



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

SAINT-BRIEUC

SAINT-BRIEUC

par

E. ÉGAL, D. THIÉBLEMONT, É. THOMAS,
P. GUENNOC, B. HALLÉGOUËT

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-BRIEUC est recouverte
par la coupure SAINT-BRIEUC (N° 59)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT,
P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX, D. MARQUER,
P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET, R. WYNS

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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-BRIEUC À 1/50 000**

par

**É. ÉGAL, D. THIÉBLEMONT, É. THOMAS,
P. GUENNOG, B. HALLÉGOUËT**

**avec la collaboration de
A. CARN, J. CHANTRAINE, C. GUERROT, E. HOULGATTE,
P. LE BERRE, G. MARTALET, J.-L. MONNIER, M. TEGYEY,
C. TRUFFERT**

2005

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

ERRATUM

Dans le coin sud-est de la feuille Saint-Brieuc :

- à l’Est de Pommeret, les formations représentées par des rayures jaunes correspondent à un fort recouvrement de blocs de quartz laiteux, figurés en légende par des points de cette même couleur jaune ;
- à l’Est de Tregenestre, les formations représentées par des rayures jaune pâle correspondent à des altérites remaniées emballant des fragments de blocs silicifiés d’âge éocène probable et figurées par une couleur brun-rouge en légende.

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

– *pour la carte* : ÉGAL É., THOMAS É., GUENNOC P., HALLÉGOUËT B., HOULGATTE E., AUGRIS C. (2004) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM. Notice explicative par Égal É., Thiéblemont D., Thomas É., Guennoc P., Hallégouët B., avec la collaboration de Carn A., Chantraine J., Guerrot C., Houlgatte E., Le Berre P., Martalet G., Monnier J.-L., Tegye M., Truffert C. (2005), 221 p.

– *pour la notice* : ÉGAL É., THIÉBLEMONT D., THOMAS É., GUENNOC P., HALLÉGOUËT B., avec la collaboration de CARN A., CHANTRAINE J., GUERROT C., HOULGATTE E., LE BERRE P., MARTALET G., MONNIER J., TEGYEY M., TRUFFERT C. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM, 221 p. Carte géologique par Égal É., Thomas É., Guennoc P., Hallégouët B., Houlgatte E., Augris C. (2005).

© BRGM, 2004. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l’autorisation préalable de l’éditeur.

ISBN : 2-7159-1243-9

SOMMAIRE

RÉSUMÉ - ABSTRACT	9-10
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	15
<i>HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE CADOMIENNE</i>	19
<i>LES GRANDES UNITÉS DE L'OROGÈNE CADOMIEN</i>	23
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	28
DESCRIPTION DES TERRAINS	30
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU PALÉOZOÏQUE : UNITÉS CADOMIENNES</i>	31
Unité de Saint-Brieuc	31
Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre	73
Unité de Guingamp	81
Unité de Saint-Malo	90
<i>PALÉOZOÏQUE (POST-CAMBRIEN)</i>	96
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES (ALTÉRITES ET DÉPÔTS CÉNOZOÏQUES)</i>	102
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	125
CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES	129
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	131
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	137
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	154
<i>PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR</i>	154
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET DÉBUT DU PALÉOZOÏQUE (HISTOIRE CADOMIENNE)</i>	154
<i>PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN</i>	157
<i>MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	158
<i>PLIO-PLÉISTOCÈNE - QUATERNAIRE</i>	160
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	163
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	163

<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	164
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	165
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	169
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	171
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	173
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	173
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	175
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	191
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	208
AUTEURS	209
ANNEXES	
<i>ANNEXE 1 - PROCÉDURE ANALYTIQUE ET TABLEAU DE RÉSULTATS POUR LA DATATION D'UN ÉCHANTILLON (DH11) DE LA TRONDHJÉMITE D'HILLION</i>	211
<i>ANNEXE 2 - TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES</i>	213
<i>ANNEXE 3 - TABLEAU CHRONOLOGIQUE SIMPLIFIÉ DE LA FIN DU TERTIAIRE ET DU QUATERNAIRE</i>	219
<i>ANNEXE 4 - CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER DENSITÉ 2,7) DE LA RÉGION DE LA FEUILLE SAINT-BRIEUC (DÉLIMITÉE PAR LE CADRE INTÉRIEUR) RÉALISÉE À PARTIR DE LA BANQUE DE DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES DU BRGM</i>	221
<i>ANNEXE 5 - CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU CHAMP TOTAL RÉDUIT AU PÔLE DE LA RÉGION DE LA FEUILLE SAINT-BRIEUC (DÉLIMITÉE PAR LE CADRE INTÉRIEUR) RÉALISÉE À PARTIR DES DONNÉES ISSUES D'UNE CAMPAGNE DE GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE (BRGM, 1998)</i>	223

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 -	La Chaîne cadomienne nord-armoricaine	16
Fig. 2 -	Carte géologique simplifiée synthétique de la Chaîne cadomienne en Bretagne Nord et localisation des coupes géologiques A-B et C-D, présentées sur la figure 4	17
Fig. 3 -	Pointé des lignes sismiques ARMOR et SWAT 10 (partie sud) et profil d'anomalie de gravité (Brun <i>et al.</i> , 2001, modifié)	22
Fig. 4 -	Coupes géologiques à travers la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord (localisation sur fig. 2) (d'après Chantraine <i>et al.</i> , 2001, modifiées)	24-25

Fig. 5 -	Coupes géologiques à travers le Complexe de Penthièvre. Localisation sur le schéma structural de la carte géologique	32-33
Fig. 6 -	Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la trondhjémite d'Hillion (échantillon DHI1)	38
Fig. 7 -	Coupe géologique détaillée le long d'un sondage minier réalisé au Nord-Est de Trémuson (cf. report sur la carte) au sein de la Formation de Lanvollon-Erquy (reprise du rapport BRGM R31079 DEX/DAM/90)	44
Fig. 8 -	Diagramme FeO_t/MgO vs. TiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les métabasites de la Formation de Lanvollon-Erquy, (secteurs de Caroual, de la presqu'île d'Hillion, de la pointe de la Heussaye) et les dykes recoupant les formations pentévriennes	50
Fig. 9 -	Diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (Thiéblemont et al., 1994) pour les métabasites briovériennes de l'Unité de Saint-Brieuc, incluant les formations de Paimpol et Lanvollon - Erquy (avec distinctions des métabasites des secteurs de Caroual, de la presqu'île d'Hillion, de la pointe de la Heussaye et des dykes recoupant les formations pentévriennes)	51
Fig. 10 -	Diagramme Al_2O_3 vs. Yb permettant la discrimination des trondhjémites « Pauvres en Al - Riches en Yb » et « Riches en Al - Pauvres en Yb » (Arth, 1979 ; Barker, 1979) pour les laves acides de la Formation de Lanvollon-Erquy	54
Fig. 11 -	Diagramme P-Q pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites	62-63
Fig. 12 -	Diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites (Miyashiro, 1974)	64
Fig. 13 -	Diagramme SiO_2 vs. Al_2O_3 pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites	68
Fig. 14 -	Diagramme SiO_2 vs. TiO_2 pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites	69

Fig. 15 -	Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et <i>al.</i> , 1994) pour les diorites et tonalites de l'ICFL, les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites, les métagabbros et amphibolites non cumulatives de la Formation d'Yffiniac et les Gabbros de Saint-Alban	70
Fig. 16 -	Diagramme SiO_2 vs. FeO_4/MgO pour les différents faciès de la Formation d'Yffiniac	78
Fig. 17 -	Diagramme FeO_4/MgO vs. TiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les différents faciès de la Formation d'Yffiniac, mêmes figurés que dans la fig. 16	79
Fig. 18 -	Diagramme Zr vs. TiO_2 pour les différents faciès de la Formation d'Yffiniac	80
Fig. 19 -	Diagramme P-Q pour les granitoïdes des massifs de Saint-Brieuc et Ploufragan	86-87
Fig. 20 -	Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et <i>al.</i> , 1994) pour les dykes doléritiques sur le territoire des feuilles Saint-Brieuc et Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal et <i>al.</i> , 1996a) et dans le secteur de Saint-Malo (Lahaye et <i>al.</i> , 1995)	100
Fig. 21 -	Carte structurale détaillée de la feuille Saint-Brieuc	hors-texte
Fig. 22a, b -	Estimation des conditions métamorphiques de pression et température associées à la déformation principale au sein de formations cadomiennes	148-149
Fig. 23 -	Carte simplifiée des itinéraires géologiques proposés	176

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 -	Caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille 243	167
Tabl. 2 -	Ouvrages d'alimentation en eau potable de la feuille Saint-Brieuc	168
Tabl. 3 -	Résultats analytiques pour les zircons de la Trondjémite d'Hillion (échantillon DHL1) (annexe 1)	211
Tabl. 4 -	Analyses chimiques (BRGM) sur quatre dykes rapportés à la Formation de Lanvollon-Erquy et intrusifs dans les formations pentévriennes (annexe 2)	215
Tabl. 5 -	Analyses chimiques (BRGM) sur deux métagabbros de la Formation de Squiffiec et deux microgabbros de la Formation de Saint-Alban (annexe 2)	216

- Tabl. 6 - Analyses chimiques (BRGM) sur des dolérites (dykes) recoupant les formations cadomiennes sur les territoires des feuilles Pontrieux–Étables-sur-Mer (analyses DLA07-09) (Égal et *al.*, 1996a) et Saint-Brieuc (analyses DCG1B à DCG11) (annexe 2) 217
- Tabl. 7 - Analyses chimiques sur roche totale pour différentes formations pentévriennes (Éocadomien) sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc. Analyses de P. Balé (1986) pour les échantillons J ; de C. Guerrot (1989) pour les échantillons SB, et du BRGM (annexe 2) hors-texte
- Tabl. 8 - Analyses chimiques sur un ensemble de roches représentatives des différents faciès de la Formation d'Yffiniac : ultrabasites, métagabbros et amphibolites, amphibolites à grenat et leptynites. Analyses de R. Hébert (1993) pour les échantillons Y et YF ; C. Guerrot (non publié) pour les échantillons SB et DCG7, et BRGM (annexe 2) hors-texte
- Tabl. 9 - Analyses chimiques sur des roches de l'ensemble intrusif de Saint-Brieuc–Ploufragan (analyses de E. Hallot, 1993), et comparaison avec une migmatite de l'Unité de Guingamp (BRGM) et la *moyenne* des paragneiss de l'Unité de Saint-Malo (Martin, 1980). Le paramètre A/CNK ou « indice d'aluminosité » est le rapport $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ exprimé en proportions moléculaires. Le rapport $(Y/Nb)_N$ est le rapport Y/Nb normalisé au manteau primordial (valeurs de normalisation de W. Hofmann, 1988) (annexe 2) hors-texte

RÉSUMÉ

La coupure Saint-Brieuc de la carte géologique à 1/50 000 de la France est située dans le département des Côtes-d'Armor. Elle s'intègre pour l'essentiel dans l'ensemble géologique du Nord du Massif armoricain, qui se suit depuis le Trégor jusqu'au Cotentin et se poursuit sous le bassin de Paris. Cet ensemble représente une ancienne chaîne de montagne dite « cadomienne » (du nom latin de Caen : Cadomus) vieille d'environ 600 millions d'années (avant l'ère primaire) et maintenant érodée. Il s'agit des roches les plus anciennes de France, exception faite de quelques témoins âgés de 2 milliards d'années dispersés également en Bretagne nord. Cette chaîne regroupait également à cette époque, des terrains du Canada oriental, d'Angleterre, d'Irlande, d'Espagne et de Bohême, l'océan Atlantique n'étant pas encore ouvert.

Les roches cadomiennes couvrent l'essentiel de la partie émergée de la carte, à l'exception d'un secteur peu étendu dans le Sud-Ouest oùaffleure un granite plus récent d'âge hercynien (ère primaire). Sur près des deux-tiers nord de la feuille, les terrains cadomiens sont représentés par diverses formations plus ou moins métamorphisées, d'origine plutonique (gabbros, tonalites, rares granites...), volcanique (basaltes, rhyolites) ou sédimentaire (grès, pélites). Ces terrains, dont la mise en place s'est faite environ 750 à 580 Ma (millions d'années) auparavant, sont interprétés comme les témoins d'une région autrefois à l'aplomb d'une zone de subduction (zone où les fonds océaniques disparaissent sous les continents) telle qu'on en observe actuellement au Japon ou dans les Andes. La partie méridionale de la carte est en grande partie recouverte par des terrains gréseux et pélitiques peu métamorphiques, mais également (tiers ouest) par des migmatites et granitoïdes cadomiens. Ces derniers ont été mis en place plus tardivement (vers 535 Ma), et témoignent de phénomènes de fusion des roches résultant du déplacement et de l'empilement tectoniques des unités géologiques lors de la formation de la Chaîne cadomienne. De grandes failles d'échelle régionale sont également associées à la formation de la Chaîne cadomienne.

Sous des climats chauds et humides, essentiellement au début du Cénozoïque (65-50 Ma), et parce que la surface continentale était en position haute, les roches cadomiennes et hercyniennes ont été fortement altérées ; elles se présentent ainsi fréquemment à l'affleurement sous forme d'arènes plus ou moins évoluées pour les roches plutoniques et sous forme de formations argilo-sableuses pour les roches métasédimentaires.

Depuis deux millions d'années, la région subit des alternances climatiques (périodes glaciaires et interglaciaires). Les périodes glaciaires ont provoqué le dépôt des lœss (poussières amenées par le vent) qui donnent aujourd'hui les meilleures terres de culture pour la région.

ABSTRACT

The Saint-Brieuc geological map area in northern Brittany is underlain essentially by rocks of the Neoproterozoic (Brioverian) 'Cadomian' block that constitutes a fragment of the North Atlantic Panafrican belt and extends through the northern part of the Armorican Massif from Brittany to Normandy. The structural units of this block belong to an evolving active margin that was shortened during Cadomian convergent tectonism.

Four Cadomian units are identified in the Saint-Brieuc map area including, from north to south, the Saint-Brieuc, Guingamp, Yffiniac–Belle-Isle and Saint-Malo units. These units, which exhibit contrasted lithology and contrasted tectono-metamorphic characteristics, are bound by major regional faults.

The Saint-Brieuc Unit underlies the majority of the map area and is represented by magmatic and sedimentary rocks metamorphosed under greenschist to amphibolite facies (low pressure – moderate temperature conditions). It mainly comprises: 1) the magmatic and metamorphic Pentevrian Complex, dated at c. 750 Ma and c. 645-625 Ma, constituting the oldest Cadomian rocks ('Eocadomian') of Brittany; 2) acid and basic metavolcanic rocks of the Lanvollon–Erquy Formation (610-590 Ma), interbedded with and overlain by clastic metasediments (Binic Formation); 3) pre- to syntectonic plutons (mainly represented by Fort-la-Latte tonalite) dated at 580-575 Ma. According to their geochemical characteristics, the rocks of the Saint-Brieuc Unit are interpreted as the products of a regional active margin setting.

Just to the south of the Saint-Brieuc Unit, the *Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre Unit* forms a narrow band bound by two major Cadomian faults. It comprises high-grade metamorphic rocks, including dominant metagabbro (dated at c. 600 Ma) and sparse leucocratic gneiss. The metamorphic conditions of these rocks have been estimated at nearly 700°C and 9 kbar (upper amphibolite facies). The geodynamic significance of this unit, although somewhat ambiguous, is probably related to the same active margin setting as demonstrated in the Saint-Brieuc Unit.

The southwestern part of the map area is mainly occupied by two formations of the *Guingamp Unit*, including migmatite and Late Cadomian Ploufragan–Saint-Brieuc intrusive granite dated at c. 535 Ma. Maximum P-T metamorphic conditions for the migmatite are estimated at almost 6 kbar and 650°C. The intrusive granite cuts the neighbouring Cadomian rocks and major structures.

The Saint-Malo Unit crops out in the southern and southwestern part of the map area. It is composed mainly of clastic sediments (sandstone, wacke and pelite) with intercalated characteristic 'phtanite' (black cherts), partially sheared syntectonic granite, and andesite and basalt (Château-Serein volcanics). Foliation is poorly developed in the Saint-Malo Unit, apart from along a regional transcurrent shear zone in the southeast of the map area.

Except for the Guingamp Unit, most of the Cadomian rocks in the map area have heterogeneously developed foliation ranging from spaced cleavage to mylonitic schistosity, subvertical or steeply dipping, mainly to the north but locally to the south. The foliation trend evolves through the map area from a W-E orientation to one of SW-NE, almost parallel to the major Cadomian faults separating the main units. No clear shear criteria have been observed in relation to penetrative foliation in the map area. In contrast, the Guingamp migmatite shows a high-temperature foliation dipping shallowly to the northeast, and contemporaneous shear bands indicating reverse tectonism towards the west.

The global wrench kinematics of the Cadomian belt are deduced from local structural observations, metamorphic data and the general organisation of the Cadomian belt. The Saint-Brieuc and Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre units have been displaced southwestward along the SW-NE-trending branch of two major sinistral strike-slip faults : the Plouagat–Coëtmiéux Fault and particularly the Belle-Isle–La Fresnaye Fault that juxtaposed the high-grade metamorphic rocks of the Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre Unit against the low-grade metamorphic sediments of the Saint-Malo Unit. The Guingamp migmatite and the Late Cadomian Ploufragan–Saint-Brieuc intrusive granite result from melting related to the southwesterly displacement and thrusting of the Cadomian units.

Post-Cadomian formations are not very well represented in the map area : Ordovician sediments crop out in the northern part of the map area, mainly in the present sea bay. Carboniferous dykes, mainly doleritic, cut the Cadomian terranes. The Hercynian Quintin granite (dated at 290 Ma) is intrusive in the southwestern part of the map area. These Paleozoic rocks are poorly affected by Variscan tectonism in the map area.

From the end of the Paleozoic (around 250 Ma) to the last cold periods of the Middle Pleistocene, the geological and geodynamic evolution of the northern part of the Armorican Massif is poorly known, mainly because of the lack of sedimentary records. Although some weathering profiles are observed within the Armorican Massif that may have developed during the Early-Middle Cretaceous, the main weathering of the basement rocks (lateritic profiles) took place during the Early Cenozoic. This was related to the interaction between hot and humid climates and a raised position of the conti-

mental surface –due to lithospheric buckling, until the paroxysm of Africa-Eurasia convergence at the end of the Middle Eocene. During Bartonian times, drastic climatic and tectonic changes generated widespread silicification all over the Eocene surface : some of the best examples can be observed in the present map area. During the Late Eocene, certain large-scale faults in the Armorican Massif (e.g. the Nort-sur-Erdre Fault in this map area) were reactivated as a consequence of the development of the ‘West European Rift’. The altitude of the continental surface began to fall and the sea flooded the central part of the Armorican Massif during the Rupelian : Early Rupelian sediments are preserved just to the south in the Moncontour map area. The Late Oligocene and Early Miocene were major periods of erosion. Another transgression occurred during the Middle Miocene but no sediments are preserved in the Saint-Brieuc map area. After a new period of incision and erosion, the sea again flooded the fluvial paleovalley network and generated ‘red sand’ deposits. The surface of the Armorican Massif is currently undergoing differential uplift –again related to lithospheric buckling, this time due to Alpine compression: the induced relief is ‘young’, *i.e.* no more than one million years.

For the past two million years, the region has been subjected to climatic alternations between glacial and interglacial periods. The glacial periods induced the accumulation of limonitic loess, which currently corresponds to the best agricultural land of the region.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE

Situé dans le département des Côtes d'Armor, le territoire couvert par la coupure à 1/50 000 Saint-Brieuc, est habité par une population relativement importante. Saint-Brieuc, préfecture du département, représente la commune de loin la plus peuplée de la carte, avec plus de 50 000 habitants. Elle constitue, avec les communes adjacentes de Ploufragan (10 900 hab. d'après la carte IGN à 1/50 000 de 1990), Plérin (10 800 hab.), Tréguieux (6 500 hab.) et Langueux (5 300 hab.) un centre urbain important de la Bretagne nord. Plusieurs autres communes (Plédran, Pordic, Pléneuf –Val André, Hillion, Yffiniac, Quessoy) ont une population de 5 000 à 3 000 habitants.

La mer occupe près du quart (18 %) du territoire de la carte. La côte dessine un « V » irrégulier ouvert sur la baie de Saint-Brieuc et la Manche. Principalement rocheuse, cette côte est fréquemment marquée par des falaises plus ou moins abruptes mais elle reste modérément découpée en comparaison de certains autres secteurs de Bretagne.

À ce jour, et en dehors des zones urbaines, la grande majorité de la surface terrestre de la carte est utilisée pour l'agriculture et l'élevage. Des zones boisées généralement de petite dimension sont cependant régulièrement présentes. Les plus étendues se situent à proximité des bourgs de Saint-Julien et de Plédran.

Présentation géomorphologique de la carte Saint-Brieuc

Le territoire occupé par la feuille Saint-Brieuc peut être découpé en trois ensembles morphologiques distincts dont les limites s'articulent autour de deux grands accidents crustaux récemment réactivés : la faille de Quessoy–Nort-sur-Erdre et la faille de Belle-Isle–La Fresnaye (décrochevauchement cadomien), orientée sensiblement N70 et qui forme un escarpement bien visible depuis l'Est d'Andel jusqu'à Pommeret.

– Le premier ensemble morphologique occupe la partie ouest de la feuille. Il peut lui-même être découpé en deux sous-ensembles. Le premier de ces sous-ensembles intéresse la partie sud-ouest de la carte. Il s'agit d'une zone vallonnée où les affluents des rivières principales Gouët et Urne, n'entaillent pas encore le socle de façon marquée. C'est dans cette région que se localisent les altitudes les plus élevées : aux alentours de 195 m vers Plaine-Haute, jusqu'à 210 m à l'Ouest de Saint-Quihouët. Le deuxième sous-ensemble est constitué, au Nord et Nord-Ouest du premier, par de vastes plateaux qui s'inclinent doucement, depuis des altitudes voisines de 160 m au Sud de Ploufragan, jusque vers des altitudes voisines de 80 m au Nord de Pordic. Ce deuxième sous-ensemble présente une caractéristique

morphologique particulière : c'est un des domaines à plus fort relief de Bretagne. En effet, ce vaste plateau est incisé très profondément (plus de 80 m localement entre les crêtes et les cours d'eau) par le Gouët et l'Urne. Les incisions de l'Urne sont particulièrement bien observables au Sud-Est de Quihouët et au Sud de Le Créac'h. L'incision du Gouët est spectaculaire à l'Ouest (Maugéon) et au Nord (Plérin, Trémusson) de Saint-Brieuc et jusqu'au niveau du port du Légué. Le Gouët a la particularité de couler du Sud vers le Nord jusqu'à Trémusson puis, très brusquement, sa vallée prend une direction E-W sans que cela soit semble-t-il en corrélation avec l'orientation ou la nature des entités géologiques.

– Le deuxième ensemble est caractérisé, dans un triangle anse d'Yffiniac–Quessoy–Lamballe par une zone relativement plane, d'altitude moyenne aux alentours de 50 à 60 m. Dans ce secteur, les rivières n'incisent pas le substratum : les vallées sont assez larges (plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres), orientées globalement N-S et recourent toutes les formations géologiques sans que cela n'ait une incidence particulière sur leur cours. Cette zone basse se relève doucement (altitudes vers 70-80 m) vers le Sud-Est, en direction de Maroué et de Lamballe, mais les rivières (Gouessant principalement) n'incisent pas le substratum. Le seul trait marquant dans ce secteur est l'individualisation morphologique du massif de Lamballe, qui domine les régions alentours d'une dizaine de mètres, avec des ruptures de pentes marquées sur le flanc sud.

– Le dernier ensemble morphologique est caractérisé par un vaste plateau qui s'incline doucement de Saint-Alban à l'Est de la carte jusqu'à Yffiniac et qui se développe principalement sur les unités géologiques de l'intrusion de Coëtmieux–Fort-La-Latte. La limite sud de ce plateau présente un abrupt clairement visible dans le paysage. Il est particulièrement bien marqué au nord de Lamballe (mais plus encore sur la feuille voisine) où la dénivellation peut atteindre 50 m en quelques dizaines de mètres. L'accentuation verticale de cet escarpement diminue progressivement et disparaît dans la région de Pommeret. Dès la rupture de pente, le Gouessant incise fortement le socle. Ceci est bien observable au Nord de Pont-Neuf où la différence d'altitude entre plateau et vallée peut atteindre une trentaine de mètres. Dans la région de Saint-Alban, la Flora incise le substratum de plus en plus profondément vers le Nord (Dahouët).

La façade maritime présente un découpage qui suit celui des grandes unités morphologiques à terre. De Binic au Nord, jusqu'à l'Est de Langueux, la côte est très découpée et présente de hautes falaises (plusieurs dizaines de mètres). La zone comprise entre Yffiniac et Hillion est caractérisée par l'absence de falaise bien marquée (quelques mètres). Cette zone se poursuit, avec augmentation de la hauteur des falaises (une dizaine de mètres) jusqu'à l'exutoire du Gouessant. Ensuite, vers l'Est, de hautes falaises et un trait de côte très déchiqueté sont de nouveau les caractéristiques de la transition terre-mer.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

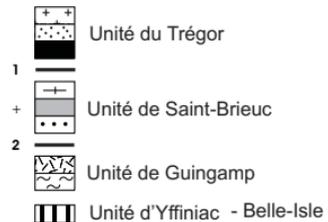
Le substratum rocheux de la carte Saint-Brieuc est constitué principalement de terrains anciens du Précambrien (Néoprotérozoïque) et de la base du Paléozoïque, âgés de environ 750 à 520 millions d'années et rapportés pour partie à la période mal calée du « Briovérien ». Un massif granitique plus récent (daté à ± 290 Ma) occupe une surface réduite dans le Sud-Ouest de la carte. Le réseau filonien paléozoïque est relativement développé sur une partie de la carte. Ces terrains anciens sont généralement altérés sur une forte épaisseur notamment dans la moitié méridionale de la feuille. L'ensemble est en partie recouvert par des sédiments cénozoïques, surtout quaternaires (löss et dépôts de versants).

Les terrains néoprotérozoïques (750 à 540 millions d'années) ont pour la plupart été affectés par une tectonique dite « cadomienne », peu après leur mise en place. Cet événement a permis l'édification d'une chaîne de montagnes (orogène cadomien), désormais érodée. En France, la Chaîne cadomienne se suit à travers le Nord du Massif armoricain depuis la baie de Morlaix jusqu'au Cotentin (fig. 1), où elle constitue un bloc qui a ensuite été globalement peu déformé durant les événements varisques au Paléozoïque. La carte Saint-Brieuc concerne, sur l'essentiel de son territoire terrestre, des formations variées de l'orogène cadomien, que l'on regroupe au sein de plusieurs unités lithotectoniques distinctes séparées par des failles majeures (fig. 2). Cette distinction se base sur des critères lithologiques, métamorphiques et structuraux (cf. § « Les grandes unités de l'orogène cadomien »).

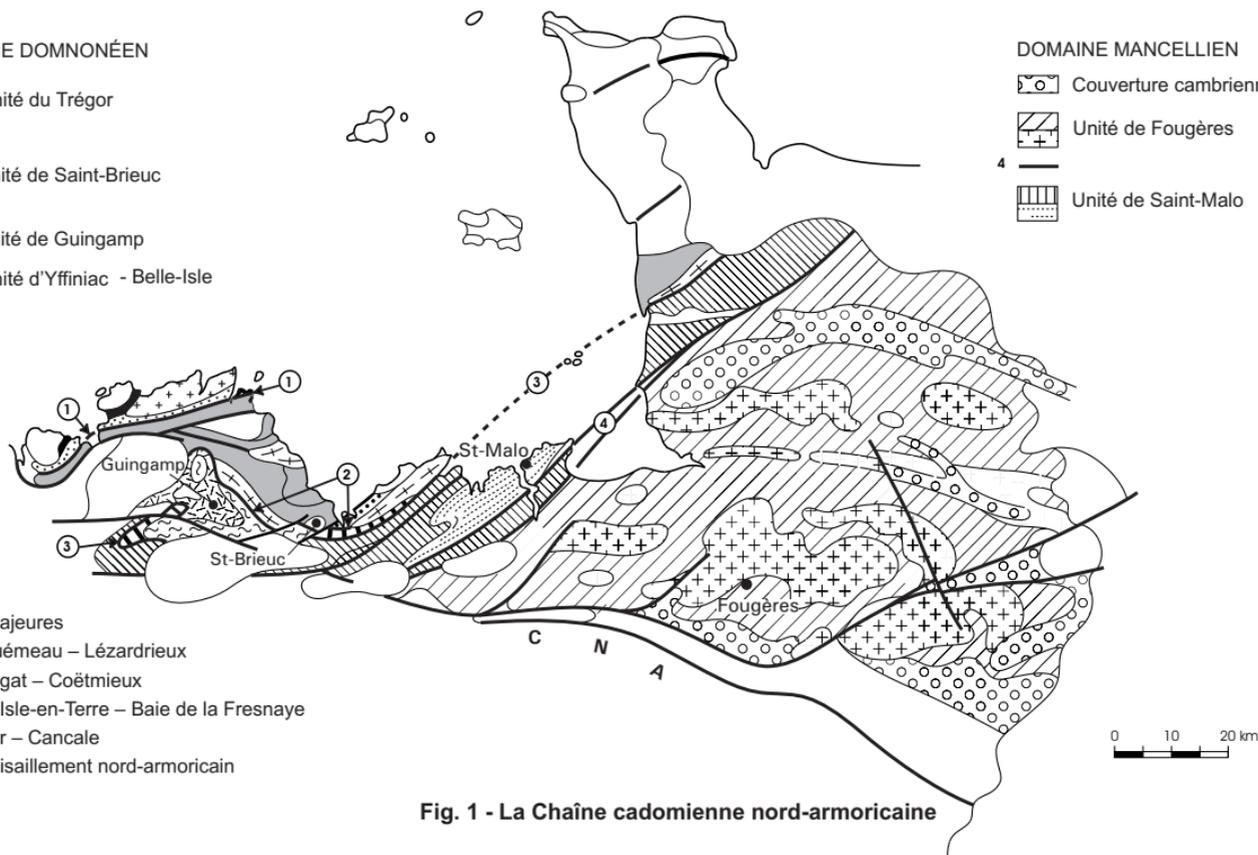
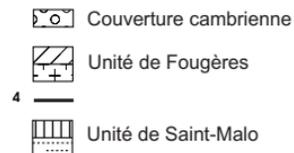
L'Unité de Saint-Brieuc occupe la plus grande partie de la carte en situation septentrionale et comprend :

- des témoins d'un socle relatif « pentévrien » représenté par les roches les plus anciennes de la carte (Gneiss de Port-Morvan, Trondhjémite d'Hillion, Formation de Morieux, ...) ;
- d'anciennes roches volcaniques à hypovolcaniques, acides et basiques généralement métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolite ou schiste vert (Formation de Lanvollon–Erquy) ;
- des roches détritiques interstratifiées ou, pour la plus grande part, sus-jacentes aux volcanites et largement représentées dans le Nord-Ouest de la carte (Formation de Binic) ;
- des roches plutoniques intrusives plus ou moins métamorphisées, de composition basique à intermédiaire voire acide, représentées principalement sur la carte par l'Intrusion de Coëtmieux–Fort-la-Latte ;
- des leucogranites syntectoniques en lentilles allongées parallèlement à la structuration régionale ;

DOMAINE DOMNONÉEN



DOMAINE MANCELLIEN



Failles majeures

- 1 - Locquémeau – Lézardrieux
 - 2 - Plouagat – Coëtmieux
 - 3 - Belle-Isle-en-Terre – Baie de la Fresnaye
 - 4 - Plouer – Cancale
- C N A** : cisaillement nord-armoricain

Fig. 1 - La Chaîne cadomienne nord-armoricaine

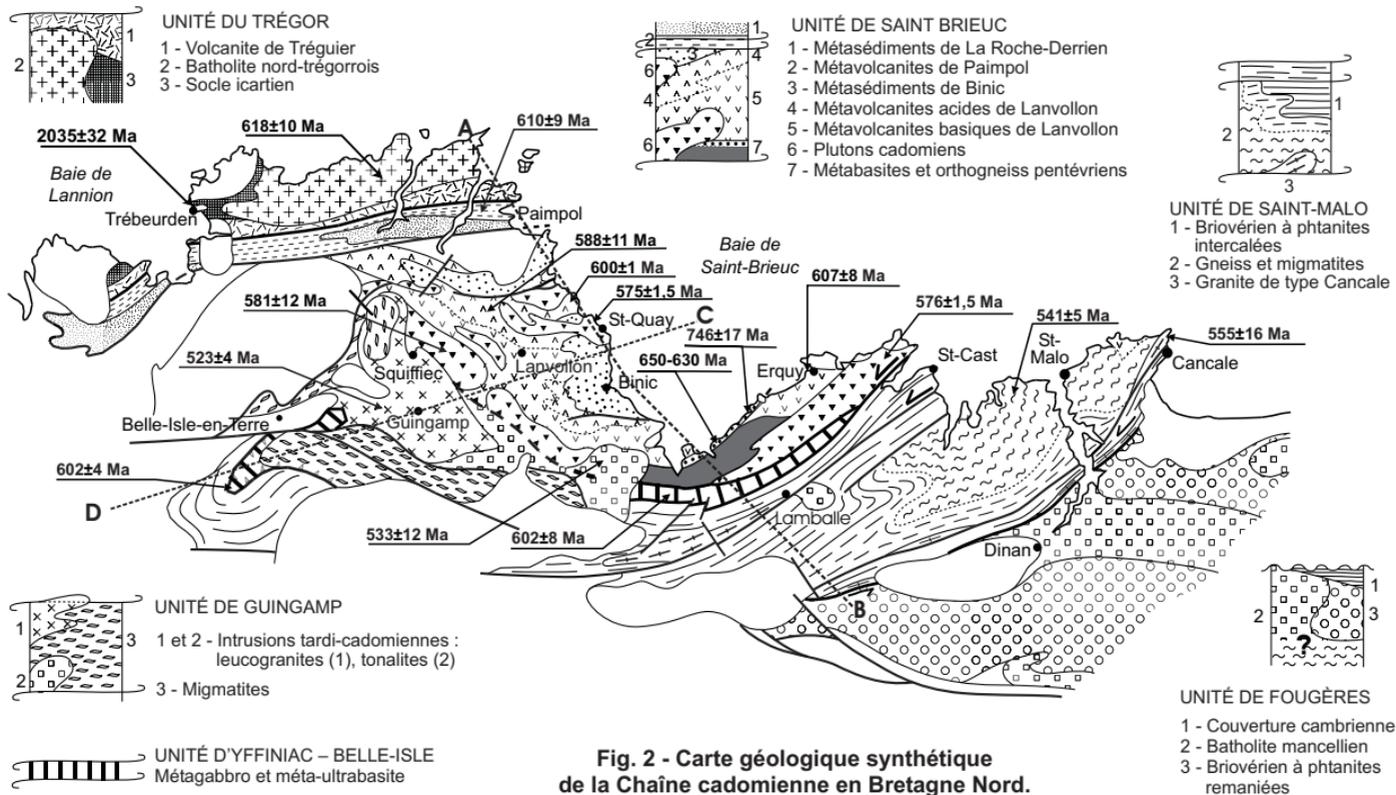


Fig. 2 - Carte géologique synthétique de la Chaîne cadomienne en Bretagne Nord. A-B, C-D : localisation des coupes de la figure 4

– de petites intrusions tardi- à post-cadomiennes non datées (Nord-Est de la carte).

L'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre comprend principalement des roches basiques fortement métamorphiques (amphibolites - métagabbros). Elle est ici intercalée entre les Unités de Saint-Brieuc et de Saint-Malo mais de petites entités de métagabbros affleurent également au sein de l'Unité de Saint-Malo.

L'Unité de Guingamp affleure sur une superficie restreinte dans le Sud-Ouest de la carte. Elle est constituée de gneiss migmatitiques et de migmatites rubanées caractérisant un métamorphisme de haute température, et par les granitoïdes de l'ensemble intrusif tardi-cadomien de Saint-Brieuc–Ploufragan.

L'Unité de Saint-Malo, épimétamorphique sur la feuille Saint-Brieuc, occupe une vaste superficie dans le Sud et le Sud-Est de la carte. Elle est représentée principalement par la Formation de Lamballe (grès et pélites à phtanites), par le granite intrusif de Quessoy–Lamballe ainsi que par des volcanites (de Château-Serein) qui, pour la plus grande part, jalonnent le contact entre les unités d'Yffiniac–Belle-Isle et de Saint-Malo.

Ces unités sont affectées le plus souvent de manière pénétrative (foliation majeure) par la tectonique cadomienne.

De très petits témoins de couverture ordovicienne affleurent en bord de mer dans l'extrême nord-est de la carte.

De nombreux filons paléozoïques de dolérite (\pm 330 Ma) et d'aplite traversent le socle cadomien dans l'Ouest et le Sud de la carte.

Le granite varisque de Quintin (\pm 290 Ma) affleure sur une superficie réduite dans le Sud-Ouest de la carte.

Les formations superficielles sont variées et très développées.

La feuille Saint-Brieuc présente un intérêt cartographique particulier dans la mesure où elle comprend des formations nombreuses et variées de l'histoire cadomienne *s.l.* (depuis « l'Éocadomien » jusqu'au « Tardicadomien »), et du fait qu'elle est traversée par plusieurs accidents cadomiens majeurs.

HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE CADOMIENNE

Les travaux sur la Chaîne cadomienne depuis la fin du 19^e siècle jusqu'à la fin des années 80

Depuis la reconnaissance du « système briovérien » pour les formations fini-protérozoïques du Massif armoricain (Barrois, 1899), les terrains briovériens ont été reconnus à travers une grande partie du Massif armoricain (fig. 1). En revanche, les marqueurs de la tectonique fini-protérozoïque cadomienne n'ont pu être mis en évidence que dans la partie nord du Massif armoricain (Cogné, 1972), peu affectée par la tectonique hercynienne.

Les travaux effectués au cours des années 50 à 70 amènent les auteurs à diviser les terrains briovériens en trois ensembles (Graindor, 1957 ; Cogné, 1962 et 1972 ; Verdier, 1968 ; Jeannette, 1972). Le Briovérien inférieur (*s.l.*) reposant en discordance sur un socle dit « pentévrien » (Cogné, 1959) et le Briovérien supérieur à son tour discordant sur le Briovérien inférieur (Jeannette et Cogné, 1968). Deux phases tectoniques cadomiennes majeures sont distinguées par J. Cogné (1972), séparées par une importante discordance tectonique entre le Briovérien inférieur et le Briovérien supérieur.

Plus tard, à la suite d'études pétrologiques et géochimiques sur le magmatisme du Trégor (Bretagne nord), l'ensemble de la ceinture cadomienne française est assimilée à un ancien système d'arc volcanique (Auvray et Maillet, 1977 ; Auvray, 1979 ; Graviou, 1984 ; Graviou et Auvray, 1990).

Par ailleurs, l'existence d'un socle ancien est démontrée géochronologiquement par des âges voisins de 2 000 Ma (Auvray et *al.*, 1980a ; Vidal et *al.*, 1981) obtenus sur des formations gneissiques d'extension très limitée. Par référence au site de datation principal localisé à Guernsey (« Icart point »), le terme régional d'Icartien est proposé pour les formations du Protérozoïque inférieur.

Le polycyclisme de l'orogénèse cadomienne en Bretagne est ultérieurement contesté par D. Rabu et *al.* (1983a et b) et Balé et Brun (1983) qui distinguent une seule phase tectonique régionale.

Au cours des années 80, l'ensemble des auteurs propose une redéfinition des différents domaines de l'orogène en les resituant dans une évolution géodynamique continue en contexte de subduction à pendage sud (Auvray et *al.*, 1980a ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret et *al.*, 1990 ; Rabu et *al.*, 1990) ou nord (Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Graviou, 1992). Les processus d'accrétion des domaines impliqués dans l'orogénèse cadomienne sont discutés à travers deux modèles tectoniques distincts :

– selon le premier modèle (Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun, 1992), la déformation régionale résulte d'un raccourcissement NNE-SSW progressif du Nord vers le Sud de 590-580 Ma à 540 Ma et s'accommode par des chevauchements crustaux à vergence SSW, associés à des décrochements senestres subordonnés correspondant à des rampes latérales ;

– le second modèle (Strachan et *al.*, 1989 ; Strachan et Roach, 1990 ; Strachan et *al.*, 1992) se réfère à une tectonique transpressive (compression oblique) sans chevauchements crustaux majeurs et s'accommodant essentiellement par des cisaillements transcurrents senestres qui amalgament les différentes unités et domaines (« terranes ») de 570 Ma (Dallmeyer et *al.*, 1991a) à 540 Ma.

Les travaux récents (années 1990 et 2000)

De nombreux travaux concernant la Chaîne cadomienne ont été effectués depuis le début des années 90, notamment lors du lever cartographique régulier à 1/50 000 mais également, de 1995 à 1997, dans le cadre du projet ARMOR (programme GéoFrance 3D).

De nouvelles datations sur zircons (parfois monazites) ont été effectuées et l'âge du protolith de la plupart des unités magmatiques cadomiennes est maintenant connu (Égal et *al.*, 1996a et b, 1999 ; Cocherie et *al.*, 2001 ; Nagy et *al.*, 2002). La Formation de Port-Morvan datée à ~ 750 Ma (Est de la baie de Saint-Brieuc) constitue, exception faite de l'Icartien, la formation la plus ancienne mise en évidence au sein de la Chaîne cadomienne armoricaine. C'est aussi le premier témoin daté d'une histoire pré- ou « éocadomienne », confirmant ainsi dans un cadre chronologique plus précis, les observations de J. Cogné (1959) sur l'existence d'un socle « pentévrien ». À l'opposé, la phase terminale de l'histoire magmatique cadomienne en Bretagne nord se manifeste par la mise en place du Leucogranite de Plouisy (carte Guingamp) récemment daté à ~ 520 Ma (Égal et *al.*, 1999). Très récemment, la « Série volcanique d'Erquy », longtemps rapportée au Paléozoïque à partir de données paléontologiques et radiochronologiques discutables, a été replacée au sein de l'ensemble briovérien à partir notamment d'une nouvelle datation à ~ 608 Ma (Cocherie et *al.*, 2001). D'autres données géochronologiques (Ar/Ar sur minéraux) ont permis de caler les événements tectono-métamorphiques cadomiens de l'Unité de Saint-Brieuc entre 570 et 560 Ma (Dallmeyer et *al.*, 1991a).

D'un point de vue « chronostratigraphique », les travaux de M.-P. Dabard (1997) remettent en cause la distinction entre des sédiments détritiques briovériens « phtanitiques » et « post-phtanitiques ».

À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les études géochimiques récentes montrent que les signatures des différentes formations paléomagmatiques

sont plus diversifiées qu'il était admis auparavant (Égal et *al.*, 1996b). Ainsi, la géochimie du batholite du Trégor et des volcanites associées montre que la mise en place de ces derniers est difficile à intégrer dans une simple évolution continue en subduction. De même, la signification du magmatisme mancellien dans un contexte régional de marge active reste très discutée (Graviou, 1992 ; Chantraine et *al.*, 2001).

Les caractéristiques du métamorphisme cadomien ont maintenant fait l'objet d'importantes études. Elles ont permis de quantifier les conditions « Pression-Température » du métamorphisme dans les différentes unités. Celles-ci illustrent un régime général de basse à moyenne pression et de haute température avec absence de paragenèses de véritable haute pression, ce qui permet de dire que la Chaîne cadomienne ne s'est pas formée en contexte de surépaississement crustal (Hébert et Ballèvre, 1993 ; Le Goff et *al.*, 1994 ; Brown, 1995 ; Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, 2001). Les migmatites et anatexites des Unités de Guingamp et *a fortiori* de Saint-Malo se seraient ainsi formées dans des conditions d'épaississement modéré, en milieu de croûte (10-20 km) (Brown, 1979 ; D'Lemos et *al.*, 1992 ; Le Goff et *al.*, 1994). Un flux de chaleur initial relativement fort, associé à un apport modéré de chaleur advective par des intrusions sous- ou intra-crustales rendrait en partie compte de l'anatexie dans un tel contexte (Brown, 1995 ; Hébert et *al.*, 1997).

D'un point de vue structural, les nouvelles données de terrain ont notamment permis de mettre en évidence une tectonique extensive dans l'Unité de Guingamp (Le Goff et *al.*, 1994).

D'une manière générale, plusieurs interprétations nouvelles de l'histoire tectonique cadomienne ont été proposées : interprétation de la forme arquée de la chaîne par la subduction d'un paléo-relief bathymétrique durant la convergence générale vers le Sud-Ouest (Brown, 1995) ; changement de direction de raccourcissement (NNE-SSW puis NE-SW) au cours de l'évolution tectonique et jeu précoce senestre du Cisaillement nord-armoricain (Égal et *al.*, 1996b) ; analogie de l'évolution tectonique, voire géodynamique, du Cadomien avec celle observée dans les Andes (Strachan et *al.*, 1996) ou dans la Chaîne de Lachlan en Australie orientale (Hébert, 1993).

Les résultats du projet ARMOR (Programme GéoFrance 3D)

Le projet ARMOR (1995-1997) s'intégrait dans le programme national GéoFrance 3D (BRGM-CNRS-INSU). L'objectif était d'imager la croûte cadomienne en trois dimensions à partir de données géologiques et géophysiques et d'outils de modélisations géophysiques et géométriques 3D. Les principaux résultats (réunis en 2001 dans un numéro spécial de la revue *Tectonophysics* : volume 331, pages 1-246) ont notamment été fournis par

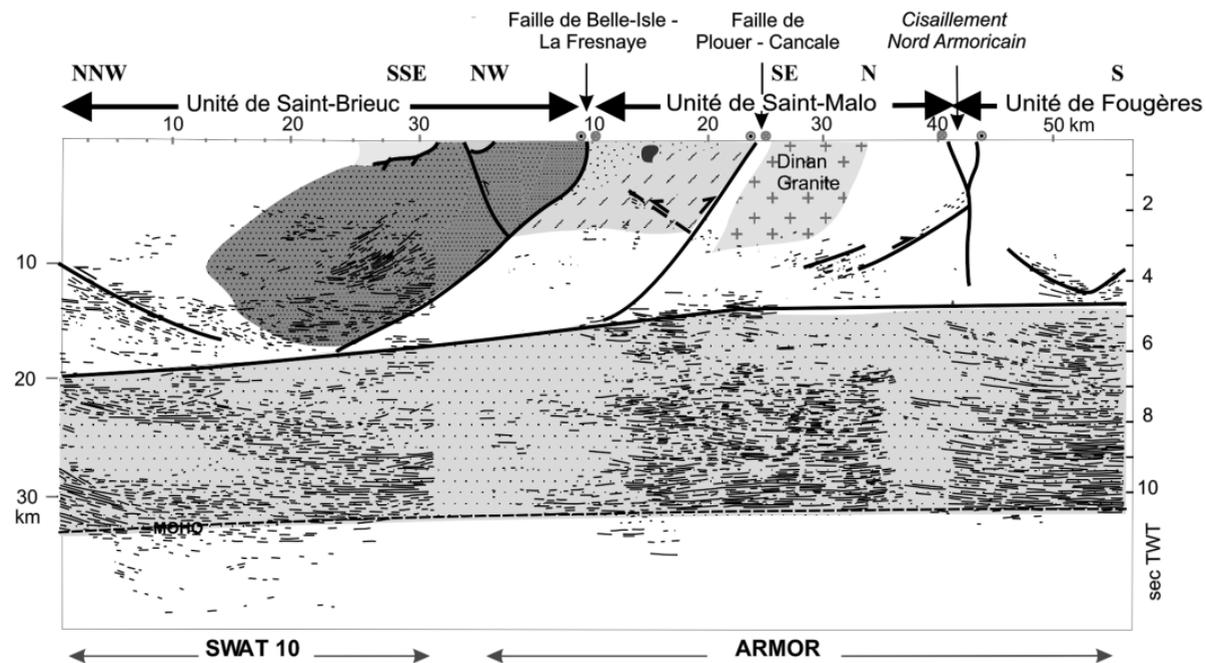


Fig. 3 - Pointé des lignes sismiques ARMOR et SWAT 10 (partie sud) et profil d'anomalie de gravité (Brun et al., 2001, modifiée).
 Les corps géologiques reportés pour la partie supérieure de la croûte sont ceux obtenus à partir du modèle gravimétrique, avec les roches les plus denses (Unité de Saint-Brieuc) en gris sombre et les moins denses (Unités de Saint-Malo et de Fougères) en gris clair. La géométrie des failles principales est déduite de la géométrie de certains réflecteurs sismiques peu profonds (voir Bitri et al., 2001) et de la modélisation gravimétrique

un profil de sismique-réflexion à « écoute longue » de 60 km acquis à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, perpendiculairement aux structures majeures. Ce profil a permis de mettre en évidence dans la croûte supérieure, des réflecteurs peu profonds et fortement pentés au niveau des principaux accidents cadomiens. La géométrie reconstituée de ces accidents montre un pendage de 50 à 60° généralement vers le Nord (failles majeures de La Fresnaye et de Plouer–Cancale) ou localement vers le Sud (faille antithétique de Port-Morvan). D'autres réflecteurs moins pentés apparaissent en profondeur. Une interprétation globale du profil a été proposée par A. Bitri et *al.* (1997 et 2001) et permet de raccorder les réflecteurs à des surfaces tectoniques majeures inclinées vers le Nord et s'aplatissant en profondeur (fig. 3). Les données de sismique réflexion mettent également en évidence, un Moho relativement plat et continu sur l'ensemble du profil.

Des résultats issus d'une campagne de sismique-réfraction fournissent des informations sur la profondeur du Moho (35 km en moyenne s'approfondissant jusqu'à ± 39 km vers les îles anglo-normandes), la profondeur (± 15 km) d'une discontinuité intra-crustale séparant les croûtes inférieure et supérieure, et la profondeur des bassins paléozoïques (± 4 km) (Grandjean et *al.*, 2001).

Les modélisations gravimétriques 2,5D effectuées dans le cadre du projet ARMOR, ont en partie permis de confirmer ou préciser la géométrie des accidents, en cohérence avec les données et interprétations sismiques, et de déterminer également l'extension en profondeur de certaines formations.

Une modélisation géométrique 3D des contacts majeurs du Cadomien breton a ensuite été réalisée à l'échelle crustale à partir des interprétations et modélisations géologiques et géophysiques. Elle met en évidence une attitude générale des contacts majeurs : très fortement pentés vers le Nord près de la surface, ils s'aplatissent en profondeur vers 12-15 km. Cette géométrie plaide en faveur d'un système chevauchant à l'échelle régionale (Brun et *al.*, 2001).

LES GRANDES UNITÉS DE L'OROGENÈ CADOMIEN

La Chaîne cadomienne est classiquement divisée en plusieurs sous-ensembles mais le nombre, les limites et l'appellation de ceux-ci sont en partie variables à travers le temps et les auteurs (cf. par exemple Cogné, 1962 ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et *al.*, 1996 ; Chantraine et *al.*, 2001). D'après les résultats récents, nous distinguons du Nord au Sud, les unités principales du Trégor, de Saint-Brieuc, de Guingamp, d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre, de Saint-Malo et de la Mancellia telles qu'elles sont représentées et délimitées sur la figure 2

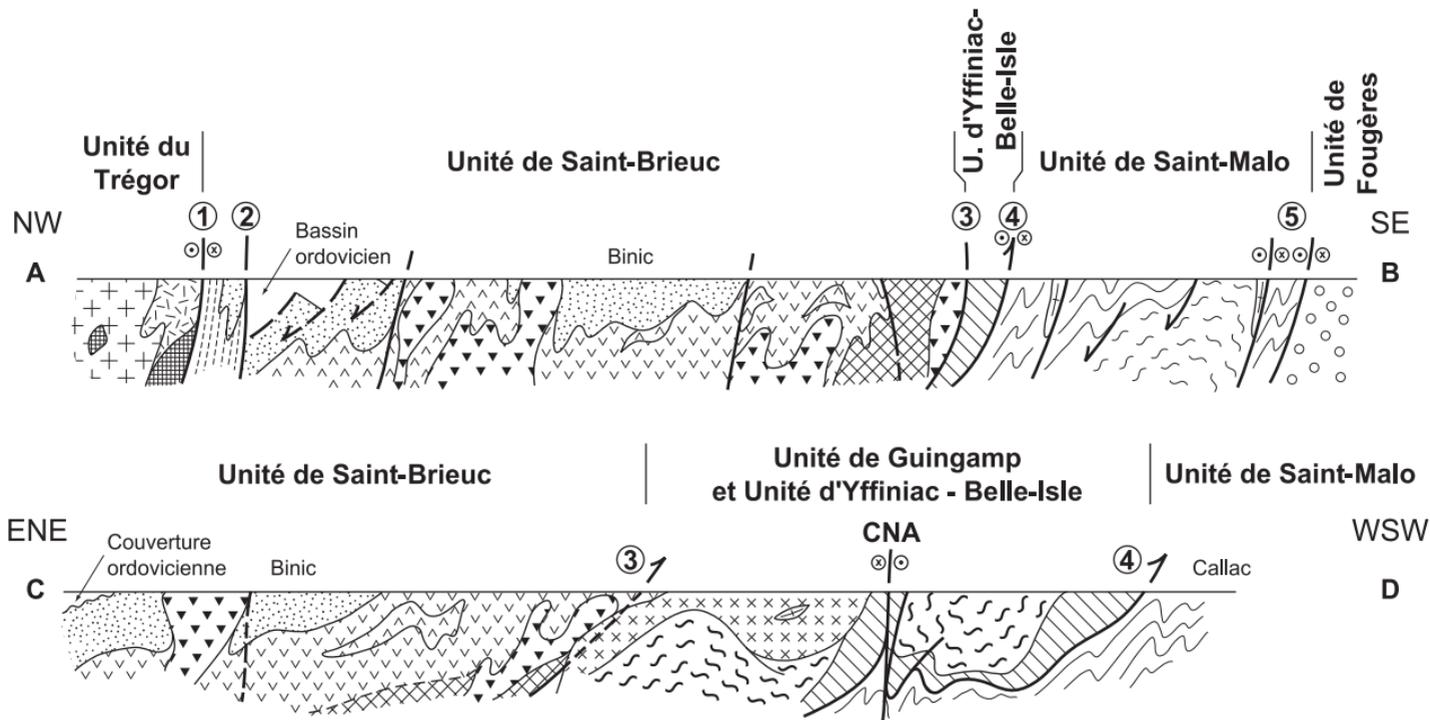
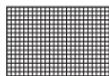
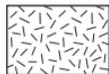


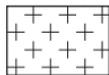
Fig. 4 - Coupes géologiques à travers la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord (localisation sur la fig. 2, d'après Chantraine et al., 2001, modifiée)



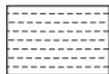
Socle icartien



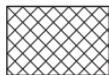
Volcanites de la Formation de Tréguier



Batholite nord-trégorrois



Volcanites de la Formation de Paimpol



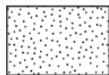
Socle pentévrien



Métavolcanites acides de la Formation de Lanvollon



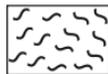
Métavolcanites basiques de la Formation de Lanvollon



Métasédiments des formations de la Roche-Derrien et de Binic



Intrusions cadomiennes : tonalites, diorites et gabbros



Migmatites de Guingamp



Leucogranites tardi-cadomiens



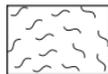
Métagabbros et serpentinites de l'Unité d'Yffiniac - Belle-Isle-en-Terre



Métasédiments de la Formation de Lamballe



Granites de type Cancale



Migmatites de Saint-Malo



Métasédiments de la Formation de Fougères



Failles majeures :

- ① de Locquémau-Lézardrieux
- ② du Trégor
- ③ de Plouagat-Coëtmieux
- ④ de Belle-Isle-La Fresnaye
- ⑤ de Plouer-Cancale

CNA Cisaillement nord-armoricain

(Chantraine et *al.*, 2001). Ces unités sont séparées par plusieurs failles majeures. La coupe de la figure 4 illustre les relations entre les unités et leur structuration interne.

• **L'Unité du Trégor**, très peu déformée au cours de l'évolution cadomienne, est représentée principalement par un complexe volcano-plutonique (Thiéblemont et *al.*, 1996) comprenant le batholite du Trégor *s.s.* daté à $615 \pm 13 \pm 7$ Ma (Graviou et *al.*, 1988) et les « Tufs de Tréguier ». Cette unité comprend également des éléments gneissiques dispersés, témoins d'un socle ancien (« Icartien ») disloqué et rapporté au Paléoprotérozoïque : plusieurs éléments sont datés autour de 2 000 Ma (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Vidal et *al.*, 1981). Le complexe volcano-plutonique du Trégor présente une affinité calco-alkaline potassique et des signatures géochimiques (Égal et *al.*, 1996b) et isotopiques (Guerrot, 1989) témoignant d'une forte participation crustale. Il est clairement distinct des métalaves d'affinité tholéiitique situées immédiatement au Sud (Formation de Paimpol) (Égal et *al.*, 1996b ; Chantraine et *al.*, 2001), une faille séparant les deux formations (Thiéblemont et *al.*, 1996).

• **L'Unité de Saint-Brieuc** est constituée d'un ensemble magmatique composite à affinité juvénile affecté par une tectonique et un métamorphisme dont l'intensité croît globalement du Nord vers le Sud. On distingue :

– au Nord, une série volcano-sédimentaire qui comprend, à la base, la formation métavolcanique de Paimpol, principalement basique (« Spilites de Paimpol » des auteurs), et recouverte par la formation turbiditique de la Roche-Derrien. Les métavolcanites, datées à 610 ± 9 Ma (Égal et *al.*, 1996b), sont comparables aux tholéiites d'arc actuelles, ce qui suggère une mise en place en contexte de subduction (Auvray, 1979 ; Cabanis et *al.*, 1987 ; Égal et *al.*, 1996a-b) ;

– plus au Sud, un ensemble métavolcanique bimodal (Formation de Lanvollon–Erquy) forme l'essentiel de l'unité ; il est intercalé avec des métasédiments détritiques et surtout surmonté par ceux-ci (Formation de Binic), et intrudé par plusieurs plutons gabbro-dioritiques (intrusions de Squiffiec, Saint-Quay–Portrieux...) ou tonalitiques (Port-Moguer, Coëtmieux–Fort-la-Latte...). L'âge de la Formation de Lanvollon–Erquy est fixé à 608 ± 7 Ma pour les termes orientaux de la « Série d'Erquy » (Cocherie et *al.*, 2001) et 588 ± 11 Ma pour les termes occidentaux de la « Formation de Lanvollon *s.s.* » (Égal et *al.*, 1996a) ; les intrusions de Port-Moguer, Squiffiec et Saint-Quay–Portrieux sont respectivement datées à $600,4 \pm 0,9$ Ma (Nagy et *al.*, 2002), 581 ± 11 Ma (Égal et *al.*, 1999) et $574,6 \pm 1,8/-1,5$ Ma (Nagy et *al.*, 2002) alors que l'âge de l'Intrusion de Fort-la-Latte d'abord donné à 593 ± 15 Ma (Vidal et *al.*, 1974) a été récemment affiné à $576,3 \pm 1,5/-1,2$ Ma (Nagy et *al.*, 2002) ;

– un complexe plus ou moins orthogneissifié d'extension réduite affleure sur la rive orientale de la baie de Saint-Brieuc. Identifié précocement comme une écaille de socle (« Pentévrien », Cogné, 1959 ; Shufflebotham, 1989), il inclut les orthogneiss de Port-Morvan et la trondhjémite d'Hillion (Balé, 1986) respectivement datés à ~ 750 Ma (746 ± 17 Ma : Égal et *al.*, 1996b ; $754,6 \pm 0,8$ Ma et $746 \pm 0,9$ Ma : Samson et *al.*, 2003) d'une part, et 625 - 645 Ma ($625,9 +3,6/-1,9$ Ma : Nagy et *al.*, 2002 ; $643 +9/-7$ Ma : cette notice) d'autre part.

• **L'Unité de Guingamp**, localisée au Sud-Ouest de la baie de Saint-Brieuc, est composée de migmatites rubanées (Formation de Guingamp) et de l'ensemble intrusif de Ploufragan–Saint-Brieuc (granitoïdes). Préalablement réunie avec l'Unité de Saint-Malo dans un même ensemble migmatitique (cf. Chantraine et *al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Égal et *al.*, 1996a et b ...), l'Unité de Guingamp n'a été individualisée que récemment (Ballèvre et *al.*, 2001) : même si les Migmatites de Guingamp et de Saint-Malo peuvent être issues de la fusion partielle d'un même protolithe initial (Formation de Lamballe ?), elles subissent ultérieurement une évolution tectono-métamorphique distincte (Ballèvre et *al.*, 2001). Les Migmatites de Guingamp sont recoupées par l'Intrusion de Ploufragan–Saint-Brieuc datée à 533 ± 12 Ma (Hébert et *al.*, 1993) et par une importante masse de leucogranites. Parmi ces derniers, le Leucogranite de Plouisy a récemment été daté à 523 ± 4 Ma (Égal et *al.*, 1999) et représente la manifestation magmatique cadomienne datée la plus tardive dans le Massif armoricain.

• **L'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre** n'est distinguée en tant qu'unité que depuis récemment (Égal et *al.*, 1999). Elle affleure principalement au sein de deux massifs actuellement séparés au Sud de Saint-Brieuc, et au Sud de Belle-Isle-en-Terre. Elle comprend plusieurs types de roches, dont les relations mutuelles ne sont pas clairement élucidées : métagabbros dominants et métavolcanites basiques (amphibolites de haut degré métamorphique), cumulats metabasiques et ultrabasiques, et quelques roches acides (leptynites à grenat) (Hébert, 1993). La diversité de cette unité se manifeste plus particulièrement par sa grande variabilité géochimique qui ne permet pas de proposer une interprétation géotectonique univoque (cf. plus loin). Le protolithe gabbroïque des massifs de Belle-Isle-en-Terre et d'Yffiniac est daté à ~ 602 Ma (respectivement 602 ± 4 Ma, Peucat et *al.*, 1981, et 602 ± 8 Ma, Guerrot et Peucat, 1990). L'unité a subi un métamorphisme en conditions de relativement haut degré estimé jusqu'à 11 ± 1 kbar et 750 ± 50 °C dans le Massif de Belle-Isle (Hébert, 1993). Ses caractéristiques pétrologiques et structurales en font une écaille autonome d'origine profonde, séparant des unités bien distinctes (unités de Saint-Brieuc et Saint-Malo). Elle est interprétée comme une suture majeure de l'orogène cadomien (Brun et Balé, 1990 ; Chantraine et *al.*, 2001).

• **L'Unité de Saint-Malo** affleure en position plus externe, essentiellement au Sud-Est de l'Unité de Saint-Brieuc dont elle est séparée par un accident majeur (faille de Belle-Isle–La Fresnaye) qui met en contact les métagabbros fortement métamorphiques de l'Unité d'Yffiniac et des terrains épimétamorphiques de l'Unité de Saint-Malo. Celle-ci est composée principalement des métasédiments détritiques à niveaux « phtanitiques » de la Formation de Lamballe et des Migmatites de Saint-Malo. S'ajoutent des volcanites (Série alcaline de Château-Serein, Cabanis et *al.*, 1987) qui, pour une grande part, jalonnent le contact entre les unités d'Yffiniac et de Saint-Malo. L'unité est cisailée par plusieurs décrochements NE-SW jalonnés par des granites allongés. Les Migmatites de Saint-Malo forment un vaste dôme limité au Sud-Est par l'accident de Plouer–Cancale. Au Nord-Ouest, elles passent rapidement mais progressivement aux métasédiments de Lamballe qui sont donc interprétés comme le matériau originel des migmatites (Brown, 1978 ; 1979 ; Martin, 1977 ; 1980). Des granites d'anatexie sont présents au sein des migmatites, ils sont datés à 541 ± 5 Ma (Peucat, 1986). Parmi les granites qui jalonnent les accidents décrochants, le granite syntectonique de Cancale est daté à 555 ± 16 Ma (Égal et *al.*, 1996b).

• **L'Unité de la Mancellia ou de Fougères**, la plus vaste du Cadomien armoricain, affleure largement dans tout le bocage normand. Elle est limitée au Sud par le cisaillement nord-armoricain d'âge varisque. Elle est composée de sédiments détritiques très peu métamorphiques (Briovérien mancennien) et de granites intrusifs constituant le Batholite mancennien. La mise en place de ce dernier, datée à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982), s'est faite à un niveau élevé de la croûte, dans les formations briovériennes, où il développe une auréole thermique (Jonin, 1981). Sa composition est majoritairement granodioritique peralumineuse. Ses caractéristiques géochimiques « crustales » ont conduit certains auteurs à faire l'hypothèse d'un magma source commun pour les anatexites de Saint-Malo et le batholite mancennien (D'Lemos et Brown, 1993).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte à 1/50 000 de Saint-Brieuc est entièrement incluse dans la coupe à 1/80 000 de Saint-Brieuc. La première édition de cette dernière (Barrois, 1896) a mis en évidence les grands ensembles du domaine cadomien de Bretagne nord. Les éditions suivantes à 1/80 000 (Pruvost et Waterlot, 1941 ; Cogné et Sagon, 1976) n'ont apporté que peu de modifications. Aucune étude cartographique détaillée du secteur n'avait donc été entreprise depuis la fin du 19^e siècle.

Les levés des terrains de socle de la partie terrestre de la carte à 1/50 000 ont été effectués par É. Égal (de 1996 à 2000) pour la majeure partie de la

feuille à l'exception d'une partie de la zone orientale levée par É. Thomas en 1995 dans le cadre du projet ARMOR, et d'un secteur situé au Sud et Sud-Est d'Yffiniac levé par P. Guennoc, également en 1995. Des levés partiels effectués par des étudiants stagiaires du BRGM ont été en partie utilisés (levés de R. Hébert, en 1990 ; S. Bonnet, en 1991 ; P. Grimaud en 1992 ; V. Lignier en 1993). Comme partout en Bretagne, en dehors du bord de mer qui permet d'observer le substratum peu ou non altéré quasiment en continu, les affleurements de socle de bonne qualité sont relativement rares. Ils se localisent notamment sur les versants des thalwegs et rias et au sein de certaines carrières (il existe également des carrières dans les altérites) et excavations artisanales (nombreuses) où ils sont cependant parfois très difficiles à atteindre quand il n'y a plus d'activité (ronces très abondantes sur éboulis...). Les talus des chemins, routes et voie ferrée fournissent des affleurements dont le nombre et la qualité varient en fonction de l'altération parfois très importante. C'est notamment le cas dans un vaste secteur sud-est où le très faible relief et la forte altération empêchent de cartographier précisément le socle. En revanche, plus près des côtes et plus généralement dans une large zone nord-ouest, les affleurements de socle sont nombreux et les recouvrements lœssiques relativement peu étendus. Les « pierres volantes » (fragments rocheux épars dans les labours) sont une aide précieuse à la cartographie, mais elles sont rares ou absentes des zones à forte épaisseur d'altérites. Sauf exception, les zones boisées sans relief sont très pauvres en affleurements rocheux.

Les contours des formations de socle reportées sur la carte se raccordent, d'une part avec ceux de la feuille Guingamp, située plus à l'Ouest et levée par des auteurs communs (Égal et *al.*, 1996a), d'autre part avec ceux de la feuille Moncontour (Chantraine et *al.*, 1979) située plus au Sud.

Les levés cartographiques des formations superficielles de la feuille Saint-Brieuc à 1/50 000 ont été effectués de juin 2001 à juillet 2001 par É. Thomas, post-doctorant au Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Ils ont été complétés par les travaux de B. Hallégouët, maître de conférence à l'Université de Bretagne Occidentale (Brest), principalement pour les formations du littoral. Cette cartographie détaillée s'intègre dans la volonté du programme de la carte géologique de France de faire figurer aujourd'hui, sur les cartes géologiques, des informations capitales, notamment en ce qui concerne la protection de l'environnement, la détermination des secteurs agricoles à risques (vulnérabilité aux polluants) et corollairement, la connaissance des chemins (alimentation) et réservoirs (étendues, capacités...) de l'eau souterraine en Bretagne pour une gestion durable de la ressource et son retour à une qualité appréciable.

Un autre intérêt de la cartographie des formations superficielles et notamment des altérites (ou de l'altitude de la base du profil d'altération)

est de mettre en évidence les variabilités à l'échelle régionale. Le décalage de l'altitude de la base des altérites peut servir de repère afin de mettre en évidence l'existence de failles autrement indiscernables (et éventuellement même de proposer des rejets verticaux).

Du fait des conditions d'affleurement relativement médiocres sur la feuille Saint-Brieuc, l'observation se limite dans la plus grande partie des cas aux premiers mètres, sinon moins, de la « couche » dite « superficielle ». Dans un tel cas de figure, le recouvrement est souvent surestimé en superficie et en épaisseur. Nous avons essayé, dans la mesure du possible, de trouver le compromis le mieux adapté afin que les informations de « socle » ne soient pas intégralement masquées par les informations se rapportant aux formations superficielles. Ainsi, l'épaisseur considérée comme représentative se situe sur cette feuille aux alentours de 1 à 1,5 m. De plus, le lever de la carte s'est appuyé sur les levés des cartes périphériques récentes comme celles de Guingamp (Égal et *al.*, 1999) à l'Ouest et de Pontrioux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a) au Nord, ceci afin d'assurer une cohérence cartographique à l'échelle régionale. Pour cette même raison, nous avons essayé dans la mesure du possible de conserver la grande majorité des dénominations employées sur ces cartes et notamment sur celle, la plus récente, de Guingamp.

La cartographie des fonds sous-marins a été dessinée par E. Houlgatte et P. Guennoc à partir de différents documents existants (Augris et Hamon, 1996 ; Guennoc, 1996 ; Houlgatte, 1996) établis à la suite de diverses campagnes de reconnaissance menées par l'IFREMER ou le BRGM (dont le projet ARMOR du programme GéoFrance 3D).

DESCRIPTION DES TERRAINS

NB : des affleurements représentatifs d'une majorité des formations décrites ci-dessous sont intégrés dans un itinéraire géologique présenté en fin de notice (cf. § « Documentation complémentaire ») ; chaque arrêt de cet itinéraire est appelé ci-dessous (entre parenthèses) au cours de la description des terrains concernés.

NÉOPROTÉROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU PALÉOZOÏQUE

UNITÉS CADOMIENNES

UNITÉ DE SAINT-BRIEUC

Complexe de Penthièvre : socle « pentévrien » (« éocadomien ») daté ou supposé

Ce complexe regroupe des terrains qui, au moins pour partie sont précoces dans l'histoire cadomienne, c'est-à-dire plus vieux que 610 Ma (datations à 750 et 640 Ma) et recoupés par les formations « cadomiennes » plus récentes (fig. 5). Ces terrains n'ont été observés qu'à l'Est de la baie de Saint-Brieuc et correspondent *grosso modo* au « socle pentévrien » décrit autrefois par J. Cogné (1959). Dans cette notice, nous avons généralement conservé le terme « pentévrien » pour dénommer les terrains concernés en tant que tels alors que nous proposons le terme « éocadomien », à connotation plus géodynamique, pour définir la période/phase précoce de l'histoire cadomienne au sens large. L'ensemble des terrains du Complexe de Penthièvre est largement recoupé par des filons de microdiorite et microgabbro rapportés à la formation cadomienne d'Erquy-Lanvollon. Les filons, de géométrie variable, n'ont pas pu être suivis sur le terrain et ne sont donc pas cartographiés en tant que tels. Leur présence régulière est représentée sur la carte par une surcharge.

ζγ⁵. **Gneiss de Port-Morvan (~ 750 Ma)**. Cette formation gneissique constitue une bande étroite d'une petite dizaine de kilomètres située dans le Nord-Est de la carte, en grande partie en bord de mer. Elle est limitée vers le Nord-Ouest par une faille NE-SW qui la met en contact d'une part avec la Trondhjémite d'Hillion, d'autre part, avec une association de roches basiques microgrenues rapportées à la Formation de Lanvollon-Erquy et de sédiments (secteur des Rochers Romel) peut-être « pentévriens » (cf. plus loin). Le long de sa limite orientale, la Formation de Port-Morvan est pour partie en contact avec les diorites et tonalites de la Formation de Morieux. Elle est par ailleurs recoupée par des filons basiques de la Formation de Lanvollon-Erquy (fig. 5), toujours présents au sein des gneiss (cf. surcharge) mais qui deviennent plus nombreux vers le Nord-Est jusqu'à constituer une entité cartographique propre.

La Formation de Port-Morvan est constituée principalement de gneiss clairs quartzo-feldspathiques, grossiers à moyens, au sein desquels s'intercalent parfois des niveaux décimétriques à métriques de gneiss verts chloriteux à grains plus fins et parallèles à la foliation verticale. Ces intercalations sont visibles notamment à l'entrée de la plage de Port-

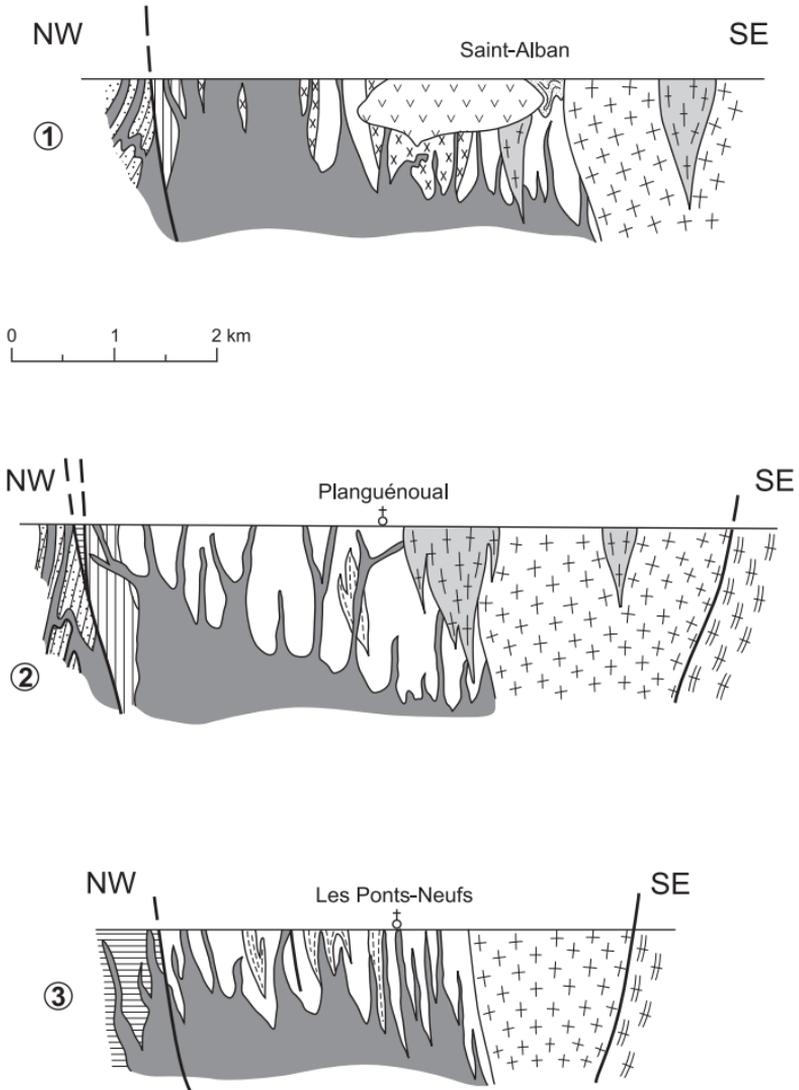


Fig. 5 - Coupes géologiques à travers le Complexe de Penthière.
Localisation sur le schéma structural de la carte géologique.

