1988), a été suivie à l'Oligocène supérieur par une nouvelle avancée de la mer. Le niveau marin était encore bas à l'Aquitainien, et jusqu'au Miocène moyen, le territoire de la feuille Châteaulin semble avoir évolué en milieu continental (fig. 27).

Par la suite, la mer a envahi la région jusqu'à 210 m d'altitude (Hallégouët, 1976a) et raboté les puissantes altérites qui s'étaient formées antérieurement en effaçant en partie les anciennes topographies. Sur cette feuille, les bandes de Grès armoricain et de Schistes et quartzites de Plougastel des Montagnes noires sont tranchées par une surface d'érosion venant mourir au pied de reliefs résiduels comme le Ménez Hom, le Run Bras, le Run Askel, le Ménez Quelc'h, le Roc'h Veur, le Ménez Landivigen et le Karrec an Tan. Il s'agit de la *surface de Sainte-Marie* définie par R. Musset (1928). La présence de galets marins sur cette surface montre qu'il s'agit d'une haute plate-forme d'abrasion dominée par d'anciennes îles.

Cet aplanissement, qui s'incline vers l'Ouest jusqu'à 160 m d'altitude, est également bien marqué au Sud de la Montagne de Locronan, où l'on remarque aussi les traces de stationnements marins. Les dépôts correspondant à cette ancienne ligne de rivage n'ont pas livré de fossiles, mais il pourrait s'agir de témoins d'une avancée de la mer des faluns à l'Helvétien. Ces formations n'ont, pour l'instant, été identifiées que dans les fossés tectoniques de Haute-Bretagne et de la région ligérienne.

Après le Serravalien, lors de la phase tectonique attique, un soulèvement à grande longueur d'onde affecte l'Ouest du Massif armoricain (Van Vliet-Lanoë et *al*, 1998), et c'est sans doute entre le Tortonien et le Piacenzien, que la mer a façonné la large plate-forme d'abrasion correspondant à la **surface du Léon** de R. Musset (1928). Les formations marines sont rares sur les plateaux littoraux de Cornouaille, mais sur la feuille Douarnenez, la butte du Ménez Luz en Telgruc est creusée de grottes et cernée de dépôts marins culminant vers 120 m d'altitude. A proximité, la crête du Stang an Essa, dans le prolongement du Ménez Hom, se termine, à l'Ouest, par un abrupt pouvant être assimilé à une falaise morte.

En Bretagne orientale, les sédiments correspondant aux dépôts du Ménez Luz semblent être représentés par des « Sables rouges » azoïques, généralement conservés dans de petits fossés tectoniques. Ces formations, correspondant à des séries marines, estuariennes et fluviales ont été récemment attribuées par R.P.E. (Van Vliet-Lanoë et *al*, 1998) au Tortonien, au Messinien, au Zancléen et au Piacenzien. Dans le Finistère, des sables rouges marins affleurent aussi sur les versants des vallées mortes de l'ancien réseau hydrographique oligocène de l'Aber Ildut (Hallégouët et *al*, 1976), ainsi que sur les rives de l'estuaire de l'Elorn, à l'Est de Brest, où ils sont associés à des formations vaseuses attribuées au Zancléen et au Piacenzien (Hallégouët et *al*, 1976).

Durant le Pliocène supérieur (phase rhodanienne), le socle ouest-armoricain s'élève encore, et pendant une longue période de répit, la mer a façonné la surface de Sainte-Anne. Celle-ci, définie par A. Guilcher (1948), se développe dans le Porzay, une trentaine de mètres en contrebas de la surface du Léon. Elle tranche le sommet des falaises au fond de la baie de Douarnenez, entre 65 et 50 m d'altitude, ainsi que les caps de la côte occidentale du Finistère.

Pendant le Quaternaire ancien, le niveau relatif de la mer baisse encore d'une cinquantaine de mètres, du fait de la reprise du soulèvement du socle ouest-armoricain (Van Vliet-Lanoë et *al*, 1997) et des premiers grands refroidissements (1,2 Ma : Ménapien). Au début du Pléistocène, les cours d'eau divaguaient sur les surfaces récemment abandonnées par la mer et ont laissé de larges nappes alluviales comme celle de l'Odet sur la feuille Quimper (Hallégouët et *al*, 1977). Par la suite, le réseau hydrographique s'est encaissé par étapes en fonction des régressions glacio-eustatiques liées à l'installation de grands inlandsis sur le continent nord-américain, ainsi que sur les îles britanniques et le socle Scandinave. Les terrasses climatiques froides de l'Aulne marquent les étapes du creusement du lit de la rivière pendant le Quaternaire (environ 60 m à Châteaulin). Une entaille équivalente peut être observée pour le Steir au Sud de la carte.

Sur le littoral oriental de la baie de Douarnenez, des dépôts de galets et de sables ferruginisés jalonnent une ancienne ligne de rivage interglaciaire qui ne semble pas avoir dépassé le niveau marin actuel. Le profil des falaises voisines n'a pas conservé de traces de niveaux plus élevés, contrairement à la côte méridionale du Cap Sizun (Hallégouët, 1990).

Les rivages pléistocènes ont été occupés par les populations préhistoriques dès le Paléolithique ancien comme le montre la présence d'industries archaïques au pied des falaises de la presqu'île de Crozon et dans les grottes fossiles de la baie d'Audierne, où des foyers ont été datés par R.P.E. entre 460 et 350 000 ans avant notre époque (Monnier et *al.*, 1994). L'étude altimétrique et la datation des plages anciennes semble indiquer une réactivation des failles du socle ouest-armoricain pendant le Quaternaire. Ces déformations sont également perceptibles dans les profils longitudinaux des terrasses alluviales de la basse vallée de l'Aulne, en particulier entre la formation de la haute terrasse et le dépôt de la terrasse moyenne.

Les alternances climatiques rapides pendant le Quaternaire récent (depuis 400 000 ans) ont déterminé une succession de cycles périglaciaires marqués par la gélifraction des roches affleurant sur les versants et le transit des matériaux libérés sur les pentes lors du dégel, par fauchage et solifluxion (Van Vliet-Lanoë, 1987). Les phases froides sont entrecoupées de périodes tempérées (interglaciaires et interstades) pendant lesquelles des sols se sont développés. Cependant, dans les falaises meubles de la baie de Douarnenez, les traces de pédogenèse sont rares, ce qui ne permet pas de comptabiliser avec certitude, en l'absence de dépôts littoraux interstratifiés, le nombre de phases froides qui se sont succédé. Avec l'assèchement du climat en fin de période pléni-glaciaire, vers 18 000 ans B.P., des poussières - transportées par le vent depuis les fonds marins libérés de la mer jusqu'à - 110 m environ - se sont déposées sur les reliefs voisins. Cette formation limoneuse, en grande partie érodée pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène, n'a pas été représentée, mais constitue souvent la partie supérieure des dépôts de « head » garnissant la base des versants.

L'interglaciaire actuel marque le retour d'un climat tempéré sur la région depuis 10 000 ans environ. La fin de la dernière glaciation, mal connue en Bretagne, a été marquée par une incision des lits fluviaux dans la nappe alluviale du Weichsélien. La ligne de rivage s'est élevée de 80 m en quelques milliers d'années, et depuis 8 000 ans (Morzadec-Kerfourn, 1974) les terrasses alluviales climatiques de l'Aulne s'ennoient peu à peu sous les sédiments flandriens de la rade de Brest. En baie de Douarnenez, de grands cordons dunaires isolant des marais littoraux ont peu à peu reculé vers la falaise morte pléistocène, en découvrant progressivement de vastes tourbières fossiles remontant parfois à la fin du Néolithique (Margerie, 1992).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

A l'exception des crêtes de roche dure, des versants abrupts et des dunes littorales, l'ensemble de la région est cultivé ou occupé par des pâtures. L'économie de la région est tournée vers l'élevage et, actuellement, le maïs couvre de grandes surfaces qui se sont parfois développées aux dépens de zones humides qui ont été drainées et de landes que l'on a fertilisées. La multiplication des élevages hors sol et l'épandage des déjections animales sur de vastes espaces ont engendré des problèmes de « surfertilisation ».

Les boisements de résineux de la crête du Ménez Hom, plantés au XIX^e siècle, sont mal entretenus et sont souvent, comme les landes voisines, la proie des incendies. Par contre, les massifs de feuillus de la Montagne de Locronan, présentent un certain intérêt économique. Les besoins de l'agriculture moderne ont entraîné, depuis une cinquantaine d'années, la destruction du bocage traditionnel avec l'arrachage des haies et des pommiers. Dans le Porzay, comme dans le bassin de Châteaulin, on a créé d'immenses champs ouverts, et les chemins creux ont été remplacés par de nouvelles voies de desserte des exploitations. Les espaces naturels, tels que les landes du Ménez Hom, la forêt de Névet ou le Carréc an Tan, à proximité des agglomérations de Brest et de Quimper, ont surtout un intérêt ludique, mais ils ont aussi constitué d'excellents terrains d'exercices pour l'armée.

Châteaulin, la principale agglomération, se développe dans la vallée de l'Aulne, à la limite de remontée des eaux marines. Les autres localités sont implantées sur les plateaux ou des replats à l'abri de crêtes de roches dures. Sur la côte, Douarnenez s'étend en direction de l'anse du Ry, et à Saint-Nic, la station balnéaire de Pentrez occupe le Nord de la Lieue de Grève. L'urbanisation littorale tend aussi à envahir des secteurs comme la pointe de Talagrip et l'anse d'Ar Véchen.

Dans la région, les activités industrielles sont peu nombreuses. Les plus importantes sont les unités d'abattage et de transformation de la volaille qui se sont développées autour de Châteaulin et de Briec. Dans le secteur agro-alimentaire, on peut également noter les biscuiteries de Pleyben et de Briec. Des industries se sont également implantées à proximité de l'ancienne voie de chemin de fer, au Sud-Est de Douarnenez.

Depuis la dernière guerre, les voies ferrées secondaires, qui desservait la région à partir de Châteaulin et de Quimper, ont été fermées. La voie Landerneau-Quimper subit la concurrence de la RN 165 depuis sa mise à quatre voies ; le réseau routier, à partir de l'échangeur de Châteaulin, se renforce en direction de Pleyben et de la Bretagne centrale. Le canal de

Nantes à Brest, qui aboutit à Châteaulin, a depuis longtemps perdu sa fonction économique ; il est cependant maintenu en eau, dans l'espoir d'un développement du tourisme fluvial.

RISQUES GÉOLOGIQUES MAJEURS ET GÉOTECHNIQUE

Les risques majeurs, tant naturels qu'industriels, sont très modestes dans le secteur couvert par la feuille Châteaulin, mais non nuls ; une dizaine de communes (Port Launay, Plomodiern, Châteaulin, Gouezec, Pleyben,...) y sont classées « à risques », sur les 55 du département. Hors paramètres industriels, cela concerne les deux paramètres géologiques affichés : risque de « mouvements de terrain » et risques « inondations ».

En ce qui concerne les *mouvements de terrain*, « l'aléa » (c'est-à-dire le phénomène naturel susceptible de se produire), constitue toujours un déplacement gravitaire, proche de la surface, et sur falaises ou sur pentes. Il s'agit, en falaise marine, d'éboulements après ruptures de pans sur joints ou failles, et sous énergie de tempête ; à l'intérieur des terres et sous couvert végétal, glissements d'ensemble de panneaux rocheux sur les mêmes plans faciles (joints de stratification ou en maints endroits du bassin de l'Aulne, sur plans de schistosité « ardoisière ») ; fauchage et saltation de détail de plaquettes schisteuses ; arrachements, loupes et gonflements sur altérites argileuses des formations volcano-détritiques ou du Grès armoricain ; tassements sur les haldes des multiples carrières abandonnées ; vieillissement de la stabilité au droit des puits et galeries de ces mêmes carrières, avec effondrements (?) potentiels.

Les enjeux sont négligeables pour les vies, mineurs pour les biens. Par contre, la reconnaissance géomécanique, notamment sur talus d'éboulis stabilisés, sur glacis de « head », voire sur certaines altérites, est une garantie sécuritaire ; la stabilisation ponctuelle et le drainage sont de bons atouts pour la pérennité d'une nouvelle construction projetée, accompagnés en tant que parade toujours modeste, de freinage par grillage, mur ou merlon de masse.

Le *risque inondation* est important quant à lui ; il s'identifie à peu près à la submersion des parties basses, les rivières et les fleuves étant d'assez faible énergie. Par contre, il est amplifié en tête d'estuaire, à l'interface eau douce-eau de mer ; la surcote atteint plusieurs mètres en cas de conjonction, comme en janvier 1995, entre crue, grand coefficient de marée et basse pression. Les effets en sont sensibles sur les habitations et PME/PM limitrophes, et récemment très forts sur les ouvrages anciens telles les écluses en partie basse de l'Aulne canalisé.

Tout ceci impose la réalisation de plans d'études et de surveillance ainsi que l'équipement de nouveaux réseaux d'alerte automatisés.

Plus généralement, et conformément à l'article R 111-3 du code de l'urbanisme, les risques de tous ordres sont notifiés et codifiés dans les plans de prévention des risques (P.P.R.).

RESSOURCES EN EAU

Avec leur grande diversité de roches et d'altérites, les formations géologiques couvertes par la feuille Châteaulin sont bien loin de correspondre à la caduque image d'un toit d'ardoise sur lequel l'eau glisse sans s'infiltrer. Elles sont bien aise de collecte d'un écoulement de surface et couvrent quelques fractions de très vastes bassins versants (Aulne, Steir,...). Elles sont le siège d'un écoulement souterrain renouvelable, support d'une ressource exploitable, mais vulnérable qu'il faut préserver... ou restaurer.

A l'origine, il y a les pluies, modérées sur la frange littorale, de l'ordre de 850 mm. Elles s'intensifient nettement vers les reliefs des Montagnes noires pour dépasser les 1500 mm. Mais seule une fraction de ces pluies -fraction appelée pluies efficaces - sera disponible pour les écoulements, avec des valeurs d'Ouest en Est variant de 300 à 550 mm, soit une disponibilité - ou « potentiel » - de 3 000 à 5 500 m³ par hectare et par an. Un tel flux s'évacuera à la fois par écoulement (rapide) de surface et par écoulement (lent) souterrain, la distribution entre les deux étant le fait de la nature, la morphologie,... du récepteur. Le transit souterrain peut intéresser (mais cela est très variable) 70 à 90 % des pluies efficaces elles-mêmes ; 400 mm est le chiffre souvent donné comme valeur moyenne : cela fait 4 000 m³ par hectare et par an.

L'eau souterraine se trouve dans les vides intergranulaires des altérites ou dans les fentes des roches fissurées. Une partie de roche (ou altérite) en est saturée au maximum ; celle-ci constitue la nappe, et cette nappe est accessible et exploitable par tout ouvrage, drain, puits, forage.

