

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

DINAN

par

E. ÉGAL, B. HALLÉGOUËT, E. LE GOFF,
J.-M. SCHROETTER, B. MOUGIN

Avec la collaboration de

C. BOURDILLON, A. COCHERIE, L. LANGOUËT,
P. LEBRET, J.-L. MONNIER, H. THÉVENIAUT,
D. THIÉBLEMONT, É. THOMAS

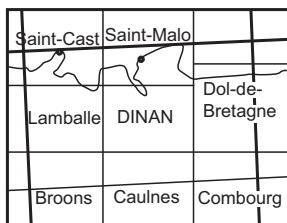
Coordination : E. ÉGAL





DINAN

La carte géologique à 1/50 000
DINAN est recouverte
par la coupure LAVAL (N° 76)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



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,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

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

par

**E. ÉGAL, B. HALLEGOUËT, É. LE GOFF, J.-M. SCHROETTER,
B. MOUGIN, A. COCHERIE, L. LANGOUËT, J.-L. MONNIER,
H. THÉVENIAUT, D. THIÉBLEMONT**

**avec la collaboration de
C. BOURDILLON, P. LEBRET, M. TEGYEY, É. THOMAS
Coordination : E. ÉGAL**

2011

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : ÉGAL E., LE GOFF É., SCHROETTER J.-M., HALLEGOUËT B. (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Dinan (245). Orléans : BRGM. Notice explicative par Égal E., Hallegouët B., Le Goff É., Schroetter J.-M., Mougin B., Cocherie A., Langouët L., Monnier J.-L., Théveniaut H., Thiéblemont D., avec la collaboration de Bourdillon C., Lebret P., Tegye M., Thomas É, avec la coordination Égal E., 196 p.

– *pour la notice* : ÉGAL E., HALLEGOUËT B., LE GOFF É., SCHROETTER J.-M., MOUGIN B., COCHERIE A., LANGOUËT L., MONNIER J.-L., THÉVENIAUT H., THIÉBLEMONT D. THOMAS E., avec la collaboration de Bourdillon C., Lebret P., Tegye M., Thomas É, avec la coordination Égal E. (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dinan (245). Orléans : BRGM, 196 p. Carte géologique par Égal E., Le Goff É., Schroetter J.-M., Hallegouët B. (2011).

© BRGM, 2011. 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 : 978-2-7159-1245-8

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	15
Grandes unités de l'orogène cadomien	15
Géodynamique et structure profonde de	
la chaîne cadomienne	21
Principaux traits géologiques de la feuille Dinan	22
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	23
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	26
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE BASAL</i>	
<i>UNITÉS CADOMIENNES</i>	26
Unité de Fougères	26
Unité de Saint-Malo	41
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	48
Roches plutoniques	48
Filons	51
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES</i>	53
Introduction	53
Formations résiduelles	54
Dépôts lacustres	69
Dépôts éoliens	71
Dépôts de versant	73
Dépôts fluviatiles	75
Dépôts marins littoraux	79
Dépôts anthropiques	85
<i>FORMATIONS DU DOMAINE SOUS-MARIN</i>	87
CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES	
ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES	88
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	90
<i>NÉO-PROTÉROZOÏQUE</i>	90
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	95
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	98

<i>DÉFORMATIONS</i>	98
<i>MÉTAMORPHISME</i>	104
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	108
<i>PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR</i>	108
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET BASE DU PALÉOZOÏQUE :</i> <i>HISTOIRE CADOMIENNE</i>	109
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	114
<i>MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	115
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	125
<i>SOLS, OCCUPATION DE L'ESPACE ET USAGES</i>	125
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	128
<i>RISQUES NATURELS</i>	128
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	131
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	139
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	141
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	144
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	144
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	147
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	155
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	172
AUTEURS	172
ANNEXES	175
<i>ANNEXE 1 - PROCÉDURE ANALYTIQUE ET TABLEAUX DE RÉSULTATS DE DATATION (DEUX ÉCHANTILLONS)</i>	177
<i>ANNEXE 2 - TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES</i>	186
<i>ANNEXE 3 - TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DE MINÉRAUX À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE (LM 3169, SCHISTES TACHETÉS)</i>	187
<i>ANNEXE 4 - LOGS DE SONDAGES RÉALISÉS VERS L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU MARAIS DE DOL</i>	188
<i>ANNEXE 5 - CARTES DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (DENSITÉ 2,7) DE LA RÉGION DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC</i>	189

<i>ANNEXE 6 - CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU CHAMP TOTAL RÉDUIT AU PÔLE DE LA RÉGION DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC</i>	190
<i>ANNEXE 7 - COUPES GÉOLOGIQUES À TRAVERS LE MARAIS DE DOL</i>	191
<i>ANNEXE 8 - ÉTUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE SUR TROIS ÉCHANTILLONS DE SÉDIMENTS RÉCENTS</i>	192
<i>ANNEXE 9 - RÉSULTATS DE DATATIONS ¹⁴C DE SÉDIMENTS TOURBEUX RÉCENTS</i>	196

LISTES DES FIGURES

Fig. 1 - Organisation de la chaîne cadomienne armoricaine (Chantraine <i>et al.</i> , 2001, modifié)	16
Fig. 2 - Carte géologique synthétique de la chaîne cadomienne en Bretagne nord	17
Fig. 3 - Interprétation des profils sismiques ARMOR et SWAT 10 (partie sud) et profil d'anomalie de gravité (Brun <i>et al.</i> , 2001, modifiée)	20
Fig. 4 - Spectre des Terres Rares normalisées aux chondrites pour trois échantillons de le feuille Dinan	34
Fig. 5 - Ensemble des analyses sur zircons du gneiss EE3027 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	35
Fig. 6 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des zircons du gneiss EE3027	36
Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du granite de Dinan (DN 50)	42
Fig. 8 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb)	43
Fig. 9 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns, 1998 ; Wyns <i>et al.</i> , 2004)	50
Fig. 10 - Répartition des altérites sur la feuille DINAN	56
Fig. 11 - Héritages tertiaires dans la région de Dinan – Dol – Saint-Malo	66
Fig. 12 - Réseau hydrographique avant l'évidement de la baie de Cancale	70
Fig. 13 - Réseau hydrographique au Tardiglaciaire entre Cancale et Dol-de-Bretagne	80
Fig. 14 - Topographie du substrat à l'Ouest de la baie du Mont- Saint-Michel (Niveaux IGN)	81