Unité de Saint-Brieuc



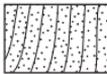
Gabbro de Saint-Alban



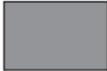
Leucogranites



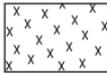
Intrusion de Coëtmieux - Fort-la-Latte



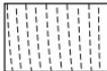
Métasédiments



Formation de Lanvollon-Erquy



Granodiorites et trondhémities



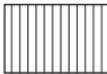
Leptynites et amphibolites subordonnées



Formation de Morieux

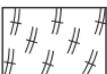


Trondhémite d'Hillion



Gneiss de Port-Morvan

Unité d'Yffiniac - Belle-Isle



Métagabbros et serpentinites subordonnées

Morvan (arrêt 15) où, transposées par la déformation mylonitique, elles engendrent ici un véritable rubanement décimétrique.

Les gneiss présentent une déformation hétérogène : fréquemment très marquée (mylonitique à ultramylonitique sur les plages de Port-Morvan ou du Jospinet), elle est négligeable dans certains secteurs comme au Sud-Ouest de la plage de Val André où la roche présente une texture grenue non foliée. La déformation principale des gneiss est précoce dans l'histoire cadomienne : cette chronologie apparaît très clairement sur la plage de Port-Morvan (arrêt 15) où un filon microdioritique subhorizontal (sill) non schistosé recoupe à l'emporte-pièce les gneiss mylonitiques.

Un échantillon d'orthogneiss leucocrate a été daté à 746 ± 17 Ma (1σ) (âge du protolite) par la méthode d'évaporation directe sur monozircons (Égal *et al.*, 1996b). Cet âge a été récemment confirmé par de nouvelles datations à $754,6 \pm 0,8$ Ma et $746 \pm 0,9$ Ma (méthode U/Pb de dissolution sur zircons ; Samson *et al.*, 2003). Ces âges à ~ 750 Ma sont les plus anciens obtenus à ce jour dans la Chaîne cadomienne armoricaine, exceptions faites des reliques paléoprotérozoïques (icartiennes) du Trégor et des îles anglo-normandes.

Pétrographie. Les gneiss leucocrates sont composés principalement de plagioclase, subautomorphe et généralement très altéré, de quartz et, dans une moindre mesure, de chlorite en remplacement de biotite et, plus rarement, d'amphibole. La proportion variable de ces minéraux confère à la roche une composition tonalitique à trondhjémitique. Le feldspath potassique n'a jamais été observé. La magnétite est parfois abondante, des sulfures ont été reconnus. Du grenat ainsi que du sphène (en rubans) sont parfois présents. L'épidote apparaît aux dépens du plagioclase. De la calcite cristallise au sein de fentes et en imprégnation jusqu'à parfois envahir la roche. Un faciès particulier à plagioclase, quartz et muscovite a été localement observé. Les niveaux de gneiss verts montrent une texture microgrenue fréquemment porphyrique qui permet de les interpréter comme des filons recoupant le faciès leucocrate. Leur composition est franchement tonalitique : la minéralogie est voisine de celle des gneiss leucocrates mais se distinguent de ces derniers par une moins grande richesse en quartz et par une plus grande abondance en minéraux ferro-magnésiens maintenant chloritisés. L'épidote secondaire et la calcite sont fréquentes. Dans les faciès foliés à mylonitiques, les plagioclases très altérés constituent des clastes peu déformés et moulés par le quartz, en rubans, qui accommodent l'essentiel de la déformation. La foliation est également soulignée par l'orientation et l'alignement des chlorites. La chloritisation, la calcitisation et l'épidotisation très développées comme la forte altération des plagioclases traduisent un hydrothermalisme important dans la Formation de Port-Morvan.

Géochimie. Trois roches ont été analysées (annexe 2, tabl. 1) : deux sont des gneiss verts, l'autre est un gneiss clair à grain grossier « commun », qui a également fait l'objet de la datation présentée ci-dessus. Ce gneiss, clairement orthodérivé, présente une composition acide ($\text{SiO}_2 = 71 \%$), nettement alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,8 \%$) et faiblement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 1,8 \%$), qui le définit comme une trondhjémite (Arth, 1979 ; Barker, 1979). Cette nature trondhjémitique est confirmée par de très faibles teneurs en éléments incompatibles (Th = 0,1 ppm ; La = 2,2 ppm ; Zr = 39 ppm ; Yb = 0,2 ppm ; Y = 3,2 ppm), néanmoins, une anomalie positive marquée en Eu et une forte teneur en Sr (= 378 ppm) suggèrent une cumulation de plagioclase (Égal et *al.*, 1996b). La roche présente un rapport Zr/Y élevé ($[\text{Zr}/\text{Y}]_N = 5$ où $[\text{Zr}/\text{Y}]_N$ désigne la valeur de ce rapport normalisée à une composition moyenne supposée du manteau terrestre « primitif » [Hofmann, 1988]) qui témoigne d'une cristallisation à partir d'un magma sélectivement appauvri en Y. Selon la classification de Arth (1979) et Barker (1979), l'ensemble de ces caractères définit la roche comme une trondhjémite du type « riche en alumine – pauvre en terres rares lourdes », roche que des travaux plus récents désignent du nom « d'adakite » (Defant et Drummond, 1990).

Parmi les deux roches vertes, l'une est un chloritoschiste dont la perte au feu élevée (= 10,31 %) témoigne de l'abondance de phyllites. Corrigée de cette perte au feu, la composition devient basaltique ($\text{SiO}_2 \sim 49 \%$) et quasiment non différenciée (MgO ~ 10,5 % ; Cr ~ 500 ppm ; Ni ~ 230 ppm). De faibles teneurs en éléments incompatibles (Th = 0,1 ppm ; Nb = 2,1 ppm ; La = 5,6 ppm) et un rapport Y/Nb élevé ($[\text{Y}/\text{Nb}]_N = 1,4$) témoignent d'une source appauvrie. Le deuxième échantillon de roche verte montre une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 59 \%$) comparable à celle d'une andésite. Comme le gneiss leucocrate trondhjémitique, cette roche est pauvre en éléments incompatibles (ex. Th = 0,9 ppm ; Nb = 2,4 ppm ; La = 5 ppm), riche en Al_2O_3 (= 18,17 %) et Sr (= 647 ppm), et présente des rapports Sr/Y (~ 60) et Zr/Y ($[\text{Zr}/\text{Y}]_N \sim 2,5$) élevés, ces traits la définissant comme une adakite.

Ⓐ. Trondhjémite d'Hillion (645-625 Ma). Individualisée par P. Balé (1986), la Trondhjémite d'Hillion, de composition trondhjémitique, tonalitique ou granodioritique, est distinguée sous le terme de « Granodiorite de Jospinet » par les auteurs anglais (Shufflebotham, 1990 ; Nagy et *al.*, 2002). Elle affleure sur une faible superficie, en grande partie en bord de mer, à l'Est de la baie de Saint-Brieuc ; elle est en contact, le long de sa limite nord-ouest, avec des sédiments et des roches hypovolcaniques de l'Ensemble de Lanvollon–Erquy–Binic. Ce contact, mal caractérisé au sein de la presque île d'Hillion est localement bien visible plus au Nord-Est au niveau de la plage de Jospinet (arrêt 16) : juste au Sud-Ouest de celle-ci, la trondhjémite passe à des métasédiments détritiques fins alternant avec des roches microgrenues basiques. Cogné (1959) a interprété ce contact comme étant progressif

(trondhjémite arénisée passant à des arénites, puis des pélites) et traduisant le dépôt discordant de sédiments sur un socle « pentévrien » altéré (cf. également Nagy et *al.*, 2002). Cependant, le passage entre les deux lithologies se fait localement par l'intermédiaire d'une zone de transition pluri-décimétrique bréchique où se mélangent la trondhjémite et des « éléments » de sédiments pélitiques. Cette brèche, interprétée comme un conglomérat basal par certains auteurs (Nagy et *al.*, 2002), pourrait correspondre à une « brèche hydraulique induite par la fracturation et le passage des fluides exsolvés lors du refroidissement de la trondhjémite déjà cristallisée » (B. Bonin, com. orale et écrite). Ceci traduirait la postériorité de la trondhjémite sur les métasédiments ; l'absence de métamorphisme de contact observé dans ces derniers n'étant pas rédhibitoire du fait du caractère vraisemblablement superficiel de l'intrusion (expulsion des fluides) et de la présence de la brèche (écran thermique) (B. Bonin, *op. cit.*). Selon cette seconde hypothèse, les métasédiments pélitiques fins au contact de la trondhjémite seraient donc antérieurs à 625-645 Ma (donc « pentévriens ») et intrudés par les sills de la Formation de Lanvallon–Erquy. Des observations supplémentaires et/ou des datations de zircons détritiques dans les métasédiments sont sans doute nécessaires pour trancher cette question.

En dehors du secteur décrit ci-dessus, les relations entre les formations du secteur de la plage de Jospinet sont fortement influencées par la présence des grandes failles NE-SW. On notera notamment que la trondhjémite, très altérée, affleure au Nord-Est de la plage de Jospinet sous forme d'une bande très étroite d'une largeur de 10-15 m, coïncée entre les gneiss de Port-Morvan qui constituent la falaise, et les sédiments et microdiorites de l'ensemble de Lanvallon–Erquy–Binic. Des filons pluri-métriques à pluri-décamétriques, rapportés à la Formation d'Erquy–Lanvallon, recoupent irrégulièrement la Trondhjémite d'Hillion (fig. 5). Des galets d'un granitoïde du même type (Thiéblemont et *al.*, 1999) sont par ailleurs remaniés au sein du Poudingue de Cesson affleurant à l'Ouest de l'anse d'Yffiniac à la base de l'ensemble de Lanvallon–Erquy–Binic.

La Trondhjémite d'Hillion est une roche claire relativement homogène à texture isogranulaire (localement hétérogranulaire) à grain moyen (quelques mm). Généralement non foliée, elle est cependant affectée par des couloirs de déformation localisée, cataclastique à mylonitique. Macroscopiquement, la Trondhjémite d'Hillion se distingue des faciès leucocrates de la Formation de Port-Morvan, par un grain moins grossier, une texture plus homogène et une répartition régulière de cristaux de biotite.

Géochronologie. Un âge à 625,9 + 3,6/-1,9 Ma a été récemment obtenu à partir d'un échantillon de la Trondhjémite d'Hillion (dénommée « Granodiorite du Jospinet ») (Nagy et *al.*, 2002).

Par ailleurs, une datation de la Trondhjémite d'Hillion a été obtenue dans le cadre du lever de la feuille Saint-Brieuc. La méthode U-Pb par dissolution a été utilisée. Les résultats obtenus sur les six fractions ayant été enregistrées sont reportés en annexe 1 (ainsi que la procédure analytique), et dans le diagramme Concordia de la figure 6. La fraction 1, avec un très mauvais rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est inutilisable. Les fractions 2, 3, 4 et 6, malgré des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement moyens (~ 400-500) sont alignées. Leur degré de discordance varie de 2 à 15 %, reflétant des pertes de plomb plus ou moins importantes, la fraction la plus discordante n'ayant pas été abrasée. La Discordia passant par ces quatre fractions définit un âge en intercept haut de $643 \pm 9/-7$ Ma (fig. 6). L'intercept inférieur est à 150 ± 50 Ma et aucune signification ne lui est attribuée. La fraction 5 indique la présence d'une composante héritée ancienne, sans doute paléoprotozoïque.

L'âge à **643 + 9/-7 Ma** est interprété comme correspondant à l'âge de cristallisation de la Trondhjémite d'Hillion. Cet âge est voisin de ceux obtenus sur les galets de granitoïdes remaniés dans le Poudingue de Cesson (667 ± 4 Ma et 656 ± 5 Ma, Guerrot et Peucat, 1990), ces derniers pouvant donc effectivement représenter des éléments remaniés du massif de trondhjémite (Thiéblemont et *al.*, 1999). On notera cependant que l'ensemble des âges obtenus sur des échantillons de la Trondhjémite d'Hillion s'inscrivent dans une fourchette assez large d'une quarantaine de millions d'années, entre environ 667 Ma (ci-dessus) et environ 626 Ma (Nagy et *al.*, 2002). Ces résultats pourraient traduire l'existence de plusieurs intrusions successives.

Pétrographie – minéralogie. La minéralogie principale est constituée de plagioclase (prédominant), quartz et biotite. En lame mince, le plagioclase se présente en cristaux automorphes trapus, parfois zonés et se distingue du plagioclase xénomorphe à subautomorphe, peu zoné, des gneiss de Port-Morvan. La distinction d'avec ces derniers se fait aussi par la présence régulière du feldspath potassique : en quantité généralement faible, il peut cependant atteindre 5 à 10 % de la roche dans certains cas (composition de « leucogranodiorite »). La biotite, plus ou moins chloritisée, est parfois abondante (composition tonalitique). L'amphibole apparaît par ailleurs absente à rare. Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est fréquente (+ oxydes de fer altérés, zircons...). Des textures de recristallisation sont observées à proximité des filons de la Formation d'Erquy traduisant l'influence thermique de ces derniers (métamorphisme de contact).

Géochimie. À ce jour, huit analyses ont été effectuées sur le massif d'Hillion (annexe 2, tabl. 1) dont cinq, qui ne portaient que sur les éléments majeurs, ont permis à P. Balé (1986) d'établir sa nature trondhjémitique. Dans le détail, une certaine variabilité apparaît néanmoins ($\text{SiO}_2 = 67,3-72$ % ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,6-17,1$ % ; $\text{K}_2\text{O} \sim 1,8-3$ %), et certaines roches se situent à la limite entre trondhjémite et granite. Trois échantillons ont été analysés

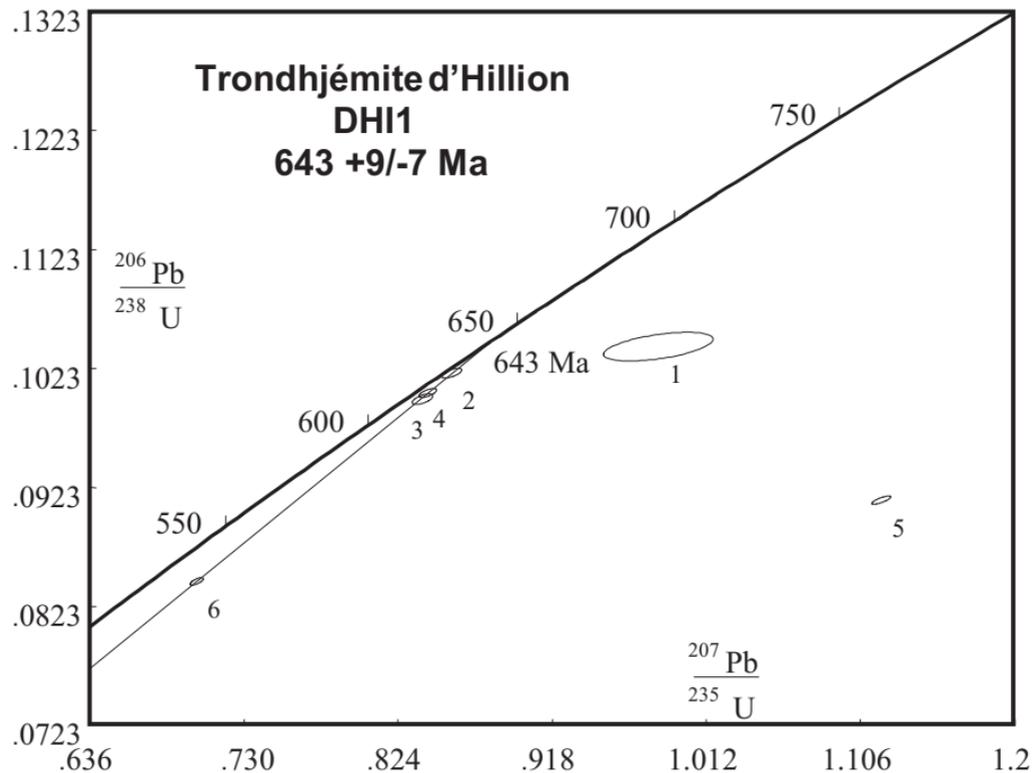


Fig. 6 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la Trondhjemite d'Hillion (échantillon DHI1).
Les lettres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau de l'annexe 1

au BRGM pour les éléments traces (annexe 2, tabl. 1) ; ils montrent des teneurs en éléments incompatibles faibles (Rb = 49-68 ppm ; Th = 1,6-2,7 ppm ; Nb = 1,3-6,8 ppm) à modérées (Zr = 87-91 ppm ; La = 9,6-11,1 ppm), et de faibles teneurs en terres rares lourdes (Yb < 0,8 ppm). Ces roches se définissent comme étant du type « riche en alumine – pauvre en terres rares lourdes » (Arth, 1979 ; Barker, 1979), mais seul un échantillon montre un rapport Sr/Y dans la gamme des adakites (Sr/Y ~ 75), les deux autres étant trop pauvres en Sr (Sr < 220 ppm).

$\theta\eta$ - γ^5 . Formation de Morieux : gabbrodiorites et tonalites gneissiques, amphibolites. Cette formation constitue l'entité cartographique principale du Complexe de Penthièvre et affleure depuis le Nord-Est de la carte jusqu'à l'Ouest de l'anse d'Yffiniac (secteur de Langueux). Elle est en contact avec toutes les autres lithologies du complexe, mais les relations chronologiques mutuelles n'ont pu être observées sur le terrain. Elle n'est pas datée mais elle est intégrée au sein du socle pentévrien du fait notamment qu'elle est recoupée par la Formation de Lanvollon-Erquy (notamment sous forme de dykes : cf. ci-dessous).

La Formation de Morieux est principalement constituée de roches grenues le plus souvent déformées, à texture plus ou moins gneissique, et de composition minéralogique variable, gabbrodioritique à tonalitique : les gabbros et diorites, riches en minéraux sombres (amphibole) et à peu près dépourvues de quartz (les minéraux blancs sont du plagioclase) occupent la majeure partie de la formation, alors que les faciès de tonalite (diorite quartzifère), plus clairs et riches en quartz, se localisent sur une superficie plus restreinte, principalement autour de Morieux et de la partie voisine du Gouessant. Ces faciès grenus présentent des similitudes de composition avec ceux de l'Intrusion de Coëtmiex-Fort-la-Latte mais d'une part, ces derniers sont moins déformés et non gneissiques, et d'autre part, dans une vaste partie nord-est de la formation, les diorites et tonalites de la Formation de Morieux sont régulièrement recoupées par les filons basiques d'échelle métrique à pluri-décamétrique, rapportés à la Formation de Lanvollon-Erquy (cf. surcharges) (fig. 5). Ces filons résistent mieux à l'érosion que leur encaissant, souvent très altéré, et fournissent donc la majorité des affleurements frais. Des coupes le long de talus dégagés montrent cependant que les roches de la Formation de Morieux couvrent la superficie la plus importante et représentent donc bien la formation dominante dans la zone à surcharge. Des amphibolites, rubanées ou non, affleurent abondamment au Nord-Est d'Yffiniac (jusqu'aux Ponts Neufs) ou à l'Ouest de l'anse d'Yffiniac où elles alternent avec des gneiss dioritiques très déformés ; sur un affleurement, ces amphibolites recoupent et enclavent des métagabbros. La signification de ces amphibolites reste discutable : il pourrait s'agir, soit de roches basiques éocadiennes contemporaines des gabbros et diorites de la Formation de Morieux, soit de filons de la Formation

de Lanvollon–Erquy recoupant les gabbros et diorites (cf. précédemment) mais pris avec ces derniers dans la déformation.

La déformation est hétérogène mais souvent forte à très forte (mylonitique à ultramylonitique). Elle peut présenter un caractère très « linéaire » : c'est le cas au niveau des Ponts-Neufs où la déformation très poussée se marque par une linéation minérale très développée au contraire des plans de foliation nettement plus frustes (déformation en constriction).

Pétrographie. Les faciès de gabbrodiorites sont constitués presque exclusivement de plagioclase et d'amphibole verte auxquelles s'ajoutent des minéraux opaques en faible proportion et éventuellement de rares cristaux de quartz ou de biotite (déstabilisée au profit de chlorite ou mica blanc). Aucune relique de pyroxène n'a été mise en évidence sur les lames minces observées. Le plagioclase est généralement très altéré (séricitisé et éventuellement épidotisé). L'amphibole verte est recristallisée ou non du fait de l'influence thermique d'intrusions postérieures (principalement filons de la Formation de Lanvollon–Erquy).

Un échantillon de diorite quartzifère prélevé sur les rives du Gouessant montre en lame mince une texture grenue hétérogranulaire et une minéralogie à amphibole de type hornblende verte en grands cristaux plus ou moins déformés, à plagioclase en grands cristaux souvent altérés au cœur, à quartz recristallisé et à divers minéraux accessoires (magnétite, apatite, sphène, chlorite, épidote, pyrite). Une lame voisine de diorite quartzifère présente une minéralogie similaire mais une texture différente : l'amphibole, vert bleuté (actinote ou hornblende actinolitique), se présente en assemblages fibreux très développés correspondant à d'anciens cristaux magmatiques recristallisés ; le plagioclase (andésine) se présente à la fois en porphyroclastes plus ou moins altérés et sous forme d'assemblage en mosaïque de grain fin ; le quartz constitue des assemblages granoblastiques orientés ; les minéraux accessoires sont : magnétite abondante, apatite épidote. L'importante recristallisation de cette lame-mince est interprétée comme un métamorphisme de contact à mettre en relation avec la présence voisine de filons microdioritiques de la Formation de Lanvollon–Erquy.

Des lames minces d'orthogneiss tonalitiques montrent un rubanement tectono-métamorphique essentiellement marqué par l'alternance de zones continues très quartzueuses et de niveaux plagioclasiques finement recristallisés et présentant une texture de recuit thermique (granoblastique à joints triples, en « mosaïque »). Ce phénomène de recuit est vraisemblablement à mettre en relation, comme pour les lames précédentes, avec l'intrusion des nombreux filons microdioritiques de Lanvollon–Erquy. Les minéraux ferromagnésiens constituent des fortes concentrations allongées parallèlement au rubanement. Il s'agit, dans une lame, de biotite brune et d'amphi-

bole verte associées à de très nombreux cristaux de magnétite. Du grenat a été observé dans une lame : associé aux zones plagioclasiques, il se présente en cristaux épars non automorphes.

Une étude micrographique a également été effectuée sur une lame mince d'amphibolite rubanée de la zone mylonitique des Ponts-Neufs. La recristallisation est complète et engendre une texture à grain fin en mosaïque à joints triples. Le rubanement, plissé, est marqué par une alternance de niveaux très riches en amphiboles, de niveaux quartzo-plagioclasiques et de niveaux mixtes à plagioclase et hornblende. L'amphibole est une hornblende verte qui se présente en néoprismes légèrement orientés suivant le plan axial des plis du rubanement. De la biotite intercrystalline est présente dans les rubans quartzo-plagioclasiques. De rares petits cristaux de sphène et d'apatite sont dispersés. L'épidote et les minéraux opaques sont absents. La recristallisation complète peut-être là encore interprétée comme un effet d'un métamorphisme de contact engendré cette fois par l'Intrusion de Coëtmieux-Fort-le-Latte (?) ou serait à rechercher dans l'existence de filons de granitoïdes visibles sur l'affleurement et qui indiqueraient l'existence d'une plus grosse masse granitique sous-jacente (?).

Géochimie. Seules deux analyses géochimiques (annexe 2, tabl. 1) ont été effectuées (BRGM) sur la Formation de Morieux. Les roches ont été prélevées à peu de distance le long du Gouessant (secteur du Pont Rolland) : l'une est une diorite sombre et l'autre une leucodiorite riche en feldspath. Ces deux échantillons, de composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 54$ et $60,4\%$), montrent des « signatures géochimiques » très contrastées. La roche la moins siliceuse est pauvre en titane ($\text{TiO}_2 = 0,84\%$), riche en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,4\%$) et présente de faibles teneurs en l'ensemble des éléments incompatibles ($\text{Th} = 0,4$ ppm ; $\text{Nb} = 1,1$ ppm ; $\text{La} = 6,2$ ppm ; $\text{Zr} = 31$ ppm). À l'inverse, l'échantillon le plus acide est riche en titane ($\text{TiO}_2 = 2,1\%$), pauvre en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,63\%$) et présente des teneurs assez fortes en éléments incompatibles ($\text{Th} = 6,9$ ppm ; $\text{Nb} = 8,8$ ppm ; $\text{La} = 33,4$ ppm ; $\text{Zr} = 224$ ppm). De telles différences excluent une communauté d'origine. Des compléments apparaissent nécessaires qui n'ont pu être réalisés dans le cadre du présent levé.

γ^{4-5} . **Granodiorites et trondhjémites gneissiques.** Également à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, mais à l'intérieur des terres, plusieurs entités cartographiques orientées SW-NE et rapportées à l'Éocadamien ont été individualisées au sein de la Formation de Morieux. Le dessin cartographique suggère que les lentilles de granodiorite et de trondhjémite constituent des intrusions au sein de la Formation de Morieux. Il s'agit de roches granitoïdes claires pauvres en minéraux ferromagnésiens, plus ou moins déformées et gneissifiées. Les affleurements de qualité correcte sont rares et se localisent en deux petites zones principales : juste au Nord-Est

d'Yffiniac notamment au sein d'une carrière (abandonnée ?) située en bordure de la D80 ; dans le coin nord-est de la carte, le long de la route D58 qui relie Saint-Alban à Pléneuf.

Pétrographie. L'étude d'une lame mince de roche d'un échantillon de la carrière proche d'Yffiniac révèle une composition de granodiorite avec le plagioclase plus abondant que le feldspath potassique, quartz et biotite, cette dernière étant fortement altérée (chloritisation + épidotisation). Des fines lamelles de néobiotite brune apparaissent localement ainsi que de l'épidote en remplissage de fractures tardives. La déformation de la roche est forte, quasiment mylonitique : le quartz, notamment, est très déformé et forme des lanières qui moulent les porphyroclastes de feldspath. La biotite est également très déformée sur cette lame mince. Une autre lame mince provenant du Sud de Pléneuf montre une composition de trondhjémite à plagioclase, quartz et chlorite. Celle-ci est parfois associée à des produits d'altération semi-opaques, et correspond à d'anciennes biotites possibles. Le feldspath potassique est rare et se localise dans des veinules ou fractures tardives. L'influence thermique du gabbro voisin de Saint-Alban se marque par une recristallisation partielle : le plagioclase se présente parfois sous forme d'assemblages de recuit en mosaïque et sous forme d'albite néoformée plus limpide. Le quartz est totalement recristallisé. Un autre échantillon de composition trondhjémitique a été étudié en lame mince. Il provient d'une petite entité non cartographiée située à proximité des « Ponts Neufs ». Il se compose principalement de plagioclase largement prédominant, de quartz et d'assemblages composites de phyllites (chlorite + muscovite + traînées d'opaques) correspondant à d'anciennes biotites. La prehnite est abondante dans les plus larges fractures. L'épidote et l'apatite sont accessoires.

Ces roches, antérieures aux filons microdioritiques de la Formation de Lanvollon-Erquy, présentent des affinités pétrographiques certaines avec les entités pentévriennes datées et situées à proximité (Trondhjémite d'Hillion...), ce qui permet de leur attribuer également un âge éocadomien.

λP . Leptynites, amphibolites subordonnées. Ces leptynites affleurent au sein de la Formation de Morieux, au niveau de la vallée du Gouessant (au Nord-Ouest des Ponts Neufs) (arrêt 17) où plusieurs petites entités ont été cartographiées. Elles se présentent également sous forme de petits affleurements non cartographiés. Il s'agit de roches quartzofeldspathiques massives très claires de grain relativement fin. Les minéraux sombres ferro-magnésiens sont rares ou absents. Une foliation est irrégulièrement visible. Des niveaux amphibolitiques parfois épais sont localement intercalés.

Pétrographie. Plusieurs lames minces ont été étudiées. On distingue essentiellement le plagioclase, le feldspath potassique (microcline) et le quartz. Le

quartz forme localement des plages granoblastiques étirées dans la foliation. De la chlorite constitue des traînées associées à des hydroxydes de fer (anciennes biotites probables). Les minéraux accessoires sont : muscovite, épidote, apatite, magnétite et minuscules cristaux de zircon (et de sphène ?). Le grain relativement fin de ce faciès, nettement orthodérivé, évoque une origine intrusive de faible profondeur ou volcanique.

Géochimie. Deux analyses ont été effectuées sur les leptynites intercalées dans la Formation de Morieux (annexe 1, tabl. 1) ; les roches ont été prélevées au bord du Gouessant, dans le secteur du Pont Rolland. Elles sont riches en silice ($\text{SiO}_2 = 70\text{-}74,5\%$), mais très pauvres en potassium ($\text{K}_2\text{O} < 1\%$), comme en l'ensemble des éléments fortement incompatibles ($\text{Th} = 0,6\text{-}1,3$ ppm ; $\text{Nb} = 0,5\text{-}1,8$ ppm ; $\text{La} = 3,4\text{-}4,7$ ppm ; $\text{Zr} = 24\text{-}55$ ppm). Ces traits conduisent à leur attribuer une affinité « faiblement potassique » (Peccerillo et Taylor, 1976), la composition rhyolitique étant compatible avec une nature orthodérivée. Contrairement aux autres termes acides de l'ensemble magmatique éocadomien (Gneiss de Port-Morvan, Trondhjémite d'Hillion), les leptynites du Gouessant ne montrent aucun fractionnement entre terres rares lourdes, ce qui exclut une nature adakitique.

Ensemble volcanique et sédimentaire briovérien de Lanvallon-Binic-Erquy

Cet ensemble comprend d'une part des roches d'origine volcanique ou hypovolcanique (Formation de Lanvallon-Erquy), basiques à acides, d'autre part des métasédiments détritiques (Formation de Binic, intercalations au sein de la Formation de Lanvallon-Erquy). La Formation de Binic constitue l'entité métasédimentaire principale ; elle surmonte la Formation de Lanvallon-Erquy. Par ailleurs, au sein de cette dernière, des intercalations métasédimentaires d'échelle mésoscopique à cartographique, sont fréquentes. Les plus fines (échelle inframétrique à décamétrique) ne sont généralement pas reportées sur la carte et c'est alors la lithologie dominante qui est représentée. Le caractère au moins pour partie originel (« stratigraphique ») de ces intercalations amène à les intégrer dans le même ensemble volcanique et sédimentaire de Lanvallon-Binic-Erquy. De plus, certains faciès présentent une texture et une composition traduisant une origine mixte, volcano-sédimentaire (éléments volcaniques remaniés dans sédiments). Une coupe d'un sondage effectué près de Trémuson dans le cadre de travaux miniers met bien en évidence les alternances de termes volcanogènes basiques et acides et de sédiments (fig. 7). Des niveaux charbonneux (« schistes graphiteux » des auteurs) sont également individualisés au sein de l'ensemble de Lanvallon-Binic.

Certains métasédiments de la partie orientale de la baie de Saint-Brieuc, intégrés dans l'Ensemble de Lanvallon-Binic-Erquy pourraient être antérieurs à ce dernier : c'est le cas notamment des métasédiments en contact avec la

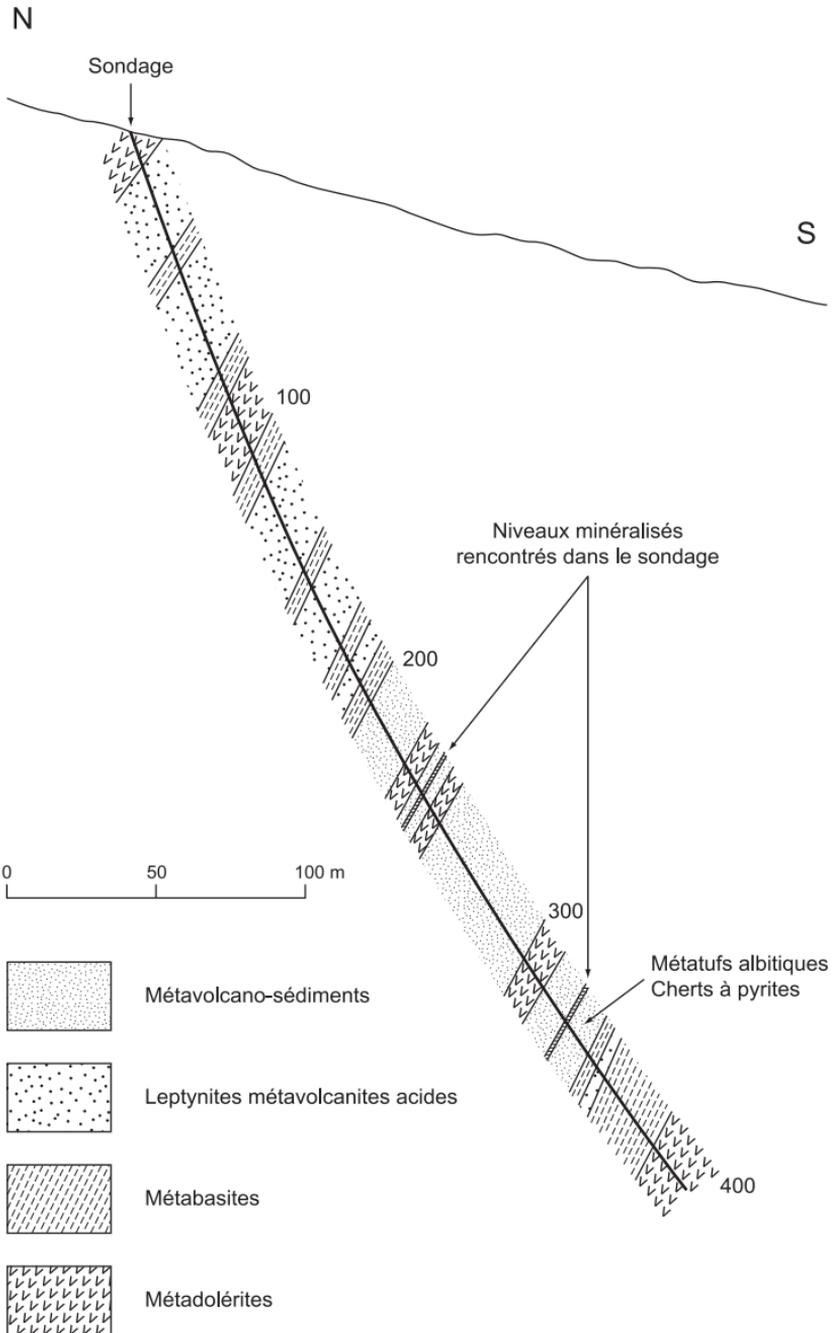


Fig. 7 - Coupe géologique détaillée le long d'un sondage minier réalisé au NE de Trémusson (cf. report sur la carte) au sein de la Formation de Lanvollon-Erquy (reprise du rapport BRGM R31079 DEX/DAM/90)

Trondhjémite d'Hillion (secteur de Jospinet en bord de mer). Ce contact, généralement interprété comme stratigraphique (Cogné, 1959) pourrait en fait être de type intrusif (cf. précédemment) et impliquerait un âge « pentévrien », antérieur à 645-625 Ma (âge de la Trondhjémite d'Hillion) pour ces sédiments.

L'Ensemble de Lanvallon–Binic est affecté par un recuit thermique plus ou moins prononcé au contact de l'Intrusion de Saint-Brieuc (cf. surcharge) sur une distance de quelques centaines de mètres à près d'un kilomètre : recristallisation partielle ou totale en mosaïque des amphiboles ou des biotites, muscovite en cristallisation tardive et multidirectionnelle (souvent le seul critère de métamorphisme thermique)... Du clinopyroxène attribué au métamorphisme de contact a localement été décrit par R. Hébert (1993).

Formation volcanique de Lanvallon–Erquy

Cette formation affleure sur une vaste superficie à l'Ouest du territoire de la feuille Saint-Brieuc, mais occupe une zone restreinte à l'Est. Elle regroupe des entités cartographiques fréquemment distinguées par les auteurs jusqu'à présent : la formation amphibolitique de Lanvallon à l'Ouest de la baie (et sur la presqu'île d'Hillion) et des terrains qui, dans le Nord-Ouest de la carte, constituent le prolongement de la « Série volcanique d'Erquy » cartographiée sur la feuille Saint-Cast (Cogné *et al.*, 1980). Cette distinction entre « Amphibolites de Lanvallon » et « Série volcanique d'Erquy » reposait notamment sur des arguments radiochronologiques et paléontologiques qui amenaient à rapporter la Série d'Erquy au Paléozoïque (Vidal *et al.*, 1971 ; Deunff *et al.*, 1973). Ces conclusions ont été récemment contredites (Cocherie *et al.*, 2001), tant sur le plan des attributions paléontologiques, que sur celui de la radiochronologie, puisqu'une datation à 608 ± 7 Ma situe clairement la Série d'Erquy dans l'ensemble briovérien. Cet âge est raisonnablement proche de celui obtenu à 588 ± 11 Ma sur des termes acides de la Formation de Lanvallon (Égal *et al.*, 1996b) et tout à fait comparable à celui de la Formation de Paimpol (610 ± 9 Ma) (Égal *et al.*, 1996b). Néanmoins, le regroupement des « Amphibolites de Lanvallon » et de la « Série volcanique d'Erquy », se justifie d'abord par des similitudes de faciès, initialement notées par C. Barrois (1888, 1896) et J. Cogné (1962), et par une continuité cartographique révélée par les travaux menés en mer (§ « Géologie marine »).

À l'échelle de la carte, les termes basiques (localement intermédiaires) sont dominants au sein de la Formation de Lanvallon–Erquy. À l'Ouest de la baie, on reconnaît des entités principalement basiques (δL) et des entités principalement acides (λL) distinguées cartographiquement bien que parfois intimement mêlés : à l'échelle de l'affleurement, des passées acides sont parfois intercalées au sein de roches basiques et réciproquement. La représentation cartographique figure alors la lithologie dominante.

Cependant, dans certains secteurs où des amphibolites sont régulièrement intercalées dans des leptynites et des gneiss sans qu'il ait été possible de les individualiser cartographiquement, une surcharge a alors été utilisée pour signifier l'abondance des passées amphiboliques. Les alternances de différentes échelles suggèrent la mise en place des termes acide et basique au cours d'une même période d'activité magmatique et justifient leur réunion dans une même formation. À l'échelle de l'affleurement, des sédiments non distingués sur la carte sont localement intercalés au sein des roches magmatiques de la formation. La coupe de sondage de la figure 7 met bien en évidence les alternances de termes basiques et acides et de sédiments.

δL . Amphibolites : metabasaltes et méta-andésites et $\mu\eta\theta L$ microgabbros et microdiorites amphibolitisés (608 ± 7 Ma). Nous avons regroupé ici des amphibolites franches, c'est-à-dire nettement foliées et recristallisées, généralement à grain fin et des roches basiques à intermédiaires à grain moyen (gabbro à diorite quartzifère), \pm amphibolitisées mais généralement pas ou peu foliées avec une texture magmatique partiellement préservée. Les amphibolites fines sont localisées essentiellement à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc alors qu'à l'Est, les faciès plus grossiers hypovolcaniques dominent.

La déformation est généralement pénétrative à l'Ouest de la baie ; elle est plus localisée et globalement moins marquée à l'Est.

– *À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc*, les amphibolites foliées à grain fin (localement moyen) (δL) dominent largement parmi les metabasites de la Formation de Lanvollon–Erquy (arrêt 2). Lorsqu'elles sont « fraîches », ces roches métamorphiques sont relativement massives (peu délitées) malgré la foliation souvent très nette, et généralement de couleur vert sombre à presque noire à la cassure, plus rarement vert moyen à clair. La patine est fréquemment brunie ou « rouillée ». Lorsqu'elles sont altérées, ces amphibolites se débitent facilement suivant la schistosité. Un rubanement (pluri)millimétrique vert-noir et blanc parallèle à la foliation est parfois visible. Ces amphibolites sont composées essentiellement d'amphiboles allongées (minéraux sombres) et de plagioclases (minéraux clairs) habituellement subordonnés. La foliation est souvent très marquée voire mylonitique. Elle porte une linéation minérale généralement bien visible. Les amphibolites affleurent largement en bord de mer au niveau notamment de la Pointe du Roselier. De bons à très bons affleurements existent, à l'intérieur des terres, sur les versants des vallées (rias) parfois très profondes notamment la vallée du Gouët. Plusieurs grandes carrières (en activité ou non) existent le long de cette vallée. Sur les « plateaux », du fait d'une altération modérée dans la zone, les affleurements sont assez nombreux dans les talus et caniveaux des routes et chemins et de nombreuses « volantes » sont remobilisées dans les champs. Les

amphibolites fines sont généralement interprétées comme d'anciennes laves. Des structures en coussins (pillow-lavas) sont visibles en bord de mer, notamment au niveau de la Pointe du Roselier (arrêt 2) (Durand et *al.*, 1977 ; Rabu et *al.*, 1983 a et b ; Brun et Balé, 1990 ; Roach et *al.*, 1990). Les faciès plus grossiers, d'origine hypovolcanique, occupent quelques petites zones cartographiques à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc. Certains faciès d'amphibolites feldspathiques rubanées sont interprétés comme des métatufs ou des métatuffites. Enfin, des amphibolites micacées (« schistes amphiboliques ») affleurent à proximité d'intercalations sédimentaires et semblent correspondre à des faciès volcano-sédimentaires.

– À l'Est de la baie de Saint-Brieuc, la Formation de Lanvallon–Erquy est représentée essentiellement par des faciès relativement grossiers d'origine hypovolcanique ($\mu\eta\theta L$) (arrêts 14, 15 et 16). Il s'agit de roches dioritiques à gabbroïques, massives, généralement équantes à discrètement orientées, gris-vert sombre à la cassure, plus claire à la patine. Ces roches constituent le faciès dominant au niveau de la partie la plus avancée de la presqu'île d'Hillion (où elles alternent avec quelques fines intercalations sédimentaires non cartographiées) et dans le Nord-Est de la carte où on a pu individualiser une entité cartographique (« Entité de Pléneuf ») qui prolonge la « Série d'Erquy » de la feuille Saint-Cast (Cogné et *al.*, 1980). En dehors de ces deux entités représentées sur la carte, les roches hypovolcaniques de la Formation de Lanvallon–Erquy affleurent fréquemment dans une zone comprise entre Hillion, Les Ponts-Neufs, Saint-Alban et Pléneuf : elles se présentent le plus souvent sous forme de filons, bien résistants à l'érosion, de géométrie variable et de puissance métrique à pluri-décamétrique (localement hectométrique ?) recoupant les diverses formations encaissantes du complexe éocadomien de Penthievre (cf. surcharges sur carte géologique et fig. 5) (arrêt 15). Ces dernières, bien que moins affleurantes parce que plus altérées, apparaissent cependant comme le faciès cartographique dominant et la présence de filons ou mini-intrusions de la Formation de Lanvallon–Erquy est représentée par une surcharge. Cependant, vu la discontinuité des affleurements, l'importance relative des filons et de l'encaissant n'est pas toujours possible à déterminer. À l'intérieur des terres, la meilleure résistance à l'érosion des filons basiques par rapport à leur encaissant peut entraîner, *a priori*, une surestimation de leur extension cartographique ; il faut ainsi considérer que la limite cartographique de « l'entité de Pléneuf » dans le Nord-Est de la carte est imprécise (trait en tiretés sur la carte).

Pétrographie. En lame mince, les amphibolites « standards » (δL) à grain fin (inférieur ou égal à 1 mm) de l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc présentent une texture nématoblastique. Elles contiennent essentiellement de l'amphibole (minéral dominant) en cristaux allongés voire aciculaires, du quartz, du plagioclase (plus ou moins séricitisé mais peu saussuritisé), des

minéraux opaques, relativement abondants et parfois entourés d'une couronne de leucoxène. L'amphibole présente généralement une teinte verte homogène en lame mince. Localement, une dominante bleutée soutenue est observée. D'autres phases minérales sont irrégulièrement observées : épidote, biotite (éventuellement chloritisée), sphène... Le clinopyroxène a été décrit localement (Hébert, 1993) mais sa cristallisation, de même que la texture granoblastique de l'échantillon, sont attribuées au métamorphisme de contact engendré par « l'Intrusion de la Diorite de Saint-Brieuc » voisine. Ce métamorphisme de contact a engendré par ailleurs une recristallisation des amphiboles (texture en joints triples).

Des faciès amphiboliques d'origine tuffacée ou volcano-sédimentaire (volcanisme remanié) ont été observés en lame mince. Une amphibolite feldspathique rubanée (métatuf ou métatuffite ?) montre une alternance de niveaux sombres amphiboliques et de niveaux clairs quartzo-feldspathiques ; exceptionnellement, le quartz se présente en porphyroclastes remaniés. De même, l'amphibole verte constitue plus ou moins des porphyroclastes étirés dans le plan de schistosité. Les minéraux opaques sont très nombreux. Des analyses à la microsonde électronique de la composition des minéraux des amphibolites ont été réalisées par R. Hébert (1993) à partir de trois échantillons : l'amphibole est de type hornblende ; le plagioclase est de l'oligoclase ou, pour un échantillon, de l'andésine ; la biotite est très riche en Ti ; les oxydes sont de l'ilménite ; l'épidote (dans un échantillon) présente une composition d'épidote *s.s.*

Les faciès plus grossiers, microgrenus à grenus ($\mu\eta\theta L$), provenant essentiellement de l'Est de la baie de Saint-Brieuc, montrent une composition de gabbro ou diorite à diorite quartzifère, amphibolitisés ou chloritisés. Plusieurs lames minces représentatives ont été étudiées en détail dans le cadre du levé de la carte. Une lame provient d'une amphibolite grossière de l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc : il s'agit d'une métagabbrodiorite (quartzique ?) à amphibole. La texture initiale estompée par la recristallisation semble être grenue subophitique. De probables fantômes de lattes de plagioclase sont remplacés par des assemblages granoblastiques de grain fin à plagioclase, épidote et quartz ; les très nombreux cristaux fibreux et divergents d'amphibole verte peuvent remplacer d'anciens clinopyroxènes. S'ajoutent de gros opaques (ilménite ou titano-magnétite) entourées de sphène-leucoxène, de la biotite accessoire et de l'apatite aciculaire. Trois faciès de la presqu'île d'Hillion ont été étudiés en lame mince : une microdiorite porphyrique à biotite, orientée ; une diorite ophitique à amphibole (gabbro amphibolitisé ?) ; une diorite quartzifère de grain fin, à biotite. La microdiorite porphyrique présente une texture microgrenue et microlitique fluidale très porphyrique ; les phénocristaux sont constitués de plagioclase automorphe abondant et de titano-magnétite \pm étirée ; la mésostase est faite de microlites et lattes de plagioclases orientés et de petites lamelles de bio-

tite vert brunâtre dans une mosaïque fine de feldspath, quartz et magnétite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, fréquente, l'apatite et le sphène-leucoxène. La diorite ophitique montre une texture grenue de grain fin (mm) subophitique avec des lattes jointives et divergentes de plagioclase (oligoclase-andésine) et, en position interstitielle, des prismes d'amphibole verte zonée semblant remplacer du clinopyroxène ; la magnétite est présente et localement associée à quelque sphène-leucoxène. Parmi les minéraux accessoires, l'épidote est fréquente et associée à quelques petites lamelles de biotite ; l'apatite est également présente. La diorite quartzifère présente une texture grenue divergente, hétérogranulaire : des phénocristaux (1 à 5 mm) de plagioclase (andésine) sont séparés par des plages interstitielles granophyriques micrographiques à plagioclase (oligoclase ?) et quartz (pas de feldspath potassique) et par des groupes interstitiels de petites lamelles orientées de biotite vert brunâtre largement chloritisées ; les opaques sont de la (titano-) magnétite frangée parfois de leucoxène. Parmi les accessoires, on observe l'apatite et du carbonate ferrique est présent en particulier dans les fractures. Une forte cataclase affecte cette lame. Les roches du secteur de Pléneuf-Val-André montrent, en lame mince, une relative homogénéité de composition (micro gabbro-diorite à micro diorite quartzifère) et de texture (intersertale à intergranulaire) avec cependant une variation de la taille du grain. On distingue régulièrement des microlattes trapues et divergentes de plagioclase (oligoclase-andésine) séparées soit par des prismes zonés d'amphibole se prolongeant par de petites actinotes aciculaires soit par de la chlorite (diorite quartzifère). L'amphibole ou la chlorite sont associées à des opaques (ilménite ou titano-magnétite) plus ou moins ceinturés de leucoxène. Le quartz est rare à fréquent. L'apatite, l'épidote, la biotite sont éventuellement présents sous forme de minéraux accessoires.

Géochimie. Des études géochimiques des metabasites de la Formation de Lanvollon-Erquy ont été publiées par différents auteurs (Cabanis, 1986 ; Cabanis et *al.*, 1987 ; Lees et *al.*, 1987 ; Roach et *al.*, 1990 ; Égal et *al.*, 1996a et b). Globalement, toutes les analyses effectuées sur les roches métamorphiques affleurant à l'Ouest (amphibolites de Lanvollon) et à l'Est (metabasites de la presqu'île d'Hillion) de la baie de Saint-Brieuc témoignent d'une nature basaltique à andésitique, d'une affinité tholéiitique et de teneurs fortes en titane, trait qui les distingue des laves basiques et intermédiaires des suites tholéiitiques d'arc. Les signatures géochimiques se situent dans la gamme des tholéiites continentales (Cabanis, 1986 ; Égal et *al.*, 1996b) et l'association étroite avec des termes intermédiaires et acides distingue clairement ces amphibolites des suites, principalement basaltiques (MORB), émises le long des rides médio-océaniques.

Les metabasites « spilitiques » du secteur d'Erquy (feuille Saint-Cast) ont été considérées séparément par B. Cabanis (1986) qui conclut à l'exis-

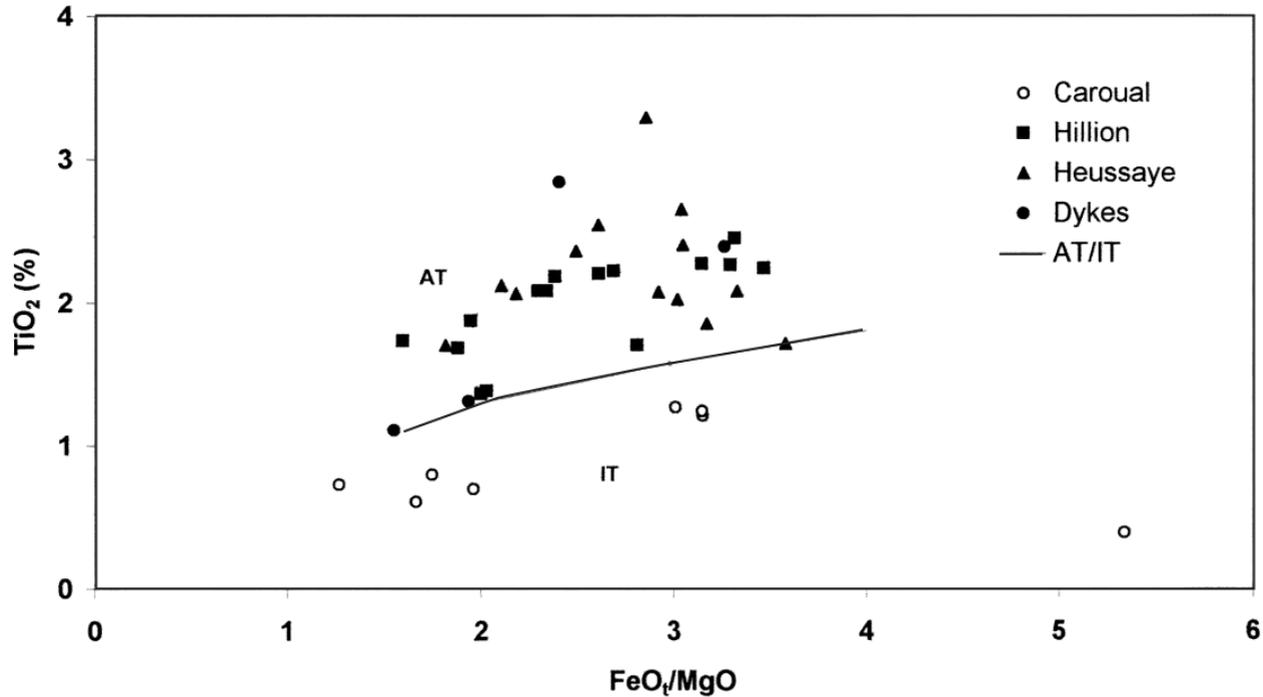


Fig. 8 - Diagramme FeO_t/MgO vs. TiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les métabasites de la Formation de Lanvallon-Erquy, secteurs de Caroual, de la presqu'île d'Hillion, de la pointe de la Heussaye et les dykes recoupant les formations pentévriennes. La courbe dans ce diagramme sépare le champ des séries « anorogéniques » (AT) et « orogéniques » (IT) (Bébién, 1980)

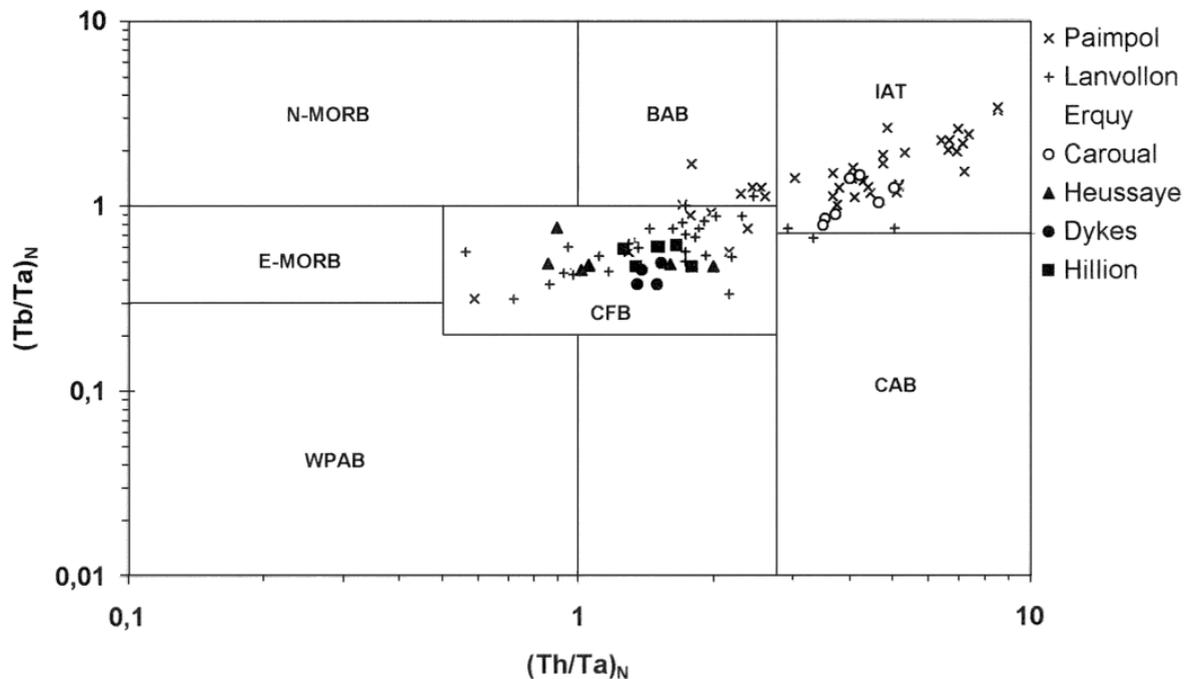


Fig. 9 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et al., 1994) pour les métabasites briovériennes de l'Unité de Saint-Brieuc, incluant les formations de Paimpol et Lanvallon-Erquy (avec distinctions des métabasites des secteurs de Caroual, de la presqu'île d'Hillion, de la pointe de la Heussaye et des dykes recoupant les formations pentévriennes).

N-MORB - champ des MORB de type N ; E-MORB - champ des MORB de type E ; WPAB - champ des basaltes intraplaques alcalins et transitionnels ;

CFB - champ des tholéiites continentales ; BAB - champ des basaltes des bassins arrière-arcs intra-océaniques ;

IAT - champ des tholéiites d'arc ; CAB - champ des basaltes calco-alcalins

tence de deux « séries » volcaniques : l'une (Série de Caroual) représentée par un empilement de sills et rares coulées affleurant en bord de mer dans la localité de Caroual (1 km au Sud d'Erquy), et dont l'étude géochimique révèle l'affinité clairement « orogénique » (calco-alkaline), et l'autre (Série d'Erquy *sensu stricto*), représentée par des coulées et dykes affleurant sur la plage d'Erquy, dont les analyses montrent l'affinité « tholéiitique continentale ». Pour rendre compte de ces contrastes, B. Cabanis (1986) propose d'attribuer un âge différent aux deux séries : Briovérien pour la « Série de Caroual », qu'il corrèle à d'autres séries spilites du domaine cadomien (Série de Paimpol dans le Trégor et Série de Montsurvent dans le Cotentin), et ordovicien pour la « Série d'Erquy ».

Les résultats géochronologiques récents montrent en fait que les séries seraient toutes deux briovériennes, aussi les avons-nous regroupées dans deux diagrammes (fig. 8 et 9) qui résument les principaux résultats des études géochimiques sur les laves cadomiennes de la Formation de Lanvallon-Erquy. Dans ces diagrammes sont également reportées quatre analyses nouvelles effectuées sur des dykes basiques échantillonnés sur le territoire de la présente feuille (annexe 2, tabl. 2), ainsi que celles des metabasites de la presqu'île d'Hillion (feuille Saint-Brieuc) (Cabanis, 1986). Dans l'un d'entre eux (fig. 9), toutes ces roches ont été comparées aux amphibolites (amphibolites de Lanvallon) et spilites (spilites de Paimpol) de l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc. Le diagramme FeO_t/MgO vs. TiO_2 (fig. 8) montre une nette distinction entre les metabasites de Caroual, que leurs faibles teneurs en titane situent dans le champ des tholéiites d'arc insulaire, et les autres metabasites (secteurs d'Hillion, d'Erquy et dykes), que leurs teneurs modérées à fortes en titane ($\sim 1\text{-}3,5\%$) placent dans le champ des tholéiites des domaines en extension (Miyashiro, 1974 ; Bébien, 1980). Cette distinction se retrouve dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})\text{N}$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})\text{N}$ (fig. 9), où les premières s'inscrivent dans le champ des tholéiites d'arc et les secondes dans le champ des tholéiites continentales. Ces caractères rapprochent les metabasites de Caroual, des spilites de Paimpol (610 Ma) et les autres metabasites, des amphibolites de Lanvallon (fig. 9).

L'ensemble du volcanisme basique cadomien (610-588 Ma), de part et d'autre de la baie de Saint-Brieuc, se caractérise donc par la coexistence de deux « suites » magmatiques tholéiitiques, l'une aux « signatures géochimiques » de tholéiite continentale, qui comprendrait la plus grande partie des metabasites de la Formation de Lanvallon-Erquy, et l'autre de type « tholéiite d'arc », qui inclurait une partie des metabasites de la Formation de Lanvallon-Erquy (secteur de Caroual) et les spilites de Paimpol.

λ L. Leptynites et gneiss : métavolcanites et métafilons acides (588 \pm 11 Ma). Il s'agit de roches métamorphiques regroupant des termes clairs (holo)leucocrates massifs de type leptynite et des gneiss plus ou moins

micacés ainsi que des métapyroclastites (tufs...) à texture bien préservée. Les affleurements sont localisés à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc où ils sont de relativement bonne qualité. En dehors des métavolcanites bien reconnaissables, la nature originelle des roches est souvent difficile à caractériser du fait du métamorphisme et de la déformation. Les leptynites franches correspondent vraisemblablement à d'anciennes (hypo)volcanites acides alors qu'une origine sédimentaire apparaît claire pour certains gneiss micacés. L'ambiguïté demeure cependant sur certains affleurements. Un contexte général volcanique à volcano-sédimentaire est cependant attribué à la mise en place de ces roches. Des amphibolites sont intercalées au sein des gneiss et leptynites. Elles sont fréquentes dans certains secteurs (cf. surcharges).

Les termes leptyniques les plus quartzofeldspathiques présentent une foliation généralement peu pénétrative au contraire des termes les plus micacés bien sûr plus franchement foliés. La linéation est rarement nette.

Pétrographie. Les termes leptyniques sont principalement composés de quartz et de plagioclase. S'y ajoutent des petits micas noirs (biotite), plus rarement des micas blancs et parfois des amphiboles (leptynites ou gneiss à amphiboles). Les opaques sont relativement abondants. Il s'agit d'ilménite et pour une bonne part de magnétite. Le métamorphisme se marque essentiellement par la cristallisation orientée (synfoliale) de la biotite brune ou verte (en partie chloritisée ultérieurement), éventuellement du mica blanc, et par la recristallisation du quartz et du plagioclase.

Plusieurs lames minces de tufs ont été observées : des microphénocristaux de quartz et de plagioclase automorphe d'une part, des éléments lithiques quartzeux ou polyminéraliques d'autre part se détachent dans une matrice fine principalement quartzo-feldspathique. Le feldspath potassique n'est pas toujours présent. Une lame montre également de la chlorite abondante en amas lenticulaires pluri-millimétriques. De la biotite oxydée est irrégulièrement observée. Les opaques sont présents en granules.

Un schiste feldspathique à biotite et lentilles de quartz granoblastique a également été étudié au microscope et correspond vraisemblablement à une métarhyodacite ou à un tuf. Le fond granoblastique fin est composé de deux feldspaths avec plus ou moins de biotite brune interstitielle. Un rubanement discret est lié à des variations de la proportion de biotite.

Géochimie. La plupart des analyses chimiques effectuées à ce jour sur les roches intermédiaires (andésites acides) à acides (dacites, rhyolites) de la Formation de Lanvollon-Erquy, sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, sont dues à B. Cabanis (1986), mais cet auteur ne donne pas de description pétrographique de ces échantillons. Une analyse est également fournie par Cocherie et *al.* (2001) sur la cinérite ayant fait l'objet d'une datation géo-

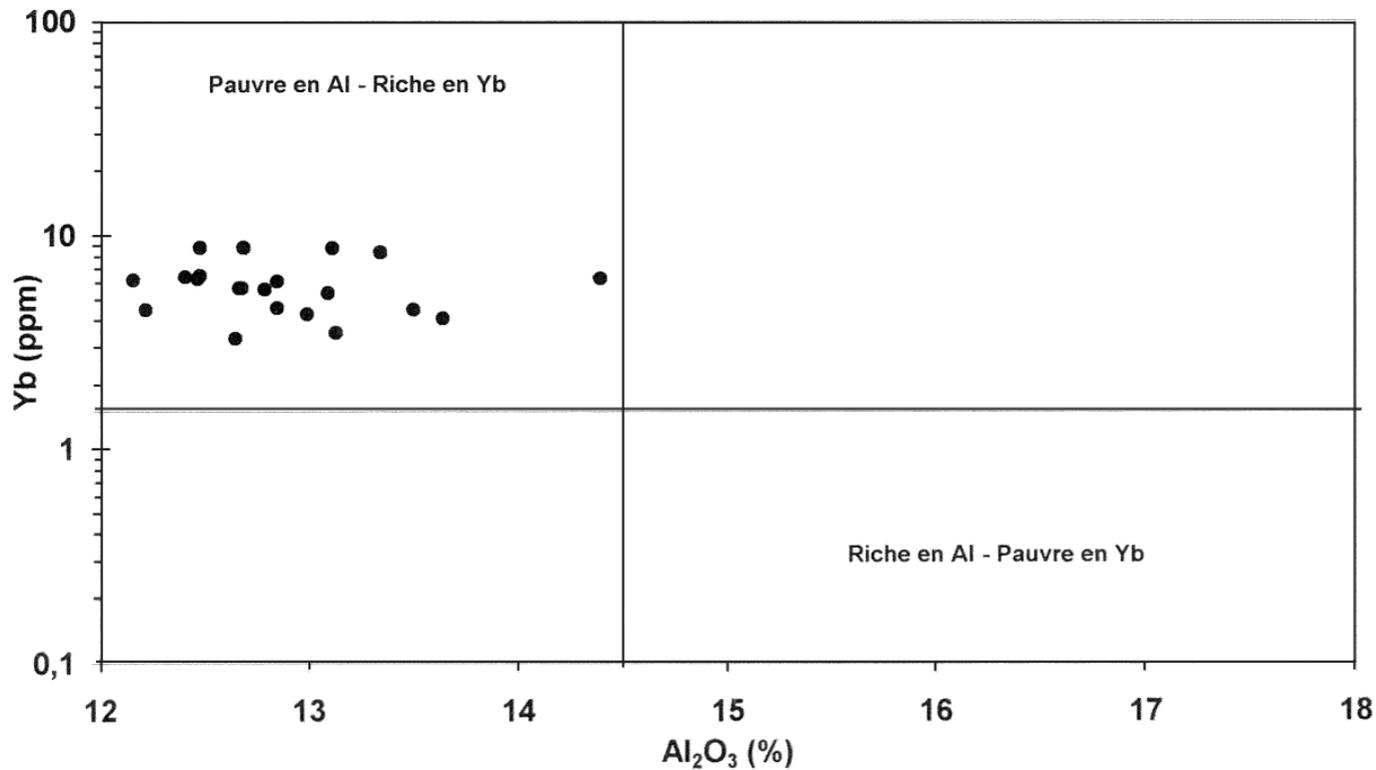


Fig. 10 - Diagramme Al₂O₃ vs. Yb permettant la discrimination des trondhjémites « Pauvres en Al - Riches en Yb » et « Riches en Al - Pauvres en Yb » (Arth, 1979 ; Barker, 1979) pour les laves acides de la Formation de Lanvollon-Erquy

chronologique. Cette roche a une composition rhyolitique ($\text{SiO}_2 = 69,9 \%$), elle est particulièrement riche en Na_2O ($= 6,54 \%$) et pauvre en K_2O ($= 0,2 \%$), ce qui suggère un remplacement quasi-total de K par Na.

Sur le territoire de la feuille Pontrieux–Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a), les roches différenciées associées aux amphibolites de Lanvollon ont fait l'objet d'une étude géochimique détaillée (Égal et *al.*, 1996b). Les auteurs concluent à une origine de ces laves dacitiques à rhyolitiques par différenciation des magmas basaltiques (tholéiites continentales) selon un processus dit de « cristallisation fractionnée/assimilation crustale » qui suppose une contamination progressive du magma basaltique par son encaissant lors de sa différenciation.

D'un point de vue typologique, ces roches se rattachent à l'association trondhjémitique de type « pauvre en alumine – riche en terres rares lourdes » de J.G. Arth (1979) et F. Barker (1979), caractéristique d'environnements tectoniques extensifs (provinces tholéiitiques continentales, bassins marginaux ensialiques). Les terres rares ne semblent pas avoir été dosées par Cocherie et *al.* (2001) sur la cinérite d'Erquy datée à 608 Ma, néanmoins, les auteurs fournissent un dosage de Y (soit $Y = 40$ ppm) qui permet d'approcher la teneur en terres rares lourdes ($Y \sim 10 \cdot Y_b$ soit $Y_b \sim 4$ ppm) (Hofmann, 1988). La cinérite présente une teneur modérée en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,08 \%$) qui la situerait, comme les autres laves différenciées de la Série de Lanvollon–Erquy (fig. 10), dans le champ des roches « pauvres en alumine – riches en terres rares lourdes ».

Formations sédimentaires

bξ. Métasédiments briovériens détritiques, micaschistes, métaconglomérats. Plusieurs petites ou moyennes entités cartographiques de nature métasédimentaire sont intercalées dans la Formation de Lanvollon–Erquy. Ces intercalations se retrouvent également à l'échelle de l'affleurement et ont localement subi une forte transposition tectonique par plissement isoclinal (des plis secondaires pluri-décimétriques ont été observés). Des métasédiments ont également été observés immédiatement à l'Est de Saint-Alban, entre les intrusions de Coëtmieux–Fort-la-Latte, Planguenoual et Saint-Alban. Une origine « stratigraphique » apparaît claire pour les intercalations observées à l'échelle de l'affleurement ; il n'est pas exclu, en revanche, que les intercalations d'échelle cartographique s'expliquent par de possibles écaillages tectoniques, qui n'ont toutefois pu être mis en évidence. Par ailleurs, les relations des intercalations métasédimentaires avec l'entité sédimentaire principale du secteur, la Formation de Binic (décrite ci-dessous), ne sont pas très claires mais on peut envisager que les principales intercalations cartographiques constituent l'équivalent latéral de la Formation de Binic et affleurent à la faveur de synclinaux.

À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les métasédiments intercalés dans la Formation de Lanvallon–Erquy (arrêts 2 et 3) sont métamorphisés en micaschistes ou paragneiss fins. C'est le cas notamment au niveau de l'entité cartographique des « Micaschistes du Légué », juste au Nord-Est de Saint-Brieuc (arrêt 3) qui renferment, outre la biotite abondante, du grenat et éventuellement de la staurotide (Hébert et Ballèvre, 1993). Des conglomérats affleurent dans plusieurs secteurs ; ils sont représentés par des surcharges.

Pétrographie métamorphique. Les métasédiments localisés au Sud de la Formation de Binic sont riches en micas bien individualisés et vont jusqu'à se présenter sous forme de micaschistes et de paragneiss fins. C'est notamment vrai au Nord-Est de Saint-Brieuc où des métasédiments constituent une entité cartographique individualisée sous le terme de « Micaschistes du Légué » ou « Formation du Légué » par des auteurs (Rabu et *al.*, 1983 ; Hébert et Ballèvre, 1993). La stratification y est encore localement préservée, on reconnaît des lentilles calco-silicatées visibles par ailleurs au sein de la Formation de Binic (Rabu et *al.*, 1983a). Les micaschistes sont composés principalement d'un assemblage à quartz + plagioclase ± muscovite + biotite ± grenat auquel s'ajoute plus sporadiquement la staurotide (jusqu'à 1 cm) dans des assemblages à grenat + biotite (Hébert et Ballèvre, 1993). La chlorite est également présente en pseudomorphose du grenat ou de la biotite et peut-être de cordiérite ou d'andalousite. La staurotide est en partie remplacée par la muscovite. De la staurotide a également été observée au sein d'une intercalation sédimentaire localisée quelques mètres au Nord des conglomérats de la Grève des courses (cf. plus bas) (Hébert et Ballèvre, 1993). Par ailleurs, une métapélite à grenat-spinelle-biotite est décrite dans des métasédiments intercalés (non cartographiés) dans les métavolcanites de Lanvallon près de Plérin (Hébert, 1993).

Parmi les faciès d'origine probablement volcano-sédimentaire (éléments volcaniques remaniés dans le sédiment), un schiste amphibolique à épidote et deux micas montre en lame mince un léger rubanement marqué par une alternance de niveaux présentant des variations de grain et de composition traduisant la transposition d'un ancien litage. L'amphibole forme des porphyroblastes vert pâle allongés. Parmi les micas, le mica blanc est plus abondant que les micas colorés (jaunes : phlogopite ou stilpnomélane ?). Les opaques sont très abondants.

Déformations – structures. Les entités de métasédiments situées au sein de la Formation de Lanvallon–Erquy, se placent, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, dans un contexte de forte déformation (et de plus fort métamorphisme). La schistosité-foliation y est généralement nette et pénétrative, voire mylonitique. À l'Est de la baie, la déformation est généralement moins pénétrative et l'anisotropie principale est principalement soulignée

par la stratification des sédiments. Des plis subisoclinaux ont été observés sur un affleurement au niveau de la presqu'île d'Hillion. Ils sont probablement assez nombreux mais peu visibles.

Les conglomérats (surcharge). Ils ont été décrits dès 1885-1886 par E. Hébert juste à l'WSW de Plérin, puis en 1895 par C. Barrois à l'Ouest de l'anse d'Yffiniac (« fond » de la baie de Saint-Brieuc) sous l'appellation de « Poudingue de Cesson ».

– **Les conglomérats de Plérin** ont été retrouvés en deux points : au niveau d'un petit affleurement de talus au sein de l'agglomération de Plérin et surtout dans la partie haute de l'ancienne carrière du Grognet (en bordure de la D6) actuellement (en 2003) réaménagée pour le dépôt de gravats et déchets inertes. L'affleurement de talus, altéré, est fait de métasédiments détritiques fins renfermant quelques éléments centimétriques trapus (granitoïdes probables) et d'autres éléments clairs très allongés. L'ex-carrière du Grognet montre, un niveau de puissance pluri-métrique d'un conglomérat polygénique à éléments pluri-centimétriques à décimétriques franchement allongés. Ce conglomérat comme les formations adjacentes montrent une foliation de géométrie non représentative dans le secteur puisque faiblement pentée de 15-25° vers l'Est.

– **Les conglomérats de Cesson** affleurent au Sud de la Grève des Courses (arrêt 4) sous forme de plusieurs niveaux distincts interstratifiés au sein de métasédiments fins. Quelques rares sills de métabasites sont également intercalés. Deux faciès conglomératiques sont distingués : 1) - le faciès situé le plus au Nord affleure au sein de métasédiments détritiques fins sur une quinzaine de mètres de puissance (mais il s'agit d'une épaisseur minimale puisque l'affleurement est tronqué par la plage) : polygénique et hétérométrique, ce conglomérat est composé de galets pluri-centimétriques à décimétriques de quartz, quartzite, grès, « kéraatophyres », siltstone, orthogneiss et granitoïde (Rabu et *al.*, 1983a). Les éléments de quartzite et de quartz sont dominants. La forte déformation qui affecte ce conglomérat se manifeste par un allongement très net de la majorité des galets soulignant une foliation (subéquatoriale et subverticale) et une linéation (plongement de 70° à l'Est) marquées. 2) - plus au Sud, le second faciès, séparé du précédent par une cinquantaine de mètres de métasédiments fins et en contact au Sud avec des amphibolites fines, est quasiment monogénique : il est composé essentiellement de « boules » peu allongées de granitoïdes décimétriques à pluri-décimétriques (« boulders », jusqu'à 1 m de diamètre) ; quelques éléments d'autres lithologies (quartzites...) et de plus petite taille sont cependant parfois présents ; la matrice est généralement fine ; quelques niveaux de métasédiments fins sont intercalés au sein de ce conglomérat dont la puissance cumulée est d'une cinquantaine de mètres. Une orientation interne est visible au sein des blocs de granitoïdes (la biotite souligne une linéation nette vers l'Est). Ceux-ci sont de nature

trondhjémitique (Thiéblemont et *al.*, 1999). Ils ont été datés à 667 ± 4 Ma et 656 ± 5 Ma (méthode U/Pb sur zircons, Guerrot et Peucat, 1990). De lithologie similaire et d'un âge voisin à la Trondhjémite d'Hillion ($643 +9/-7$ Ma, cf. plus haut), ces blocs présentent également les mêmes caractères géochimiques que cette dernière (annexe 2, tabl. 1), que l'on peut donc interpréter comme le matériau source (Thiéblemont et *al.*, 1999). De nouveaux âges similaires compris entre 665 Ma et 624 Ma (méthode U/Pb) ont été récemment obtenus sur des zircons détritiques et des zircons des galets des deux types de conglomérat (Samson et *al.*, 2003).