Tout village possède son puits fermier qui ne prélève que quelques m³ par jour. Presque toutes les communes ont développé, entre 1950 et 1965, avec plus ou moins de réussite, des captages débitant entre 100 et 500 m³ par jour ; en général simples puits ou réseaux de drains coiffent des zones d'émergences (sources), c'est-à-dire là où se trouve la limite naturelle de l'unité souterraine ou bassin versant souterrain. La surface de ces derniers ne dépasse guère les 100 ha.

La production d'eau brute produite par les captages d'A.E.P. (alimentation en eau potable) s'élève, pour l'ensemble de la zone, à environ 2,3 millions de m³/an, qui sont complétés par l'importation de 1,3 million de m³/an fournis par les prises d'eau de surface de syndicats dont le premier d'entre eux, le Syndicat de l'Aulne produit 3,6 millions de m³/an et dessert 80 000 personnes environ.

Deux exemples de captages :

- Châteaulin est, entre autres, alimenté par deux vastes champs captants, Menez Quelc'h et Prat ar Rouz, drainant chacun des zones « sourceuses » diffuses, c'est-à-dire des aires hydromorphes de 1 à 2 ha et constituées de formations quaternaires, glacis argilo-sableux à blocs surmontés de tourbes. Néanmoins, ces aires appartiennent à une série bien localisée d'exhaures au contact entre le Grès armoricain et les Schistes de Postolonnec réalisant le mur du gisement (fig. 28). Menez Quelc'h et Prat ar Rouz fournissent 200 000 m³/an (fig. 29) ;
- Locronan est alimenté par un puits unique profond de 7 m et coiffant une source située à Kervavarn au contact même du granite et de son encaissant sédimentaire (Briovérien de la baie de Douarnenez). La production y est de 80 000 m³/an, pour un impluvium complexe étudié par piézométrie et dont la surface atteint 28 ha.

A noter que beaucoup de sources ponctuelles font partie intégrante de la vie spirituelle et traditionnelle d'un passé, pas si lointain ; et elles sont coiffées de merveilleux édifices ouvragés, les fontaines. Visitez celles du village appelé Les Trois-Fontaines en Gouézec.

Les ressources traditionnelles captées s'adressent donc toutes à des eaux très peu profondes (5 ou 10 m), particulièrement vulnérables aux pollutions dont elles assurent le transfert.

*Les eaux ne sont pas toujours très pures, c'est-à-dire exemptes de germes pathogènes, ou en l'occurrence, de leurs témoins « tests » dosés, qui sont des bactéries fécales exprimées en nombre par cm³ : *Escherichia coli*, indice de contamination fécale récente, *Streptococcus* sp. et des *Clostridium* sulfito-réducteurs comme par exemple *Clostridium perfringens*, témoins de contaminations fécales anciennes.*

La richesse en azote, exprimée notamment sous forme de nitrate NO₃, est faible à moyenne, mais en continuelle croissance de 2 à 8 mg/l par an de 1975 à 1990-1991. Depuis, une stabilité semble s'instaurer. Par ailleurs, les eaux sont systématiquement acides, agressives et peu minéralisées :

- acides : ph = 4,8 (cas des grès ; ex. : Grès armoricain) ;
= 5,5 (cas des granites) ; =
6,5 (cas des schistes) ;

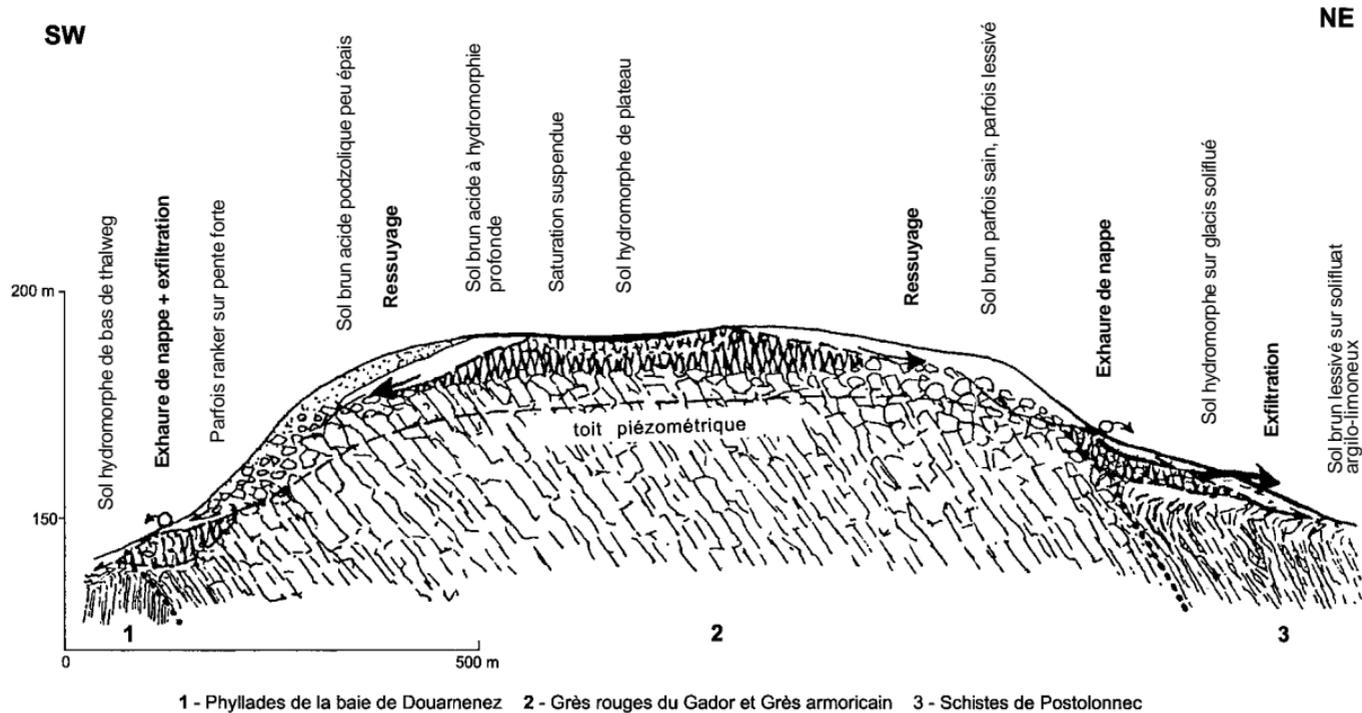


Fig. 28 - Quelques exhaures aux deux flancs de la Montagne Saint-Gildas

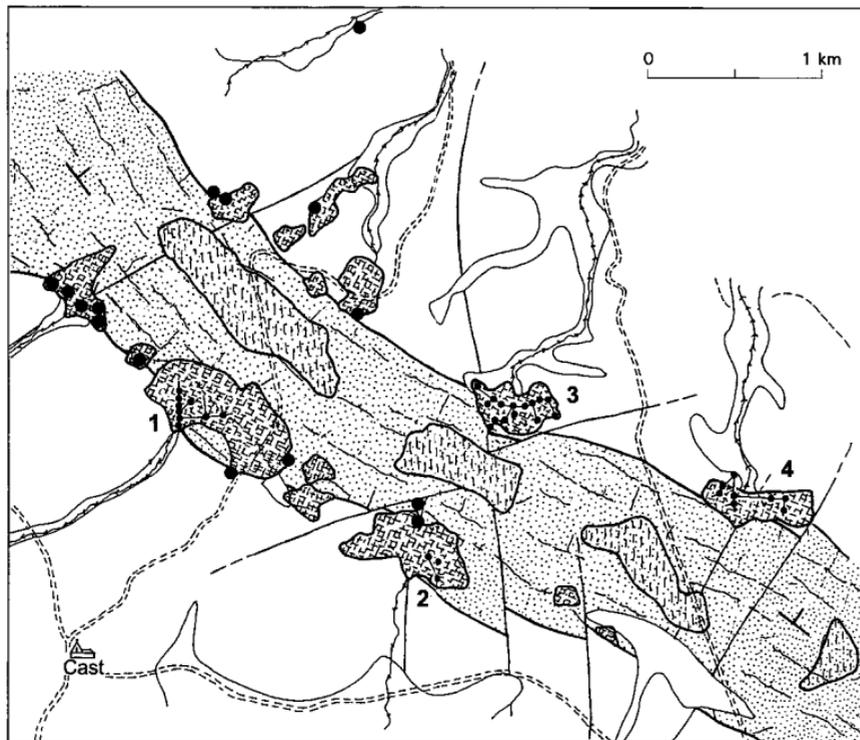


Fig. 29 - Répartition des zones sourceuses captées sur les deux flancs de la Montagne Saint-Gildas (commune de Cast)

-  Grès armoricain
-  Zones humides de plateau
-  Autres zones humides
-  Captages ponctuels
-  Captages drainants

Captages de Cast :
 1 - Keravel ar Gorré
 2 - Le Grannec

Captages de Châteaulin :
 3 - Prat ar Roz
 4 - Menez Quelc'h

- peu minéralisées. Leur résistivité à 20° est de l'ordre de :
 - $\rho = 12\ 000$ à $20\ 000\ \Omega\cdot\text{cm}$ (cas des grès) ;
 - $\rho = 5\ 000$ à $8\ 000\ \Omega\cdot\text{cm}$ (cas des granites) ;
 - $\rho = 4\ 000$ à $5\ 000\ \Omega\cdot\text{cm}$ (cas des schistes) ;
- très pauvres en carbonates et à titre alcalimétrique très faible :
 - TH < 1° (cas des grès) ;
 - TH = 2 à 6° (cas des granites et schistes).

Depuis les années 1975, sont apparus les forages, profonds en moyenne de 50-60 m, qui, eux, s'adressent à une partie profonde de la nappe mieux protégée de la surface, voire dépolluée naturellement (par exemple dénitrifiée) par échanges eau-roche. Ces forages sont réalisés en aveugle et non sur émergence ; leur succès est totalement lié au degré de fissuration. Bien implantés (après étude !), ils peuvent fournir 40 m³/h, voire plus de 100 m³/h et apparaissent, pour le moyen terme, comme un relais incontournable :

- pour renforcer, en terme de débit, une adduction ;
- pour diminuer, par dilution, la concentration d'un élément « indésirable ».

La plupart des forages réalisés, sur les 298 répertoriés en région de Châteaulin, ont été le plus souvent implantés au hasard ; ils offrent, de fait, une productivité faible.

77 est opportun de préciser que l'eau souterraine participe au maintien direct ou indirect de l'écoulement de surface, en terme de quantité et en terme de qualité y compris avec transfert de ses polluants. Ce transfert met en œuvre des temps de réponse et de restitution de l'ordre de plusieurs années (les schistes briovériens (Somlette, 1998) présentant une inertie notablement plus faible que les granites). Ainsi, les granites surmontés de leurs arènes, et leurs eaux souterraines, sont aptes à régulariser les écoulements des ruisseaux qui les recouvrent, notamment en période d'étiage (basses eaux) prononcée ; avec, pour un étiage récent, des valeurs dépassant 3,5 l/s et par km² de bassin versant. A l'inverse, les schistes et les grès ne le peuvent pas. Lors du même étiage, l'Aulne débitait 0,8 l/s et par km² ; à contrario, ils privilégient, sans inertie, l'écoulement de surface, et les crues y sont assez fortes, notamment lorsqu'elles sont aggravées dans les zones d'altitude et de pentes (Montagnes noires) où elles atteignent 250 l/s et par km².

Sur la commune de Ploéven, à l'Ouest du Porzay, les schistes briovériens et leur recouvrement ont servi de support à un site expérimental de 0,35 km² en rive sud du ruisseau de Kerharo et sur les terres de Kerveldreac'h (Somlette, 1998). Les résultats ponctuels concernent l'approche des paramètres classiques telle la transmissivité T (faible : 3 à 5 10⁻⁴ m²/s) ou le coefficient d'emmagasinement Cs (10⁻⁴ à 10⁻³) ou plus original, la définition du pas de fissures « hydrauliquement » actives de 3 à 9 m et à débit de joint de 3 à 5 m³/h.

Plus globalement, de l'anisotropie géométrique découle l'hétérogénéité de l'hydrosystème avec une connectivité très variable, qui se manifeste par un réel compartimentage de l'aquifère. Les formations superficielles puissantes (jusqu'à 15 m) jouent leur rôle capacitif, et l'ensemble est assimilable à un système bicouche « drain - capacité ».

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Ardoises

Le bassin dinantien de Châteaulin représente, et de loin, le principal terrain ardoisier du Finistère, à tel point, qu'avant les travaux cartographiques de C. Barrois, ce bassin était attribué à l'étage des schistes ardoisiers d'Angers. Presque toutes les ardoisières sont situées à l'extrémité méridionale du bassin. En 1838, les exploitations de Châteaulin, Saint-Ségal, Lothey et Gouézec comprenaient 25 carrières à ciel ouvert et 5 carrières souterraines. Selon de Fourcy (1844), les ardoises étaient de bonne qualité et s'expédiaient jusqu'en Normandie. Le point d'embarquement était situé à Port-Launay. Cette intense activité extractive, avec une exportation facilitée par le canal de Nantes à Brest, a disparu à présent et seuls les anciens déblais sont réutilisés pour dalles, voire pour l'empierrement.

Matériaux d'empierrement et de construction

Le Grès armoricain est exploité depuis longtemps pour l'empierrement dans les grandes carrières du Henguer en Cast. D'autres exploitations ont eu lieu à proximité du Menez-Hom. Les Grès de Kermeur ont été recherchés localement pour l'empierrement. La plupart des carrières ouvertes dans le granite de Locronan sont abandonnées. Elles ont fourni dans le passé de belles pierres de taille largement utilisées pour la construction des édifices religieux, bien au-delà des zones d'affleurement.

Autres substances

- **Schistes ampélitiques.** Les formations carburées du Silurien ont fait l'objet de recherches pour « charbon » au XVIII^e siècle près de Créac'h ar Forest au Sud de Châteaulin.
- **Sables.** Les dunes de Sainte-Anne-la-Palud ont jadis été exploitées. Les sables des plages sont encore utilisés pour amendements.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

La variété des formations géologiques reconnues sur la feuille Châteaulin se reflète dans la diversité des gîtes minéraux. Les uns sont

connus depuis très longtemps, tels les gisements ferrifères jadis exploités ; les autres sont de découverte récente et en cours de reconnaissance (indices de Ti-Zr, Sn-W). L'examen des cartes de prospections alluvionnaires établies par le BRGM (Guigues et Devismes, 1969 et atlas inédits) montre que beaucoup d'occurrences ont encore échappé à l'observation. Par suite, la présente notice doit être considérée comme préliminaire.