Fig. 15 - Diagramme SiO ₂ vs. CaO : comparaison entre les métasédiments briovériens de Bretagne nord et Normandie et trois granitoïdes de la feuille Dinan	96
Fig. 16 - Ensemble intrusif de Lanvally-Lanhélin-Bonnemain	hors texte
Fig. 17 - Paragenèses métamorphiques observées au sein de l'unité de Saint-Malo et dans la partie adjacente de l'unité de Fougères	106
Fig. 18 - Estimation des conditions métamorphiques de pression et de température au sein des formations cadomiennes (modifié de Ballèvre <i>et al.</i> , 2001)	107
Fig. 19 - Évolution de la marge cadomienne (Chantraine <i>et al.</i> , 2001)	112
Fig. 20 - Localisation des bassins versants modélisés et résultats obtenus	134
Fig. 21 - Chronique piézométrique de la station de Pleurtuit (02451X0023/F)	138
Fig. 22 - Inventaire cartographique des fonderies, scories, amas de scories et vestiges gallo-romains et médiévaux du territoire de la feuille Dinan (Lanos, 1984) et répartition des altérites	142
Fig. 23 - Localisation des arrêts de l'itinéraire décrit dans ce chapitre	148

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Sismicité historique autour de la feuille Dinan	130
Tabl. 2 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Dinan	135
Tabl. 3 - Liste des captages d'alimentation en eau potable de la feuille de Dinan	136

RÉSUMÉ

La coupure « Dinan » de la carte géologique à 1/50 000 de la France est située à cheval sur les départements des Côtes-d'Armor et de l'Ille-et-Vilaine. Elle s'intègre 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, donc de la fin du « Précambrien », antérieurement à l'ère primaire, et constituée de terrains d'âge similaire. Il s'agit des roches les plus anciennes de France, exception faite de quelques témoins âgés de deux milliards d'années observés également en Bretagne nord.

Sous les abondants dépôts superficiels récents fréquemment observés, les roches cadomiennes mises en place à la fin du Précambrien, plus précisément au Néoprotérozoïque terminal ou Édiacarien couvrent l'essentiel du substratum rocheux de la carte. Le terme stratigraphique local de « Briovérien » se rapporte à l'ensemble de ces terrains. Un granite plus récent d'âge hercynien (ère primaire ou Paléozoïque) affleure sur un secteur peu étendu dans le Sud-Ouest de la carte.

Les terrains cadomiens ou briovériens de la feuille Dinan appartiennent aux deux unités de Saint-Malo et de Fougères, séparées par la faille NE-SW de Cancale – Pleslin. L'unité de Saint-Malo occupe un large tiers nord de la feuille où elle est représentée principalement par des migmatites et des gneiss pour partie migmatitiques. La formation des migmatites et la fusion partielle associée résultent d'un métamorphisme régional de basse pression (4 à 7 ? kbar) et haute température (environ 700 °C).

Au Sud-Est des migmatites et gneiss de l'unité de Saint-Malo, l'unité de Fougères, qui occupe plus des trois-quarts de la carte, est composée principalement d'anciens sédiments briovériens grésoschisteux monotones pour partie transformés en schistes micacés et micaschistes par le métamorphisme régional ou en schistes tachetés et cornéennes par un métamorphisme thermique local autour d'un ensemble intrusif cadomien appartenant au « batholithe mancellien ». Ce dernier comprend l'intrusion à faciès « anatectique » de Lanvallay pour partie déformée et gneissifiée (gneiss de Dinan) et la granodiorite de Lanhélin. Cette dernière occupe une vaste superficie dans le Sud-Est de la carte et se prolonge sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne. Le granite cadomien de Plouer-sur-Rance, pour partie très déformé (mylonitisé) forme un corps très allongé qui affleure de part et d'autre de la Rance. Les gneiss de Dinan et le granite de Plouër ont été datés respectivement à environ 548 et 541 Ma dans le cadre des levés cartographiques.

L'architecture des roches cadomiennes et leur déformation interne résultent d'une convergence de plaques tectoniques post-subduction qui a entraîné sur la carte Dinan un raccourcissement des terrains accommodé par de grandes failles décrochantes senestres orientées NE-SW et des plis et schistosité d'orientation principale à peu près E-W.

Dans le Sud-Ouest de la carte, les terrains cadomiens sont recoupés par le granite hercynien de Bobital – Dinan qui affleure également sur les coupures voisines de Broons, Moncontour et Lamballe.

Les roches du substratum sont affectées en surface, à des degrés divers et sur une épaisseur variable, par une altération qui les transforme (oxydation et argilisation principalement) et les rend pour l'essentiel moins cohérentes, plus friables voire totalement meubles (altération poussée). Elles se présentent ainsi fréquemment à l'affleurement sous forme d'arènes plus ou moins évoluées pour les roches plutoniques et gneissiques et sous forme de formations argilo-sableuses pour les roches métasédimentaires. L'altération a également engendré des phénomènes d'induration de la roche sous forme de silicifications ou de ferruginisations qui subsistent de façon fragmentaire et éparse sur le territoire de la carte. Cette altération s'est produite essentiellement au cours de l'ère tertiaire (Cénozoïque) sous des climats chauds et humides et vraisemblablement parce que la surface continentale était en position haute.

Les roches du substratum plus ou moins altéré sont localement recouvertes par des dépôts récents (pliocènes à quaternaires) issus de l'action du vent (loess), de mouvements et transports sur les versants, des cours d'eau (alluvions) ou de l'influence marine (notamment dans la partie aval de la Rance).

En ce qui concerne les ressources en eau, au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique est venu récemment s'ajouter ou se substituer un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène. Cet aquifère multicouches comprend de haut en bas, en lien direct avec l'organisation verticale des altérites : l'horizon des altérites meubles, à porosité importante et faible perméabilité, qui a un rôle d'emmagasinement de l'eau de pluie ; l'horizon fissuré, à porosité plus faible mais cependant significative et à perméabilité plus importante qui joue un rôle capacitif et transmissif, en collectant et distribuant les eaux issues de l'horizon sus-jacent des altérites. Le suivi des niveaux de nappe montre qu'ils sont assez réactifs aux précipitations et qu'ils suivent un battement annuel. Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible et agressivité marquée. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Le territoire de la feuille Dinan comporte un nombre important d'exploitations de roches ornementales dans des formations granitiques *s.l.* (« granodiorite bleue » de Lanhélin), et des exploitations de roches en direction du marché des granulats (matériaux d'empierrement, granulats routiers etc.) dans les formations de schistes tachetés, de cornéennes mais aussi d'arènes granitiques.