Un niveau de conglomérat polygénique très déformé affleure également sur la côte occidentale de la presqu'île d'Hillion à l'Est de l'anse d'Yffiniac. Épais de plusieurs mètres, ce niveau est similaire au conglomérat polygénique de la Grève des Courses et pourrait constituer le strict prolongement de ce dernier (le conglomérat monogénique, en revanche, n'a pas été retrouvé dans le secteur). Il se localise entre, au Sud, des sédiments grauwackeux/volcanosédiments (schistes \pm amphiboliques) et au Nord des sédiments francs plus siliceux. Nous rapportons l'ensemble de ces terrains à l'ensemble de Lanvollon–Binic–Erquy et nous ne reprenons pas à notre compte l'interprétation de Roach et *al.* (1990) qui place le conglomérat en contact au Sud avec un socle pentévrien mylonitisé.

bB. Formation de Binic : wackes et siltites (Briovérien). La Formation de Binic affleure sur une importante superficie au Nord-Ouest de la carte. De nature essentiellement sédimentaire détritique avec un important héritage volcanique (Rabu et *al.*, 1983a,b ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Denis, 1988), elle s'est déposée en continuité stratigraphique avec la Formation de Lanvollon–Erquy (Rabu et *al.*, 1983a,b ; Égal et *al.*, 1996a). La déformation et le métamorphisme modérés permettent d'observer les caractères sédimentologiques et stratigraphiques (Rabu, 1983 ; Denis, 1988) : il s'agit principalement d'alternances de grès (wackes) fins gris-beige et de pélites (siltites) beige-kaki ou gris sombre à noir. Le bord de mer offre une coupe continue à partir du Nord de la plage des Rosaires jusqu'à Binic (la coupe se poursuit plus au Nord) (arrêt 1). Des affleurements, de moins bonne qualité, sont par ailleurs fréquents plus à l'intérieur des terres notamment le long des routes. Quelques faciès particuliers ont été localement reconnus comprenant des fines passées jaune-beige d'affinité volcanique (tufs fins) d'une puissance de quelques centimètres, des faciès carbonatés sous forme de concrétions jaunes ou marron généralement décimétriques (« lentilles calco-silicatées » des auteurs...). Elles sont localement abondantes mais ne constituent en rien un repère stratigraphique. Des faciès conglomératiques ont été reconnus localement : E. Denis décrit essentiellement un banc d'une puissance de 2 m où de gros éléments très anguleux flottent dans une matrice silteuse (Denis, 1988). Par ailleurs, un niveau conglomératique polygénique très déformé affleure juste au Sud du

Rocher des Tablettes (Sud de la plage des Rosaires) (arrêt 2) (Strachan et Roach, 1990). Il remanie des éléments de leucogranitoïdes décimétriques et des éléments siliceux centimétriques. Sa puissance est décamétrique.

Sédimentologie de la Formation de Binic (d'après E. Denis, 1988). La formation gréséo-pélimitique de Binic est riche en structures sédimentaires, qu'il s'agisse de figures syn-dépôt telles que des figures de granoclassement, des laminations, des rides transversales ou longitudinales (très courantes), des flute-marks, généralement petites et très nombreuses, ou qu'il s'agisse de figures post-dépôt incluant des figures de charge à diverses échelles, des structures convolutées, des figures d'échappement d'eau très fréquentes, des failles centimétriques dans les niveaux fins... Les structures de flux (slumps) sont tout à fait exceptionnelles. Un sens des paléocourants depuis l'ENE jusqu'à WSW a pu être proposé à partir des figures sédimentaires et après restauration des couches dans leur position originelle supposée. E. Denis a distingué au sein du bassin de Binic une dizaine de faciès (ou séquences-unités), ce terme désignant ici une couche ou une formation de couches ayant des caractères sédimentaires similaires. La plupart de ces faciès caractérisent un écoulement gravitaire de type turbiditique.

Pétrographie sédimentaire de la Formation de Binic (d'après E. Denis, 1988). Les niveaux de grès de la formation sont des sablites c'est-à-dire des roches détritiques dont les éléments ont une taille comprise entre 64 μm et 2 mm. Ce sont surtout des sablites fines à moyennes, très immatures d'un point de vue textural puisque le pourcentage de matrice est compris entre 20 et 50 %, ce qui justifie l'appellation de wackes pour ces roches. Les éléments figurés, mal triés et peu usés, sont du quartz (dominant), des feldspaths, des fragments lithiques (surtout débris de laves microlithiques et débris de roches métamorphiques) et des minéraux lourds (pyrite, hématite, graphite). Localement, certaines biotites semblent être d'origine détritique (la plupart, de très petite dimension et associées ou remplacées par la chlorite sont d'origine métamorphique ; cf. ci-dessous). La matrice est constituée d'éléments inférieurs à 30 μm de quartz, de chlorite, d'illite et/ou séricite. Des analyses chimiques de ces wackes révèlent des teneurs d'à peu près 70 % de SiO_2 , 14 % d' Al_2O_3 , et de plus de 5 % d'alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

Les niveaux pélimitiques correspondent à des siltites fines à grossières, c'est-à-dire que les éléments (quartz, chlorite, opaques) ont une taille moyenne comprise entre 4 et 64 μm . D'après Rabu et *al.* (1983a, p.11), certains niveaux de wackes présentent un caractère tuffacé voire de tuf peu remanié. De plus, ces mêmes auteurs décrivent la présence locale d'intercalations de volcanites acides.

Péetrographie métamorphique. L'entité cartographique principale de la Formation de Binic est affectée par un métamorphisme de bas degré à chlorite, chlorite-biotite et biotite (Hébert, 1993). La recristallisation est très partielle comme l'attestent la persistance et l'abondance de clastes sédimentaires ainsi que la très petite taille des blastes. La biotite apparaît avoir été omniprésente dans les métasédiments puisque même dans les zones qui en semble dépourvue (Rabu, 1983), on en distingue de très rares reliques dans les blastes chloriteux (Hébert, 1993). La chloritisation intense est vraisemblablement d'origine hydrothermale. Près de la limite méridionale de l'entité, au Nord de la plage des Rosaires, un gradient métamorphique local est suggéré par l'existence de tâches centimétriques. Celles-ci se distinguent de la matrice par un enrichissement en muscovite et un grain sensiblement plus fin. Elles pourraient correspondre à d'anciennes cordiérites ou andalousites. R. Hébert (1993) relie ce gradient local au gradient de déformation régionale.

Déformations – structures. Le bassin de la Formation de Binic est affecté par une déformation plicative d'échelle hecto-kilométrique mise en évidence par les contours cartographiques de la formation, par les trajectoires des plans de stratification et enfin par observation directe le long de la côte (Rabu et al., 1983a,b). Il s'agit de plis droits très ouverts à grand rayon de courbure qui confère au bassin une géométrie de synclinorium inclinée vers l'Est. Une schistosité de dissolution de plan axial (subverticale) est irrégulièrement observée (toujours discrète). Plus au Nord, sur le territoire de la carte Pontrioux-Étables-sur-Mer, des plis mésoscopiques sub-isoclinaux sont observés sur les falaises et sur l'estran (en même temps qu'une schistosité plus pénétrative) à proximité de l'Intrusion de Saint-Quay-Portrioux (Rabu et al., 1983a,b ; Égal et al., 1996a). Dans l'extrême sud du bassin de Binic, en bord de mer, au niveau du Rocher des Tablettes, les terrains principalement métasédimentaires qui affleurent sont très fortement déformés : ils présentent une schistosité mylonitique et une linéation très nette.

ch. Niveaux charbonneux. Des niveaux noirs charbonneux sont cartographiés au sein des métasédiments ou des roches métavolcaniques de l'ensemble de Lanvollon-Binic ou également au contact entre les deux types de lithologie. Ils affleurent de manière discontinue au sein de la Formation de Binic où leur continuité stratigraphique, proposée par Barrois et al. (1939), n'a généralement pu être mise en évidence sur le terrain. En revanche, à proximité ou le long de la limite méridionale du bassin de Binic, l'alignement de nombreux affleurements nous ont amenés à tracer les niveaux en continu sur des distances relativement importantes (pluri)kilométriques. Au Sud du bassin de Binic, plusieurs affleurements et horizons de schistes charbonneux ont été reportés préférentiellement le long de contacts entre des lithologies différentes (sédiments-volcanites ; volcanites basiques-volcanites acides). Dans le secteur de Trémuson, un de ces niveaux graphiteux a été suivi sur plus d'un

kilomètre dans le cadre des travaux miniers (cf. § « Gîtes et indices minéraux »). À l'ESE de la plage des Rosaires, entre le Rocher des Tablettes et Martin-Plage, deux niveaux charbonneux notables (riches en pyrite et objets d'une forte altération hydrothermale sulfurée) sont observés sur la grève et marquent le passage de failles d'échelle cartographique. Ceci montre le rôle tectonique potentiel des niveaux charbonneux qui correspondent à des plans préférentiels de rupture et de glissement.

Une description très détaillée des affleurements charbonneux de la Formation de Binic a été proposée par Barrois et *al.* (1939) : les niveaux charbonneux faits de « schistes graphiteux » éventuellement associés à des faciès siliceux de type « phtanite », montrent une épaisseur très variable, de 20 à 30 cm jusqu'à un maximum de 300 m (près de Lantic sur la feuille Pontrioux-Étables-sur-Mer). Une épaisseur métrique à décamétrique semble cependant le cas le plus fréquent. Les schistes charbonneux se dégradent en une terre noire caractéristique au sein de laquelle des faciès plus siliceux apparaissent parfois. Ces derniers fournissent localement des « pierres volantes » assez nombreuses.

Intrusion cadomienne de Squiffiec-Plouvara

Cette formation affleure sur une faible superficie, dans la partie occidentale de la carte. Elle représente la terminaison orientale du vaste massif cartographié sur les feuilles de Guingamp (Égal et *al.*, 1999) et Pontrioux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996). Intrusive au sein de la Formation de Lanvollon-Erquy, la Formation de Squiffiec-Plouvara est elle-même recoupée au Sud par l'Intrusion de Ploufragan-Saint-Brieuc. On distingue les Gabbros de Squiffiec et les Tonalites de Plouvara. Nous avons regroupé ces deux lithologies au sein d'une même formation du fait de leurs relations étroites observées sur la feuille Guingamp et qui suggèrent le cogénéisme des deux lithologies (Égal et *al.*, 1999). L'âge de mise en place des Gabbros de Squiffiec a été daté à 581 ± 11 Ma (Égal et *al.*, 1999).

0S. Gabbro de Squiffiec (581 ± 1 Ma). Ces roches, de grain généralement moyen (2-3 mm), parfois grossier, sont constituées principalement d'amphibole vert sombre à noir, et de plagioclase, de teinte gris claire à franchement blanche à la patine. L'altération des gabbros est souvent forte : la roche se désagrège jusqu'à laisser place à un sable grossier (arène) de couleur ocre orangé avec cependant des amphiboles encore reconnaissables. Sur les quelques affleurements de gabbros de la feuille Saint-Brieuc, la déformation est forte à très forte (mylonitique), il s'agit alors d'amphibolites grossières. C'est notamment le cas, le long de la D712, à quelques centaines de mètres à l'Est de Trémuson, où les métagabbros sont affectés par une foliation mylonitique subverticale d'orientation subméridienne.

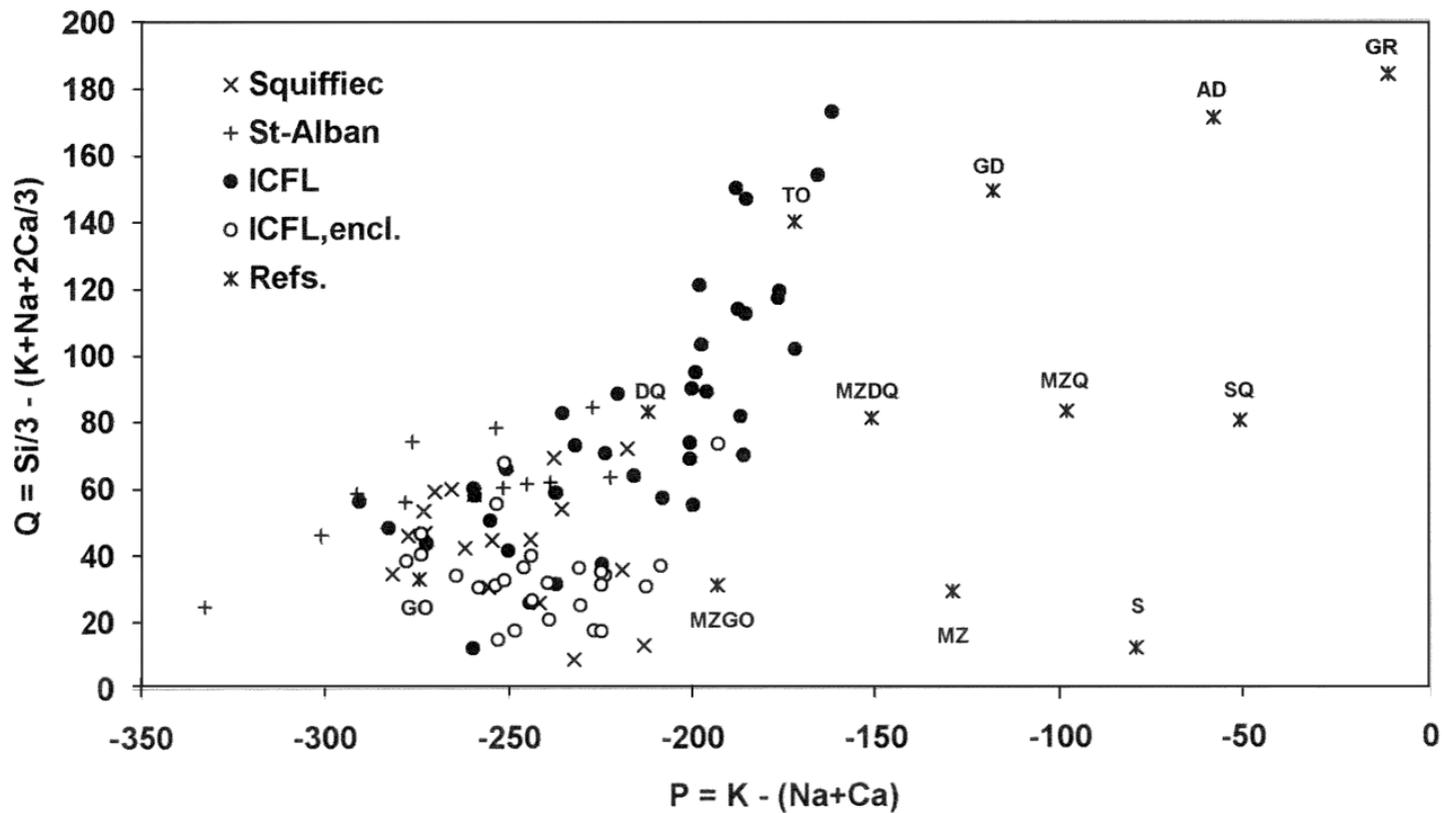


Fig. 11 - Diagramme P-Q pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites.

Ce diagramme, adapté de La Roche (1964), utilise deux paramètres :

l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase ($-[Na+Ca]$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques.

Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988),

elles sont abrégées comme suit : **GO** - gabbro ; **MZGO** - monzogabbro ; **MZ** - monzonite ; **S** - syénite ; **DQ** - diorite quartzifère ;

MZDQ - monzodiorite quartzifère ; **MZQ** - monzonite quartzifère ; **SQ** - syénite quartzifère ; **TO** - tonalite ; **GD** - granodiorite ; **AD** - adamellite ; **GR** - granite

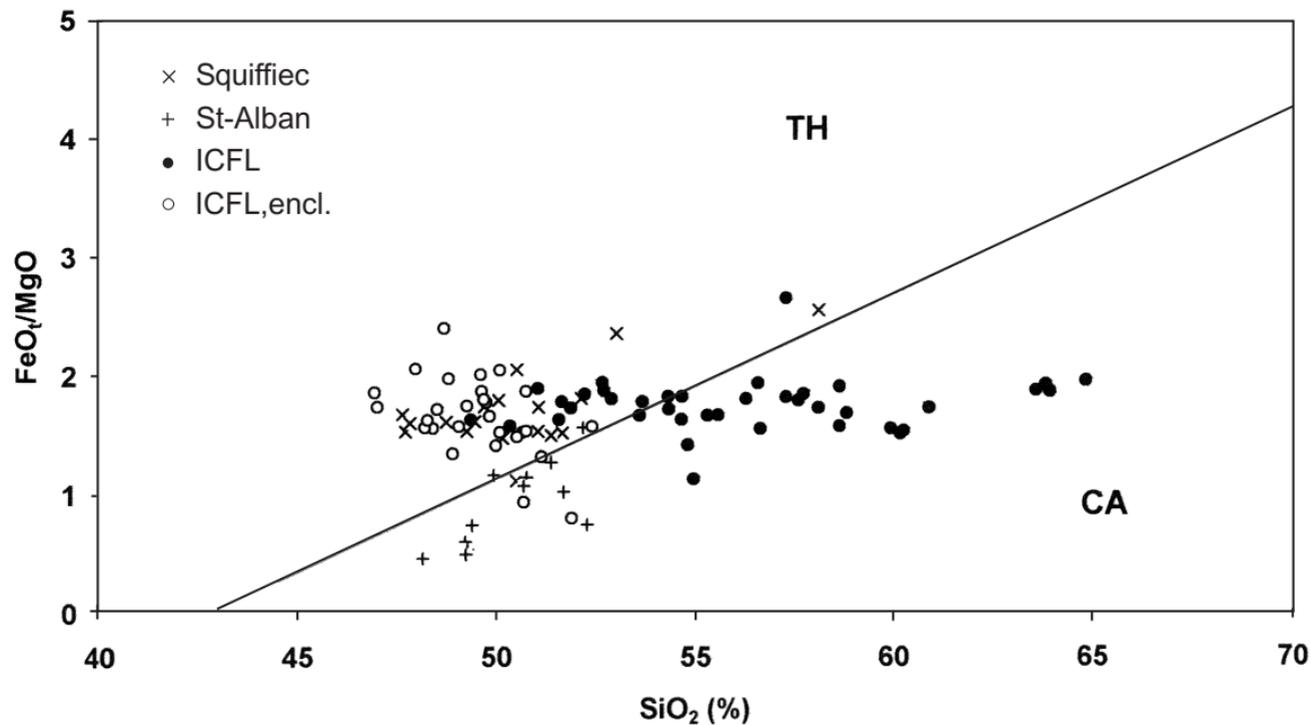


Fig. 12 - Diagramme SiO₂ vs. FeO_t/MgO pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites (Miyashiro, 1974).

CA - champ des séries calco-alkalines ; TH - champ des séries tholéiitiques

La pétrographie des Gabbros de Squiffiec est décrite en détail dans les notices des cartes de Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a) et Guingamp (Égal et *al.*, 1999). En lame mince, ils apparaissent principalement constitués de plagioclase (andésine ou labrador) et d'amphibole verte (généralement composition d'hornblende tschermakitique). Le quartz et la biotite (\pm chloritisée) peuvent être présents en proportions variables. Les différentes paragenèses des gabbros ont été attribuées à une évolution magmatique à métamorphique de basse température par Hébert et *al.*, 1997 ; cf. Égal et *al.*, 1999. Dans les faciès les plus déformés tels que ceux observés sur la carte Saint-Brieuc, l'amphibole recristallise sous forme de cristaux allongés dans la foliation. Des phénomènes de recristallisation statique (recuit) sont par ailleurs observés près du contact avec les intrusions plus tardives de Ploufragan et Saint-Brieuc avec des textures en « mosaïque » qui affectent le plagioclase et l'amphibole verte.

Géochimie. Le Gabbro de Squiffiec a fait l'objet d'une étude géochimique de E. Hallot (1988) reprise par Égal et *al.* (1996b). Dans le diagramme P-Q (fig. 11), les roches se localisent entre les gabbro, monzogabbro et diorite quartzifère ; elles se définissent comme tholéitiques dans le diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO (voir fig. 12) et sont néanmoins particulièrement riches en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 16-22\%$), avec un maximum entre 18 et 21 %. Leurs teneurs en titane sont variables ($\text{TiO}_2 \sim 0,7-1,7\%$), mais la majorité des échantillons à $\sim 1\%$ de TiO_2 ou moins. Deux échantillons de ce groupe faiblement titanifère, mais riche en alumine, ont été analysés par Égal et *al.* (1996b) pour une large gamme d'éléments traces (annexe 2, tabl. 3). Ces analyses mettent en évidence des anomalies positives très marquées en Eu et Sr (Égal et *al.*, 1996b) qui suggèrent une nature *pro parte* cumulative du massif de Squiffiec. Dans cette hypothèse, les faibles teneurs en TiO_2 ne traduiraient pas une affinité « orogénique », mais la présence d'une phase cumulative essentiellement plagioclasique susceptible de « diluer » les concentrations en constituants autres que ceux contenus dans le feldspath (soit Si, Al, Ca, Na, Eu et Sr).

Υ^6 . Tonalite à biotite de Plouvara. Les faciès tonalitiques affleurent au Sud des Gabbros de Squiffiec. Seuls quelques affleurements ont été observés sur la feuille Saint-Brieuc. La limite avec les Gabbros de Squiffiec n'est pas très nette ; ces derniers affleurent localement au sein des tonalites. De texture grenue et de couleur relativement claire, les tonalites sont essentiellement constituées de plagioclase, quartz, biotite chloritisée. L'amphibole verte est parfois présente. Un important hydrothermalisme, en partie associé à de la cataclase, est observé en plusieurs points. Il se manifeste par une chloritisation et une épidotisation intense. Cet hydrothermalisme, observé au niveau de l'auréole de métamorphisme de contact provoquée par l'intrusion voisine de Ploufragan-Saint-Brieuc pourrait donc être associé à la mise en place de cette dernière.

Intrusion de Coëtmieux–Fort-la-Latte (ICFL)

η^{FL} . **Gabbrodiorites, diorites quartzifères, tonalites (~ 576 Ma).**

Les différents termes qui constituent cet ensemble intrusif affleurent sur une importante superficie à l'Est de la baie de Saint-Brieuc. L'ensemble est principalement en contact avec la Formation d'Yffiniac le long de sa limite méridionale, alors qu'il est limité au Nord par le Complexe de Penthièvre et par une intrusion leucogranitique tardive.

De nombreuses datations ont été effectuées sur le massif de Coëtmieux–Fort-la-Latte. Plusieurs ont été effectuées par Vidal et *al.* (1974) : un âge de mise en place du massif vers 593 ± 15 Ma a été obtenu par la méthode U/Pb sur zircons ; plusieurs âges de refroidissement Rb-Sr (biotite – roche totale) ont été acquis : 566 ± 12 Ma dans la partie sud de l'intrusion, et, dans la partie nord, 579 ± 12 Ma et 544 ± 11 Ma respectivement au cœur et en bordure de l'intrusion. Plus récemment, un âge de refroidissement à $564,7 \pm 1,6$ Ma a été obtenu à partir d'analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles (Dallmeyer et *al.*, 1991). Enfin, une nouvelle datation U/Pb sur zircons a récemment été effectuée par Nagy et *al.* (2002), qui donne un âge de mise en place plus précis à $576,3 +1,5/-1,2$ Ma. C'est cet âge qui sera retenu ici.

Les bons affleurements de l'ICFL sont assez rares sur la feuille Saint-Brieuc. L'épaisseur d'altérites est parfois très importante (§ « Formations superficielles »). Les roches de l'ICFL sont de texture grenue à localement microgrenue (injections et enclaves ; Hallot, 1993), peu à très orientées. Lorsqu'elles sont fraîches, ces roches se présentent en blocs ou affleurements massifs, peu débités, y compris dans les zones très déformées. Le grain est moyen (quelques millimètres) à grossier (> 5 mm). De teinte générale assez sombre, elles sont composées principalement de plagioclase (blanc à la patine) et d'amphibole (minéraux noirs). Le quartz est bien visible localement dans les faciès les plus acides (tonalitiques).

Pétrographie. Les roches de l'ICFL varient en composition depuis des gabbrodiorites jusqu'à des tonalites. La rareté et la mauvaise qualité des affleurements ne nous a pas permis de distinguer cartographiquement ces faciès. Il semble cependant que, sur le territoire de la carte, la formation est principalement composée de gabbrodiorites. Nous n'avons pas retrouvé la zonation inverse (diorite–diorite quartzifère–tonalite) décrite par E. Hallot (1993) dans la partie nord-est de l'intrusion. L'ICFL présente des constituants minéraux assez constants, mais dont les proportions relatives varient d'un faciès à l'autre. Les minéraux majeurs sont le plagioclase (toujours prédominant) altéré, la hornblende verte, le quartz et la chlorite en remplacement de la biotite. Aucune relique de pyroxène n'a été observée. Les opaques (ilménite) sont peu abondants à accessoires (sauf exception) et les autres espèces minérales

(apatite, sphène...) ne sont qu'accessoires. Le plagioclase est généralement xénomorphe et souvent très altéré (séricitisé, saussuritisé). De l'amphibole de type cummingtonite s'observe dans certains échantillons.

L'évolution des gabbrodiorites vers les tonalites se fait par un enrichissement en quartz et dans une moindre mesure, en biotite (chlorite) : E. Hallot (1993) a calculé une composition modale moyenne pour les principaux faciès de la partie nord-est de l'ICFL (feuille Saint-Cast). Depuis les termes les plus basiques jusqu'aux termes les plus acides, les proportions évoluent comme suit (en %) : de 59,8 à 42,9 pour le plagioclase, de 33,8 à 13,8 pour la hornblende verte, de 1,4 à 27,1 pour le quartz et de 3,8 à 14 pour la biotite. Des analyses de phases minérales à la microsonde électronique ont été effectuées par E. Hallot (1993) : le plagioclase peut être zoné et sa composition varie faiblement selon les faciès cependant, la très grande majorité des analyses montre une composition d'andésine. Les amphiboles vertes sont essentiellement des magnésio-hornblendes et des hornblendes tschermakitiques.

Géochimie. L'intrusion de l'ICFL a fait l'objet d'une étude pétrologique de E. Hallot (1993) qui conclut sur son affinité calco-alcaline et sa similitude avec les laves basiques riches en alumine des environnements de subduction océanique (« high alumina basalts »). Dans le diagramme P-Q (fig. 11), les roches se disposent selon un nuage allongé qui s'étend des gabbro et monzogabbro, vers la diorite quartzifère et la tonalite. De façon générale, les enclaves et filons synplutoniques présentent des compositions moins différenciées (gabbros, monzogabbros) que leur encaissant plutonique (majoritairement diorites quartzifères et tonalites). Toutes les roches sont particulièrement riches en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 15-21\%$), avec une décroissance régulière de ce constituant à SiO_2 croissant (fig. 13). Quelques leucodiorites, très riches en plagioclase, ont des teneurs en Al_2O_3 qui atteignent 23 %. Les teneurs en TiO_2 sont faibles à modérées ($\sim 0,6-1,6\%$) et décroissent à SiO_2 croissant (fig. 14). Ces traits sont effectivement ceux de « high alumina basalts », néanmoins, le diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (fig. 12) met en évidence une large dispersion des roches selon une droite quasi-parallèle à l'axe des abscisses dont découle un large recouvrement entre les champs tholéiitique et calco-alcalin. Une telle évolution est plus compatible avec une différenciation par mélange que par cristallisation fractionnée (Johnson et Lipman, 1988). Un examen détaillé des analyses d'éléments traces (Égal *et al.*, 1996b) confirme cette variabilité, avec un étalement des roches entre deux « pôles » géochimiques, l'un plutôt basique (diorites et enclaves synplutoniques), que sa « signature géochimique » rapproche des tholéiites continentales, et l'autre intermédiaire (diorites quartzifères, tonalites), d'affinité calco-alcaline (fig. 15).

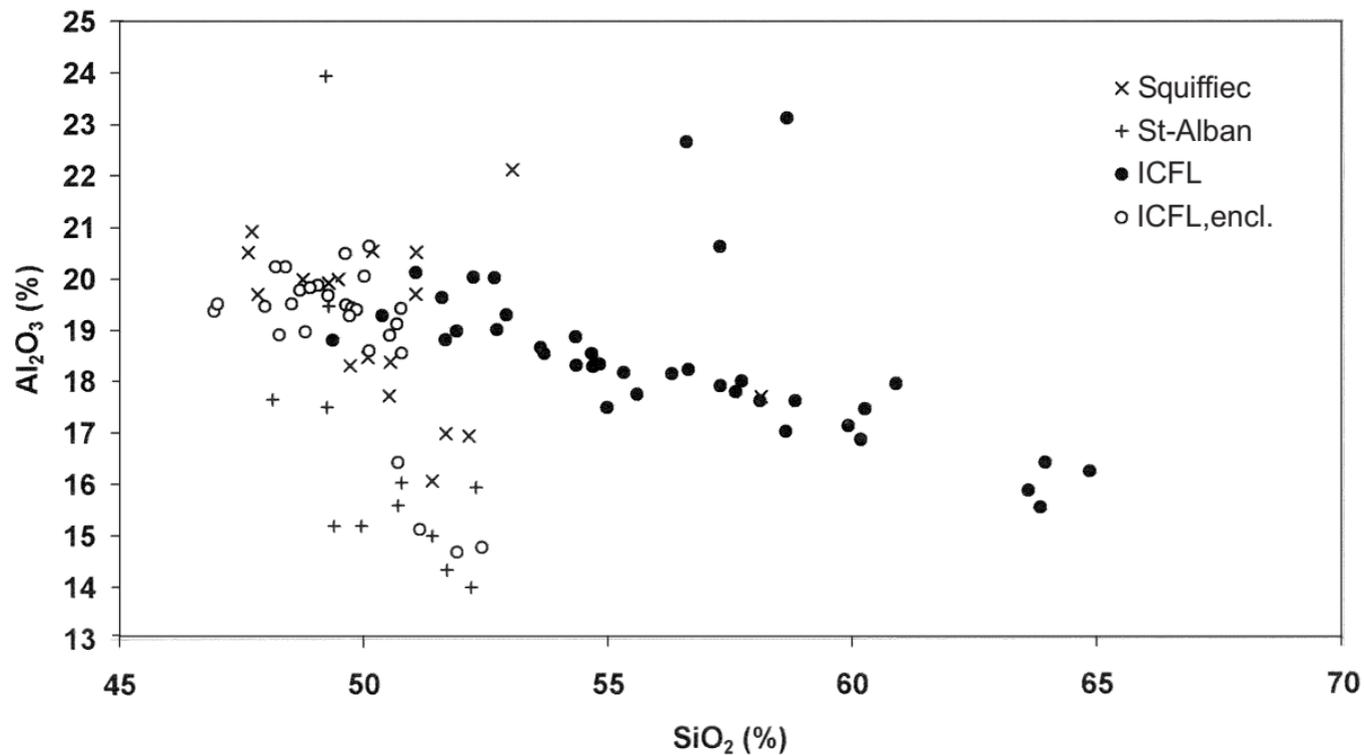


Fig. 13 - Diagramme SiO_2 vs. Al_2O_3 pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites

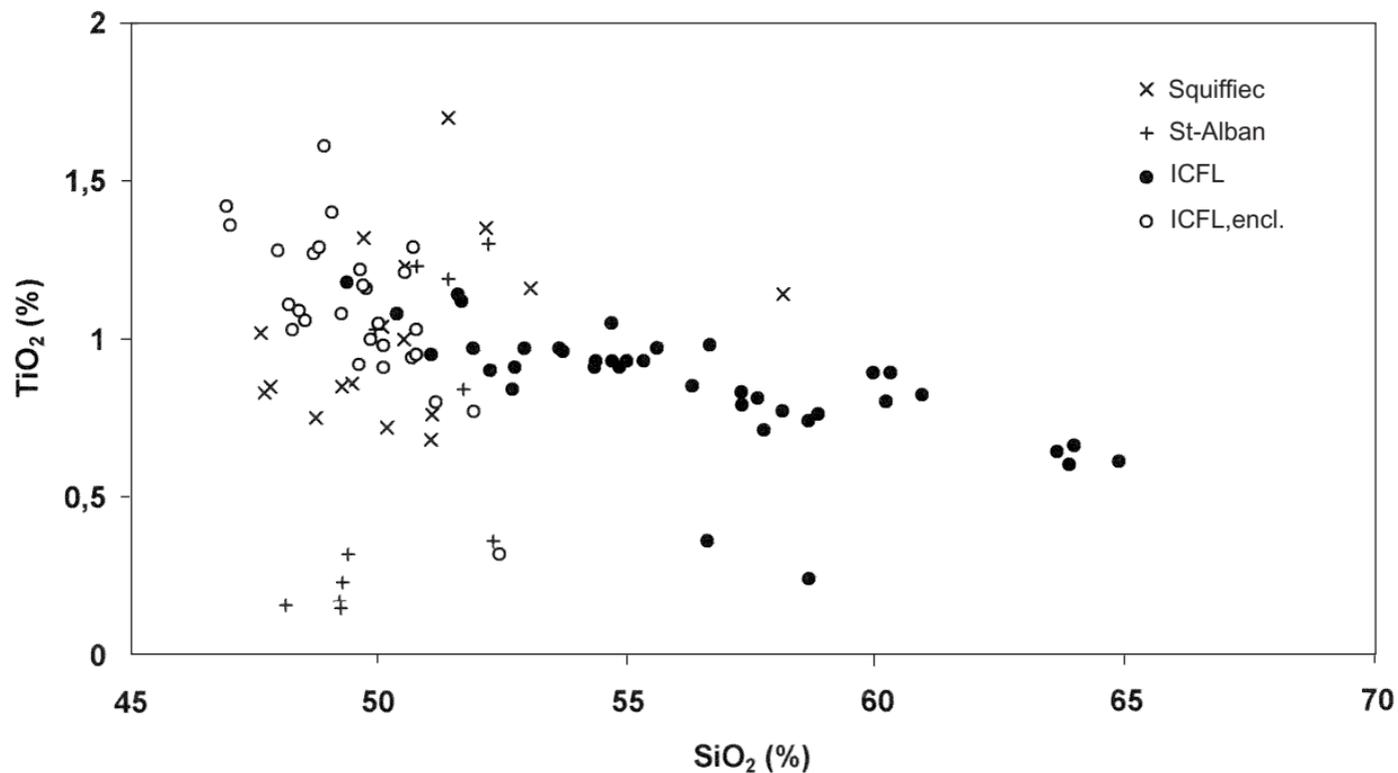


Fig. 14 - Diagramme SiO_2 vs. TiO_2 pour les Métagabbros de Squiffiec, les Gabbros de Saint-Alban, les diorites et tonalites de l'ICFL et les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites

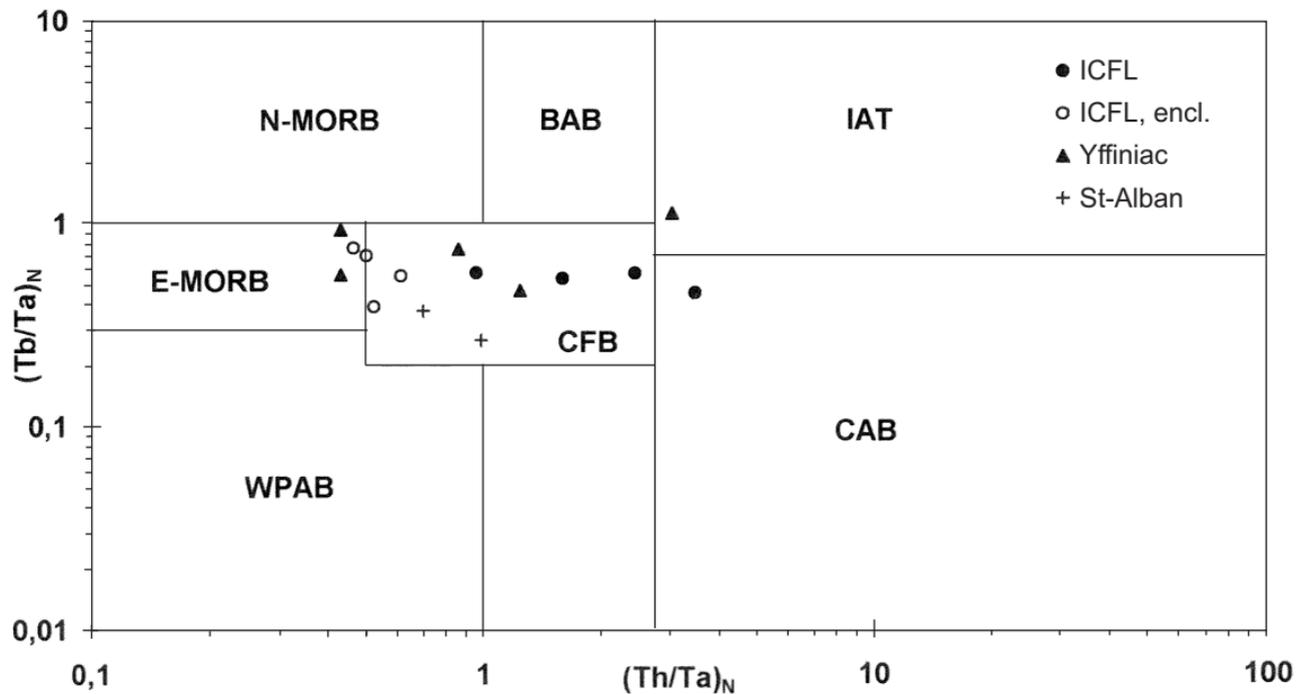


Fig. 15 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et *al.*, 1994) pour les diorites et tonalites de l'ICFL, les enclaves sombres dans ces mêmes diorites et tonalites, les métagabbros et amphibolites non cumulatives de la Formation d'Yffiniac et les Gabbros de Saint-Alban.

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

Intrusions tardi-cadoмиennes (Paléozoïque basal ?)

^L γ^{2-3} . **Leucogranite de Planguénoual.** Dans la partie orientale de la carte, plusieurs entités de dimensions variables franchement allongées selon une orientation SW-NE sont regroupées sous le terme de Leucogranite de Planguénoual. Ces lames granitiques affleurent essentiellement au sein de l'Unité de Saint-Brieuc, notamment au niveau de la limite entre le socle pentévrien et l'Intrusion de Coëtmiex-Fort-la-Latte, mais de petites entités sont également observées au sein des métagabbros de l'Unité d'Yffiniac-Belle-Isle-en-Terre.

Les affleurements sont rares et de petites dimensions. Il s'agit d'un granite grenu très clair de grain généralement moyen, localement grossier (grain > 5 mm) voire pegmatitique, composé principalement de feldspaths, de quartz et de mica blanc (muscovite) bien visible à l'œil nu. La déformation interne est irrégulière mais peut être forte : elle est accommodée préférentiellement par le quartz.

L'étude micrographique permet de distinguer le feldspath potassique et le plagioclase ; les premiers (surtout perthite, plus rarement microcline) constituant généralement les cristaux de plus grande taille et sont souvent dominants. Dans les faciès les plus déformés, ils forment des clastes plus ou moins fracturés alors que le plagioclase constitue soit de petits clastes soit des néoblastes formant localement une texture en mosaïque à joints triples. Le quartz montre une déformation interne parfois très forte ou est abondamment recristallisé. La muscovite se présente en cristaux bien individualisés de taille relativement importante. De la biotite est généralement observée mais en faible quantité et sous forme de petits cristaux altérés. Le grenat est régulièrement présent mais peu abondant, les cristaux (1 à plusieurs par lame) sont de petite taille et plus ou moins préservés : on observe différents intermédiaires depuis des cristaux subautomorphes quasiment entiers jusqu'à des cristaux relictuels très dilacérés et éclatés par les phénomènes de recristallisation du quartz.

Le Leucogranite de Planguénoual n'est pas daté. Il est postérieur à l'Intrusion de Coëtmiex-Fort-la-Latte (datée à environ 576 Ma, cf. plus haut) qu'il recoupe. Sur la feuille Guingamp, le Leucogranite de Plouisy, associé cartographiquement au Leucogranite de Pabu, similaire au Leucogranite de Planguénoual, est daté à 523 ± 4 Ma (Égal et *al.*, 1999).

^L $\mu\gamma^5$. **Microtrondhjémite du Verdelet.** Cette intrusion affleure sur environ 1 km \approx tout à fait au Nord-Est de la carte (arrêt 14) où elle forme la pointe de Pléneuf et l'îlot du Verdelet. Elle recoupe les formations cadoмиennes de Port-Morvan et de Lanvollon-Erquy. Localement, sur l'estran qui prolonge vers l'Ouest la plage des vallées, cette intrusion est surmontée

par des conglomérats rapportés à la « formation gréso-conglomératique d'Erquy » d'âge ordovicien. Ces relations confèrent à la roche un âge finipréCambrien à Cambrien.

Cette intrusion est très homogène : la texture est microgrenue porphyrique, équante. À l'œil nu, on reconnaît principalement des phénocristaux automorphes pluri-millimétriques de feldspath clair, dans une matrice gris sombre. La roche est peu fracturée sauf localement où des veines à quartz de puissance pluri-centimétriques peuvent être relativement nombreuses.

En lame mince, la texture apparaît en partie granophyrique (micrographique). La composition est trondhjémitique : les phénocristaux sont constitués de plagioclase séricitisé et d'amphibole totalement chloritisée ; d'abondants cristaux de sphène sont associés aux amphiboles ; dans la méso-stase, microgrenue, le quartz et le plagioclase (pas de feldspath potassique) forment un assemblage micrographique qui confère un caractère granophyrique à la roche ; l'apatite est présente en tant que minéral accessoire.

θ. Gabbro de Saint-Alban. Un petit massif de roches grenues sombres de composition basique et non foliées affleure sur une petite superficie dans le secteur de Saint-Alban, dans le Nord-Est de la carte. Le grain est souvent fin à moyen, parfois franchement grossier (> 5 mm jusqu'au cm). On distingue des minéraux sombres ferromagnésiens qui correspondent principalement à des amphiboles et des minéraux clairs/blancs de feldspath plagioclase. La forme cartographique trapue de l'intrusion traduit son caractère tardif, post-tectonique. Il apparaît recouper jusqu'au Leucogranite de Planguénoual. Son âge, très vraisemblablement paléozoïque reste à préciser.

Au microscope, la texture de la roche est ophitique à planaire laminée. Dans le premier cas, des cristaux de plagioclase automorphes divergents sont inclus dans un fond poecilitique d'amphiboles ; dans le second cas, de longs cristaux de plagioclases et des prismes de ferro-magnésiens sont orientés dans le plan de lamination magmatique : cette texture de cumulats (« crescumulats ») évoque celle observée au top des cumulats ophiolitiques tels que ceux de l'Oman. La minéralogie est faite principalement de plagioclase plus ou moins altéré (épidote, prehnite, séricite) et d'amphiboles de différents types et habitus. Le clinopyroxène est observé localement, au cœur de cristaux partiellement amphibolisés en périphérie. De gros cristaux d'oxydes ferrotitanés et plus ou moins altérés (leucoxène) sont présents. Les minéraux accessoires sont représentés suivant les lames minces étudiées par la pyrite, la chlorite, l'épidote, le quartz ou le sphène. Le plagioclase, de type labrador, se présente généralement à la fois en grands cristaux tabulaires et en petits cristaux. Localement, il forme des assemblages polycristallins « en mosaïque » orientée. Parmi les amphiboles, on observe notamment des grands cristaux composites secondaires, plus ou moins

polycristallins, vert pâle à brunâtre, localement en amas fibreux (pseudomorphose d'amphibole ou d'orthopyroxène ?). De l'amphibole brune primaire est parfois observée en cristaux interstitiels entre de gros cristaux secondaires.

Géochimie. Des analyses du gabbro de Saint-Alban ont été publiées par M.M. Shufflebotham (1987) et E. Hallot (1992), et deux analyses nouvelles incluant une large gamme d'éléments traces ont été effectuées sur des termes basiques à grain fin (microgabbros), dans le cadre du présent levé (annexe 2, tabl. 3). Les analyses effectuées par M.M. Shufflebotham (1987) et E. Hallot (1992) mettent en évidence la présence d'un nombre significatif (~ la moitié des analyses effectuées à ce jour) de gabbros particulièrement riches en alumine ($Al_2O_3 = 15,2-23,94 \%$) et CaO (~ 12-15 %), mais pauvres en TiO_2 (< 0,4 %) et Zr (< 30 ppm). Ces caractères, comme les faibles rapports FeO/MgO (fig. 12), suggèrent une nature cumulative : cumulation de plagioclase pour les roches les plus alumineuses ($Al_2O_3 > 15,2-23,94 \%$) et/ou de minéraux ferro-magnésiens pour des gabbros riches en MgO (= 9-11 %), CaO (> 12 %) et Cr (> 400 ppm) (clinopyroxène désormais amphibolitisé ?). Les autres gabbros se placent entre le gabbro et la diorite quartzifère dans le diagramme P-Q (fig. 11) et leurs teneurs modérées en TiO_2 (= 0,84-1,3 %), comme leur position dans le diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (fig. 12), suggèrent une affinité calco-alkaline. L'examen de la composition des deux microgabbros récemment analysés au BRGM (annexe 2) conduit à une conclusion différente. Ces roches présentent des « signatures géochimiques » de basaltes tholéïtiques « anorogéniques » (fig. 15) et, en particulier, de faibles rapports Th/Ta (~ 1,5-2) et La/Nb (~ 1).

UNITÉ D'YFFINIAC-BELLE-ISLE-EN-TERRE

M0. Métagabbros et serpentinites subordonnées (Λ) (602 ± 8 Ma). Cette formation métamorphique (arrêt 12) est la seule représentante de l'unité du même nom. Elle est composée principalement de métagabbros sombres à grain moyen, foliés (il s'agit d'amphibolites) et fréquemment mais irrégulièrement rubanés. Le rubanement, d'échelle millimétrique à centimétrique, est souligné par l'alternance de niveaux sombres riches en amphibole et de niveaux clairs riches en plagioclase. Il s'agit vraisemblablement d'un litage d'origine magmatique, du moins pour partie (Hébert, 1993). Ce rubanement et la foliation à peu près ubiquiste constituent des critères de reconnaissance de terrain par rapport aux faciès les plus sombres de l'ICFL. Il existe cependant localement des métagabbros massifs et très sombres de type amphibolites ou hornblendites. D'autres faciès de lithologie variée sont associés aux métagabbros tels que des leptynites blanches à grenat, généralement distinguées cartographiquement (λ), des amphibolites fines, ou des reliques de roches ultrabasiques sombres serpentinisées, distinguées cartographiquement

(A) ou non (affleurements dans la carrière de Vaugas, à l'Ouest du lieu-dit La Gare d'Yffiniac), décrites dès 1896 par C. Barrois. De la serpentinite chromifère a ainsi été mise en évidence dans un sondage (BSS n° 8.4001) près de Coëtmiex. C'est cette diversité de faciès qui a amené certains auteurs à parler de Complexe de Languieux-Yffiniac (Rabu *et al.*, 1983), mais, en fait, les métagabbros (ou amphibolites grossières) constituent de loin la lithologie dominante.

Les métagabbros de l'Unité d'Yffiniac-Belle-Isle affleurent principalement, sur la feuille Saint-Brieuc, au niveau d'une entité cartographique principale intercalée tectoniquement entre les unités de Saint-Brieuc, au Nord, et de Saint-Malo, au Sud. Le contact sud de cette entité principale apparaît de géométrie complexe et fortement faillé dans le secteur de Pommeret et au Sud-Ouest de Trégueux. Par ailleurs, l'Unité d'Yffiniac constitue également une petite entité isolée au sein de l'Unité de Saint-Malo, au contact avec l'Unité de Guingamp. Cette petite entité, en partie limitée par des failles tardives et recoupée à l'Ouest par l'Intrusion de Ploufragan, est en contact à l'Est avec la formation sédimentaire de Lamballe : la nature et la signification de ce contact, marqué par une saute métamorphique importante, restent à préciser.

L'âge de mise en place des Métagabbros d'Yffiniac est daté à 602 ± 8 Ma (Guerrot et Peucat, 1990). Des amphibolites fines en revanche ont donné un âge à $587 + 1/-2$ Ma (Guerrot et Peucat, 1990), mais l'interprétation de cet âge demeure équivoque (Chantraine *et al.*, 2001).

A. Serpentinites. Une petite lentille de serpentinites est représentée sur la carte au Sud de Coëtmiex. Seul un bloc sorti d'un champ a pu être observé, aucun affleurement n'ayant été retrouvé au cours de ce levé. Le contour dessiné sur la carte est repris de celui dessiné sur les cartes à 1/80 000 de la feuille Saint-Brieuc. Ces serpentinites furent exploitées dans une petite carrière actuellement comblée. Une lame mince a été effectuée à partir du bloc retrouvé. Il s'agit d'une roche ultrabasique effectivement très serpentinisée. On distingue des fantômes de pyroxènes et/ou d'olivine pseudomorphosés par de la serpentinite maillée (+ chlorite ?), des cristaux de talc associés à de la serpentinite (+ chlorite ?), des fantômes de tremolite probable ainsi que de la magnétite en cristaux recristallisés et en petits grains dispersés.

Une autre petite lentille de serpentinites est reportée sur les anciennes cartes à 1/80 000 à l'ESE d'Yffiniac. Elle n'a pas été retrouvée sur le terrain (elle se localise à peu près au niveau du passage de la N12) et se situe de plus dans un secteur cartographié en loess ; elle n'a donc pas été reportée sur la carte à 1/50 000.

Pétrographie, minéralogie métamorphique de l'unité amphibolitique d'Yffiniac-Belle-Isle-en-Terre. Cette unité est fortement métamorphique et la recrystallisation y est intense. Sur la feuille Saint-Brieuc, les paragenèses métamorphiques des amphibolites d'Yffiniac ont été étudiées en détail par R. Hébert (1993 ; Hébert et *al.*, 1997). Les descriptions qui suivent sont entièrement reprises de ce travail.

Parmi les roches de composition gabbroïque qui composent l'essentiel de la formation, R. Hébert (1993) distingue des amphibolites dites « banales », des amphibolites à grenat et des amphibolites à clinopyroxène. Ces variations paragenétiques sont observées à l'échelle de l'affleurement et n'ont pas de valeur cartographique ; elles sont interprétées par R. Hébert (1993) en termes de variation de la composition chimique de la roche initiale. Les amphibolites banales sont constituées d'un assemblage principal « classique » à amphibole, plagioclase et quartz, avec une texture plus ou moins granolépidoblastique. L'amphibole, le minéral le plus abondant, est de couleur verte et de type hornblende. Le plagioclase est de type andésine, rarement oligoclase ; il constitue notamment des grandes plages totalement séricitisées. Le quartz est relativement abondant, surtout dans les rubans leucocrates. La biotite et le sphène sont irrégulièrement présents, les opaques (sulfures et ilménite) ou l'épidote primaire sont très rares.

Les amphibolites à grenat sont composées principalement d'un assemblage à amphibole, grenat, plagioclase et quartz. Le grenat, par sa couleur rouge et sa taille pouvant atteindre 3 cm est fréquemment visible à l'œil nu. On le rencontre indifféremment dans les niveaux mélanocrates ou leucocrates mais parfois uniquement dans ces derniers. L'amphibole, de couleur verte à brune, est de type hornblende. La composition du plagioclase varie depuis l'oligoclase jusqu'à l'andésine. Les opaques sont parfois nombreux (surtout sulfures-pyrite ou chalcopyrite, ilménite plus rare). La biotite est irrégulièrement présente et partiellement ou totalement chloritisée. Le sphène n'est pas rare dans certaines lames minces.

Les amphibolites à clinopyroxène se répartissent en un faciès lité et un faciès massif très sombre correspondant à des amphibolites ou hornblendites. Le pyroxène est associé à un assemblage classique à amphibole, plagioclase, quartz. Il s'agit d'un clinopyroxène calcique de type diopside-salite. Deux minéraux ont fourni des analyses d'augite pouvant correspondre à des reliques magmatiques. Dans le faciès lité, le clinopyroxène se présente généralement sous forme d'agrégats de petits grains (0,2 – 0,4 mm) subautomorphes allongés dans le plan de foliation. En général, on le suit parfaitement et uniquement dans un niveau bien précis. Dans le faciès massif, le clinopyroxène est de relativement grande taille (1 à 2 mm) exhibant un pléochroïsme de l'incolore au rose pâle. Dans les deux faciès, l'amphibole est verte à brun clair et de type magnésio-hornblende. La composition du plagioclase varie

depuis l'andésine (composition dominante) jusqu'au labrador. Les minéraux opaques peuvent être abondants. Il s'agit d'ilménite.

D'après R. Hébert (1993), la composition des amphiboles suggère un métamorphisme de basse à moyenne pression et de haute température dans le faciès amphibolite. L'assemblage amphibolitique à grenat permet à l'auteur de proposer, à partir de plusieurs thermobaromètres, des conditions de température et de pression respectivement autour de $700 \pm 50^\circ\text{C}$ et de 9 ± 1 kb (voir également Hébert et *al.*, 1997). Ces conditions caractérisent un métamorphisme de haute température et moyenne pression, de faciès amphibolite de haut degré à la limite du faciès granulite (les assemblages typiques de ce faciès n'ont pas été observés).

Des roches ultrabasiques coronitiques ont été échantillonnées par R. Hébert (1993) dans la carrière du Vaugas, à l'Ouest du lieu-dit La Gare d'Yffiniac. Ce sont des roches fortement altérées, très sombres à patine verte, de densité élevée et d'aspect serpentineux. D'après l'auteur, ces faciès correspondent très probablement aux gisements de serpentine mentionnés par C. Barrois (1896 ; 1934) et appartenant par conséquent à la ceinture de serpentinites chromifères de Bretagne septentrionale (Chauris, 1990). Plusieurs types de coronites ont été observés (à grenat, à pyroxène...) par R. Hébert (1993), qui a étudié plus spécifiquement en lame mince des faciès de gabbro coronitique. L'olivine, très abondante à l'origine (30-50 %) sous forme de cristaux de grande taille, est totalement rétrotransformée en serpentine ; le clinopyroxène, de type diopside, est également très abondant (20-30 %) et se présente en porphyroclastes magmatiques relictuels et en couronne réactionnelle autour de l'olivine. Des pseudomorphoses automorphes de 1 à 2,5 mm à épidote et zoïsite correspondent vraisemblablement à d'anciens plagioclases. Le spinelle, de couleur verte, est abondant. Le grenat (solution solide d'almandin-pyrope-grossulaire) et une amphibole incolore à très pâle (hornblende tschermakitique, très magnésienne) ne s'observent que sous forme de petits cristaux en couronne autour de minéraux magmatiques. Le talc est présent en faible quantité et se localise toujours dans la partie interne des auréoles encerclant l'olivine.

Au contact de l'Intrusion de Ploufragan-Saint-Brieuc, des textures de recristallisation en mosaïque témoignent de l'influence thermique de cette dernière lors de sa mise en place (métamorphisme de contact).

Géochimie. À notre connaissance, près de trente analyses ont été effectuées à ce jour sur les roches ultrabasiques à basiques (amphibolites, métagabbros) du massif d'Yffiniac (Hébert, 1993 ; Guerrot, non publié ; ce travail) (cf. annexe 2, tabl. 4), et plus d'une vingtaine sur celui de Belle-Isle-en-Terre (Hirbec, 1979). Seules les premières, qui concernent le territoire de la feuille Saint-Brieuc, seront décrites dans cette notice.

Les analyses effectuées sur des serpentinites des carrières de Vaugas et La Croix-Gibat, confirment leur caractère ultrabasique ($\text{SiO}_2 < 45\%$) et généralement très magnésien ($\text{MgO} > 15\%$). Ces roches ultramafiques sont pauvres en Al_2O_3 (= 5,71-11,85 %), très pauvres en TiO_2 (< 0,2 %), Zr (< 20 ppm) et autres éléments incompatibles. Leurs teneurs élevées en Co (= 81-142 ppm) et Ni (= 240-378 ppm) témoignent de l'abondance d'olivine (serpentinisée) ; leurs teneurs en Cr sont plus modérées (= 114-577 ppm) et suggèrent un rôle moindre du clinopyroxène, ce qui est cohérent avec les observations pétrographiques. Ces roches sont vraisemblablement d'anciens cumulats, plutôt que des péridotites mantelliques, beaucoup plus riches en Cr (~ 2 500 ppm) et Ni (~ 500 ppm).

Parmi les roches ultrabasiques ($\text{SiO}_2 < 45\%$), certaines sont riches en Al_2O_3 (= 17,65-24,22 %), CaO (= 12,56-14,18 %), « relativement riches » en Sr (= 217-251 ppm), mais très pauvres en TiO_2 (< 0,1 %), Zr (< 25 ppm) et autres éléments incompatibles. Ces roches pourraient être d'anciens cumulats riches en plagioclase.

Les roches basiques, métagabbros et amphibolites montrent une forte variabilité géochimique. Elles se définissent généralement comme tholéiitiques dans le diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO (fig. 16) et les quelques roches situées dans le champ calco-alcalin présentent des rapports FeO_t/MgO qui suggèrent une cumulation de minéraux ferro-magnésiens ($\text{FeO}_t/\text{MgO} < 1$). Ces gabbros, plutôt mafiques (Cr = 156-390 ppm), sont également très pauvres en TiO_2 (< 0,5 %) (fig. 17) et Zr (< 40 ppm) (fig. 18), ce qui s'accorde avec une nature *pro-parte* cumulative. Néanmoins, les teneurs modérées en Co (= 19-41 ppm) et Ni (= 77-126 ppm) excluent une cumulation d'olivine. Plus vraisemblablement, les phases cumulatives seraient le clinopyroxène et le plagioclase. Dans les autres gabbros, les teneurs en TiO_2 apparaissent très variables (fig. 17), depuis des roches faiblement titanifères d'affinité plutôt « orogénique » ($\text{TiO}_2 < 1\%$), vers des termes riches en titane ($\text{TiO}_2 = 3,5$ et $5,5\%$) proches des différenciés ferro-titanés des suites tholéiitiques océaniques. Enfin, les amphibolites à grenat constituent un groupe distinct, de composition intermédiaire à acide ($\text{SiO}_2 = 55,84$ - $64,09\%$) (fig. 16). L'hétérogénéité des gabbros du massif d'Yffiniac (hors cumulats probables) se traduit par une forte dispersion dans des diagrammes de discrimination géochimique, depuis un « pôle » océanique de type enrichi (E-type MORB), vers un « pôle » à signature clairement « orogénique » (tholéiite d'arc) (fig. 15). Clairement, le massif d'Yffiniac-Belle-Isle-en-Terre associe donc des roches aux signatures géochimiques variées, dont une proportion significative de termes cumulatifs.

λ. **Leptynites.** Plusieurs lentilles de leptynites ont été cartographiées au sein des Métagabbros d'Yffiniac, préférentiellement au contact de l'ICFL. Il s'agit de roches quartzofeldspathiques massives très claires de grain relatif

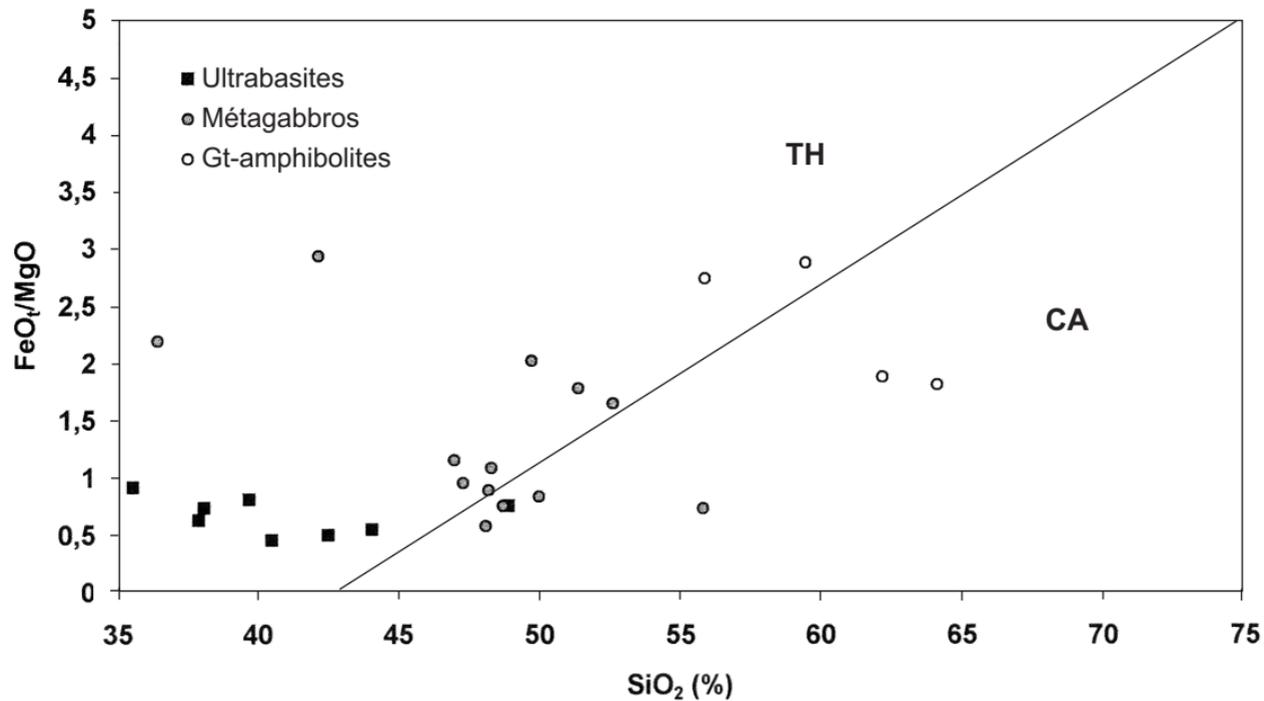


Fig. 16 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO pour les différents faciès de la Formation d'Yffiniac.
 CA - champ des séries calco-alcalines ; TH - champ des séries tholéiitiques

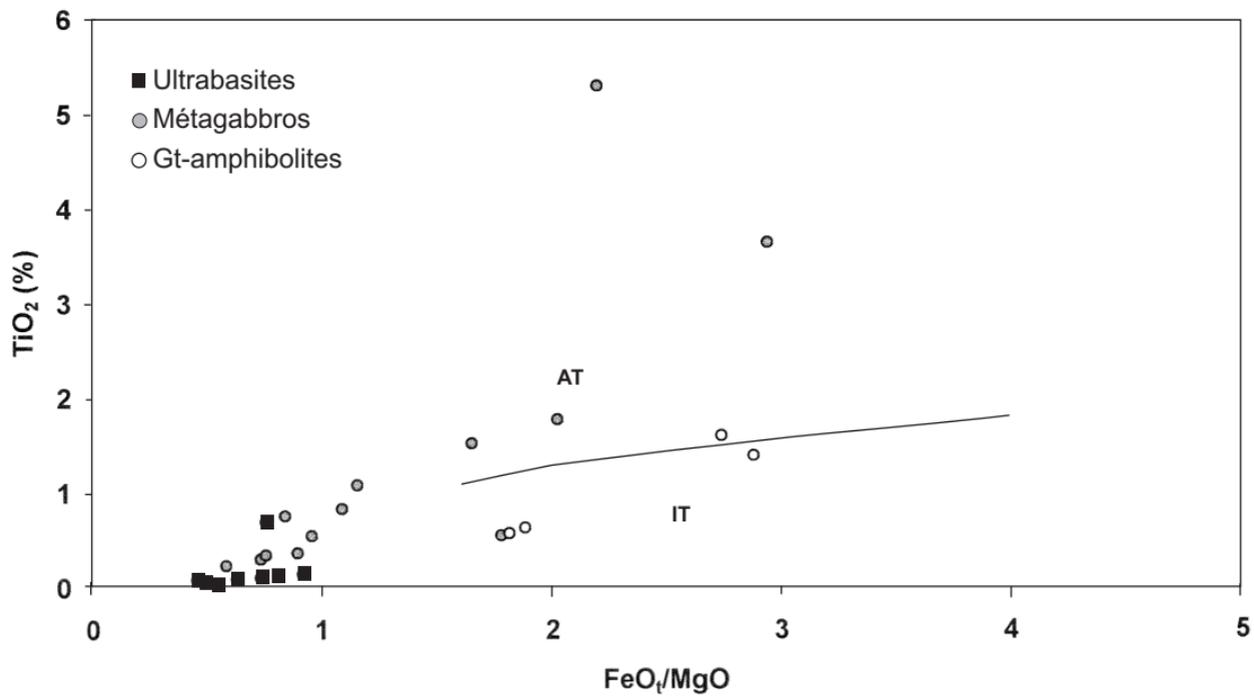


Fig. 17 - Diagramme FeO_4/MgO vs. TiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les différents faciès de la Formation d'Yffiniac. La courbe dans ce diagramme sépare le champ des séries « anorogéniques » (AT) et « orogéniques » (IT) (Bébién, 1980)

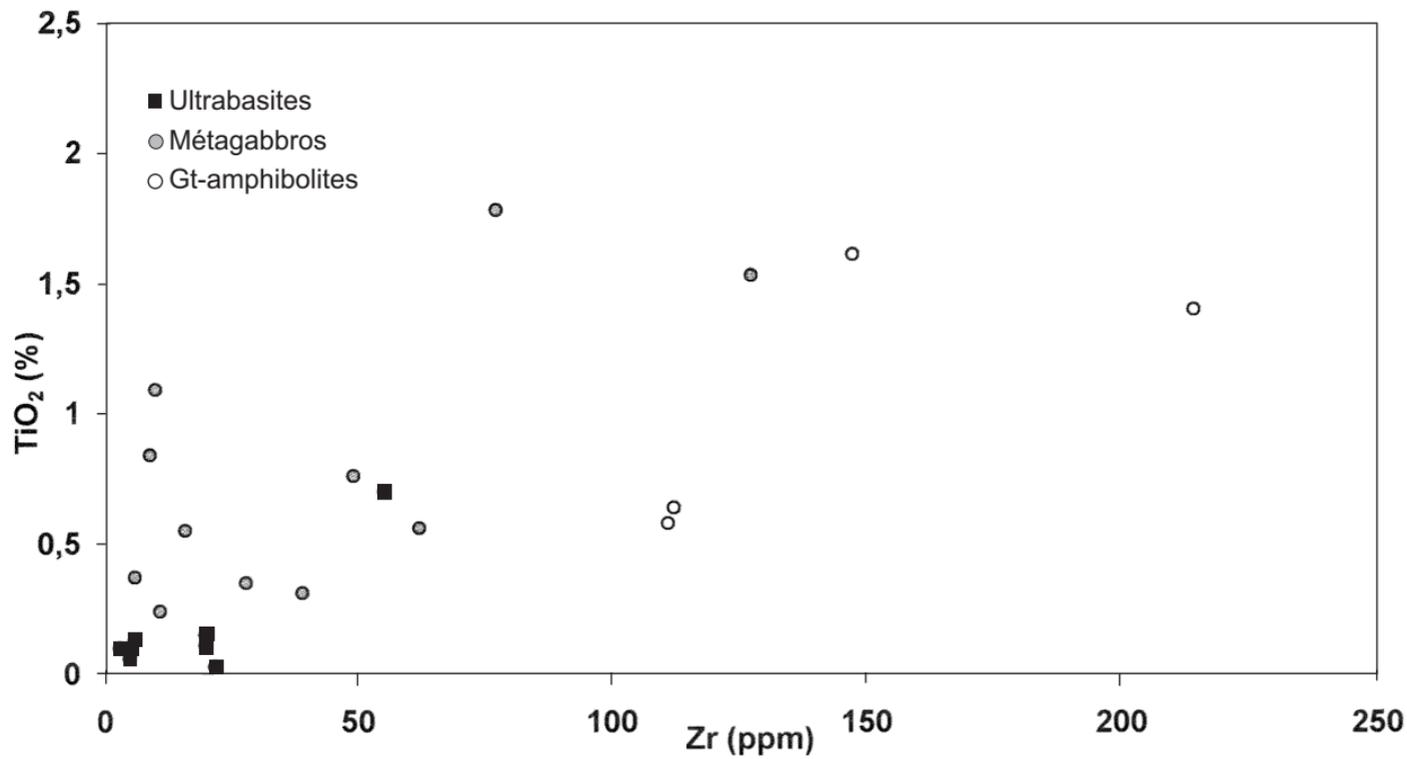


Fig. 18 - Diagramme Zr vs. TiO₂ pour les différents faciès de la Formation d'Yffiniac, mêmes figurés que dans la fig. 16

vement fin et plus ou moins foliées. Le grenat est parfois visible (carrière du Vaugas). Les minéraux sombres ferro-magnésiens sont rares ou absents. Un échantillon de leptynite à grenat a été étudié par R. Hébert (1993). Il a été prélevé dans la carrière du Vaugas (Ouest de « La Gare d'Yffiniac »), dans un niveau pluri-décimétrique sub-parallèle à la foliation. Le quartz est le minéral le plus abondant (50-55 %). Il est de petite dimension et toujours allongé dans le plan de foliation et en partie recristallisé. Le plagioclase (oligoclase) et le feldspath potassique sont abondants. Le grenat est fréquent, de petite taille et entouré de chlorite à proximité de microfractures. Il s'agit principalement d'un almandin. La muscovite, secondaire et peut-être primaire, est rare. Les minéraux opaques (ilménite) sont peu nombreux mais toujours fortement allongés dans la foliation et la linéation d'étirement.

Deux leptynites ont été analysées (annexe 2, tabl. 4), de composition « soda-rhyolitique ».

UNITÉ DE GUINGAMP

L'Unité de Guingamp affleure dans le Sud-Ouest de la carte où elle est représentée par les Migmatites de Guingamp et par l'ensemble intrusif tardi-cadomien de Ploufragan-Saint-Brieuc. L'unité est recoupée au Sud par le granite varisque de Quintin.

M²G. Migmatites de Guingamp. Cette formation se compose essentiellement de roches métamorphiques foliées, à grain visible à l'œil nu évoluant depuis des gneiss peu migmatitiques jusqu'à des migmatites franches : ces dernières montrent alors un rubanement irrégulier caractéristique, constitué d'alternances millimétriques à centimétriques de niveaux clairs quartzofeldspathiques (leucosomes) et de niveaux sombres riches en biotite (mélanosomes). Des gneiss fins à biotite ont été observés sur un affleurement. De même un faciès granitique clair, équant, a été observé localement : il est de dimension trop réduite pour être cartographié. Sa mise en place est vraisemblablement tardive dans l'histoire anatectique. Fréquemment altérées, les Migmatites de Guingamp peuvent néanmoins être observées sur plusieurs gros affleurements de qualité satisfaisante (notamment le long de la route de Saint-Donan à Plaine-Haute au niveau du creux morphologique de la rivière la Maudouve, arrêt 8).

Macroscopiquement, les Migmatites de Guingamp se distinguent généralement bien des faciès rubanés « migmatitiques » de l'Intrusion de Ploufragan par un grain plus grossier et une foliation nette. Toutefois, les deux formations présentent parfois des convergences de faciès et sont alors difficiles à distinguer surtout dans les conditions d'altération du secteur : la limite cartographique entre les deux formations reste donc en partie imprécise.

La formation des Migmatites de Guingamp affleure essentiellement dans le Sud-Ouest de la carte, sur une superficie relativement réduite. Au Nord-Ouest de Saint-Brieuc, une petite lentille de migmatites affleurant au sein de la Formation de Lanvollon–Erquy est également rapportée aux Migmatites de Guingamp (Hébert 1993, 1995). Un affleurement plurimétrique de cette lentille a été décrit par R. Hébert (1993, 1995) sous l'appellation de « Migmatites du Jouguet ». Les autres affleurements de migmatites reconnus à proximité au cours du levé cartographique (notamment au sein d'une petite carrière abandonnée en bordure de la D24, arrê 5), permettent d'individualiser une petite lentille de migmatite orientée SW-NE et tronquée par l'Intrusion de Saint-Brieuc. Il s'agit de migmatites caractéristiques, vraisemblablement d'origine sédimentaire. Elles sont en contact avec des métavolcanites de la Formation de Lanvollon–Erquy. L'observation de ce contact dans la carrière abandonnée et l'interprétation cartographique amène à placer une faille le long de la limite sud-est de la lentille. Par ailleurs, cette lentille de migmatites est clairement affectée par le métamorphisme de contact provoquée par l'intrusion tardive de Saint-Brieuc (cf. ci-dessous). Suite à R. Hébert (1993, 1995), nous considérons que la mise en place des Migmatites du Jouguet au sein de la Formation de Lanvollon–Erquy est d'origine tectonique et due à l'existence d'une faille importante qui pourrait se prolonger jusqu'à la faille de Port-Martin (Ballèvre et *al.*, 2001).

Les Gneiss et migmatites de Guingamp sont affectés par une déformation irrégulièrement développée, localement mylonitique. Des plans de cisaillement mettent en évidence des structures C/S ou C'/S (Berthé et *al.*, 1979) dans le Sud-Ouest de la carte. Une cinématique vers l'WSW est déduite de cette structuration (cf. § « Évolution tectono-métamorphique »).

D'après l'observation microscopique, les Gneiss et migmatites de Guingamp de la carte Saint-Brieuc sont constitués principalement de quartz, plagioclase et biotite. Le feldspath potassique est observé parfois sous forme de phénocristaux. Du mica blanc synfolial est irrégulièrement présent, parfois abondant. La biotite, brun-rouge avec de nombreuses inclusions radioactives (auréoles ; très vraisemblablement des zircons) est plus ou moins chloritisée. Aucun silicate d'alumine ni staurotide n'ont été observés. Des textures de recristallisation ainsi que la présence de micas blancs tardifs sécants sur la foliation à proximité de l'Intrusion de Ploufragan et surtout du Granite de Quintin résultent du réchauffement par métamorphisme au contact de ces intrusions. Sur la feuille Guingamp, de l'andalousite a été décrite au sein des migmatites, en relation avec la mise en place du Granite de Quintin (Égal et *al.*, 1999). Les migmatites de la petite lentille du Nord-Ouest de Saint-Brieuc sont fortement affectés par le métamorphisme de contact dû à l'Intrusion de Saint-Brieuc (Hébert, 1993, 1995) : on observe en lame mince, les biotites des mélanosomes fortement recristallisées en petits néoblastes brun-vert-kaki

souvent perpendiculaires à l'orientation des rubans ; les feldspaths et a fortiori le quartz montrent des textures de recristallisation et de grandes muscovites se superposent sans orientation préférentielle.