Les associations géologiques observées seront discutées dans l'ordre suivant :

- minéralisations liées à la sédimentation paléozoïque (Ti-Zr de l'Ordovicien inférieur ; Fe du Dévonien inférieur) ;
- minéralisations en relation avec les complexes volcano-sédimentaires (Fe du Caradoc - Ashgill) ;
- occurrences en liaison avec le métamorphisme (disthène, andalousite) ;
- indices rattachés aux leucogranites hercyniens (Sn-W ; Be) ; - paragenèses hydrothermales diverses (Au, Sb,...) ;
- autres minéralisations (ilménite, chromite).

Grès à rutile et zircon de l'Ordovicien (Grès armoricain)

Une prospection systématique par scintillométrie effectuée par B. Mulot (1969) le long des synclinaux paléozoïques du Massif armoricain a révélé - grâce à la radioactivité due au thorium contenu dans le zircon - d'in nombrables occurrences minéralisées en rutile et zircon, à la partie supérieure du Grès armoricain (Arenig) et parfois, comme dans le Cotentin, à la base du Llanvirn et dans le Llandeilo-Caradoc. L'ensemble des occurrences a été examiné par P. Faure (1978). Les grès minéralisés sont constitués par un agrégat de minéraux à grain fin (quartz, zircon, rutile, anatase, monazite,...) dont le litage est souligné par la teinte rougeâtre du rutile. Les grès offrent une texture sédimentaire comparable à celle de certains placers marins : les minéraux lourds se sont sans doute concentrés sur les hauts des plages. Les formations minéralisées sont suivies sur de grandes distances (plusieurs km), avec des puissances plurimétriques. Selon la nature de la minéralisation titanifère, deux types minéralogiques ont été mis en évidence : un type à rutile dominant, un type à anatase dominant. Les concentrations en minéraux lourds sont parfois très élevées (jusqu'à plus de 30 %).

Les occurrences de la feuille Châteaulin sont situées dans le prolongement des indices décrits sur les feuilles voisines Brest et Douarnenez où les falaises marines donnent les meilleures coupes de tout le Massif armoricain.

A l'intérieur des terres (feuille Châteaulin), les observations sont beaucoup plus difficiles et les teneurs relevées, dans l'ensemble, nettement plus basses. Un niveau faiblement minéralisé en rutile et zircon (intensité maxi-

maie de la radioactivité : 100 μ /H pour un mouvement propre radioactif régional de 18 à 20 μ /H) a pu être suivi (Mulot, 1969) sur près de 7 km, entre le Menez Quelc'h (à l'Est de Cast) et la chapelle d'Ilijour (au Nord-Ouest de Briec). Le niveau radioactif est décelable par scintillométrie notamment à Kergaër, Le Henguer, Bouloern et Menez Roc'h Veur. La puissance des bancs minéralisés est d'une dizaine de mètres. Les teneurs maximales enregistrées sont : SiO_4Zr : 3,57 % ; TiO_2 : 2,5 %.

La liste des indices s'établit ainsi : Menez Quelc'h, dans les deux carrières, sur le versant oriental de la cote 251 m ; Kerleurec, à 600 m à l'WNW du hameau ; Le Henguer I, dans l'ancienne carrière ; Le Henguer II, dans la « nouvelle » carrière ; Bouloern, affleurement à 200 mètres à l'Est du hameau ; D 770, à 300 mètres au Sud du passage à niveau, vaste anomalie ; Roc'h Veur, dans l'ancienne carrière, sur le versant oriental du sommet ; Kerdrein, à 300 mètres à l'Ouest du hameau.

Occurrences ferrifères sédimentaires du Dévonien inférieur

De très nombreuses occurrences de fer carbonaté sédimentaire d'âge dévonien inférieur sont connues depuis longtemps sur les feuilles voisines Brest et Le Faou.

Plus au Sud-Est, sur la feuille Châteaulin, le Grès de Landévennec est peu représenté et, par suite, les occurrences ferrifères restent sporadiques. Sur l'inventaire de M. Gouin (1966), les minerais dévoniens ont été recensés uniquement à Kerjean en Dinéault. Au cours des nouveaux levés, quelques indices ont été mis en évidence (Plusquellec et Mélou), en particulier près de Toul Divreac'h en Gouézec (belle hématite massive, dans le Grès de Landévennec).

Minéralisations ferrifères associées au complexe volcano-sédimentaire du Caradoc-Ashgill

À l'inverse des minéralisations précédentes, les occurrences sont ici très nombreuses sur la feuille Châteaulin. Sur la carte, le tracé du complexe volcano-sédimentaire Caradoc-Ashgill est jalonné par une succession d'anciennes exploitations ferrifères (Milon, 1929) (travaux d'âge inconnu ; puis, entre 1840 et 1860 ; nouvelles recherches vers 1908). Si à l'intérieur des terres (feuille Châteaulin), les observations s'avèrent souvent difficiles, par contre, au bord de la mer (feuille Douarnenez), il est aisé de montrer une nette relation entre les minerais de fer et le volcanisme de la Formation des Tufs et calcaires de Rosan. Les principales occurrences, sur la feuille Châteaulin, sont les suivantes : Moudennou, Kergoustanec, la Grande Garenne, sortie nord-ouest de Dinéault, Ty Canevet, Ty ar Glas, le Rest, Keranquéry (tous en Dinéault) ; Pennenez, Pencran, Prat-Aval, Kergonquis (tous au Sud-Ouest de Châteaulin). Les anciennes exploitations se marquent

par la présence de nombreux éboulis de minerais, parfois par une excavation, comme à Poul Houarn (« Trou du fer » en breton) près Pennenez. Les minières ont pu aussi être comblées et leur présence n'est plus signalée, dans les champs cultivés, que par le passage d'une dépression (Kergoustanec). Exceptionnellement, des travaux récents ont pu mettre à jour les couches minéralisées (tranchée de la voie express N 165 près de Poulscaven).

La position stratigraphique précise et la nature de la minéralisation primaire restent généralement assez mal connues par suite de la profonde altération du substratum (sidérite, hématite, pyrite). On notera, en outre, des dépôts siliceux à aspect de quartzite gris-noir, lité, avec sulfure de fer, qui correspondent probablement à d'anciens jaspes pyriteux (Kergonquis), cartographiés comme « filons de quartz » sur les feuilles Quimper et Châteaulin à 1/80 000 levées par C. Barrois. Au total, les formations ferrifères interstratifiées dans le complexe volcano-sédimentaire ont été suivies d'une manière discontinue sur une cinquantaine de kilomètres entre les falaises de Lostmarc'h et le Sud-Est de Châteaulin (Ty ar Yeun).

Occurrences en liaison avec le métamorphisme (andalousite, disthène)

• **Andalousite.** Dans la carrière des Salles, à 3 km à l'WSW de Landrévarzec, les schistes quartzo-sériciteux à petits chloritoïdes et grandes chlorites, attribués aux Schistes et quartzites de Plougastel, renferment des lentilles de 50 cm de longueur sur une dizaine de centimètres de puissance, constituées essentiellement de cristaux d'andalousite légèrement rosée, en baguettes de 5 à 8 mm de section, juxtaposées les unes aux autres ou séparées par une matrice schisteuse. Par ailleurs, un peu au Nord de la carrière, les schistes renferment de grandes chialstolites (Chauris et *al*, 1970).

• **Disthène.** Dans la même carrière des Salles, certains échantillons de schistes montrent de nombreux cristaux de disthène (0,5 mm de large sur quelques mm de long), allongés dans la schistosité, tantôt au hasard, tantôt selon une linéation. En outre, des nodules de disthène sont disséminés irrégulièrement dans le plan de schistosité et peuvent atteindre jusqu'à 1 m de long sur 60 à 70 cm de puissance. Le disthène, bleuté quand il est frais, blanchâtre quand il est altéré, se présente en amas quasi monominéraux ; la muscovite, en lames centimétriques, et le quartz sont en effet peu abondants. Le disthène est disposé, soit en cristaux allongés (5-6 cm) à texture rayonnée, soit en cristaux plus courts (1 à 2 cm) enchevêtrés. Les lames de disthène sont courbes, gauchies, voire émietées. Des prospections détaillées, en particulier tout au long de la bordure méridionale de l'Unité de Briec, aux environs de Landrévarzec — Briec - Edern, ont permis de mettre en évidence de nombreux indices de disthène lenticulaire échelonnés sur une dizaine de kilomètres suivant une direction d'ensemble ENE (Chauris

et *al*, 1970 ; Barrière et *al*, 1973). L'abondance du disthène aux environs de Landrévarzec a été confirmée par les prospections alluvionnaires du BRGM (Guigues et Devismes, 1969).

- **Grenat.** Au Nord de la carrière des Salles, les schistes passent à des grenatites à almandin rhombododécaédrique, de 2 à 8 mm, et chlorite, avec pyrite et grosses apatites.

Occurrences rattachées au leucogranite de Locronan (Sn-W ; Be)

La présence d'une minéralisation stanno-wolframifère relativement importante en relation avec le pluton de Locronan a d'abord été établie par les prospections alluvionnaires du BRGM (Guigues et Devismes, 1969) ; la plupart des indices en place ont été, par la suite, découverts par Y. Lulzac. Les occurrences stanno-wolframifères sont principalement localisées dans la moitié orientale du lobe granitique (Lulzac, 1964 ; Pierrot et *al*, 1973 ; Chauris, 1986).

- **Forêt au Duc.** En Quéménéven, carrière abandonnée et à moitié inondée, située en pleine forêt, un peu au Sud de la route Locronan- Quéménéven, non loin de Brunguennec. Filon quartzeux, de puissance décimétrique, orienté N140°, visible sur une dizaine de mètres. Aux épontes, le granite présente parfois des mouches centimétriques de mispickel. Par ordre d'importance décroissant, la minéralisation flionienne comprend : mispickel, cassitérite, blende, scheelite, galène et pyrite. Le mispickel est massif, grenu, parfois cannelé, en filonnets centimétriques. La cassitérite est en mouches ou en prismes quadratiques brun foncé ; elle peut former des lentilles discontinues de 6 à 7 cm de long sur 0,5 cm de large. La blende, de teinte foncée, est parfois associée au mispickel. La scheelite, rare, se présente en mouches, qui fluorescent en blanc bleuâtre ; elle est isolée dans le quartz massif et parfois associée au mispickel qu'elle moule. La galène apparaît en petits cristaux cubiques ou en filonnets ; elle est souvent associée au mispickel antérieur. La pyrite, rare, forme de petits cubes.

- **Kergostiou.** En Quéménéven, indice visible sous forme d'éboulis, souvent de grande taille, le long d'un chemin de ferme à l'Est de la route Quéménéven-Pont-Quéau. Il est constitué par un filon quartzeux de type stannifère, de puissance maximale 2 m, encaissé dans des schistes un peu au-delà de l'extrémité nord-est du massif granitique. En fait, la minéralisation stannifère paraît uniquement limitée à une zone quartzeuse de quelques centimètres de puissance. La cassitérite se présente sous trois habitus différents : dans les plages de mispickel, sous forme de minces filonnets ; dans le quartz massif, en filonnets ou en petits cristaux allongés ; en rares cristaux implantés sur le quartz cristallisé dans certaines géodes. Le mispickel, abondant, forme de grandes plages ; il est associé à tous les minéraux présents. La

pyrite constitue de petits filonnets irréguliers associés au quartz et à la cassitérite dans la masse de mispickel. Blende et galène apparaissent en petites plages disséminées dans le mispickel ou en association avec la pyrite et la cassitérite. La tourmaline est très abondante vers l'extrémité sud-ouest du filon, où elle se concentre aux épontes en nombreux cristaux radiés ; elle se développe aussi dans les schistes encaissants localement transformés en tourmalinite.

- **Le Nartous.** En Plogonnec, indice situé près de la ferme du Nartous, en bordure de la route de Plogonnec à Saint-Albin. Il est constitué par des filons de quartz massif, de type stannifère, de 10 à 20 cm de puissance, encaissés dans le granite, et suivis sur plus de 700 m. La wolframite est le minéral dominant ; elle se présente en cristaux ou en aiguilles de 1 à 3 cm (max. 7 cm). Ont été notés également : cassitérite en petits cristaux brun clair ; scheelite, en plages irrégulières remplaçant partiellement certains cristaux de wolframite, également en petits cristaux isolés dans le quartz ; mispickel et pyrite en mouches disséminées dans le quartz ; blende noire, en plages de 0,5 à 1 cm, souvent altérées en smithsonite.

- **Pennevet.** En Quéménéven, dans une carrière ouverte près de la ferme de Pennevet. L'occurrence consiste en filonnets de quartz recoupant le granite à proximité de son contact avec les schistes. La cassitérite se présente en plages microscopiques fréquentes, automorphes à subautomorphes, associées au mispickel en cristaux millimétriques ; on note, en outre, blende et galène qui corrodent la pyrite.

Au point de vue de la paragenèse, les occurrences stannifères du granite de Locronan se caractérisent particulièrement par l'association de la galène à la cassitérite.

Une seule occurrence de béryl a été signalée par Y. Lulzac (1964) dans un filonnet aplito-granitique N130° qui recoupe le leucogranite au Nord de la chapelle Saint-Renan. Le béryl, incolore ou jaune clair, se présente dans le quartz sous forme de cristaux hexagonaux divergents centimétriques.

Paragenèses hydrothermales diverses

- **Or natif.** Une très ancienne tradition a transmis la présence d'or entre Locronan et Douarnenez. Les listes de la Baronne Beausoleil signalent « *au Ry, sur le bord de la mer, une riche mine qui contient plusieurs rameaux d'or ...* ». Une mine d'or aurait été exploitée jadis à Névet au Sud-Ouest de Locronan, et des recherches auraient été également entreprises le long de la rivière du Riz (ou du Ry). Selon les documents conservés aux archives de Quimper « *il n'est pas rare de trouver des pépites (d'or) dans la rivière (du Riz)...* ». Plus récemment, Y. Fuchs (1954) a découvert un peu d'or en plaques millimétriques, dans une veine quartzreuse située au contact d'une

amphibolite qui affleure dans les falaises du Ry. Les prospections alluvionnaires du BRGM (Guigues et Devismes, 1969) ont établi que les alluvions aurifères dessinent une large auréole au Nord du leucogranite de Locronan, dans les ruisseaux drainant les formations briovériennes du Porzay ; par contre, le granite de Locronan lui-même paraît stérile.

- **Stibine.** L'ancienne carrière de Run Bras, ouverte dans les Grès armoricains au Nord de la cote 249 m, à environ 1 km à l'Est de Sainte-Marie du Menez-Hom, a jadis livré de la stibine massive, avec quelques traces de pyrite et de blende, dans des conditions de gisement indéterminé.
- **Pyrite.** Dans deux carrières ouvertes près de Kerguéven, au cœur du granite de Locronan, des filonnets quartzeux subméridiens, de basse température, sont minéralisés en pyrite.
- **Cinabre.** Des traces de cinabre alluvionnaire ont été décelées par les prospections du BRGM (Guigues et Devismes, 1969) dans le Briovérien au Nord de Quéménéven et au SSW de Briec.