Malgré une riche histoire géologique, le secteur de la feuille est pauvre en ressources minières potentielles.

ABSTRACT

The "Dinan" sheet of the 1:50,000-scale geological map of France straddles the Côtes-d'Armor and Ile-et-Vilaine departments. Geologically, it is part of the northern Armorican Massif that can be followed from Trégor up to the Cotentin Peninsula and continues below the Paris Basin. This unit represents remnants of the old Cadomian mountain chain, from the Latin name for Caen, Cadomus, formed about 600 million years ago at the end of the Precambrian and before the Phanerozoic. Except for a few 2-billion year old remnants, also in northern Brittany, these Cadomian rocks are the oldest found in France.

Overlain by abundant Recent superficial deposits, the Cadomian rocks, which form most of the rocky substratum of the map area, were emplaced at the end of the Precambrian, and more specifically during the Ediacarian period of the Late Neo-Proterozoic. The local stratigraphic term "Brioverian" covers all these rocks. More recent granite of Hercynian (Paleozoic) age is found in a small area in the south-west corner of the map.

The Cadomian or Brioverian rocks of the Dinan sheet belong to the St-Malo and Fougères units, separated by the NE-SW Cancale-Pleslin fault. The St-Malo Unit underlies a large northern third of the map area, where it mostly consists of migmatite and partly migmatized gneiss. The formation of these migmatites and their associated partial fusion resulted from regional low-pressure (4 to 7? kbar) and high-temperature (around 700 °C) metamorphism.

The Fougères Unit, south-east of the migmatite and gneiss of the St-Malo Unit, that underlies about three-quarters of the map area, is mainly composed of Brioverian sedimentary rock. These monotonous sandy-clayey deposits were in part metamorphosed to micaceous schist and micaschist by the regional metamorphism, and to spotted schist and hornfels by local thermal metamorphism around a Cadomian intrusive unit belonging to the "Mancellian batholith". The latter comprises the Lanvallay intrusion with an "anatectic" facies that was partly deformed and gneissified (Dinan Gneiss), and the Lanhélin Granodiorite that covers a vast area in the south-east of the map area and

continues into the neighbouring Dol-de-Bretagne sheet. The, partly highly deformed (mylonitized), Cadomian Plouer-sur-Rance Granite is an elongate body exposed on either side of the Rance river. The Dinan Gneiss and the Plouër Granite were dated at 548 and 541 Ma, respectively as part of the mapping.

The architecture of the Cadomian rocks and their internal deformation result from a post-subduction convergence of tectonic plates that, in the Dinan map area, led to crustal shortening accommodated by major sinistral NE-SW strike-slip faults and by cleavage folding with a roughly East-West orientation.

In the south-west of the map area, the Hercynian Bobital-Dinan Granite, also exposed in the neighbouring Broons, Moncontour and Lamballe map areas, intersects the Cadomian rocks.

On surface, the basement rocks were affected by weathering to varying degrees and different depths. This has rendered the rocks slightly less coherent, more friable, or even completely broken down through oxidation and clay-formation. In outcrop, they are commonly reduced to varying degrees to coarse sand for plutonic rocks and gneiss, and to sandy clay for metasedimentary rock. Weathering has also caused induration phenomena such as silicification or ferruginization, which subsists in fragmentary and scattered form in the map area. Most of this weathering occurred during the Tertiary, under a hot and humid climate and because the continental surface was in a high position.

Recent (Pliocene to Quaternary) deposits locally cover basement rocks; they include loess deposited by strong winds, slope deposits and scree, water-lain alluvium and terraces, and local marine deposits, especially in the downstream part of the Rance valley.

Groundwater resources are found as discontinuous basement-rock aquifers controlled by vertical fractures of tectonic origin, but also as the new concept of a continuous multi-layer aquifer in the upper 100 m of the basement, controlled by supergene alteration. This multi-layer aquifer consists, from top to bottom and in direct connection with the vertical organization of the weathering profile, in: a horizon of friable weathering material with high porosity and low permeability that stores rainwater; and a fissured horizon with lower, though still important, porosity and a higher permeability that plays a capacitive and transmissive role by collecting and distributing the water from the overlying horizon. Monitoring of the water levels shows that they are quite reactive to precipitation and follow an annual cycle. From a physico-chemical viewpoint, the groundwater characteristics of Brittany are quite similar, regardless of the underlying rock, with rather low mineralization and marked corrosivity. This soft water has a total hardness of 5 to 10 degrees (French scale).

The Dinan map area hosts a large number of ornamental-rock quarries in the granitic formations s.l. (e.g., the “Blue Granodiorite” of Lanhélin), as well as aggregate quarries for foundation stone and road metal, in the spotted schist and hornfels, and in granite weathered to coarse sand. However, notwithstanding a rich regional mining history, the map area itself has few potential (metallic) mineral resources.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE

Située à cheval sur les départements des Côtes d'Armor et de l'Ille-et-Vilaine, la coupure Dinan à 1/50 000 couvre un territoire essentiellement rural où l'activité est majoritairement tournée vers l'agriculture, l'élevage et le tourisme (Dinan, vallée de la Rance). Dinan, sous-préfecture de l'Ille-et-Vilaine, constitue le centre urbain de loin le plus important de la carte avec 12 051 habitants (données 2010 sur site internet de la mairie) auxquels on peut rajouter la population des communes voisines qui en constituent l'agglomération : Lanvallay (3 531 h.), Quévert (3 360 h.). En dehors de l'agglomération de Dinan, la population se répartit assez régulièrement au sein de communes de un à quelques milliers d'habitants centrés sur un bourg principal. Dinan est connue pour son quartier ancien très touristique (ville médiévale et ses remparts) et sa position qui domine la vallée de la Rance.