Dans les faciès mylonitiques des migmatites (Sud-Ouest de la carte), la foliation et les bandes de cisaillement qui définissent la structuration C/S des gneiss et migmatites sont soulignées par la biotite (\pm mica blanc) et par l'allongement des quartz recristallisés. Le quartz accommode une grande part de la déformation en constituant des rubans très fins et très allongés qui se moulent sur les clastes feldspathiques peu déformés.

L'âge des Migmatites de Guingamp n'est pas connu avec précision. Elles sont cependant antérieures à ~ 533 Ma, âge de l'Intrusion de Ploufragan qui recoupe les migmatites. Par ailleurs, plus à l'Ouest, sur les cartes de Guingamp (Égal et *al.*, 1999) et de Belle-Isle-en-Terre (Chantraine et *al.*, 1984), les migmatites sont intrudées par de petits massifs trondhjémiques dont l'un est daté à environ 540 Ma (543 ± 7 Ma ; Andriamarfohatra et de La Boisse, 1988).

Ensemble intrusif de Saint-Brieuc–Ploufragan

Sont incluses dans cet ensemble deux formations intrusives datées de l'extrême base du Paléozoïque, qui recoupent des structures cadomiennes majeures et dont la mise en place est rapportée à un stade tardif de l'histoire cadomienne. On distingue cartographiquement la Formation de Ploufragan et l'Intrusion de Saint-Brieuc, deux entités intrusives contemporaines et intimement mêlées au niveau de leur zone de contact. Cet ensemble intrusif a induit un métamorphisme de contact dans son encaissant sur une épaisseur généralement pluri-hectométrique mais il est lui-même sujet au métamorphisme thermique provoqué par la mise en place du Granite de Quintin, et ce sur une largeur plus importante, à peu près kilométrique (cf. carte).

Υ^5P . **Granitoïdes de Ploufragan.** La Formation de Ploufragan occupe une superficie relativement importante dans la partie occidentale de la carte. Elle est intrusive au sein de différentes formations cadomiennes antérieures : le long de sa limite orientale, elle recoupe ainsi à l'emporte-pièce les contacts entre les formations d'Yffiniac et de Lamballe. Par ailleurs, les Granitoïdes de Ploufragan développent dans des migmatites rubanées rapportées aux Migmatites de Guingamp, un métamorphisme de contact qui confirme l'antériorité de ces dernières par rapport aux Granitoïdes de Ploufragan (Hébert et *al.*, 1993 ; Hébert, 1995).

Les affleurements de Granitoïdes de Ploufragan sont nombreux et relativement bien conservés le long des rives du Gouët au Nord (arrêt 7) et au Sud de La Méaugon. En dehors de cette zone, la roche est fortement alté-

rée à l'affleurement et laisse place à une arène micacée fine caractéristique, de couleur ocre orangé.

Cette formation est constituée en grande partie de granitoïdes à grain fin (très localement tendance porphyrique) et à texture hétérogène caractéristique : on observe fréquemment des amas voire des traînées biotitiques qui soulignent parfois des ébauches de rubanement migmatitique. Des migmatites rubanées franches affleurent localement : il s'agit vraisemblablement d'enclaves remontées avec l'intrusion. On distingue alors des alternances de niveaux sombres biotitiques (mélanosomes) et de niveaux clairs quartzofeldspathiques (leucosomes). Ce rubanement ainsi que l'orientation des micas soulignent en plusieurs points une orientation assez nette qui a amené certains auteurs à désigner ces roches sous le terme de gneiss fins (Chantraine, 1966 ; Cogné et Sagon, 1976). Des faciès granitiques leucocrates très siliceux sont observés par ailleurs ainsi que des filons aplitiques à tourmaline (Hallot, 1993). Des rognons ou nodules peu allongés de quartz gris clair, de taille pluri-centimétrique à décimétrique, caractérisent également la Formation de Ploufragan mais leur présence est très irrégulière. Des xénolithes métasédimentaires sont parfois observés. Enfin, des gneiss fins et leptynites affleurent de place en place dans l'emprise cartographique de la Formation de Ploufragan mais sans que les relations avec cette dernière soit très claire. Ils représentent vraisemblablement des enclaves de l'encaissant. Les caractères macroscopiques de l'Intrusion de Ploufragan (grain fin, texture hétérogène à amas biotitique, nodules de quartz, enclaves de l'encaissant) lui confèrent les caractères d'un « granitoïde d'anatexie » typique, tel qu'on l'entend classiquement.

Pétrographie. D'un point de vue minéralogique, les Granitoïdes de Ploufragan présentent une composition principalement de tonalite évoluant parfois vers un pôle granodioritique voire granitique. On distingue principalement du plagioclase en cristaux trapus (parfois phénocristaux), généralement subautomorphes et plus ou moins séricitisés ; du quartz en grains xénomorphes et plutôt globuleux, mono- à polycristallins (joints lobés, parfois texture de recristallisation en joints triples) ; de la biotite brun-rouge parfois chloritisée, généralement en cristaux regroupés en amas. Sauf exceptions, le feldspath potassique (perthite, microcline) est rare voire absent ; la muscovite est relativement rare ; la sillimanite est présente de place en place et forme des amas dans lesquels on distingue parfois des assemblages reliques à cordiérite hercynite. La cordiérite est parfois présente dans la matrice : E. Hallot (1993) décrit des cristaux automorphes pseudomorphosés en biotites et muscovites. Le métamorphisme de contact induit par le massif granitique de Quintin est difficile à mettre en évidence au sein de l'ensemble de Saint-Brieuc-Ploufragan du fait notamment du nombre limité d'affleurements dans le secteur concerné. Il se manifeste cependant par

des textures de recristallisation statique et par la présence de minéraux blastiques de muscovite sans orientation préférentielle.

Géochronologie. Les travaux de E. Hallot (1993) et R. Hébert *et al.* (1993) ont montré que les Granitoïdes de Ploufragan se sont mis en place simultanément à l'Intrusion de Saint-Brieuc, datée à 533 ± 12 Ma.

Géochimie. Les Granitoïdes de Ploufragan ont été étudiés par E. Hallot (1993) qui présentent cinq analyses effectuées sur des roches de composition tonalitique (annexe 2, tabl. 5). L'auteur souligne leur caractère nettement peralumineux (corindon normatif), qui conduit à leur attribuer une origine métasédimentaire (granitoïdes de « type S » de la classification de Chappell et White [1974]). Finalement, il note que la position de ces tonalites au voisinage du minimum thermique pour une P_{H_2O} de 4 kb, dans le système Q-Ab-Or (Winkler, 1979), est compatible avec une origine anatectique. Les roches analysées par E. Hallot (1993) sont modérément acides ($SiO_2 \sim 64,5-66\%$), plutôt riches en TiO_2 ($= 0,75-0,84\%$) et, relativement à leur nature acide, elles présentent des rapports FeO/MgO particulièrement faibles (~ 2). De même, elles sont anormalement riches en Cr (~ 110 ppm). Enfin, elles montrent des rapports A/CNK très élevés ($= 1,45-1,69$) (annexe 2, tabl. 5), qui témoignent d'une nature (très) fortement peralumineuse. Dans le diagramme P-Q (fig. 19), ces roches se placent entre l'adamellite et le granite de référence, ce qui semble peu compatible avec leur teneur modérée en SiO_2 . Dans la mesure où le diagramme P-Q ne prend en compte que des constituants « feldspathisables » (Si, Na, K, Ca), ceci montre que les proportions de quartz et feldspaths dans les roches analysées sont celles d'un granite, tandis que les compositions globales sont plutôt celles de tonalites ou granodiorites. Cette contradiction peut s'expliquer par la présence, « aux côtés » de la phase granitique, de cordiérite, minéral susceptible d'augmenter les teneurs en Al, Fe et Mg (et Cr), sans modification des proportions relatives de quartz et feldspaths. Une telle conclusion est cohérente avec les observations pétrographiques détaillées plus haut.

La comparaison avec des gneiss *s.l.* des unités de Guingamp et Saint-Malo apporte des arguments supplémentaires en faveur d'une origine anatectique du Granite de Ploufragan (annexe 2, tabl. 5). Ainsi, l'analogie avec un gneiss migmatitique de la région de Guingamp (Égal *et al.*, 1999) est quasi-parfaite, que ce soit au niveau des éléments majeurs ou des éléments traces, et les similitudes avec les paragneiss du secteur de Saint-Malo (Martin, 1980) ne sont pas moins évidentes (annexe 2, tabl. 5). Ces analogies posent plusieurs questions : doit-on en conclure que les Tonalites de Ploufragan dériveraient de la fusion totale des gneiss, ce qui impliquerait que la phase ferro-magnésienne et alumineuse (*pro parte* cordiérite) présente « aux côtés » du constituant granitique aurait cristallisé dans le liquide magmatique ? À l'inverse, cette phase ne peut-elle représenter un constituant restitique ? Ces questions posent le

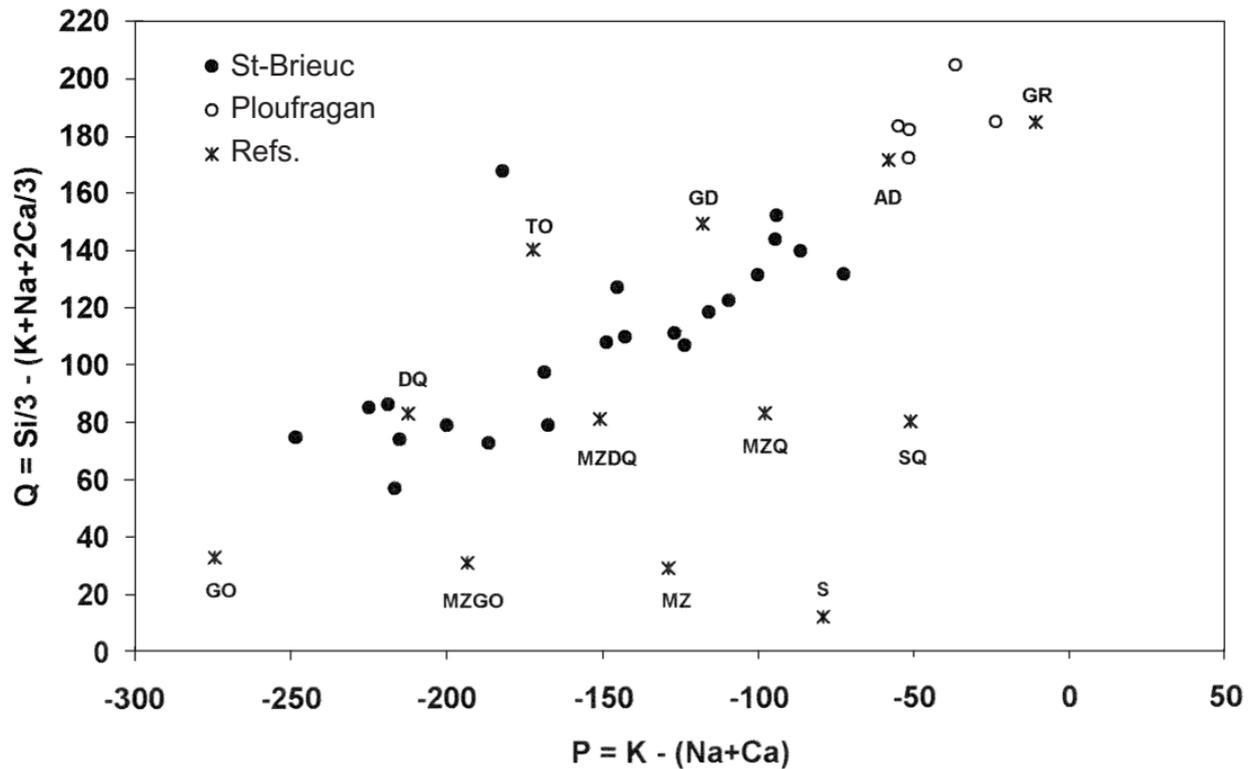


Fig. 19 - Diagramme P-Q pour les granitoïdes des massifs de Saint-Brieuc et Ploufragan.

Ce diagramme, adapté de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase ($-[Na+Ca]$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit :

GO - gabbro ; **MZGO** - monzogabbro ; **MZ** - monzonite ; **S** - syénite ; **DQ** - diorite quartzifère ;
MZDQ - monzodiorite quartzifère ; **MZQ** - monzonite quartzifère ; **SQ** - syénite quartzifère ;
TO - tonalite ; **GD** - granodiorite ; **AD** - adamellite ; **GR** - granite

problème des conditions de la fusion dans le domaine anatectique. Les résultats d'expériences de fusion partielle de roches métasédimentaires (voir par exemple Conrad *et al.*, 1988) montrent que des teneurs en Fe (soit $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 5\%$), Mg ($\text{MgO} > 2\%$) et Ti ($\text{TiO}_2 > 0,7\%$) dans un magma anatectique (granitoïde) comparables à celles des Tonalites de Ploufragan requièrent des températures de l'ordre de 1 000 °C. Une température aussi élevée semble difficilement envisageable pour un processus d'anatexie, aussi apparaît-il beaucoup plus probable que le Granite de Ploufragan représente un mélange entre une fraction restitique alumineuse et ferro-magnésienne et un magma granitique. D'après les observations de E. Hallot (1993), un tel granite aurait pu être produit à l'eutectique à une $P_{\text{H}_2\text{O}}$ de 4 kb et une température de l'ordre de 650 °C (Winkler, 1979). Notons que ces estimations sont très proches de celles obtenues sur les Migmatites de Guingamp ($P \sim 5$ kb et $T = 650\text{-}700^\circ\text{C}$) (Hébert, 1993).

Structure. Les migmatites et granitoïdes de Ploufragan sont peu ou pas déformés (excepté les gneiss enclavés) et les plans d'anisotropie correspondent généralement aux plans de rubanement migmatitique. Ceux-ci mettent en évidence une géométrie interne complexe liée à la mise en place de l'Intrusion de Ploufragan.

γ^4 . Granodiorites, tonalites, diorites quartzifères (Intrusion de Saint-Brieuc) (533 ± 12 Ma). Cette intrusion est représentée par une roche grenue à texture homogène, équante et de grain généralement moyen (quelques millimètres au maximum). On distingue bien à l'œil nu, et en proportions variables suivant la composition de la roche, granodioritique à quartzo-dioritique, des minéraux clairs correspondants principalement au feldspath plagioclase et au quartz, et des minéraux sombres ferromagnésiens comprenant du mica noir (biotite) et de l'amphibole.

Des affleurements de très bonne qualité et parfois de grande dimension sont visibles près de la Méaugon, le long des rives de la retenue hydraulique (voir également plus au Nord, arrêt 6), et dans Saint-Brieuc, sur les rives du Gouët et du Gouédic. Ailleurs, la roche est plus ou moins altérée à l'affleurement jusqu'à être très fortement arénisée.

L'Intrusion de Saint-Brieuc forme un arc accolé à la Formation de Ploufragan, au Nord de celle-ci. Elle recoupe par ailleurs différentes formations cadomiennes de l'Unité de Saint-Brieuc. La zone de contact avec les Granitoïdes et migmatites de Ploufragan est marquée par une alternance à différentes échelles des faciès de chaque formation traduisant la relation intime de ces deux formations contemporaines. D'après E. Hallot (1993), la composition de l'intrusion évolue schématiquement dans l'espace depuis des termes de diorite quartzifère le long de la bordure externe (ou convexe) de l'intrusion en arc jusqu'à un pôle granodioritique situé dans la zone

interne en passant par des tonalites dans la bande centrale de l'intrusion. Toujours d'après le même auteur, les faciès les plus acides, granodioritiques, se caractérisent par la présence systématique d'enclaves surmicacées (essentiellement biotite et muscovite) centimétriques à décimétriques parfois associées à des nodules de quartz, ce qui permet de les rapprocher du faciès principal de la Formation de Ploufragan. Le pyroxène est parfois visible en lame mince dans les termes les plus basiques ; le feldspath potassique a été observé en petite quantité dans une lame mince (Hallot, 1993).

Géochimie. L'Intrusion de Saint-Brieuc a été étudiée par E. Hallot (1993), qui en fournit 22 analyses (annexe 2, tabl. 5), dont il propose une description sommaire. Il note une variabilité de la composition modale depuis des diorites quartziques jusqu'à des tonalites et des granodiorites. Les roches montrent une évolution plus ou moins continue de la teneur en SiO_2 (53,8-66,41 %), qui s'accompagne d'une augmentation de la teneur en K_2O et d'une décroissance des teneurs en TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 et CaO . Dans le diagramme P-Q (fig. 19), l'Intrusion de Saint-Brieuc se dispose au voisinage d'un segment qui s'enracine sur la diorite quartzifère et évolue à égale distance des couples monzodiorite quartzifère/tonalite et monzonite quartzifère/granodiorite. Cette disposition témoigne du caractère nettement potassique de cette suite plutonique. L'augmentation de la teneur en silice s'accompagne d'une augmentation de « l'aluminosité » (paramètre A/CNK), avec apparition de termes fortement peralumineux ($\text{A/CNK} > 1,1$) parmi les roches les plus acides (annexe 2, tabl. 5). Cette évolution est conforme à une contamination progressive de la diorite quartzifère par un constituant acide peralumineux, que suggèrent différentes observations pétrographiques (Hallot, 1993) : 1) - présence d'enclaves surmicacées dans les termes acides ; 2) - association géologique et injection contemporaine de la Diorite de Saint-Brieuc et du granite fortement peralumineux de Ploufragan.

Si on ne considère que les termes les plus basiques ($\text{SiO}_2 < 57\%$), certains traits géochimiques de l'Intrusion de Saint-Brieuc apparaissent beaucoup plus proches des séries « anorogéniques » que des séries « orogéniques ». En particulier, la gamme de teneurs en TiO_2 (= 1,38-2,78 %) se place clairement à l'écart de ce qui est observé dans les laves d'arcs volcaniques ($\text{TiO}_2 < 1,3\%$) (Miyashiro, 1974 ; Bébien, 1980), de même, les teneurs en Nb (= 9-15 ppm) sont nettement plus élevées que dans les basaltes et andésites orogéniques ($\text{Nb} < 5$ ppm) (Gill, 1981). Enfin, on notera que les roches présentent des rapports Y/Nb qui, en valeurs normées aux chondrites (soit $[\text{Y/Nb}]_N$) (annexe 2, tabl. 5), sont toujours nettement inférieures à 1, ce qui exclut toute participation d'un manteau « appauvri » dans la genèse des magmas.

1 – Microgranite hypersiliceux à deux micas. À l'WNW de Saint-Brieuc, un faciès particulier constitue une lentille pluri-hectométrique au sein de l'intrusion (grano)dioritique. De teinte très claire, principalement quartzo-

feldspathique (micas blancs visibles à l'œil nu), cette roche présente un aspect macroscopique de leptynite massive que semble contredire l'observation microscopique. L'étude en lame mince montre en effet une texture très particulière de type microgrenu xénomorphe (sub-aplitique), légèrement hétérogranulaire : localement à cristaux millimétriques de feldspath potassique dans un fond plus fin à deux feldspaths et tendant vers une texture en « mosaïque ». Le quartz est très abondant sous forme de mono-cristaux globuleux parfois jointifs, variable en taille et en quantité selon les rubans. La biotite (en partie chloritisée) et la muscovite se présentent en grandes lamelles interstitielles à pœcilitiques, obliques sur le rubanement. Parmi les minéraux accessoires, on distingue de beaux cristaux de zircon, de l'épidote en particulier associée à de la magnétite : celle-ci est à la fois en cristaux épars et en groupe de cristaux alignés dans le plan de rubanement.

La texture de cette roche, assez proche de celle d'une cornéenne, présente tout de même une hétérogranularité qui semble bien magmatique (différences entre les deux feldspaths) ; de plus, la variabilité de distribution et l'abondance du quartz évoquent une sorte de silicification d'un faciès granitique évoquant ainsi un faciès de bordure hypersiliceux. Il pourrait donc s'agir d'un faciès de bordure de l'Intrusion (grano)dioritique de Saint-Brieuc.

UNITÉ DE SAINT-MALO

bL. Formation de Lamballe : grès et pélites, tufs interstratifiés, phtanites (Briovérien). Ces terrains d'origine principalement sédimentaire occupent une superficie relativement importante dans le Sud et le Sud-Est de la carte. Il s'agit de sédiments détritiques terrigènes (gréso-pélimitiques) (arrêt 12) au sein desquels sont intercalées des roches volcaniques (tufs) ainsi que des roches hypersiliceuses plus ou moins riches en matière organique (cherts carbonés) communément appelées « phtanites » dans l'ensemble du Massif armoricain (Dabard, 1997). Les horizons principaux de phtanites ont pu être cartographiés sur la feuille Saint-Brieuc à partir d'une succession d'affleurements et à l'aide de la géomorphologie : ces horizons, tout au moins les plus larges (puissance pluri-métrique) se marquent généralement dans la topographie par une zone en relief (arrêt 13). De nombreux blocs ou « pierres volantes » sont présents à proximité de ces horizons ou parfois sur des distances importantes (colluvionnement).

Les intercalations de tufs, de puissance métrique à pluri-métrique, ont été observées ponctuellement et n'ont pu être cartographiées. Elles sont distinguées des volcanites andésitiques à basaltiques de la Série de Château-Serein, individualisées cartographiquement et décrites séparément. Ces tufs se caractérisent par la présence de clastes volcaniques clairs, anguleux, millimétriques, répartis dans une matrice sombre grise à noire.

La Formation de Lamballe est recoupée par le Granite de Quessoy–Lamballe, par la formation intrusive de Ploufragan, par le granite varisque de Quintin et par plusieurs filons d'aplite. Aucune donnée radiométrique directe n'a pu être obtenue pour dater la Formation de Lamballe (essai Rb/Sr infructueux par M.-P. Dabard).

Les sédiments terrigènes sont constitués de strates silto-argileuses noires ou grises à beiges dans lesquelles s'intercalent des bancs gréseux clairs. Dans le Sud-Est de la carte, de part et d'autre du Granite de Quessoy–Lamballe, des petits micas tapissent les plans de schistosité des métasédiments qui prennent l'allure de micaschistes fins. Autour des intrusions de Ploufragan–Saint-Brieuc et de Quintin, des cristallisations statiques de biotite et de muscovite marquent l'influence thermique de ces intrusions (auréoles de métamorphisme de contact représentées sur la carte).

Le *phtanite* est une roche clairement reconnaissable sur le terrain : dure et très résistante à l'érosion, à grain fin et à cassure conchoïdale, de teinte noire à grise (avec parfois des zones décolorées) et parcourue par de nombreuses veines de quartz d'échelle millimétrique à centimétrique (arrêt 13). D'après M.-P. Dabard (1997), les phtanites constituent généralement des ensembles d'épaisseur très variable (20 cm à quelques mètres) interstratifiés dans des grès ou plus fréquemment dans des siltites et des argilites noires ou rubanées. Les contacts apparaissent nets sans zone de transition (sauf exception). Deux types macroscopiques de phtanites sont distingués par M.-P. Dabard (1997) : le type dit « massif » est le plus fréquent et se présente sous forme de couches homogènes. Le type dit « laminé » n'a été que rarement observé. Il montre une certaine hétérogénéité qui s'exprime par des alternances de lits noirs et de lits gris laminés. Des distinctions plus fines au sein de ces macrofaciès sont également proposées par M.-P. Dabard (1997) en fonction notamment de l'épaisseur (centimétrique à pluri-décimétrique) des strates pour le type « massif » ou de la géométrie des lamines (planes ou ondulées) pour le type « laminé ».

Pétrographie. Les grès de la Formation de Lamballe montre une matrice bien développée. D'après M.-P. Dabard (1997), elle constitue 17 à 37 % de la roche (sous réserve d'une surestimation probable) ce qui permet de considérer ces derniers comme des wackes. Parmi les éléments figurés des grès et siltites, le quartz monocristallin est le plus représenté. Il est accompagné notamment de feldspath (plagioclase principalement) et de quartz polycristallin. Les micas détritiques sont peu abondants. La matrice est formée par un assemblage de quartz, de chlorite et de phyllosilicates incolores. De la biotite et du mica blanc d'origine métamorphique sont présents dans certains secteurs (cf. plus loin).

Les sédiments fins pélitiques (siltites) sont formés par un mélange de quartz monocristallin, de feldspath potassique, de plagioclase, de phyllites (dont néobiotite), de grains de quartz polycristallin et de fragments volcaniques à texture felsitique (Dabard, 1997).

Deux échantillons de tufs de la carte Saint-Brieuc ont été étudiés en détail au microscope : ils comprennent des cristaux et des fragments lithiques (lapilli) préservés dans une matrice relativement homogène. Leur composition est rhyo-dacitique. Les clastes cristallins, souvent anguleux, sont composés de quartz, fréquent, de feldspath (plagioclase prédominant) et d'oxydes altérés. Parmi les lapillis, certains sont vitreux ou cinéritiques et plus ou moins potassiques (verre rhyolitique) mais la plupart semble microlithiques voire granophyriques et de composition rhyolitique ou dacitique. La matrice microcristalline semble cinéritique au moins pour un échantillon.

D'après M.-P. Dabard (1997), les phtanites sont constitués principalement de silice ($\text{SiO}_2 > 93\%$) essentiellement sous forme de quartz microcristallin, le mégaquartz (notamment dans les fractures) et la calcédonite étant subordonnés, d'un pigment organique plus ou moins mature et de pyrite. La matière organique joue un rôle très important, elle est pratiquement toujours présente et elle influence la cristallisation du quartz en la restreignant. Cependant son abondance ne doit pas être surestimée par rapport aux faciès terrigènes encaissants, les dosages effectués dans les faciès « riches » fournissant des teneurs inférieures à 1 %. La fraction terrigène des phtanites est principalement représentée par de très rares phyllites et grains de rutile.

Métamorphisme. Exception faite des phtanites, les différentes lithologies de la Formation de Lamballe présentent fréquemment sur la carte Saint-Brieuc des cristallisations de néo-biotites et/ou micas blancs. Sur leur pourtour immédiat, les intrusions de Ploufragan et de Quintin, sont responsables de la cristallisation non orientée (statique), par métamorphisme de contact, de biotites et de micas blancs relativement gros et associés à une recristallisation du quartz (recuit). Ailleurs sur le territoire de la carte, des petits cristaux de néobiotite sont parfois observés dans les plans de schistosité. La rareté et la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de délimiter précisément la répartition de la biotite synfoliale mais celle-ci est cependant observée sur une large zone autour du Granite de Quessoy-Lamballe notamment au Sud-Est (jusqu'à plusieurs kilomètres de celui-ci) mais semble absente à l'écart de ce dernier notamment à proximité du contact tectonique avec la Formation d'Yffiniac. Les biotites sont associées à des oxydes résiduels et éventuellement à des micas blancs (séricite). Localement, à proximité du granite, une recristallisation affecte l'ensemble de la roche qui présente une texture de micaschiste ou gneiss fin. Le Granite de Quessoy-Lamballe apparaît donc responsable d'un métamorphisme à biotite en contexte synfolial donc syntectonique.

Structures – tectonique. Les couches de la Formation de Lamballe présentent régulièrement un pendage fort à vertical. Ce redressement traduit une déformation plicative importante et généralisée. Une schistosité discrète mais finement pénétrative, sub-parallèle à la stratification est irrégulièrement visible dans les sédiments fins et les tufs. Une forte déformation décrochante (des bandes de cisaillement sont observées) affecte par ailleurs les métasédiments (micaschistes) situés juste au Sud-Est du Granite de Quessoy–Lamballe près de la limite orientale de la carte : ils sont pris avec la bordure méridionale du granite dans une zone décrochante senestre d'échelle régionale.

μθ. Microgabbros (filon de Plédran). Dans la partie centro-méridionale de la carte, à proximité de Plédran, un filon de microgabbro se suit de manière discontinue sur une distance pluri-kilométrique. Il affleure essentiellement au sein de la Formation de Lamballe mais un ensemble de plusieurs blocs pluri-décamétriques (sur un léger relief) a été observé dans le Granite de Quintin, au niveau de la frange bordière de ce dernier et dans l'alignement du filon : le microgabbro, recuit/cornéifié par le granite (cf. plus loin) est en enclave dans ce dernier. La forme cartographique courbée du filon suit la géométrie interne de la Formation de Lamballe comme le montre le tracé des niveaux phanéritiques voisins. Il s'agirait donc d'un sill intercalé dans les métasédiments de la Formation de Lamballe et maintenant verticalisé.

Les meilleurs affleurements se situent à l'ENE de Plédran où le filon ici de puissance pluri-décamétrique engendre un relief assez marqué. La roche est sombre (amphibole prédominante), massive et non foliée, à grain moyen à fin en bordure.

Les faciès du cœur du filon montrent, au microscope, une texture microgrenue relativement grossière (1-3 mm) et une minéralogie à amphibole verte, prédominante, et plagioclase interstitiel auxquels s'ajoutent des cristaux squelettiques d'oxydes ferro-titanés et du quartz accessoire. L'amphibole constitue des prismes individuels et des assemblages polycristallins (pseudomorphose de clinopyroxène ?). Les faciès de bordure montre une texture de trempe plus ou moins porphyrique : le plagioclase se présente sous forme de quelques phénocristaux et de microlites squelettiques dispersés dans une mésostase faite d'amphiboles vertes fibreuses rayonnantes (« en peigne »). Le faciès de microgabbro en enclave dans le Granite de Quintin montre une texture initialement microgrenue estompée par une recristallisation partielle : certains cristaux d'amphibole sont en partie recristallisés alors que le plagioclase l'est entièrement (mosaïque de recuit). Localement apparaît de la néobiotite et deux larges veines sont composées de clinopyroxène associé à du sphène, des sulfures et frangées de larges amphiboles blastiques.

$\alpha\beta$. Andésites et basaltes (Série volcanique de Château-Serein).

En bordure nord de l'Unité de Saint-Malo, des volcanites jalonnent précisément une bonne partie du contact entre les formations d'Yffiniac et de Lamballe. Plus localement, elles affleurent un peu à l'écart de ce contact au sein des métasédiments. Ces roches constituent la « Série de Château-Serein » des auteurs qui par ailleurs, l'intègre au sein de la Formation de Lamballe (Cabanis et *al.*, 1986 ; Chantraine et *al.*, 1988). Les relations de ces volcanites, non datées, avec la Formation de Lamballe ne sont cependant pas très claires : leur mise en place est vraisemblablement subcontemporaine du dépôt des sédiments (hypothèse retenue ici) mais sans doute ne peut-on exclure une mise en place plus tardive, postérieurement au rapprochement tectonique des unités d'Yffiniac et de Saint-Malo, à la faveur de la zone de contact tectonique.

La roche est généralement massive et équante (localement déformée), et de couleur terne (gris verdâtre/kaki...) du fait de l'altération qui masque également en partie la texture volcanique. Des affleurements de meilleure qualité sont localisés plus au Nord-Est au niveau de la Pointe de Château-Serein, sur la carte Saint-Cast. Une morphologie de laves en coussins, décrite au niveau de la Pointe de Château-Serein (Durand et *al.*, 1977) a également été observée localement sur la feuille, le long de la vallée du Gouessant (M. Ballèvre, comm. écrite). Elle témoigne de leur dépôt en milieu aquatique.

L'étude au microscope (de plusieurs lames minces) permet de distinguer des laves à texture microlitique intersertale plus ou moins porphyrique et, plus rarement (?), des faciès volcanoclastiques de tuf ou brèche à lapilli dans une matrice hyaloclastique (?). Les faciès laviques montrent une composition andésitique à basaltique : on distingue essentiellement des micro-lites et quelques phénocristaux de plagioclase auxquels s'ajoutent dans les faciès basaltiques de nombreux prismes de clinopyroxène partiellement altérés. Des produits phylliteux très fins (chlorite et argiles), des prismes de zoïsite et des granules d'opacques altérés (leucoxène) sont observés en position interstitielle.

Une étude géochimique de Cabanis et *al.* (1987) montrent que les volcanites de Château-Serein présentent l'ensemble des caractères de basaltes alcalins.

γ^3Q . Granite de Quessoy-Lamballe. Ce granite constitue un corps allongé d'orientation ENE-WSW, dans le Sud-Est de la carte. Les affleurements, peu fréquents dans la partie orientale du massif, sont plus nombreux et de meilleure qualité à l'Ouest et autour de Quessoy. La roche est grenue, parfois plus ou moins porphyrique et de teinte relativement claire. On distingue les cristaux de feldspath (phénocristaux), de quartz et de mica noir rela-

tivement abondant (biotite). L'essentiel des affleurements montre une texture équante à faiblement orientée sauf au niveau de la bordure méridionale du massif, prise dans une zone de cisaillement, où le granite montre une forte déformation mylonitique : ce faciès cisaillé affleure principalement à proximité de Lamballe au niveau de la limite orientale de la carte. Cette zone de cisaillement, d'importance régionale (cf. schéma structural associé à la carte et fig. 1 et 2), affecte également la Formation de Lamballe voisine (cf. ci-dessus). Elle est associée à une cinématique senestre clairement mise en évidence au Nord-Est de la carte, dans la région de Saint-Cast (Balé et Brun, 1989 ; Strachan et *al.*, 1989). Elle se prolonge également vers le Sud-Ouest, sur la feuille Moncontour, où elle est associée à des écaillages/chevauchements vers le Sud (Chantraine et *al.*, 1979).

D'après l'étude au microscope, la minéralogie est constituée essentiellement d'un assemblage à feldspath potassique, quartz, plagioclase et biotite. Le feldspath potassique, très perthitique, parfois de type microcline, constitue les plus gros cristaux (parfois phénocristaux) de la roche. Le plagioclase, relativement abondant et souvent très maclé, de type oligoclase (An 20-30 environ d'après Chantraine et *al.*, 1979). La biotite, brun-rouge, riche en inclusions de zircon (auréole radioactive) est généralement très fraîche (rarement chloritisée). Du mica blanc primaire est régulièrement associé en petite quantité à la biotite. Enfin, des amas de petits cristaux secondaires de mica blanc jaunâtre, et plus ou moins de biotites pseudomorphosent d'anciens gros cristaux correspondant très vraisemblablement à d'anciennes cordiérites (on reconnaît une organisation en réseau telle qu'observée dans l'altération par « pinitisation » des cordiérites). La minéralogie du Granite de Quessoy-Lamballe ainsi que sa composition chimique (Chantraine et *al.*, 1979) permettent de le définir comme un monzogranite. En dehors des faciès mylonitiques, le quartz présente régulièrement une déformation interne relativement marquée et une recristallisation partielle. Cette recristallisation est quasi-totale près de l'extrémité occidentale du granite, ce qui traduit vraisemblablement l'influence thermique du granite varisque de Quintin.

Au sein des faciès mylonitiques, les feldspaths subsistent sous forme de petits clastes arrondis et plus ou moins fracturés alors que le quartz, entièrement et finement recristallisé constitue des lentilles très allongées ou des rubans séparés par des bandes microphylliteuses composées de séricite dominante et de biotite. Quelques gros cristaux de muscovite sont également individualisés.

PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN

ROCHES SÉDIMENTAIRES

ocg. **Conglomérats ordoviciens.** Dans l'extrême nord-est de la carte, à l'Est de la pointe de Pléneuf (arrêt 14), des conglomérats massifs sont visibles sur une très faible superficie (quelques décamètres carrés), juste au Nord du relief constitué par la microtrondhjémite du Verdelet. Ces conglomérats affleurent sur l'estran, sous forme de rochers de 1 à 3-4 m de hauteur et de teinte générale rouge violacé. Ils sont riches en galets plus ou moins arrondis de toute taille mais fréquemment pluri-centimétriques à pluri-décimétriques (jusqu'à 30 cm, rarement plus). Les plus gros éléments sont constitués de jaspe gris à patine jaune orangé. Parmi les galets de plus petite dimension, on retrouve ces jaspes ainsi que d'autres quartzites et des éléments très altérés, rouges (rubéfiés) difficiles à caractériser. La matrice est rubéfiée.

Ces conglomérats, massifs, montrent cependant une stratification fruste inclinée de 25-30° vers le Nord. Ils reposent sur un substratum très altéré et rubéfié formant des dalles plates entre la falaise et les conglomérats : quelques témoins non altérés permettent de reconnaître la microtrondhjémite de Verdelet.

Cette petite entité conglomératique était déjà représentée sur les différentes éditions des cartes à 1/80 000 de Saint-Brieuc. Elle est rapportée à la base de la couverture paléozoïque grés-conglomératique, largement affleurante plus au Nord-Est dans la région d'Erquy et Fréhel, sur la feuille Saint-Cast (Cogné et *al.*, 1980). À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, des volcanites interstratifiées dans des grès sont datées à 472 ± 5 Ma (Auvray et *al.*, 1980b). L'ensemble de la couverture est rapportée à l'Ordovicien.

ROCHES PLUTONIQUES : LE MASSIF GRANITIQUE DE QUINTIN (291 ± 9 Ma)

Le massif granitique de Quintin constitue une intrusion de très grande taille, allongée suivant une direction E-W. Il affleure sur une longueur de 45 km pour une largeur moyenne de 10-15 km, et concerne également les coupures à 1/50 000 de Guingamp (Égal et *al.*, 1999), Carhaix-Plouguer (Villey et *al.*, 1982), Quintin (Sagon, 1976). Sur la carte Saint-Brieuc, le massif affleure sur une superficie relativement peu étendue dans le Sud-Ouest de la feuille. Il recoupe les formations cadomiennes de Guingamp, Ploufragan et Lamballe dans lesquelles il développe un métamorphisme de contact sur une largeur d'échelle kilométrique. Des enclaves des terrains encaissants (Formation de Lamballe notamment) sont parfois observées, à différentes échelles (cf. enclave de filon de microgabbro cartographiée). Le

granite, ici à l'écart du Cisaillement nord-armoricain présente le plus souvent une texture magmatique peu orientée. On ne distingue généralement pas d'orientation préférentielle à l'échelle de la lame mince. Les meilleurs affleurements se situent principalement au niveau des vallées notamment dans celle, encaissée, du Gouët (cf. zone du « Chaos du Gouët »). Quelques menhirs sont visibles dans les zones de bons affleurements.

Le massif de Quintin a été daté à 291 ± 9 Ma (isochrone Rb/Sr sur roche totale du faciès principal) (Peucat et *al.*, 1979).

Plusieurs types de roches constituent cette intrusion (Beurrier et *al.*, 1979). Nous avons distingué sur la carte Saint-Brieuc :

- des monzogranites qui constituent l'essentiel du massif. Ils comprennent principalement un faciès porphyroïde (distingué par une surcharge) et, localement, un faciès isogranulaire à grain moyen grossier. Le faciès porphyroïde (dénommé « porphyrique ») à amphiboles distingué sur la carte Carhaix-Plouguer (Villey et *al.*, 1982) n'a pas été reconnu sur la coupure de Saint-Brieuc ;
- des granites isogranulaires à grain fin à moyen correspondant à peu près au Granite de Plésidy-Le Leslay distingué par Chauris et *al.* (1990).

Un faciès filonien microgranitique observé en un seul point n'a pu être suivi sur le terrain et n'a pas été représenté sur la carte.

$^{17}\gamma^3$. **Monzogranites porphyroïdes à biotite.** Ce faciès, dominant sur l'ensemble de l'Intrusion de Quintin (cf. carte « Quintin », Sagon, 1976), est largement le plus représenté sur le territoire de la carte Saint-Brieuc (voir arrêts 9 et 11). Il s'agit d'une roche de couleur grise quand elle est « fraîche » mais présentant une teinte beige orangée lorsqu'elle est altérée. Cette roche se caractérise par la présence de nombreux phénocristaux parallépipédiques de feldspaths blancs de taille pluri-centimétrique (généralement entre 2 et 5 cm selon leur plus grande longueur, parfois plus) et régulièrement répartis dans une matrice riche en micas noirs. Cette matrice est généralement isogranulaire (grain moyen à grossier).

Les monzogranites porphyroïdes sont constitués de phénocristaux d'orthose (micro)perthitiques automorphes et d'une matrice composée principalement de plagioclase (sub)automorphe fréquemment zoné (oligoclase...), de quartz xénomorphe en plages polycristallines, de biotite brune (sub)automorphe rarement chloritisée, et, dans une moindre mesure, de feldspath potassique xénomorphe (orthose perthitique ou microcline). La muscovite n'a pas été observée. Le zircon est fréquent à abondant au sein des biotites. L'apatite constitue de petits cristaux qui peuvent être fréquents. Le sphène est parfois présent en cristaux xénomorphes.

Des analyses chimiques du faciès porphyrique à biotite sont présentées par Beurrier et *al.* (1979) et dans la notice de la carte Carhaix–Plouguer (Villey et *al.*, 1982). Elles indiquent un caractère granitique monzonitique très net avec cependant une tendance vers une composition de granite *s.s.*

¹γ³. **Monzogranites isogranulaires à biotite.** Ce faciès affleure sur une faible superficie. Il se présente comme un équivalent sans phénocristaux du granite porphyroïde : les deux faciès coexistent parfois à l'échelle de l'affleurement avec passage continu d'un faciès à l'autre, et des phénocristaux épars sont observés occasionnellement au sein du faciès isogranulaire. Le grain est moyen à grossier. La minéralogie est similaire à celle du faciès porphyroïde : feldspath potassique (micro)perthitique ± microcline, plagioclase zoné, biotite brune à zircons. Sur une lame mince, de l'amphibole de teinte très pâle a été observée. Relativement abondante, elle comprend à plusieurs reprises des reliques de pyroxènes.

²γ³. **Granites à biotite ± muscovite.** Ce faciès isogranulaire affleure en limite occidentale de la carte. Il se distingue des monzogranites à biotite décrits plus haut par la présence de muscovite plus ou moins visible à l'œil nu. Le grain est moyen, parfois fin. La paragenèse comprend principalement du plagioclase zoné en cristaux subautomorphes, du quartz xénomorphe, du feldspath potassique (microcline et perthite) en cristaux xénomorphes à subautomorphes et des micas incluant de la biotite brune (renfermant des zircons) et de la muscovite parfois abondante.

FILONS

αβ. **Dolérites (330 ± 10 Ma).** Les dolérites sont des roches sombres (noires ou vert sombre) à grain fin, isotropes, généralement pas à peu altérées, massives et « dures à la cassure ». Les volantes sont nombreuses près des affleurements. Des blocs pluri-décimétriques arrondis, en boules, sont fréquemment observés.

Cartographiés depuis les travaux de C. Barrois (1896), les dolérites font partie d'un vaste champ filonien hercynien qui s'étend largement à travers le Domaine nord-armoricain (Velde, 1970 ; Lahaye et *al.*, 1995 ; Le Gall, 1999). Dans le secteur de Saint-Malo, ces filons sont datés à 330 ± 10 Ma (âge K/Ar sur roche totale confirmé par des mesures paléomagnétiques ; Perroud et *al.*, 1986). Cet âge carbonifère inférieur est cohérent avec les observations de terrain : on a pu observer localement sur la carte Guingamp un filon doléritique traversé par une apophyse du Granite porphyroïde de Quintin daté à 290 Ma (Égal et *al.*, 1999).

Les filons de dolérite sont rares à absents sur une bonne partie de la carte Saint-Brieuc. Ils affleurent essentiellement dans l'WSW de la feuille où ils

recoupent les formations de Guingamp, Ploufragan et Saint-Brieuc. Il s'agit de dykes verticaux à subverticaux. Aucun sill n'a été observé. Les filons cartographiés ont généralement une puissance de quelques mètres. Mais de nombreux petits filons, trop minces pour être cartographiés, ont également été observés. Dans certains cas, un seul filon a été reporté sur la carte à la place d'un groupe ou faisceau de plusieurs filons peu épais.

La plupart du temps, les filons de dolérites ne sont observés que ponctuellement (affleurements isolés) ou de manière imprécise (« pierres volantes » dispersées dans les champs) et il est alors difficile de connaître l'orientation et l'extension de ces filons d'autant plus que la liaison entre des affleurements espacés est hasardeuse. La direction de certains filons a cependant pu être obtenue localement à partir de l'orientation des épontes ou lorsqu'il a été possible de les suivre sur quelques dizaines voire quelques centaines de mètres. Par ailleurs, des informations géographiques ou topographiques locales (morphologie, alignements ou limites de végétation) renseignent également sur la géométrie des filons. L'ensemble de ces informations indiquent une orientation des filons globalement bien réglée entre N155 et N170 avec quelques variations locales. Nous n'avons que peu extrapolé leur extension à partir des observations ponctuelles. C'est sans doute pourquoi, par rapport aux éditions antérieures (à 1/80 000) de la feuille Saint-Brieuc, ces filons apparaissent généralement nettement plus courts. Il est vraisemblable que les filons, peu épais, s'étendent la plupart du temps sur une distance réduite pour n'atteindre qu'exceptionnellement une longueur kilométrique. Sur la côte ouest de la presqu'île d'Hillion, un filon doléritique subméri dien de puissance pluri-métrique a pu être suivi précisément sur plusieurs hectomètres : il se marque par plusieurs affleurements dans les talus de la côte ainsi que, entre les affleurements, par un alignement sur la grève de nombreux blocs frais pluri-décimétriques à métriques.

Pétrographie. En lame mince, les dolérites présentent une texture parfaitement équate, généralement de type intergranulaire (pyroxènes amphibolitisés et opaques en position interstitielle entre les lattes de plagioclases) à légèrement subophitique (continuité de certaines plages de pyroxènes qui englobent des lattes de plagioclases). Leur paragenèse primaire comprend principalement plagioclase, pyroxène(s) et opaques auxquels s'ajoutent éventuellement la biotite et l'apatite en tant que principal minéral accessoire. Sur les échantillons étudiés de la feuille Saint-Brieuc, l'amphibolitisation des pyroxènes est abondante et souvent complète. L'épidotisation est en revanche assez peu développée. La biotite, absente ou rare, est plus ou moins chloritisée.

Géochimie. Quelques analyses ont été effectuées sur des dolérites échantillonnées dans la carrière de La Croix-Gibat (annexe 2, tabl. 6). D'autres analyses ont été publiées par Égal et *al.* (1996a), sur des dolérites du territoire de la feuille Pontrieux-Étables-sur-Mer (annexe 2, tabl. 6), et par Lahaye et *al.*

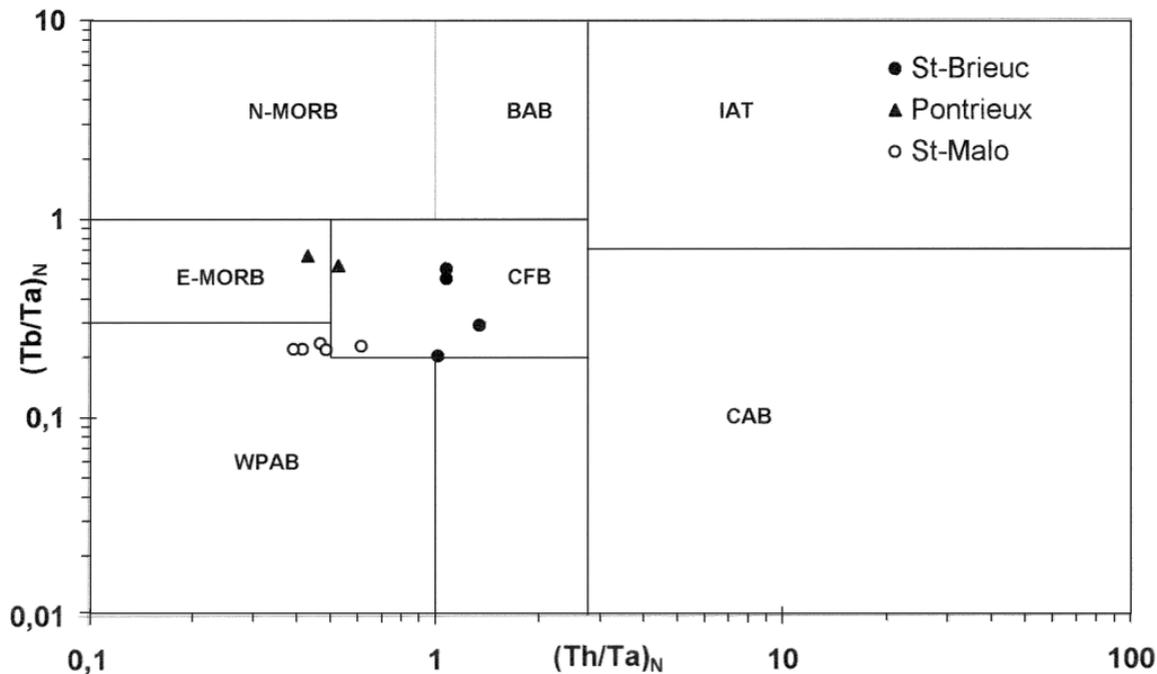


Fig. 20 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et *al.*, 1994) pour les dykes doléritiques sur le territoire des feuilles Saint-Brieuc et Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996) et dans le secteur de Saint-Malo (Lahaye et *al.*, 1995).

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

(1995) sur des dolérites de la région de Saint-Malo. Les dolérites de la carrière de la Croix-Gibat ont des compositions de basaltes assez magnésiens ($MgO = 7,83-10,59 \%$) ; elles sont souvent assez altérées ($PF > 3 \%$). Leurs teneurs en TiO_2 sont modérées ($\sim 1,4-1,5 \%$) et leurs signatures géochimiques se placent dans la gamme des tholéiites continentales (fig. 20). Elles se distinguent des dolérites de la feuille Pontrieux-Étables-sur-Mer, de composition plus proche des basaltes de type E-MORB (fig. 20), et de celles de la région de Saint-Malo, d'affinité alcaline à transitionnelle (fig. 20) (Lahaye et *al.*, 1995).

μγ. Aplites. Les filons d'aplite, bien résistants à l'érosion, présentent une patine beige-jaune mais sont généralement de couleur blanche à la cassure (roche hololeucocrate). Localement la roche prend une teinte rosée. Quelques phénocristaux millimétriques (max. 2 mm) de quartz et de feldspath sont dispersés dans la matrice très fine. Ils ne sont jamais abondants.

Ces filons ont été essentiellement observés dans la partie centrale et centro-méridionale de la carte où ils recoupent principalement la Formation de Lamballe et le Granite de Quessoy-Lamballe. Ils sont orientés suivant une direction subéquatoriale et montrent une puissance pluri-métrique à décimétrique (?). Des filons plus étroits non cartographiables ont été régulièrement observés à l'affleurement.

Ces filons, post-cadomiens, ne sont pas datés mais ils n'ont pas été observés au sein du Granite de Quintin et semblent donc antérieurs à ce dernier (daté à ~ 290 Ma). Ils se distinguent ainsi d'autres filons aplitiques cartographiés plus au Sud (carte Moncontour) au sein du massif de Quintin (Chantraine et *al.*, 1979).

En lame mince, la roche présente une texture porphyroïde et granophyrique (sphérolitique et microlitique). Les phénocristaux sont faits principalement de quartz à facture rhyolitique (golfs de corrosion) et de quelques feldspaths plus ou moins altérés (oligoclase et feldspath potassique). La mésostase est constituée de microlites de feldspath (plagioclase à altération brunâtre) dans un fond sphérolitique feldspathique à quartz et mica blanc interstitiels et en remplissage de petites bulles. Quelques biotites brun-vert sont observées localement.

Q. Quartz. Plusieurs filons de quartz blanc sont cartographiés sur la feuille Saint-Brieuc. La majorité se localise dans le Sud-Ouest où les filons, d'orientation WNW à ESE, recoupent l'Intrusion de Ploufragan et le Granite de Quintin sur des longueurs d'ordre pluri-décamétrique à kilométrique. Un de ces filons, situé juste au Nord de Saint-Julien, présente un faciès quartzeux bréchiq ue décrit séparément (cf. ci-dessous). Au niveau de la route à 4 voies (D700) qui relie Saint-Brieuc à Loudéac, trois de ces filons se succèdent sui-

vant une géométrie « en échelon » et correspondent typiquement à des fentes de tension associées à un décrochement dextre.

Qbr. Quartz bréchiq ue de Saint-Julien. Parmi les filons quartzeux cartographiés sur la feuille Saint-Brieuc, celui localisé juste au Nord du bourg de Saint-Julien se distingue par sa morphologie et par son caractère bréchiq ue. Des affleurements massifs et en relief, pluri-métriques à décamétriques sont observés à plusieurs reprises (arrêt 10). La patine de la roche est beige rosé. Le filon est cartographié sur une longueur kilométrique. Sa puissance est probablement de un à quelques décamètres. On observe au moins sur certains affleurements, des éléments anguleux variés, millimétriques à pluri-millimétriques, dans une matrice siliceuse. Le quartz est prédominant parmi les éléments remaniés, sous forme de clastes monocristallins anguleux ou de fragments cherteux et quartzitiques. D'autres éléments semblent provenir de roches encaissantes, elles-mêmes à quartz cristallin et totalement silicifiées. Quelques lamelles de muscovite sont préservées. Le caractère bréchiq ue de ce filon permet de le rattacher à un grand accident siliceux qui se suit de manière discontinue à l'échelle régionale sur environ 35 km et suivant une orientation à peu près E-W : « l' Accident de Moustéru–Saint-Julien » défini par L. Chauris (1970) et décrit plus en détails dans la notice de la feuille Guingamp (Égal et *al.*, 1999).

FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

Introduction

Le terme de « formations superficielles » désigne un ensemble de formations de natures et d'origines très différentes. Ces formations sont regroupées en fonction des processus qui les ont formées plutôt qu'en fonction de leur âge, généralement largement méconnu ou très incertain (formations azoïques pour la plupart). On distingue ainsi cinq ensembles :

- *les formations résiduelles*, regroupant les altérites et les cuirasses sommitales ;
- *les dépôts de versants* sont constitués par des éléments qui ont subi un transport, généralement de faible amplitude, et qui sont temporairement immobilisés sur des glacis à pente variable (mais souvent faible), le long des vallées du réseau hydrographique actuel ou dans les dépressions à la naissance des cours d'eau permanents ou intermittents ;
- *les dépôts fluviaux et lacustres* correspondent aux sédiments déposés par les rivières (alluvions) ainsi que les sédiments fins présents dans le fond des vallées des drains secondaires du réseau hydrographique actuel (colluvions de fond de vallon) mais aussi des sédiments fluvio-deltaïques plus anciens ;

– *les dépôts fluvio-marins et marins* sont des sédiments dont l'origine est mixte (terrigène et marine) ou strictement marine. Les plus anciens s'échelonnent en altitude le long du littoral et plus loin à l'intérieur des terres. Sur les estrans, il s'agit surtout de sables fins, parfois vaseux avec de rares formations de galets ;

– *les dépôts éoliens* sont représentés principalement par des loëss qui proviennent de la remobilisation et l'accumulation par les vents de fines particules (silts) sous des climats secs et froids.

NB : Un tableau chronologique simplifié de la fin du Tertiaire et du Quaternaire est fourni en annexe 3 de cette notice.

Formations résiduelles

Altérites

Les formations d'altération dérivent, par modifications *in situ* des propriétés physiques et chimiques, de roches mères (méta)sédimentaires ou plutoniques sous l'action principale des eaux météoriques. Localement, on peut être amené à différencier géochimiquement des altérations issues de l'action et la circulation de fluides de moyenne ou haute température d'origine endogène (i.e. profonde). Si dans les processus supergènes (qui se déroulent en surface) les climats chauds et humides du Tertiaire (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Ollivier-Pierre, 1980) ont pu être d'excellents catalyseurs des transformations physico-chimiques, engendrant, sur tout le Massif armoricain, de véritables profils latéritiques à kaolinite, parfois épais (40 m en moyenne dans la région de Scaër dans le Finistère Sud, 20 à 30 m dans les zones effondrées à l'Ouest de Rennes), on pense maintenant (Wyns, 1991, 1996 ; Quesnel, 1996 ; Thomas, 1999) que la position altimétrique de la surface continentale par rapport au niveau marin relatif et, à une échelle régionale, l'absence de pentes fortes (Wyns et Guillocheau, 1999), ont pu conditionner très largement le développement ou la destruction des profils d'altération, peut-être même sous des climats dits « hydrolysants ». Des lambeaux de surface continentale subsistent très localement sur la feuille Saint-Brieuc et peuvent être repérés par des formations silicifiées, d'origine pédologique, en dalles ou le plus souvent en blocs épars sur des points hauts ou encore au-dessus de kaolins exploités dans la région de Quessoy. L'apparition de ces formations marque l'arrêt du fonctionnement du profil d'altération, consécutivement à des changements climatiques et/ou une variation de l'altitude moyenne de la surface continentale. Elles sont donc les témoins d'une histoire postérieure à la latérisation et peuvent constituer un repère stratigraphique dans les séries azoïques (Thiry, 1999). À côté de ces transformations supergènes, vraisemblablement tertiaires (anté-Éocène supérieur, âge communément admis pour les silcrètes armoricaines), il est proba-

ble que d'autres périodes d'altération aient pu intervenir, postérieurement au Tertiaire, éventuellement sous les climats tempérés du Plio-Quaternaire (Estéoule-Choux, 1967, 1968). Ces altérations dites « ménagées » (Estéoule-Choux, 1967) ont conduit à la formation de roches meubles caractérisées principalement (car récentes) par la très faible représentativité de la kaolinite. Il n'est pas nécessaire ici de distinguer altérations « ménagées » de celles marquant la base d'un profil d'altération « classique » (ce qui ne peut se faire au demeurant que sur la minéralogie des argiles) ; il s'agit en réalité du même phénomène, la cinétique de l'altération récente étant sans doute réduite par rapport à celle de l'altération tertiaire.

Schématiquement, sur le Massif armoricain, un profil d'altération complet se décrit comme la superposition de trois ensembles à passages verticaux graduels. De la base au sommet on distingue ainsi (1) le domaine fissuré, (2) les isaltérites et (3) les allotérites. Faisant partie de ce profil mais très rarement conservées, on peut associer les formations cuirassées sommitales (ferricrètes). Sur la feuille Saint-Brieuc, quelques rares reliques de cuirasses ferrugineuses ont pu être mises en évidence.

NB : Les altérites sont représentées sur la carte par une teinte atténuée de la formation d'origine et indiquées par un \mathcal{A} , suivi de la notation de la formation d'origine. Il s'agit essentiellement d'isaltérites.

Zone fissurée

Au-dessus de la roche-mère, s'individualise le domaine fissuré. Son épaisseur est variable : moins d'une dizaine de mètres localement sur le Granite de Quintin par exemple, à plus de 50 m sur ce même granite. Sur tout type de lithologie, le domaine fissuré est caractérisé par une fracturation importante qui décroît en profondeur et qui provient de l'éclatement de la roche sous l'effet des contraintes produites par les changements de phases des minéraux (hydratation des ferro-magnésiens avec augmentation de volume, oxydation des sulfures...). Cette zone fissurée, particulièrement bien mise en évidence dans les domaines à roches plutoniques grenues (cette fissuration est horizontale et donc facile à voir dans les roches isotropes ou semi-isotropes) telles que le Granite de Quintin, le Leucogranite de Lamballe, les Migmatites de Guingamp ou encore le Granitoïde de Ploufragan, est beaucoup plus difficile à caractériser dans les domaines métasédimentaires (Briovérien), notamment en raison de la fragmentation importante de la zone généralement observable (moins de 10 m le plus souvent, absence de carrières...). Pour des raisons d'homogénéité sur l'ensemble de la feuille, et surtout pour les raisons évoquées en introduction (recouvrement important), cette zone fissurée n'a pas été reportée en tant que telle. Sur les domaines granito-migmatitiques, lorsque l'affleurement présentait une fracturation intense et une lithologie proche des altérites (on

dit alors « arène feuilletée »), il a été classé parmi les isaltérites ; lorsque la fracturation apparaissait moins développée (ou en tous cas moins perceptible) et la roche beaucoup plus résistante, il a été classé avec la roche saine.

Isaltérites

Les isaltérites sont des roches meubles où la texture originelle de la roche et les relations spatiales entre les minéraux sont préservées. En théorie, lors de l'altération, les minéraux sont remplacés par des minéraux secondaires ou par des pores qui possèdent la forme du minéral primaire remplacé. Les relations spatiales entre minéraux préexistants et le volume de la roche sont maintenues. Il s'avère cependant que dans le détail, la conservation du volume d'origine n'est pas toujours respectée. L'apparition de néosilicates tels que ceux du groupe des montmorillonites ou de celui des vermiculites introduit des perturbations dans l'assemblage minéralogique puisque ces minéraux « gonflent » ou se « contractent » en fonction du degré d'hydratation du profil. Nous décrivons ici quelques altérations typiques observables sur la feuille Saint-Brieuc ; de par la multitude de formations géologiques, toutes ne seront pas abordées ici. En règle générale, les filons doléritiques et aplitiques ou pegmatitiques sont moins altérés que leur encaissant ; c'est une des façons, lors des levés, de les mettre clairement en évidence.

• **Le Granite de Quintin s.l.** présente des arénisations en sables grossiers, localement plus argileux au sommet. Il est clair que des différences apparaissent, notamment dans la granulométrie des arènes, en fonction du faciès considéré (porphyroïde, isogranulaire à grain fin...). Des analyses, effectuées lors du levé de la feuille Guingamp (Égal et *al.*, 1999) montrent que ces arènes sont caractérisées entre autres par la présence d'interstratifiés irréguliers de type chlorite-vermiculite avec peu de vermiculite et par une faible quantité d'illite et de kaolinite désordonnée. Ces arènes se répartissent principalement sur les hauts topographiques (ici entre 170 et 185 m environ) et ont été très largement érodées sur les flancs des vallées du Gouët et de la Maudouve. Les épaisseurs d'altérites sont très hétérogènes et varient brusquement. Des sondages récents (décembre 2001) réalisés dans le cadre d'une étude sur le bassin versant de la Maudouve (affluent occidental du Gouët–projet SILURES Bassins Versants) ont montré que les épaisseurs dépassaient rarement 5 à 6 m et très localement 12 à 13 m d'après quelques sondages. Les pointements rocheux (zone fissurée) au sein des ensembles altérés sont fréquents (« monadnocks » des géographes), ils constituent les zones hautes du Granite de Quintin, jusqu'à 210 m à l'Ouest de Saint-Quilhouet. À l'échelle de la carte et non plus de l'affleurement, la base des altérites se situe approximativement à une altitude moyenne de 170 m. Dans le secteur couvert par la feuille Saint-Brieuc, les altérations typiques en boules, décrites pour ce même granite sur la feuille voisine de Guingamp n'ont pas été mises en évidence.

• **Les Migmatites de Guingamp** transformées en un sable à grain moyen, localement argileux, ne présentent pas des épaisseurs d'altérites importantes. Ceci tient du fait que, sur la feuille Saint-Brieuc, les migmatites n'affleurent que de part et d'autre du Gouët et les altérites ont largement été découpées. Des sondages récents (décembre 2001), effectués entre Saint-Donan et Plaine-Haute montrent couramment des épaisseurs de l'ordre de 3 à 4 m, souvent moins. Les arènes sont présentes à plusieurs altitudes : un niveau bien caractérisé aux alentours de 190-200 m au Nord de Saint-Donan et au Nord de Plaine-Haute (base moyenne du profil d'altération entre 185 et 195 m) et un niveau vers 150-160 m au Sud de Saint-Donan (base moyenne du profil d'altération situé alors vers 145-155 m) ; les deux niveaux étant localement en continuité (« glaciaire » incliné) sans que le caractère allochtone (i.e. soliflué) des formations d'altérations n'ait pu, excepté en de rares endroits (vallées), être mis en évidence.

• **L'Intrusion de Ploufragan** présente vraisemblablement les épaisseurs d'altération les plus importantes observées sur la feuille Saint-Brieuc. Les roches qui composent cet ensemble s'altèrent en une arène sablo-argileuse sombre, fine à moyennement grossière à la base évoluant au sommet vers des niveaux franchement argileux, de couleur ocre clair à blanchâtre. Les altérites se répartissent selon deux domaines bien définis :

– à l'Ouest du Gouët, comme cela est observé pour les Migmatites de Guingamp et confirmé par des sondages récents (projet SILURE, Décembre 2001), les épaisseurs ne dépassent que rarement 5 à 6 m dans le Sud du secteur (Nord de Saint-Donan) et peuvent avoisiner 10 m plus au Nord, au niveau des contacts avec les Gabbros de Squiffiec et l'Intrusion de Saint-Brieuc. Les Gabbros de Squiffiec, occupant une faible superficie sur la feuille Saint-Brieuc sont rarement visibles à l'affleurement. Ils sont, pour une plus grande partie, transformés en une arène grossière (consolidée) de couleur ocre orangé. Les termes les plus altérés se reconnaissent par des sables jaunâtres, localement argileux, où les amphiboles sont encore reconnaissables. Dans ce secteur, la base du profil d'altération peut-être située entre 140 m et 150 m, ce qui correspond globalement à l'altitude moyenne de la base du niveau le plus bas sur les Migmatites de Guingamp.

– à l'Est du Gouët, un deuxième ensemble est bien individualisé, centré globalement sur Ploufragan. Cet ensemble, correspondant morphologiquement à un plateau légèrement incliné vers le Nord (i.e vers Saint-Brieuc), montre localement (D700) des épaisseurs d'altération dépassant la quinzaine de mètres (sans doute même jusqu'à 20 ou 25 m localement, au Sud de Ploufragan). Malheureusement, les affleurements de bonne qualité sont très rares et les sondages répertoriés dans la Banque de données du sous-sol (BSS) sont le plus souvent inexploitable. La limite nord de la zone altérée est difficile à circonscrire. Le développement et l'aménagement urbain et industriel de Ploufragan et de Saint-Brieuc empêchent toute observation

réellement fiable. La limite a été fixée vers 105-110 m par extrapolation des observations faites dans les secteurs de Trégueux et de Langeux à l'Est, de Saint-Hervé, Les Villages et la Ville Héllio à l'Ouest. À l'échelle de la portion de terrain comprise entre l'Ouest du Gouët et l'Est de l'Urne, il semble donc que l'altitude de la base du profil d'altération décroisse régulièrement de 130-140 m au Sud de Ploufragan vers 105-110 m au Sud de Saint-Brieuc.

- ***Le Granite de Quessoy-Lamballe*** est altéré sur la partie est de la feuille en arènes sableuses grossières, de couleur ocre clair le plus souvent. Les épaisseurs, si l'on excepte la zone particulière des kaolins de Quessoy sont moindres que celles observées sur les formations plus à l'Ouest (et notamment granitoïde de Ploufragan). Elles s'échelonnent entre 1 et 4 m environ. À l'échelle du granite, la base des arènes peut donc être sommairement fixée entre 60 et 65 m soit une quarantaine de mètres plus bas que l'altitude de la base du profil d'altération sur le granitoïde de Ploufragan. On peut noter aussi que c'est dans ce secteur, parmi les plus bas de la carte si l'on excepte l'anse d'Yffiniac et les bordures maritimes, que l'on rencontre les formations silicifiées (cf. Infra).

- ***L'Intrusion de Saint-Brieuc*** : comme les granitoïdes et les migmatites de l'Intrusion de Ploufragan, les granodiorites, diorites et tonalites de l'Intrusion de Saint-Brieuc peuvent être localement très altérées, mais l'observation des faciès d'altération se réduit principalement au secteur situé entre le Gouët et l'agglomération de Saint-Brieuc. Ailleurs, les altérites ont été largement décapées, notamment au niveau de la vallée du Gouët et du port du Légué. Les altérites peuvent se répartir en deux groupes : les unes sont des arènes sableuses fines, généralement sombres et sont observées principalement au niveau du contact avec l'Intrusion de Ploufragan, à l'Est du Gouët, ainsi que le long des routes qui remontent de la vallée du Gouët vers Saint-Brieuc. L'épaisseur de ces altérites est difficilement appréciable dans ces endroits, d'autant qu'une partie d'entre elles, notamment au Nord du lieu-dit Les Villages pourrait être solifluée. Une épaisseur moyenne comprise entre 5 et 10 m semble raisonnable ce qui permet de proposer une altitude moyenne de la base du profil d'altération autour de 100-105 m dans ce secteur. Les autres sont beaucoup plus grenues, plus claires aussi généralement. Elles s'observent dans de bonnes conditions à l'Ouest de Maugeon où l'épaisseur peut avoisiner une dizaine de mètres (altitude de la base du profil d'altération vers 120-110 m).

- ***L'Intrusion de Coëtmieux-Fort La latte*** ne présente généralement pas des épaisseurs d'altération importante. Les ensembles situés sur Coëtmieux et au Nord d'Andel présentent des épaisseurs comprises entre 1 et 3 m au maximum (altitude de base du profil d'altération aux alentours de 75 m). Il s'agit, pour la majeure partie des affleurements, d'arènes sableuses fines à grossières.

res (Coëtmieux) montrant localement un fort pourcentage d'argiles ocre à gris foncé (Nord d'Andel). Les quelques intrusions granitiques présentent des arènes de couleur claire à blanchâtre formées de sables grossiers et d'épaisseurs voisines de celles observées pour les autres faciès. Au Sud-Est de Saint-Alban, mal représentée sur cette feuille mais très développée sur la feuille Saint-Cast (Cogné et *al.*, 1980), une altération en arènes sableuses grossières est exploitée dans une carrière importante. Le front de taille montre des épaisseurs d'arènes pouvant dépasser une vingtaine de mètres, sans que la base (zone fissurée) ne soit visible. Cette altération bien développée (ou bien préservée) ne se limite pas aux roches dioritiques de l'IFCL mais semble bien englober les lambeaux sud (la Croix Boulard) du Granite de Planguenoual (altitude de la base du profil d'altération inférieure à 75 m).

• **Les diorites et les tonalites de la Formation de Morieux** sont globalement altérées dans leur ensemble, excepté sur la presqu'île d'Hillion où en règle générale et quelle que soit la formation considérée, les altérites sont rares. Le caractère « plan » de la région comprise entre Morieux et Saint-Alban empêche l'observation de bons affleurements, d'autant que le recouvrement par les formations lœssiques est important. Localement, au Nord de l'Hôpital, une coupe de talus montre des argiles grises surmontant des arènes sombres et relativement fines. L'épaisseur à l'affleurement est faible, de l'ordre de 2 à 2,5 m, mais l'épaisseur réelle des altérites pourrait localement avoisiner 5 à 8 m dans ce même secteur, comme l'interprétation de sondages anciens (BSS) pourrait le laisser supposer. Dans ce cas, l'altitude de la base du profil d'altération, à l'échelle de la Formation, pourrait se situer vers 70 à 75 m (identique à ce qui est observé pour l'IFCL).

• **Les métagabbros de l'Unité d'Yffiniac-Belle-Isle-en-Terre** présentent, dans les secteurs de Langueux et de Tréguex une arénisation en sables grossiers, de couleur généralement sombre évoluant vers des couleurs ocre (N12 au niveau de Langueux). Les épaisseurs observées sont de l'ordre de 5 m avec des maxima aux alentours de 8 m dans le secteur de Tréguex (altitude de la base du profil d'altération vers 105-110 m). Plus à l'Est, les altérites sont localement présentes, peu épaisses et n'occupent pas des superficies importantes ; ceci étant la conséquence de leur décapage par l'Urne, tout le long de sa vallée, mais aussi des abrasions marines au niveau de l'anse d'Yffiniac. À l'Est de l'anse d'Yffiniac, dans le secteur Saint-René-La Gare d'Yffiniac, les altérites sont de nouveau bien représentées dans une zone très basse (entre 40 et 50 m).

• **Les amphibolites et leptynites de la Formation de Lanvallon** présentent des altérites généralement peu épaisses, de l'ordre de 2 à 5 m avec amincissement progressif des épaisseurs vers le Nord (qui se poursuit d'ailleurs sur les roches sédimentaires du Bassin de Binic). Il s'agit principalement d'arènes fines à moyennement grenues, de couleur sombre. Leur sommet

montre localement des proportions en argiles plus importantes, les isaltérites se présentant alors comme un sable argileux gris à ocre. Dans toute la zone située entre Pordic et Plérin, l'altitude de la base du profil d'altération décroît de 110 à 100 m.

• **Les métasédiments du Bassin de Binic.** Au Nord de Saint-Brieuc, les altérites sont de moins en moins représentées et leur épaisseur est généralement faible, de l'ordre de 2 à 3 m au maximum. Les roches du Bassin de Binic sont altérées en des argiles ocre à grises (Ouest de Pordic), en argiles plutôt blanchâtres (au Sud de Binic) et en argiles ocre où se distinguent encore par endroits (au Nord de Trégomeur) les intercalations de sables fins provenant de l'altération de niveaux gréseux. La diminution de l'épaisseur et de l'extension des altérites qui s'amorce sur les feuilles Saint-Brieuc et Guingamp est encore plus nettement marquée sur la feuille Pontrieux-Étables-sur-Mer. Encore plus au Nord et au Nord-Ouest, le Trégor est dépourvu d'altérites mais aussi de formations tertiaires.

• **Les schistes, grès et phanites de la Formation de Lamballe** occupent tout le secteur sud-est de la feuille. Le domaine peut être divisé en deux ensembles séparés par le Leucogranite de Lamballe. Dans le secteur sud (région de Maroué), les formations briovériennes sont généralement intensément altérées mais l'observation du recouvrement est largement conditionnée par l'absence de formations lœssiques. Les affleurements y sont donc de qualité médiocre, souvent de dimension réduite. Les formations d'altérations se présentent le plus souvent comme des argiles blanches à ocre au sein desquelles sont encore discernables quelques lithons de roches sédimentaires (essentiellement des plaquettes de schistes gris). L'épaisseur des altérites semble très variable : moins de quelques mètres au Sud-Est de Trégenestre à une dizaine de mètres dans la région de Maroué et Landélen. L'altitude de la base du profil d'altération peut être située vers 75-80 m.

Au Nord du Granite de Lamballe (Sud de Pommeret) les roches briovériennes présentent des altérations similaires avec des épaisseurs qui avoisinent localement la dizaine de mètres. L'altitude de base du profil d'altération semble décroître régulièrement d'Est en Ouest : on passe ainsi de 75 m environ aux alentours de l'Étimieux à environ 55 m vers Carnonen. La cartographie des domaines altérés montre que le passage entre roche saine et roche altérée est brutal à l'Ouest de Carnonen et à l'Est de Crézouard. Ce contact franc pourrait être interprété comme la résultante de mouvements verticaux sur quelques failles marquant ici le passage du faisceau « Quessoy-Nort-sur-Erdre ». L'étude de la répartition des formations d'altération et surtout de leur lithologie permet aussi de mettre en évidence, au niveau du contact avec le Granite de Lamballe, des décalages, orientés N140-150, à rejet horizontal apparent de quelques hectomètres. Il est vraisemblable que ces décalages soient la conséquence de mouvements sur des

failles orientales satellites du faisceau de « Quessoy–Nort-sur-Erdre ». Progressivement, les altérites réapparaissent à l'Ouest, et plus on se rapproche de Plédran, plus elles sont bien représentées. Elles possèdent les mêmes caractéristiques que celles décrites plus haut, excepté au Nord de Plédran où elles laissent place à une formation altéritique particulière décrite ci-dessous (Rph *A*).