Autres minéralisations

- **Ilménite.** Les teneurs relativement élevées en ilménite ($> 500\text{g/m}^3$) notées dans les alluvions par les prospections du BRGM (Guigues et Devismes, 1969), près de Briec, sont probablement en relation avec la destruction des métadolérites à amphibole. L'origine des occurrences au Nord de Quéménéven et aux environs de Kerlaz reste plus énigmatique.
- **Chromite.** Des microtraces de chromite ont été décelées à la bâtée lors des mêmes prospections, un peu au Sud de Briec. Leur origine est encore inconnue (pointement ultrabasique insoupçonné jusqu'alors dans le Briovérien ?).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

Le territoire couvert par la feuille correspond, dans sa majeure partie, au vaste amphithéâtre du Porzay, s'ouvrant sur la baie de Douarnenez et l'Atlantique et dont l'occupation humaine n'est vraiment attestée qu'à partir du Mésolithique. Il peut paraître assez surprenant qu'aucune industrie paléolithique n'ait été signalée dans cette région, alors que des témoins de cette longue période ont été découverts sur presque tout le littoral breton. Cette lacune dans la connaissance du Paléolithique dans le Porzay est peut-être due à un manque de prospection systématique et/ou d'informateurs locaux, mais il faut cependant garder à l'esprit qu'à la fin de la dernière gla-

ciation, il y a quelque 10 000 ans, la remontée du niveau de la mer, qui était plus de 100 m inférieur à l'actuel, a certainement fait disparaître un grand nombre de sites. Les grottes marines du Sud de la presqu'île de Crozon ont probablement été occupées, à l'instar de celles du Cap Sizun mais, comme elles sont aujourd'hui envahies par la mer, on ne pourra jamais raffirmer. Par ailleurs, la majeure partie des sédiments pléistocènes susceptibles de contenir des vestiges paléolithiques est, de nos jours, recouverte de dépôts holocènes, alluvions ou sable dunaire.

Des sites de campements mésolithiques ont été repérés lors de prospections à l'Ouest de Pentrez en Saint-Nic, au Nord de l'anse de Kervigen en Plomodiern, à Kervel en Plonévez-Porzay, mais les recherches entreprises depuis quelques années sur le Mésolithique armoricain ne se sont pas encore intéressées à ce secteur géographique qui s'annonce prometteur et intéressant car, bien que peu de sites soient encore connus, l'industrie montre l'usage, en assez grande proportion, de grès lustré et de cornaline, roches de remplacement du silex. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est permis de se demander si l'affleurement utilisé pour l'approvisionnement en matière première ne se trouve pas sous la mer, à une cote voisine de -20 m. La présence de ces matériaux dans les industries mésolithiques du fond de la baie de Douarnenez tendrait à confirmer l'hypothèse de l'existence de formations tertiaires au fond de cette baie, exprimée il y a quelques années (Augris et *al.*, 1988, p. 9). Cet affleurement tertiaire serait l'équivalent des grès lustrés de Kervouster en Guengat et du Moulin du Pont en Pleuven.

Les habitats néolithiques ne nous sont révélés que par des découvertes fortuites et sporadiques d'objets mobiliers (haches polies, meules dormantes, silex, tessons de poterie,...), comme à Zabrek en Saint-Nic ou encore à Kervel en Plonévez-Porzay et en de nombreux points de la commune de Briec. Les sites d'habitats néolithiques, tout comme ceux des périodes suivantes, sont très difficiles à localiser en raison de leurs structures fragiles sur des sols peu épais que les travaux agricoles ont maintes fois retournés. Cependant, les prospections aériennes permettent de découvrir certains ouvrages fossoyés ou terroyés qui se révèlent être, la plupart du temps, de l'Age du fer, gallo-romains ou médiévaux. Le bassin du Porzay est une région aux sols riches où les pratiques agricoles ont sans doute fait disparaître des mégalithes, même si peu de roches se prêtent à la fabrication de menhirs ou de dolmens. On sait, en effet, que les néolithiques n'hésitaient pas à effectuer des transports de matériaux lourds sur de longues distances. Néanmoins des matériaux dégradables, comme le bois, ont pu être utilisés pour la construction de sépultures. Au Nord de la région, le Ménez Hom a certainement joué un rôle particulier auprès des civilisations préhistoriques et protohistoriques dans les domaines culturel et funéraire. En effet, c'est autour de cette éminence remarquable que l'on compte le plus de monuments mégalithiques : les dolmens de Dinéault, de Ménez-Lié à Saint-Nic,

de Kergoff à Argol, de Sainte-Marie à Plomodiern, généralement constitués de dalles de grès ou de quartzite. Dans le bassin de l'Aulne, il y a lieu de signaler l'allée couverte en dalles de schiste de Kerriou à Gouézec qui date de la fin du Néolithique. Au bord de la mer, subsistent les restes d'un dolmen très ruiné à Lestrévet en Plomodiern.

Les menhirs sont beaucoup plus disséminés que les sépultures, avec toutefois une certaine concentration, une fois encore, autour du Ménez Hom : menhirs d'Argol, de Plomodiern, de Dinéault (le Stang et Keredan), de Saint-Nic (entre le bourg et Pentrez), de Cast (Lelsac'h) et, plus à l'Est, celui de Brieç.

Des lignes de pieux fichés dans la tourbe de l'estran de Kervigen en Plomodiern ont été relevées en 1984, et des prélèvements ont été effectués par les soins du Dr J. Peuziat et de l'auteur. Une datation au carbone 14 d'un des pieux a donné 2 110 à 1 695 B.C. avec 95 % de confiance, ce qui correspond au Bronze ancien. Tout près, furent découverts des tessons d'urnes à cordon de la même époque et, sur l'estran près de l'île Salgren, à la faveur d'un démaigrissement de la plage, une sépulture en coffre fut mise au jour. Tout ceci montre, une fois de plus, que le niveau de la mer s'est relevé depuis l'Âge du bronze.

Le territoire couvert par la feuille a été fréquenté par ce qu'il est convenu d'appeler « la civilisation des tumulus armoricains », comme en témoigne la cinquantaine de tumulus et coffres qui y ont été recensés. Il serait fastidieux de tous les citer ici et nous conseillons le lecteur intéressé de se reporter à l'ouvrage de J. Briard, « les tumulus d'Armorique » (1984), à la fin duquel figure un inventaire critique. Leur répartition est régulière avec, toutefois, une plus forte concentration autour de Brieç.

Datant du Bronze moyen et final sont aussi les dépôts de fondeurs-colporteurs mis au jour à la Boixière en Pleyben, à Gouézec, près du viaduc à Saint-Ségal, à Brouguen et Creac'h-Calliec en Brieç, à Kerlestrec en Landrévarzec, à Saint-Nic et Plomodiern (Du Chatellier, 1907).

Les indices de l'occupation humaine pendant l'Age du fer sont plus ténus. Parfois un effondrement du sol lors du passage d'un engin agricole révèle la présence d'un souterrain armoricain, structure d'accompagnement d'une ferme indigène, comme à Porastel en Kerlaz et surtout, près du Ménez Hom, à Keredan, Ti ar Gall et Kervinic, tous les trois sur la commune de Dinéault. Les stèles de l'Âge du fer sont généralement constituées de granite ou d'une roche apparentée et, le Nord de la zone nous intéressant étant dépourvu de ces matériaux, il est assez logique d'en trouver moins qu'ailleurs. Certaines de ces stèles ont connu un culte païen, et ce culte a été éradiqué au Moyen Age, parfois de façon drastique par destruction de

la pierre, d'autrefois par christianisation en transformant la stèle en fût de croix ou en la transportant près d'un édifice chrétien. Peu de stèles nous sont connues à leur emplacement originel. Il convient de citer la belle stèle cannelée dite « fuseau de Sainte Barbe » à Ploeven, celles hémisphériques de Kozquinquis en Plonévez-Porzay et de Kerlagat en Plogonnec, celles de Tri Korn, près du temple celtique de Trogouzel en Douarnenez, temple qui connut une réutilisation à l'époque gallo-romaine ainsi que celles de Bric transportées près des chapelles de Garnilis, Saint-Egarec et Trolez. Lorsqu'elles sont trouvées dans leur contexte archéologique, les stèles sont, la plupart du temps, associées à une nécropole ; s'il n'en a pas été signalées sur le Ménez Hom, les versants de ce promontoire montrent cependant de nombreuses tombelles souvent difficiles à dater, mais se rapportant fréquemment à l'Âge du fer.

A l'époque gallo-romaine, cette région a connu une occupation importante, peut-être en raison d'une industrie particulière en relation avec les ressources maritimes. Tout le long du littoral de la baie de Douarnenez, des cuves à salaison furent construites, certaines d'entre elles ayant pu servir à la fabrication du *garum*, ce condiment très prisé des romains. Une de ces unités est particulièrement bien conservée aux Plomarc'h en Douarnenez. Ces établissements et les villas de leurs propriétaires étaient desservis par des voies ; les principaux axes de communication de ce secteur sont la voie reliant Quimper à Landerneau par Châteaulin (9 km de ce tracé sont encore bien visibles entre la gare de Quéménéven et Châteaulin), celle de Carhaix à Douarnenez, celle de Carhaix à Crozon par Châteaulin, celle de Douarnenez à Quimper et, enfin, la voie littorale empruntant la lieue de grève (Galliou, 1989).

Des travaux divers ont été à l'origine de découvertes fortuites d'objets gallo-romains : le cavalier à l'anguipède de Landudal et celui de Bric, les statuettes de Cast et, bien sûr, la superbe statuette en bronze de Kerguilly en Dinéault, plus connue sous le nom de « Brigitte ». C'est aussi au cours de travaux qu'ont été mis au jour le dépôt monétaire de Kermadoret en Bric, les urnes cinéraires de Tréfray en Quéménéven et celles de Trogouzel en Douarnenez.

Si certaines petites enceintes comme Castelic en Plonévez-Porzay sont difficiles à dater avec précision, le camp des Salles en Locronan est bien une cour d'époque carolingienne, comme l'a montré la fouille de P. Guigon (1992). Il semble cependant que cette enceinte ait connu une réoccupation plus tardive, durant le bas Moyen Âge. C'est aux petits seigneurs du Moyen Âge que nous devons les mottes castrales et enceintes suivantes : Coat-Meur en Ploeven, Quistinic à Edern, la Châtaigneraie et Keroualen en Bric, an Douffes à Plogonnec, Ploaré en Douarnenez et celles de Quéménéven et Cast. D'autres ont été rasées sans avoir été suffisamment

étudiées. C'est ainsi qu'ont disparu les mottes de Pont-Coblant en Gouézec, ar Sentinellou à Ederm et celle du bourg du Juch.

Dans le cadre de sa thèse, D. Marguerie (1992) s'est intéressé à la tourbière et aux alignements de pieux de l'anse de Kervigen cités plus haut. Cette étude a montré l'évolution de la flore du fond de la baie de Douarnenez du Néolithique moyen au Moyen Age, soit sur quelques 4 700 ans, montrant que la pratique de l'agriculture se traduit par des déboisements au Néolithique et à l'Age du bronze et une progression des rudérales surtout au Bronze final, époque durant laquelle les céréales sont cultivées ; l'on note aussi la présence du chanvre et du houblon. À l'Âge du fer, la zone est largement déboisée, le châtaigner est attesté, les herbacées très variées, dominées par les céréales. Le sarrasin est déjà cultivé.

À la fin de l'Empire romain, se produit une remontée du niveau de la mer et l'on assiste alors à une période de troubles socio-économiques correspondant à un déclin des activités agricoles dont le redéploiement se fera surtout à la fin du Haut Moyen Age et au début du Bas Moyen Age. Le seigle sera de nouveau cultivé au détriment du sarrasin.

Trois autres pieux des alignements de Kervigen ont été datés par le carbone 14, et les résultats se situent au Bas Empire romain et au Haut Moyen Age. Ces files de pieux peuvent être interprétées comme des restes de pêcheries réaménagées au cours des temps et en fonction de l'évolution du niveau de la mer.

QUELQUES SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

De Plogonnec au Menez Hom

Cet itinéraire nous conduit depuis les granitoïdes hercyniens de la région de Quimper, au Sud, jusqu'aux formations sédimentaires du Paléozoïque inférieur du Menez Hom, en passant par les formations briovériennes de la baie de Douarnenez.

En venant de Quimper par la D 63, prendre à gauche, par l'ancienne route, la direction de Plogonnec et s'arrêter près de l'église. Descendre à pied le long du tronçon de la D 63 qui évite Plogonnec. Dans la tranchée de la route, à la faveur de mauvais affleurements on pourra observer le faciès sombre, schistosé, caractéristique du massif granodioritique de Plogonnec. Pour les amateurs de vieilles pierres, la petite chapelle de Saint-Thégonnec, située près de la D 56, à environ 2 km au Sud de Plogonnec, est construite sur une source druidique.

En reprenant la direction de Locronan par la D 63, on remarquera devant nous le relief barrant l'horizon et correspondant au massif granitique de

Locronan. Arrivé au premier rond-point, prendre à droite vers Locronan et stationner sur le premier parking à gauche (attention, l'été ce parking est très fréquenté et payant !). Revenir à pied vers le rond-point (100 m). Un bon affleurement de granite à deux micas (leucogranite) de Locronan, un peu altéré, est observable de part et d'autre de la D 63 à l'arrivée sur le premier rond-point. Ensuite, une visite du centre touristique de Locronan vous permettra d'apprécier l'habileté des tailleurs de pierre de la Renaissance bretonne. L'ensemble du village de tisserands (église et maisons) est construit en pierres appareillées provenant du massif granitique de Locronan. Un petit crochet à la chapelle Ar Zonj (285 m d'altitude) vous permettra d'observer, dans la montée, un beau panorama sur le Porzay et sur le Menez Hom.

Pour les amateurs de légendes, il est possible d'aller voir une pierre originale, « la gazez vein » (la jument de pierre), située sur la lande au Sud de Locronan, à mi-pente de la colline 203. Il s'agit d'une pierre couchée à bassin située sur le parcours de La Troménie (pardon de Locronan). La tradition veut que les jeunes fiancés doivent s'y asseoir chacun à une extrémité pour espérer de beaux enfants dans l'année...

Quitter Locronan par la D 7 en direction de Douarnenez. A 1 km avant le village de Kerlaz, tourner à gauche vers le Juch. Dans la montée vers ce village perché, on observera en direction du Nord, la dépression rectiligne due au fossé paléogène du Juch. Depuis le Juch, on pourra rejoindre la plage du Ry par Keratry, Kerstrat et Kervignac.