La feuille est traversée par plusieurs axes routiers d'importance régionale à nationale et notamment la N176 (qui joint la N12, axe routier principal du Nord de la Bretagne, à Saint-Malo, via Dinan) et la N137 qui relie Rennes à Saint-Malo. Entre les axes principaux, un important réseau secondaire maille finement le territoire de la carte à l'exception des forêts du Mesnil et de Coëtquen et de la zone basse à l'Est de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine qui présentent un réseau moins développé. L'aérodrome de Dinard – Pleurtuit au Nord est associé à un établissement d'entretien d'avions.

Une partie de l'espace littoral situé au-dessous du niveau des plus hautes mers, a été conquise sur la mer depuis le Moyen-Âge (marais de Dol et polders de la baie de Lancieux). L'estuaire de la Rance a été aménagé pour la production d'électricité, mais d'anciens moulins à marée abandonnés témoignent d'une utilisation antérieure de l'énergie marémotrice. En raison de risques sanitaires et de conflits d'usage de l'espace, les activités conchylicoles sur les bancs se limitent à un pré grossissement des huîtres et des moules : pointe du Puits. La pêche à pied de loisir est désormais déconseillée ou interdite (Pleudihen, Saint-Jouan-des-Guéréts) et une à trois fois par an les algues vertes s'échouent sur le littoral, en particulier à la Ville Ger. Plusieurs ports et chantiers navals sont installés en bordure du rivage entre Dinan et l'usine marémotrice et on recense également de nombreux mouillages dans les anses, de part et d'autre de l'estuaire.

Le paysage de la feuille Dinan est celui d'un bocage ouvert, typique de Bretagne, où alternent les parcelles en prairies, les champs cultivés, les zones en jachère et de nombreux petits bois dispersés. Depuis 1960, avec la mécanisation de l'agriculture, 30 à 50 % des haies et talus à ragosses ont disparu. Un programme de plantation de haies et de bosquets est en cours depuis 1990, afin

de réduire les impacts négatifs du remembrement et de maintenir la biodiversité. En raison de la réduction du nombre d'agriculteurs, la taille des exploitations agricoles a augmenté : 50 ha au Sud et 30 ha ou moins au Nord-Est. Les forêts de Coëtquen et du Mesnil, essentiellement à essences de feuillus et installées sur les intrusions de Lanvally et de Lanhélin occupent une superficie assez importante dans le Sud-Est de la feuille : les affleurements rocheux y sont rares à inexistant. Au voisinage des vallées, et notamment de la vallée de la Rance, le paysage change et les flancs sont recouverts de bois et taillis souvent denses et pour partie impénétrables ou plus localement, de landes à ajoncs et genêts.

La Rance est un fleuve côtier qui incise fortement le substratum et qui s'élargit fortement vers l'aval au Nord de Dinan et surtout à hauteur de Pleuhiden-sur-Rance : on entre ici dans la zone estuarienne à forte influence marine. La ria de la Rance, fortement incisante, constitue un élément morphologique très structurant. Du fait de la largeur de la vallée vers l'estuaire et de ses versants abrupts, les liaisons de part et d'autre de la Rance sont limitées et contraintes par les quelques ponts qui franchissent l'estuaire.

Le Frémur (distinct du cours d'eau du même nom qui s'écoule à travers les feuilles de Lamballe et Sain-Cast) est un autre fleuve côtier mais de petite dimension. Il s'écoule dans le Nord-Ouest de la feuille pour se jeter plus au Nord à Saint-Briac-sur-Mer sur la feuille de Saint-Malo. La mer fait également une incursion discrète dans le Nord-Ouest de la carte. Les autres cours d'eau sont très discrets.

Le réseau hydrographique est artificialisé : écluses du canal d'Ille et Rance et barrages sur les principaux cours d'eau. Trois retenues se succèdent en 17 km sur le Frémur : Bois Joly, Pont Avet et Pont Es Omnès. Plusieurs barrages entravent également la migration des salmonidés et des anguilles dans les cours supérieurs des ruisseaux drainant le massif granitique de Lanhélin : Biez Jean, Méleuc et Tertre Guy. Ces barrages ont permis la formation de plusieurs étangs de taille respectable (étangs de Beaufort, du Rouvre et du barrage du Mireloup).

En aval des stations d'épurations des eaux résiduaires urbaines, des bassins de lagunage sont aménagés dans les fonds de talweg.

Mis à part les forts escarpements engendrés par la ria de la Rance et ses affluents bordiers, et dans une moindre mesure par le Frémur, voire très localement par des cours d'eau mineurs, le territoire de la carte Dinan ne présente pas de traits morphologiques majeurs. Il forme un plateau plus ou moins « bosselé » légèrement incliné vers le Nord et l'ENE : l'altitude atteint ou dépasse franchement la centaine de mètres dans le Sud-Ouest de la carte (point culminant à 130 m au Sud-Ouest de Languéan) alors qu'elle est inférieure à 100 m dans le Sud-Est et diminue en allant vers le Nord et notamment le Nord-Est où elle n'atteint pas 10 m sur de larges zones qui annoncent le marais de Dol

et la baie du Mont-Saint-Michel. Sur ce plateau émergent quelques petits reliefs locaux formés par exemple par un gros filon de quartz qui se suit de part et d'autre de la Rance ou, dans le Sud-Est, par l'entassement d'origine anthropique de gros blocs rocheux extraits des carrières d'exploitation de la granodiorite de Lanhélin.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Dinan se localise dans le Nord du Massif armoricain. Sous les abondants dépôts superficiels récents, le substratum rocheux de la feuille Dinan est principalement constitué de terrains attribués au Protérozoïque terminal et dont la fourchette d'âges s'étend entre 600 et 540 millions d'années. Ces terrains font partie de la chaîne « cadomienne » (de Cadomus, nom latin de la ville de Caen) du Nord du Massif armoricain et qui constitue un segment de la chaîne panafricaine européenne. Ces terrains cadomiens sont exposés depuis l'Est de la baie de Morlaix jusque dans le Cotentin et se répartissent classiquement en deux domaines : le domaine domnonéen, maintenant aussi dénommé domaine cadomien nord-breton et le domaine mancennien ou domaine normano-breton. Les terrains cadomiens rencontrés sur la feuille Dinan appartiennent exclusivement au domaine mancennien de la chaîne (fig. 1). Plusieurs unités lithotectoniques se répartissent au sein de ces domaines. Elles sont séparées par des failles majeures.