Rph *A*. Altérites remaniées emballant des fragments de blocs phtanitiques. Il s'agit d'une formation d'argiles grises très sombres, emballant de nombreux fragments (diamètre localement supérieur à une dizaine de cm) de phtanites. Sous ces argiles particulières, qui proviennent incontestablement d'un remaniement local du profil d'altération, se distinguent, dans les zones basses, des argiles grises où la structure schisteuse est bien préservée. Les altérites semblent bien se raccorder aux arènes du Granite de Quintin au Sud et aux arènes de l'Intrusion de Ploufragan à l'Ouest. L'altitude de base du profil d'altération décroît sensiblement de 150-160 m au Sud de Plédran jusque vers 90-100 m au Sud d'Yffiniac.

RQb *A*. Fort recouvrement de blocs de quartz laiteux (résidu quartzeux des altérites remaniées ?). Cette formation particulière a été distinguée à l'Est de l'Étimieux. Il s'agit d'argiles ocre-blanc dans lesquelles sont emballés de gros blocs de quartz laiteux, très usés. Comme pour Rph *A*, les argiles proviennent probablement du remaniement d'une formation d'altération mais l'origine des quartz est méconnue : il peut s'agir du remaniement superficiel d'un filon profond non reconnu dans ce secteur mais la physionomie (galets roulés) des blocs de quartz fait plutôt penser au remaniement d'un ancien dépôt fluviatile (alluvions ?).

Allotérites

Le terme d'allotérites est employé pour désigner les horizons altérés où les structures de la roche mère (stratification, litages schistosité ou foliation...) ne sont plus visibles. Certains minéraux, stables dans les parties profondes du profil d'altération ne le sont pas dans les parties les plus superficielles. Ces minéraux argileux sont alors remplacés par des minéraux argileux plus stables, des oxydes et hydroxydes. Ceci s'accompagne généralement d'une disparition progressive de la structure de la roche originelle (i.e des isaltérites sous-jacentes) et d'une modification (perte) de volume.

Les allotérites vraies, souvent difficiles à distinguer, sont rares à exceptionnelles sur la feuille Saint-Brieuc. On pourrait associer à cet ensemble des argiles blanchâtres à ocre qui se rencontrent très localement au-dessus des arènes de certaines formations dans le Sud-Est de la feuille, notamment sur le Granite de Quintin ou sur l'Intrusion de Ploufragan mais (1) la continuité entre isaltérites et allotérites n'est jamais observée sur le terrain

(manque d'affleurements ?), (2) les phénomènes de mélange avec les formations lœssiques (notamment pour l'Intrusion de Ploufragan) ne peuvent être écartés et (3) les cuirasses ferrugineuses pisolitiques, qui coiffent a priori les altérites, ne sont jamais observées en place mais toujours sous forme de nodules remaniés. Seuls les kaolins présents sur la feuille Saint-Brieuc (K) peuvent représenter des allotérites vraies.

K. Kaolins. Les kaolins se répartissent selon trois zones proches les unes des autres, au Centre-Sud de la feuille. Certains de ces gisements sont encore en exploitation (carrière du Quessoy, cf. § Substances utiles) alors que ceux situés à l'Est de Crézouard et à l'Est du Bel Orient sont abandonnés et les carrières sont aujourd'hui totalement noyées.

La principale zone d'affleurement de kaolins, à l'Est de Quessoy, en limite sud de la feuille, se localisent en bordure du granite cadomien de Quessoy-Lamballe. D'après la reconnaissance du gisement de la carrière de Quessoy par sondages, la kaolinisation atteindrait 70 m de profondeur. En surface, le kaolin est masqué par une couche d'argile brune à cailloux, constituant des poches d'épaisseur irrégulière, variant entre deux et cinq mètres. On distingue du kaolin grossier à quartz millimétrique provenant de l'altération du métagranite et du kaolin à silice fine, formant des bandes à travers le gisement et correspondant probablement à d'anciens filons aplitiques.

La principale originalité de ce kaolin est la présence de matière organique dont la teneur augmenterait avec la profondeur (Nicolas, 1964) et qui colore le kaolin dont la teinte varie du blanc en surface (zone oxydée) au gris-noir en fond de carrière.

L'origine météorique ou endogène de l'altération a longtemps été débattue (Nicolas, 1957 ; Estéoule-Choux, 1967). Une étude récente (Boulvais et *al.*, 2000) a montré que les kaolins de la région de Ploemeur (Morbihan) sont principalement d'origine météorique mais qu'un événement hydrothermal a pu intervenir dans un stade précoce, préparant un terrain favorable (augmentation de la perméabilité) à l'altération supergène. Il est probable que les kaolins de Quessoy aient eu une histoire similaire, d'autant que l'observation de matières organiques plaide en faveur d'une altération météorique (l'observation d'une cuirasse sommitale siliceuse n'est pas un argument déterminant). Un « initiateur » hydrothermal (mesure de hautes températures sur les inclusions fluides du quartz ; Nicolas, 1957), comme dans le cas de Ploemeur ne peut être cependant écarté.

Se. **Formations silicifiées, « silcrètes » (Éocène probable) :**
▼ blocs remaniés ; ▲ blocs en place. Des formations silicifiées sont visibles dans de bonnes conditions en deux points remarquables. Le premier se situe à un kilomètre à l'Ouest du bourg de Meslin, sur la D28

(Arrêt 19). Quelques blocs imposants sont entreposés près du terrain des sports. Ils proviennent du petit bois situé juste au-dessus où les formations affleurent, un peu avant le menhir. La deuxième localité se situe au Sud de Pommeret, au lieu-dit « Les Landes » où des dalles pluri-métriques sont observables à l'affleurement. En d'autres endroits de la feuille, mais toujours dans ce périmètre, des formations silicifiées sont emballées dans un matériel silto-argileux, gris à ocre, provenant vraisemblablement de l'altération des roches briovériennes ou des formations lœssiques remaniées. On peut citer notamment les blocs visibles au village de l'Auverdet, au Nord-Est de Meslin. Enfin, une belle dalle, épaisse de 50 à 70 cm surmontait autrefois les kaolins de la carrière de Quessoy. L'extension de la carrière a fait qu'elles ont été dynamitées puis déblayées.

Des échantillons, prélevés sur l'affleurement des Landes ont été étudiés par Nicolas Brault et Jean-Jacques Chauvel (Université de Rennes 1, Géosciences). Ces échantillons montrent en lame mince une matrice titanée microcristalline en proportion variable, des quartz monocristallins à grains fins, rarement des quartz polycristallins (éch. 281b), des quartz corrodés et du zircon. Tous les échantillons présentent de belles figures d'illuvation : les silicifications ont donc une origine pédologique (Thiry, 1981 ; Thiry et Simon-Coinçon, 1995 ; Thiry, 1988 ; Thiry et *al.*, 1988) et sont par conséquent des silcrètes « vraies ».

ℱ. Ferricrètes. Les témoins de cuirasses ferrallitiques apparaissent localement entre Quessoy et le fond de la baie de Saint-Brieuc. Ces formations ferrugineuses coiffant des roches altérées (Carnonen) et des argiles kaoliniques (Le Bohu) ont été exploitées par les forgerons locaux et les anciennes mines permettent d'examiner les débris de cuirasses. Les déblais d'anciennes carrières exploitées par les briqueteries montrent également des restes de croûtes ferrugineuses : la Ville Cario à l'Est de Saint-René. Une cuirasse pisolitique affleure aussi au Sud de Pommeret, près de Heurteloup à proximité de vestiges de dalles siliceuses (Les Landes). Sur la presque île d'Hillion, au lieu-dit l'Hôtellerie, des pisolites sont remaniés dans le head et localement dans des argiles d'altérations solifluées. La recherche de la zone source, entre Hillion et la côte s'est révélée infructueuse.

Dépôts de versant

SH. Dépôts de pente variés, arènes litées, « heads » (Weichsélien à Actuel). Sur le Massif armoricain, le terme de « head » a jusqu'alors été réservé à la caractérisation des dépôts constitués d'un mélange formé de blocs (ou cailloux) et d'une matrice limono-argileuse non carbonatée qui se sont développés lors des périodes froides du Quaternaire, sous l'action de

plusieurs agents tels que fauchage, cryoreptation, solifluxion... Le terme de « head » doit aujourd'hui être abandonné : la distinction, sur le terrain, excepté en de rares localités, de vrais « heads » est difficile. Nous préférons employer un terme plus générique tel que « dépôts de pente ».

Sur la feuille Saint-Brieuc, de tels dépôts sont bien observables en plusieurs endroits du littoral et notamment à l'Hôtellerie sur la presqu'île d'Hillion où ces niveaux, constitués principalement de fragments métasédimentaires et de nodules de cuirasse pisolitique englobés dans une matrice argilo-sableuse ocre reposent en discordance franche sur les isaltérites. Ils sont surmontés en discordance par des dépôts lœssiques ocre puis bruns où les traces de pédogenèse sont bien marquées. Si l'on suit les observations effectuées autour de la baie de Saint-Brieuc par différents auteurs (Monnier, 1980 ; Bigot et Monnier, 1987 ; Morzadec-Kerfourne, 1974 ; Monnier et Morzadec-Kerfourne, 1982 ; Hallégouët et Van Vliet Lanoë, 1986 ; Égal et *al.*, 1999), il est probable que ces dépôts se soient mis en place depuis le Weichsélien ancien jusqu'à la base du Pléniglaciaire supérieur.

À l'intérieur des terres, on observe aux abords des vallées actuelles ou à l'amorce des zones en colluvionnement, des dépôts dont la mise en place est régie par des phénomènes tels que fauchage, solifluxion, glissement lent par gravité et dont les processus semblent bien continuer actuellement. En fonction de la roche considérée, ces dépôts de versant très hétérométriques sont constitués soit de fragments (taille évoluant du caillou au bloc métrique) de roches du substratum emballés dans une matrice sablonneuse à sablo-argileuse provenant des arènes (cas des granites, granitoïdes...), soit de plaquettes de schistes et fragments de grès ou phtanites emballés dans une matrice, souvent dominante, constituée principalement d'argiles provenant des niveaux altérés sous-jacents (cas des dépôts sur Briovérien bordant la vallée de l'Evron par exemple).

L'observation d'arènes litées est beaucoup plus rare sur la feuille Saint-Brieuc que sur la feuille Guingamp (Égal et *al.*, 1999). Quelques affleurements situés entre Plaine-Haute et Saint-Donan semblent montrer des arènes organisées verticalement (litage et variation colorimétrique) mais elles passent très rapidement latéralement à des arènes sableuses homogènes où cette organisation, même frustrée n'est plus perceptible. De par leur faible représentativité, ces affleurements, soit n'ont pas été représentés sur la feuille, soit ont été incorporés dans le groupe des dépôts de pente au sens large (SH).

SE. Éboulis dominants. À l'approche des plus fortes ruptures de pente, quelques beaux affleurements (sud du Granite de Lamballe, bordure méridionale des volcanites de Château-Serein) montrent des dépôts constitués de fragments (taille variable du gravier au bloc pluri-métrique) très pauvre en matrice (localement inexistante comme au Nord de Maroué).

Dépôts fluviaux et lacustres

Fw. Alluvions anciennes (Pléistocène ?). Au Nord de Meslin, des alluvions sont parfaitement identifiables et l'élargissement récent d'une desserte menant à un petit lotissement permet leur observation sur un mètre d'épaisseur environ. Ces alluvions forment dans la topographie, à une altitude moyenne de 80 m une petite butte qui permet aisément de les limiter. Elles sont constituées principalement de galets de quartz roulés dont le diamètre n'excède pas 5 à 7 cm ; les galets de granite sont présents, de même taille que les galets de quartz mais beaucoup plus rares. Ces galets sont emballés dans une matrice argilo-silteuse, localement sableuse, ne représentant pas plus de 20 % environ du dépôt. Des niveaux à galets plus petits (de l'ordre de 2 à 5 cm) montrent des traces de rubéfaction. Sur la coupe, aucun arrangement préférentiel des galets n'a été noté, aucune figure sédimentaire particulière n'a été observée. En dehors de tout contexte, et de par l'unicité de l'affleurement, l'âge de ces alluvions ne peut être déterminé avec certitude. Leur altitude et l'absence (a priori) de lien génétique avec un cours d'eau actuel, plaident en faveur d'un âge ancien, peut-être plio-pléistocène si l'on se réfère aux études récentes (Bonnet, 1998).

C. Colluvions de fond de vallon (Holocène à Actuel). Le ruissellement diffus affectant les versants apporte des particules fines qui viennent progressivement colmater les fonds des vallées des ruisseaux intermittents ou des ruisseaux à faible débit. Ces sédiments, silto-argileux, localement sableux (quelques niveaux à galets de granites et migmatites ou de quartz centimétriques roulés) peuvent être observés dans les parties supérieures du profil de rivière, notamment sur le Granite de Quintin (bassin versant de la Maudouve) et sur les Migmatites de Guingamp), proviennent du remaniement de toutes les formations meubles situées à l'amont du réseau hydrographique : altérites en place, altérites litées éventuellement, dépôts de pente, loëss... Elles sont généralement dépourvues de structures sédimentaires et il n'est pas rare qu'au niveau de replats elles s'enrichissent en matières organiques. L'âge du début de mise en place de tels dépôts ne peut être clairement avancé à partir des observations effectuées sur la feuille Saint-Brieuc. Un âge holocène est proposé pour les feuilles Guingamp (Égal *et al.*, 1999) et Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal *et al.*, 1996a) où il a été montré qu'elles recouvrent les formations de head significatives des « climats périglaciaires du Pléistocène ». Un autre fait d'importance est déjà souligné pour ces deux cartes mais serait partout valable en Bretagne. Le développement intensif d'une agriculture sur des parcelles de plus en plus grandes, les remembrements successifs qui se sont traduits par un défrichage quasi-généralisé se répercutent par une plus grande vulnérabilité des premières dizaines de centimètres des sols aux attaques érosives. La charge particulaire fine, emportée depuis ces zones est plus importante pour des ruissellements équivalents. Dans certains secteurs, des dépôts collu-

viaux nourris indirectement par les activités de l'homme, sont actuellement en développement.

Fz. Alluvions récentes (Holocène à Actuel). Les colluvions de fond de vallons, qui occupent plutôt les drains secondaires du réseau hydrographique passent de façon graduelle aux alluvions récentes au niveau des drains principaux (Gouët, Evron, Gouessant et Urne). L'observation de ces alluvions est limitée, notamment sur le Gouët ou l'Urne ; ces fleuves côtiers incisent profondément le substratum rocheux, les vallées sont étroites ainsi que le lit majeur du cours d'eau. La Vallée de l'Evron et celle du Gouessant dans sa partie amont sont plus favorables à l'observation. Sur le Gouessant, au Nord de Lamballe, les premiers centimètres (10 à 20 cm) sont occupés par des dépôts argilo-silteux ocre ou localement franchement gris provenant vraisemblablement de l'érosion des produits d'altération. Sous ces sédiments fins, deux affleurements (Lourmel et Pont-Blanc) permettent d'apercevoir, sur une trentaine de centimètres, un niveau à galets roulés, essentiellement représentés par des galets de quartz, des fragments de grès très émoussés, des galets de phtanite arrondis, et occasionnellement des galets roulés de granite clair (Quessoy-Lamballe ?). L'épaisseur du remplissage ne peut être appréciée directement ici mais des épaisseurs voisines de 1 à 2 m peuvent être raisonnablement retenues. La vallée de l'Evron montre un autre type de dépôts : il s'agit d'intercalations silto-argileuses avec une faible proportion de sables fins dans un ensemble de sables beaucoup plus grossiers. Localement (Nord de Trégenestre) des dépôts de graviers roulés, chenalisants, peuvent être observés au sein de dépôts sableux sans figure sédimentaire (tri, litage...). Dans la partie amont de l'Evron, ces niveaux alluvionnaires et les niveaux pouvant être rapportés à la Formation de Saint-Blaise-Bréhand sont difficilement dissociables, d'une part à cause de l'absence d'affleurement et d'autre part parce que les lithologies ainsi que la granulométrie sont sensiblement équivalentes. Seule la forme plane du fond de vallée (plaine alluviale = ici plaine inondable) permet de poursuivre à l'amont le tracé des limites séparant les deux formations.

FC. Alluvions remaniées ? (âge indéterminé). En deux localités, des galets roulés emballés dans une matrice argileuse peuvent être observés. Les deux affleurements sont situés à des altitudes comprises entre 55 et 60 m. Le premier affleurement se situe au confluent du Gouessant et de l'Evron, au Nord de Coëtmieux, où, malheureusement aucune coupe de qualité n'est disponible. Les galets roulés sont principalement représentés par des galets de quartz blanc (quelquefois de quartz noir) majoritaires et des galets d'une roche grenue, sombre, apparentée vraisemblablement aux amphibolites proches. Les galets se présentent en pierres volantes à la surface des champs ; leurs diamètres, très variables, n'excèdent pas 20 cm. La matrice est représentée par des argiles grises en tous points semblables aux argiles d'altération du secteur. Le caractère fluviatile, pas plus que le caractè-

tère éventuellement marin du dépôt, avant son remaniement, ne peuvent être précisés. Peut-être est-il à rapprocher des alluvions anciennes (FW ?) ou des dépôts (marins ?) attribués au Pliocène (cf. infra).

Le deuxième affleurement se situe sur la rive orientale de l'Evron, à la hauteur de Pommeret. Les formations à galets sont particulièrement bien observables au niveau de la voie de chemin de fer et plus au Nord, à l'Etimieux. Les galets sont représentés par du quartz et par des galets de phtanite, moins roulés que les galets de quartz. La matrice, très largement dominante (70 %) est constituée d'argiles grises à ocre. Ces niveaux passent graduellement, vers le cours de l'Evron à des dépôts de pente où les galets sont encore présents, incorporés dans une formation solifluée (SH) où des fragments de schistes sont discernables.

Dépôts fluvio-marins et marins

Tertiaire

FB. Formation sablo-argileuse de Saint-Blaise-Bréhand. Cette formation, peu épaisse, a été décrite sur la feuille Moncontour et interprétée comme un épandage fluviatile « plio-villafranchien » ou quaternaire très ancien. Elle est caractérisée soit par des lits de sables fins ou grossiers, bien classés, soit une formation limono-argileuse à graviers ou galets, mal triée. La prolongation de cette formation, sur la feuille Saint-Brieuc est réduite et difficile à définir. Des sables et argiles occupent une zone basse, immédiatement à l'Est de la carrière de kaolins de Quessoy. Aucun niveau à galets ou graviers n'a pu être observé. En granulométrie, ainsi que le plus souvent à l'affleurement, la distinction entre cette formation à caractère fluviatile sur la feuille Moncontour et une formation issue du colmatage d'une ancienne dépression par des éléments provenant de la solifluxion des altérites proches (Granite de Lamballe) ne peut être faite réellement. Dans un souci d'homogénéité entre les cartes, nous rapportons les niveaux sablo-argileux observés sur la feuille Saint-Brieuc à la Formation de Saint-Blaise-Bréhand, mais ni le caractère fluviatile, ni l'âge quaternaire ancien ne peuvent être précisés. En revanche, une nappe d'épandage à galets roulés (détruite totalement aujourd'hui) surmontant la cuirasse silicifiée décrite dans la carrière de Quessoy pourrait être rattachée à la Formation de Saint-Blaise-Bréhand.

p. « **Sables rouges** » (**Pliocène**). Ce sont des formations marines résiduelles localisées dans le quart sud-est de la feuille. Elles coiffent les plateaux jusqu'à 90 m d'altitude à l'Ouest de Meslin et on les trouve aussi sur les flancs de vallées, comme sur la rive gauche de la Truite à l'Est des Landes. Elles reposent généralement sur des altérites et admettent quelques galets et granules de quartz très émoussés. La formation des Landes dépasse 5 m de

puissance et sa surface est ravinée par une nappe alluviale pléistocène. Il s'agit de témoins d'une formation marine autrefois plus étendue dont les restes peuvent aussi être observés sur les feuilles voisines en direction de la baie de la Fresnaye. Ces sédiments parfois exploités en carrière sont azoïques. Ils correspondent sans doute à un haut niveau marin qui a submergé les plateaux entre Matignon et Moncontour, pendant le Pliocène.

Pléistocène

My. Plages anciennes. Il s'agit de dépôts littoraux se situant vers le niveau des hautes mers ou légèrement au-dessus. Ils reposent généralement sur des platiers fossiles, mais localement on les observe aussi interstratifiés dans les formations périglaciaires : Le Valais, Piégu, Nantois. Ces hauts niveaux marins correspondent aux périodes tempérées du Pléistocène pendant lesquelles la mer est venue battre le pied des abrupts encadrant la baie de Saint-Brieuc et il apparaît que cette occupation s'est parfois prolongée lorsque le climat commençait à se refroidir : présence de blocs glaciels démesurés sur les estrans fossiles des grèves d'Hillion et de Pléneuf-Val-André. La plage fossilifère encadrée à la base du tablier d'éboulis à ossements de grands mammifères de Piégu, correspond à un climat plus chaud que celui de l'interglaciaire actuel : faune à caractère « lusitanien » comprenant *Astrea rugosa*. Les datations réalisées sur les formations de Piégu permettent d'attribuer cette plage à l'optimum climatique éémien. Le niveau marin semble alors avoir dépassé de 2 à 3 m celui des hautes mers actuelles dans ce secteur de la baie de Saint-Brieuc, ainsi qu'au Sud du cap d'Erquy. On observe aussi dans les falaises meubles de la baie de Saint-Brieuc des sables éoliens fossilisant parfois des sols de marais littoraux. Pour le niveau de sable rouge affleurant au niveau des hautes mers actuelles, dans la partie orientale de la coupe de Nantois, un âge TL de 103 ± 17 ka a été proposé (Loyer et al., 1995). La mer semble être restée à un niveau voisin ou inférieur de celui de la ligne de rivage actuel pendant les stades isotopiques 5c et 5a, mais elle a pu alimenter alors les formations dunaires que l'on observe interstratifiées dans des dépôts périglaciaires précédant les heads et limons pléniglaciaires weichséliens.

Le site de Piégu a également révélé à la base de la falaise fossile la présence de deux autres plages anciennes antérieures à l'Optimum climatique éémien (5e), ainsi qu'un dépôt marin fossilifère interstratifié dans des formations périglaciaires sur le versant au Nord de la plage du Val-André. Ce dépôt plus élevé que les précédents correspond à une ambiance climatique plus froide que l'actuel (présence de *Macoma baltica*), et pourrait être contemporain des formations que l'on observe vers 5 à 6 m au-dessus du niveau marin actuel dans les falaises de grès d'Erquy et de Fréhel (feuille Saint-Cast). Sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, ces formations ont été démantelées lors des périodes périglaciaires et ont fourni les galets que l'on observe parfois dispersés dans les coulées périglaciaires : Les Vallées, Le Pissot.

Les plages anciennes de la baie de Saint-Brieuc correspondent à plusieurs transgressions marines qui ont pour la plupart stationné au voisinage de la ligne de rivage actuel entre 100 000 ans et 400 000 ans avant notre époque. À défaut de fossiles ou de datations physico-chimiques fiables, il n'est pas toujours possible de les situer chronologiquement, en raison de lacunes stratigraphiques importantes dans la plupart des coupes de ce secteur. L'observation de sols fossiles, de sables dunaires interstratifiés et la présence d'industries paléolithiques a cependant permis à J.-L. Monnier (1980), de proposer un âge holsteinien pour la plupart de ces plages pléistocènes. Les stationnements marins à l'Éémien (*s.l.*) ont sans doute été brefs et leur niveau n'a pas permis dans de nombreux cas le déblaiement des formations saaliennes fossilisant les falaises.

MG. Blocs glaciels. Sur les estrans de la rive orientale de l'anse d'Yffiniac, on observe de gros blocs émoussés, pour partie lithologiquement étrangers au contexte géologique local. On les rencontre également plus au Nord au pied des falaises du Nord-Ouest de Planguenoual et à proximité de la pointe de Pléneuf sur le plateau du Verdelet. Sur les grèves d'Hillion, à l'Hostellerie, les blocs dégagés par l'érosion marine en avant de la falaise limoneuse sont encore alignés et reposent sur des limons anciens tronqués par une plate-forme d'érosion fossile. Le dépôt de ces blocs lestant des radeaux de glace pourrait être contemporain de la plage à ambiance froide de Piégu (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989).

Holocène

Mz. Sables d'estran : sables fins et très fins (sablon) ; chenaux, bancs de sable. La transgression flandrienne a déposé des sables généralement fins à très fins (sablon) qui occupent une bonne partie du large estran du fond de la baie de Saint-Brieuc. La disposition des sédiments dans les anses d'Yffiniac et de Morieux est assez complexe (*in* Bouvier, 1993) et varie en fonction de la divagation des **chenaux** sur ce large estran et de la mise en place d'aménagements comme les bouchots sur le bas estran au Nord de La Granville ainsi que les extensions portuaires à l'Est de la pointe de Cesson. Des **bancs épars de sable fin** (grain moyen 0,125 mm) se déplacent aussi en fonction des houles et des courants de marée canalisés par les chenaux. Des concentrations de coquilles flottées sont importantes en certains points (Bouvier, 1993).

Une frange de sable très fin se poursuit vers le Nord en avant des platiers au bas des falaises et dans les rentrants du littoral : Val-André, Rosaires, La Banche. On observe cependant dans la partie supérieure des estrans une augmentation du grain moyen (sablon - sables moyens) en particulier lorsque les plages ont été alimentées par la destruction de cordons dunaires. La prédominance des sablon dans les sédiments d'estran de la baie de Saint-

Briec, correspond aussi à l'attaque de la couverture de limons pléni-glaciaires par la mer. Ces limons ont pu fournir une part de la fraction calcaire des sédiments, mais la majeure partie des carbonates correspond à la production biologique des fonds marins et des estrans. L'examen des sables des estrans au Nord de la feuille montre en effet une grande abondance de coquilles brisées en particulier de moules qui prolifèrent sur les roches proches du rivage (teneurs en carbonates souvent supérieures à 75 % ; Beigbeder, 1964).

Le grand estran entre La Cotentin et la pointe du Roselier est également bien fourni en débris biogènes : 50 à 70 % de calcaire pour la fraction supérieure à 0,04 mm et 10 à 50 % dans la fraction fine (Bouvier, 1993). Au Nord, les valeurs oscillent entre 10 et 20 %, tandis que dans la partie moyenne de l'estran devant La Granville les teneurs vont de 20 à 30 % de calcaire.

Zones d'envasement récent. Localement, la proportion des fines est plus importante, en particulier dans les chenaux du Gouet, de l'Urne et du Gouessant où un envasement récent a été constaté. En général la proportion d'éléments inférieurs à 0,04 mm, augmente du Nord vers le Sud et varie de 1 à 50 %. Dans l'anse de Morieux le taux peut atteindre 20 % dans le coude du chenal face à la plage de la Granville. Dans l'anse d'Yffiniac seul le fond de l'anse montre des valeurs importantes. Elles sont de 3 à 5 % dans le chenal de l'Urne au Nord d'Hillion et dans le chenal du port du Légué, puis atteignent 10 à 20 % et parfois 30 % à l'Ouest de la presqu'île d'Hillion. Localement les teneurs atteignent 50 % dans les schorres bordant la rive droite de l'Urne au Sud de Fontreven (Bouvier, 1993). Les travaux d'extension du port du Légué semblent actuellement favoriser le dépôt des fines au Nord-Ouest de l'anse d'Yffiniac (Koroleff, 2000).

MZG. Grèves et cordons de galets. Des graviers et des galets s'accumulent dans les petites criques de la côte orientale de la baie de Saint-Briec et les longues plages sableuses de Pléneuf sont ourlées vers l'intérieur d'un cordon de galets presque continu. Des tombolos submersibles unissent également des rochers ou des îlots au rivage. Deux accumulations de blocs à peine émoussés s'abritent au Sud du « rocher Roemel » près de la Cotentin, et joignent celui-ci à deux autres îlots. Au nord de la pointe de Pléneuf, le tombolo du Verdelet a une autre ampleur. Il s'allonge sur plus de 400 m et sa forme arquée vers l'ouest est à mettre en relation avec les houles contournant les plateaux des Jaunes et du Verdelet. Ce dernier devient accessible à pied lors des marées de vive eau.

Le cordon se développant au pied de la falaise limoneuse à l'Est du ruisseau du Vauclair et se poursuivant devant le vallon de Nantois présente en hiver un profil abrupt avec plusieurs gradins de tempêtes. Les galets proviennent du démantèlement des poudingues cambro-ordoviciens affleurant plus à l'Ouest et de l'attaque de la microtrondhjémite du Verdelet. Le cordon

se développant dans la partie sud de la plage du Val-André est apparu après la construction du mur protégeant la station balnéaire. Les galets tendent à migrer vers le Sud et ne couvrent plus au Nord les limons périglaciaires découvrant lors des périodes d'amaigrissement de la plage. Les galets garnissant le fond de l'anse du Pissot, correspondent à la destruction de la plage ancienne affleurant à la base de la falaise. Des galets ont été également apportés en 1946 pour protéger la falaise de l'érosion. Sur les rives occidentales de la baie de Saint-Brieuc l'érosion des falaises de « head » fournit aussi des éléments grossiers. Le haut de l'estran de Saint-Laurent admet des graviers et des galets provenant de la falaise où s'appuie la grève. De petites accumulations de galets se situent également plus au Nord dans les rentrants du littoral : Sud de la plage de la Banche.

MzP. **Sols de polder.** L'endiguement de l'anse d'Yffiniac fut envisagé à la fin du XVIII^e siècle, mais finalement on se contenta de soustraire à la mer quelques schorres en bordure du rivage oriental et au Nord de l'agglomération d'Yffiniac. Les tangles ont été enrichies par les exploitants agricoles et le polder de Pisse-Oison est consacré aux cultures maraîchères.

Tourbes

T. **Tourbe holocène.** Des affleurements de tourbe apparaissent parfois sur les plages ou en avant des cordons de galets. Il s'agit de tourbes flamandaises qui se sont développées dans des marais en arrière de cordons, qui avec le relèvement du niveau marin, ont été peu à peu repoussés vers l'intérieur des terres. Quelques affleurements sont épisodiquement visibles en hiver au pied du cordon de Nantois et surtout sur la plage des Rosaires où de nombreux troncs sont couchés dans la tourbe en avant de la digue protégeant la station balnéaire.

Dépôts éoliens

Dans le périmètre de la feuille, les sédiments d'origine éolienne correspondent à des sables dunaires littoraux et à des limons lœssiques. La dernière transgression marine (Flandrien) a alimenté des dunes peu étendues qui, actuellement, sont souvent coupées des plages qui les nourrissaient en raison du recul de la ligne de rivage ou de la construction d'ouvrages de défense contre l'érosion marine. Des sables éoliens plus anciens se trouvent également interstratifiés dans les formations pléistocènes de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc. Des limons lœssiques forment également un manteau couvrant une grande partie du territoire de cette feuille.

Formations dunaires

Dy. **Dunes pléistocènes.** Au Nord-Est de la feuille, dans le secteur de Pléneuf une formation dunaire, souvent carbonatée, tapisse les versants au sein des formations périglaciaires. À Piégu elle repose sur un tablier d'éboulis qui a livré de nombreux ossements de mammifères (site de boucherie). On peut également l'observer au Sud de la plage du Val André, ainsi que dans l'anse du Pissot où des ossements ont été également récoltés à sa base. On la trouve aussi sur les versants au Nord de Pléneuf où elle est interstratifiée dans les dépôts saaliens : coupe de Nantois. Cette formation a été protégée par la présence de limons carbonatés saaliens.

Dz. **Dunes holocènes.** Les dunes flandriennes sont peu développées au fond de la baie de Saint-Brieuc et plusieurs massifs ont été masqués ou détruits lors du développement des stations balnéaires : Pléneuf-Val-André, Les Rosaires. Le massif de Bon Abri, au fond de l'anse de Morieux, est relativement bien conservé et cet espace est maintenant géré par le département des Côtes d'Armor. Le front dunaire est encore nourri par une dérive littorale orientée vers l'Ouest : formation d'une banquette à halonitrophiles certaines années.

Formations limoneuses lœssiques

Les limons occupent des crêtes d'interfluve, à l'Ouest comme à l'Est de la baie, avec des épaisseurs extrêmement variables, mais dépassant rarement 2 m, sauf là où la topographie s'est prêtée à une accumulation plus importante ou les a préservés de l'érosion. Des puissances de 2 à 2,5 m ont été notées sur le plateau de Tréguex et au Nord-Est de Pommeret, elle atteint même 3,5 m, ainsi qu'entre Maroué et Trégénestre. On les rencontre également au pied des versants où ils atteignent parfois des épaisseurs plus importantes : accumulation supérieure à 6 m dans la vallée de la Flora, à l'Est du port de Dahouet.

En surface, les limons des plateaux sont affectés par une pédogenèse qui les a enrichis en argile. Sous le lehm supérieur, leur teinte varie du jaune-ocre à des teintes plus brunes et dans les dépressions, ils prennent souvent en raison de l'hydromorphie, des colorations plus claires avec parfois des tâches rouillées et des concrétions ferrugineuses. Ces dépôts sont en tous points identiques aux limons des feuilles voisines : Guingamp et Pontrieux-Étables à l'Ouest de la baie, Moncontour au Sud, ainsi que Saint-Cast et Lamballe à l'Est. Ils reposent en discordance sur un substrat altéré avec fréquemment l'intercalation d'un cailloutis basal généralement quartzeux, ou de formations gélifluées plus ou moins épaisses ou encore d'alluvions anciennes. Les limons des plateaux ne montrent pas de discontinuités stratigraphiques, comme celles qui ont été décrites en Normandie et dans le Nord de la France,

et la distinction de plusieurs générations d'apports lœssiques, n'est possible qu'au pied des versants littoraux. La plupart de ces limons sont attribuables au Pléni-glaciaire supérieur du Weichsélien, mais localement les témoins de dépôts plus anciens sont préservés : Weichsélien moyen et Saalien (Monnier, 1974 et 1980 ; Hallégouët et *al.*, 1980, Monnier et Bigot, 1987 ; Monnier et Morzadec-Kerfourn, 1982 ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). Des âges équivalents sont proposés en Normandie et autour de la baie du Mont-Saint-Michel (Laustridou, 1985, L'Homer et *al.*, 1999).

Œy. Lœss de couverture (Weichsélien supérieur). Seuls les lœss weichséliens peuvent être représentés à l'échelle de la carte. Les affleurements reconnus représentent les vestiges d'une couverture autrefois plus étendue. L'érosion pluviale a décapé une partie des dépôts après la destruction de la forêt océanique par les pasteurs de l'Âge du Bronze et les grands défrichements menés par les agriculteurs aux époques gallo-romaine et médiévale. Dans les zones où la couverture lœssique a disparu, quelques témoins subsistent cependant au fond des cuvettes des plateaux et sous les tumulus de l'Âge du Bronze. Sur les crêtes d'interfluve cette formation est généralement tronquée, mais il est possible d'observer des profils stratigraphiques plus ou moins complets dans les falaises marines entaillant ces limons : Binic, Tournemine, Languieux, Hillion (arrêt 18), Port-Morvan, Nantois (arrêt 14). Les lœss, en discordance stratigraphique sur toutes les autres formations, sont bien représentés sur les interfluves de la feuille Saint-Brieuc.

Ce lœss est une roche meuble, finement pulvérulente, lorsqu'elle est sèche et non altérée. Les courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques présentent une forme parabolique typique, plus ou moins redressée, avec 70 à 80 % de particules siliceuses comprises entre 15 et 60 μm . Les médianes varient entre 20 et 40 μm selon les lieux, le relief, l'éloignement du littoral et les niveaux observés. Les limons des plateaux à l'Est de la baie de Saint-Brieuc sont carbonatés et les teneurs en CaCO_3 peuvent atteindre 16 %. L'examen microscopique montre en effet la présence de microorganismes marins (coccolites, foraminifères) et de débris bioclastiques (lamellibranches et gastéropodes). Des concrétions calcaires, parfois tubulaires, sont également observables au sein des profils lœssiques : échangeur de Saint-René sur la RN12, falaises d'Hillion.

Localement, on a noté la présence d'un niveau concrétionné à la base des limons weichséliens, au contact du cailloutis tapissant le glacis d'érosion inférieur : fond de vallée de l'Evron au Nord-Ouest de Meslin, vers la Ville Gautier. Des poupées calcaires apparaissent également dans les lœss des falaises de la côte occidentale de la baie de Saint-Brieuc (Tournemine), mais la décarbonatation affecte l'ensemble des limons du plateau entre Plédran et Trégomeur. Le carbonate de calcium des lœss est en grande partie d'origine marine, mais plusieurs auteurs ont insisté sur les apports locaux en se basant

sur la nature des minéraux lourds (Berthois et Milon, 1932), ainsi que sur la nature des minéraux argileux (Estéoule-Choux, 1967). L'origine de ces éléments provenant du socle armoricain est à chercher au large des rivages de la baie de Saint-Brieuc, où la divagation des rivières périglaciaires devait favoriser l'extension de nappes alluviales abondamment nourries par le décapage de formations limoneuses plus anciennes et d'altérites. Lors de la dernière régression marine, les épandages détritiques et les anciennes vasières sur les fonds exondés de la Manche ont été soumis à la déflation éolienne qui a porté vers le Sud les sables fins et les poussières, comme l'ont montré Bigot et Monnier (1987). Les climats très froids et secs du Pléniglaciaire supérieur ont favorisé l'arrachage d'un stock important de particules fines lorsque la mer a abandonné totalement la plaine de la Manche (Égal et *al.*, 1999). Le cortège minéralogique accompagnant les débris de quartz et de plagioclases, est caractérisé par l'association épidote - amphibole - grenat. Ce dernier provient de sédiments marins tout comme le zircon et la tourmaline. La phase argileuse des limons est représentée par des interstratifiés smectitiques dominants sur l'illite et la kaolinite. La chlorite est également représentée en proportions variables.

Sur le littoral, la mer taille dans les limons des falaises abruptes, périodiquement soumises à de grands effondrements après les périodes pluvieuses. La falaise présente alors un profil en gradins, jusqu'à ce que les vagues déblaient les éboulements et ravivent son profil. Les reculs successifs des coupes littorales ont permis le renouvellement des observations et la découverte de nouvelles unités stratigraphiques : J.-L. Monnier (1974), Monnier et Bigot (1987). À l'intérieur des terres, les travaux d'aménagement fournissent aussi des informations sur leur épaisseur et les successions stratigraphiques. En surface, ces limons sont plus ou moins profondément pédogénisés et le lehm argileux supérieur forme souvent dans les champs un bournier où les engins agricoles s'enlisent, lorsque la récolte du maïs doit s'effectuer pendant un automne pluvieux. On observe parfois au sommet des loëss, de grandes poches correspondant à des structures thermokarstiques (Nantois), ainsi que des fentes de cryodessiccation pénétrant de 1 à 2,5 m dans le sédiment, et dessinant en surface des réseaux polygonaux d'ordre métrique (Loyer et *al.*, 1995). Le sol brun lessivé post-glaciaire (7,5 YR 5/6 en surface, à 10 YR 5/6 en profondeur, code Munsel) est souvent épaissi en bas de versant par des formations colluviées : coupe de la plage des Vallées à l'Est du ruisseau du Vauclair au Nord-Est de la carte.

Les loëss de couverture peu altérés ont une coloration jaune clair (10 YR 6/6) et admettent des lits de sable fin. Un apport sableux éolien (médiane entre 50 et 60 μm) à la fin du dépôt des loëss typiques témoigne d'une reprise de la dynamique pluviale, avec une déflation de fin d'été pendant le Tardi-glaciaire. Les derniers dépôts sont affectés par un petit sol de toundra hydromorphe avec des traces de feuilles et de croûte cryptogamique, attestant un contexte final arctique. Des ruptures climatiques séparent cette for-

mation (dite de « Sables-d'Or-les-Pins ») en unités qui ont souvent disparu en raison de phénomènes d'érosion entraînant la constitution de glacis d'érosion. La datation par thermoluminescence (TL) obtenue sur les lœss récents de Nantois ($18,2 \pm 2,5$ ka) permet d'attribuer cette formation au Pléniglaciaire supérieur (Loyer et *al.*, 1995). La Formation de Sables-d'Or-les-Pins, selon les courbes isotopiques correspond donc au stade 2 et à la deuxième moitié du stade 3.

Œyr. Lœss de couverture remaniés (Weichsélien à Actuel). Les lœss de couverture des plateaux passent latéralement et graduellement à des limons s'enrichissant en argile et admettant parfois des éléments plus grossiers non usés. Ils ont été cartographiés en deux endroits : au Sud de Pommeret, où ils sont nourris d'apports argileux provenant des formations briovériennes sous-jacentes et au Sud d'Hillion, où ils remanient des sables grossiers issus d'arènes de roches cristallines éocadomiennes. Ces formations sont en fait beaucoup plus étendues que ne le laisse supposer l'examen de la carte, car elles cernent aussi les limons du Pléniglaciaire supérieur aux abords des ruptures de pente bordant les vallées. À ce titre, ces dépôts correspondent au décapage de formations périglaciaires antérieures admettant sur les plateaux des niveaux limoneux brun jaunâtre pédogénisés à lits de gravier, passant latéralement à des coulées de gélifluxion emballant une proportion plus importante d'éléments issus du substrat. En avant des versants littoraux, ces heads admettent des couches à forte charge limoneuse et des sables parfois carbonatés : Formation de Port-Morvan (Monnier et Bigot, 1987).

À Port-Morvan, seuls les dépôts limoneux de la partie supérieure de la falaise correspondent à une véritable dynamique lœssique (Formation de Sables-d'Or-les-Pins). Ils sont stratigraphiquement discordants sur un complexe comprenant des limons assez sableux et de sables limoneux parfois carbonatés admettant des niveaux de graviers et de cailloux anguleux (Formation de Port-Morvan). À Nantois, cette dernière est également bien développée, à l'Est de la falaise. Elle comprend des colluvions, des sables plus ou moins limoneux et carbonatés et des limons feuilletés. Des pédogenèses s'intercalent dans les limons sableux et le dernier de ces paléosols constitue un horizon repère important (Loyer et *al.*, 1995). La datation TL réalisée sur un limon feuilleté dans la partie inférieure de cette formation a fourni un âge de $67,1 \pm 10,5$ ka. La Formation de Port-Morvan se situe donc dans la marge chronologique attribuée au stade isotopique 4 et se poursuit également dans la première moitié du stade 3.

Une partie des limons en bordure des plateaux correspond également au remaniement des lœss de couverture du Pléniglaciaire supérieur pendant les temps tardiglaciaires. Là où l'énergie du relief était suffisante, de petites langues de gélifluxion se sont alors développées et l'érosion pluviale a effectué des tris granulométriques. Dans les cuvettes et les têtes de vallon, la partie

supérieure de ces dépôts s'est généralement mise en place par colluvionnement à la suite des labours dans les sols lœssiques, à partir de l'Âge du Fer.

Les lœss antérieurs à la dernière glaciation se trouvent remaniés dans les formations de versant, et il est également possible de les observer sur le littoral, au pied des falaises fossiles. À Nantois, ces limons anciens sont carbonatés (12,5 %) et montrent de grosses concrétions calcaires. Par contre, sur la côte ouest de la baie, ils ne sont pas calcaires. Du point de vue sédimentologique, ces lœss anciens sont identiques à ceux du Pléniglaciaire supérieur weichsélien (médiane granulométrique vers 35 μm).

Dépôts anthropiques

X. Remblais. D'importants terre-pleins ont été créés de part et d'autre de la vallée du Gouët pour l'aménagement du port du Légué. L'extension du port se poursuit actuellement vers l'Est et de nouvelles digues sont en voie de réalisation pour protéger le nouveau bassin portuaire. Un autre terre-plein a été également créé au niveau de la grève des Courses à l'emplacement d'une ancienne décharge. On peut aussi mentionner les dépôts de lest sur la rive gauche de l'estuaire de la Flora au fond de l'ancien port de Dahouët. Le terre-plein à l'Est du bassin de la plaisance est installé sur ces apports.

GÉOLOGIE MARINE

Morphologie des fonds

Le domaine sous-marin de cette feuille qui s'étend au Sud d'une ligne Binic–pointe de Pléneuf, représente le « fond » de la baie de Saint-Brieuc. Dans ce secteur, les profondeurs sont faibles ne dépassant pas 10 m (côte marine) à près de 7 km de la pointe d'Hillion (Augris et Hamon, 1996). La morphologie des fonds, de forme générale semi-circulaire, est donc très homogène avec des pentes faibles à l'exception de certaines zones côtières parsemées de pointements rocheux et d'estrans ou de domaines infralittoraux proches des falaises.

Hydrodynamique

La baie de Saint-Brieuc connaît un régime hydrodynamique particulier du fait de sa forme et de son orientation. Relativement abritée des vents dominant d'Ouest, le fond de baie peut en revanche subir l'agitation des houles de Nord-Ouest et davantage encore l'agitation liée aux vents d'Est à Nord-Est.

Le régime hydrodynamique de la baie est surtout dominé par les courants de marée particulièrement importants dans cette baie où le marnage peut

atteindre 13 m en périodes de vives eaux. Le fond de baie subit ces ondulations semi-diurnes et de larges espaces se découvrent à marée basse. Les courants de marée qui peuvent être élevés au Nord-Ouest de la baie et dans les passes, sont moindres dans le fond de baie mais ils peuvent y atteindre 0,5 cm/s et plus dans les chenaux (Garreau et Jégou, 1996). Le courant résiduel lagrangien décrit une demi-ellipse cyclonique : les vecteurs représentant ce courant sont orientés vers le Sud-Ouest de la pointe de Pléneuf vers le fond de baie puis s'orientent vers le Nord-Ouest et le chenal de Saint-Quay où ils s'accélérent notablement.

Cartographie des fonds marins

La baie de Saint-Brieuc a fait l'objet d'une cartographie des fonds relativement complète par IFREMER et le BRGM au cours des années 1990 à 1994. Un atlas présentant l'ensemble des travaux et les différentes cartes thématiques a été édité par IFREMER (Augris et Hamon, 1996).

La cartographie de la nature des fonds meubles et des formes sédimentaires est tirée de ces travaux et des cartes établies (Houlgatte, 1996). La nature du substratum géologique est également basée sur ces travaux (Guennoc, 1996) mais elle a été complétée par les résultats des recherches menées dans le cadre du projet Armor du programme GéoFrance3D (1994-1997).

Les sédiments meubles recouvrent la quasi-totalité des fonds marins. Ils ont été cartographiés par imagerie acoustique, prélèvements de sédiments, photographies aériennes et observations de terrain dans les secteurs émergents ou très peu profonds.

Les sédiments de la baie sont essentiellement sableux. Il s'agit :

- de sables moyens (**Sm**) (granulométrie dominante comprise entre 0,5 et 0,063 mm) à débris coquilliers, formant une bande large de 4 km dans le secteur ouest et vers le large, au centre de la baie ;
- de sables fins (**Sf**) (de 0,2 à 0,063 mm) ou sables vaseux à silts (inférieurs à 0,063 mm) qui prédominent notamment dans les zones côtières.

Les sédiments à classes granulométriques dominantes de vases ne sont présents que dans les chenaux d'estrans et le fond de l'anse d'Yffiniac (sous la forme de schorres).

À l'Est, des dépôts plus grossiers sont observés à l'abri des roches littorales. Il s'agit de **maërl**, sédiment constitué par la concentration de l'algue calcaire *Lithothamnium calcareum*.

Du fait des conditions hydrodynamiques relativement modérées par rapport aux autres secteurs plus septentrionaux, il n'y a pas d'accumulations

sédimentaires de grande amplitude dans cette zone du fond de baie. Les formes sédimentaires les plus notables sont d'une part des rides et des mégarides de houle à faibles amplitudes, ubiquistes sur les fonds sableux, et d'autre part, des rubans d'accumulation de maërl, soit dans l'axe de la baie, soit en arrière des pointements rocheux à l'Est.

Épaisseur des sédiments meubles

Bien que les sédiments meubles recouvrent très largement le fond de baie, leur épaisseur est faible. Les levés de sismique-réflexion continue ont montré que ceux-ci ne dépassaient guère 8 à 10 m dans la partie sous-marine et sont inférieurs à 5 m dans les zones côtières, autour des zones rocheuses (Guennoc, 1996).

Si l'épaisseur peut être légèrement supérieure dans le prolongement des vallées terrestres, ce fait n'a pas été clairement reconnu par la sismique-réflexion dans la partie la plus méridionale de la baie. Aucun surcreusement notable du toit du substratum n'a été observé en mer dans le prolongement des vallées fluviales du Gouët, de l'Urne, de la Touche, du Gouessant et de la Flora, pourtant profondément encaissées par rapport aux plateaux environnants à l'intérieur des terres et à proximité immédiate de la côte.

La baie de Saint-Brieuc correspond donc à une plate-forme d'abrasion qui a été vraisemblablement soumise à de fortes actions de remaniement et nivellement durant les périodes de baisse et de remontée du niveau marin au Quaternaire.

Bien que l'âge de cette couverture sédimentaire ne soit pas connu avec certitude, à l'exception d'un prélèvement de tourbe holocène au Nord-Ouest de la feuille (*in* Guennoc, 1996), il s'agit vraisemblablement d'une couverture de sédiments d'âge holocène, la présence de minces unités ou placages de sédiments pléistocènes ne pouvant être exclue. Aucun dépôt significatif ni dépression pouvant contenir des sédiments plus anciens (Tertiaire) n'a été identifié dans ce secteur pourtant situé dans le prolongement de la faille « Quessoy-Nord-sur-Erdre ».

Substratum rocheux

Le substratum rocheux de la baie n'affleure qu'au niveau de pointements localisés près des côtes. La nature de ces affleurements localisés a été établie à partir des prélèvements réalisés sur ces roches. Sur la base de ces observations, les limites des principaux ensembles géologiques ont pu être partiellement établies à partir de la carte des anomalies magnétiques qui révèle de forts contrastes.

Les profils de sismique-réflexion, à faible pénétration ne permettent pas de faire de distinction de faciès acoustique entre ces domaines de socle ancien même si quelques réflecteurs isolés ont pu confirmer localement la présence de séries sédimentaires rattachées à la Formation de Binic.

Les terrains du substratum de ce secteur appartiennent essentiellement aux formations précambriennes (formations cadomiennes). La limite sud des formations paléozoïques (Grès de Fréhel) qui affleurent largement dans la partie orientale de la baie, est en effet située dans l'extrême NE de la feuille, au large de la pointe de Pléneuf (Guennoc, 1996).

Formation de Binic et autres métasédiments

À l'Ouest et au centre de la feuille, le substratum est vraisemblablement représenté par les sédiments de la Formation de Binic comme le montrent les affleurements sur les îlots au Nord de la plage des Rosaires. Près de la pointe du Roselier, la Roche Martin est également constituée de sédiments de la Formation de Binic mais une extension en mer de la Formation de Lanvollon-Erquy a pu être proposée (cf. schéma structural) d'après la forte anomalie associée à cette dernière formation, à terre et en mer.

De la même façon, plus au Sud, le prolongement des métasédiments du Légué en mer a été estimé d'après l'extension de la zone à faible relief magnétique correspondant à ces terrains sédimentaires à terre.

Formation de Lanvollon-Erquy

Les prélèvements réalisés sur les roches situées au centre et à l'Est de la baie ont permis de mettre en évidence les faciès suivants :

- au Sud, sur les rochers de Trahillion, des tufs acides représentant des agglomérats de lapillis : il s'agit d'une lave à faciès granophyrique mais microlitique, de texture porphyrique à phénocristaux automorphes à subautomorphes de quartz et de plagioclase albitique dans une matrice légèrement rubanée. Les microlites de plagioclases et les sphérolites quartzofeldspathiques sont allongés dans la fluidalité de la roche ;
- près de la côte au Nord-Est, sur le rocher d'Armelent, on retrouve un faciès proche de tuf cinéritique représenté par une roche acide leucocrate de type rhyolitique à grands cristaux de plagioclase mais relativement aphyrique, à texture granoblastique fine ;
- à l'Est et au Nord-Est, mais plus au large, sur La Ronde et Les Trois-Têtes, la roche est une diorite à amphibole à grain fin assez cataclasée, à texture grenue ophitique assez fine, à porphyroblastes de plagioclase surtout, et quelques amphiboles, à épidotes éparées et d'assez nombreux cristaux de titanomagnétite. Il s'agit d'un faciès de la Formation de Lanvollon-Erquy du type de ceux rencontrés dans les terres proches (secteur de Pléneuf...) ;

– enfin, dans certains secteurs, des métasédiments affleurent comme sur les roches des Filleules, où a été prélevée une mylonite de siltite.

Une alternance de métasédiments et de roches microdioritiques (dominantes) est observée très près de la côte, sur les Rochers Roemel. Ces métasédiments pourraient être plus anciens (éocadomiens) que les roches microdioritiques et donc intrudés par ces dernières, comme suggéré le long de la côte proche au niveau de la « discordance de Jospinet » (cf. la description de la « Trondhjémite d’Hillion » dans le § « Description des terrains »).

La présence de faciès (hypo)volcaniques prédominants à proximité de la côte de Penthièvre permet d’attribuer la nature du substratum de ce secteur essentiellement à la Formation de Lanvallon–Erquy. Cette attribution est confortée par les anomalies magnétiques de courte longueur d’onde, linéaires et orientées NE-SW, observées dans ce secteur. L’extension vers le Nord-Ouest de ce « domaine magnétique » permet de proposer une limite avec la Formation de Binic qui pourrait se situer au niveau de la faille cadomienne d’Erquy–Légué (Brun et *al.*, 2001), subparallèle à l’accident reconnu le long de la côte.

Dans le secteur marin de la feuille, des failles d’orientation NW-SE ont été également cartographiées d’après les discontinuités magnétiques. Il s’agirait de failles rattachées au prolongement en mer de l’accident de Quessoy–Nord-sur-Erdre, dont des éléments ont également été cartographiés plus au Nord, sur la feuille Pontrieux–Étables.

Ces failles, d’âge varisque qui ont joué au Tertiaire, auraient également joué un rôle important dans l’évolution morphologique quaternaire en séparant, d’une part, les plateaux du Trégor d’altitude + 90 à + 100 m, vraisemblablement surélevés et profondément incisés, et, d’autre part, la baie de Saint-Brieuc demeurée abaissée et fortement aplanie par les agents d’érosion marine (Bonnet, 1998).

CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Anomalie de Bouguer

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies de gravité positives importantes parmi les plus fortes observées en France. Ces anomalies, dont les maximas atteignent 30 à 35 mgal, soulignent les forts contrastes de densité existant de part et d’autre de la baie de Saint-Brieuc, entre, au Nord, les roches cadomiennes à dominante basique, et au Sud, les terrains sédimentaires et migmatitiques cadomiens et les granitoïdes paléozoïques. La carte de l’anomalie de Bouguer jointe (document couleur hors-texte en

annexe 4) montre bien ces deux zones principales clairement distinctes. La limite entre les deux zones, progressive mais régulière, correspond à peu près à la limite entre, d'une part, les unités largement basiques de Saint-Brieuc et d'Yffiniac, et d'autre part, les unités de Saint-Malo et de Guingamp principalement métasédimentaires et intrudées de granitoïdes. Cette concordance des limites géologique et gravimétrique met bien en évidence le contraste de densité et donc de lithologie entre ces unités.

Plus dans le détail, il n'apparaît pas de corrélation nette, au sein des unités, entre le levé géologique et la carte gravimétrique à l'exception sans doute du massif granitique de Quintin qui se superpose assez bien avec une anomalie gravimétrique négative. On notera par ailleurs, que dans le Nord-Est de la feuille Saint-Brieuc, une anomalie fortement positive de géométrie complexe se superpose très partiellement à la petite entité des gabbros de Saint-Alban : l'extension de l'anomalie pourrait traduire l'extension des gabbros en profondeur.

Anomalie du champ total réduit au pôle

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies linéaires, d'amplitude moyenne comparée à celle de l'anomalie du bassin de Paris ou de la Manche mais qui sont néanmoins les plus fortes du Massif armoricain (Le Mouél, 1969). Des anomalies d'amplitude comparable sont observées au centre du Cotentin (prolongation du domaine cadomien) ou en baie d'Audierne. Une compilation de données aéromagnétiques plus détaillées sur la Chaîne cadomienne a été effectuée récemment dans le cadre du projet ARMOR (Programme GéoFrance 3D). Ces données sont issues de deux levés de basse altitude effectués respectivement pour la SNEAP en 1975 (altitude de 120 m) et pour l'INSU/CNRS en 1992 (350 m). Les procédures de compilation et de traitement de ces levés sont présentées et discutées par Galdéano et *al.* (2001). Une carte hors-texte issue de ce travail de compilation et centrée sur la feuille Saint-Brieuc est présentée avec cette notice (annexe 5).

À l'échelle de la Chaîne cadomienne de Bretagne Nord, la comparaison des contours des anomalies magnétiques avec les contours de la cartographie géologique ainsi que des mesures de susceptibilité magnétique sur échantillons ont montré notamment (et contrairement à ce à quoi on pourrait s'attendre) une bonne corrélation de certaines anomalies avec la partie acide à intermédiaire de la Formation de Lanvollon (Cauvin-Cayet et *al.*, 2001). En revanche, la partie basique de cette formation est généralement amagnétique. Cette corrélation apparaît mal sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, vraisemblablement du fait de l'intercalation à différentes échelles des faciès basiques et acides de la Formation de Lanvollon-Erquy, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc. D'une manière générale, les diverses anomalies positives qui apparaissent sur la carte aéromagnétique se corrélaient difficilement avec

les entités cartographiées sur la feuille Saint-Brieuc. On notera cependant que les anomalies les plus fortes se concentrent dans l'Unité de Saint-Brieuc. Dans la partie ouest de la carte, ces anomalies se localisent au niveau des métavolcanites de la Formation de Lanvollon–Erquy. De l'autre côté de la baie de Saint-Brieuc, les plus fortes anomalies apparaissent au Nord-Est, au niveau de la zone à témoins éocadomiens mais sans se superposer sur les entités cartographiées de ces terrains. Par ailleurs, la partie principale de l'Intrusion de Coëtmieux–Fort-la-Latte et les Métagabbros d'Yffiniac sont très peu magnétiques, au même titre, mais c'est moins surprenant, que les Métasédiments de Lamballe ou les intrusions de Ploufragan et Saint-Brieuc. En revanche, deux petites anomalies se localisent à peu près au niveau de la bande cartographique des volcanites de Château-Serein.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

NÉOPROTÉROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU PALÉOZOÏQUE : UNITÉS CADOMIENNES

Unité de Saint-Brieuc

Le « socle » pentévrien (Éocadomien)

Les caractères géochimiques de la plupart des formations constitutives du « socle » pentévrien (Formation de Port-Morvan, Trondhjémite d'Hillion, blocs dans le conglomérat de Cesson, Leptynites de Morieux) les apparentent aux suites volcaniques et plutoniques des systèmes d'arcs insulaires actuels (Thiéblemont et *al.*, 1999). Le caractère faiblement potassique de ces roches suggère un rôle nul ou mineur de la croûte continentale, et les signatures adakitiques de certaines (Port-Morvan, Hillion, Cesson) permettent d'envisager une origine par fusion partielle directe de plaque(s) océanique(s) en subduction (Defant et Drummond, 1990). Néanmoins, l'histoire « pentévrienne » ou éocadomienne de Bretagne Nord ne saurait se résumer au fonctionnement d'un arc unique préfigurant l'arc cadomien ; d'une part parce que cette histoire s'est déroulée sur une période beaucoup trop longue (~ 750-625 Ma, soit plus de 100 Ma), et d'autre part parce que certaines roches (Diorite titanifère de Morieux) présentent des signatures géochimiques qui s'écartent clairement de ce que l'on connaît dans les systèmes d'arc actuels.

Les métavolcanites et métadiorites de la Formation de Lanvollon–Erquy

Dans la partie ouest de la feuille Saint-Brieuc, les roches basiques de la Formation de Lanvollon–Erquy sont déformées et recristallisées (amphibolites), aussi apparaît-il généralement difficile ou impossible de déterminer la nature et la texture pétrographiques précises des protolithes. Cependant,

les amphibolites présentent un grain souvent fin à très fin compatible avec une origine volcanique. Dans le secteur de la pointe du Roselier, des structures en coussins sont décrites (Rabu *et al.*, 1983a et b), qui montrent le caractère effectivement volcanique (et sous-aquatique) des roches originelles. À l'Est de la baie de Saint-Brieuc, au niveau de la presqu'île d'Hillion ou plus au Nord-Est, les roches de la Formation de Lanvallon-Erquy, globalement peu déformées, présentent une texture intergranulaire à grain moyen de dyke. Des filons recourent d'ailleurs régulièrement le socle pentévrien.

Les roches acides, également métamorphiques (leptynites), ne présentent pas de texture reconnaissable mais sont vraisemblablement d'origine volcanique à hypovolcanique. À proximité du Bassin de Binic, des faciès de tuf sont clairement identifiables.

Les émissions acides et basiques de la Formation de Lanvallon apparaissent contemporaines puisqu'elles sont indifféremment, et sans discontinuité structurale, recouvertes par la Formation de Binic.

Du point de vue géochimique, les laves de la Formation de Lanvallon-Erquy présentent une signature tholéiitique continentale dominante et une signature tholéiitique d'arc subordonnée (métabasites du secteur de Caroual) (fig. 9) ; cette signature « arc » est dominante dans la formation des spilites de Paimpol (~ 610 Ma) qui affleurent sur le territoire des feuilles Tréguier (Auvray *et al.*, 1976) et Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal *et al.*, 1996a). Globalement, le volcanisme cadomien de l'unité de Saint-Brieuc est interprété comme le témoin d'un système d'arc insulaire (« arc » cadomien), arc dont l'extension se serait accompagnée de l'émission de tholéiites continentales, puis de l'ouverture d'un bassin où se seraient déposés les sédiments de la Formation de Binic (Roach *et al.*, 1990 ; Cabanis *et al.*, 1996 ; Égal *et al.*, 1996b ; Chantraine *et al.*, 2001). Une position « arrière-arc » a été parfois envisagée en considérant le magmatisme acide nord-Trégorrois (batholite nord-Trégorrois et tufs associés) comme le témoin de la partie « arc » du système, selon un modèle de subduction à pendage sud dont la suture correspondrait à l'anomalie magnétique de la Manche (Chantraine *et al.*, 1988 ; Rabu *et al.*, 1990). D'après des interprétations plus récentes (Chantraine *et al.*, 2001), la suture cadomienne se localiserait plutôt au sud de la baie de Saint-Brieuc (Unité d'Yffiniac-Belle-Isle), ce qui conduit à envisager une subduction à pendage nord et à placer la Formation de Lanvallon-Erquy en position intra- ou avant-arc.

Les sédiments de l'ensemble de Lanvallon-Erquy-Binic

Des métasédiments sont intercalés avec les métavolcanites de la Formation de Lanvallon-Erquy. Ces intercalations sont au moins en partie d'origine

stratigraphique et signent des manifestations sédimentaires antérieures au dépôt de l'entité principale de la Formation de Binic sur la formation volcanique de Lanvallon–Erquy avant la déformation régionale majeure. La Formation de Binic est constituée d'alternances de wackes et de siltites qui constituent des séquences turbiditiques lesquelles, d'après les caractères géochimiques, se seraient déposées en contexte général « tectoniquement actif » (Denis, 1988). Une telle interprétation est cohérente avec l'hypothèse de bassin intra- ou avant-arc évoquée plus haut.

L'Intrusion de Coëtmieux–Fort-la-Latte

L'Intrusion de Coëtmieux–Fort-la-Latte (ICFL) est interprétée par E. Hallot (1993) comme un pluton « orogénique » à composition de « High-Alumina basalt ». Même si l'affinité orogénique dominante du massif n'a pas à être remise en cause, une certaine modulation peut être apportée à ces conclusions. En particulier, l'examen de certains diagrammes d'éléments majeurs (fig. 12) ou d'éléments traces (fig. 15) montre que la variabilité de l'ICFL ne peut être interprétée en terme de différenciation en système clos d'un magma unique. Ainsi, la participation d'au moins deux « pôles » géochimiques doit être envisagée : l'un à affinité orogénique, représenté par les roches intermédiaires constituant le plus gros du massif (diorites quartzifères, tonalites), et l'autre à affinité « anorogénique », représenté par les roches basiques parmi lesquelles l'ensemble des enclaves et filons microgrenus. Cette variabilité, observée également au sein de la Formation de Lanvallon–Erquy s'insère dans une histoire qui ferait alterner des épisodes de magmatisme « orogénique » en régime de subduction et des épisodes de magmatisme « anorogénique » en régime d'extension intra ou avant-arc.

Les massifs gabbroïques et tonalitiques de Squiffiec–Plouvara

Si l'évolution paragénetique depuis les stades magmatiques jusqu'aux recristallisations métamorphiques des Gabbros de Squiffiec apparaît maintenant assez bien connue (Hébert et *al.*, 1997), leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques sont encore discutées. Leurs fortes teneurs en alumine et leurs faibles teneurs en titane conduisent E. Hallot (1988) à les interpréter comme les équivalents plutoniques de « high-alumina basalts », laves basiques typiques des arcs insulaires. Les analyses obtenues par Égal et *al.* (1996b) sur deux métagabbros suggèrent une nature essentiellement cumulative. Selon ces auteurs, le caractère très alumineux mais faiblement titanifère traduirait une cumulation de plagioclase plus qu'une signature « orogénique ». Selon cette hypothèse, ces métagabbros pourraient constituer le terme cumulatif d'une suite tholéiitique dont les amphibolites de Lanvallon représenteraient la partie effusive. D'autres analyses seraient nécessaires pour évaluer plus complètement cette interprétation. De même, aucune analyse n'a été effectuée à ce jour sur les Tonalites de Plouvara.

Le Gabbro de Saint-Alban

Le massif de Saint-Alban inclut des cumulats à plagioclase et/ou clinopyroxène (?) et des microgabbros pauvres en titane mais dont les signatures géochimiques sont clairement celles de basaltes tholéïtiques anorogéniques (fig. 15).

Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre

L'interprétation géochimique de la Formation d'Yffiniac n'est pas univoque. Pour M.M. Shufflebotham (1989, 1990) et J.P. Brun et P. Balé (1990), la formation présente une signature calco-alkaline qui suggère une mise en place en contexte d'arc insulaire, tandis que pour C. Guerrot et J.J. Peucat (1990), elle représenterait un magmatisme arrière-arc. Les interprétations récentes (Chantraine *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2001) en font une racine d'arc volcanique écaillée au sein de l'Unité de Guingamp. Géochimiquement, cette entité apparaît très hétérogène, mais la présence d'ultrabasites et gabbros à signatures de cumulats constituent un bon argument en faveur d'une mise en place dans la partie profonde d'un système volcanique.

Unité de Guingamp

Protolithe des Migmatites de Guingamp

L'Unité de Guingamp constitue un ensemble métamorphique de haute température s'étendant sur les feuilles Pontrieux–Étables-sur-Mer, Lannion, Guingamp, Belle-isle-en-Terre et Saint-Brieuc. Elle forme avec les migmatites de l'Unité de Saint-Malo à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, une ceinture discontinue, s'interrompant dans la région de Saint-Brieuc. Les Migmatites de Guingamp apparaissent dériver de la fusion partielle de grauwackes. Sur la feuille Lannion (Chantraine *et al.*, 1999), la présence de quartzites noirs au sein de la Formation de Guénézan adjacente aux Migmatites de Guingamp et présentant des analogies avec les phtanites (M.P. Dabard, com. perso) suggère que les Migmatites de Guingamp pourraient être issues de la fusion partielle de sédiments équivalents à ceux de la Formation de Lamballe, comme cela a déjà été proposé pour les Migmatites de Saint-Malo (Brun, 1975 ; Martin, 1977 ; Brown, 1979 ; Chantraine *et al.*, 1988) mais remis en cause par M.-P. Dabard (1997). Cette interprétation est cependant corroborée par le fait que des bancs d'amphibolites fines cartographiés au sein des migmatites de l'Unité de Guingamp présentent une composition de MORB (notice feuille Guingamp, Égal *et al.*, 1999) au même titre que des amphibolites incluses dans les Migmatites de Saint-Malo (Dabard, 1997).

La fusion partielle du protolithe des Migmatites de Guingamp est interprétée comme le résultat du chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc sur l'Unité de Guingamp générant un épaississement modéré (cf. plus loin) (Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, 2001). L'exhumation de ces migmatites est associée à la mise en place d'un dôme migmatitique extensif. L'âge de la fusion partielle n'est pas connu avec précision, cependant les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de refroidissement obtenus sur amphibole se situent vers 510-540 Ma (§ Évolution tectono-métamorphique).

Sources des Granitoïdes de Ploufragan et de l'Intrusion de Saint-Brieuc

Par ses caractéristiques pétrographiques, la Formation de Ploufragan se distingue des Migmatites de Guingamp qu'elle intrude. E. Hallot (1993) a montré que la Formation de Ploufragan comprend pour l'essentiel des roches peralumineuse de composition tonalitique (tonalites de type S) mises en place simultanément des granodiorites et diorites quartzifères de l'Intrusion de Saint-Brieuc, vers ~ 535 Ma (Hébert et *al.*, 1993). Selon ces auteurs, les Granitoïdes de Ploufragan seraient d'origine crustale, et cette hypothèse se trouve confirmée par les très fortes similitudes entre ces granitoïdes et les migmatites et paragneiss des unités de Guingamp et Saint-Malo. Cette similitude amène à s'interroger sur l'éventualité d'une fusion totale de ces matériaux crustaux. Dans la mesure où un tel processus requiert des températures de l'ordre de 1 000°C, il semble plus vraisemblable que les Tonalites de Ploufragan représentent un mélange associant une fraction granitique fondue et une fraction restitutive alumineuse et mafique (*pro parte* cordiérite).

La mise en place simultanée des Granitoïdes de Ploufragan et de l'intrusion de Saint-Brieuc permet de rendre compte de l'évolution de cette dernière depuis des roches intermédiaires ($\text{SiO}_2 \sim 55 \%$) assez mafiques ($\text{MgO} = 4\text{-}5 \%$), vers des granodiorites peralumineuses. Singulièrement, les caractéristiques géochimiques des roches les plus mafiques sont plutôt « anorogéniques » ($\text{TiO}_2 = 1,2\text{-}2,8 \%$) et leurs signatures sont plutôt « enrichies » ($[\text{Y}/\text{Nb}]_{\text{N}} \sim 0,3\text{-}0,55$, $\varepsilon_{\text{Nd}}^{\text{T}} \sim 0$).

Unité de Saint-Malo

La Formation de Lamballe : milieu de dépôt ; genèse des phthanites

Une nouvelle interprétation du milieu de dépôt des sédiments terrigènes de la Formation de Lamballe a récemment été proposée par M.-P. Dabard (1997) pour qui les sédiments se sont mis en place dans un environnement peu profond de haute énergie soumis à l'action des vagues de tempête. L'aire de dépôt envisagée se situe sur la plate-forme continentale au niveau de l'offs-

hore éventuellement associé à un contexte deltaïque. Ce résultat remet en question l'attribution généralement admise d'une mise en place sous l'action de courants de turbidité dans des environnements relativement profonds. L'auteur prend cependant la précaution de préciser que l'observation exclusive de faciès peu profonds n'infirme nullement l'absence de faciès turbiditique, la mauvaise qualité des affleurements ne permettant pas d'analyse sédimentologique complète. En outre, la découverte par Le Gall *et al.* (1986) de MORB au sein de la Formation de Saint-Lô (équivalente, dans le Cotentin, de la Formation de Lamballe), interprétés comme s'étant disposés à plus de 500 m de profondeur (Dupret *et al.*, 1990), implique des environnements de sédimentation compatibles avec des dépôts turbiditiques. Un contexte de prisme d'accrétion a également été proposé pour interpréter le milieu de dépôt de la Formation de Lamballe (Graviou, 1992).

La genèse des phtanites en tant que telles est également discutée et interprétée par M.-P. Dabard (*op. cit.*). L'origine biochimique par accumulation de tests siliceux (Cayeux, 1929), rapidement remise en question (pas de tests observés), est maintenant écartée puisque le dépôt de la Formation de Lamballe est antérieure à l'apparition des organismes à tests siliceux. L'hypothèse d'une précipitation directe de silice (Roblot, 1971) est également rejetée par M.-P. Dabard pour des raisons physico-chimiques et sédimentologiques. Enfin, aucun argument ne permet de soutenir l'hypothèse d'un contrôle généralisé du volcanisme interstratifié dans la formation des phtanites. Il est donc vraisemblable pour M.-P. Dabard, que la genèse des phtanites soit à dissocier strictement des émissions volcaniques et partiellement des processus sédimentaires. L'auteur propose un modèle de silicification diagenétique de sédiments variés faisant intervenir d'une part la présence de matière organique et d'autre part un contexte environnemental peu profond. Ce modèle n'implique aucune contribution hydrothermale. Plusieurs phases de silicification se sont vraisemblablement succédé en réponse aux fluctuations du niveau marin et/ou au cours de la propagation de la construction deltaïque. Selon ce modèle, la genèse des phtanites étant liée à des processus diagenétiques, rien ne permet d'affirmer que la silicification soit synchrone sur l'ensemble d'un même bassin. L'utilisation des phtanites comme niveau stratigraphique repère doit donc être maniée avec beaucoup de prudence.

Les andésites et basaltes de la « Série volcanique de Château-Serein »

Ces roches volcaniques, non datées, présentent une affinité alcaline (Cabanis *et al.*, 1987). Une mise en place en contexte d'extension intracontinentale est envisagée par Chantraine *et al.* (1988 ; 2001) et Rabu *et al.* (1990), tandis que P. Graviou (1992), qui leur attribue une signature « océanique », les considère comme des éléments exotiques intégrés tectoniquement au sein d'un prisme d'accrétion (Unité de Saint-Malo). Il est désormais bien établi

que les basaltes alcalins caractérisent des zones d'extension ou de « point chaud » en domaine continental (rift) ou océanique (chaînes d'îles océaniques), et que, dans ces deux domaines, leurs caractéristiques géochimiques ou isotopiques se recouvrent largement (Allègre et *al.*, 1981).

PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN

Le massif de Quintin

Le massif granitique de Quintin situé à la limite méridionale du Domaine nord-armoricain (sur le territoire de quatre feuilles géologiques à 1/50 000) est constitué de quatre faciès granitiques principaux. Dans la partie ouest du massif, ils sont déversés vers le Sud-Ouest et se disposent de manière concentrique (Beurrier et *al.*, 1979). Ce massif appartient à l'ensemble des massifs granitiques hercyniens (Huelgoat, Commana, Plouaret, Quintin, Montcontour) qui jalonnent le Cisaillement nord-armoricain. Les données géochimiques effectuées par Beurrier et *al.* (1979) indiquent une affinité subalcaline (Carron et *al.*, 1994). Il intrude les formations briovériennes et les sédiments carbonifères du bassin de Chateaulin (Sagon, 1976). Les datations Rb/Sr sur le granite porphyroïde ont donné un âge de 291 ± 9 Ma (Peucat et *al.*, 1979).

Les filons doléritiques

Cartographiés depuis les travaux de C. Barrois (1896) et s'étendant sur une grande partie du Nord du Massif armoricain, les filons doléritiques subméridiens traduisent l'existence d'une phase distensive régionale au Carbonifère inférieur (âge des filons de la région de Saint-Malo ; Perroud et *al.*, 1986). Les dykes doléritiques apparaissent comme les équivalents hypovolcaniques des volcanites basaltiques des bassins centro-armoricains de Châteaulin et de Laval (Velde, 1970 ; Lahaye et *al.*, 1995). Sur les feuilles de Belle-Isle-en-Terre (Hirbec, 1979) et de Pontrieux-Étables-sur-Mer (Égal et *al.*, 1996a), deux familles de dolérites ont été reconnues : l'une à tendance tholéiitique, l'autre à tendance alcaline. Dans la région de Saint-Malo, une étude pétro-géochimique détaillée a permis d'identifier le caractère tholéiitique anorogénique des dolérites ; leur mise en place en contexte extensif résulterait du fonctionnement du Cisaillement nord-armoricain responsable de la formation en pull-apart des bassins centro-armoricains (Lahaye et *al.*, 1995).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La feuille Saint-Brieuc regroupe principalement des terrains néoprotérozoïques plus ou moins affectés par l'évolution tectono-métamorphique cado-mienne et recoupés par des intrusions tardi-cado-miennes à paléozoïques non

déformées. La tectonique varisque ne se manifeste quasiment pas sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc située à l'écart du Cisaillement nord-armoricain. Ainsi, le gabbro de Saint-Alban comme la microtrondhjémite du Verdelet ou le Granite de Quintin ne présentent ici aucune structuration pénétrative.

Les grandes failles cadomiennes

De grands accidents limitent les principales unités cadomiennes à l'échelle régionale (cf. fig. 1 et schéma structural joint à la carte). Sur la feuille Saint-Brieuc, on distingue principalement :

- la faille de Belle-Isle–La Fresnaye qui borde l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre au Sud, et disparaît plus à l'Ouest où elle est recoupée par l'Intrusion de Ploufragan ;
- la faille de Plouagat–Coëtmeux qui se localise au front de l'Unité de Saint-Brieuc et limite au Nord l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre.

La faille de Belle-Isle–La Fresnaye marque une saute lithologique et métamorphique importante puisqu'elle sépare les Métagabbros d'Yffiniac fortement métamorphiques (conditions pression-température estimées à environ 9 kbar et 700 °C, cf. plus loin) des métasédiments détritiques épimétamorphiques de la Formation de Lamballe. Du fait du contraste lithologique, ce contact majeur se marque bien sur les cartes gravimétriques (cf. Brun et Balé, 1990 ; Truffert et *al.*, 2001 et carte hors-texte) ; il est distingué sous différentes appellations anglaises suivant les auteurs : « Main Cadomian thrust » (Balé et Brun, 1989 ; Ballèvre et *al.*, 2001 ; Brun et *al.*, 2001), « Saint-Brieuc thrust » (Brun et Balé, 1990), « Fresnaye shear zone » (Strachan et Roach, 1990), « Main Cadomian Shear Zone » (Égal et *al.*, 1996b).

Le contact entre les unités d'Yffiniac–Belle-Isle et de Saint-Malo se marque également au niveau de la petite lentille de métagabbros affleurant au Nord-Ouest de Plédran. Les affinités lithologiques et métamorphiques de cette petite lentille avec l'entité principale de l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle ne font pas de doute ; on peut donc penser qu'*a priori*, sa mise en place est liée à la mise en place tectonique de l'entité principale de l'unité et qu'elle représente une sorte de klippe de cette dernière. On peut cependant considérer que la mise en place tectonique de cette lentille s'est plutôt faite de façon relativement indépendante par rapport à l'entité principale : elle pourrait constituer un lambeau remonté au sein de la Formation de Lamballe, le long du plan tectonique majeur dans un contexte de prisme d'accrétion déjà proposé par P. Graviou (1992).

La faille de Plouagat–Coëtmeux met en contact l'Unité de Saint-Brieuc avec l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre à l'Est et avec l'Unité de Guingamp à l'Ouest. Elle a été individualisée récemment, principalement à

partir d'arguments métamorphiques (Hébert *et al.*, 1997) ; Ballèvre *et al.*, 2001). La branche ouest de cet accident était cependant raccordée par certains auteurs antérieurs à l'accident régional majeur (faille de Belle-Isle–La Fresnaye).

Ces failles ne sont généralement pas accessibles à une observation directe et aucun critère cinématique n'a jamais été décrit précisément au niveau de ces accidents. En revanche, à l'échelle régionale, de grandes failles décrochantes NE-SW à la cinématique senestre bien caractérisée, se localisent pour l'essentiel, dans l'Est de la feuille Saint-Brieuc : il s'agit principalement de la zone de cisaillement de Saint-Cast, qui recoupe la feuille Saint-Brieuc au niveau de la bordure sud du Granite de Quessoy–Lamballe, et de la zone de cisaillement de Cancale en limite sud-orientale des Migmatites de Saint-Malo (fig. 1 et 2). La première se situe au sein de l'Unité de Saint-Malo alors que la seconde sépare cette dernière de l'Unité de Fougères.

Structures pénétratives : champs de déformation et cinématiques (fig. 21, hors-texte)

Les terrains néoprotérozoïques de la carte Saint-Brieuc sont régulièrement affectés par une déformation plus ou moins pénétrative marquée par une schistosité ou une foliation, peu développée à (ultra)mylonitique, généralement très fortement pentée à verticale. À l'échelle cartographique, les trajectoires dessinées par cette schistosité sont généralement bien définies et régulières et mettent en évidence un champ de déformation principal apparaissant résulter d'un même événement tectonique majeur. Toutefois, dans certains secteurs, on observe une schistosité/foliation dont l'orientation diffère clairement de celle des trajectoires environnantes et s'accordent avec l'existence d'un polyphasage structural même si aucune figure d'interférence n'a été observée à l'affleurement. Par ailleurs, les terrains pentévriens de l'Est de la feuille montrent une structuration précoce antérieure à la déformation cadomienne régionale. Enfin, quelques plans de crénulation tardifs reprennent la schistosité principale mais leur caractère très local leur confère une signification anecdotique à l'échelle cartographique.

Les observations structurales et l'interprétation de ces structures en termes de trajectoires et de champ(s) de déformation sont reportées sur la figure 21 et, de manière plus simplifiée, sur le schéma structural associé à la carte.

Caractères et intensité de la déformation principale cadomienne

L'intensité de la déformation des terrains cadomiens *s.l.* est très variable à travers la carte Saint-Brieuc. Dans le Nord-Ouest de la feuille, au sein de l'entité principale du bassin de Binic, la schistosité est peu développée : elle

se marque irrégulièrement par des plans discrets et espacés, soulignés par quelques phyllites et oxydes résiduels. Cette schistosité, subverticale, est plan axial de plis ouverts d'échelle mésoscopique (visibles en bord de mer) à cartographique (cf. feuilles Pontrieux-Étables-sur-Mer [Égal et *al.*, 1996a] et Guingamp [Égal et *al.*, 1999]).

Au niveau de la bordure méridionale de l'entité principale de Binic et au Sud de celle-ci jusqu'au contact avec l'intrusion tardive non foliée de Saint-Brieuc, la déformation devient nettement plus marquée : la schistosité ou la foliation est généralement pénétrative à mylonitique. Elle est notamment soulignée, suivant la lithologie, par des amphiboles ou des micas métamorphiques bien développés. Une linéation minérale est particulièrement bien visible dans les amphibolites (allongement des amphiboles). Ce secteur constitue une zone de forte déformation localisée à l'échelle régionale.

À l'Est de l'anse d'Yffiniac, au niveau de la presqu'île d'Hillion, la schistosité devient peu développée dans les roches hypovolcaniques dominantes au sein desquelles les textures originelles sont généralement bien conservées. La structuration se marque principalement par le redressement des strates des intercalations métasédimentaires et la déformation pénétrative mais discrète de celles-ci. Quelques plis mésoscopiques (sub)isoclinaux sont également observés dans ces intercalations.

Au sein du Complexe de Penthièvre, la déformation est hétérogène mais généralement forte et assez fréquemment mylonitique. C'est le cas notamment au niveau de la zone mylonitique passant par les Ponts-Neufs (recoupée par la ria du Gouessant). Celle-ci se marque par une très forte déformation linéaire à linéo-planaire (L>S) associée à une recristallisation intense (texture en mosaïque). Elle n'a cependant pu être suivie cartographiquement. On notera cependant que le Leucogranite de Planguénoual, allongé dans le prolongement de cette zone, semble s'être mis en place au sein de celle-ci en contexte syntectonique.

Les roches hypovolcanites de la Formation de Lanvallon-Erquy qui recourent le Complexe de Penthièvre sont généralement peu à très peu déformées. C'est le cas notamment au niveau dans le secteur de Pléneuf-Val André où la schistosité est discrète ou absente.

La foliation métamorphique des métagabbros de l'Unité d'Yffiniac, dans le centre et l'Est de la feuille, transpose un rubanement au moins en partie d'origine magmatique.

Dans les terrains (méta)sédimentaires de la Formation de Lamballe du Sud et du Sud-Est de la carte, l'anisotropie principale est soulignée par la stratification redressée. Une schistosité subparallèle à la stratification est irrégulière.

rement présente et généralement discrète sauf au niveau de la zone mylonitique décrochante qui borde au Sud-Est le Granite de Quessoy-Lamballe.

Enfin, les migmatites de la Formation de Guingamp, dans le Sud-Ouest de la carte, montre une foliation gneissique et migmatitique régulièrement bien exprimée.

Orientation générale de la déformation principale (schistosité/foliation et linéation)

Mises à part des variations locales importantes discutées plus loin, les plans de la schistosité principale dessinent des trajectoires relativement régulières à l'échelle de la carte et globalement cohérentes avec l'orientation des entités cartographiques et des principaux accidents. Ces trajectoires passent globalement en continu des terrains cadomiens *s.s.* aux terrains éocadomiens (Pentévrien) et traduisent ainsi la prédominance d'un événement majeur (champ de déformation majeur) d'âge cadomien *s.s.* Les trajectoires montrent une orientation générale principalement WSW-ENE (N75-80) (Ouest et Sud de la baie de Saint-Brieuc) à SW-NE (N45-50) (Est de la Baie) en passant plus localement par une orientation WNW-ESE (N105-110). Une virgation importante de la schistosité se manifeste au niveau de l'anse d'Yffiniac dans le fond de la baie de Saint-Brieuc depuis la rive occidentale à la rive orientale de l'anse. Plus au Sud, les directions WNW-ESE et WSW-ENE s'entrecroisent à l'échelle cartographique. La schistosité principale montre un pendage le plus souvent (sub)vertical (80-90°) et en tout cas très rarement inférieur à 60° : la direction de plus grande pente est orientée majoritairement vers le NNE (Ouest de la Baie) mais également vers le Sud-Est (Est de la Baie).

Au sein de l'entité isolée des Migmatites de Guingamp, dans le Sud-Ouest de la carte, la foliation montre une orientation principale SE-NW et un pendage variable et souvent faible vers le Nord-Est. Au contact du Granite de Quintin, la foliation des migmatites prend une orientation E-W et un pendage subvertical vraisemblablement dû à l'effet de la mise en place du granite.

Une linéation minérale est bien exprimée à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc au sein notamment des Amphibolites de Lanvillon. Elle plonge régulièrement vers l'ENE selon une direction N60 à N80, mais avec un angle variant entre 20 et 80° (Ouest de la baie). Les écarts par rapport à cette orientation sont relativement rares. Ailleurs sur le territoire de la carte, la linéation est rarement bien exprimée sauf dans certains secteurs du Complexe de Penthièvre et dans les Migmatites de Guingamp. Les mesures effectuées sont cependant cohérentes avec les précédentes et indiquent un plongement vers l'Est ou le Nord-Est.

Cinématique

Des bandes de cisaillement bien exprimées affectent, à l'échelle de l'échantillon, les Migmatites de Guingamp dans le Sud-Ouest de la carte. Elles sont associées à une linéation bien visible et faiblement plongeante vers l'ENE. La relation angulaire de ces bandes avec la foliation principale indique clairement une cinématique chevauchante vers l'WSW. Immédiatement à l'Ouest, sur la feuille Guingamp, cette cinématique s'oriente plus franchement vers l'Ouest (Égal et *al.*, 1999). Exception faite des Migmatites de Guingamp, quasiment aucun critère de cisaillement n'a été observé sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc malgré l'intensité de la déformation dans certains secteurs. Seules quelques figures de rotation de clastes de grenat dans les « Micaschistes du Légué » (Formation de Binic) permettent de confirmer localement une cinématique inverse vers le SW-WSW (Hébert et Ballèvre, 1993). Rien ne s'oppose à l'hypothèse qu'une grande partie de la déformation ait été accommodée en régime coaxial. Toutefois, sur la feuille Saint-Brieuc, le plongement régulier de la linéation vers l'ENE s'accorde avec une cinématique globale vers l'WSW. Mais, cette linéation est généralement associée à une foliation très pentée à subverticale et de direction voisine de celle de la linéation, ce qui traduit l'absence de tectonique inverse majeure à l'écart de la zone des Migmatites de Guingamp.

Dans le Sud-Est de la carte, le Granite de Quessoy-Lamballe et les méta-sédiments encaissants de la Formation de Lamballe sont affectés par une déformation mylonitique, au niveau d'une zone de cisaillement majeure dont la cinématique senestre est clairement observée plus au Nord-Est dans la région de Saint-Cast (Balé et Brun, 1989 ; Strachan et *al.*, 1989).

Relations des structures pénétratives avec les grandes failles

Les principaux contacts anormaux de la carte ne sont pas directement observables sur le terrain. Aucune analyse structurale et cinématique n'a pu être faite au niveau de ces accidents. Ils montrent cependant une orientation globalement parallèle aux trajectoires de la schistosité/foliation principale, ce qui permet de les intégrer dans le même champ de déformation. Toutefois, au SSW de la baie de Saint-Brieuc, on observe une relation complexe entre les plans de foliation et le contact majeur qui sépare les formations d'Yffiniac et de Lamballe (faille de Belle-Isle-La Fresnaye) : certains plans de schistosité sont parallèles au contact alors que d'autres sont sécants sur ce dernier, ce qui est à mettre en relation avec le jeu en partie cassant et tardif de cet accident.

Âge de la déformation régionale, existence d'une structuration éocadomienne

La déformation majeure des terrains cadomiens est antérieure à ~ 533 Ma, âge de mise en place de l'Intrusion de Saint-Brieuc qui recoupe

à l'emporte-pièce la foliation des terrains cadomiens ainsi que les contacts anormaux majeurs.

Par ailleurs, les terrains pentévriens de la partie orientale de la carte, déformés de manière très hétérogène, sont affectés, par une structuration précoce : le calage chronologique est bien visible sur la petite plage de Port-Morvan où les gneiss éponymes, franchement foliés (mylonitiques), sont recoupés par des injections de roches basiques équantes rapportées à la Formation d'Erquy-Lanvollon. Ces relations entre des gneiss pentévriens (éocadomiens) foliés et des filons cadomiens recoupant sont visibles de manière moins franche sur de nombreux autres affleurements et traduisent l'existence d'une déformation éocadomienne antérieure à la mise en place de la Formation de Lanvolon-Erquy. Cependant, l'orientation de la foliation des gneiss pentévriens est globalement cohérente avec celle de la déformation principale des terrains cadomiens *s.s.* environnants (avec localement des écarts). Cela traduit soit une persistance de la géométrie de la déformation depuis l'Éocadomien jusqu'au Cadomien *s.s.*, soit une réorientation globale des structures éocadomiennes au cours de la tectonique cadomienne *s.s.*

Les écarts par rapport au champ de déformation principal

Par ailleurs, les terrains pentévriens et les terrains cadomiens *s.s.* sont affectés localement par une foliation NNE-SSW (N10-15 en moyenne) et subverticale ou très pentée à l'ESE. C'est le cas par exemple des gneiss mylonitiques pentévriens de la grève du Jospinet, des leptynites de la ria du Gouessant (foliation mylonitique subverticale, linéation à plongement variable), ou des métagabbros de l'Unité d'Yffiniac situés juste au Nord de Andel. On retrouve également cette orientation au Sud de Saint-Brieuc et à l'Ouest de Plédran, où les métasédiments de la Formation de Lamballe et surtout les métagabbros de la petite entité isolée de l'Unité d'Yffiniac sont fortement foliés suivant une direction N10-20. Le pendage est fortement penté vers l'Est. La linéation est mal exprimée mais semble plonger vers l'Est. Dans tous les cas, l'orientation de cette foliation est différente de l'orientation générale environnante et le plus souvent, l'angle entre les deux orientations est fort à très fort sur la carte sans qu'un passage progressif de l'une à l'autre ne soit mis en évidence (sauf peut-être dans le secteur de Plédran), ni qu'aucune figure d'interférence ne soit observée. Par ailleurs, les secteurs où la foliation N10-20 a été reconnue sont relativement dispersés ; ils ne s'alignent pas suivant un couloir de déformation unique. La signification de ces plans NNE-SSW reste inconnue.

D'autres structures d'orientation particulière et difficiles à intégrer dans le champ de déformation régional sont observées localement sur la carte. Il s'agit notamment de plans de foliation ou de couloirs mylonitiques (Est de Trémuson) d'orientation N160.

Enfin, des plans de schistosité de crénulation de direction ESE-WNW ont été observés à plusieurs reprises, principalement au NNE de Saint-Brieuc. À l'échelle de la carte, leur rareté ne permet pas de leur attribuer une signification régionale.

Conclusion sur les structures et la cinématique à l'échelle de la carte

Les trajectoires de la schistosité/foliation principale et les principales failles cadomiennes sont globalement orientés WSW-ENE à SW-NE sur la carte Saint-Brieuc. Les critères de cisaillement sont très peu développés et la part non-coaxiale de la déformation est le plus souvent difficile à estimer. Toutefois, la géométrie des trajectoires ainsi que le plongement régulier de la linéation minérale vers l'ENE sont en accord avec une cinématique décrochevauchante senestre vers l'WSW ou le SW comme cela a été décrit à plusieurs reprises à l'échelle régionale mais avec des modalités différentes suivant les auteurs (Balé et Brun, 1983, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Égal et *al.*, 1996b). Sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, la composante chevauchante de cette dynamique régionale apparaît accommodée essentiellement au niveau de la petite entité de Migmatites de Guingamp (cinématique inverse vers l'WSW).

Le métamorphisme : caractérisation, âge et origine

Le métamorphisme dans l'Unité de Saint-Brieuc

Le métamorphisme de contact, relativement bien développé sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, du fait de la mise en place d'intrusions successives dans leur socle relatif (filons de la Formation de Lanvollon-Erquy dans le socle pentévrien, Intrusion de Coëtmieux-Fort-la-Latte, Intrusion de Ploufragan-Saint-Brieuc, Granite de Quintin...) a été abordé dans le cadre de la description des terrains et ne sera pas décrit une nouvelle fois ici. Il s'agit ci-dessous du métamorphisme à caractère régional.

D'après les travaux récents sur le métamorphisme de l'Unité de Saint-Brieuc, la déformation principale s'accompagne d'une recristallisation métamorphique en conditions de basse pression-haute température (Rabu et *al.*, 1983 a et b ; Hébert, 1993 ; Le Goff et *al.*, 1994 ; Égal et *al.*, 1996a et b ; Hébert et *al.*, 1997). Ces travaux ont par ailleurs mis en évidence, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, un gradient métamorphique croissant vers le SSW, depuis des conditions du faciès des schistes verts jusqu'au faciès des amphibolites (voir également Roach et *al.*, 1990 ; Ballèvre et *al.*, 2001).

Sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, une étude détaillée des minéraux et des conditions du métamorphisme a été effectuée dans les amphibolites et

les métasédiments de l'unité (Hébert, 1993 ; Hébert et Ballèvre, 1993 ; Hébert et *al.*, 1997). Les résultats de ces travaux sont repris ci-dessous.

La Formation de Binic est constituée principalement de métasédiments de bas degré, peu recristallisés, à chlorite, chlorite-biotite ou biotite. La biotite, maintenant largement chloritisée par hydrothermalisme, fut omniprésente dans la formation traduisant des conditions métamorphiques de faciès schistes verts avec une température maximale de l'ordre de 500 °C et une pression faible de 3-4 kb (Hébert, 1993). Près de la limite sud de l'entité, des taches qui pourraient correspondre à d'anciennes cordiérites ou andalousites mettent en évidence des conditions thermiques plus élevées (600 °C) pour une pression équivalente. Cette augmentation de température a été attribuée à un gradient thermique local par métamorphisme de contact, mais la source de ce dernier n'a pas été observé et l'interprétation reste insatisfaisante.

Plus au Sud, les « Micaschistes du Légé » sont constitués principalement d'un assemblage synfolial à quartz + plagioclase ± muscovite + biotite ± grenat auquel s'ajoute plus sporadiquement la staurotide dans des assemblages à grenat + biotite ; les conditions métamorphiques sont estimées à 550° ± 50 °C pour une pression mal contrainte de 3-5 kbar (Hébert et Ballèvre, 1993) (fig. 22a). Un épisode métamorphique plus tardif, en conditions statiques est marqué par la chloritisation du grenat ou de la biotite et peut-être de la cordiérite ou de l'andalousite. La staurotide est en partie remplacée par la muscovite.

Les amphibolites de la Formation de Lanvollon-Erquy de l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc et de la presqu'île d'Hillion ont été métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolites comme le montre leur composition à hornblende et plagioclase ± calcique. Mais aucune détermination plus précise des conditions de pression et de température n'a pu être effectuée (Hébert, 1993). D'un point de vue qualitatif, ces conditions apparaissent un peu différentes à l'Ouest et à l'Est de la baie de Saint-Brieuc. À l'Ouest, on distingue un assemblage principal à hornblende et plagioclase calcique du faciès des amphibolites, alors que plus à l'Est, les metabasites de la presqu'île d'Hillion présentent des assemblages à hornblende-oligoclase-albite et hornblende-actinote-albite traduisant des conditions métamorphiques plus faibles, de transition entre les faciès des schistes verts et des amphibolites (Hébert, 1993 ; Hébert et *al.*, 1997).

Plus à l'Est sur la carte Saint-Brieuc, exceptés les travaux de Roach et *al.* (1990) qui décrivent des conditions de faciès de Schistes verts de bas degré dans le secteur de la plage de Jospinet, aucune étude détaillée du métamorphisme n'a été réalisée entre Yffiniac et Pléneuf-Val-André. Les observations sont purement qualitatives. Au sein des gneiss de Port-Morvan, la déformation est accommodée essentiellement par une forte déformation interne du

quartz (éventuellement en partie recristallisé) et par une orientation des micas chloritisés. Les gabbros et diorites peu déformés de la Formation de Morieux montrent une texture magmatique conservée avec cependant une amphibolitisation complète (pas de relique de pyroxènes). Dans le secteur de Morieux, des Ponts-Neufs et du Gouessant voisin, les faciès (tonalitiques) très déformés de la Formation de Morieux montrent une texture orthogneissique largement recristallisée qui concerne le plagioclase comme l'amphibole en plus du quartz. Cela traduit des conditions métamorphiques de faciès amphibolites, clairement plus élevées que plus au Nord. Mais les textures de recristallisation (« recuit ») semblent au moins en partie dues à un métamorphisme de contact provoqué par la mise en place des nombreux filons de la Formation de Lanvollon–Erquy ou de l'Intrusion de Coëtmioux–Fort-la-latte.

Âge du métamorphisme. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole provenant des passées amphibolitiques dans les conglomérats de Cesson à la base de l'Unité de Saint-Brieuc ont donné des âges de refroidissement ($T \cup 500^\circ\text{C}$) aux alentours de $568 \pm 2,6$ Ma (Dallmeyer et al., 1991a). Des âges semblables, à 563 ± 3 Ma, ont été obtenus par la même méthode (Montigny, comm. écrite) dans une amphibolite provenant de la carte Pontrieux–Étables-sur-Mer. Ces datations sont issues de minéraux métamorphiques associés à la foliation principale.

Le métamorphisme dans l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre

L'unité amphibolitique d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre est fortement métamorphique : la recristallisation y est intense et les conditions de pression-température sont les plus élevées de la Chaîne cadomienne bretonne. Sur la feuille Saint-Brieuc, les paragenèses métamorphiques des amphibolites ont été étudiées en détail par R. Hébert (1993 ; repris dans Hébert et al., 1997 et Ballèvre et al., 2001). L'auteur distingue des assemblages à : amphibole + plagioclase + quartz (« amphibolites banales »), amphibole + clinopyroxène + plagioclase + quartz (« amphibolites à cpx »), amphibole + grenat + plagioclase + quartz (« amphibolites à grenat ») ; cette diversité des assemblages du faciès amphibolite s'interprète en termes de variation de la composition chimique de la roche initiale. La composition des amphiboles suggère un métamorphisme de basse à moyenne pression et de haute température dans le faciès amphibolites (Hébert, 1993). L'assemblage à grenat permet à l'auteur de proposer, à partir de plusieurs thermobaromètres, une quantification plus précise des conditions métamorphiques : la température et la pression sont estimées respectivement autour de $700 \pm 50^\circ\text{C}$ et de 9 ± 1 kbar (fig. 22a). Ces résultats caractérisent un métamorphisme de haute température et moyenne pression de faciès amphibolite de haut degré à la limite du faciès granulite (les assemblages typiques de ce faciès n'ont pas été observés).

Âge du métamorphisme. Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles, provenant d'amphibolites de la carrière de la Croix-Gibat (près d'Yffiniac) a donné un âge de refroidissement ($T \cup 500$ °C) à $574,8 \pm 2,1$ Ma (Dallmeyer et al., 1991a). Cet âge est similaire quoique légèrement plus vieux que ceux obtenus pour le métamorphisme de l'Unité de Saint-Brieuc.

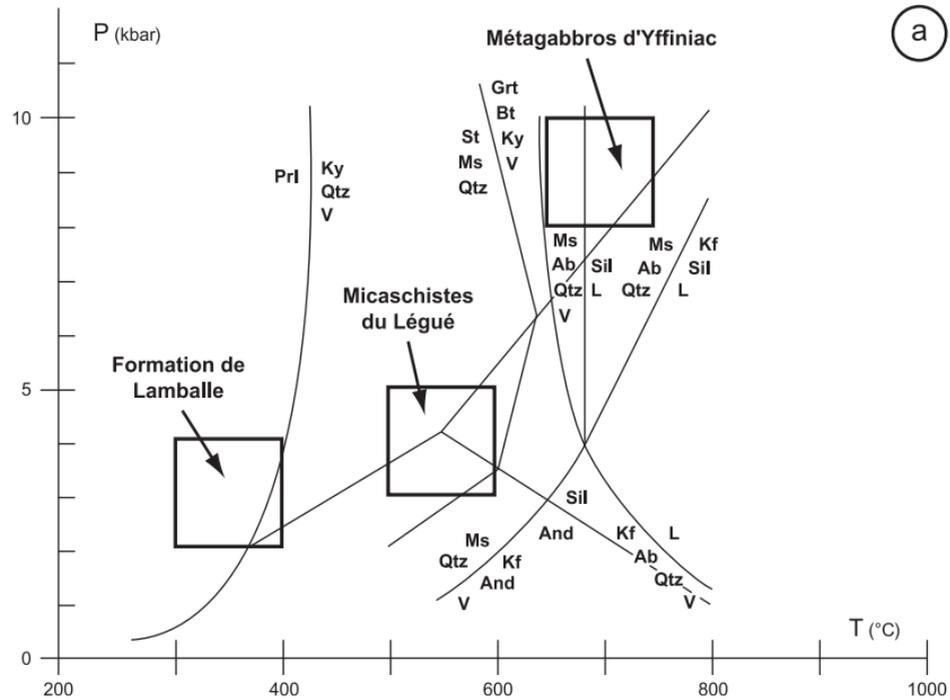
Le métamorphisme dans l'Unité de Saint-Malo

L'Unité de Saint-Malo est essentiellement représentée sur le territoire de la carte Saint-Brieuc par les métasédiments épimétamorphiques de la Formation de Lamballe. Les minéraux métamorphiques sont représentés principalement par de petites phyllites incolores de type séricite, associées à des argiles résiduelles auxquelles s'ajoutent éventuellement de la chlorite. Les conditions métamorphiques sont estimées autour de 300-400 °C et 2-4 kbar (fig. 22a). De la néobiotite en petits cristaux apparaît dans le secteur Sud-Est de la carte : elle traduit vraisemblablement l'influence thermique du Granite de Quessoy-Lamballe.

Le métamorphisme dans l'Unité de Guingamp

Le métamorphisme des migmatites qui constituent cette unité a été présenté en détail dans la région de Guingamp sur la carte éponyme (Égal et al., 1999). La paragenèse syncinématique la plus commune des migmatites comprend quartz + plagioclase + biotite dans les leucosomes et biotite + muscovite + quartz dans les mélanosomes. Lorsqu'il est observé, le feldspath potassique est fréquemment auréolé d'une couronne myrmékitique à plagioclase + quartz. Outre les phases quartzo-feldspathiques, ont été observées en de rares lieux des paragenèses à biotite + sillimanite + staurotide \pm grenat, le grenat contenant en inclusion biotite + disthène + staurotide (Le Goff et al., 1994 ; Hébert et al., 1997 ; Égal et al., 1999 ; Ballèvre et al., 2001). La préservation de ces paragenèses a permis de quantifier les conditions thermobarométriques et retracer l'évolution métamorphique. L'histoire prograde se déroule dans le faciès des amphibolites, dans le champ de stabilité du disthène. Les conditions P-T du pic métamorphique sont estimées à environ 6 kbar, 700 °C (Hébert et al., 1997 ; Égal et al., 1999 ; Ballèvre et al., 2001) (fig. 22b). Ce pic est suivi d'une diminution en température avec une faible décompression (absence de cordiérite). L'évolution métamorphique de l'Unité de Guingamp se caractérise par conséquent par un chemin P-T horaire (fig. 22b) et les paragenèses à disthène relique témoignent d'un épaississement modéré lors de la fusion partielle de l'ordre de 18 km.

Âge du métamorphisme. L'âge du pic du métamorphisme des Migmatites de Guingamp n'est pas connu avec précision. Cependant, des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des amphiboles provenant d'amphibolites incluses dans les migmatites et au contact du Leucogranite de Plouisy (carte Guingamp, Égal et al., 1999) sur la bordure du dôme migmatitique (Montigny et al., comm.



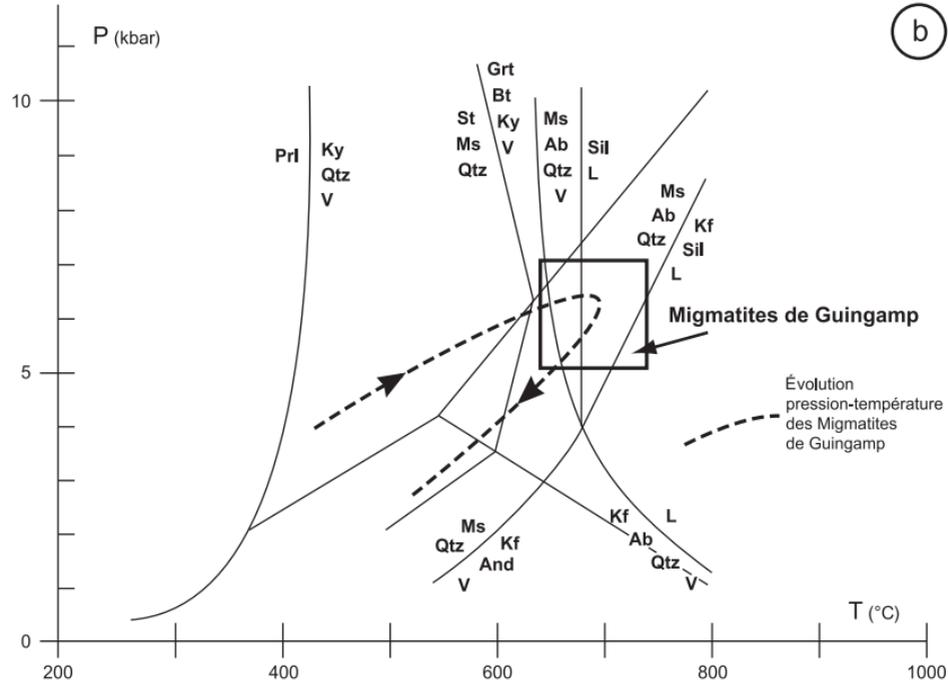


Fig. 22a et b - Estimation des conditions métamorphiques de pression et température associées à la déformation principale au sein des formations cadomiennes.

Figure modifiée d'après Ballèvre et al. (2001)

Abréviations = **Ab** : albite ; **And** : andalousite ; **Bt** : biotite ; **Grt** : grenat ; **Kf** : orthose ; **Ky** : disthène ; **L** : liquide ; **Ms** : muscovite ; **Prl** : pyrophyllite ; **Qtz** : quartz ; **Sil** : sillimanite ; **St** : staurotide ; **V** : vapeur

écrite) indiquent respectivement des âges de refroidissement aux alentours de 531 ± 8 Ma (carte Pontrieux), 510 ± 6 Ma (carte Pontrieux), 536 ± 1 Ma (carte Guingamp).

Interprétation du métamorphisme dans le cadre régional

Le métamorphisme régional cadomien se caractérise dans la baie de Saint-Brieuc par un gradient de basse à moyenne pression et de haute température sans relique de haute pression (Hébert et *al.*, 1997) ; ces conditions de pression modérée et de fort gradient thermique sont interprétées, dans l'Unité de Saint-Brieuc, par le raccourcissement d'une croûte préalablement amincie (fort gradient géothermique) et par l'intrusion de nombreux plutons gabbrodioritiques (source thermique). Dans ce contexte, l'Unité d'Yffiniac-Belle-Isle-en-Terre qui a subi les conditions métamorphiques les plus élevées correspondrait à une partie profonde de « l'arc cadomien » (Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, 2001). Cette unité est actuellement en contact tectonique avec les métasédiments épimétamorphiques de Lamballe par l'intermédiaire de la faille de Belle-Isle-en-Terre-baie de la Fresnaye (fig. 1, 2 et 21) qui représente une discontinuité orogénique majeure : le différentiel (« saute ») métamorphique entre les deux unités est estimé à $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ et 5 kbar (Hébert et *al.*, 1997) et met en évidence un important déplacement le long de cette faille.

Dans l'Unité de Guingamp, la fusion partielle (de grauwackes) et la succession paragéométrique à disthène sont interprétées par le chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc sur l'Unité de Guingamp générant un épaississement modéré (Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, 2001) suivi par une exhumation des migmatites associée à la mise en place d'un dôme migmatitique extensif (Le Goff et *al.*, 1994).

La structuration cassante tardi- à post-hercynienne

L'accident de Moustéru-Saint-Julien

Dans le Sud-Ouest de la carte, les filons de quartz soulignent des structures cassantes NW-SE à WNW-ESE. Au moins une partie de ces structures s'organisent en fentes en échelon. C'est le cas près de Saint-Julien où l'organisation géométrique de ces fentes traduit une cinématique dextre suivant une direction subéquatoriale. Il s'agit d'une manifestation du grand accident linéaire de Moustéru-Saint-Julien (Chauris, 1970). Cet accident majeur, discret sur la carte Saint-Brieuc, est en revanche franchement exprimé sur la feuille Guingamp où il est interprété comme une manifestation tardive et cassante de la tectonique décrochante dextre associée au Cisaillement nord-armoricain (Égal et *al.*, 1999).

Faille des Rosaires

Cette faille, d'orientation ~ E-W, marque en partie la limite méridionale du bassin de Binic et se prolonge sur l'estran, au Sud du Rocher des Tablettes où elle est visible à l'affleurement : elle se localise au niveau d'un horizon charbonneux qui se suit de manière discontinue à l'intérieur des terres. Exception faite du secteur du Rocher des Tablettes où la déformation est forte de part et d'autre de la faille, cette faille marque, plus à l'Ouest, une saute structurale et métamorphique entre, d'une part, le bassin de Binic peu schistosé et peu recristallisé par le métamorphisme, et d'autre part la Formation de Lanvallon–Erquy (et les métasédiments associés) affectés par une foliation métamorphique pénétrative.

Faille de Martin-Plage

La faille de Martin-Plage, située juste au Sud de la précédente, est également bien visible sur l'estran où, là encore, elle se localise au niveau d'un horizon charbonneux affleurant entre des métasédiments dominants au Nord et des métavolcanites basiques prépondérantes au Sud. D'après Strachan et Roach (1990), cette faille sépare, 1) - un domaine structural nord dont la schistosité subverticale s'oriente autour de N90-N110 et porte une linéation fortement plongeante (60-85°) à l'Est, et 2) - un domaine sud présentant une schistosité (subverticale) plutôt N60 et portant une linéation faiblement plongeante (20-25°) à l'ENE.

La faille de Martin-Plage est orientée à peu près N60 en bord de mer mais pourrait se raccorder (Ballèvre et *al.*, 2001) à la faille orientée environ N30 qui limite la lentille de Migmatites de Guingamp affleurant au Nord-Ouest de Saint-Brieuc (cf. carte géologique, schéma structural et fig. 21, hors-texte).

Failles NE-SW

Plusieurs failles cassantes reportées sur la feuille Saint-Brieuc ont une orientation proche de NE-SW : il s'agit notamment de la faille de direction N35 qui marque la limite nord des gneiss de Port-Morvan et sépare ces derniers de la Trondhjémite d'Hillion et qui, sur environ 5 km, se suit bien dans la morphologie du trait de côte. Plusieurs failles d'orientation identique ou voisine ont également été cartographiées sur quelques kilomètres au Sud et Sud-Ouest d'Yffiniac où elles contribuent largement à décaler et « hacher » le contact majeur entre les unités d'Yffiniac–Belle-Isle et de Saint-Malo (faille de Belle-Isle-en-Terre–baie de la Fresnaye).

La faille de Quessoy–Nort-sur-Erdre (NNW-SSE)

Des failles NNW-SSE, d'extension visible plus limitée, sont également bien représentées sur la feuille Saint-Brieuc. Elles recoupent les accidents de la famille précédente et se localisent en mer et dans les terres, principalement

dans le prolongement de l'anse d'Yffiniac (voir également le schéma structural). Elles sont à rapporter à une structure cassante d'échelle régionale qui traverse l'ensemble de la Bretagne : la faille de Quessoy–Nort-sur-Erdre.

Évolution tectono-métamorphique régionale

Les modèles géotectoniques

Deux modèles tectoniques ont été proposés durant les années 1980 et 1990, pour interpréter la Chaîne cadomienne bretonne. Ces deux modèles s'accordent avec une convergence globalement orientée vers le Sud-Ouest et diffèrent principalement par les modalités du raccourcissement engendré, c'est-à-dire par l'importance relative des chevauchements et des décrochements :

– selon le premier modèle (Balé et Brun, 1983 et 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun, 1992), la déformation débute à 580-590 Ma. Elle résulte d'un raccourcissement NNE-SSW et s'accommode notamment par des chevauchements crustaux à vergence SSW associés aux décrochements senestres NE-SW. Cette tectonique chevauchante est responsable de la mise en place en position externe des métagabbros de la région de Belle-Isle-en-Terre (Unité d'Yffiniac–Belle-Isle). La déformation se poursuit à 540 Ma avec le développement du dôme migmatitique de Saint-Malo ;

– le second modèle se réfère à une tectonique transpressive s'accommodant essentiellement par les cisaillements transcurrents senestres qui amalgament les différentes formations constituant le « Saint-Brieuc terrane » (Dallmeyer et *al.*, 1991a) et juxtaposent ce dernier au « Saint-Malo terrane » à 540 Ma (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan et *al.*, 1992). Ce modèle n'exclut pas l'existence de chevauchements mais ceux-ci restent subordonnés aux décrochements (et n'entraîne pas de surépaississement crustal). Les Migmatites de Saint-Malo se seraient mises en place par ascension du magma au niveau des grands décrochements (D'Lemos et *al.*, 1992).

Les travaux menés dans le cadre du Projet Armor (programme GéoFrance 3D) ont amené l'équipe du Projet à reprendre et affiner le premier modèle (Brun et *al.*, 2001), à partir notamment des données d'un profil sismique (Bitri et *al.*, 2001) (fig. 3). Ce profil a d'abord permis de calculer le pendage en profondeur sur quelques kilomètres des failles principales. Dans un deuxième temps, l'interprétation a été faite de relier la trace de ces accidents à des plans d'anisotropie planaire subhorizontaux mis en évidence sur le profil à une profondeur d'environ 15-20 km. Une surface chevauchante majeure est ainsi individualisée et modélisée par les auteurs (Brun et *al.*, 2001) en relation avec les décrochements senestres qui se manifestent de manière prédominante en surface.

Cependant, les études métamorphiques récentes sur les Migmatites de Guingamp, largement développées dans le Sud-Ouest de la Chaîne cadomienne, permettent d'interpréter celles-ci comme le résultat du chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc sur l'Unité de Guingamp, mais l'épaississement enregistré dans les migmatites ne dépasse pas 18 km et ne peut être assimilé à un surépaississement crustal tel que ceux observés dans les chaînes de collision (Alpes, Massif central français...) (Hébert et *al.*, 1997 ; Ballèvre et *al.*, 2001). De plus, en surface, des critères cinématiques « inverses » sont observés dans différents secteurs des Migmatites de Guingamp (cf. Égal et *al.*, 1999 et plus haut). Ils sont en revanche très rares dans l'Unité de Saint-Brieuc (Hébert et *al.*, 1993 ; Égal et *al.*, 1996 et 1999, ce travail) où le raccourcissement régional est accommodé essentiellement par une structuration pénétrative à géométrie très pentée à verticale.

Une direction de raccourcissement et de chevauchement vers le Sud-Ouest à SSW est proposée par Balé et Brun (1989), Brun et Balé (1990) et Brun et *al.* (2001) pour la Chaîne cadomienne bretonne. Cependant, la localisation des Migmatites de Guingamp dans la ceinture cadomienne, l'orientation des critères cinématiques au sein de celles-ci (cf. plus haut), et dans une moindre mesure, les mesures structurales effectuées au cours du levé cartographique (relations linéation/foliation : cf. fig. 21, hors-texte) amènent à nuancer cette interprétation pour proposer une direction de chevauchement et donc une direction globale de raccourcissement plutôt vers le SSW.

Une phase extensive tardive se manifeste au sein de l'unité migmatitique de Guingamp (sur la feuille éponyme, à l'Ouest de la carte Saint-Brieuc) par un dôme bordé d'une faille ductile normale (Le Goff et *al.*, 1994). S'agit-il d'une extension post-épaississement ou plutôt d'une extension de type « pull-apart » à mettre en relation avec le fonctionnement du Cisaillement nord-armoricain (de cinématique dextre et d'âge varisque) localisé à proximité ?

Conclusion

La tectonique régionale cadomienne traduit une convergence et un raccourcissement global, plutôt vers l'WSW, accommodés par de grands décrochements senestres bien caractérisés à l'Est de la baie et par des chevauchements responsables de la genèse des Migmatites de Guingamp. Ces dernières traduisent cependant un épaississement modéré qui ne peut être assimilé à un surépaississement crustal tel qu'observé dans des chaînes de collision véritables telles que le Massif central français ou les Alpes.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est de récapituler brièvement l'histoire géodynamique de la région nord-bretonne depuis deux milliards d'années, c'est-à-dire depuis le Protérozoïque inférieur jusqu'à l'actuel. Quatre grandes périodes peuvent être schématiquement distinguées : le Protérozoïque inférieur (Icartien), le Protérozoïque supérieur étendu à l'extrême base du Paléozoïque (histoire cadomienne), le Paléozoïque et l'histoire récente post-paléozoïque. Les unités appelées dans le texte sont présentées dans l'introduction de cette notice.

PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR

Les quelques témoins du Protérozoïque inférieur (Icartien) sont dispersés à travers le Nord du Massif armoricain au sein de l'Unité du Trégor (fig. 2). Mises en place vers deux milliards d'années (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray et *al.*, 1980a ; Vidal et *al.*, 1981), ces roches sont les plus anciennes reconnues en France. Leur contexte géodynamique de mise en place ainsi que l'âge et la signification de la déformation et du métamorphisme qui les affectent ne sont pas connus. Tout au plus, doit-on considérer qu'elles constituent le soubassement du batholite du Trégor et que leur histoire tectono-métamorphique est antérieure à la mise en place de celui-ci vers 615 Ma (Graviou, 1984 ; Graviou et *al.*, 1988).

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET DÉBUT DU PALÉOZOÏQUE (HISTOIRE CADOMIENNE)

Le magmatisme éocadomien du « socle » pentévrien (750-625 Ma)

Les roches les plus anciennes de la Chaîne cadomienne bretonne, exception faite des reliques icartiennes, composent le « socle pentévrien » (distingué par Cogné en 1959). Elles occupent une superficie limitée à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, mais s'intègrent dans une longue période de temps de 100 Ma au minimum, entre ~ 750 Ma (Gneiss de Port-Morvan ; Égal et *al.*, 1996) et ~ 625-645 Ma (Trondhjémite d'Hillion ; Nagy et *al.*, 2002 et cette notice). Des témoins de ce magmatisme précoce existent plus au Nord : au sein de l'île de Guernesey, l'âge de mise en place d'une intrusion quartz-dioritique est estimé aux environs de 700 Ma (Dallmeyer et *al.*, 1991b), et à la pointe de la Hague, des orthogneiss datés à ~ 645 Ma sont remaniés au sein d'une intrusion plus tardive (Guerrot et Peucat, 1990). Les études géochimiques récentes permettent de considérer *p.p.* un contexte d'arcs océaniques en Bretagne nord pendant la période 750-625 Ma (Thiéblemont et *al.*, 1999 ; cette notice). Cette conclusion est cohérente avec celle tirée par les auteurs anglais à partir des données issues des îles anglo-normandes (Power et *al.*, 1990 ; Strachan et *al.*, 1996).

La tectonique éocadomienne (645-610 Ma)

Postérieurement à leur mise en place, les terrains pentévriens décrits dans cette notice sont affectés par une déformation dont une partie au moins apparaît antérieure à la mise en place des formations cadomiennes *s.s.*, c'est-à-dire antérieure à ~ 610 Ma (âge de la Série d'Erquy). Les données structurales sont cependant trop fragmentaires pour être interprétées dans un cadre tectonique régional. Au sein des îles anglo-normandes de Guernesey et Sark, des roches cadomiennes imprécisément datées et leur encaissant icartien sont affectées par un événement tectono-métamorphique éocadomien antérieur à 600 Ma marqué par des décrochements dextres N-S accommodés par des chevauchements à vergence sud (Tribe et *al.*, 1996).

Le magmatisme du Trégor (615 Ma)

Vers 615 Ma (Graviou, 1984 ; Graviou et *al.*, 1988), à la fin de l'évolution éocadomienne, le batholite du Trégor se met en place dans un encaissant icartien. Depuis B. Auvray (1979), ce batholite du Trégor a été classiquement interprété comme un magmatisme calco-alcalin de marge active. Cependant, les études pétrologiques et géochimiques récentes (Guerrot, 1989 ; Égal et *al.*, 1996b) mettent en évidence une forte contamination crustale au sein des granitoïdes et laves du batholite, qui les distingue clairement des roches volcaniques et plutoniques de l'Unité de Saint-Brieuc. Ces très nettes différences posent le problème de la place de ce batholite et de l'unité tectonique qui le contient (Unité du Trégor) dans la paléogéographie et la géodynamique cadomienne *s.l.* Enfin, la seule affinité calco-alcaline du batholite ne peut suffire à conclure de façon univoque à une mise en place en contexte de subduction océanique.

De 610 à 570 Ma : magmatisme très développé

Entre 610 et 570 Ma, se développe un magmatisme largement représenté au sein de l'Unité de Saint-Brieuc à travers la mise en place des formations métavolcaniques de Paimpol (~ 610 Ma ; Égal et *al.*, 1996b) et de Lanvollon-Erquy (~ 608-590 Ma ; Égal et *al.*, 1996 a,b ; Cocherie et *al.*, 2001) d'une part, et les intrusions gabbroïques à tonalitiques de Squiffiec (~ 580 Ma ; Égal et *al.*, 1999), Coëtmieux-Fort-la-Latte ou Saint-Quay-Portrieux (~ 575 Ma ; Nagy et *al.*, 2002) d'autre part. Les caractères géochimiques des roches métavolcaniques sont maintenant bien connus : les spilites de Formation de Paimpol sont des tholéiites d'arc, tandis que les volcanites de la Formation de Lanvollon-Erquy ont une signature géochimique dominante de tholéiite continentale et, localement, de tholéiite d'arc (Caroual). Malgré ces différences, l'association de ces deux formations au sein de la même unité, sans contact majeur pour les séparer, est interprété selon un modèle unique de marge active avec évolution (rifting) depuis un système d'arc (Paimpol) vers un bassin intra- ou avant-arc (Lanvollon)

(Chantraine *et al.*, 2001). Initiée dès 610 Ma, cette marge active aurait fonctionné au plus tard jusque vers 580 Ma, voire 570 Ma (mise en place syntectonique des gabbros de Squiffiec et de la Diorite de Saint-Quay). Dans ce contexte, le magmatisme principalement gabbroïque de l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre correspondrait à la racine du système d'arc volcanique (Hébert *et al.*, 1997) et marquerait une suture majeure de l'orogène cadomien (Brun et Balé, 1990 ; Chantraine *et al.*, 2001).

Tectonique cadomienne majeure vers 570 Ma dans l'Unité de Saint-Brieuc

À partir de 580 Ma environ et avant 570 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991a), la convergence initiée au cours de la subduction dans l'Unité de Saint-Brieuc, se poursuit vers le Sud-Ouest et développe une importante déformation régionale. Celle-ci se caractérise par de grands décrochements et décrochevauchements senestres (Strachan *et al.*, 1989 ; Strachan et Roach, 1990) associés à des chevauchements vers le Sud-Ouest ou l'WSW (Balé et Brun, 1983, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun *et al.*, 2001 ; Égal *et al.*, 1996b ; cette notice) qui provoquent notamment un fort métamorphisme des roches gabbroïques de l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle ensuite exhumées et juxtaposées avec des roches épimétamorphiques (Schistes de Lamballe). L'épaississement rapporté à cette tectonique cadomienne reste modéré (Hébert et Ballèvre, 1993 ; Hébert *et al.*, 1997).

Migmatitisations et granitisations dans les unités de Guingamp, Saint-Malo et de la Mancellia (570 - 540 Ma)

Bien que « modéré », l'épaississement tectonique cadomien apparaît responsable de la formation des Migmatites de Guingamp au front WSW de la chaîne par le chevauchement d'une croûte peu épaisse à fort gradient géothermique (Unité de Saint-Brieuc) sur les terrains d'origine sédimentaire de l'Unité de Guingamp (Hébert *et al.*, 1997). La fusion crustale se poursuit par la formation et la mise en place vers 535 Ma, de l'intrusion anatectique de Ploufragan associée à l'intrusion de Saint-Brieuc (Hébert *et al.*, 1993) qui recoupe les Migmatites de Guingamp et scellent le rapprochement tectonique cadomien entre les unités de Saint-Brieuc, Yffiniac, Saint-Malo et Guingamp. Les processus de fusion crustale se traduisent également plus à l'Est par la mise en place vers 540 Ma des Migmatites de Saint-Malo. Cependant, leur actuelle position géographique, à l'écart du front chevauchant de la chaîne, et leurs conditions métamorphiques de plus faible pression que celles des Migmatites de Guingamp (Hébert *et al.*, 1997 ; Ballèvre *et al.*, 2001), ne permettent pas de les placer dans un même site géotectonique que ces dernières. Plus au Sud, au sein de l'Unité de la Mancellia, de nombreux plutons de granitoïdes crustaux (batholite mancennien) se mettent en place vers 540 Ma au sein d'un puissant ensemble terrigène peu tectonisé. L'origine et la signification du batholite mancennien sont encore très discutées (cf. pour revue Ballèvre *et al.*, 2001 et Chantraine *et al.*, 2001).

Tectonique extensive et dôme migmatitique et plutonisme leucogranitique (520 Ma)

Plusieurs corps de leucogranites, de tailles variées, se mettent en place à travers la Chaîne cadomienne. La mise en place du Leucogranite de Plouisy vers 520 Ma (Égal et *al.*, 1999), est associée au développement d'un dôme asymétrique extensif à vergence Est (partie occidentale de l'Unité de Guingamp) (Le Goff et *al.*, 1994). Dans la mesure où aucun surépaississement majeur est associé à la tectonique cadomienne compressive, la cause de cette structuration extensive qui clôt l'orogénèse cadomienne n'est pas clairement déterminée. Elle est cependant compatible avec le fonctionnement du Cisaillement nord-armoricain (« pull-apart ») et pourrait traduire une initiation précoce de cette structure majeure comme cela a déjà été suggéré (Chauris, 1969 ; Paris et Jegouzo, 1976 ; Watts et Williams, 1979 ; Égal et *al.*, 1996b).

PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN

L'histoire paléozoïque post-cambrienne régionale est fragmentaire. Au Paléozoïque inférieur, elle se manifeste par l'ouverture de bassins qui s'inscrivent dans le contexte de distension ordovicienne en Bretagne Nord (bassins de Plourivo, Bréhec, Fréhel) et en Bretagne centrale (cf. Lefort, 1975 ; Bardy et Lefort, 1987 ; Dautel et *al.*, 1987 ; Ballard, 1989 ; Brun et *al.*, 1991). Elle se caractérise dans le bassin de Plourivo par le dépôt de séries rouges continentales qui pourraient être l'équivalent de celles de Bretagne Centrale (cf. Robardet et *al.*, 1994).

Au Carbonifère inférieur, une distension généralisée en Bretagne Nord se marque par le développement d'un champ filonien doléritique (Velde, 1970 ; Hirbec, 1979 ; Lahaye et *al.*, 1995). Ce champ pourrait être contemporain du fonctionnement du cisaillement nord-armoricain et de l'ouverture en pull-apart des bassins carbonifères centre-armoricains (Lahaye et *al.*, 1995).

Dans le Nord du Massif armoricain, la tectonique hercynienne est caractérisée par le Cisaillement nord-armoricain à cinématique dextre (CNA) qui translate et déforme les formations cadomiennes les plus méridionales. Le CNA est synchrone de la mise en place de plutons granitiques (Plouaret, Quintin) entre 330 et 291 Ma (Peucat et *al.*, 1984). Cette grande structure crustale réemprunterait peut-être un accident cadomien (Chauris, 1969 ; Paris et Jegouzo, 1976 ; Watts et Williams, 1979 ; Égal et *al.*, 1996b). De même, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, les grands cisaillements décrochants de direction NE-SW ont vraisemblablement joué au Varisque (Lefort et Aifa, 1996 ; Ballèvre et *al.*, 2001). Dans la partie nord-ouest de la ceinture cadomienne, de part et d'autre de la baie de Lannion, la tecto-

nique varisque apparaît responsable de la déformation pénétrative et du métamorphisme de terrains cadomiens (Autran et *al.*, 1979).

MÉSO-CÉNOZOÏQUE

Retracer l'histoire (méso)-cénozoïque du domaine couvert par la feuille Saint-Brieuc n'est pas chose aisée puisque l'on n'y rencontre aucune formation sédimentaire datée de ces périodes. Au vu de nos connaissances actuelles, on ne peut proposer une reconstitution paléogéographique du Massif armoricain au Crétacé (et a fortiori au Jurassique). Tout au plus peut-on supposer que lors de la grande transgression amorcée au Cénomaniens, au moins une grande partie des bordures (Bassin parisien, Bassin aquitain) fut ennoyée : les limites actuelles sont des limites d'érosion et les sédiments du Crétacé supérieur observés sur tout le pourtour du Massif armoricain (Léon, Normandie, bassin de Paris) témoignent d'une sédimentation en milieu marin ouvert. Les études les plus récentes (Wyns, 1991 ; Wyns, 1996 ; Quesnel, 1996 ; Thomas, 1999 ; Wyns et Guillocheau, 1999) proposent que le Massif armoricain ait connu, dès la fin du Crétacé, une surrection dont la cause est à relier à la compression pyrénéenne et aux déformations de grande longueur d'onde affectant la lithosphère en avant des domaines orogéniques (flambage). Les climats chauds et humides du début du Tertiaire mais aussi la position haute du Massif armoricain (différence altimétrique nécessaire entre la surface continentale et le niveau marin relatif) vont permettre le développement et l'enfoncement de profils d'altération épais (profils latéritiques de l'ordre de 30 à 50 m) dont il ne reste aujourd'hui, sur la feuille Saint-Brieuc, que les parties les plus profondes (cependant, toutes les altérations observables sur la feuille Saint-Brieuc ne sont pas forcément paléogènes, cf. supra). Ce développement des profils et l'aplanissement progressif de la surface continentale ont pu s'opérer, avec des variations temporaires de la cinétique des processus, vraisemblablement jusqu'à l'Éocène supérieur. Les silcrètes rencontrées sur la feuille Saint-Brieuc ne sont pas datées mais en Bretagne centrale (Wyns, 1991 ; Wyns, 1996) et jusqu'aux Landes du Méné (Brault, 2002) elles se raccordent géométriquement aux silicifications du bassin de Paris pour lesquelles un âge Éocène moyen-Éocène supérieur est admis (recouvrement par des calcaires lacustres attribués à l'Éocène supérieur : Thiry, 1988 ; Quesnel, 1996 ; Wyns et *al.*, 1997). Elles sont aussi rapprochées de la Formation des grès à *Sabalites andegeavensis*, d'âge bartonien (Crié, 1881 ; Mary et Giordano, 1988) même si ces derniers ne montrent pas toujours de caractères « pédologiques ». Les silcrètes observées sur la feuille Saint-Brieuc marquent vraisemblablement vers l'Ouest la prolongation de la surface dite « éocène » ou « paléogène » bien mise en évidence (Quesnel, 1996 ; Wyns, 1991) sur la bordure occidentale du bassin de Paris, jusqu'en Bretagne centrale à une altitude voisine de 100 m. Sur la feuille Saint-Brieuc, les silcrètes en place se localisent au sommet de petites buttes qui avoisinent aussi une centaine de mètres d'altitude. En revanche, la dalle

silicifiée surmontant les kaolins de Quessoy devait se situer à une soixantaine de mètres d'altitude, ce qui traduit un enfoncement différentiel de la surface à proximité des failles du faisceau de Quessoy–Nort-sur-Erdre. L'apparition des silicifications pédologiques marque la fin de la période latéritisante avec modifications climatiques et géomorphologiques : l'environnement devient plus aride (avec apparition de saisons contrastées), la topographie évolue avec l'individualisation progressive de vastes cuvettes plus ou moins endoréïques où la silice va pouvoir se concentrer (Wyns et Guillocheau, 1999). La période couvrant l'Éocène supérieur, et particulièrement le Priabonien est difficile à caractériser. C'est vraisemblablement dès cette période que s'individualisent des dépressions qui vont drainer les produits d'altération (destruction partielle des profils) et les fragments de cuirasses silicifiées. Les modalités de fonctionnement de ces subsidences différentielles, particulièrement accentuées au niveau des anciennes failles de socle réactivées (Quessoy–Nort-sur-Erdre) sont encore très largement méconnues mais il est vraisemblable qu'elles soient en relation avec l'ouverture du « Rift Ouest-Européen », événement tectonique majeur qui affecte l'ensemble de la plaque ouest-européenne dès l'Éocène supérieur. Cet événement extensif va provoquer l'affaissement du bâti armoricain et permettre, alors que les niveaux marins ne sont pas les plus hauts du Cénozoïque, son ennoyage progressif dès l'Oligocène inférieur.

À terre, les sédiments tertiaires identifiés les plus proches sont ceux dits « de Quessoy » (Apotolescu et *al.*, 1963 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Estéoule et *al.*, 1986), immédiatement au Sud de la feuille Saint-Brieuc, sur le terrain de la feuille Moncontour (affleurements non reportés sur la carte Moncontour ; Chantraine et *al.*, 1979). Les dépôts sont constitués d'une alternance de marnes blanches à vertes (calcite, illite, vermiculite, smectite *s.l.*, traces de kaolinite et quartz) et d'argiles vertes (smectite, montmorillonite, traces de kaolinite et quartz fins). Dans certains secteurs, il est possible de distinguer des calcaires fins, peu consolidés, emballant des nodules de biomicrocrite. L'analyse paléontologique a montré la présence de nombreuses formes de l'Éocène moyen et supérieur (remaniement ?) et de l'Oligocène dans la partie inférieure du dépôt ; les formes exclusivement oligocènes se retrouvant au-dessus d'un horizon azoïque. Pour les auteurs, les espèces oligocènes diffèrent de celles du bassin de Paris mais seraient très proches des formes oligocènes du Bassin aquitain. L'ennoyage de l'Oligocène inférieur est certainement beaucoup plus important que ne le laissent supposer les quelques reliques préservées : dans le centre Bretagne notamment où l'Oligocène inférieur est caractérisé par la mise en place d'une véritable plate-forme carbonatée marine (bassin de Rennes par exemple).

L'histoire tertiaire de la région de Saint-Brieuc ne s'arrête évidemment pas à ce moment, mais le laps de temps couvrant la fin de l'Oligocène inférieur jusqu'au Pliocène au moins, ne peut être appréhender qu'à une échelle beaucoup plus régionale. L'émersion rapide dès la fin de l'Oligocène inférieur est

sans doute à relier à un bas niveau marin. Érosion et incisions vont reprendre sur le Massif armoricain, modelant un nouveau relief. Au Miocène moyen (Llanghien - Serravalien), la grande transgression de la « mer des faluns » (faciès dominants : sables calcaires coquilliers, calcaires dolomitiques caractérisant une mer épicontinentale chaude) va envoyer une topographie irrégulière (subsidences locales, dépressions, paléovallées...) avec développement d'une surface d'abrasion marine même si certaines localités montrent la présence d'altérites sous les dépôts miocènes (bassin du Quiou-Tréfumel, accumulation de Landujan en Bretagne centrale à 60-70 km au Sud-Est de la feuille Saint-Brieuc). L'envoyage du Miocène moyen fut certainement très important : un large golfe devait se développer entre la Normandie et l'Anjou et s'étendre très largement vers l'Ouest de Rennes. Les études récentes (Wyns, 1991 ; Thomas, 1999) admettent cependant que certains secteurs (Paléozoïque du Sud de Rennes, « hauts » granitiques...) n'ont certainement pas été immergés alors que les hauts niveaux marins auraient dû le permettre : la surface continentale paléogène ne se présentait (altitude - géométrie) pas encore dans son état actuel (Wyns, 1991).

PLIO-PLÉISTOCÈNE - QUATERNAIRE

La transition Néogène-Quaternaire

Une chute importante du niveau de base a lieu vraisemblablement au Tortonien (environ 11 Ma). Elle est, selon les études récentes (Guillocheau et *al.*, 1998 ; Bonnet, 1998 ; Bonnet et *al.*, 2000 ; Brault, 2002), à l'origine de l'individualisation de paléorivages et de paléovallées qui seront comblées, lors de deux périodes de remontées du niveau marin. Entre les deux, le Messinien (5,5 Ma ?) est vraisemblablement une période de chute du niveau de base et d'événements tectoniques mal contraints, où les incisions ont pu reprendre. Le comblement sédimentaire est représenté par des dépôts détritiques (« Sables rouges ») de milieu d'estuaire interne (sédiments marins) et par des sédiments fluviaux déposés par des rivières en tresses ou faiblement sinueuses. Le maximum transgressif est sans doute atteint au Reuvérien terminal (âge des argiles noires de Saint-Jean-la-Poterie : 2,4-2,7 Ma ; Morzadec-Kerfourne in Fourniguet et *al.*, 1989). Les sédiments mio-pliocènes les plus proches de la feuille Saint-Brieuc se localisent à Hénanbihen, à une vingtaine de kilomètres à l'Est de la bordure de la coupure et correspondent à des sables grossiers surmontant un niveau conglomératique. Les études récentes (Brault, 2002) montrent que ces dépôts se sont mis en place dans des environnements de type « cône alluvial distal » puis dans des environnements de type « cône alluvial proximal » évoluant vers des rivières à faible sinuosité. On ne peut à l'heure actuelle, en raison du trop faible nombre d'affleurements, mais surtout de l'absence de datations et de corrélations fiables, reconstituer la paléogéographie du Mio-Pliocène sur le Massif armoricain, et a fortiori dans la région de Saint-Brieuc.

Quaternaire

Dès la fin du Pliocène (Prétilgien), le Massif armoricain va être soumis à des conditions climatiques particulières qu'il n'avait pas connues pendant tout le Tertiaire. Les alternances climatiques vont déterminer des périodes froides et humides (climat périglaciaire) alternant avec des périodes tempérées plus courtes (interglaciaires). Lors des périodes froides, la combinaison des phases de fauchage, gélifluxion, cryoturbation et des phases de stabilisation ont vu se mettre en place les dépôts de head particulièrement bien représentés sur la bordure littorale. À terre, l'âge de l'individualisation des premières terrasses fluviales, incisées par le réseau actuel, est mal connu. Des arguments archéologiques (bassin versant de la Vilaine ; Monnier et *al.*, 1981) permettent de proposer un âge « Cromérien », c'est-à-dire entre 700 000 et 500 000 ans. Le remplissage sédimentaire des terrasses est vraisemblablement d'origine climatique (Bonnet, 1998). Il pourrait correspondre, compte tenu du régime hydraulique contrasté des rivières pendant ces périodes froides, à des débâcles temporaires intervenant soit au passage glaciaire-interglaciaire, soit lors d'un court réchauffement au sein d'un épisode glaciaire ; l'incision et le façonnement des terrasses ne pouvant, selon S. Bonnet (1998), intervenir qu'en dehors des maxima glaciaires. La feuille Saint-Brieuc ne présente que d'épars témoins sédimentaires associés à cette période, alors qu'ils peuvent être relativement bien conservés en d'autres secteurs du Massif armoricain. Ceci traduit vraisemblablement une histoire érosive récente dans le centre-nord du Massif armoricain.

D'une manière générale, dans l'Ouest de la France, plusieurs périodes (Saalien, Émien) voient l'installation de loess mais il semble que seule la période weichsélienne (pergélisol continu ; dernier cycle froid ; Van Vliet-Lanoe et *al.*, 1995) soit caractérisée sur la feuille Saint-Brieuc. Ces sédiments fins proviennent vraisemblablement de la Manche exondée à cette période (Lautridou, 1985).

Enfin, l'Holocène est caractérisé par la transgression flandrienne : la mer atteint sa cote actuelle.

Géomorphologie, tectonique récente et installation du réseau hydrographique actuel

Le domaine couvert par la feuille Saint-Brieuc montre, si l'on s'intéresse à la morphologie des vallées, des différences notables entre deux compartiments situés l'un à l'Ouest et l'autre à l'Est du faisceau de failles Quessoy-Nort-sur-Erdre, bien que la signature de ces failles soit ici difficilement perceptible. Deux cours d'eau principaux (et leurs affluents) drainent le compartiment ouest : le Gouët et l'Urne. Deux cours d'eau drainent également le compartiment est : le Guouessant et l'Évron. Les deux compartiments définis ici font

partie d'ensembles morphologiques beaucoup plus vastes que S. Bonnet (1998) caractérise comme « Plateau ouest-armoricain » et « Dépression de Rennes ». Sur la terminaison orientale du Plateau ouest-armoricain, le Gouët et l'Urne présentent des vallées étroites et très fortement incisées. L'étude morphologique en mer (Bonnet, 1998 ; Augris et Hamon, 1996 ; cette notice) ne montre aucune vallée sous-marine comblée dans la prolongation des rivières incisées à terre. À l'Ouest du faisceau Quessoy–Nort-sur-Erdre, le passage terre-mer est marqué par des falaises abruptes, très découpées. Les domaines amont du Gouessant et l'Evron présentent à l'opposé des vallées beaucoup plus larges et nettement moins incisées. En revanche, au sein de ce domaine est, semble pouvoir s'individualiser un sous-domaine formé principalement par un plateau faiblement incliné de Saint-Alban à Yffiniac. Dans ce secteur, le Gouessant et la Flora (Dahouet) incisent très fortement le socle. Le passage terre-mer se modifie graduellement d'Ouest en Est : on passe de domaines en continuité vers Yffiniac, alors que les falaises sont de nouveau prépondérantes plus on se rapproche d'Erquy.

Deux niveaux de replats ont été reconnus à l'Ouest de la région de Saint-Brieuc (Baulig, 1933 ; Huon, 1944 ; Milon, 1929, 1933, 1937 ; Denizot, 1937 ; Meynier, 1942 ; Joly *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996a, 1999 ; Bonnet, 1998...) sur le Plateau ouest-armoricain. Ces replats situés pour les uns vers 100 m, et pour les autres vers 180 m, sont beaucoup moins perceptibles sur la feuille Saint-Brieuc. Les replats à 90-100 m pourraient correspondre à deux zones, l'une au NNW du Gouët, l'autre centrée sur Saint-Brieuc. À l'échelle régionale et à l'Ouest de la faille Quessoy–Nort-sur-Erdre, les replats situés à cette altitude ont été interprétés tout d'abord comme des reliques d'une pénéplaine qui se serait développée consécutivement à l'érosion des reliefs hercyniens, puis dans certains secteurs (Trégor notamment) comme une plate-forme d'abrasion marine d'âge pliocène (Égal *et al.*, 1996a). Plus récemment encore, S. Bonnet (1998) propose que cette surface dépourvue à la fois de formations sédimentaires tertiaires et d'altérites corresponde à une partie surélevée de la surface d'aplanissement de la Manche, surrection qui s'articule sur deux zones de failles principales : Quessoy–Nort-sur-Erdre et l'Escarpement nord-armoricain et qui aurait débuté au Pleistocène. À la suite d'une étude morphologique détaillée des bassins versants bretons (caractéristiques, mesures d'incisions, rapport largeur/profondeur des vallées, continuité ou discontinuité terre-mer), cet auteur montre que les taux de surrection entre le domaine situé à l'Est du faisceau Quessoy–Nort-sur-Erdre et le secteur oriental du Plateau ouest-armoricain pourraient être de l'ordre de 50 à 60 m dans la région de Saint-Brieuc. Le domaine situé à l'Est de la faille Quessoy–Nort-sur-Erdre n'est cependant pas exempt de déformation comme en témoigne l'incision du plateau incliné Saint-Alban–Yffiniac ; cette surrection étant sans doute articulée autour de la réactivation de l'ancien décrochement cadomien. Les replats situés à des altitudes plus élevées pourraient correspondre à d'anciennes surfaces, éventuellement d'âge

Pliocène ou Miocène. La présence d'arènes du côté ouest de la faille Quessoy–Nort-sur-Erdre traduit vraisemblablement une reprise récente des phénomènes d'altération. Comme les climats actuels ne permettent pas le développement rapide de profils, il est probable que c'est à nouveau la position « haute » du Massif armoricain, en particulier de ce secteur oriental du plateau ouest-armoricain, qui favorise l'altération. Ainsi, tout semble concourir dans un même sens : incisions puis altérations localisées sur le Massif armoricain, sont sans doute la réponse à une déformation lithosphérique verticale (flambage) à relier à la convergence Afrique–Eurasie.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sur des substrats variés (amphibolites, leptynites, migmatites, granites, grès et pélites...) et plus ou moins altérés, l'occupation du sol est conditionnée notamment par l'importance des altérites et la nature du drainage de ces formations superficielles. Sur ces substrats acides (c'est-à-dire siliceux par opposition à carbonatés), on passe de sols bruns acides en milieu bien drainé à des sols lessivés glossiques, voire des gleys en milieu mal drainés (Anonyme, 1987). Ces derniers correspondent généralement aux zones de replat que l'on identifie vers 100 m d'altitude. La répartition des activités agricoles dépend de l'organisation de ces différents ensembles pédologiques : les cultures (céréales) subsistent dans les zones où les altérites sont les plus épaisses ou sur les lèss quaternaires, les prairies correspondent souvent à des sols peu épais (le substrat rocheux est sub-affleurant) mais encore relativement bien drainé et les bois (surtout des feuillus) subsistent sur les replats où le drainage est très mauvais.

Géographie humaine

Le territoire de la carte Saint-Brieuc est une région à vocation maritime, rurale et administrative. En dehors du tourisme d'été, les activités maritimes ou littorales sont représentées par la pêche et par le trafic portuaire de Saint-Brieuc. Elles concernent essentiellement la population du strict bord de mer. Dans les terres, l'activité agricole est dominée par l'élevage intensif des porcs et des volailles et l'élevage extensif de bovins pour la boucherie ou la production laitière. Le tourisme prend peu à peu de l'importance dans l'économie locale et favorise l'aménagement de l'habitat et du paysage : rénovation de l'habitat traditionnel pour des gîtes ruraux, rues pavées, places piétonnes aménagées, chemins de randonnée, etc.

En dehors de l'agglomération de Saint-Brieuc, l'habitat est dispersé. Il est surtout composé de fermes ou de petits hameaux-carrefours implantés dans

un paysage ouvert et cultivé (blé et maïs surtout). Les meilleurs sols de culture de la région sont sur les lœss, peu développés sur cette carte. Les bois, peu étendus ici, sont implantés sur les terrains les plus pauvres (substrat sili- ceux et/ou très mal drainé) et les zones de pente forte difficiles d'accès.

Saint-Brieuc est la principale ville de la carte (51 400 habitants ; plus de 80 000 dans l'agglomération d'après la coupure 1/50 000 de l'IGN de 1990) ; elle abrite surtout des activités tertiaires (services, administrations) adaptées aux besoins locaux et départementaux. La RN12 (Brest–Rennes) constitue l'axe routier majeur de la carte et de la Bretagne nord.

En plus de la RN12, le réseau routier de moindre importance est dense et de bonne qualité. Il présente un maillage de voies qui fournissent des liaisons dans toutes les directions. Enfin, une voie ferrée importante (Paris–Brest) traverse la carte suivant un tracé sub-parallèle à la RN12.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Au point de vue des fondations, les caractéristiques et la stabilité des ter- rains sont variables suivant la nature du substrat et la position topographique des ouvrages (plateau, versant, fond de vallée). Sur les plateaux, les difficul- tés sont surtout liées aux altérites, très étendues sur cette carte, qui peuvent être gorgées d'eau et nécessiter un drainage adapté lors de la construction d'ouvrages (bâtiments, routes, ponts) et pour leur tenue ultérieure. De plus, ces altérites sont d'extension irrégulière et peuvent rapidement changer d'é- paisseur (plusieurs mètres à quelques décimètres), ce qui peut provoquer des tassements différentiels notamment pour des ouvrages lourds.