La descente vers le Ry offre une vue intéressante sur le littoral du Porzay, rythmé par l'alternance de pointes rocheuses et de plages sableuses, ainsi que sur la crête du Menez Hom qui s'abaisse régulièrement d'Ouest en Est. Des places de stationnement sont aménagées en bordure de route avant d'atteindre le niveau de la plage.

La coupe à observer débute dans l'angle oriental de la plage ; il s'agit ici d'affleurements en falaise littorale auxquels on accède lorsque la mer est suffisamment basse (penser à consulter l'annuaire des marées). On rencontre tout d'abord, et successivement, deux pointements de roches cristallines rapportés, le premier, au granite de Locronan et le second, grossièrement feuilleté, à la trondhjémite (granodiorite) du Cap Sizun, largement développée vers l'Ouest sur la feuille voisine Douarnenez. L'une et l'autre roche sont intrusives dans une formation de micaschistes qui constituent l'essentiel de la falaise que l'on va longer, dans un premier temps, du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Les niveaux de quartzites micacés, qui alternent avec ces micaschistes, soulignent l'organisation sédimentaire initiale en strates. Ce litage est déformé par une génération de plis synfoliaux, décimétriques à métriques,

déversés à couchés vers le Sud et dont les axes s'orientent entre N90 et N110°E. Le feuilletage micacé, qui souligne leur plan axial, est lui-même postérieurement déformé par un microplissement, millimétrique à centimétrique, à plan axial redressé et orienté environ Est-Ouest. De nombreuses figures d'interférences entre ces deux épisodes de plissement peuvent être observées. Quelques filons de granites à tendance pegmatitique, de faible puissance, se rencontrent également, les uns précoces sont plissés, les autres plus tardifs ne sont pas déformés.

Si l'on peut consacrer plus de temps à cet arrêt, la coupe peut être poursuivie le long de la falaise désormais orientée SSW-NNE jusqu'à atteindre, au bout de 400 m environ, les affleurements spectaculaires d'une formation brun-rouge de grès ferrugineux à galets qui empâte les micaschistes de l'estran jusqu'à les masquer totalement. Il s'agit d'une plage ancienne déposée antérieurement à la dernière période glaciaire.

Reprendre les véhicules pour rejoindre la Lieue de Grève (via Kerlaz, Plonévez-Porzay et Ploeven) et emprunter la route qui longe la plage pour gagner Pentrez que l'on quittera vers le Nord (et non en direction de Saint-Nic). L'itinéraire débute par un virage en lacet, très pentu, qui permet d'atteindre le château d'eau installé sur le plateau. A 1 km de celui-ci, à hauteur de Kerninet, la route franchit un vallon très encaissé, et il faut tourner à gauche en direction de Caméros, juste avant le sommet de la côte. Traverser le village pour accéder à la plage où le stationnement des voitures ne pose aucun problème.

Les falaises longées d'Ouest en Est (à marée basse !) sur 500 m environ permettent tout à la fois une observation des types lithologiques les plus caractéristiques du Briovérien et des structures qui témoignent de son caractère polydéformé.

L'évolution métamorphique, plus faible que dans le Sud de la baie, n'a pas gommé les traits sédimentaires caractéristiques des alternances d'argilites grises, massives ou rubanées, et de grès verdâtres particulièrement bien exposées le long de la rampe d'accès (cale) à la mer. On repère en particulier des figures de base de banc et plus précisément des « flute cast » (moulages de figures d'affouillement par des courants) qui témoignent par ailleurs du caractère renversé de la série. Ce renversement des couches est réalisé dans le flanc inverse d'un pli couché décimétrique, d'axe N140°E environ, déversé vers l'ENE et dont la charnière peut être repérée dans la falaise au niveau où la rampe atteint la plage (fig. 14). L'observation de telles structures est cependant assez rare et la déformation la plus évidente se traduit par des plis décimétriques à plurimétriques dont le plan axial, sub-vertical, orienté vers N70°E, est matérialisé par une schistosité très pénétrative. Ils présentent des axes affectés de plongements de sens et d'inten-

sité très variables. Ces plis synschisteux caractérisent une deuxième phase de déformation, postérieure au développement des plis couchés, et il résulte de leur superposition des structures d'interférence en accordéon, en selle et en cuillère (fig. 18) que l'on peut étudier quelques centaines de mètres plus à l'Est.

Regagner Pentrez par la même route mais prendre cette fois la direction de Saint-Nic, qui possède un joli petit enclos paroissial (porche classé, du XV^e siècle). Depuis Saint-Nic, deux itinéraires sont proposés pour rejoindre le Menez Hom, terme de ce premier itinéraire :

- gagner directement, par la D 108, la rampe d'accès au sommet du Menez (D 83). A l'Ouest de la D 108, 500 m environ avant son carrefour avec l'axe Crozon - Châteaulin (N 787) le dolmen de Menez Lié peut être visité ;
- emprunter la D 63 en direction de Plomodiern. A Plomodiern, prendre la D 47 en direction du Nord vers Sainte-Marie du Menez Hom ; l'élévation importante des altitudes, ainsi que la rupture de pente (sensible dans le paysage et remarquablement mise en évidence par les ombrages sur la carte topographique à 1/50 000) soulignent le contact entre les roches tendres du Briovérien et les niveaux très résistants de la base du Paléozoïque, en l'occurrence le Grès armoricain.

À Sainte-Marie du Menez Hom, prendre la D 887 vers Crozon puis la D 83 pour atteindre le Menez Hom qui culmine à 330 m. Très beau panorama, mais affleurements médiocres, permettant d'observer en particulier, vers l'Est, la dépression carbonifère du bassin de Châteaulin et, vers le Sud, la plaine du Porzay.

De Cast à la vallée de l'Aulne

Cet itinéraire, dans le flanc sud du synclinorium de Châteaulin, permet de bonnes observations des diverses formations du Paléozoïque.

De Cast, prendre la D 7 en direction de Châteaulin. Près de la chapelle Saint-Gildas, on pourra examiner les faciès de la Formation du Cap de la Chèvre : au Nord de Cotorneuc les conglomérats puis les schistes rouges, au Sud-Est de la chapelle ce même niveau. Le géologue, intéressé par cette formation, pourra compléter les observations en se déplaçant vers l'Ouest de 1,5 km. Dans le petit bois de Coat Bihan, bel affleurement de schistes rouges et, en face, côté oriental de la route, les conglomérats.

Reprendre la D 7 qui grimpe sur la crête de Grès armoricain à travers le bois de Saint-Gildas, après avoir passé le col à la cote 192 m, la descente vers Châteaulin expose une coupe de bord de route et un affleurement naturel dans le Schiste de Postolonnet. Quelques fossiles peuvent être récoltés : *Neseuretus tristani*, *Heterorthis* sp.

La suite de la série pourra être examinée le long de l'ancienne voie de chemin de fer. Prendre à gauche la petite route vers Pencran et stationner au « passage à niveau » ; se diriger vers le Sud. Le Grès de Kermeur est très mal exposé mais, par contre, on pourra examiner une rare coupe dans le sommet de la Formation de Rosan et son contact stratigraphique avec des grès blancs attribués à la Formation de Roudou-Hir (fig. 7). Continuer vers le Nord. Les ampélites du Silurien sont masquées mais les argilites sombres à petits bancs de quartzite noir, qui affleurent dans le déblai immédiatement au Nord du « passage à niveau », sont rapportés à la partie moyenne du Groupe de Kerguillé. Traverser le vieux pont qui enjambe la route de Crozon pour examiner une belle coupe dans les Schistes et quartzites de Plougastel (fig. 8 et son commentaire).

Reprendre la D 7, puis la D 887 en direction de Crozon. On contourne par le Sud un imposant relief qui culmine à 234 m (Formation de Plougastel ; depuis le sommet vue exceptionnelle sur l'ensemble de la feuille) ; prendre à droite la D 60 puis, à l'Est de Dineault, gagner, dans l'extrême Nord de la feuille, le bois de Rozanou. De mauvais affleurements de schistes et quartzites de Plougastel et de Grès de Landévennec pointent ça et là dans le secteur sud-est du bois et aux alentours de la chapelle Saint-Exuper. En contrebas, sur la route menant à Concily, dans les argilites et les grès micacés, on pourra récolter la faune de la Grauwacke de Faou (*Chonetes aulnensis*, *Megantheris* sp., *Diamenocrinus* sp., *Seilloucrinus* sp., etc.).

Se diriger vers le Nord en direction de Rosconnec ; à 200 m au Sud du village, un petit chemin descend vers l'Aulne. On peut y observer une coupe dans une série d'argilites de grès et de grauwackes de décalcification peu fossilifères. À environ 100 m au Nord, deux petites carrières abandonnées sont ouvertes dans les schistes carbonifères.

De Châteaulin à leyben via Saint-Ségal

Cet itinéraire propose un cheminement à travers le Carbonifère du bassin de Châteaulin.

A Châteaulin, rive gauche, prendre en direction de la gare, passer sous la voie et gagner le Quivit. À 100 m environ au Sud du village, rechercher dans les bois les anciennes carrières de calcaire (Calcaire de Quivit à riche faune de Conodontes du Tournaisien supérieur). Cette localité est d'un intérêt majeur pour l'histoire carbonifère du bassin de Châteaulin, mais les affleurements sont particulièrement médiocres.

La ville de Châteaulin est établie sur les schistes du Viséen supérieur (Formation de Pont de Buis) dont certains niveaux d'argilites schistosées, suffisamment puissants et homogènes, ont été exploités pour la production

d'ardoises. Plusieurs sites d'extraction, parfois souterraine, ont fonctionné sur la commune, tous sont aujourd'hui arrêtés mais de nombreux terrils témoignent encore de cette activité. Les ardoises très fines et souvent pyri-teuses présentent parfois des empreintes végétales (*Rodhea* sp.).

Les jardins et chemins de l'hospice, qui domine la ville en rive gauche, offrent de nombreux affleurements des alternances de schistes noirs, ardoisiers, et wackes, caractéristiques de la Formation de Pont de Buis. On peut y accéder depuis le quai Carnot en empruntant la ruelle située entre les n° 20 et 22, puis l'escalier à gauche. Les rapports géométriques entre plan de stratification et plan de schistosité peuvent y être déchiffrés : les deux surfaces orientées entre N120° et N140°E sont pentées vers le nord-est ; le pendage de la schistosité est toujours plus fort que celui de la stratification et ceci conduit à replacer ces affleurements sur le flanc normal, peu incliné, d'un pli anticlinal déjeté vers le Sud-Ouest.

Quitter Châteaulin en empruntant la D 770 qui longe l'Aulne en rive droite. On atteint Port Launay où l'on remarquera la très spectaculaire dissymétrie des rives du méandre : la rive concave et son bel alignement de maisons anciennes dominé par un versant boisé en pente raide ; en face, le lobe de rive convexe en pente douce bordé par une banquette alluviale.

A la sortie de Port Launay, suivre l'itinéraire Pleyben ; il croise la voie rapide Brest-Quimper (N 165) à l'échangeur de Pouillot dont les talus exposent les argilites et wackes de la Formation de Pont de Buis affectés de molles ondulations synschisteuses. Le même matériel affleure encore le long des sections en déblais de la N 164 en direction de Pleyben. Visiter à Pleyben le bel enclos paroissial et son ossuaire du XVI^e siècle.

De Briec à Pont-Coblant

Cet itinéraire concerne, du Sud vers le Nord, une coupe à travers les formations les plus représentatives de la feuille, depuis les terrains briovériens et paléozoïques - de plus en plus métamorphiques à l'approche des granites - jusqu'au Carbonifère de Châteaulin.

A 1,5 km au Sud de Briec, le long de la route de Landudal, entre les villages de Pennarun et Rosbriant, on observe dans le talus de la route une mauvaise coupe dans les schistes et wackes du Briovérien à petites taches (reliques de staurotide). De nombreux filons de métabasites (amphibolites) bordent ces schistes. L'un d'entre eux a été exploité en carrière dont on peut observer les restes en contrebas de la route, dans le petit bois longeant le ruisseau de Langelin. Cet essaim filonien caractérise les terrains briovériens à l'approche des formations paléozoïques depuis l'Unité de Briec jusqu'aux Montagnes noires (régions de Gourin).

En revenant sur Briec, on recoupe le contact (non exposé) Briovérien-Paléozoïque à l'entrée sud de l'agglomération. Afin d'illustrer les variations importantes du métamorphisme et de la déformation hercynienne du Nord au Sud de la feuille, nous allons visiter trois affleurements successifs de la même formation (Grès armoricain) dans des contextes tectoniques et métamorphiques différents.

1. A Briec, prendre la D 785 vers le Nord en direction de Pleyben. Au carrefour des Trois Croix, tourner à gauche et passer sous la voie rapide Quimper-Brest, puis tout de suite à droite en direction de Châteaulin. Au carrefour en T de Moulin du Duc, prendre à gauche la D 170 en direction de Quimper ; 500 m plus loin, se trouve, à droite, l'entrée de la carrière du Henguer (demander l'autorisation de visite). La partie nord de la carrière montre une succession de bancs de grès-quartzites blancs à faible plongement Est (30 à 40°). La déformation y est modeste avec développement local d'une schistosité et quelques failles inverses sur décollements couche à couche.

2. Revenir sur ses pas en direction des Trois Croix. Au niveau du village de Kerdrein, tourner à droite vers la chapelle d'Illijour. Près de la chapelle, le chemin à droite du calvaire mène à une ancienne carrière dans la Formation du Grès armoricain. Les bancs de quartzite (des traces de bilo-bites y ont été observés) sont plissés et forment un anticlinal synschisteux pincé dans une grande lentille de cisaillement N100-110°E.

Partant à gauche du calvaire, une petite route conduit jusqu'au Menez Roc'h Meur (230 m), en longeant le relief par le Sud. À la faveur d'un bel affleurement naturel, on observe les quartzites affectés de nombreux plis à axes courbes découpés par des lentilles montrant le fort caractère cisailant de la déformation à l'approche du couloir tectonique de Briec.

3. Reprendre la direction du carrefour des Trois Croix. Avant de franchir la voie rapide Brest-Quimper, tourner à droite vers Quéménéven. Au niveau de la chapelle de Saint-Venec, tourner à gauche sur la D 170 en direction de Quimper. Deux kilomètres plus loin, au niveau du Moulin du Lay, prendre à droite vers Plogonnec. Après avoir franchi la rivière de Steir et le passage à niveau de la ligne Brest-Quimper, la route traverse le mas sif granitique de Locronan. Bien que fortement arénisé dans cette zone, le massif se marque tout de même dans le relief, et quelques carrières abandonnées, ouvertes dans le granite, jalonnent cette route.