Les terrains cadomiens nord armoricains sont globalement peu affectés par la tectonique varisque (ou hercynienne) qui structure par ailleurs la plus grande partie du Massif armoricain. Ils sont cependant recoupés par des intrusions granitiques hercyniennes parfois de grandes dimensions, telles que le massif carbonifère de Bobital, qui affleure dans le Sud-Ouest de la feuille Dinan. De même, des filons paléozoïques (dolérites notamment) recoupent régulièrement les terrains cadomiens.

Grandes unités de l'orogène 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). À la suite des travaux les plus récents, nous distinguons du Nord au Sud, les unités du Trégor, de Saint-Brieuc, de Guingamp, d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre, de Saint-Malo et de Fougères (fig. 2). Ces unités sont séparées par plusieurs failles majeures décrochantes à décrochevauchantes. On verra plus loin que les levés des feuilles de Lamballe (Thomas *et al.*, 2011) et de Dinan ont amené à

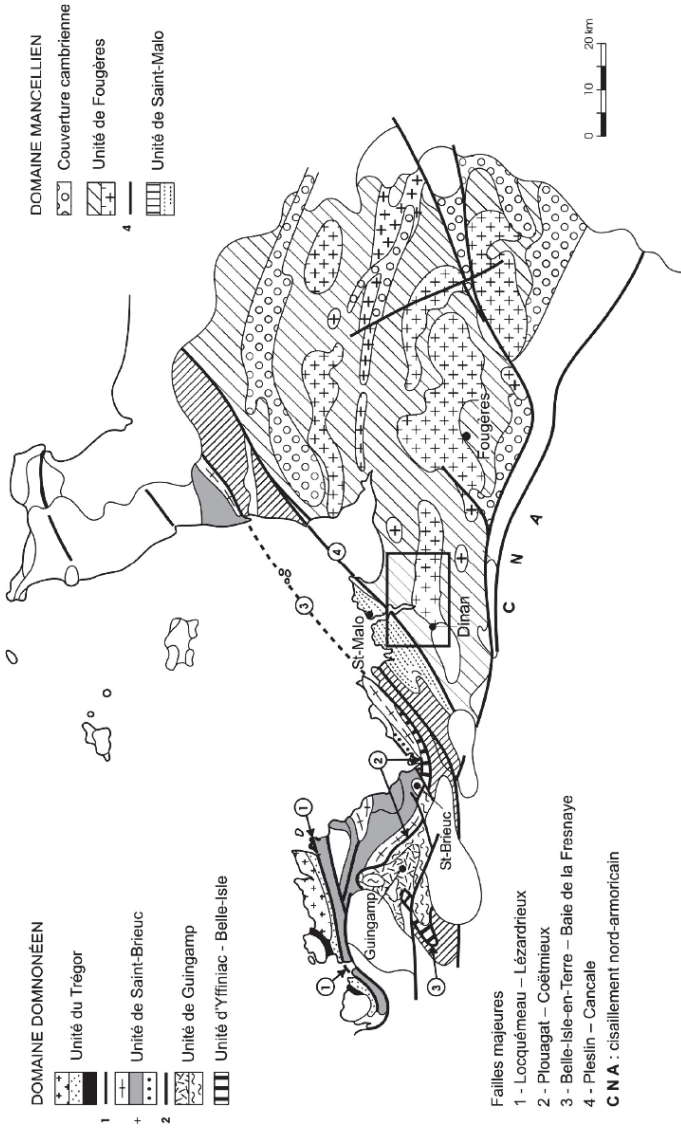


Fig. 1 - Organisation de la chaîne cadomienne armoricaine (Chantraine et al., 2001, modifié)

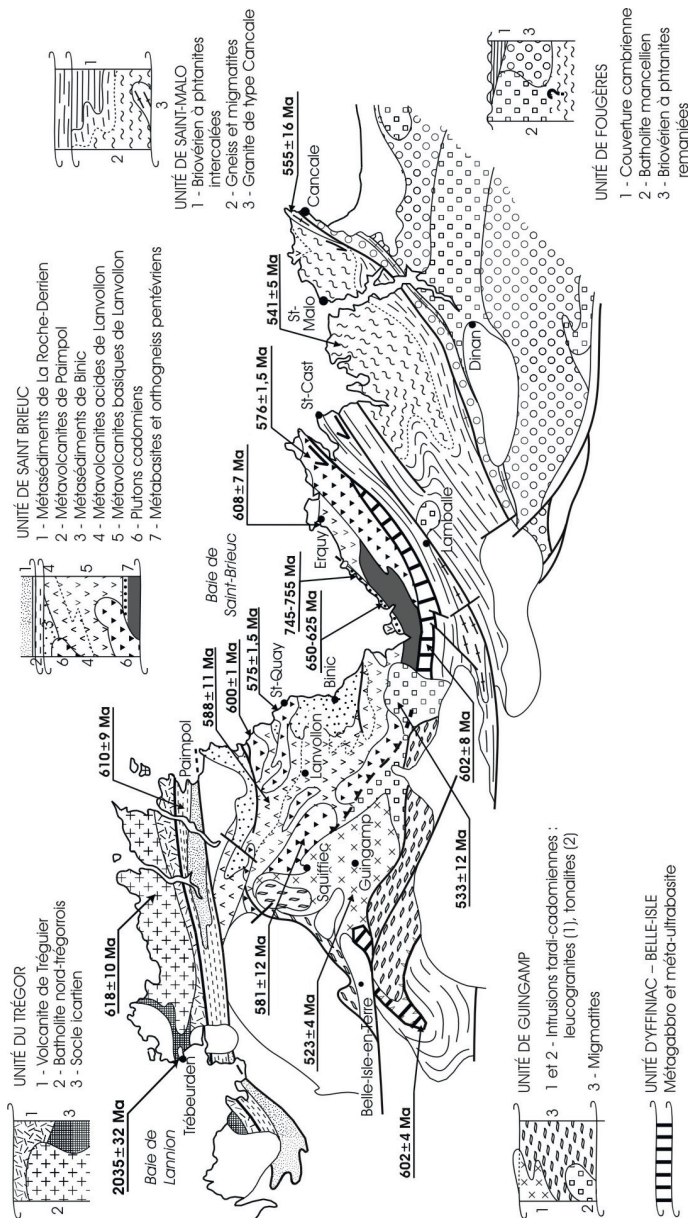


Fig. 2 - Carte géologique synthétique de la chaîne cadomienne en Bretagne nord

légèrement décaler vers le Nord-Ouest la limite entre les unités de Saint-Malo et de Fougères.