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

En fond de vallée ou parfois au fond de certains petits thalwegs, les pro- blèmes géotechniques sont surtout provoqués par les terrains compressibles (alluvions fines, tourbes, vases) ou dus à l'eau (nappe phréatique proche de la surface). Les risques de tassements, plus sensibles en aval qu'en amont (l'épaisseur du remplissage des vallées croît vers l'aval) impliquent générale- ment la prise en compte de fondations adaptées (ancrage sur substrat dur par exemple) pour les constructions importantes. D'autre part, l'exécution de tranchées ou fouilles peut nécessiter le rabattement de la nappe superficielle

(pompage et assèchement du chantier ou rabattement en amont) et la protection des parois des excavations pendant la durée des travaux.

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères bretons du socle

Les formations géologiques qui couvrent la feuille Saint-Brieuc sont essentiellement des formations de socle. Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et multidirectionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle. Celui-ci est toujours d'extension limitée, autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains... Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

L'eau de pluie qui s'infiltre, participe tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...).

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par l'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long (de l'ordre de 10 à 30 ans) selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltre et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite. Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les

nitrate, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Les dispositifs de captage

Les puits

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

- soit recourent sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit coiffent des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de 8 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

Les forages

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

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 201 forages implantés sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc.

La profondeur moyenne des ouvrages est de 61,4 m (valeurs extrêmes : 20 et 165 m) et le débit instantané moyen : 9,4 m³/h (valeurs extrêmes : 0,1 et 80 m³/h).

Les forages ne sont pas présents dans toutes les formations géologiques, et pour certaines le nombre d'ouvrages est trop faible pour être significatif du

point de vue statistique, c'est pourquoi les forages de la feuille 243 ont été regroupés en sept grands groupes géologiques (tabl. 1) :

- des amphibolites et roches associées (AN) : les amphibolites *s.l.* de la Formation de Morieux, les leptynites, métagabbros et serpentinites de l'Unité d'Yffiniac-Belle-Isle-en-Terre et les amphibolites de la Formation de Lanvallon-Erquy ;
- des formations sédimentaires d'âge Briovérien (BS) : des grès et pélites avec des tufs intercalés de la Formation de Lamballe et les métasédiments détritiques de la Formation de Binic avec les poudingues de Cesson ;
- des diorites et gabbros au sens large (DN) : les granodiorites et diorites quartzifères de l'ensemble intrusif de Saint-Brieuc-Ploufragan, le Gabbro de Squiffiec, la Tonalite à biotite de Plouvara, la Trondhjémite d'Hillion, le Gabbro de Saint-Alban et les diorites, diorites quartzifères, tonalites de l'Intrusion de Coëtmieux-Fort-La-Latte ;
- des granites d'âge Cadomien (GCN) : le Granite de Quessoy-Lamballe et le Leucogranite de Planguenoual ;
- des granodiorites pentévriennes (GDN) : les Granodiorites et Trondhjémites du Complexe de Penthièvre ;
- des granites hercyniens (GHSN) : le massif granitique de Quintin ;
- des migmatites (MIGN) : les Migmatites de Guingamp.

Pour chaque groupe, les moyennes des débits et des profondeurs des forages ont été calculées, celles-ci sont significativement différentes d'un groupe à l'autre et évoluent entre 55 et 67 m pour les profondeurs et entre 6,5 à 15,4 m³/h pour les débits, soit un rapport de 1 à 2,3. Ce sont les granites cadomiens qui présentent les meilleurs résultats avec un débit moyen de 15,4 m³/h pour une faible profondeur, 55 m. Les amphibolites suivent avec un débit moyen de 10,9 m³/h pour des profondeurs d'ouvrage plus importantes, 62,7 m, puis les granodiorites, Q = 9,3 m³/h, pour des forages encore plus profonds : 64,1 m. Les formations sédimentaires briovériennes sont équivalentes au granite hercynien avec des débits moyens entre 7,8 et 8,1 m³/h pour des profondeurs de l'ordre de 60 m. Les diorites et les migmatites sont les formations les moins intéressantes malgré des forages profonds pour les diorites (P = 66,8 m).

Formations géologiques	Nombre de forages	Débit moyen (m ³ /h)	Profondeur moyenne (m)
Amphibolites	71	10,9	62,7
Briovérien sédimentaire	59	8,1	59,1
Diorites et gabbros	22	6,5	66,8
Granites cadomiens	15	15,4	55
Granodiorites pentévriennes	10	9,3	64,1
Granite hercynien	12	7,8	61,3
Migmatites	12	6,5	60,7
Ensemble	201	9,4	61,4

Tabl. 1 - Caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille 243.

L'alimentation en eau potable (AEP)

Le tableau 2 présente les captages AEP de la feuille Saint-Brieuc, on y trouve un barrage (sur le Gouët) qui fournit des volumes en eau très importants dont les teneurs moyennes en nitrates ont tendance à se stabiliser autour de 43 mg/l, voire d'amorcer une légère diminution, une prise d'eau à Trégueux dont la qualité des eaux est médiocre en ce qui concerne les nitrates, deux forages à Plerneuf dont l'un donne de l'eau très nitratée et à Quessoy un forage sans nitrates dans l'eau.

Commune	Lieu-dit	Nature	Débits annuels (m ³)	NO ₃ moyen (mg/l)
Plerneuf	Pré Jaffay	2 forages	190 000	25 et 72
La Méaugon	Le Gouët	Barrage	65 000 000	42 à 48
Trégueux	L'Urne de Magenta	Prise d'eau	800 000	46
Quessoy	Carnivet	1 forage	288 000	0

Tabl. 2 - Ouvrages d'alimentation en eau potable de la feuille Saint-Brieuc.

Sur la commune de Plerneuf, un forage nouvellement réalisé doit être mis en service en 2002 pour remplacer celui qui donne de l'eau très chargée en nitrates.

Sur la commune de Plédran, deux forages, dont l'eau est peu ou pas nitratée (entre 0 et 5 mg/l) seront également mis en service en 2002.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

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

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 µS/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydroti-métrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

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

Dénitrification naturelle en sous-sol

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle qu'en soit la longueur, la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer, ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

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

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Kaolin : le gisement de Quessoy

Ce gisement est situé à 15 km au Sud-Est de Saint-Brieuc, au lieu-dit Meudon (BSS n° 7.4001) à 2 km à l'Est de Quessoy, en limite sud de la feuille. Il est exploité en carrière depuis 1951 par la Société Kaolinière Armoricaïne (SOKA). Il est implanté en bordure du granite cadomien de Quessoy-Lamballe, à composition de monzogranite. D'après la reconnaissance du gisement par sondages, la kaolinisation atteindrait 70 m de profondeur, mais la carrière n'est exploitée que sur 40 m de profondeur. En surface, le kaolin est masqué par une couche d'argile brune à cailloux, constituant des poches d'épaisseur irrégulière, variant entre deux et cinq mètres.

Deux types de matière première existent dans ce gisement : du kaolin grossier à quartz millimétrique provenant de l'altération du granite et du kaolin à silice fine, formant des bandes à travers le gisement et correspondant probablement à d'anciens filons aplitiques. La composition chimique moyenne du tout-venant est la suivante : SiO₂ : 70 %, Al₂O₃ : 21 %, Fe₂O₃ : 0,7 %, TiO₂ : 0,3 %, CaO : 0,1 %, MgO : 0,15 %, K₂O : 0,75 % ; perte au feu : 7,2 % (aci-

des humiques : 0,5 %). Cette composition correspond à un mélange de kaolinite (44 %), de quartz (45 %), de muscovite (9 %) et de divers autres minéraux (1,5 %).

La principale originalité de ce gisement est la présence de matière organique dont la teneur augmenterait avec la profondeur (Nicolas, 1964) et qui colore le kaolin dont la teinte varie du blanc en surface (zone oxydée) au gris-noir en fond de carrière. À cause de cette matière organique, J. Nicolas avait émis l'hypothèse d'une origine allochtone du gisement. Mais la présence des structures reliques attribuées à d'anciens filons d'aprites permet de penser que ce gisement est, comme les autres gisements armoricains exploités, d'origine primaire (altération autochtone de la roche granitique hôte). Cependant la présence de matière organique suggère une altération d'origine essentiellement supergène, même si des processus hydrothermaux antérieurs ne sont pas à exclure. Le kaolin est commercialisé sous forme brute (tout-venant de carrière) pour la production de carreaux de faïence ou sous forme de kaolin lavé pour la production de céramiques sanitaires ou de charges (pour insecticides, alimentation animale, etc.). La production globale de la SOKA est aujourd'hui de l'ordre de 100 kt/an.

L'existence du gisement de Quessoy a conduit à la recherche et à la découverte d'autres indices de kaolin, tels que ceux situés sur le Granite de Ploufragan dans le secteur de Saint-Julien (BSS n° 3.4003 et 5.4001).

Limons et loëss

Jusqu'en 1939, les loëss ont été utilisés de manière artisanale pour la confection de murs en torchis (granges, métaeries) notamment dans les secteurs où la roche est rare à l'affleurement (Sud-Est de la carte). L'utilisation de ces matériaux est aujourd'hui abandonnée, l'absence de traces d'excavation laissant supposer un caractère artisanal et limité des exploitations.

« Pierres de construction » (= pierres de tailles)

Hormis les bâtiments en torchis de limons (cf. ci-dessus), l'habitat traditionnel du secteur de la carte Saint-Brieuc est essentiellement construit en pierres. L'exploitation des pierres de taille semble maintenant inexistante sur le territoire de la carte. Parmi les carrières abandonnées, certaines ont vraisemblablement servi à cette exploitation qui s'est faite également à partir de nombreuses excavations de petite taille, non reportées sur la carte. Le matériau utilisé pour la construction varie bien sûr d'un secteur à l'autre de la carte, en fonction de la géologie du sous-sol mais du fait de l'hétérogénéité lithologique relativement importante sur le territoire de la carte, les constructions sont rarement faites de roches homogènes.

Granulats et concassés

Trois (des quatre) grandes carrières en activité (au moment des levés) localisées sur la carte sont consacrées à la production de granulats par concassage. Elles sont ouvertes dans des lithologies différentes : métavolcanites acides et basiques de la Formation de Lanvollon (près de La Vallée à l'WSW de Plérin), métagabbros de la Formation d'Yffiniac (à la Croix-Gibat, au Sud-Est de Trégueux), et métasédiments de la Formation de Lamballe (au Sud-Est de Trégueux, au Nord-Est de la Croix-Bertrand). Il est vraisemblable que parmi les carrières abandonnées, assez nombreuses sur la carte (plus de 25, localisées principalement le long des rias rocheuses), la plupart servait, au moins en partie, à la production de granulats. Depuis l'arrêt de leur exploitation, ces carrières, de dimensions variables ont jusqu'à présent été relativement peu aménagées. Elles servent fréquemment de décharge, sauvage ou surveillée, voire maintenant de déchetterie. Seules quelques-unes ont fait ou font l'objet d'un véritable comblement planifié.

GÎTES et INDICES MINÉRAUX

Le district de Trémuson (Pb-Zn-Ag)

Le district minier de Trémuson (Pb-Zn-Ag) se situe, en majeure partie, sur la feuille Saint-Brieuc (extension sur la feuille voisine Guingamp). Il a été exploité à plusieurs époques anciennes et a fait l'objet d'une reprise récente de recherche d'extension. Le gîte se situe à 5 km au Nord-Ouest de Saint-Brieuc (BSS n° 1.4001) . Il était déjà reconnu et exploité à l'époque gallo-romaine. À partir de 1690, les archives mentionnent l'existence d'une exploitation principale à Trémuson ainsi que d'autres centres situés sur la feuille voisine. À Trémuson, après divers aléas, le centre est de nouveau actif de 1863 à 1870 puis se développe de manière importante de 1922 à 1930. Il fait alors l'objet de travaux miniers s'étendant sur une centaine d'hectares et jusqu'à une centaine de mètres de profondeur. La production totale du district, au cours de cette dernière période, s'est élevée à 4 600 t de plomb et à 8,5 t d'argent, extraites d'un minerai titrant 4 à 5 % de plomb à Trémuson. En 1930, la chute des cours a entraîné la fermeture définitive de l'exploitation (Le Fur, 1978, 1980).

Des recherches ont été entreprises par le BRGM, de 1975 à 1980, dont l'objectif était de découvrir des extensions du gisement déjà reconnu. Ces recherches, géologiques, géochimiques, géophysiques, ainsi que la réalisation d'un sondage profond (400 m) dans le but de reconnaître l'aval du gisement, n'ont pas abouti à la mise en évidence de réserves d'intérêt économique, mais ont permis de mieux connaître les caractères et la géométrie des minéralisations. Ces minéralisations sont encaissées dans les associa-

tions volcano-sédimentaires de la Formation de Lanvallon–Erquy (fig. 7). Elles se présentent sous diverses attitudes : stratiformes disséminées dans les méta-sédiments, en rubans dans des niveaux de cherts, de tuf ou de shale noir ainsi que sous forme filonienne. Ces associations sont interstratifiées avec des méta-volcanites acides et basiques (leptynites, amphibolites), l'ensemble étant impliqué dans la tectonique cadomienne. Trois structures minéralisées principales ont été exploitées : les « filons » du Saint-Esprit, des Boissières et du Cavalier. Cette dernière, la plus importante, est en fait un horizon de schistes « graphiteux » noirs qui a été suivi sur plus de 1 km par les travaux miniers. Cet horizon charbonneux, dont la puissance atteint plusieurs mètres en moyenne, est orienté N60°E environ et plonge d'une soixantaine de degrés vers le Nord-Ouest (Thirion, 1929, 1930). Il est encaissé dans des méta-tufs et des cherts à pyrite. La minéralisation, qui se présente en colonnes, est composée essentiellement de galène argentifère et accessoirement de blende. La pyrite est omniprésente, la chalcopryrite sporadique.

Bien qu'il existe dans le district des filons quartzeux avérés, il est probable que les deux autres structures de Trémuson sont aussi des horizons stratiformes. Comme on peut l'observer sur la coupe de la côte, à Martin Plage à l'Ouest de la Pointe du Roselier, les horizons graphiteux constituent des niveaux de décollement et de glissement qui sont affectés par une intense altération hydrothermale sulfurée. La bande de terrain comprise entre Martin Plage et Trémuson, où plusieurs indices sont connus (Plérin, BSS n° 1.4002), a fait l'objet d'une prospection détaillée. Deux sondages d'une centaine de mètres de profondeur (SNEA[P] SB9 G1 et G2) ont été implantés entre Saint-Eloy et les Rosaires. Ils ont traversé des associations schisto-gréseuses, à niveaux d'ampélite et passées de tuffites et de chertites portant quelques imprégnations minéralisées, mais sans concentration significative.

Autres indices

Plusieurs autres petits indices sulfurés sont connus depuis longtemps et référencés dans la banque de données du sous-sol, ce sont :

- indice polysulfuré et anciens travaux de la Banche (Binic), BSS n° 1.4003 ;
- indice de graphite et pyrite de la Ville-Oria (Trégomeur), BSS n° 1.4004 ;
- indices de graphite et fer d'Hillion, BSS n° 3.4001 et 3.4002.

Une prospection détaillée a été réalisée sur les anomalies géochimiques et géophysiques découvertes entre Ploufragan et Plédran, au Sud de Saint-Brieuc. Deux sondages (SNEA[P] LCR1 et LCR2), implantés sur l'anomalie du Créhac (où un « chapeau de fer » était connu, BSS n° 6.4001) ont traversé une formation leptyno-amphibolique (appartenant à la formation métagabbroïque de l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle-en-Terre) stérile sans découvrir l'origine des anomalies.

Notons enfin un indice de serpentine chromifère déjà signalé par Charles Barrois, dans le secteur de Coëtmieux (BSS n° 8.4001).

Les placers littoraux à ilménite, magnétite et or

Des sables noirs à minéraux lourds ont été recensés par L. Chauris (1997) en de nombreux points de la côte de la baie de Saint-Brieuc et notamment dans le Nord-Est du territoire de la feuille Saint-Brieuc, sur les plages de Port-Morvan et du Dahouët où le pourcentage de minéraux lourds atteint des valeurs extrêmement élevées, respectivement de 99,7 % et 82,4 %. Parmi ces minéraux lourds, l'ilménite et, dans une moindre mesure, la magnétite sont très nettement dominants (Chauris, 1997). De l'or a également été recueilli au sein du placer du Dahouët (à proximité du lieu-dit « la Mine d'Or ») (Chauris et Houlgatte, 1993) : il se présente sous des formes irrégulières et suivant des dimensions allant de quelques dixièmes de mm à 3 mm. La partie principale de ces grains est constituée par un alliage d'or et d'argent (Ag toujours > 10 %, parfois > 20 % = électrum).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE et ARCHÉOLOGIE

Le littoral de la baie de Saint-Brieuc est caractérisé par la présence de dépôts périglaciaires et lœssiques épais, conservés en bas de pentes et de vallons et observables en falaises. Ces dépôts correspondent aux trois derniers cycles interglaciaires-glaciaires (stades isotopiques 9 à 2, Formations de Nantois, la Haute-Ville, Port-Morvan et Sables d'Or-les-Pins).

Mis à part quelques témoins isolés trouvés en prospection sur l'arrière-pays, l'essentiel des vestiges paléolithiques provient des sites côtiers, directement associés aux dépôts lœssiques.

– **Le Paléolithique inférieur** est représenté par un gisement acheuléen (Planguenoual) lié à la présence de grès lustrés et dominé par les bifaces. Le site du Pissot (Pléneuf) a livré un biface acheuléen en phtanite au-dessus d'une plage ancienne rapportée au stade isotopique 9.

– **Le Paléolithique moyen** est de loin le plus fréquent. Le gisement de Piégu (Pléneuf-Val-André), fouillé en 1987, à stratigraphie complexe (3 niveaux de plages anciennes imbriquées avec falaise fossile entaillée dans les dépôts pléistocènes) a livré un indice de présence acheuléenne remanié dans une plage attribuée au stade 7 ; mais il est surtout caractérisé par une industrie moustérienne en silex, à débitage levallois, située dans un sol d'habitat au-dessus de la plage correspondant au stade 7 et par une faune abondante de grands mammifères provenant des éboulis supérieurs et datée (par U-Th/RPE) de 140 000 à 186 000 ans (stade 6). Cette accumulation de vestiges

osseux, d'origine anthropique (site de dépeçage installé vers le sommet de la falaise) est dominée par le cerf, le cheval, les bovidés ; elle traduit un climat humide, encore tempéré et à un milieu semi-forestier. Comme tous ces habitats du Paléolithique moyen côtier, le site de Piégu correspond à une période de régression marine.

Également sur la commune de Pléneuf, les gisements des Vallées et de Nantois ont aussi livré de la faune (mammouths à la plage des Vallées, bovidé à Nantois). Il s'agit de petits sites de boucherie dont l'outillage en silex, est assez spécialisé (denticulés, encoches) comme d'ailleurs celui qui accompagne la faune de Piégu. Le site de Nantois est daté géologiquement du stade 6 ou 8. Celui des Vallées est peut-être Weichsélien (datation en cours).

– **Le Paléolithique supérieur** est actuellement inconnu sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc.

– **Le Néolithique.** Des prospections intensives sur les communes à l'Est de la baie de Saint-Brieuc ont montré l'intérêt des industries lithiques néolithiques de surface, ayant utilisé bien des roches de remplacement du silex, lui-même prélevé sur les cordons littoraux.

Juste au Nord-Est de la feuille, le cairn de La Ville-Pichard, en position dominante au-dessus de la grève des Vallées (cote 71) en Pléneuf Val-André, contient trois **dolmens** à couloir du Néolithique moyen, avec chambres circulaires en pierres sèches plaquées de petites dalles verticales non portantes. Quoique assez dégradé, c'est un monument important, le plus oriental de son genre, assez fragile.

À part quelques **menhirs** en granite (le Fuseau, 1,5 km au Sud du bourg de Plaine-Haute, près du hameau de l'Hôpital, fait 5 m, dans un fond de vallée rocaillieux ; la Roche-Longue, au Sud-Ouest de Saint-Julien, de 5 m aussi ; le Fuseau de Margot, 2 km au Sud de Plédran, dans une zone humide), les **allées couvertes** du Néolithique final qui ont subsisté aux destructions, sont intéressantes. Celles de la Lande du Gras à Meslin (« Chaise à Margot ») sont en grès silicifiés tertiaires ; celles de Ploufragan (terrain de sport du bourg ; à la Couette, près de la Protection civile ; au Grand et au Petit Argantel) sont en blocs de dolérite, comme le menhir du Sabot ; celles du Nord de Plédran (la Roche-Camio ; le Petit Chêne) en phanite ; en revanche, l'allée couverte à entrée latérale du Champ-Grosset près de la route vers l'Ouest de Quessoy est en granite.

La région de la feuille Saint-Brieuc occupe une position relativement orientale et se situe en dehors de la zone des tumulus armoricains de l'**Âge du Bronze**. À l'**Âge du Fer**, presque chaque colline portait sa petite ferme, identifiable en prospection aérienne (les années de sécheresse), par ses fossés, ou par la découverte fortuite d'un souterrain (Grohan, cote 1010, au

Nord-Ouest de Quessoy). Le « vieux sol » sous la plage des Rosaires a jadis montré les traces d'un habitat ; il y a un éperon barré surplombant le Pont-Noir (D45 au-dessus du Gouët).

La vallée du Gouët servit de limite entre les Osismes, à l'Ouest, et les Coriosolites, à l'Est. Le tronçon de voie romaine Yffiniac–Saint-René–Saint-Alban (jadis le chemin Ferré) est évident sur le trajet Carhaix à Alet. Les villas romaines littorales de Port-Aurette-en-Plérian et de La Granville-en-Hillion furent assez luxueuses. Notons que le célèbre camp de Péran à l'Ouest de Plédran (près de D700) s'est avéré lors de fouilles toutes récentes, être carolingien, plus précisément occupé par les Vikings au début du Xe siècle ; sa vitrification par un incendie de ses poutrages est très intéressante pour le géologue. Le site est aménagé et mis en valeur pour les visiteurs.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Préambule

Les arrêts proposés ci-dessous sont localisés sur la carte schématique de la figure 23. Après la description de chaque arrêt, un texte court décrit l'itinéraire à suivre pour rejoindre l'arrêt suivant. Mais cette description est parfois insuffisante, notamment pour les arrêts dans les terres, sans l'aide d'une carte suffisamment détaillée (carte géologique ou autre). Quelques arrêts concernent des carrières : du fait de l'abandon et du comblement possibles de celles-ci, la pérennité de ces affleurements n'est donc pas assurée. Pour ce qui est des affleurements de bord de mer, il est bien sûr préférable de profiter de la marée basse pour garantir une meilleure observation et, dans certains cas, ... se prémunir d'un isolement par les eaux !

Côte ouest de la baie de Saint-Brieuc : de Binic à la Grève des Courses

Pour rejoindre le 1^{er} arrêt, quitter la N12 (en venant de Saint-Brieuc) pour prendre la direction de Binic et Pordic par la D786. Il est ensuite possible de rejoindre le bord de mer et la Formation de Binic de plusieurs manières, notamment : 1a) – par Pordic-centre et prendre la direction ensuite des plages puis de (la plage) de Tournemine ; 1b) – à partir de la plage de Binic.

• **Arrêt 1** (De Binic à la plage de Tournemine). *Métasédiments briovériens du Bassin de Binic (Ensemble volcanique et sédimentaire de Lanvollon–Binic–Erquy). Quaternaire.* Les sédiments de la Formation de Binic affleurent en continu depuis le Sud de la plage de Binic (1a) jusqu'au Nord de la plage de Tournemine (1b). Les couches des sédiments détritiques sont bien visibles sur les affleurements : alternances de « grès » fins (en fait

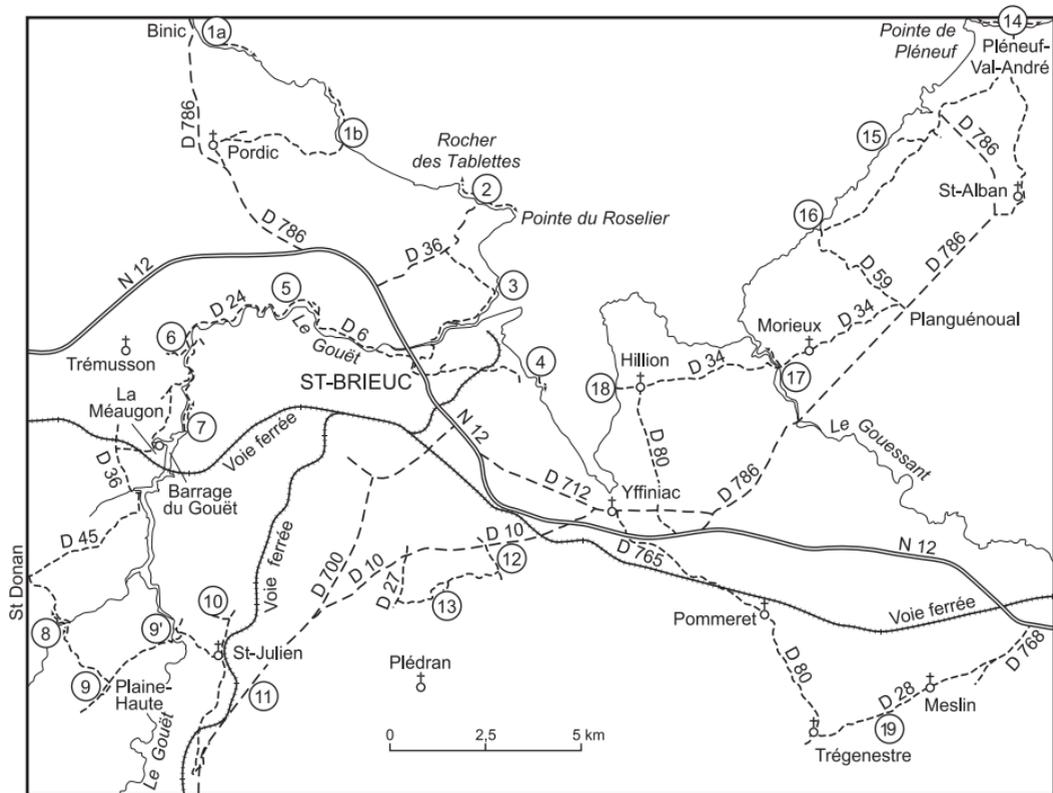


Fig. 23 - Carte simplifiée des itinéraires géologiques proposés. Les arrêts décrits sont également reportés sur la carte géologique

des « wackes ») et de pélites de type siltites et sont généralement très redressées (70° vers le NNE). La schistosité est discrète et très pentée. Quelques plis mineurs à plan axial de 20-45° vers l'Ouest sont recensés (Rabu et *al.*, 1983). Le métamorphisme est plus important qu'on pourrait le croire à l'œil nu : la biotite, intensément chloritisée, apparaît s'être développée dans l'ensemble de la Formation de Binic (Hébert, 1993).

Au Sud de la plage de la Banche (Binic) et à Tournemine, la falaise recoupe des formations périglaciaires. Les limons supérieurs se sont mis en place pendant le cycle weichsélien, tandis que les dépôts inférieurs, généralement plus grossiers, appartiennent au Saalien. Ils sont séparés par un sol fossile, plus ou moins continu : horizon Bt d'un sol brun lessivé interglaciaire. En poursuivant vers les Rosaires, il est possible en cas de démaigrissement de la plage de voir une tourbière sous-marine. Celle-ci se situe vers le niveau moyen de l'estran et de nombreux troncs couchés apparaissent dans la partie supérieure du dépôt.

L'arrêt suivant se situe de part et d'autre de Martin-Plage, à l'Ouest de la Pointe de Roselier. À partir de Plérin, prendre la D36 en direction de la Pointe du Roselier mais quitter cette route à la Ville Hervy pour rejoindre Martin-plage (indiqué). Se garer sur le parking de la plage.

• **Arrêt 2** (Martin-Plage/Pointe du Roselier). *Métasédiments et métavolcanites de l'Ensemble volcanique et sédimentaire de Lanvollon-Binic. Laves en coussins.* Cet arrêt permet de réaliser deux petites coupes à partir des affleurements de la grève et des falaises, de part et d'autre de Martin-plage vers l'WNW jusqu'à la Roche des Tablettes et vers l'Est jusqu'à la Pointe du Roselier. Ce secteur a fait l'objet de relevés détaillés par Rabu et *al.* (1983a, b) et par Strachan et Roach (1990).

La foliation comme la stratification (transposée) des métasédiments sont régulièrement subverticales. La distinction entre métavolcanites et métasédiments n'est pas toujours aisée sur la grève... (granulométrie souvent voisine, fraîcheur des roches..., pseudo-stratification des amphibolites très déformées et rubanées...).

La coupe vers l'WNW, depuis Martin-Plage jusqu'au Rocher des Tablettes permet d'observer successivement : des *amphibolites foliées* (foliation environ N70) à grain fin (+ intercalations de grès fins) pendant une centaine de mètres ; une zone peu épaisse de quelques mètres à niveaux sombres charbonneux cataclasés et teintés de jaune (dépôts de soufre) marquant le passage d'une *faille cartographique* (« faille de Port-Martin ») ; pendant plus de 200 m, des *métasédiments bien stratifiés* (stratification autour de N100) et présentant des intercalations d'amphibolites ; une nouvelle zone à niveaux charbonneux ± soufrés correspondant à nouveau à une *faille cartographique* (il

s'agirait pour nous de la « faille des Rosaires ») ; des *amphibolites* dominantes avec intercalations métasédimentaires ; juste avant le promontoire du Rocher des Tablettes, *passée conglomératique* d'une dizaine de mètres de puissance au minimum (galets allongés décimétriques de granitoïdes leucocrates + petits éléments siliceux) ; au niveau du Rocher des Tablettes, roche très déformée (schistosité mylonitique et forte linéation), d'abord finement rubanée puis plus homogène : ces roches correspondent principalement (cf. lames-minces) à des métasédiments plus ou moins tuffacés (wackes).

La coupe vers l'ESE jusqu'à la Pointe du Roselier (éviter la marée haute !) est plus monotone : on observe essentiellement des amphibolites fines avec quelques intercalations métasédimentaires. Des *laves en coussins* (« pillow lavas ») déformées sont visibles au niveau de l'extrémité de la Pointe du Roselier. Des intercalations sédimentaires peu épaisses séparent les coulées verticalisées, d'épaisseur pluri-métrique à décamétrique. *Ces laves en coussins peuvent être atteintes également à partir du petit parking situé en haut de la falaise au bout de la D36 : un sentier de pêcheurs descend jusqu'à la grève mais le sentier est escarpé et la descente malaisée.*

Rejoindre ensuite Saint-Laurent-de-la-Mer puis continuer vers le Sud-Est le long de la D24 jusqu'à retrouver le bord de mer. Rejoindre à pied la grève en direction du Nord et de la Pointe de Châtel-Renault.

• **Arrêt 3** (Pointe de Châtel-Renault). « *Micaschistes du Légué* » (*Ensemble volcanique et sédimentaire de Lanvollon-Binic*). Cette portion de côte située au Sud-Ouest de la Pointe de Châtel-Renault, permet d'observer des affleurements de micaschistes fins. La biotite (\pm muscovite) est abondante et tapisse les plans de schistosité. Le grenat est ici régulièrement associé à la biotite mais la staurotide n'a pas été décrite dans le secteur (d'après Hébert et Ballèvre, 1993). Des lentilles calco-silicatées allongées beige jaunâtre sont observables et mettent en évidence les affinités avec la Formation de Binic *s.s.* Les conditions pression-température du métamorphisme dans les micaschistes du Légué sont estimées à 550 ± 50 °C et 3-5 kbar (Hébert et Ballèvre, 1993).

Suivre ensuite la D24 vers l'Ouest et longer le port du Légué jusqu'à pouvoir traverser la ria du Gouët ; tourner à gauche sur l'autre rive puis remonter en direction de Saint-Brieuc, puis Ginglin et Cesson (par un pont et en direction du cimetière) pour atteindre ensuite la Grève des Courses. Une route longe celle-ci pendant quelques hectomètres : se garer au Sud-Est, sur une petite aire au niveau d'un « départ » de sentier de randonnée (GR). Rejoindre directement la grève à partir de la route et de l'aire de stationnement.

• **Arrêt 4** (SE de la Grève des courses). « *Poudingues de Cesson* » (*Ensemble volcanique et sédimentaire de Lanvollon-Binic*). Les affleure-

ments de poudingue de ce secteur, situés au Sud-Est de la Grève des Courses, sont parmi les plus célèbres de la région. Ils ont été décrits dès 1895 par C. Barrois.

En allant vers le Sud-Est à partir de la grève, et après une falaise de lœss de 15-20 m de hauteur, les premiers affleurements rocheux sont représentés par des métasédiments détritiques fins verticalisés (+ « bouffée » de roche volcanique basique) ; de la *staurotide* a été observée au sein de ces métasédiments (Hébert et Ballèvre, 1993). On remarque localement à la base des *limons* une plage ancienne interglaciaire reposant sur des formations saaliennes.

On arrive ensuite, au niveau d'une avancée rocheuse, sur un premier affleurement d'une quinzaine de mètres (épaisseur minimale : l'affleurement est tronqué par la plage) de *conglomérat polygénique très déformé* : les galets, pluri-centimétriques à décimétriques, sont nettement allongés suivant un plan de foliation subvertical (85° vers le Nord) et une linéation fortement plongeante de 70° vers l'Est. Ces galets sont faits principalement de quartzite fin clair, mais également de quartz, grès, « k ratophyres », siltstone, orthogneiss et granito ide (Rabu, 1983). Un deuxième niveau pluri-métrique de conglomérat polygénique est séparé du principal par quelques mètres de sédiments.

En continuant vers le Sud-Est, on arrive dans une anse avec sur une cinquantaine de mètres, des métasédiments fins non conglomératiques (+ roche basique hypovolcanique intercalée, peu déformée, mais amphibolitiss e), puis les premiers affleurements de *conglomérat « monogénique »* constitué essentiellement (mais pas exclusivement) de gros blocs arrondis (« boules », « boulders ») de granito ide clair, décimétriques à pluri-décimétriques (localement jusqu'à un mètre). Après une zone sans affleurement, on retrouve ce conglomérat dans le prolongement des affleurements précédents, au niveau de la pointe rocheuse située à l'extrémité de l'anse. On peut y observer quelques petits éléments autres que les granito ides (quartzites...). La déformation du conglomérat est assez nette avec une foliation subverticale proche de E-W et une linéation fortement plongeante vers l'Est et visible notamment au sein des blocs de granito ide. Ces derniers sont de nature trondhjémitique (Thiéblemont et *al.*, 1999). Ils ont été datés à ~ 667 Ma et 656 Ma (Guerrot et Peucat, 1990). De lithologie similaire et d'un âge voisin à la Trondhjémite d'Hillion (645-625 Ma) (Nagy et *al.*, 2002 et cette notice), ces blocs présentent également les mêmes caractères géochimiques que cette dernière que l'on peut donc interpréter comme le matériau source (Thiéblemont et *al.*, 1999). L'épaisseur du conglomérat monogénique dépasse les 50 m. Juste après la pointe rocheuse, les conglomérats passent à des amphibolites fines.

Large SW de la carte (dans les terres)

Pour atteindre l'arrêt 5 depuis Saint-Brieuc, remonter la vallée du Gouët (rive gauche) en direction de Trémuson (D24). Le long de la D24, quelques kilomètres à l'Ouest d'une intersection avec la D6, une petite carrière abandonnée (encore accessible en 2003) fournit des affleurements de bonne qualité.

• **Arrêt 5** (carrière près du Jouguet). **Migmatites de Guingamp** (« Migmatites du Jouguet »). Les Migmatites du Jouguet, rapportées aux Migmatites de Guingamp, affleurent dans la partie supérieure de la carrière. Le rubanement migmatitique (alternances de rubans irréguliers sombres et clairs) est bien visible. Ces migmatites sont en contact avec des métavolcanites intermédiaires à acides (faciès à lentilles et rubans épidotitisés), localement basiques (amphibolites) de la Formation de Lanvallon–Erquy. Ce contact apparaît faillé dans la carrière. L'interprétation cartographique permet de proposer de relier cette faille à celle observée en bord de mer au Nord de Martin-Plage : il s'agirait d'une faille cartographique importante qui expliquerait la mise en place des migmatites au sein de la Formation de Lanvallon–Erquy.

Les migmatites du Jouguet affleurent également 500 m plus loin dans le talus de la D24, dans un grand virage à droite. La roche est fraîche.

Pour rejoindre l'arrêt suivant, continuer la D24 jusqu'au carrefour avec la D712 (se garer).

• **Arrêt 6** (Est de Trémuson). **Intrusion de Saint-Brieuc**. L'affleurement se situe sur le talus ouest du carrefour entre la D24 et la D712.

La roche, massive, présente ici une texture équante mais assez hétérogène (variations de la taille du grain). La composition de la roche est ici relativement basique (diorite quartzifère) : l'amphibole est bien visible (en association avec la biotite) contrairement à d'autres affleurements où l'amphibole est absente.

NB : d'autres affleurements sont visibles à partir du carrefour le long de la D712 sur environ 300 m. Les affleurements de l'Intrusion de Saint-Brieuc sont par ailleurs nombreux au sein de la ville mais leur accès est plus ou moins aisé.

Emprunter ensuite la D712 vers l'Est juste pour traverser le Gouët et tourner à droite vers le Sud en prenant la direction de La Méaugon. Rejoindre le pied du barrage du Gouët par une petite route en rive droite du cours d'eau.

• **Arrêt 7** (Pied du barrage du Gouët). *Granitoïdes de Ploufragan*. Le long de la petite route qui rejoint le pied du barrage du Gouët, on peut observer de nombreux affleurements rocheux plus ou moins frais et plus ou moins difficiles d'accès (ronces...) excepté un gros affleurement dégagé et peu altéré, situé juste avant le barrage. À l'exception de deux filons de dolérites, dont un de puissance pluri-métrique, tous les affleurements de cette zone sont caractéristiques de la Formation de Ploufragan : granitoïde à grain fin et riche en biotite. Celle-ci se présente souvent en amas polycristallins lenticulaires, parfois en rubans, conférant une texture hétérogène à la roche. Sur l'affleurement le plus proche du barrage, on peut voir une zone de moins de deux mètres riche en rognons pluri-centimétriques de quartz et en lentilles pluri-décimétriques de paragneiss fins plus ou moins rubanés. Les rognons de quartz se retrouvent sur un grand nombre d'affleurements de la formation et constituent une des caractéristiques de cette dernière.

Pour atteindre les affleurements suivants, rejoindre La Méaugon par la rive gauche du Gouët, puis prendre la direction de Saint-Donan et Quintin par la D36, puis (avant un pont qui enjambe la retenue du Gouët) la D45 vers le Sud. Juste à l'entrée du village de Saint-Donan, tourner à gauche en direction de Plaine-Haute. Lorsque la route arrive dans une dépression boisée, plusieurs affleurements apparaissent le long du talus et constituent la zone d'arrêt 8.

• **Arrêt 8** (route Saint-Donan – Plaine-Haute). *Migmatites de Guingamp*. Les affleurements, nombreux le long de la route, au niveau d'une dépression boisée, sont ici caractéristiques de la formation des Migmatites de Guingamp. Il s'agit de gneiss relativement grossiers à rubanement migmatitique plus ou moins net souligné par l'alternance de niveaux riches en biotite (mélanosomes sombres) et de niveaux riches en quartz et feldspaths (leucosomes clairs). Ce rubanement, irrégulièrement développé, n'est franc et tranché que localement ; les mésosomes de composition intermédiaire (quartz, feldspath et biotite en proportions voisines) sont encore abondants...

Ces gneiss sont nettement orientés et déformés pour la plupart (il existe ponctuellement des faciès massifs granitiques). La foliation est peu pentée ; des bandes de cisaillement peuvent être observées localement (elles sont plus visibles à l'Ouest de Saint-Donan, sur la feuille Guingamp) et indiquent une cinématique chevauchante vers l'Ouest.

Rejoindre ensuite Plaine-Haute vers le Sud-Est. Dans Plaine-Haute, prendre à droite vers le Sud-Ouest. L'arrêt 9 se trouve à la sortie du village, au niveau de l'intersection avec une route secondaire du village qui remonte vers le Nord-Est.

• **Arrêt 9** (Plaine-Haute). *Granite de Quintin*. Le Granite de Quintin affleure de part et d'autre de la route. Il forme un relief assez net en marche d'escalier au niveau de l'intersection avec la petite route secondaire. Il domine la « plaine » altérée et lœssique située plus au Sud-Ouest. La roche, massive, est typique du faciès porphyroïde du massif granitique de Quintin. Les phénocristaux de feldspath potassique, de quelques centimètres de longueur, sont relativement abondants. La matrice est grenue (quartz, feldspath plagioclase, biotite..).

NB : le Granite de Quintin affleure globalement assez bien, mais les meilleurs affleurements se trouvent généralement en position basse, le long de grands axes qui entaillent le relief ou le plus souvent le long de rivières encaissées. Pour ce dernier cas, les affleurements souvent nombreux peuvent être atteints assez aisément à pied à partir des chemins creux et des sentiers pédestres qui longent la plupart des rivières (cf. Chaos du Gouët le long du Gouët).

*À partir de Plaine-Haute, prendre la D40 vers le Nord-Est jusqu'à traverser une nouvelle fois le Gouët au niveau du hameau de Sainte-Anne du Houllin : de nombreux affleurements de la **Formation de Ploufragan** se répartissent de part et d'autre du Gouët (**arrêt optionnel 9**'). La roche est plus ou moins altérée (grise, beige, orangée) mais caractéristique de l'intrusion. Le grain est fin à moyen, la texture, équante, est parfois homogène mais souvent hétérogène : amas de biotite aux formes variées et constituant parfois quelques ébauches de rubanement biotitique.*

Rejoindre ensuite le village de Saint-Julien, puis emprunter la D790 vers le Nord pour atteindre environ 2 km plus loin un nouveau carrefour. Tourner à gauche vers les Grinsailles et continuer sur moins d'un kilomètre.

• **Arrêt 10** (NNW de Saint-Julien). *Quartz bréchiq*ue. Cet affleurement est très visible en bord (sud) de route et en limite de propriété. De taille décimétrique, très massif et de couleur clair, il est fait de quartz à patine beige rosé et plus ou moins bréchique (fragments de quartz et éventuellement quelques petits éléments siliceux pluri-millimétriques « allochtones »). Cet affleurement se prolonge de manière discontinue sur plusieurs centaines de mètres vers l'WNW par un éperon peu élevé et arrondi, couvert de végétation et plus ou moins affleurant. Il s'agit ici d'un filon quartzeux qui fait partie d'une grande structure linéamentaire d'échelle régionale qui se suit de manière discontinue sur environ 35 km et suivant une orientation à peu près E-W : **l'accident quartzeux de Mousteru-Saint-Julien** défini par Chauris (1970) (cf. § « La structuration cassante tardi- à post-hercynienne »).

Revenir sur ses pas pour rejoindre la D790 que l'on reprend vers le Sud en direction de Saint-Julien ; traverser ce village pour continuer vers le Sud et

emprunter la « quatre voies » D700 (à hauteur de Malakoff) par l'intermédiaire d'un rond-point et d'une bretelle (affleurements de granite porphyroïde dans le talus) ; continuer sur la 4-voies pendant environ 2 km pour arriver à hauteur du point 11.

• **Arrêt 11** (D700). **Granite de Quintin**. Plusieurs affleurements pluri-métriques sont observables sur à peu près 200 m. Le granite est globalement pas ou peu altéré. La texture est généralement (mais pas exclusivement) porphyroïde : les gros cristaux clairs automorphes de feldspath potassique (baguettes trapues pluri-centimétriques) se détachent bien de la matrice biotitique grise.

Continuer la « quatre-voies » (D700) en direction de Saint-Brieuc. Pour continuer vers les affleurements suivants, sortir pour prendre la D10 en direction de Plédran et jusqu'au carrefour de la Croix-Gibat et tourner à droite vers le SSE par la D1 (direction Quessoy-Moncontour). La zone d'affleurement 12 se trouve juste après.

• **Arrêt 12** (La Croix Gibat). **Métagabbros d'Yffiniac et Formation de Lamballe**. La roche affleurante diffère de part et d'autre d'une dépression morphologique marquée par le passage d'une petite rivière (l'Urne)... et d'une faille majeure !

Les métagabbros de l'Unité d'Yffiniac affleurent au Nord de la dépression, dans le talus de la route mais surtout dans la grande carrière toute proche de la route. Les affleurements de la carrière sont, bien sûr, très abondants (métagabbros et amphibolites) et de très bonne qualité mais la visite de cette carrière n'est pas toujours facile : *il est nécessaire d'en demander l'autorisation si possible à l'avance (pas forcément de personne habilitée sur place)*. Les descriptions pétrographiques et métamorphiques de ces métagabbros proposées dans les chapitres « Descriptions des terrains » et « Évolution tectono-métamorphique » sont issues principalement de cette carrière. Les affleurements de bord de route sont peu développés mais d'assez bonne qualité. Il s'agit de métagabbros-amphibolites grossières localement très sombres (très riches en amphiboles). La foliation est nette suivant une orientation environ N70 et un pendage subvertical.

La formation sédimentaire détritique de Lamballe (Unité de Saint-Malo) affleure en bord de route au Sud de la dépression. La roche se présente en affleurements vrais, en blocs et « pierres volantes », dans le talus. Elle est relativement fraîche et est constituée d'alternances de pélites (grain très fin) plus ou moins sombres et de grès gris de grain fin. Aucune schistosité n'est clairement visible. De même, aucune texture ou minéral du métamorphisme n'est visible. Le caractère épimétamorphique de ces sédiments est ici peu discutable.

Cet affleurement montre bien la saute brutale de métamorphisme entre les deux formations et la présence d'une *faille majeure* entre ces dernières apparaît ainsi indubitable. Il s'agit de la *faille de Belle-Isle-La Fresnaye* qui correspond à un accident cadomien de premier ordre et d'échelle régionale. Elle a permis de mettre en contact les métagabbros fortement métamorphiques d'origine profonde avec les sédiments grésopélitiques peu métamorphiques « superficiels ».

Rejoindre l'affleurement suivant n'est pas très facile : juste après l'affleurement 12, tourner à droite en haut de côte pour emprunter une petite route que l'on suivra pendant environ 1,5 km, puis prendre, près du hameau de « La Roche Camio », une petite route qui monte à gauche : s'arrêter non loin de là au départ d'un chemin qui monte à droite vers un site archéologique discrètement signalé (arrêt 13).

• **Arrêt 13** (La Roche Camio). *Phtanites de la Formation de Lamballe*. Le site archéologique où se localise cet affleurement est situé sur un léger éperon boisé ; il est représenté notamment par une « allée couverte ». Cette dernière ainsi que les blocs pluri-décimétriques à supramétriques qui l'entourent sont constitués de phtanites typiques : la roche est gris sombre à grain très fin et lardée de veinules de quartz blanc.

Nord-Est de la carte : de Pléneuf à Hillion

Rejoindre Pléneuf-Val-André dans l'extrême nord-est de la feuille Saint-Briec et descendre sur la Plage des Vallées à l'Est de la Pointe de Pléneuf par le vallon du Vauclair (« entrée » principale sur la plage ; grand parking).

• **Arrêt 14** (Plage des Vallées et Pointe de Pléneuf). *Roches hypovolcaniques de la Formation de Lanvallon-Erquy, Microtrondhjémite du Verdelet, « Séries rouges » de la formation ordovicienne d'Erquy, Quaternaire récent*. La majeure partie du substratum rocheux de la zone est constituée de la Microtrondhjémite du Verdelet qui affleure régulièrement sur la grève et forme notamment la Pointe de Pléneuf (accessible également par la route ; grand parking) et l'îlot du Verdelet juste au Nord de la carte. La roche est très homogène, de teinte grise et de texture microgrenue porphyrique équante : les phénocristaux plurimillimétriques clairs de feldspath (plagioclase séricitisé) se distinguent bien au sein de la matrice fine gris sombre. La roche est massive.

La microtrondhjémite recoupe cartographiquement les formations cadomiennes de Port-Morvan et de Lanvallon-Erquy. Cette dernière affleure sur la grève, à l'Est de la microtrondhjémite : il s'agit d'une roche massive peu structurée (schistosité subverticale visible, à peu près E-W) hypovolcanique

de composition basique à intermédiaire (microgabbro à microdiorite). Ce faciès appartient à une entité cartographique qui prolonge la « Série d'Erquy » de la Feuille Saint-Cast (Cogné et *al.*, 1980). Il se retrouve par ailleurs fréquemment dans une vaste zone de l'Est de la baie de Saint-Brieuc sous forme d'abondants filons de géométrie variable qui recoupent les terrains « pentévriens » du Complexe de Penthièvre (cf. affleurements...).

À l'Est de la Pointe de Pléneuf, l'intrusion de microtrondhjémite est surmontée sur l'estran par des conglomérats rouges rapportés à la « Série ordovicienne d'Erquy-Fréhel ». Ces relations confèrent à la microtrondhjémite un âge fini-précambrien à cambrien. Les conglomérats, visibles sur une faible superficie, sous forme de rochers de 1 à 3-4 m de hauteur et de teinte générale rouge violacé. Ils sont riches en galets plus ou moins arrondis de toutes tailles mais fréquemment pluri-centimétriques à pluri-décimétriques (jusqu'à 30 cm, rarement plus). Les plus gros éléments sont constitués de jaspe gris à patine jaune orangé. Parmi les galets de plus petite dimension, on retrouve ces jaspes ainsi que d'autres quartzites et des éléments très altérés, rougis (rubéfiés) difficiles à caractériser. La matrice est rubéfiée. Ces conglomérats, massifs, montrent cependant une stratification fruste inclinée de 25-30° vers le Nord. Ils reposent sur un substratum très altéré et rubéfié formant des dalles plates entre la falaise et les conglomérats : quelques témoins non altérés permettent de reconnaître la microtrondhjémite de Verdelet.

De part et d'autre du vallon du Vauclair, la falaise est taillée dans des *formations quaternaires* dont la base est masquée par un cordon de galets reposant sur des dépôts limoneux, parfois visibles sur l'estran en cas de démaigrissement de la plage. Cette falaise est en voie de recul rapide, comme le montre la disparition des cabanes à l'Est de la cale. De grands éboulements et des glissements se produisent lors des hivers pluvieux, aussi les affleurements sont périodiquement rafraîchis, ce qui permet de nouvelles observations stratigraphiques ou la découverte d'ossements de grands mammifères comme en 1925 : défenses et restes de mammoth à l'Ouest du vallon du Vauclair (Leclerc et Milon, 1925). Au-delà d'une petite pointe rocheuse, à l'Est de la plage, la coupe du versant occidental du vallon de Nantois, est particulièrement intéressante. Elle montre en effet la succession d'au moins deux cycles périglaciaires séparés par un sol brun lessivé associé au bas de la pente, à un dépôt tourbeux et à un sable dunaire altéré sans doute liés à un niveau marin transgressif, guère plus élevé que celui des hautes mers actuelles. Un âge TL de 103 ± 17 ka a été proposé pour le niveau de sable rubéfié (Loyer et *al.*, 1994). Les autres mesures effectuées dans les formations de versant supérieures, ont fourni des âges de $82,9 \pm 13,4$ ka et de $67,1 \pm 10$ ka, tandis que les limons sous le sol holocène ont donné une date de $18,9 \pm 2,5$ ka, ce qui confirme que ces formations se sont mises en place au Weichsélien.

Les niveaux inférieurs de la coupe de Nantois comprennent des dépôts épais avec des lœss à grosses concrétions carbonatées, des limons sablo-argileux et des couches d'éboulis cryoclastiques. Des intercalations de sables d'origine littorale, ainsi que la présence d'horizons de sols anciens constituent des niveaux repères montrant que ces formations correspondent sans doute à deux cycles glaciaire-interglaciaire antérieurs au Weichsélien. Ces dépôts sont également visibles à l'Ouest de Nantois, jusqu'au raccord avec la falaise rocheuse, malgré de mauvaises conditions d'affleurement. Ils ne sont pas représentés, cependant, dans l'axe du vallon de Vauclair où les formations weichséliennes sont puissantes et plus grossières.

Le sol holocène est parfois fossilisé par des sables dunaires qui se sont avancés dans les vallons de Nantois et du Vauclair. À l'Est de ce dernier, les formations postglaciaires se sont épaissies par colluvionnement et le sol humifère atteint localement deux mètres d'épaisseur. Des tourbes holocènes affleurent parfois sur l'estran, à la base du cordon de Nantois, tandis qu'à l'Ouest les blocs encombrant la plage devant le Vauclair, correspondent au lessivage par la mer de dépôts périglaciaires grossiers qui s'étendaient plus loin en avant du vallon. Sur le bas estran à la limite des roches, on remarque aussi un alignement de pierres marquant l'emplacement d'un ancien barrage à poisson.

À l'Ouest de la plage des vallées, l'îlot du Verdelet est relié à la Pointe de Pléneuf, à marée basse, par un cordon de galets s'étirant sur 400 m de long, avec une convexité orientée vers l'Ouest et une dissymétrie bien marquée à l'Est. Ce tombolo permet d'accéder en vive eau aux larges platiers se développant à l'Ouest de l'îlot. On y observe plusieurs barrages de blocs correspondant à des pêcheries médiévales. Les anfractuosités de la falaise sont occupées par une plage ancienne et des formations périglaciaires fossilifères analogues à celles du site de boucherie de Piégu, au Sud de la Pointe de Pléneuf.

Rejoindre ensuite le Val André et le Port de Dahouët pour prendre la direction de Saint-Brieuc et Planguénoual par la D34. Mais quitter rapidement celle-ci dans un grand virage à gauche pour continuer tout droit (petite route) puis à droite en direction de Port-Morvan (indiqué) en bord de mer. Petit parking.

• **Arrêt 15 (Port-Morvan).** *Gneiss de Port-Morvan.* La petite plage de Port-Morvan, située au Sud-Ouest de Pléneuf-Val-André, donne accès à de nombreux affleurements de bonne qualité de la formation éponyme. On observe principalement des gneiss clairs quartzo-feldspathiques, grossiers à moyens, au sein desquels s'intercalent parfois des niveaux décimétriques à métriques de gneiss verts chloriteux à grain plus fin et parallèle à la foliation verticale. Ces intercalations sont particulièrement visibles à l'entrée de la plage de Port-Morvan (à droite en descendant) où, transposées par la déformation myloni-

tique du secteur, elles engendrent ici un véritable rubanement décimétrique. Les gneiss verts se raréfient ailleurs.

Les gneiss leucocrates présentent une composition trondhjémitique à plagioclase, quartz et biotite (rarement amphibole) chloritisée. Les gneiss verts, plus riches en plagioclase et biotite chloritisée, ont une composition tonalitique. Ils représentent sans doute des roches hypovolcaniques injectées dans l'encaissant trondhjémitique.

Les gneiss leucocrates de cette plage ont été datés à 746 ± 17 Ma, (Égal et al., 1996b) ce qui permet de les rapporter clairement à un ensemble « pentévrien » (Complexe de Penthièvre) d'âge « éocadomien ».

Sur le même affleurement à l'entrée de la plage, les gneiss sont recoupés à l'emporte-pièce par un filon subhorizontal de roche basique hypovolcanique gabbrodioritique appartenant à la Formation de Lanvollon–Erquy. Ce filon, amphibolitisé mais à peu près pas déformé, recoupe clairement la foliation mylonitique des gneiss et permet de rattacher celle-ci à un événement éocadomien antérieur à la mise en place de la Formation de Lanvollon–Erquy.

À partir de Port-Morvan, rejoindre par des petites routes subparallèles à la côte, les hameaux de Treutran et la Cotentin (indiqués). Arrivé dans ce dernier, ne pas rejoindre la plage mais suivre Planguénoual pour rejoindre la grève du Jospinet au débouché d'une ria ; parking.

• **Arrêt 16** (Le Jospinet). **Complexe de Penthièvre : Gneiss de Port-Morvan, Trondhjémite d'Hillion ; sédiments détritiques de l'Ensemble volcanique et sédimentaire de Lanvollon–Binic.** Cette zone d'affleurement est sans doute une des plus intéressantes de l'itinéraire. Elle permet de voir des formations variées et leurs relations tectoniques, intrusives ou stratigraphiques (voir carte à 1/50 000).

Au niveau du carrefour entre la D59 et la route qui rejoint la grève de la Cotentin, affleure dans le talus une roche hypovolcanique basique de la Formation de Lanvollon–Erquy (cf. arrêt 14) puis en descendant vers la grève, on passe aux *Gneiss de Port-Morvan* qui affleurent à peu près en continu d'abord dans le talus (cf. notamment au niveau d'une excavation décamétrique derrière une maison) puis sur la grève (affleurements frais). En avançant vers le large, on recoupe la *Trondhjémite d'Hillion* sur quelques dizaines de mètres de largeur, avant d'observer en rive gauche une alternance de roches hypovolcaniques basiques de la Formation de Lanvollon–Erquy et de métasédiments.

Les Gneiss de Port-Morvan sont représentés par un faciès principal de gneiss clairs relativement grossiers de composition trondhjémitique à quartz,

feldspath plagioclase et chlorite en remplacement de biotite (et plus rarement d'amphibole). Localement, sur la grève, des faciès basiques de teinte verte, très chloritisés, sont observés sous forme d'intercalations plus ou moins dilacérées et de lentilles. Certains de ces faciès présentent un aspect tuffacé. La déformation est un peu hétérogène mais globalement très forte (mylonitique) et principalement marquée dans les gneiss par un fort allongement des cristaux de quartz. Ils soulignent une foliation orientée au NNE (N15-35°) fortement pentée (65-85°) vers l'Est. Une linéation plus ou moins visible plonge de 10-20° vers le NNE. Les gneiss de Port-Morvan forment les falaises visibles dans le paysage vers le Nord-Est.

La Trondhjémite d'Hillion constitue au contact des Gneiss de Port-Morvan, une fine lentille cartographique encadrée par deux branches d'une même grande faille, d'orientation environ N40, visible dans la morphologie de l'affleurement et sur la topographie reportée sur les cartes IGN. La trondhjémite présente sur les gros affleurements (« rive gauche ») une teinte gris verdâtre et une texture grenue homogène et pas ou peu orientée à la différence des gneiss de Port-Morvan. Les minéraux ferro-magnésiens sont rares. En allant vers le Nord-Est, les affleurements de trondhjémite au sol montrent une patine rouille orangée marquée.

Les métasédiments et metabasites (hypovolcaniques) affleurent en alternance ou séparés par des failles SW-NE secondaires. Les métasédiments sont redressés suivant une orientation proche de E-W (N65-90), clairement oblique sur les failles voisines. Cette orientation se retrouve plus au Nord-Est sur les îlots tels que les Rochers Romel. Les métasédiments sont de granulométrie fine ; les metabasites présentent une texture « doléritique » équante telle qu'on l'observe fréquemment à l'Est de la baie de Saint-Brieuc.

En suivant pendant quelques centaines de mètres vers l'Ouest les affleurements de métasédiments et metabasites, on peut observer le contact de ces derniers avec la Trondhjémite d'Hillion. J. Cogné (1959) a interprété ce contact comme étant progressif (trondhjémite arénisée passant à des arénites puis des pélites) et traduisant le dépôt discordant de sédiments sur un socle « pentévrien » (la trondhjémite) altéré (cf. également Nagy et *al.*, 2002). Cependant, le passage entre les deux lithologies se fait localement par l'intermédiaire d'une zone de transition pluri-décimétrique bréchique où se mélangent la trondhjémite et des « éléments » de sédiments pélitiques. Cette brèche, interprétée comme un conglomérat basal par certains auteurs (Nagy et *al.*, 2002), pourrait correspondre à une « brèche hydraulique induite par la fracturation et le passage des fluides exsolvés lors du refroidissement de la trondhjémite déjà cristallisée » (B. Bonin, com. orale et écrite) et traduirait la postériorité de la trondhjémite sur les métasédiments, l'absence de métamorphisme de contact observé dans ces derniers n'étant pas réductible au fait du caractère vraisemblablement superficiel de l'intrusion (expulsion des fluides).

des) et de la présence de la brèche (écran thermique) (B. Bonin, *op. cit.*). Selon cette seconde hypothèse, les métasédiments pélitiques fins au contact de la trondhjémite seraient donc antérieurs à 625-645 Ma (donc « pentévriens ») et intrudés par les sills de la Formation de Lanvollon–Erquy.

C'est un échantillon de trondhjémite prélevé dans ce secteur qui a été daté à 643 +9/-7 Ma (cf. cette notice).

NB : en continuant vers le Sud-Ouest, la Trondhjémite d'Hillion affleure en continu le long du bord de mer et peut donc être observée aisément.

Pour rejoindre l'arrêt suivant, rejoindre Planguénoual par la D59, puis Morieux par la D34, et poursuivre en direction d'Hillion jusqu'à la ria du Gouessant (petit pont). L'arrêt suivant se situe au niveau de ce dernier, au lieu-dit Pont-Rolland au pied d'un petit barrage (usine électrique à proximité).

• **Arrêt 17** (Pont-Rolland – Le Gouessant). **Complexe de Penthièvre : leptynites, Formation de Morieux.** Les affleurements sont nombreux dans le Gouessant en contrebas du barrage et du pont. Ils sont accessibles en aval du pont par un petit sentier (GR). On peut observer une roche métamorphique acide massive de type leptynite (composition essentiellement quartzofeldspathique), de grain fin moyen, beige à la patine, blanc à la cassure. Des niveaux d'amphibolites sont associés aux leptynites. Des dykes de roche basique hypovolcanique de la Formation de Lanvollon–Erquy sont visibles à proximité.

Continuer ensuite la D34 jusqu'à Hillion. À l'Ouest du bourg, il est possible d'accéder au rivage au lieu-dit l'Hôtellerie. Un parking à proximité du cimetière permet de garer les voitures particulières, mais pas les autocars.

• **Arrêt 18** (Hillion – l'Hostellerie). **Quaternaire récent et terrains volcano-sédimentaires cadomiens.** Cet arrêt permet de voir une petite falaise taillée dans les formations quaternaires. Sur la gauche, en bordure de l'anse d'Yffiniac, la falaise s'abaisse progressivement vers le Sud. Le sommet du profil correspond à des limons dont la partie supérieure est altérée et déplacée par colluvionnement. Au-dessous, se développe un lœss calcaire reposant sur un cailloutis ravinant un limon altéré. Les matériaux grossiers fossilisent des fentes de gel de profondeur variable (jusqu'à 1 m) et dans la partie sud de la coupe, on remarque la superposition de deux réseaux de fentes de structure polygonale. Le limon altéré correspond à une pédogénèse ancienne affectant des dépôts périglaciaires plus anciens comprenant des limons non calcaires et des niveaux de cailloutis anguleux emballés dans une matrice sablo-limoneuse.

Les dépôts exposés dans la falaise de l'Hostellerie correspondent à deux cycles périglaciaires, séparés par une discontinuité bien marquée. Cependant, nulle trace de dépôts littoraux n'est associée aux formations interglaciaires. À la base du cycle inférieur, quelques galets marins reposent localement sur une surface rocheuse représentant l'ancien platier.

Sur l'estran vers le Sud, on remarque la présence d'un alignement de blocs émoussés reposant sur le platier schisteux ou sur des formations périglaciaires occupant le centre de la grève. Il s'agit de dolérites et de roches granitiques. Plus au Sud, en bordure de la côte orientale de l'anse d'Yffiniac, des blocs granitiques émergent également des schorres et des slikkes. Ces blocs erratiques vraisemblablement d'origine glacielle seraient associés à une plage pléistocène à ambiance froide (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986).

Localement sur l'estran, au Sud de la falaise, on observe aussi des argiles panachées blanches et ocre englobant des concrétions ferrugineuses. Il s'agit d'une formation résiduelle sidérolithique que l'on peut assimiler aux autres dépôts de ce type qui subsistent au Sud de la baie entre Yffiniac et Saint-René. Par ailleurs, on peut aussi récolter sur l'estran des fragments de tuiles romaines libérés par l'érosion marine : vers la pointe rocheuse au sud de la grève.

Le socle cadomien affleurant sur la grève est représenté par des terrains stratifiés et fortement schistosés d'origine sédimentaire à volcano-sédimentaire (intercalés au sein de la formation volcanique de Lanvallon–Erquy) : un héritage volcanique remanié apparaît en lame mince sur certains échantillons. La chlorite est parfois bien développée conférant une teinte verte à la roche.

Sud-Est de la carte

Le seul affleurement proposé dans le secteur se trouve le long de la D28, entre les bourgs de Meslin et Trégénestre.

• **Arrêt 19** (Lande du Gras – Meslin). *Tertiaire : Formations silicifiées – « silcrètes » (Éocène probable) ; dépôts littoraux.* À l'WSW du bourg de Meslin, la butte de la Lande du Gras, qui culmine à 96 m, est coiffée par une dalle de grès quartzite que l'on peut observer au lieu-dit La Chaise-à-Margot, au Sud de la D28. La surface est accidentée de formes de désilicification, correspondant à des cupules, des cuvettes et des rainures profondes se développant dans les quartzites à grain fin. Par endroits, des dalles ont été extraites pour l'érection de monuments mégalithiques (menhirs et dolmen) et autour de la butte de gros blocs sont rassemblés en limite de parcelle contre les talus. On peut ainsi examiner de belles dalles au Nord du terrain de sport. Certaines montrent un matériel très grossier avec des galets de quartz bien émoussés, d'autres présentent des traces fossiles de racines et de terriers. Ces dalles

reposit localement sur des argiles kaoliniques englobant des cailloux roulés de phanite. Au Sud de la Lande du Gras, le substrat correspond à des arènes granitiques. Les silicifications des quartzites ont une origine pédologique (Thiry, 1981 ; Thiry et Simon-Coinçon, 1995 ; Thiry, 1988 ; Thiry et *al.*, 1988) et sont par conséquent des silcrètes « vraies ».

Entre Meslin et la Lande du Gras, dans les fossés bordant la D28 des galets de quartz bien roulés sont visibles. Ces formations représentent sans doute un témoin de la transgression marine qui a laissé à la fin du Tertiaire, quelques poches de sables rouges dans la partie orientale de cette feuille (Maroué, les Landes). Ces dépôts ne sont pas silicifiés contrairement à ceux de la lande voisine et représenteraient une accumulation littorale à l'abri d'un plateau rocheux.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.D. (1976) – Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.
- ALLÈGRE C.-J., DUPRÉ B., LAMBRET B., RICHARD P. (1981) – The subcontinental versus suboceanic debate. I lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area : the Ahaggar volcanic suite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 52, p. 85-92.
- ANDRIAMAROFAHATRA J., DE LA BOISSE H. (1988) – Mise en évidence de témoins granitiques tardi-cadomiens à 540 Ma dans la région de Belle-Isle-en-Terre, Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, 4, p. 279-287.
- ANONYME (1987) – Carte des sols au 1/100 000. DDAF - Côtes d'Armor édit., Saint-Brieuc.
- APOTOLESCU V., DURAND S., ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., LE CALVEZ Y. (1963) – Découverte d'Oligocène marin fossilifère à 8 km au Sud de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad Sci.*, Paris, 256, p. 4690-4692.
- ARTH J.G. (1979) – Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In F. BARKER Ed., Elsevier, Amsterdam. Trondhjemites, dacites and related rocks, *Developments in Petrology*, 6, p. 123-132.
- AUGRIS C., HAMON D. et *al.* (1996) – Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). Éditions IFREMER, 72 p.
- AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. (1979) – Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM*, I, 4, p. 277-292.
- AUVRAY B. (1979) – Genèse et évolution de la croûte continentale dans le nord du Massif armoricain. Thèse Univ. Rennes, France, 681 p., inédit.

- AUVRAY B., LEFORT J.-P., MONNIER J.-L. (1976) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM. Notice explicative par Auvray B., Lefort J.-P., Monnier J.-L., 26 p.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) – Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, 5, p. 953-957.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980a) – Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.
- AUVRAY B., MACÉ J., VIDAL P., VAN DER VOOR (1980b) – Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany : implications for the age of red beds (« Séries rouges ») in the northern Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, p. 207-210.
- BALÉ P. (1986) – Tectonique cadomienne en Bretagne Nord - Interaction décrochement - chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Thèse Univ. Rennes, France, 361 p., inédit.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1983) – Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, p. 359-362.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1989) – Late Precambrian thrust and wrench zones in Northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.*, 11, 4, p. 391-405.
- BALLARD J.-P. (1989) – Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse doct. univ. Rennes I, inédit.
- BALLÈVRE M., LE GOFF É., HÉBERT R. (2001) – The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France : a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, p. 19-43.
- BARDY P., LEFORT J.-P. (1987) – Structure et stratigraphie des formations anté-mésozoïques du golfe normano-breton d'après l'interprétation des données sismiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, p. 997-1000.
- BARKER F. (1979) – Trondhjemite : definition, environment and hypotheses of origin. In F. Barker Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. *Developments in Petrology*, Amsterdam, 6, p. 1-11.
- BARROIS C. (1888) – Constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 16, p. 1-11.
- BARROIS C. (1895) – Sur les poudingues de Cesson (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, 23, p. 26-29.
- BARROIS C. (1896) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59). 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- BARROIS C. (1899) – Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1934) – Observations sur la carte géologique de Saint-Brieuc. *Ann. Soc. géol. Nord*, 57, p. 207-237.

- BARROIS C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1939) – Révision de la feuille Saint-Brieuc : structure du Briovérien. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 34, 197, p. 6-10.
- BAULIG H. (1933) – À propos du relief armoricain et de l'origine des lèss bretons. *Bull. Ass. Géog. Fr.*, Paris, 67, p. 51-55.
- BÉBIEN J. (1980) – Magmatismes basiques dits « orogéniques » et « anoro-géniques » et teneurs en TiO_2 : les associations « isotitanées » et « anisotitanées ». *J. Volc. Geotherm. Res.*, 8, p. 337-342.
- BEIGBEDER Y. (1964) – Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique de la partie orientale de la baie de Saint-Brieuc. Thèse Dr. Sp. Géographie, Univ. Rennes, 342 p.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) – Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, (1), p. 31-42.
- BERTHOIS L., MILON Y. (1932) – Note préliminaire sur l'origine des limons quaternaires du Finistère. *C.R. Soc. géol. Fr.*, Paris, 15 février 1932, p. 55-56.
- BEURRIER M., BLÈS J.-L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979) – Étude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin : pétrographie, géochimie et fracturation. *Bull. BRGM*, Fr., Section 4, p. 317-336.
- BIGOT B., MONNIER J.-L. (1987) – Stratigraphie et sédimentologie des lèss récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sable-d'Or-les-Pins et Pot Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. Fr. étude Quaternaire, n.s.*, 29, p. 27-36.
- BITRI A., BRUN J.-P., CHANTRAINE J., GUENNOC P., MARQUIS G., MARTHELOT J.-M., PERRIN J., PIVOT F., TOURNERIE B., TRUFFERT C. (1997) – Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique-réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet GéoFrance 3D-Armor). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 325, p. 171-177.
- BITRI A., BRUN J.-P., TRUFFERT C., GUENNOC P. (2001) – Deep seismic imaging of the cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, 331, p. 65-80.
- BONNET S. (1998) – Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse Université de Rennes, *Mémoires Géoscience Rennes*, 86, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) – Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.

- BOULVAIS P., VALLET J.-M., ESTÉOULE-CHOUX J., FOURCADE S., MARTINEAU F. (2000) – Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite : stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168, p. 211-223.
- BOUVIER S. (1993) – Morphogenèse et morphosédimentologie des vastes estrans plans en Bretagne septentrionale. Thèse Université de Bretagne Occidentale, École Pratique des Hautes Études.
- BRAULT N. (2002) – Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse Univ. Rennes 1, 188 p. + annexes + 3 planches couleur.
- BROWN M. (1978) – The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the Saint-Malo region, Armorican Massif, France. *Precambrian Res.*, 6, p. 1-21.
- BROWN M. (1979) – The petrogenesis of the Saint-Malo migmatite belt, Armorican Massif, with particular reference to the diatexites. *Neues Jahrb. Mineral. Abhandlungen*, 135, p. 48-74.
- BROWN M. (1995) – The late precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France) : distortion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie de la France*, 3, p. 3-22.
- BRUN J.-P. (1975) – Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de Saint-Malo (Massif armoricain), analyse de la déformation. Thèse de 3^e cycle, Rennes, 99 p.
- BRUN J.-P. (1992) – Discussion on the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany). *J. Geol. Soc.* London, 149, p. 151-155.
- BRUN J.-P., BALÉ P. (1990) – Cadomian tectonics in Northern Brittany. In R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 95-114.
- BRUN J.-P., BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) – Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold belt of Central Brittany (France) : field evidence and computer models. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 419-429.
- BRUN J.-P., GUENNOC P., TRUFFERT C., VAIRON J. (2001) – Cadomian tectonics in Northern Brittany : a contribution of 3D modelling on a crustal scale. *Tectonophysics*, 331, p. 229-246.
- CABANIS B. (1986) – Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse Univ. Paris., Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie, 690 p.

- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1987) – Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the Northern Armorican Massif (France) - Implications for geodynamic evolution during the Cadomian. *In* « Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites ». Geol. Soc. Sp. Publ. 33, p. 525-539.
- CALVEZ J.-Y., VIDAL P. (1978) – Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 395-399.
- CARRON J.-P., LE GUEN DE KERNEIZON M., NACHIT H. (1994) – Variscan granites from Brittany. *In* Pre-Mesozoic Geology in France and related areas, Keppie J.D. Ed., Springer-Verlag, p. 231-239.
- CAUVIN-CAYET C., GALDEANO A., ÉGAL É., POZZI J.-P., TRUFFERT C. (2001) – Magnetic modelling in the French Cadomian belt (Northern Armorican Massif) - (Armor Project, GeoFrance 3D Programm). *Tectonophysics*, 331, p. 123-144.
- CAYEUX L. (1929) – Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. Première note sur les radiolaires précambriens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 22, p. 197-228.
- CHANTRAINE J. (1966) – Étude géologique du Briovérien à l'Ouest de Saint-Brieuc. Thèse 3^e cycle, Fac. Sc. Paris-Orsay, 89 p.
- CHANTRAINE J., *coordinateur*, CARRIC G., DADET P., FLAGEOLLET J.-C., GUÉRANGÉ B., SAGON J.-P., TÉGYEY A. (1979) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Moncontour (279). Orléans : BRGM. Notice explicative par CARRIC G. et al. (1979), 43 p.
- CHANTRAINE J., *coordinateur*, CHAURIS L., HERROUIN Y., HIRBEC Y., BEURRIER M., CASTAING C. avec la collaboration de PINNA P., BOS P. (1984) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Belle-Isle-en-Terre (241), Orléans, BRGM. Notice explicative par BAMBIER et al., (1984), 64 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) – Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, IV, 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., HOULGATTE É., CHAURIS L., LE GOFF É., COUSSEMENT C., LARSONNEUR C., BARRÈRE M., GARREAU J. (1999) – Carte géol. France (1/(50 000), feuille Lannion (203). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Chantraine coordinateur et al. (1999), 166 p.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE GOFF E., BALLÈVRE M., GUENOC P. (2001) – The Cadomian active margin. *Tectonophysics*, 331, p.1-18.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974) – Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, p. 173-174.