A 3 km avant Plogonnec, tourner à gauche vers Ménez Rhun, Le Croëzou, Guengat. Un peu plus loin, à environ 700 m, au niveau de Pen ar Voëz, tourner à gauche vers Penhoat, puis 100 m plus loin, à droite vers Kergreiz, Trézervan. Après Trézervan, descendre jusqu'au ruisseau de Kerganapé et s'engager sur le chemin qui mène à l'ancien moulin de Meil

Roc'h. A gauche du chemin (versant nord du ruisseau), se trouve une ancienne carrière ou affleurement des roches feuilletées blanches souvent arénisées. Il s'agit de gneiss clairs leptynitiques à sillimanite, situés au Sud d'une série de micaschistes à staurotide, donc au tout début d'apparition, de la sillimanite. Par analogie de faciès et continuité cartographique, ces faciès clairs sont rapportés à la Formation du Grès armoricain, atteinte ici par un métamorphisme de haute température.

Reprendre la route vers Trézervan. Après avoir passé ce village, à environ 1 km, tourner à droite vers Kerascoët et Saint-Albin. Devant l'église de Saint-Albin, prendre à droite vers Pont Quéau. A Pont Quéau, traverser le Steir et la ligne de chemin de fer Brest-Quimper et s'arrêter à gauche près de l'ancienne maisonnette de garde-barrière. Deux affleurements de la même formation sont observables : l'un au Sud du passage à niveau, le long de la ligne (attention au train !) ; l'autre, derrière la dernière maison, à droite sur la route en direction de Quilinen. Il s'agit de gneiss sombres tachetés à fibrolite et petits lits granitoïdes. Ces faciès sont attribuables aux sédiments du Briovérien atteints ici par l'isograde à sillimanite et par un début de fusion partielle. Cette évolution métamorphique de haute température se développe à l'approche du massif leucogranitique du Steir dont les premiers affleurements apparaissent à environ 500 m vers le Sud, à la limite de la feuille Châteaulin et de la feuille Quimper.

Remonter ensuite vers le Nord-Est jusqu'à Bric en passant par Quilinen (belle chapelle et calvaire) et Landrévarzec (D 61).

A Bric, repartir vers le carrefour des Trois Croix par la D 785. A 500 m avant le carrefour, tourner à droite vers Stang Kergourlay, puis à droite et à gauche jusqu'à Ty Névez ar Groaz. A partir de cette maison, un chemin en partie aménagé s'enfonce dans un petit bois situé au pied du Ménez Landivigen. Il s'agit là d'une suite de très beaux affleurements naturels sur un « roc'h » envahi par la lande (prévoir de bonnes chaussures). L'alternance de schistes à chloritoïde et de petits bancs de quartzites de la Formation des Schistes et quartzites de Plougastel est affectée de nombreux plis à axes courbes. Deux générations de plis synschisteux sont identifiables, la seconde montrant un léger déversement des structures vers le Nord. Au point de vue tectonique, cet affleurement illustre bien le caractère cisailant de la déformation régionale.

Si l'on n'est pas trop bruyant et si l'on a beaucoup de chance, on peut espérer rencontrer renards et cervidés dans cette zone.

Revenir au carrefour des Trois Croix. Depuis les Trois Croix jusqu'aux Trois Fontaines, la D 785 traverse une zone déprimée, sans affleurement, largement occupée par le Groupe du Ruisseau des Trois Fontaines. Aux

Trois Fontaines (joli ensemble de chapelle et fontaines) prendre la direction de Gouezec et gagner le point culminant du secteur, le Carréc an Tan (279 m) ; intéressant affleurement des Schistes et quartzites de Plougastel (remarquer les faciès bioturbés) et vue panoramique.

Revenir sur la D 785. Après avoir traversé, en cluse, la barre des Schistes et quartzites de Plougastel, on remarque, à l'WNW de Toul-Divreac'h, une ancienne carrière qui exploitait le Grès de Landévennec ; puis, dans les virages jusqu'à hauteur de Kerven, affleurent les différents faciès de la Formation de Guendaré dans sa coupe-type.

Des affleurements complémentaires (quitter la D 785 pour la D 41 vers Gouezec) peuvent être examinés dans un chicot rocheux (traces d'exploitations anciennes) qui pointe au Sud de Gwezen Vraz, en face du réservoir. On notera une succession d'argilites et/ou de siltites coiffée par des bancs de quartzarénite. Les premiers affleurements de Carbonifère sont identifiés à 400 m au Sud de Cabaret.

Poursuivre vers le Nord sur la D 785. De Lanveguen à Pont Coblant, la route longe une vallée qui occupe la partie occidentale d'un méandre abandonné. Il est très bien marqué dans la topographie par une dépression « circulaire » autour de la butte de Quelvy.

Pont Coblant, petite localité du bord de l'Aulne, est le point de départ d'une agréable promenade sur les chemins de halage, à la découverte des traces d'une activité ardoisière très prospère au début du XX^e siècle et totalement éteinte depuis deux décennies environ.

Franchir le pont et prendre la direction de Pleyben pour gagner un parking aménagé en rive droite de la rivière. Quelques exploitations ont été ouvertes sur cette rive comme en témoignent, à quelques centaines de mètres à l'Ouest du pont, la carrière noyée de Rospéron ainsi que les vestiges (bâtiments, transformateurs, rails, déblais) du site de Stéréon, le plus productif du secteur, où les chambres d'extraction souterraines ont atteint la profondeur de 133 m.

Le chemin de halage, en rive gauche, peut être parcouru sur 1 km environ de part et d'autre de Pont Coblant. On rejoint vers l'Ouest le site de Stang ar C'hoat (puits et carrière dans les taillis en contrebas de la ferme de Moguérou) et celui de Stergourtay, très productif, dont subsiste encore, notamment, l'émergence d'un puits circulaire maçonné et quasiment comblé. Vers l'Est, on remarque, encore en plein bourg de Pont Coblant, d'importants déblais d'exploitation et quelques bâtiments réhabilités, vestiges de l'ardoisière de Parc ar Pont. À 500 m de là, on atteint le site de Roz Lescuz dont une des galeries débouche en bordure du chemin. Son entrée est munie

d'une grille pour laisser le passage aux chauves-souris qui ont pris possession des lieux. La promenade peut être poursuivie jusqu'à l'écluse Saint-Algon au droit de laquelle se situe la grande carrière à ciel ouvert de Kergueffiat.

L'approche et la visite de ces différents sites d'exploitation abandonnés comporte des risques non négligeables (fronts de taille instables, entrées de puits non protégées, bâtiments ruinés, etc.) une extrême prudence est donc requise.

Localités types des formations nouvelles

- **Formation de Postolonnec, faciès Mesdon.** Dans le secteur situé au Sud de Mesdon (6 km SSE de Châteaulin), entre la D 770 et la voie de chemin de fer, on peut voir, en bordure de route menant à Mesdon, au Sud sur la départementale et autour de Unicopa, des affleurements ou des cailloux volants montrant le développement des bioturbations qui caractérisent ce niveau.
- **Grès de Roudou-Hir.** À l'entrée du village éponyme (3 km NNW de Dinéault), une carrière à deux paliers d'exploitation permet d'étudier le faciès, mais les contacts avec les formations encaissantes ne sont pas exposés.
- **Groupe des Trois-Fontaines.** Voir § « Description des terrains ».
- **Schistes de Guendaré.** Voir ci-dessus itinéraire « de Briec à Pont-Coblant ».

On trouvera des renseignements géologiques généraux et des itinéraires se rapportant partiellement à la feuille Châteaulin dans le Guide géologique régional « Bretagne » (H. Lardeux, 1996 : itinéraire 9a : de Châteaulin à Glomel ; itinéraire 10b : presqu'île de Crozon et baie de Douarnenez).

BIBLIOGRAPHIE

La plupart des articles des mémoires et articles de stratigraphie et de paléontologie du Paléozoïque antécarbonifère de la partie occidentale du Massif armoricain concernent la presqu'île de Crozon et la rade de Brest (feuilles Brest, Douarnenez et le Faou) ; on se reportera donc aux bibliographies de ces feuilles pour compléter la documentation fournie ci-dessous. Quant au Carbonifère, peu d'articles concernent la partie sud-ouest du bassin de Châteaulin.

AUGRIS C, HOULGATTE E., ROLET J. (1988) - Carte des gisements superficiels et carte géologique de la baie de Douarnenez (notice explicative). IFREMER, U.B.O., 22 p.

- BABIN C, DEUNFF J., MELOU M., PARIS F., PELHATE A., PLUSQUELLEC Y., RACHEBOEUF P. (1979) - La coupe de Porz ar Vouden (Pridoli de la Presqu'île de Crozon) Massif armoricain, France. Lithologie et biostratigraphie. *Palaeontographica A*, 164, p. 52-84.
- BABIN C, FEIST R., MELOU M., PARIS F. (1988) - La limite Ordovicien-Silurien en France. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Géol)*, 43, p. 73-79.
- BALLARD J.-F., BRUN J.-R., DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 14, p.1327-1332.
- BARRIERE M. (1970) - La trondhjémite de Douarnenez (Massif armoricain, France). Thèse spécialité, Univ. Paris, 167 p.
- BARRIERE M. (1972) - Origine et mise en place de la trondhjémite gneissique de Douarnenez. *Bull. BRGM*, 2^e s., Section I, n° 2, p. 15-38.
- BARRIERE M., CHAURIS L., LE BAIL F. (1973) - Nodules de silicates d'alumine autour de granites en Bretagne occidentale. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr*, 96, p. 150-154.
- BARRIERE M., COGNE J., VIDAL P. (1971) - La trondhjémite de Douarnenez : une intrusion magmatique ordovicienne dans les schistes cristallins du Sud-Finistère. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, p. 1556-1559.
- BARRIERE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J., CHAURIS L., MULOT B. (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. CHAURIS, Y. PLUSQUELLEC et coll. (1975), 25 p.
- BARROIS C. (1886a) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Châteaulin, 1^{ère} édition.
- BARROIS C. (1886b) - Compte rendu de l'excursion du 20 août, de Châteaulin à Brest, par l'île de Terenez, la poudrière de Prioly, le Moulin de mer, la Pointe du Château et Porsguen. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. 14, p. 672-677.
- BARROIS C. (1886c) - Aperçu de la structure géologique du Finistère. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, XIV, p. 655-665.
- BARROIS C. (1890) - Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez Hom. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. L, n° 7, 75 p.
- BARROIS C. (1891) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Quimper, 1^{ère} édition.
- BARROIS C. (1899) - Sketch of the geology of Central Brittany. *Proceed. of the Geol. Assoc*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1949a) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Châteaulin, 2^e édition. Notice explicative modifiée par G. Waterlot.
- BARROIS C. (1949b) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Quimper, 2^e édition.

- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THÉBLEMONT D., AVEC LA COLLABORATION DE BOSOLD A., COUSSEMENT C., ROLET J. (1999) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Quimper (346). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. BECHENNEC et *al*, (1999), 00 p.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THÉBLEMONT D., AVEC LA COLLABORATION DE GUERROT C., COCHERIE A., CARN A. (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans : BRGM. Carte géologique par F. BECHENNEC, B. HALLEGOUËT et *al*
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLEGOUËT B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissurai tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sel Paris*, 301 (II), 5, p. 297-302.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and âges. *Earth. Planet. Sel Lett*, 74, 2, p. 235-250.
- BONJOUR J.-L. (1988a) - Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine centre-armoricain (Massif armoricain). Thèse Univ. Rennes I. 257 p.
- BONJOUR J.-L. (1988b) - Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sel Paris*, 307, (II), p. 1651-1654.
- BONJOUR J.-L., PEUCAT J.-J., CHAUVEL J.-J., PARIS F., CORNICHE J. (1988) - U-Pb Zircon dating of the early paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France): a new constraint for the lower paleozoic timetable. *Chem. Geol (Isotope Geoscience Section)*, 72, p.329-336.
- Bos P., CLÉMENT J.-P., CASTAING C., CASSAR D., MARTIN P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Rostrenen (312). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bos P., CASTAING C., CLEMENT J.-P., CHANTRAINE J., LEMEILLE F. et *al* (1997), 132 p.
- BOSOLD A. (1996) - Étude de la déformation et du métamorphisme hercynien à l'extrémité occidentale des Montagnes noires (Massif armoricain). Diplour-Arbeit, Rheinischen Friedrich - Wilhems - Universität Bonn et Université de Bretagne Occidentale, Brest, 134 p. + annexe, 81 fig., 11 cartes.
- BRIARD J. (1984) - Les tumulus d'Armorique. Paris : Picard édit., 303 p.
- CABEZAS P. (1984) - Étude géologique de la région de Briec. Mém. Maîtrise, UBO, Brest inédit, 60 p., 30 fig.
- CHAURIS L. (1986) - Granités précurseurs et granités spécialisés en étain-tungstène dans le batholite hercynien Locronan - La Villelder en Bretagne méridionale. III^e congrès nat. Soc. Sav, Poitiers, Sciences, fasc. I, p. 21-32.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France. I. Massif armoricain. Mém. B.R.G.M., n° 74, 96 p.

- CHAURIS L., LE BAIL F., GUIGUES J. (1970) - Minéraux de Basse-Bretagne. *Penn ar Bed*, 96 p.
- CHAURIS L., PLUSQUELLEC Y., AVEC LA COLLABORATION DE BARRIERE M., DARBOUX J.-R., LE CORRE C, CHAUVEL J.J., MELOU M., THONON P., GARREAU J., LEFORT J.P., MULOT B. (1975) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM, 25 p. Carte géologique par M. BARRIERE et al.
- CHAUVEL J.-J., DARBOUX J.-R., HIRBEC Y. (1979) - Microflore du Protérozoïque dans le Massif armoricain. 7^e réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon 1979, Soc. Géol. Fr. édit. Paris.
- CHAUVEL J.-J., MANSUY C, (1981) - Micropaléontologie du Protérozoïque du Massif Armoricaïn (France). *Precambrian Res.*, 15, p. 25-42.
- COCHERIE A., CARPENTER M. (1979) - Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implications pétrogénétiques. *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, 1A, p. 337-347.
- DADET P., AVEC LA COLLABORATION DE BOS P., CHANTRAINE J., LAVILLE P., SAGON J.-P. (1988) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Pontivy (313). Orléans : BRGM, 77 p. Carte géologique par P. DADDET et al.
- DARBOUX J.-R. (1973) - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif Armoricaïn). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, université de Rennes, 170 p, 68 fig., 15 pi.
- DARBOUX J.-R. (1991) - Évolution tectono-sédimentaire et structuration symmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen : le modèle du Domaine centre-armoricaïn occidental. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Bretagne occidentale, Brest, 267 p., 131 fig., 16 pi.
- DARBOUX J.-R., LE CORRE C, COGNE J. (1975) - Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVII, 5, p. 680-685.
- DARBOUX J.-R., LE GALL B. (1988) - Les Montagnes noires : cisaillement bordier méridional du bassin carbonifère de Châteaulin (Massif armoricaïn, France). Caractéristiques structurales et métamorphiques. *Geodinamica Acta*, 2, p. 121-133.
- DARBOUX J.-R., RICHARD-COUTELLE J. (1982) - Le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez (Massif armoricaïn, France) : remarques pétrographiques et structurales. In « Livre jubilaire du professeur Gabriel Lucas », p. 327-336, Institut des Sciences de la Terre de Dijon édit.
- DELANOË Y. (1988) - Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricaïn d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géol. France*, BRGM-SFG, 1, p. 79-90.