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 :

- un complexe plus ou moins orthogneissifié d'extension réduite affleurant 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 ($625,9 \pm 3,6/-1,9$ Ma : Nagy *et al.*, 2002 ; $643 \pm 9/-7$ Ma : Égal *et al.*, 2005) d'autre part ;
- 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 et b) ;
- plus au Sud, un ensemble métavolcanique bimodal (Formation de Lanvallon – Erquy) forme l'essentiel de l'unité ; il est intercalé avec des métasédiments détritiques, et surtout surmonté par ceux-ci (Formation de Binic), et recoupé 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 Lanvallon – 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 Lanvallon *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 $576,3 +1,5/-1,2$ Ma (Nagy *et al.*, 2002).

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 été daté à 523 ± 4 Ma (Égal *et al.*, 1999), âge atypique qui peut être interprété comme 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 écaïlle autonome d'origine profonde, séparant des unités bien distinctes (unités de Saint-Brieuc et de 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

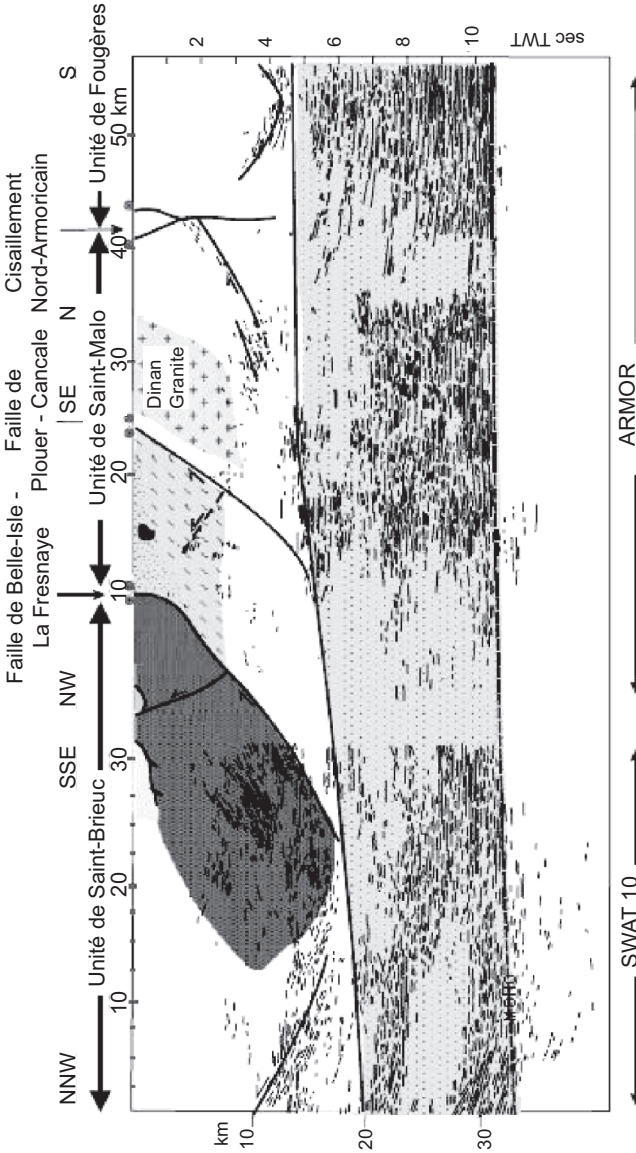


Fig. 3 - Interprétation des profils sismiques ARMOR et SWAT 10 (partie sud) et profil d'anomalie de gravité (Brun et al., 2001, modifiée). Les corps géologiques reportés pour la partie supérieure de la croûte sont ceux obtenus à partir du modèle gravimétrique, avec les roches les plus denses (Unité de Saint-Brieuc) en gris sombre et les moins denses (Unités de Saint-Malo et de Fougères) en blanc et 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

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 soulignés 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 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 briovériens généralement peu métamorphiques et de granites intrusifs constituant le Batholite mancellien. 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 granitique à granodioritique et 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 mancellien (D'Lemos et Brown, 1993).

Géodynamique et structure profonde de la chaîne cadomienne

Un historique de l'évolution des interprétations et des idées, parfois divergentes, sur le contexte géodynamique de l'édification de la chaîne cadomienne et sa structure profonde est détaillé dans la notice de la carte de Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005). Nous ne le reprenons pas ici sauf pour présenter l'interprétation faite d'un profil sismique réalisé en 1995 à travers les terrains cadomiens situés à l'Est de Saint-Brieuc, à l'Ouest de la feuille Dinan, perpendiculairement aux structures tectoniques (fig. 3). Ce profil, acquis dans le cadre du projet ARMOR 1 (1995-1997) du programme GÉOFRANCE 3D permet d'imager dans la croûte supérieure des réflecteurs peu profonds et assez fortement inclinés à l'aplomb des accidents cadomiens. D'autres réflecteurs plus plats apparaissent en profondeur et les reconstitutions de A. Bitri *et al.*, (2001) montrent qu'il est possible de corrélérer ces réflecteurs avec des surfaces tectoniques inclinées vers le Nord et s'aplanissant en profondeur pour rejoindre un niveau de décollement majeur (semelle) qui serait situé entre 12 et 15 km de profondeur (base de croûte supérieure).

Cette interprétation du profil, est intégrée par J.-P. Brun *et al.* (2001), en cohérence avec des travaux antérieurs (Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986 ; Balé et

Brun, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun 1992), dans le modèle tectonique de convergence NE-SW accommodée par des chevauchements crustaux à vergence SW associés à des décro-chevauchements senestres.