- CHAURIS L. (1969) – Sur un important accident structural dans le nord-ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1970) – Silicification et kaolinitisation hydrothermales entre Moustéru et Saint-Julien (Côtes-du-Nord). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, fascicule 8, p. 292-293.
- CHAURIS L. (1997) – Les sables noirs à ilménite et magnétite de la baie de Saint-Brieuc en Bretagne septentrionale. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest de la France*, nouvelle série, t. 19, 2, p. 84-95.
- CHAURIS L., LULZAC Y., GERMAIN C. (1990) – Différenciation granitique et minéralisation dans le pluton polyphasé de Quintin (Massif armoricain). *Géologie de la France*, 2, p. 3-9.
- CHAURIS L., HOULGATTE E. (1993) – Y-a-t-il de l'or dans les Côtes d'Armor ? *Mém. Soc. Émul. Côtes d'Armor*, t. CXXII, p. 164-180.
- COCHERIE A., CHANTRAINE J., FANNING C.-M., DABARD M.-P., PARIS F., LE HÉRISSÉ A., ÉGAL E. (2001) – Datation U/P : âge Briovérien de la Série d'Erquy (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sci. Terre planètes, 333, p. 427-434.
- COGNÉ J. (1959) – Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, I, 1, p. 112-118.
- COGNÉ J. (1962) – Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, IV, 3, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) – Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. Intern. CNRS, Paris, 192 - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 236, p. 193-218.
- COGNÉ J., SAGON J.-P. (1976) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59). 3^e édition, Orléans, BRGM.
- COGNÉ J., LE MÉTOUR J., AUVRAY B., JEANNETTE D., LARSONNEUR C., LEFORT J.-P., MORZADEC M.-T. (1980) – Carte géologique de France à 1/50 000, feuille Saint-Cast, Orléans : BRGM.
- CONRAD W.K., NICHOLLS I.A., WALL V.J. (1988) – Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb : Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, 29, p. 768-803.
- CRÉ L. (1881) – Sur la découverte à Noirmoutier (Vendée) de la flore à *Sabalites andeagavensis* Sch. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, XCII, p. 633-642.
- DABARD M.-P. (1997) – Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la Chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique - Exemple du segment armoricain. Thèse Univ. Rennes. Doc. BRGM, 267, 248 p.

- DALLMEYER R.D., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. (1991a) – Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the baie de Saint-Brieuc (North Brittany), France: evidence from Ar⁴⁰/Ar³⁹ mineral ages. *Canad. J. Earth. Sci.*, 28, p. 762-773.
- DALLMEYER R.D., D'LEMONS R.S., STRACHAN R.A., MUELLER P.A. (1991b) – Tectonothermal chronology of early Cadomian arc development in Guernsey and Sark, Channel Islands. *J. Geol. Soc.*, London, 148, p. 691-702.
- DAUTEIL O., DURAND J., BRUN J.-P. (1987) – Arguments en faveur de décrochements synchrones du dépôt des Séries rouges d'Erquy-Fréhel. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, p. 83-88.
- DAVIS D.W. (1982) – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Can. J. Earth Sci.*, 19, p. 2141-2149.
- DEFANT M.J., DRUMMOND M.S. (1990) – Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- DENIS E. (1988) – Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale. Thèse Univ. Rennes. Mém. et Doc. CAESS 18, 223 p.
- DENIZOT G. (1937) – Cycle pliocène et surface topographique anté-quaternaire sur le sol français. *Bull. Ass. Géogr. Français*. Paris, 106, p. 82-91.
- DEUNFF J., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J., JEANNETTE D., VIDAL P. (1973) – Confirmation micro-paléontologique de l'âge radiométrique Ordovicien inférieur du groupe spilitique d'Erquy (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 276, p. 935-937.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) – L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, IV, 5, p. 801-814.
- D'LEMONS R.S., BROWN M., STRACHAN R.A. (1992) – Granite magma-generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc.*, London, 149, p. 487-490.
- D'LEMONS R.S., BROWN M. (1993) – Sm-Nd isotope characteristics of late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geol. Mag.*, 130, p. 797-804.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) – Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In D'lemons R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (eds) : The cadomian orogeny. *Geol. Society, Spec. Publ.*, 51, p. 115-131.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.

- DURAND S., coordonnatrice (1977) – Bretagne. *Guides géologiques régionaux*. Masson, 208 p.
- ÉGAL É., GUENOC P., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., LEBRET P., HALLÉGOUET B. (1996a) – Carte géol. France (1/50 000) feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer (204) BRGM, Orléans ; notice explicative par E. Égal et al., 1995, 194 p.
- ÉGAL É., GUERROT C., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996b) – The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany. *In* « Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic ». *Geol. Soc. Amer. Sp. Publ.*, 304, p. 218-318.
- ÉGAL É., LE GOFF É., LEBRET P. (1999) – Carte géol. France (1/50.000) feuille Guingamp (242). BRGM, Orléans ; notice explicative par E. Égal et al., 1999, 194 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968) – L'Éocène du Massif armoricain. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographiques et paléoclimatiques. Colloque sur l'Éocène, Paris, mai 1968, *Mém. BRGM*, 58, p. 416-425.
- ESTÉOULE-CHOUX J., MARGEREL J.-P., GUERNET C., RIVOALLAND H. (1986) – Données nouvelles sur le bassin stampien de Quessoy (Massif armoricain). Étude sédimentologique et micropaléontologique du gisement du Moulin du Boguet. *Revue de Micropaléontologie*, 28, 4, p. 243-254.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.-P., WHATLEY R.C., MAYBURY C., MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1989) – Les argiles pliocènes de Saint-Jean-La-Poterie (Morbihan). Sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracode et palynologie). *Géologie de la France*, 1-2, p. 55-78.
- GALDÉANO A., ASFIRANE F., TRUFFERT C., ÉGAL E., DEBEGLIA N. (2001) – The aeromagnetic map of the French Cadomian belt. *Tectonophysics*, 331, p. 99-108.
- GARREAU P., JÉGOU A.-M. (1996) – Hydrodynamique. *In* Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). Coord. C. Augris et D. Hamon. Éditions IFREMER, p. 14-16.
- GILL J.B. (1981) – Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag ed., Berlin, 390 p.
- GRAINDOR M.-J. (1957) – Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 211, 52 p.
- GRANDJEAN G., GUENOC P., RECQ M., ANDRÉO P. (2001) – Refraction/wide angle reflection investigation of the Cadomian crust between Northern Brittany and the Channel Islands. *Tectonophysics*, 331, 1-2, p. 45-64.

- GRAVIOU P. (1984) – Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse Univ. Rennes, 236 p., inédit.
- GRAVIOU P. (1992) – Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la Chaîne cadomienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1799-1802.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1990) – Late Precambrian M-type granitoid genesis in the Cadomian belt of NW France. In R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 231-244.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.-J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) – The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif - Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, IV, 1, p. 1-13.
- GUENNOG P. (1996) – Géologie. Substratum rocheux, couverture sédimentaire meuble. In Atlas Thématique de l'environnement marin de la baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). C. Augris et D. Hamon coord. ; Éditions IFREMER, p. 17-26, incl. 2 cartes à 1/100 000.
- GUERROT C. (1989) – Archéen et Protérozoïque dans la Chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et chronologie U-Pb sur zircons. Thèse Rennes et *Mém. Doc. CAESS*, Rennes, 25, 164 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.-J. (1990) – U-Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. In R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 13-26.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M., THOMAS E. (1998) – Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sciences de la terre et des planètes, 327, p. 237-243.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1980) – Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne, in Chalaine J. : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes », Colloque Dijon (1978), *supp. Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 1, p. 211-225.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) – Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 29, p. 119-126, ou *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, 25-26, p. 127-138.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1989) – Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain (France). *Géographie Physique et Quaternaire*, Montréal, Canada, 43, 2, p. 223-232.

- HALLOT E. (1988) – Magmatisme cadomien nord-armoricain. Exemple du massif gabbro-dioritique de Plouvara. Squiffiec. DEA, Rennes, 66 p. Inédit.
- HALLOT E. (1993) – Injection dans les réservoirs magmatiques - Contraintes pétrologiques (massifs de Fort la Latte et de Saint-Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. Thèse Univ. Rennes., *Mém. Géosciences Rennes*, 49, 281 p.
- HÉBERT E. (1885-1886) – Phyllades de Saint-Lo et conglomérats pourprés dans le Nord-Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, XIV, p. 713-774.
- HÉBERT R. (1993) – Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif Armoricaïn). Thèse Univ. Rennes, Doc. BRGM, 228, 355 p.
- HÉBERT R. (1995) – Evidence for multiple high-T metamorphism and regional migmatization within the Cadomian belt of northern Brittany, France. *J. Geol. Soc.*, London, 152, p. 213-216.
- HÉBERT R., BALLÈVRE M. (1993) – Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern brittany (France) : constraints on low-pressure metamorphism. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 164, 2, p. 215-228.
- HÉBERT R., HALLOT E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1993) – New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt : chronology of events in the baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 316, p. 395-401.
- HÉBERT R., LE GOFF E., BALLÈVRE M. (1997) – Évolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricaïn) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- HIRBEC Y. (1979) – Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du nord du Massif Armoricaïn. Thèse 3^e cycle, Rennes, 152 p.
- HOFMANN W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- HOULGATTE E. (1996) – Morphosédimentologie. Nature des fonds, figures sédimentaires. Atlas thématique de l'environnement marin de la baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). C. Augris et D. Hamon coord.. Éditions IFREMER, p. 29-36, incl. 2 cartes à 1/100 000.
- HUON R. (1944) – Sur quelques traits du relief aux environs de Sant-Brieuc. *In Chroniques géographiques des Pays celtés. Annales de Bretagne*, Rennes, LI, p. 108-113.

- JEANNETTE D. (1972) – Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne (thèse d'État, Strasbourg). *Sci. Geol. Strasbourg*, mém. 36, 175 p.
- JEANNETTE D., COGNÉ J. (1968) – Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, p. 2211-2214.
- JOHNSON C.M., LIPMAN P.W. (1988) – Origin of metaluminous and alkaline volcanic rocks of the Latir volcanic field, northern Rio Grande rift, New Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, p. 107-128.
- JOLY F., BESSAC-GIRAUDET J., VUILLECOT C. (1987) – Carte géomorphologique de la France au 1/1 000 000 (quart Nord-Ouest). GIP, Reclus édit., Montpellier, notice 38 p.
- JONIN M. (1981) – Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Thèse d'État, Brest, 319 p.
- KOROLEFF S. (2000) – L'évolution de l'anse d'Yffiniac. Impact des aménagements sur le milieu naturel. Université de Bretagne occidentale, mémoire DEA Géographie, 92 p.
- KROGH T.E. (1973) – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 485-494.
- KROGH T.E. (1982a) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.
- KROGH T.E. (1982b) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.
- L'HOMER A., COURBOULEIX S., CHANTRAINE J., DEROIN J.-P. avec la collaboration de BONNOT-COURTOIS C., CALINE B., ERHOLD A., LAUTRIDOU J.-P., MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM, 184 p. Carte géologique par A. L'Homer, S. Courbouléix, M. Beurrier, C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. Erhold, J.-P. Lautridou, J. Le Rhun, Y. Siméon, Y. Thomas, M. Villey (1999).
- LAHAYE Y., BLAIS S., AUVRAY B., RUFFET G. (1995) – Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 166, 5, p. 601-612.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985) – Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'État, Géographie, Université Caen, Groupe Seine édit., 908 p.
- LECLERC Y., MILON Y. (1925) – Découverte d'un gisement fossilifère dans la terrasse fluvio-marine de la plage des vallées, Pléneuf (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 6, 2-4, p. 245-248.

- LEES G.J., ROACH R.A., SHUFFLEBOTHAM M.M., GRIFFITHS N.H. (1987) – Upper Proterozoic basaltic volcanism in the Northern Massif Armoricaïn, France. In « Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites ». *Geol. Soc. Sp. Publ.* 33, p. 503-523.
- LEFORT J.-P. (1975) – Le socle péri-armoricain. Étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse d'État, Rennes. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 130 (1977), 68 p.
- LEFORT J.-P., AÏFA T. (1996) – Origin and structuration of the North Armorican dyke swarm. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 323, p. 981-986.
- LE FUR Y. (1978) – Les minéralisations volcano-sédimentaires de Trémuson (Côtes-du-Nord) *Chron. Rech. Min.*, 445, p. 70-76.
- LE FUR Y. (1980) – Les minéralisations volcano-sédimentaires du Briovérien de la baie de Saint-Brieuc, district de Trémuson (Côtes-du-Nord, France). *Chron. Rech. Min.*, 453, p.34-37.
- LE GALL J. (1999) – Les dolérites et basaltes tholéiitiques varisques du domaine nord-armoricain. *Géologie de la France*, 4, p. 3-26.
- LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) – Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricaïn. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 303, p. 1587-1592.
- LE MOUËL J.-L. (1969) – Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, Paris, 154 p.
- LE GOFF E., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1994) – Structures et champ de déformation dans la Chaîne cadomienne à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Nord du Massif armoricaïn, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, p. 231-238.
- LOYER S., VAN VLIET-LANOÉ, MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., MERCIER N. (1995) – La coupe de Nantois (baie de Saint-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne. *Quaternaire*, 6, p. 21-33.
- MARY G., GIORDANO R. (1988) – Relations des bassins laguno-lacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation : exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géologie de la France*, 1, p. 61-70.
- MARTIN H. (1977) – Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de Saint-Malo (Massif armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse Doctorat 3^e cycle. Rennes, 95 p.
- MARTIN H. (1980) – Comportement de quelques éléments traces au cours de l'anatexie, exemple du massif de Saint-Malo (Bretagne, France). *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 927-941.
- MEYNIER A. (1942) – Plate-forme d'érosion dans les pays hercyniens de l'Europe de l'Ouest. Chronique géographique des Pays celtes. *Annales de Bretagne*, Rennes, p. 2-4.

- MILON Y. (1929) – Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 189, p. 1004-1005.
- MILON Y. (1933) – Les enveloppes de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Somm. Soc. Géol. Minéralo. Bretagne*, Rennes, 1-5, p. 9-13.
- MILON Y. (1937) – Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *C.R. Somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 3-4, p. 3-6.
- MIYASHIRO A. (1974) – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- MONNIER J.-L. (1974) – Les dépôts pléistocènes de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et préhistoire. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, (C), VI, p. 43-62.
- MONNIER J.-L. (1980) – Le paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. *Travaux Lab. Anthropol. préhist. protohist. et Quat. armoricain*, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.-L., JUMEL G., JUMEL A. (1981) – Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine) : stratigraphie et industrie. *Bull. SPF*, vol. 72, p. 317-382.
- MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1982) – Formations périglaciaires et formations marines, stratigraphie des sols, biostratigraphie et industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 12, p. 185-194.
- MONNIER J.-L., BIGOT B. (1987) – Stratigraphie des dépôts pléistocènes du nord de la Bretagne (France). Les formations de Port-Morvan et de la haute-Ville. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 30, p. 93-104.
- MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1974) – Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- NAGY E.A., SAMSON S.D., D'LEMONS R.S. (2002) – U-Pb geochronological constraints on the timing of Brioverian sedimentation and regional deformation in the Saint-Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, northern France. *Precambrian Res.*, 116, p. 1-17.
- NICOLAS J. (1957) – Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse, Paris, Soc. Fr. Céramiques, 251 p.
- NICOLAS J. (1964) – Le gisement de kaolin de Quessoy. *Industrie Céramique*, n° 563.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) – Études palynologiques (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 25, 239 p.

- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) – Age of the Vire–Carolles granite. *In* Odin G.S. (ed.), Numerical Dating in stratigraphy PART II. John Wiley & Sons, New York, p. 784-790.
- PARIS F., JÉGOUZO P. (1976) – La bordure Mancellia - synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. *RAST* (Soc. géol. France éd.), II, p. 317.
- PARRISH R.R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, p. 99-102.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMMET N., MACE J., VAN DER VOO R. (1986) – Paleomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerites dykes from northern Brittany. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, p. 143-154.
- PEUCAT J.-J. (1986) – Behaviour of Rb-Sr whole-rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the Saint-Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc.*, London, 143, p. 875-886.
- PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) – Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine central-armoricain. *Bull. BRGM*, 4, p. 349-356.
- PEUCAT J.-J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHE J. (1981) – Late Proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex : a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology*, 9, p. 169-173.
- PEUCAT J.-J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J.-Y. (1984) – Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricain : géochronologie Rb-Sr. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 6, p. 1365-1373.
- POWER G.M., BREWER T.S., BROWN M., GIBBONS W. (1990) – Late Precambrian foliated complexes of the Channel Islands and La Hague : early Cadomian plutonism. *In* R.S D'LEMONS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 215-229.
- PRUVOST P., WATERLOT G. (1941) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 2^e édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- QUESNEL F. (1996) – Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris. *Doc. BRGM*, 263, 266 p. et annexes.

- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983a) – Le domaine interne de la Chaîne cadomienne dans le Massif armoricain : étude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en baie de Saint-Brieuc. Documents BRGM, 66, 31 p.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983b) – Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, XXV, 4, p. 615-621.
- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DENIS E., BALÉ P., BARDY P. (1990) – The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. In R.S D'LEMOIS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 81-94.
- ROACH R.A., LEES G.J., SHUFFLEBOTHAM M.M. (1990) – Brioverian volcanism and Cadomian tectonics, baie de Saint-Brieuc, Brittany : stages in the evolution of a late precambrian ensialic basin. In R.S D'LEMOIS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 41-67.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) – Le Paléozoïque antévarisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, 3, p. 3-31.
- ROBLOT M.-M. (1971) – Étude des roches silico-carbonées du Précambrien armoricain. *Sciences de la Terre*, 20, 324 p.
- SAGON J.-P. (1976) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Quintin (278), Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par Sagon J.-P. (1977), 43 p.
- SAMSON S.D., D'LEMOIS R.D., BLICHERT-ROFT J., VERVOORT J. (2003) – U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: new evidence for a unique juvenile terrane. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 208, p. 165-180.
- SHUFFLEBOTHAM M.M. (1987) – The evolution of the Penthièvre crystalline massif and the adjacent Brioverian supracrustal rocks, Northern Brittany, France. PhD. thesis, University of Keele.
- SHUFFLEBOTHAM M.M. (1989) – Geochemistry and geotectonic interpretation of the Penthièvre crystalline massif, Northern Brittany, France. *Precambrian Research*, 45, p. 247-261.
- SHUFFLEBOTHAM M.M. (1990) – The geology of the Penthièvre crystalline massif : a reappraisal of the type. Pentevrian arca, northern Brittany. In R.S D'LEMOIS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 27-39.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.

- STRACHAN R.A., TRELOAR P.J., BROWN M., D'LEMONS R.S. (1989) – Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. *J. Geol. Soc.*, London, 146, p. 423-426.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) – Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. In R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds): « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 133-150.
- STRACHAN R.A., BROWN M., DALLMEYER R.D., D'LEMONS R.S. (1992) – Discussion of the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany) : reply. *J. Geol. Soc.*, London, 149, p. 151-155.
- STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S., DALLMEYER R.D. (1996) – Neoproterozoic evolution of an active plate margin : North Armorican Massif, France. In « Avalonian and Related Peri - Gondwanan Terranes of the Circum - North Atlantic ». *Geol. Soc. Amer. Sp. Publ.*, 304, p. 319-332.
- THIÉBLEMONT D., TÉGYEY M. (1994) – Une discrimination géochimique des roches différenciées, témoin de la diversité d'origine des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, p. 8.
- THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1996) – Révision du volcanisme cadomien dans l'Est du Trégor (Bretagne nord). *Géologie de la France*, 4, p. 3-21.
- THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1999) – Témoins d'une subduction « éocadomienne » (665-655 Ma) en Bretagne nord : arguments géochimiques. *Géologie de la France*, 1, p. 3-11.
- THIRION C. (1929) – Sur la géologie et la métallogénie de Trémuson. *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, t. 3, p. 1-2.
- THIRION C., ORCEL J. (1930) – Note de géologie sur la région de Trémuson et examen des minerais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, p. 465-475.
- THIRY M. (1981) – Sédimentation continentale et altérations associées : calcifications, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. Thèse d'État Sciences, *Sci. Géol.*, 64, Strasbourg, 173 p.
- THIRY M. (1988) – Les grès lustrés de l'Éocène du bassin de Paris : des sil-crètes pédologiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, p. 15-24.
- THIRY M. (1999) – Diversity of continental silicifications features : examples of the cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), Paleoweathering, Paleosurfaces and related continental deposits. Inter. Ass. Sediment. Special Publications, 27, p. 87-127.
- THIRY M., KOENIGUER J.-C., MÉNILLET F. (1988) – Les silicifications de surface : la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, p. 5-14.

- THIRY M., SIMON-COINÇON R. (1995) – Paléosurface et paléopaysages éocènes du Sud du Bassin de Paris. *In* : Pierres et Carrières, Paris. Textes réunis en hommage à Claude Lorenz. Édition Diffusion Études Historiques, p. 111-126.
- THOMAS E. (1999) – Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse Univ. Rennes, 2 vol., 300 p. et annexes.
- TRIBE I.R., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. (1996) – Neoproterozoic shear zone tectonics within the Icartian basement of Guernsey and Sark, Channel Islands. *Geol. Mag.*, 133, 2, p. 177-192.
- TRUFFERT C., ÉGAL E., LE GOFF E., GUENOC P. (2001) – From 2.5D gravity modelling to structural geometry understanding - the North-Brittany Cadomian active margin. *Tectonophysics*, 331, p. 81-97.
- VAN-VLIET LANOË B., BONNET S., LAURENT M. (1995) – Évidences d'une activité séismique au Pléistocène moyen et supérieur dans le Massif armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. Ass. Fr. Périglaciaire. Environnements périglaciaires et *C.R. Groupe Régionalisation de Périglaciaire*, n° XX, 2, p. 4-22.
- VELDE D. (1970) – Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XII, 5, p. 843-855.
- VERDIER P. (1968) – Étude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Côtes-du-Nord, Finistère). Thèse Univ. Strasbourg, 51 p., inédit.
- VIDAL P., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J., JEANNETTE D. (1971) – Données géochronologiques sur la Série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 373, p. 132-135.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNÉ J. (1974) – Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 279, sér. D, p. 631-634.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R., COGNÉ J. (1981) – Precadomian relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian - Hercynian Belt. *Precambrian Res.*, 14, p. 1-20.
- VILLEY M., MAROT A., CASTAING C., BEURRIER M., DADET P., HERROUIN Y., SAGON K.-P., WEECKSTEEN G., BLÈS J.-L., LOZES J., GROS Y. (1982) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Carhaix-Plouguer (277), Orléans, BRGM. Notice explicative par Villey *et al.* (1982), 52 p.
- WATTS M.J., WILLIAMS G.D. (1979) – Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struc. Geol.*, 1, p. 323-332.

- WINKLER H.G.F. (1979) – Petrogenesis of metamorphic rocks. 5^e édition. Springer Verlag ed., New-York, Heidelberg, Berlin. 349 p.
- WYNS R. (1991) – Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.
- WYNS R. (1996) – Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. *In* : Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF - ASF, Rennes, Octobre 1996.
- WYNS R., ESTÉOULE J., MOGUEDET G., VAUTHIER S. (1997) – Paléoaaltérations et paléosurfaces d'érosion au passage socle armoricain - couverture sédimentaire (Bretagne, Anjou, Vendée, Poitou). Tournée du 27 au 29 novembre 1997, 10 p.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. *In* : Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23-24 novembre 1999, 1999. Éditions BRGM, p. 103-108.

DOCUMENTS et COLLECTIONS CONSULTABLES

Le lecteur pourra examiner les collections de lames minces de roches du socle au BRGM-Orléans (É. Égal, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans-La-Source). La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional « Bretagne » (Rennes-Atalante-Beaulieu, 2 rue de Jouanet, Bâtiment D, 35700 Rennes), soit au BRGM à la Maison de la géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), soit par internet sur le site Infoterre du BRGM (www.brgm.fr).

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

AUTEURS

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

- Introduction : É. ÉGAL ;
- Description des terrains : É. ÉGAL et D. THIÉBLEMONT (géochimie) pour les terrains du socle avec la collaboration de C. GUERROT, pour la datation fournie ; É. THOMAS et B. HALLÉGOUËT (dépôts littoraux essentiellement) pour les formations superficielles ;
- Géologie marine : P. Guennoc, avec E. HOULGATTE ;
- Corrélations géologie-géophysique : É. ÉGAL ;
- Conditions de formation des entités géologiques : É. ÉGAL et D. THIÉBLEMONT ;
- Évolution tectono-métamorphique : É. ÉGAL ;
- Synthèse géodynamique régionale : É. ÉGAL, D. THIÉBLEMONT et É. Thomas (géodynamique récente) ;
- Géologie de l'environnement : A. CARN (Ressources en eau), P. LE BERRE (Substances utiles), J. CHANTRAINE (Gîtes et indices minéraux), É. ÉGAL (autres chapitres) ;
- Documentation complémentaire : É. ÉGAL et B. HALLÉGOUËT (Itinéraire géologique), J.-L. MONNIER (Préhistoire et archéologie) ;
- Les documents géophysiques hors-texte (annexes 4 et 5) ont été fournis par G. MARTALET et C. TRUFFERT. Le tableau chronologique du Quaternaire (annexe 3) a été réalisé par É. THOMAS.

ANNEXE I

PROCÉDURE ANALYTIQUE ET TABLEAU DE RÉSULTATS
POUR LA DATATION D'UN ÉCHANTILLON (DH11)
DE LA TRONDHJÉMITE D'HILLION

Procédure analytique de datation de la Trondhjémite d'Hillion par la méthode U-Pb par dissolution : Après une séparation classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accentuer la concordance (Krogh, 1982b). En raison de la nature crustale indiquée par la typologie, et donc la forte probabilité que les zircons contiennent des cœurs anciens, deux des fractions sont constituées de pointes, prélevées sur des zircons entiers. En effet, elles sont les plus susceptibles de correspondre uniquement à la partie néoformée lors de la cristallisation de la trondhjémite. Si les pointes sont trop petites, il n'y a pas d'abrasion. La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de Krogh (1973) et Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2s. La régression est effectuée selon Davis (1982). Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance.

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					ÂGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	% Disc.
					com (pg)							
1	5,bag,m1,a	15	134.8	15.47	224	76	0.21	0.1041±10	0.9828±272	0.06845±166	882.3	29.0
2	5,tra,m1,a	18	90.8	9.98	26	410	0.19	0.1019 ± 3	0.8567 ± 50	0.06097 ± 28	638.0	2.0
3	2,tra,m1,a	7	190.8	20.22	21	414	0.17	0.0997 ± 4	0.8390 ± 52	0.06102 ± 30	639.9	4.4
4	6,poi,m5,a	15	132.9	14.46	31	411	0.20	0.1002 ± 3	0.8421 ± 44	0.06093 ± 24	636.7	3.4
5	6,tra,m1,a	12	144.6	15.00	2	4152	0.23	0.0912 ± 3	1.1186 ± 46	0.08893 ± 24	1402.7	62.5
6	8,poi,m5,na	13	156.4	13.84	22	494	0.16	0.0844 ± 3	0.7013 ± 32	0.06026 ± 20	612.9	15.4

NOTES :

1 = Minéral : nombre de grains ; bag, baguette ; tra, trapu ; poi, pointes ; m1, magnétique à 1° ; m2, magnétique à 2° etc... ; na, non abrasé ; a, abrasé

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 15 pg, U = 1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 3 - Résultats analytiques pour les zircons de la Trondhjémite d'Hillion (échantillon DHL1).

ANNEXE 2

TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES

	FORMATION DE LANVOLLON - ERQUY (dykes)			
N° Éch.	EE2526B	EE2901	EE2929	EE2465
SiO ₂ (%)	54,2	55,9	52,1	53,8
TiO ₂	1,31	2,39	1,11	2,84
Al ₂ O ₃	14,2	12,5	14,7	13,9
Fe ₂ O _{3t}	11,84	11,97	11,2	14,42
MnO	0,2	0,09	0,21	0,1
MgO	5,5	3,3	6,5	5,4
CaO	8,4	4,2	10,4	1,5
Na ₂ O	2,6	1,7	2,5	4,1
K ₂ O	0,79	1,36	0,42	0,1
P ₂ O ₅	0,14	1,15	0,12	0,55
PF	1,3	6	0,9	3,4
Li (ppm)	11	13	<10	<10
Rb	20	36	13	5
Ba	150	297	77	34
Sr	196	92	82	58
Th	2,5	4,6	1,6	4,5
U	1,2	1,9	0,8	1,7
Ta	0,8	1,3	0,5	1,3
Nb	10,4	19,2	6,4	20,2
Hf	3,1	5,7	2	5,8
Zr	100	190	73	205
Y	27,9	50,6	27,5	42,3
V	199	100	204	316
Co	31	27	34	38
Cr	60	21	135	24
Ni	13	<10	34	13
La	12,1	22,7	5,5	16,2
Ce	27,6	56,7	14,6	41,2
Pr	3,6	7,6	2	5,5
Nd	15	34,2	8,9	24,2
Sm	4,4	9,3	3	6,8
Eu	0,9	2,2	0,6	1,2
Gd	4,6	10,1	3,6	7,1
Tb	0,8	1,7	0,6	1,3
Dy	5	10	4	7,9
Ho	0,8	1,7	0,7	1,3
Er	2,5	4,6	2	3,8
Tm	0,3	0,6	0,3	0,5
Yb	2,3	3,6	1,6	3,5
Lu	0,3	0,5	0,2	0,5

Tabl. 4 - Analyses chimiques (BRGM) sur quatre dykes rapportés à la Formation de Lanvollon-Erquy et intrusifs dans les formations pentévriennes

N° Éch.	SQUIFFIEC		ST-ALBAN	
	DSQ1	DSQ2	EE2556	EE2958
SiO ₂ (%)	51,08	47,72	51,4	50,7
TiO ₂	0,76	0,83	1,19	0,94
Al ₂ O ₃	20,52	20,93	15	15,6
Fe ₂ O _{3t}	9,3	9,63	10,22	9,22
MnO	0,17	0,19	0,17	0,15
MgO	4,81	5,66	7,2	7,7
CaO	9,31	9,39	9,3	10,9
Na ₂ O	3,29	3,03	2,6	2,3
K ₂ O	0,33	0,52	1,3	0,82
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,18	0,12
PF	0,6	1,53	1,7	1,7
Li (ppm)	14	31	12	16
Rb	8	25	50	38
Ba	83	82	195	87
Sr	426	460	139	130
Th	0,3	<0.1	1,3	1,6
U	0,1	<0.1	0,8	0,9
Ta	0,2	0,1	0,8	0,7
Nb	3,8	3,3	10,4	8,4
Hf	0,6	0,5	2,1	1,9
Zr	34	23	62	66
Y	8,7	10,8	28,8	21,8
V			145	156
Co	26	27	31	34
Cr	28	49	199	257
Ni	19	20	47	61
La	8,3	6,4	9,8	7,3
Ce	17,3	15,1	23,6	16,4
Pr			3	2
Nd	8,2	9	13	9
Sm	1,6	1,9	4	2,8
Eu	1	1	0,8	0,6
Gd	1,7	2,1	4,6	3,2
Tb	0,2	0,3	0,8	0,5
Dy	1,6	1,8	5,1	3,1
Ho			0,9	0,5
Er	0,9	1,1	2,4	1,4
Tm			0,3	0,2
Yb	0,8	1	2	1,1
Lu	0,1	0,2	0,3	0,1

Tabl. 5 - Analyses chimiques (BRGM) sur deux métagabbros de la Formation de Squiffiec et deux microgabbros de la Formation de Saint-Alban

Lithologie	DOLÉRITES							
	Dolérite	Dolérite	Basalte	Dolérite spilitique	Dolérite spilitique	Basalte	Basalte	Basalte
N° Éch.	DLA07	DLA08	DLA09	DCG1B	DCG2B	DCG4	DCG10	DCG11
SiO ₂ (%)	46,5	46,7	50,7	48,5	48,2	48,8	47,4	47,1
TiO ₂	3,1	3,17	1,69	1,51	1,5	1,38	1,39	1,47
Al ₂ O ₃	13,66	13,21	15,35	15,96	16,59	15,51	16,01	14,32
Fe ₂ O _{3t}	15,97	16,21	8,43	11,22	11,25	11	11,96	11,84
MnO	0,25	0,24	0,17	0,15	0,12	0,17	0,27	0,16
MgO	6,2	5,99	7,24	7,98	7,94	7,83	7,86	10,59
CaO	9,8	10,1	5,38	5,88	6,2	10,06	5,18	7,47
Na ₂ O	2,42	2,46	3,23	3,19	2,69	2,08	1,12	1,93
K ₂ O	0,53	0,6	4,29	1,55	1,78	0,94	0,61	0,51
P ₂ O ₅	0,3	0,32	0,53	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12
PF	1,17	1,49	2,89	3,29	3,82	1,52	7,48	3,71
Rb (ppm)	28	28	129	51	50	28	22	17
Ba	123	181	1196	214	315	84	82	89
Sr	138	136	692	267	255	108	93	162
Th	0,8	1,1	14,7	1,5	1	1	2,8	2,6
U	0,2	0,3	3,1	0,5	0,3	0,4	0,9	0,8
Ta	0,8	0,9	2,2	0,6	0,4	0,4	0,9	1,1
Nb	8,9	9	22,3	3,3	4,8	4,8	2,9	4,5
Hf	4,7	5	7,5	2,9	2,1	2,1	2,2	2,2
Zr	199	201	317	65	65	67	74	78
Y	49,8	50,5	22,7	19	18,9	18,3	22,1	20,5
Co	45	47	34	44	51	37	51	57
Cr	140	118	252	332	335	310	426	665
Ni	81	48	92	148	118	111	169	289
La	12	12	67,6	5,8	5,1	6,7	6,7	6,9
Ce	30	31	129,1	15	13,6	15,9	15,2	15,4
Nd	29,6	21,3	51,2	11,5	9,2	9,8	10,5	10,5
Sm	6,7	7	8,6	3,7	2,8	2,9	3,2	3
Eu	2	2,2	2,1	0,8	0,6	1,1	1	1,1
Gd	8	8,4	6,5	4,5	3,3	3,3	3,9	3,6
Tb	1,4	1,4	0,9	0,8	0,6	0,6	0,7	0,6
Dy	9,3	9,9	4,9	5,3	3,9	3,7	4,5	3,9
Er	4,4	4,7	2,1	3,2	2,3	2,1	2,7	2,2
Lu	0,6	0,6	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3

Tabl. 6 - Analyses chimiques (BRGM) sur des dolérites (dykes) recoupant les formations cadomiennes sur les territoires des feuilles Pontrioux-Étables-sur-Mer (analyses DLA07-09) (Égal et al., 1996a) et Saint-Brieuc (analyses DCG1B à DCG11)

*Voir les tableaux 7 à 9
en fin de notice*

ANNEXE 3

*TABLEAU CHRONOLOGIQUE SIMPLIFIÉ DE LA FIN DU TERTIAIRE
ET DU QUATERNAIRE*

Dépliant hors-texte

ANNEXE 4

*CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (DENSITÉ 2,7)
DE LA RÉGION DE LA FEUILLE SAINT-BRIEUC
(DÉLIMITÉE PAR LE CADRE INTÉRIEUR) RÉALISÉE À PARTIR
DE LA BANQUE DE DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES DU BRGM*

Dépliant couleur hors-texte

ANNEXE 5

*CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU CHAMP TOTAL
RÉDUIT AU PÔLE DE LA RÉGION DE LA FEUILLE SAINT-BRIEUC
(DÉLIMITÉE PAR LE CADRE INTÉRIEUR) RÉALISÉE
À PARTIR DES DONNÉES ISSUES D'UNE CAMPAGNE
DE GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE (BRGM, 1998)*

Dépliant couleur hors-texte

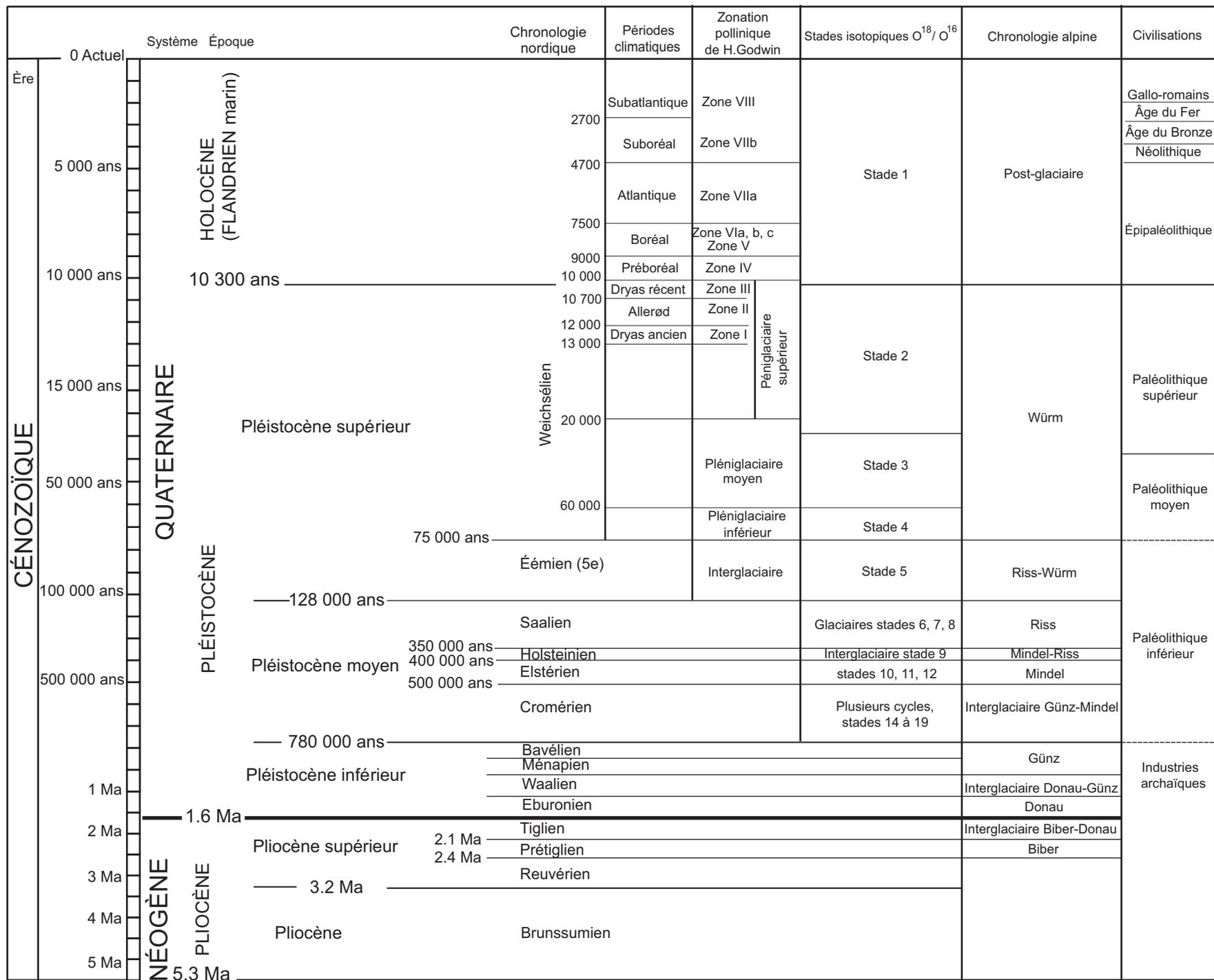
Achevé d'imprimer
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



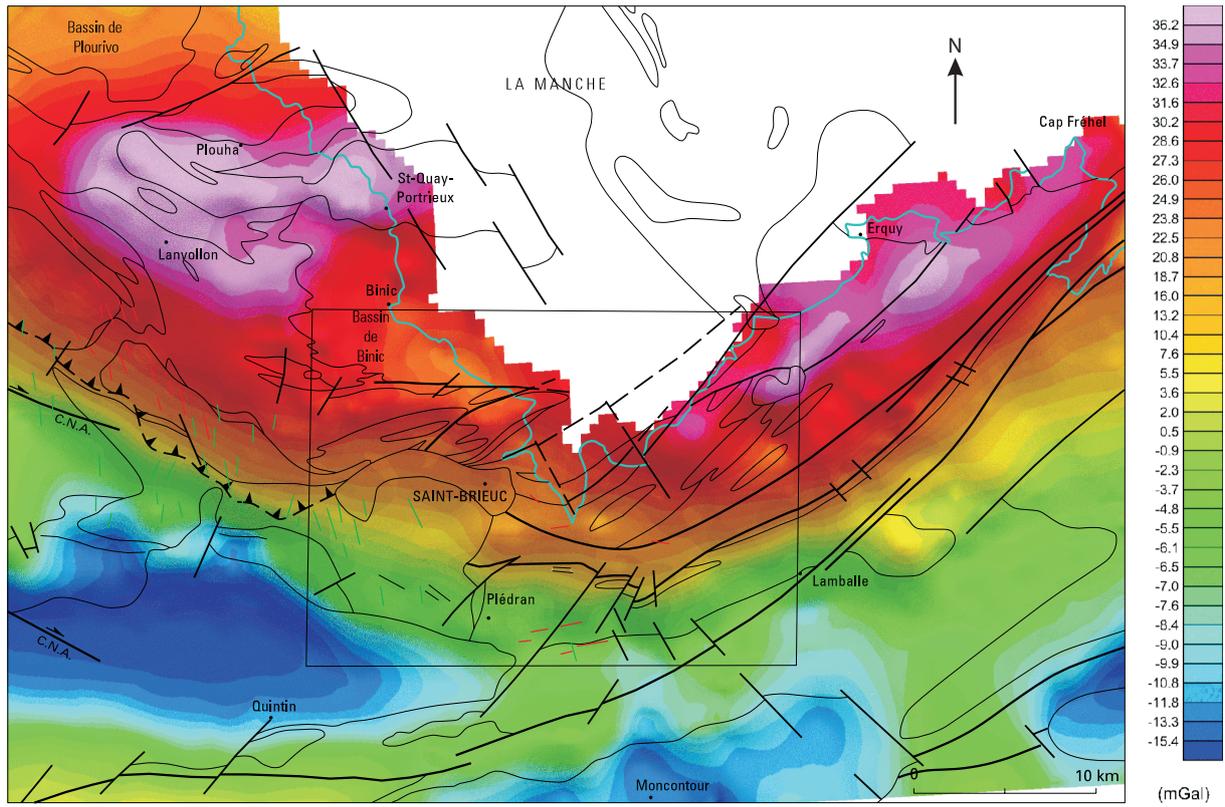
Dépôt légal N° 1787
Novembre 2005

UNITÉ DE SAINT-BRIEUC : SOCLE PENTÉVRIEN																						
PORT-MORVAN			TRONDHJÉMITE D'HILLION									BOULDERS DU POUINGUE DE CESSON						F. DE MORIEUX		LEPTYNITES		
N° Éch.	Gneiss verts		g. leuco.	DHI1	DJOS2	DJOS3	J1	J2	J3	J4	J5	SB5	SB6	Sb7a	Sb7b	Sb7c	DCES3	DCES4	Diorite			
	DPMV3	DPMV2	DPMV1																DGOU3	DGOU4	DGOU1	DGOU2
SiO ₂ (%)	44,14	59	71	70,7	72,11	72	67,3	70,9	69,3	70,7	71,9	68,4		71,6	72,4	71,9	69,18	69,56	54	60,4	74,5	70
TiO ₂	1,07	0,59	0,16	0,28	0,32	0,29	0,45	0,32	0,48	0,33	0,26	0,35		0,19	0,18	0,18	0,35	0,33	0,84	2,1	0,17	0,19
Al ₂ O ₃	14,74	18,17	16,8	15,6	14,61	16,3	17,1	16,2	16,6	16,9	15,8	16,1		15,4	15,3	15,3	16,27	16,08	17,4	13,63	13,25	15,7
Fe ₂ O _{3t}	9,47	6,22	1,88	1,8	2,06	1,49	2,85	2,05	2,95	2,3	1,75	2,82		1,42	1,41	1,45	3,01	2,92	11,02	11,65	3,48	3,34
MnO	0,19	0,15	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05		0,02	0,01	0,02	0,05	0,05	0,19	0,15	0,07	0,15
MgO	9,51	2,51	0,76	0,4	0,51	0,43	1,55	0,83	1,6	1,1	0,81	1,21		0,58	0,59	0,62	1,08	1,2	3,86	1,93	0,56	0,9
CaO	8,86	5,52	1,57	0,3	1,21	0,44	0,95	0,81	0,76	0,66	0,77	3,29		1,93	1,21	1,71	3,29	2,69	8,64	2,97	3,88	4,83
Na ₂ O	1,21	4,32	4,68	4,9	5,64	5,55	5,9	5,5	5,15	4,9	5,65	4,91		6,08	5,91	5,96	4,86	4,46	3,48	2,52	3,32	3,9
K ₂ O	0,15	0,51	1,8	2,94	1,79	2,82	2,05	1,95	2	2,45	2,6	0,89		0,82	1,13	0,95	1,2	1,84	0,48	1,48	0,77	0,88
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,07	0,09	0,1	0,1	0,15	0,12	0,14	0,1	0,09	0,19		0,05	0,05	0,05	0,13	0,11	0,26	0,34	<0,05	0,14
PF	10,31	3,02	1,33	2,2	2,07	1,01	1,5	1,35	1,15	1,55	0,68	0,74		0,89	1,06	1,04	1,11	1,31	0,75	3,66	0,59	0,76
Li (ppm)				<10															<10	<10	<10	<10
Rb	4	14	55	68	49	54						16					11	30	11	17	17	18
Ba	69	151	431	686	280	720						272					293	581	56	577	321	351
Sr	298	647	378	196	217	309						427					446	443	391	56	137	224
Th	0,1	0,9	0,1	1,6	2,2	2,7											1,5	3,3	0,4	6,9	1,3	0,6
U		0,3		0,7	2,9	0,7											4,3	15,3	13,2	5,3	0,8	0,2
Ta		0,1		0,1	0,2	0,2											0,2	0,4	0,1	1	0,2	0,1
Nb	2,1	2,4	0,9	1,3	3,4	6,8											1,2	2,5	1,1	8,8	1,8	0,5
Hf	1,5	1,5	0,8	2,6	1,9	2											1,2	2,5	1,5	7,7	2,2	1
Zr	74	72	39	87	98	91											37	68	31	224	55	24
Y	19	11,9	3,2	11	8,5	4,1											3,9	7,1	15,3	56	8,5	12,5
V				43													53	43	215	173	34	16
Co	42	16	5	8	8	6													20	14	<5	<5
Cr	442			31	12	10						34					25	22	18	10	23	18
Ni	211	22		10	20	18						36					18	18	18	11	13	<10
La	5,6	5	2,2	11	11,1	9,6						14,9	12,5				5,2	11,4	6,2	33,4	3,4	4,7
Ce	14	11,5	5,5	24,1	25,4	20,8						31,6	26,4				11,3	24,1	16,4	69,4	7,1	10,3
Pr				2,5													1,3	2,8	2,6	9	0,9	1,4
Nd	9	6,6	2,9	9,7	11,7	9,3						13,7	11,1				5,2	11	12,8	45,7	4,2	7
Sm	2,5	1,7	0,6	1,8	2,3	1,6						2,37	1,94				1	1,7	3,1	11,2	1	1,7
Eu	0,9	0,9	0,8	0,5	0,7	0,5						0,6	0,51				0,2	0,5	0,9	2,9	0,4	0,7
Gd	2,9	1,9	0,6	1,5	2	1,2						1,73	1,34				0,7	1,4	3,3	12,3	1,2	2
Tb	0,5	0,3	0	0,2	0,3	0,2											0,1	0,2	0,5	2	0,2	0,3
Dy	3,3	2	0,4	1,1	1,5	0,9						1,33	1,07				0,5	1,1	3,1	12,7	1,4	2,2
Ho				0,2													0,1	0,2	0,6	2,5	0,3	0,5
Er	1,9	1,1	0,2	0,4	0,8	0,4						0,73	0,65				0,2	0,5	1,8	7,5	1,1	1,5
Tm				<0,1														0,1	0,3	1	0,2	0,3
Yb	1,7	0,9	0,2	0,3	0,7	0,3						0,65	0,64				0,1	0,4	1,8	6,8	1,3	1,8
Lu	0,2	0,1	0	<0,1	0,1	0						0,1	0,1						0,3	1	0,3	0,3

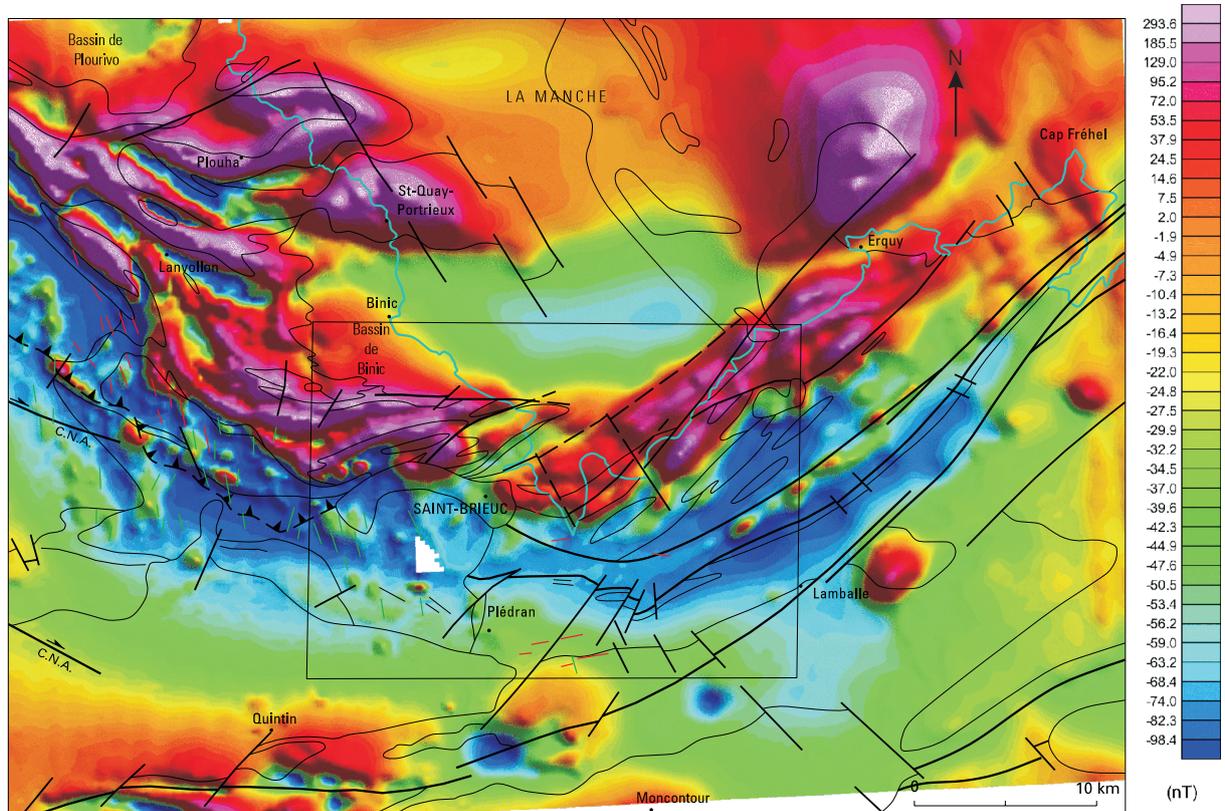
Tabl. 7 - Analyses chimiques sur roche totale pour différentes formations pentévriennes (Éocadomien) sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc. Analyses de P. Balé (1986) pour les échantillons J ; de C. Guerrot (1989) pour les échantillons SB, et du BRGM



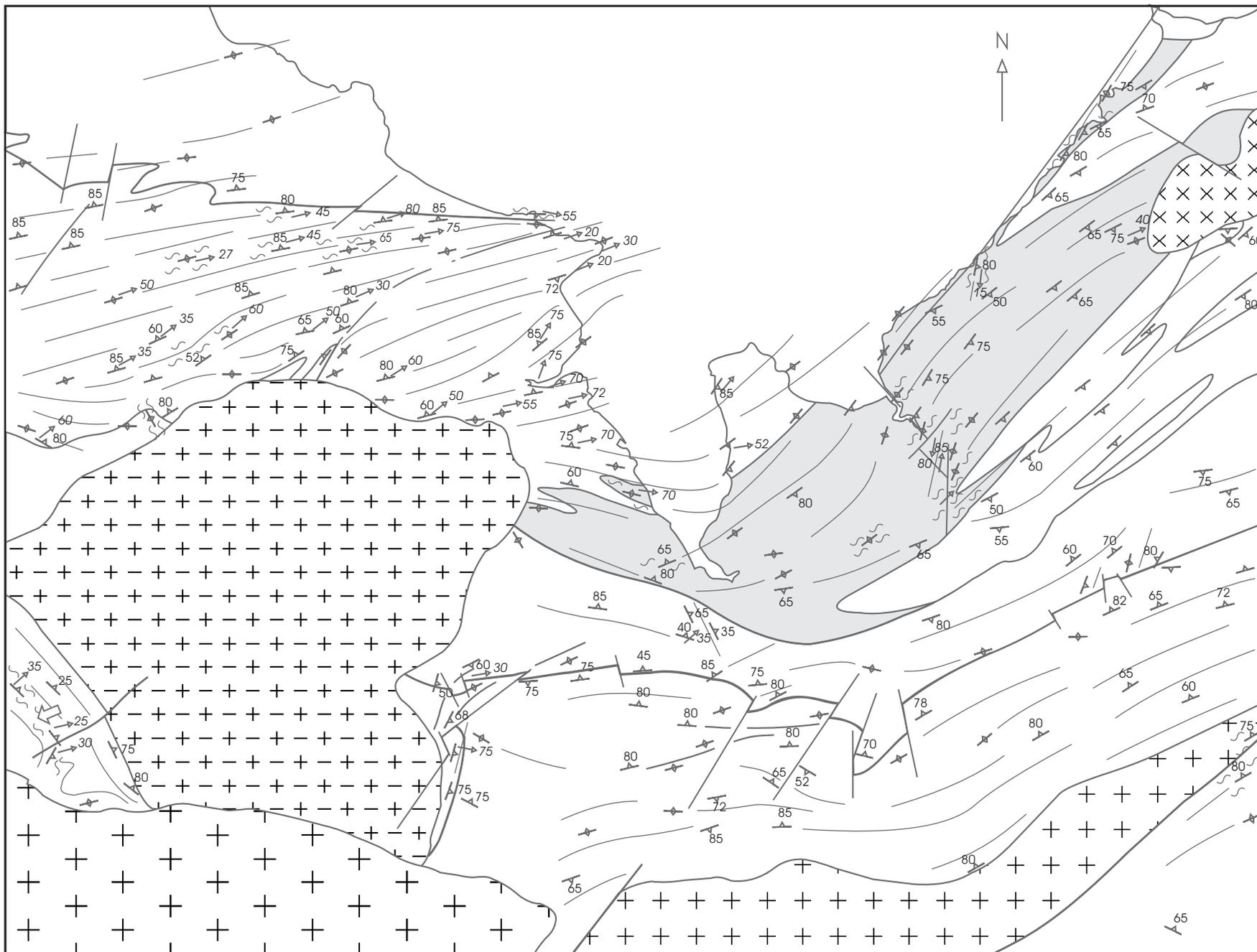
ANNEXE 3 - TABLEAU CHRONOLOGIQUE SIMPLIFIÉ DE LA FIN DU TERTIAIRE ET DU QUATERNAIRE POUR L'EUROPE DU NORD-OUEST (d'après G. Farjanel et S. Courbouleix, BRGM, Inédit, M.T. Morzadec, 1974 et Égal et al, 1999)



ANNEXE 4 - CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (DENSITÉ 2,7) DE LA RÉGION DE LA FEUILLE SAINT-BRIEUC (DÉLIMITÉE PAR LE CADRE INTÉRIEUR) RÉALISÉE À PARTIR DE LA BANQUE DE DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES DU BRGM



ANNEXE 5 - CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU CHAMP TOTAL RÉDUIT AU PÔLE DE LA RÉGION DE LA FEUILLE SAINT-BRIEUC (DÉLIMITÉE PAR LE CADRE INTÉRIEUR) RÉALISÉE À PARTIR DES DONNÉES ISSUES D'UNE CAMPAGNE DE GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE (BRGM, 1998)



- Faille
- Contact tectonique majeur
- 0 5 km
- Mylonites
- Linéation avec plongement
- Schistosité/foliation principale avec pendage ; verticale
- Trajectoires de schistosité/foliation

Fig. 21 - Carte structurale détaillée de la feuille Saint-Brieuc

UNITE D'YFFINIAC - BELLE-ISLE-EN-TERRE								
ULTRABASITES								
N° Ech.	DVA3	DVA5	DVA7	YFBAb	YF64-2	YF64	DVA4	DCG7
SiO2 (%)	39,7	37,9	40,5	35,55	38,11	44,07	42,5	48,9
TiO2	0,13	0,1	0,09	0,15	0,11	0,03	0,06	0,7
Al2O3	10,03	8,92	11,85	10,2	9,19	17,65	24,22	5,71
Fe2O3t	17,38	12,3	10,67	16,52	17,96	7,45	5,17	13,85
MnO	0,29	0,24	0,16	0,51	0,28	0,12	0,09	0,2
MgO	19,29	17,53	21,02	16,19	21,97	12,24	9,29	16,46
CaO	7,42	11,86	7,97	10,68	5,24	14,18	12,56	9,2
Na2O	0,43	0,42	0,46	0,24	0,25	0,55	0,77	0,77
K2O	0,13	0,08	0,08	0,08	0,04	0,44	1,68	0,15
P2O5	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	0,02	<0,01	0,06
PF	4,5	9,89	6,36	8,79	6,64	2,53	4,27	3,17
Rb	3	4	3	2	2	16	73	2
Ba	31	17	10	11	14	102	256	10
Sr	81	48	71	115	84	251	217	25
Th	0	0	0,1				0,2	0,3
U	0,1	0,2	<0,1				<0,1	0,2
Ta	<0,1	<0,1	<0,1				<0,1	0,3
Nb	0,1	<0,1	<0,1	3	4	3	0,2	0,6
Hf	0,2	0,1	0,1				0,2	1,4
Zr	6	3	5	20	20	22	5	55
Y	3,5	3,9	2,4	1	nd	2	1,6	14,4
Co	81	92	90	124	142	58	38	93
Cr	125	577	559	136	114	511	81	202
Ni	263	351	378	368	367	157	163	240
La	1,9	1	0,9				0,8	3,4
Ce	2,3	2	1,6				1,9	9,6
Nd	1,6	1,4	1,1				1	7,2
Sm	0,4	0,4	0,3				0,3	1,9
Eu	0,3	0,2	0,2				0,2	0,6
Gd	0,6	0,5	0,4				0,3	2,2
Tb	0,1	<0,1	<0,1				<0,1	0,4
Dy	0,6	0,6	0,4				0,3	2,3
Er	0,4	0,4	0,3				0,2	1,5
Yb	0,4	0,4	0,3				0,2	1,5
Lu	<0,1	<0,1	<0,1				<0,1	0,2

Tabl. 8 - Analyses chimiques sur un ensemble de roches représentatives des différents faciès de la Formation d'Yffiniac : ultrabasites, métagabbros et amphibolites, amphibolites à grenat et leptynites. Analyses de R. Hébert (1993) pour les échantillons Y et YF ; C. Guerrot (non publié) pour les échantillons SB et DCG7, et BRGM

UNITE D'YFFINIAC - BELLE-ISLE-EN-TERRE			
FACIÈS PARTICULIERS			
Nom de la roche	Amphibolite à Qtz-Gt	Gneiss à grenat	Métagabbro cumulatif ?
N° Ech.	DCG8	DCG9	SB1, 8029
SiO2	44,3	59	47,5
TiO2	1,45	1,08	0,2
Al2O3	21,42	16,1	22,92
Fe2O3t	12,73	8,4	4,01
MnO	0,31	0,17	0,08
MgO	5,13	4,01	8,45
CaO	9,67	3,18	11,89
Na2O	2,76	3,96	1,86
K2O	0,67	0,63	1,59
P2O5	0,5	0,19	0
PF	1,29	2,48	1,6
Rb	18	19	45
Ba	74	197	
Sr	317	344	246
Th	0,8	4,6	
U	0,5	1,9	
Ta	2	1	
Nb	9,4	5	
Hf	1	3,9	
Zr	35	131	
Y	33,4	24,3	
Co	33	26	
Cr	104	126	609
Ni	75	87	173
La	9,2	14,4	3,76
Ce	22,9	32,3	7
Nd	16,3	18,1	4,17
Sm	4,7	4,5	0,94
Eu	1,3	1,5	0,37
Gd	5,6	4,6	0,95
Tb	1	0,8	
Dy	6,4	4,8	0,9
Er	3,7	3	0,51
Yb	3,5	2,9	0,44
Lu	0,6	0,4	
Cu			34

UNITE D'YFFINIAC - BELLE-ISLE-EN-TERRE

	<i>METAGABBROS - AMPHIBOLITES A CPX</i>										<i>AMPHIBOLITES A GRENAT</i>					<i>LEPTYNITES</i>			
N° Ech.	EE2463	EE2636	SB186	DCG3	DCG5	YF90	SB222	DCG1A	DCG2A	SB3, 8031	SB4, 8032	DVA2	EE2633	SB333	YF64H1	Y2	YF6	DVA1	YF64L
SiO2 (%)	48,1	55,8	48,71	48,2	47,3	51,37	49,98	48,3	47	36,42	42,14	49,7	52,6	55,84	59,44	62,17	64,09	73,5	74,17
TiO2	0,24	0,31	0,35	0,37	0,55	0,56	0,76	0,84	1,09	5,3	3,65	1,78	1,53	1,61	1,4	0,64	0,58	0,41	0,03
Al2O3	16,7	16,7	16,39	17,89	16,25	18,27	15,14	15,92	15,84	12,94	16,33	14,53	13,7	14,46	14,18	15,32	15,45	13,7	14,34
Fe2O3t	6,23	5,8	7,89	8,18	9,99	9,44	8,53	9,99	11,12	21,56	17,71	13,59	11,91	11,2	10,2	6,73	6	2,37	1,98
MnO	0,12	0,14	0,14	0,13	0,16	0,16	0,16	0,17	0,15	0,27	0,29	0,22	0,19	0,19	0,17	0,17	0,1	0,06	0,05
MgO	9,6	7,1	9,39	8,23	9,4	4,78	9,13	8,28	8,68	8,85	5,43	6,05	6,5	3,68	3,19	3,22	2,98	0,59	0,19
CaO	16,1	10,1	13,11	10,23	10,18	8,44	12,49	10,19	9,11	9,69	8,43	9,24	10,4	6,81	6,41	5,74	6,19	2,94	1,96
Na2O	1,3	2,7	1,91	3,48	2,94	3,75	2,47	2,89	3	1,82	3,17	2,97	2,3	3,55	3,47	3,36	2,99	4,98	4,45
K2O	0,24	0,49	0,29	0,32	0,43	1,25	0,23	0,5	0,26	0,44	0,45	0,57	0,25	1,02	0,48	0,85	0,94	0,32	1,86
P2O5	<.05	<.05	0,03	0	0	0,33	0,07	0	0,05	0,68	0,83	0,23	0,2	0,23	0,24	0,19	0,13	0,06	0,04
PF	1,1	0,7	1,29	2,06	2,1	1,26	0,66	2,02	3,09	1,13	1,3	1,13	0,6	0,85	0,75	0,95	0,98	0,42	0,18
Li (ppm)	<10	<10											<10						
Rb	12	9	4	4	5	34	6	14	5		13	16	6	18	10	18	23	9	27
Ba	15	70	63	40	56	410	57	88	49	68	117	129	51	344	155	239	366	143	1711
Sr	92	144	192	209	221	828	145	216	227	122	364	152	69	188	217	264	345	262	326
Th	1,2	1		0,2	0,2			0,3	0,7			0,6	2,3						
U	0,7	0,7		0	0			0,2	0,3			0,3	1,2					2,1	
Ta	0,3	0,5		0,1	0,2			0	0,1			0,6	0,8					0,5	
Nb	1	6,6	4	0	0,1	4	5	0,3	0			6,5	9,8	11	12	9	9	5,7	3
Hf	0,3	0,9		0,5	1,2			0,4	0,6			2,2	4,1					8,9	
Zr	11	39	28	6	16	62	49	9	10			77	127	147	214	112	111	274	59
Y	8,8	10,9	7	4,9	9,6	14	16	6,9	6,9			28,4	39,3	43	41	36	15	10,6	nd
V	81	136											175						
Cu										134	38								
Co	23	19	41	35	35	30	41	41	48			30	28	30	34	20	23	6	2
Cr	400	156	439	207	390	28	556	265	310	93	36	184	151	58	64	164	25	53	25
Ni	77	112	81	91	126	10	88	173	199	89	41	35	31	9	10	36	10	30	3
La	1,8	4,7		1,8	2,5			1,5	2,1	4,67	13,55	8,9	10,6					11,8	
Ce	3,4	12		4,1	7,5			3,5	5,2	16,28	39,75	20,8	26,3					21,9	
Pr	0,4	1,3											3,5						
Nd	1,3	5,9		3,2	6,8			2,8	3,8	15,98	31,9	14,9	16,1						
Sm	0,4	1,6		1	2,2			0,9	1,2	4,93	8,77	4,3	5					1,7	
Eu	<.1	0,4		0,6	1			0,6	0,8	1,48	2,32	1,3	1,1					1	
Gd	0,5	1,4		1,2	2,8			1,2	1,7	6,05	10,32	5,3	6					1,5	
Tb	0,1	0,2		0,2	0,5			0,2	0,3			0,9	1					0,2	
Dy	0,6	1,3		1,5	3,2			1,4	2	5,99	11,31	5,9	6,7					1,6	
Ho	0,1	0,2											1,5						
Er	0,3	0,4		0,9	1,9			0,8	1,3	3,38	7,25	3,6	4					1,2	
Tm	<.1	<.1											0,6						
Yb	0,3	0,3		0,9	1,7			0,8	1,2	2,81	6,99	3,5	3,7					1,5	
Lu	<.1	<.1		0,1	0,3			0,1	0,2	0,4	1,1	0,5	0,5					0,3	

Tabl. 8 (fin) - Analyses chimiques sur un ensemble de roches représentatives des différents faciès de la Formation d'Yffiniac : ultrabasites, métagabbros et amphibolites, amphibolites à grenat et leptynites. Analyses de R. Hébert (1993) pour les échantillons Y et YF ; C. Guerrot (non publié) pour les échantillons SB et DCG7, et BRGM.

	INTRUSION DE SAINT-BRIEUC																					
Lithologie	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Qtz-diorite	Granodiorite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Granodiorite	Tonalite	Granodiorite							
N° Éch.	90-01	90-11	90-14	90-24	90-25	90-50	90-51	90-23	90-02	90-19	90-21	90-22	90-49	90-67	90-04	90-08	90-09	90-27	90-28	90-56	90-57	90-58
SiO ₂ (%)	56,21	54,96	56,16	53,8	55,6	55,13	54,72	60,78	63,53	59,14	61,71	62,48	63,15	61,05	64,78	66,07	64,88	64,24	66,41	63,52	65,13	64,11
TiO ₂	1,38	1,54	2,28	2,78	1,22	2,47	2,56	1,26	0,84	1,23	1,13	1,09	1,03	1,22	0,89	0,89	0,86	0,94	0,78	1,03	0,97	1,04
Al ₂ O ₃	17,51	17,95	17,25	16,97	16,66	16,41	17,22	16,53	16,41	16,22	16,5	16,03	16,07	16,77	16,04	15,1	15,98	16,14	15,53	15,86	15,79	15,66
Fe ₂ O _{3t}	7,4	9,34	8,22	9,11	7,93	8,49	8,65	6,67	6,52	7,37	6,59	6,47	6,12	7	5,43	5,32	5,38	5,24	4,81	6,37	5,36	6,02
MnO	0,13	0,14	0,14	0,17	0,14	0,13	0,13	0,09	0,1	0,11	0,1	0,09	0,09	0,1	0,07	0,08	0,04	0,05	0,07	0,09	0,08	0,08
MgO	3,72	4,09	3,55	4,21	5,05	3,04	3,09	2,36	0,83	3,01	2,3	2,24	2,09	2,46	1,98	1,86	1,9	2,18	1,72	2,07	1,8	2,05
CaO	6,33	6,6	6,33	7,47	6,76	6,04	6,79	2,88	2,99	5,32	3,97	3,95	3,55	4,45	2,93	2,55	2,21	3,72	2,51	3,14	2,4	3,09
Na ₂ O	3,79	3,85	4,1	3,87	3,72	3,72	4,05	4,19	4,36	4,01	4,12	4,07	4,05	4,31	3,75	3,62	3,81	4,04	3,74	3,99	3,59	3,9
K ₂ O	1,68	0,82	1,43	0,48	1,05	1,96	1,67	1,94	3,3	2,68	2,59	2,78	3,15	2,35	3,43	3,2	3,18	0,7	3,71	3,23	4,05	3,36
P ₂ O ₅	0,22	0,34	0,35	0,19	0,2	0,77	0,81	0,29	0,23	0,23	0,27	0,26	0,24	0,3	0,2	0,27	0,5	0,23	0,2	0,23	22	0,24
PF	1,66	1,15	1,07	1,33	1,38	1,57	1,1	3,25	1,02	0,81	1,43	0,79	0,84	0,7	1,1	0,98	1,3	2,14	0,89	1,04	1,08	0,82
Rb (ppm)	49	26	43	11	31	68	60	49	95	101	88	100	121	77	121	125	125	32	136	123	146	127
Ba	385	329	328	241	288	427	562	912	823	652	625	660	625	692	817	631	650	323	747	663	846	602
Sr	316	278	265	352	370	257	268	237	201	195	194	183	179	213	187	142	158	291	149	178	209	169
Nb	10	11	12	14	9	15	18	14	17	15	14	14	14	15	13	14	19	13	14	14	14	14
Zr	138	96	156	97	148	159	230	249	413	319	300	261	260	272	257	281	243	267	226	242	271	275
Y	33	24	34	29	31	44	57	38	52	51	41	42	42	38	39	32	42	31	36	42	40	42
V	183	192	237	252	231	231	207	127	34	132	107	97	98	116	99	95	98	103	86	103	91	100
Co	25	29	24	27	29	20	20	18	11	21	16	18	15	17	14	13	14	19	11	15	14	19
Cr	52	117	28	75	165	29	25	80	16	129	65	67	64	76	63	75	71	75	71	82	71	73
Ni	16	31	10	10	16	7	6	17	5	13	8	16	16	17	18	19	19	20	17	14	16	16
A/CNK	0,89	0,93	0,87	0,83	0,85	0,85	0,83	1,16	1,01	0,85	0,98	0,95	0,97	0,95	1,05	1,07	1,16	1,14	1,05	1,00	1,08	1,00
FeO _t /MgO	1,79	2,06	2,08	1,95	1,41	2,51	2,52	2,54	7,07	2,20	2,58	2,60	2,64	2,56	2,47	2,57	2,55	2,16	2,52	2,77	2,68	2,64
(Y/Nb) _N	0,52	0,34	0,44	0,32	0,54	0,46	0,50	0,43	0,48	0,53	0,46	0,47	0,47	0,40	0,47	0,36	0,35	0,37	0,40	0,47	0,45	0,47

Tabl. 9 - Analyses chimiques sur des roches de l'ensemble intrusif de Saint-Brieuc-Ploufragan (analyses de E. Hallot, 1993), et comparaison avec une migmatite de l'Unité de Guingamp (BRGM) et la moyenne des paragneiss de l'Unité de Saint-Malo (Martin, 1980). Le paramètre A/CNK ou « indice d'aluminosité » est le rapport Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O exprimé en proportions moléculaires. Le rapport (Y/Nb)_N est le rapport Y/Nb normalisé au manteau primordial (valeurs de normalisation de W. Hofmann, 1988)

N° Éch.	PLOUFRAGAN					GUINGAMP		ST-MALO
	90-29	90-30	90-38	90-40	90-41	Migmatite		Paragneiss
						Moyenne	EL1192	Moyenne
SiO ₂	65,75	65,87	64,63	67,2	65,5	65,79	64,54	66,8
TiO ₂	0,8	0,78	0,84	0,75	0,76	0,79	0,84	0,67
Al ₂ O ₃	16,02	16,18	16,36	15,1	16,35	16,00	15,73	15,96
Fe ₂ O _{3t}	5,49	5,41	6,17	5,6	5,82	5,70	7,11	5,12
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
MgO	2,36	2,29	2,69	2,29	2,41	2,41	2,38	2,1
CaO	1,3	1,27	0,65	0,57	1,21	1,00	1,17	1,34
Na ₂ O	3,08	3,07	2,78	2,93	3,22	3,02	2,82	2,99
K ₂ O	3,18	3,31	3,64	3,2	3,48	3,36	3,45	3,68
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,15	0,18	0,23	0,14	0,08	0,14
PF	1,94	2,09	2,35	2,49	1,61	2,10	1,65	1,19
Rb	118	124	122	104	132	120	124	158
Ba	786	831	1008	913	749	857	696	
Sr	189	191	157	159	203	180	188	188
Nb	14	15	15	14	15	15	17	
Zr	191	185	187	214	182	192	198	
Y	38	38	28	26	27	31	15	
V	150	141	140	127	128	137	-	99
Co	16	16	11	13	17	15	16	44
Cr	112	109	113	107	107	110	100	97
Ni	35	33	26	28	34	31	56	36
A/CNK	1,47	1,48	1,69	1,62	1,45	1,54	1,55	1,57
FeOt/MgO	2,09	2,13	2,06	2,20	2,17	2,13	2,14	2,14

Tabl. 9 (fin) - Analyses chimiques sur des roches de l'ensemble intrusif de Saint-Brieuc-Ploufragan (analyses de E. Hallot, 1993), et comparaison avec une migmatite de l'Unité de Guingamp (BRGM) et la moyenne des paragneiss de l'Unité de Saint-Malo (Martin, 1980). Le paramètre A/CNK ou « indice d'aluminosité » est le rapport $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ exprimé en proportions moléculaires. Le rapport $(Y/Nb)_N$ est le rapport Y/Nb normalisé au manteau primordial (valeurs de normalisation de W. Hofmann, 1988)