- DELANOË Y, MARGEREL J.-P, PINOT J.-P. (1976) - En Baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Éocène ondulé faille et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénélplanation. *C.R. Acad. Sciences Paris*, 282, D, p. 29- 32.
- DENIS E. (1988) - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : nature, mise en place et évolution. *Mém. Doc. Centre. Arm. et. Struct. Socles.*, Rennes, 18, 263 p, 148 fig., 8 pi.
- DORE F. (1984a) - Le problème de la limite Précambrien/Cambrien : les données du Massif Armoricaïn. 10^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux 1984. Soc. Géol. Fr. edit. Paris.
- DORE F. (1984b) - Aspects radiométriques et biostratigraphiques de la limite Précambrien/Cambrien dans le Massif armoricaïn. In « Géodynamique du Massif armoricaïn », R.C.P. 705, Le Mans 1984, p. 18.
- DOTT R.H. (1964) - Wacke, grauwacke and matrix. What approach to immature sandstone classification ? *Jour. Sedim. Petrol*, 34, 3, p.625-632.
- DOUBINGER J., PELHATE A. (1976) - Nouvelles observations sur l'âge des Schistes de Châteaulin (Massif armoricaïn). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283D, p. 467-470.
- Du CHATELLIER P. (1907) - Les époques préhistoriques et gauloises dans le Finistère. (2^e édition) Rennes-Quimper, 347 p.
- Du LAURENT DE LA BARRE H. (1912) - Sur un gisement de grès tertiaire fossilifère trouvé dans le Finistère. *Bull. Soc. Sci. et Méd. de l'Ouest*, XXI, 2, p. 73-74.
- DURAND S. (1959) - Le Tertiaire de Bretagne. Thèse , Rennes 389 p.
- FAURE P. (1978) - Les grès à rutile et zircon du Massif armoricaïn. Thèse, Paris.
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWEN A.W., RUSHTON A.W.A. (1995) - A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geol. Mag.*, 132 (1), p. 15-30.
- FOURCY E. (de) (1844) - Carte géologique du Finistère. Paris, impr. Fain et Thunot, 196 p.
- FUCHS Y. (1954-55) - Une curiosité géologique. Le quartz aurifère du Riz (Ploaré). *Penn ar Bed*, n° 4-5, p. 19.
- GALLIOU P. (1989) - Carte archéologique de la Gaule : le Finistère. *Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*. Paris, 332 p.
- GIOT P.-R. (1945) - Sur la prolongation vers l'Occident du pli de Briec-de-l'Odet (Finistère). *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 11, 4 juin 1945, p. 150-152.
- GIOT P.-R. (1946) - Sur un accident tectonique de la bordure WSW du bassin de Châteaulin (Finistère). *Bull. Soc. géol. France*, 5, t XVI, p. 57-60.

- GOUIN M. (1966) - Synthèse des connaissances acquises sur les minerais de fer du département du Finistère. Rapport BRGM, inédit.
- GUERROT C, CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1315, II, p. 1741-1746.
- GUERROT C, PEUCAT J.-J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, II, p. 89-92.
- GUIGON P. (1992) - Les résidences aristocratiques de l'époque carolingienne en Bretagne : l'exemple de Locronan. *Mémoires de la Société d'Histoire et d'Archéologie de Bretagne*, T. LXIX, p. 5-42.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 172 p.
- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Paris, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- GUILCHER A. (1950) - Nivation, cryoplanation et solifluxion quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et le Nord du Devonshire. *Revue Géomorphologie dynamique*, 1, 2, p. 53-78.
- GUILCHER A., HALLEGOUET B., MENEZ S. (1975) - Les formations superficielles du Mené (Bretagne Centrale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281, D, p. 219-222.
- GUILLOCHEAU F. (1979) - Sedimentological analysis of the Devonian of the Roscanvel bay. Inédit.
- GUILLOCHEAU F. (1991) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 2, 383-410, 21 fig.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1983) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire, relations tectonique/sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 14, 2, p. 45-62.
- HALLEGOUET B. (1976a) - Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude près de Scaër (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, D, p. 1859-1861.
- HALLEGOUET B. (1976b) - Les formations de remblaiement des vallées de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Norois*, 89, p. 615-622.
- HALLEGOUET B. (1990) - Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère. *Rev. archéol. Ouest*, supplément, n°2, p. 45-51.
- HALLEGOUET B., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Ass. Géogr. Français*, 441, p. 81-89.

- HALLEGOUËT B., MARGEREL J.-R., CARBONEL, LAURIAT-RAGE A. - Découverte de formations pliocènes fossilifères dans la vallée de l'Elorn (Finistère - France). *Géologie de la France*, BRGM, Orléans, (soumis).
- HALLEGOUËT B., OLLIVIER-PIERRE M.-R., ESTEOULE-CHOUX J. (1976) - Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Aber Ildut, au Nord-Ouest de Brest (Finistère). *C.R. Acad. Sci Paris*, 283, D, p. 1711-1714.
- HALNA DU FRETAY (1887) - La Bretagne antédiluviennne. Silex quaternaires en Guengat (Finistère). *Bull. Soc. Polymatique Morbihan*, p. 177-188.
- HANMER S.K., LE CORRE C, BERTHÉ D. (1982) - The role of hercynian granites in the deformation and metamorphism of brioverian and paleozoic rocks of Central Brittany. *J. Geol. Soc. London*, vol. 139, p.85-93.
- HINSCHBERGER F. (1968) - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000 IGN, Paris.
- HINSCHBERGER F. (1970) - L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse, Caen, 309 p.
- JEGOUZO R, PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) - Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II, 5, p. 839-848.
- JOUVIN F. (1986) - Étude du contrôle structural et des conditions pression/température lors de la mise en place d'un leucogranite en contexte de collision. Exemple du massif d'Odet - Lestonan (Finistère). DEA, UBO Brest, 136 p.
- KOWALSKY J. (1922) - Paléoxylologie et paléocytologie végétales. Suite de l'étude des bois fossiles provenant des grès tertiaires de Saint-Tudy (Finistère). *Bull. Soc. Se. Nat. de l'Ouest de la France*, (4) III, p. 86-106.
- LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) - Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 5, p. 597-610.
- LARDEUX H. coord. (1996) - Guides géologiques régionaux, Bretagne. Paris : Masson édit. 222 p.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, I, 3, p. 219-254.
- LE CORRE C, AUVRAY B., BALLEVRE B., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. In A. PIQUE : « Les massifs anciens de France -1 ». *Sciences Géol. Bull*, 44, 1/2, p. 31-103.
- LE GALL B., AVEC LA COLLABORATION DE BILLA M., BOS P., GARREAU J., LE GOFFIC M., PARADIS S. (1992) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par B. LE GALL, J. GARJEAU (1988).

- LE GALL B., GARREAU J. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. LE GALL et coll. (1992), 81 p.
- LEJAL-NICOL A., MOURRAIN A., PELHATE A. (1977) - Sur la présence de *Sphenopteridium pachyrachis* Goepfert dans les Schistes de Châteaulin (Massif armoricain). Compte rendu 102^e Congrès national des Sociétés savantes I, p. 69-75, 2 pl.
- LE MENN J. (1985) - Les crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 30, 268 p.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMAN J.-L. (1969) - Principaux résultats de mesures géochronologiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci Paris*, t. 268, p. 2552-2555.
- LULZAC Y. (1964) - Note sur la répartition des minéralisations stannifères dans le massif granitique de Locronan - Plogonnec (Finistère). Rapport BRGM, inédit.
- MARGERIE D. (1992) - Evolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques. *Travaux du Laboratoire d'Anthropologie - Préhistoire - Protohistoire et Quaternaire armoricains*, Rennes, n° 40, 313 p.
- MARTINEZ F.-J., ROLET J. (1988) - Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. in A.L. HARRIS & D.J. FETTES (eds) : The Caledonian Appalachian Orogen. *Geol. Soc. London Sp. Pub. (Blackwell)* n° 38, p. 611-620.
- MELOU M., PLUSQUELLEC Y. (1967) - Répartition de la pyrophyllite dans quelques niveaux du Briovérien et du Primaire armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265D, p. 14-16.
- MILON Y. (1929) - Existence d'une formation marine éocène dans la dépression de Toulven (Finistère) *C.R. Acad. Sci. Paris*, 188, p. 1261-1262.
- MONNIER J.-L. (1975) - Mise en évidence d'une stratigraphie remarquable dans le gisement paléolithique de Kervouster en Guengat (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, D, p. 1341-1343.
- MONNIER J.-L. (1976) - Le gisement moustérien de tradition acheuléenne de Kervouster en Guengat (Finistère). Fouilles de 1974, 1975 et 1976. *Bull. Soc. Arch. Finistère*, CIV, p. 15-26.
- MONNIER J.-L. (1980) - Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Rennes : Travaux du Laboratoire d'Anthropologie - Préhistoire - Protohistoire et Quaternaire armoricains, 607 p.
- MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., HINGUANT S., LAURENT M., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., FALGUERES C., GUEBHARDT A., MARGUERIE D., MOLINES N., MORZADEC H., YOKOYAMA Y. (1994) - A new regional group of the Lower Paleolithic in Brittany (France), recently dated by Electron Spin Resonance. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, 155-160.

- MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., HINGUANT S., VAN VLIET-LANOË B., FALGUERES C, LAURENT M., BAHAIN J.-J., MARGUERIE D., MERCIER N., GEIGL E.-M., MOLINES N. (1996) - XIII International congrès of prehistoric and protohistoric science, Forli, Italie, 8-14 sept. 1996. Proceedings, Section 2, p. 99-114.
- MORZADEC P. (1983) - Le Dévonien (Emsien-Famennien) de la rade de Brest (Massif armoricain). *Géologie de la France*, (2), 4, p. 269-309.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, n° 17, 208 p.
- MULOT B. (1969) - Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Rapport BRGM. inédit.
- MUSSET R. (1927) - La vallée de l'Aulne de Châteauneuf du Faou à l'embouchure. *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, VIII, 1-4, p. 81-90.
- MUSSET R. (1928) - Le relief de la Bretagne occidentale. *Annales de Géographie*, 37, p. 209-323.
- 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.
- ODIN G.S. (1994) - Geological Time scale (1994). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, II, R59-71.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique - Etude systématique - Biostratigraphie). *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne, Rennes*, 26, 412 p.
- PARIS F., SKEVINGTON D. (1979) - Présence de Graptolites de l'Arenig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricain) ; conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios*, 12/6, p. 907-911.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J., NOBLET C. (1982) - The Lower Paleozoic transgression in Southern Europe. *Paleont. Contrib. Univ. Oslo*, 280, p. 41.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.-P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. *Doc. BRGM*, 110, p. 259-275, 7 fig.
- PELHATE A. (1982) - Carbonifère, in BABIN C. ET DARBOUX J.-R. coord. : « Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Le Faou (275). Orléans : BRGM, 46 p. Carte géologique par BABIN C, DARBOUX J.-R. et al. ».
- PETTJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. (1972) - Sand and sandstone. Springer-Verlag éd. ; Berlin, Heidelberg, New York, 618 p.

- PICQUENARD Ch.-A. (1922) - Deuxième session extraordinaire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne tenue dans le Finistère du 17 au 23 avril 1922. *Bull. Soc. Géol. Miner. Bretagne*, III, 3, p. 211-224.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, Finistère. Orléans, BRGM édit, vol. 3, 116 p.
- PLUSQUELLEC Y., PELHATE A., ROLET J., WEYANT M. (1983) - Découverte de calcaire tournaisien supérieur et de conglomérats (Viséen supérieur probable) près de la bordure occidentale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain, France). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (1982) C, 14, 2, p. 1-11.
- PRUVOST P., LE MAITRE D. (1942) - Observations sur le bord méridional du Bassin de Châteaulin (feuille de Pontivy à 1/80 000). *Bull. carte géol. France*, 211, t. XLIII, p. 23-32.
- REGNAULT S. (1981) - Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Menez Belair occidental (Synclinorium médian armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XIII, 1, p. 1-105.
- REID E. (1927) - Tertiary fruits and seeds from Saint-Tudy. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, VIII, p. 36-65.
- ROBARDET M., BONJOUR J.-L., PARIS F., MORZADEC P., RACHEBOEUF P.-R. (1994) - Ordovician, Silurian and Devonian of the Medio-North-Armorican Domain. In J.D. KEPPIE : « Pre-Mesozoic Geology in France and related area ». Berlin : Springer-Verlag edit, p. 142-151
- ROLAND Y. (1972) - Fours à chaux et gisements calcaires du Finistère. *Penn ar Bed*, 6S, p. 197-213.
- ROLET J. (1984) - Graben losangique (« pull apart ») en régime décrochant. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIII, p. 209-220.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) - Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif, in J.D. Keppie (ed.) : Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer-Verlag , p. 195-219.
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.-R., THONON P., GRAVELLE M. (1986a) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la Chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique -Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t II, n° 1, p. 43-54.
- ROLET J., PLUSQUELLEC Y., BABIN C., DEUNFF J. (1986b) - Famennian régression and Strunian grabens in the Armorican Massif. A Key-area : Western Brittany. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Special volume « Aachen 1986», T 109, p. 197-203.
- ROLET J., THONON P., CHEVALIER Y. (1984) - La cicatrice Crozon-Nord - Crozon-Sud (Finistère) est jalonnée de volcanites et basites grenues en lambeaux. 10^e Réunion ann. Se. Terre, Bordeaux, 1 p.