Principaux traits géologiques de la feuille Dinan

Le sous-sol de la carte Dinan est constitué principalement d'un substratum de roches d'âge néoprotérozoïque terminal (Édiacarien) appartenant aux deux unités cadomiennes de Saint-Malo et de Fougères, séparées par la faille NE-SW de Cancale-Pleslin (fig. 1 et schéma structural fourni avec la carte). L'unité de Saint-Malo occupe un large tiers nord de la feuille où elle est représentée principalement par des migmatites et par les gneiss de La Richardais pour partie migmatitiques. Au Sud-Est de ces faciès, une bande de micaschistes fins se suit à travers toute la feuille du Sud-Ouest au Nord-Est. Ces micaschistes étaient auparavant rapportés à l'unité de Saint-Malo mais sont intégrés ici à l'unité de Fougères pour des raisons de continuité de faciès avec les schistes et grès de cette unité. L'unité de Fougères, qui occupe plus des trois-quarts de la carte, est composée principalement des micaschistes, de sédiments briovériens grésoschisteux peu métamorphiques sauf au niveau d'une auréole de métamorphisme formée au contact de la troisième grande entité de l'unité : un ensemble intrusif cadomien appartenant au « batholithe mancennien » et comprenant l'intrusion à faciès « anatectique » de Lanvallay et la granodiorite de Lanhélin. Cette dernière occupe une vaste superficie dans le Sud-Est de la carte et se prolonge sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne (Bogdanoff *et al.*, 1987).

Le granite cadomien de Plouer-sur-Rance, pour partie très déformé forme un corps très allongé qui affleure de part et d'autre de la Rance. Il a été récemment daté à ~ 545 Ma (datation présentée dans cette notice).

Dans le Sud-Est de la carte, les terrains cadomiens sont recoupés par le granite hercynien de Bobital – Dinan qui affleure également sur les coupures voisines de Broons (Régnault *et al.*, 1983), Moncontour (Chantraine *et al.*, 1979) et Lamballe (Thomas *et al.*, 2011).

Les roches du substratum sont affectées en surface, à des degrés divers et sur une épaisseur variable par une altération qui les transforme (oxydation et argilisation principalement) et les rend pour l'essentiel moins cohérentes, plus friables voire totalement meubles (altération poussée). Dans certains cas, l'altération a engendré des phénomènes d'induration de la roche sous forme de silicifications ou de ferruginisations qui subsistent de façon fragmentaire et éparse sur le territoire de la carte.

Les roches du substratum plus ou moins altéré sont localement recouvertes par des dépôts récents (pliocènes à quaternaires) issus de l'action du vent (loess),

de mouvements sur les versants, des cours d'eau (alluvions) ou de l'influence marine (notamment dans la partie aval de la Rance).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Dinan à 1/50 000 est incluse dans la carte à 1/80 000 de Dinan (Barrois, 1896 et 1940 pour les première et seconde éditions). L'auteur de ces deux feuilles avait déjà largement reconnu les principales caractéristiques géologiques du secteur, comme de l'ensemble du domaine cadomien. Ces levés à 1/80 000 ont servi de document de base pour les levés à 1/50 000 de Dinan. En revanche, il existe d'autres documents cartographiques de la région de Dinan, publiés ou non, mais ils se sont révélés d'une aide toute relative.

Les coupures adjacentes à 1/50 000 de Dol-de-Bretagne (Bogdanoff *et al.*, 1997) à l'Est, Caulnes (Paris, 1977) au Sud, Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2010) au Nord et Lamballe (Thomas *et al.*, 2011) à l'Ouest ont aidé à caler les limites cartographiques bordières dans un souci de continuité et d'homogénéité. Finalement, les contours cartographiques du substratum ancien montrent globalement une bonne continuité entre la feuille Dinan et les cartes voisines. C'est également vrai pour les formations superficielles entre les feuilles Saint-Malo, Dinan et Lamballe (même si certaines disharmonies subsistent) qui ont été toutes les trois récemment levées selon des critères similaires en concertation entre les auteurs. En revanche, la continuité des contours des formations superficielles est mauvaise aux limites entre la feuille Dinan et les coupures relativement anciennes de Dol-de-Bretagne et de Caulnes pour lesquelles les formations superficielles sont peu représentées et selon des concepts moins élaborés qu'actuellement. Le coin nord-est de la feuille Dinan avait déjà été cartographié à 1/50 000 et intégré à la feuille de la baie du Mont-Saint-Michel (L'Homer *et al.*, 1999), mais les contours ont été revus lors du levé de la feuille Dinan.

Les levés ont été effectués de façon classique sur fonds topographiques IGN à 1/25 000, suivis d'un report des données sur un fond IGN à 1/50 000. Les limites cartographiques et les notations reposent sur les choix conventionnels conformes aux règles actuelles (Andreïeff, 1997). La coordination des levés cartographiques de l'ensemble de la carte par les différents auteurs a été assurée par E. Égal.

Cartographie des formations de socle

Les terrains de socle ont été levés par E. Le Goff dans le Nord et le Nord-Ouest de la feuille, par E. Égal dans le Sud et le Sud-Ouest et par J.-M. Schroetter dans le Sud-Est. Les conditions d'affleurement du substratum rocheux sont inégales sur la feuille mais restent souvent

médiocres comme dans la plus grande partie du Massif armoricain : le substratum est généralement altéré en surface à des degrés divers et/ou en partie recouvert par des dépôts sédimentaires quaternaires, principalement des dépôts éoliens et des dépôts de pente développés sur des surfaces importantes. Les meilleurs affleurements naturels de socle sont observés dans les incisions morphologiques du réseau hydrographique, en premier lieu le long de la Rance. Les carrières assez nombreuses, abandonnées ou en activité, fournissent également de très bons affleurements. Sur la majorité du territoire de la carte, les levés se font principalement à partir des talus de bord de route ou de chemin : ils laissent apparaître la roche de socle plus ou moins altérée et/ou les dépôts superficiels récents. Les « pierres volantes » répartis dans les champs de labour fournissent une aide à la cartographie. Afin de bien repérer les affleurements des talus ou les pierres volantes, il est nécessaire que la végétation ne soit pas trop développée : la fin du printemps et l'été sont les périodes les moins favorables pour effectuer des levés cartographiques dans cette région.

Des datations et analyses de roches ont été effectuées dans le cadre du levé de la carte. Les résultats sont présentés dans cette notice.