- ROLET J., YESOU H., BESNUS Y. (1993) - Structures circulaires et réseaux de fractures en pays granitique. Analyse de données SPOT, Landsat TM et Seasat sur le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1.164, n° 2, p. 199-214.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P., PLUSQUELLEC Y. (1994) - Présence de *Aulokoninckophyllum* dans le Conglomérat de Caouennet, Carbonifère du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 3 (2^e sér.), p. 133-139.
- SIBUET J.-C. (1972) - Histoire structurale du golfe de Gascogne. Thèse 3^e cycle, Strasbourg.
- SOMLETTE L. (1998) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la distribution et du devenir des nitrates dans les nappes de fissures, de l'échelle du périmètre expérimental à celle du bassin versant côtier. Conséquences sur les ressources en eaux et la protection du littoral en Bretagne. Thèse UBO, 308 p.
- STILLE H. (1928) - Zur Einführung in die Phasen der Paläozoischen Gebirgsbildung. *Z. Dtsch. Geol. Gesellsch.*, 81, 1, p. 1-24.
- VAN VLIET-LANOË B. (1987) - Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse, Paris, 874 p.
- VAN VLIET-LANOË B., BONNET S., HALLÉGOUËT B., LAURENT M. (1997) - Neotectonic and seismic activity in the armorican and cornubian massifs : régional stress field with glacio-isostatic influence ? *J. Geodynamics*, Vol. 24, n° 1-4, p. 219-239.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLEGOUËT B., MARGEREL J.-R., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN R., VAUTIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 326, p. 333-340.

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 à l'agence régionale (agence BRGM), soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Par ailleurs, l'essentiel des documents ayant servi au lever de la feuille - minutes, échantillons pétrographiques, lames minces et fossiles - sont conservés dans les collections du département des Sciences de la Terre (Faculté des Sciences) de l'Université de Bretagne occidentale à Brest.

AUTEURS

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

Résumé : Y. PLUSQUELLEC et J. ROLET.

Introduction :

- Situation géographique : B. HALLÉGOUËT et Y. PLUSQUELLEC.
- Cadre géologique régional - présentation de la carte : Y. PLUSQUELLEC et J. ROLET.
- Travaux antérieurs - conditions d'établissement de la carte : Y. PLUSQUELLEC et J. ROLET.

Description des terrains :

- Formations sédimentaires.

Briovérien : J.-R. DARBOUX et J. ROLET.

Paléozoïque antécarbonifère.

- *Introduction* : M. MÉLOU, Y. PLUSQUELLEC et J. ROLET

- *Paléozoïque antécarbonifère au Nord-Ouest de l'axe Pont-Coblant - Quéménéven* : M. MÉLOU et Y. PLUSQUELLEC avec la collaboration de J.-J. CHAUVEL pour les formations du Cap de la Chèvre et du Grès armoricain.

- *Paléozoïque antécarbonifère de la terminaison occidentale des Montagnes noires à l'Est et au Sud de l'axe Pont-Coblant — Quéménéven* : M. MÉLOU, Y. PLUSQUELLEC et J. ROLET avec la collaboration de J.-J. CHAUVEL pour les formations du Cap de la Chèvre et du Grès armoricain.

Carbonifère : A. PELHATE, J.-R. DARBOUX et Y. PLUSQUELLEC.

Cénozoïque : B. HALLÉGOUËT.

- Formations volcaniques et filoniennes : P. THONON.
- Formations métamorphiques : J. ROLET, J.-R. DARBOUX et A. BOSOLD.
- Formations plutoniques : J. CHANTRAINE, J. ROLET et A. BOSOLD.

Conditions de formation des entités géologiques : Y. PLUSQUELLEC, J. ROLET, J. CHANTRAINE et P. THONON.

Évolution tectono-métamorphique : J.-R. DARBOUX, J. ROLET et A. BOSOLD.

Synthèse géodynamique régionale : J. ROLET, J.-R. DARBOUX et A. BOSOLD.

Géodynamique récente : B. HALLÉGOUËT.

Géologie de l'environnement :

- Occupation du sol : B. HALLÉGOUËT.
- Risques géologiques majeurs et la géotechnique : P. THONON.
- Hydrogéologie : P. THONON.
- Gîtes minéraux et substances utiles : L. CHAURIS, Y. LULZAC et B. MULOT.

Documentation complémentaire :

- Archéologie préhistorique et historique : M. LE GOFFIC.
- Sites classiques et itinéraires : J.-R. DARBOUX, Y. PLUSQUELLEC et J. ROLET.
- Bibliographie : collectif des auteurs de la notice.
- Documents et collections consultables : Y. PLUSQUELLEC.

Titre, fonction et affiliation des auteurs de la notice

Andréas BOSOLD : étudiant diplômant (Diplomarbeit), université de Bretagne occidentale, Brest.

Jean CHANTRAINE : ingénieur géologue au BRGM, Service géologique régional, Nantes.

Louis CHAURIS : directeur de recherche au CNRS, université de Bretagne occidentale, Brest.

Jean-Jacques CHAUVEL : professeur émérite, université de Rennes I.

Jean-René DARBOUX : maître de conférences, université de Bretagne occidentale, Brest.

Bernard HALLEGOUËT : maître de conférences, université de Bretagne occidentale, Brest.

Michel LE GOFFIC : archéologue départemental, Le Faou.

Yves LULZAC : ingénieur géologue au BRGM, Service géologique régional, Nantes.

Michel MELOU : maître de Conférences, université de Bretagne occidentale, Brest.

Bernard MULOT : ingénieur géologue au BRGM, Service géologique régional, Nantes.

Annick PELHATE : professeur émérite, université du Maine, Le Mans.

Yves PLUSQUELLEC : maître de Conférences, université de Bretagne occidentale, Brest.

Joël ROLET : maître de Conférences, université de Bretagne occidentale, Brest.

Pierre THONON : maître de Conférences, université de Bretagne occidentale, Brest.

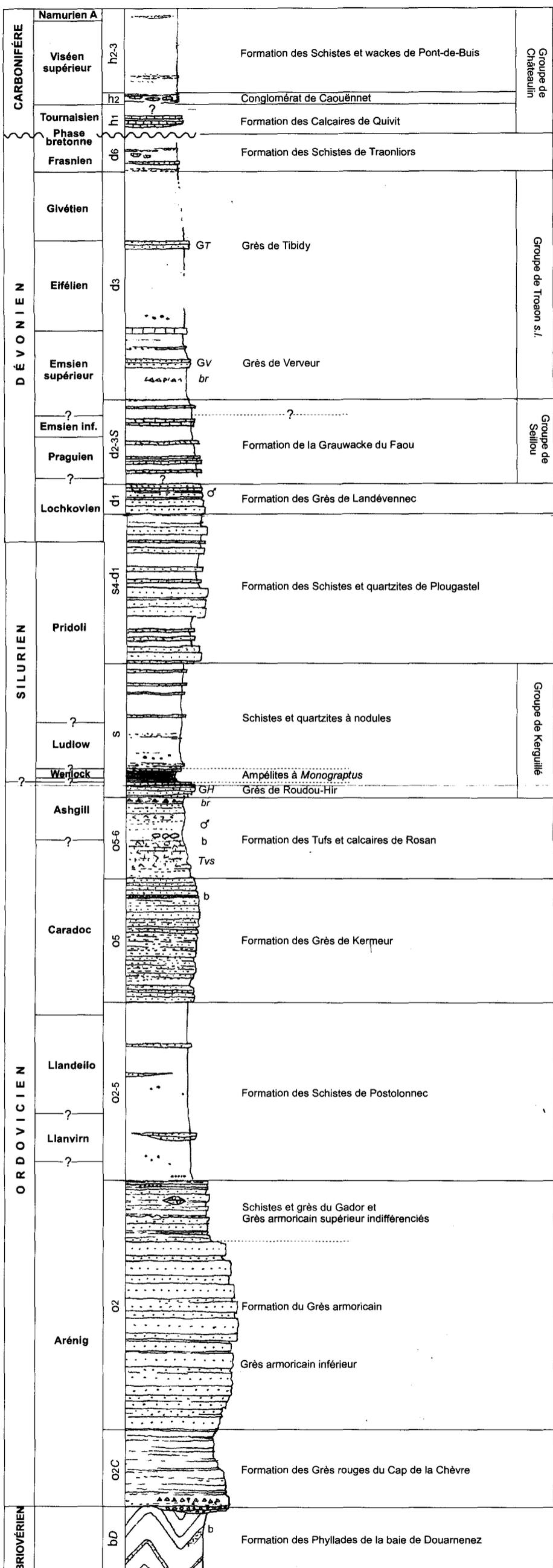
ANNEXES

*ANNEXE 4 - ANALYSES CHIMIQUES DES LEUCOGRANITES DE
LOCRONAN ET DE LANDUDAL*

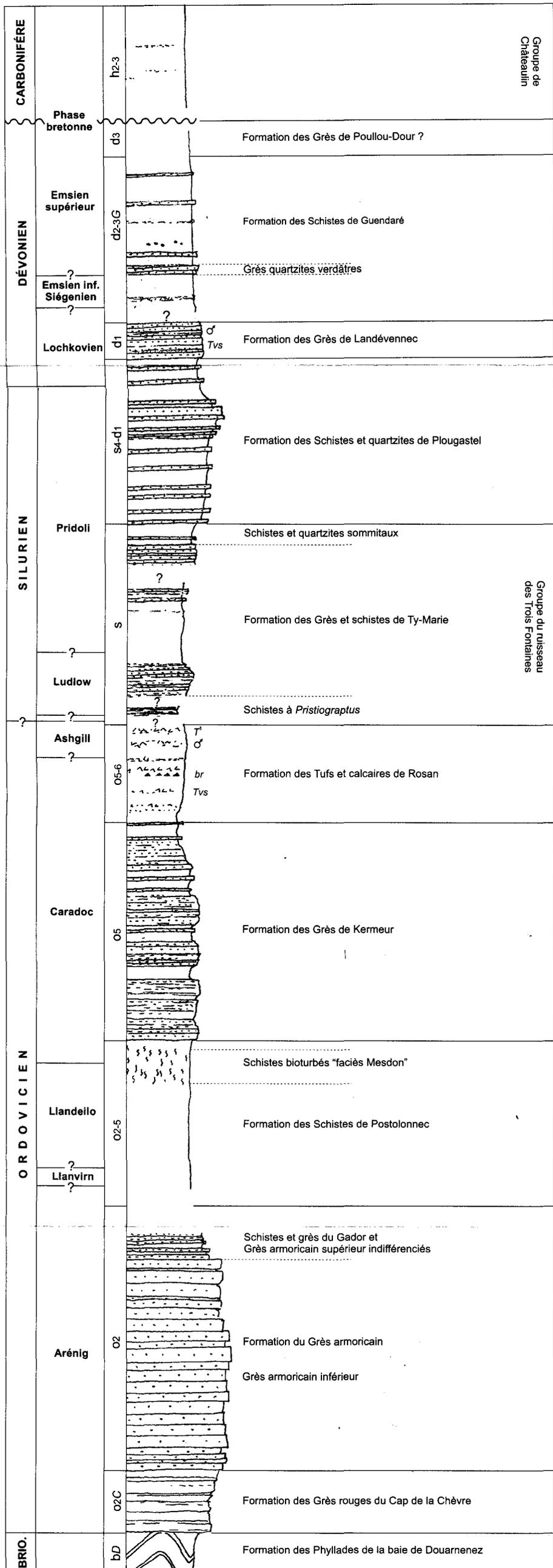
	Locronan (R237a, V. Kergueven)	Locronan (Chauris, 1986)	Locronan (Nachit, 1986, Sondage BRGM, Natous)	Landudal (1/50 000 Gourin)	
				BLG17c	BLG1
SiO ₂	72,6	70,6	70	70,5	71,5
Al ₂ O ₃	14,1	15,33	15,27	15,78	15,17
Fe ₂ O ₃	1,76	2,18	2	0,86	0,4
FeO	-	-	-	-	0,53
MnO	0,03	0,05	0,002	0,01	0,01
MgO	0,62	0,66	0,72	0,27	0,38
CaO	0,7	0,73	0,81	0,56	0,58
Na ₂ O	3,58	3,5	3,42	3,7	3,71
K ₂ O	4,45	4,44	4,67	5,1	5,25
TiO ₂	0,35	0,34	0,37	0,22	0,2
P ₂ O ₅	0,25	0,43	0,25	0,35	0,3
Perte au feu	0,38	0,86	0,97	1,28	0,92
H ₂ O	0,1	-	0,12	-	0,17
Total	98,92	99,12	98,62	98,63	99,12
A/CNK	1,17	1,24	1,26	1,25	1,18

*ANNEXE 5 - ANALYSES CHIMIQUES DU LEUCOGRANITE
DU STEIR*

	Leucogranite du Steir (gros grain)					
	R1085	R1349	R1350	R1352	R1354	R1355
SiO ₂	74	71	72	73,3	73,15	73,2
Al ₂ O ₃	13,9	14,6	14,35	13,7	13,35	13,95
Fe ₂ O ₃	1,31	1,9	1,39	0,86	1,48	0,74
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
MgO	0,36	0,66	0,44	0,33	0,28	0,17
CaO	0,43	0,59	0,57	0,41	0,66	0,55
Na ₂ O	3,2	3,1	3,4	3,44	3,5	3,41
K ₂ O	4,56	5,1	4,85	4,95	4,91	4,93
TiO ₂	0,37	0,48	0,4	0,25	0,38	0,41
P ₂ O ₅	0,4	0,4	0,45	0,4	0,35	0,4
Perte au feu	1,62	1,38	1,25	1,1	1,4	0,95
H ₂ O	0,29	0,13	0,21	0,11	0,1	0,15
Total	100,36	99,22	99,23	98,8	99,48	98,82
A/CNK	1,24	1,25	1,21	1,17	1,09	1,17



ANNEXE 2 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DU SECTEUR SITUÉ AU NORD-OUEST D'UNE LIGNE PONT-COBLANT - QUÉMÉNÉVEN



100 m
0

ANNEXE 3 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DU SECTEUR SITUÉ À L'EST ET AU SUD D'UNE LIGNE PONT-COBLANT - QUÉMÉNÈVEN (terminaison occidentale des Montagnes noires)

ANNEXE 1 : SCHÉMA STRUCTURAL

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET ENDOGÈNES

- Éocène**
- Sables et argiles à niveaux silicifiés du Juch
- Paléozoïque Strunien à Namurien A**
- Groupe de Châteaulin
 - Formations volcaniques et volcano-sédimentaires
- Paléozoïque anté-Strunien**
- Schistes et quartzites de Plougastel
 - Grès armoricain
 - 1 - Conglomérats
 - Schistes rouges du Cap de la Chèvre
 - Paléozoïque métamorphique indifférencié
- Briovérien**
- 1 - Schistes et wackes de la baie de Douarnenez
 - 1 - Amphibolites
 - Dolérite
 - Migmatites et jus aplito-pegmatites associés
 - Leucogranites
 - Granodiorites et trondhjemites

ZONES DE MÉTAMORPHISME

Métamorphisme M₁

- Z^{M1} Zone à séricite-chlorite
- Z^{se-chl} Sub-faciès à chloritoïde
- Z^{bl} Zone à biotite
- Zst Zone à staurotite
- Z^{sil} Zone à sillimanite

- Faïlle indéterminée ou décrochement
- Chevauchement

- 1 Foliation - 2 verticale
- 1 Schistosité - 2 verticale

A B Tracé des coupes | Limite de la feuille