Cartographie des formations superficielles (régolithe)

Les levés cartographiques des formations superficielles de la feuille Dinan à 1/50 000 ont été effectués par B. Hallégouët, maître de conférences à l'université de Bretagne occidentale (Brest) pour les parties en contact avec la mer (marais de Dol, Rance estuarienne et dépression de la baie de Lancieux. Vers le Sud, J.-M. Schroetter du BRGM s'est chargé du lever des formations des plateaux de part et d'autre de la Rance et notamment des altérites (« régolithe autochtone »). P. Lebret est également intervenu lors des campagnes de sondages de reconnaissance au Sud de la baie du Mont-Saint-Michel et de la baie de Lancieux.

La cartographie des formations superficielles a permis de préciser les contours des formations figurant sur les éditions antérieures à 1/80 000 et de subdiviser les unités cartographiques en particulier dans le marais de Dol et l'estuaire de la Rance. Cette cartographie détaillée s'intègre dans la volonté du programme de la carte géologique de France de faire figurer sur les cartes des informations concernant la protection de l'environnement et la gestion des ressources du sol et du sous-sol. L'occupation des sols est en effet conditionnée par la présence des formations superficielles et la nature ou la profondeur des altérites détermine l'extension des aquifères. La figuration des formations de versants s'inscrit dans la détermination des risques d'érosion et de glissement résultant d'aménagements.

Sur les plateaux et dans les forêts au Sud-Est de la feuille, les conditions d'affleurement sont médiocres. Les observations en surface se sont limitées aux parcelles labourées et à l'examen des fossés récemment curés, à des profondeurs généralement inférieures à 1 m. Au Nord-Est, la cartographie s'est appuyée sur les levés de cartes récentes : Dol-de-Bretagne (Bogdanof *et al.*, 1996), baie du Mont-Saint-Michel (L'Homer *et al.*, 1999) et Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2009).

De nouvelles campagnes des sondages ont été menées avec les équipements du BRGM, afin de déterminer la topographie du substrat antécambrien et de préciser la stratigraphie des formations holocènes. Cependant de vastes zones sont restées inaccessibles en raison des conditions météorologiques et des limitations de charge des voies secondaires dans le Marais Noir. Quelques sondages ont été repris au-delà de 20 m afin d'atteindre le substrat. La foreuse a dû parfois se positionner à une certaine distance des trous antérieurs, ce qui a montré occasionnellement des variations stratigraphiques rapides en raison de la présence de chenaux fossiles. Quelques sondages anciens ont été également refaits, pour vérifier la profondeur et préciser la stratigraphie des dépôts. Ces données nouvelles intégrées aux données antérieures ont permis une meilleure connaissance des différentes phases de comblement de la baie du Mont-Saint-Michel au cours de l'Holocène, sur cette carte et les feuilles voisines. Les couches sédimentaires correspondantes ont été différenciées en fonction des recherches sur les pollens fossiles conservés au sein des dépôts organiques et de datations ¹⁴C calibrées effectuées sur les tourbes et les coquilles.

Les faluns repérés dans les déblais du fossé allemand à l'Ouest du marais de Dol, n'ont pas été atteints au cours des nouveaux sondages effectués dans ce secteur. Leur datation ainsi que celle d'autres formations tertiaires sur la feuille Saint-Malo a été confiée à C. Bourdillon (eradata).

Dans la mesure du possible, nous avons essayé de trouver un compromis entre la figuration des formations superficielles, des altérites et des informations concernant le socle. L'intensité de l'altération varie rapidement dans l'espace et à défaut de tranchées ou de sondages, les limites entre les arènes profondes et les altérites ménagées des granitoïdes ont été simplifiées en fonction de l'amenuisement granulométrique et de l'argilisation ou de la coloration des niveaux supérieurs. En l'absence de coupe et de sondages, l'extension des dépôts périglaciaires limoneux a pu être exagérée aux dépens des altérites de schiste. Les formations résiduelles à galets fluviaux ou à cailloux éolisés des plateaux, souvent pelliculaires, ont été quand même représentées, mais sont généralement surestimées. Dans certains cas, la photographie aérienne a été utilisée pour la délimitation des formations superficielles, en particulier dans le Marais de Dol.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE BASAL. UNITÉS CADOMIENNES

Unité de Fougères

Métasédiments briovériens

bF. Grès et schistes micacés. Ces schistes et grès sont représentés sur une vaste superficie de la feuille : ils affleurent du Sud-Ouest au Nord-Est de la carte de part et d'autre de la Rance et se retrouvent également au Sud de la granodiorite de Lanhélin dont ils sont cependant séparés par leur équivalent métamorphisé (cornéennes et schistes tachetés) au contact de l'intrusion. Ces deux zones d'affleurement se rejoignent plus à l'Est, sur la coupure de Dol-de-Bretagne (Bogdanoff *et al.*, 1997), pour constituer un seul et même ensemble lithologique. Ces schistes et grès se prolongent dans le Sud-Est de la feuille Lamballe sous l'appellation de Formation de Plélan-le-Petit (Thomas *et al.*, 2011).

Les métasédiments schisto-gréseux situés à l'Ouest de la Rance et au Nord du granite de Plouër étaient auparavant rapportés à la Formation de Lamballe de l'unité de Saint-Malo et étaient alors, sur les documents cartographiques, séparés des métasédiments briovériens plus orientaux de l'unité de Fougères, par une zone de faille et de lentilles de gneiss et de granitoïdes déformés (granodiorite de Plouër). Les levés cartographiques n'ont pas permis de confirmer cette limite tectonique et gneissique et mettent en évidence une continuité des affleurements de métasédiments de part et d'autre de la Rance. De plus, malgré des similitudes certaines de faciès, ces métasédiments se distinguent de ceux de la Formation de Lamballe par l'absence de phanites comme l'avaient déjà signalé P.-A. Darlet *et al.* (1990) à partir d'observations le long de la Rance. En conséquence, nous avons intégré l'ensemble des métasédiments briovériens de la feuille Dinan au sein de l'unité de Fougères.

Vers le Nord-Est, les schistes et grès passent aux micaschistes **b^ξF**. Le contact apparaît souligné pour partie par le grand filon de quartz qui recoupe la Rance selon une orientation à peu près SW-NE.

Les affleurements sont globalement peu nombreux et irrégulièrement répartis. Certaines zones de la carte sont particulièrement pauvres en affleurements : c'est notamment le cas au NNW et à l'WNW de Dinan et de Quévert. Les affleurements sont localisés le plus souvent sur des talus de bord de route où ils sont ± altérés et en partie masqués par la végétation. En revanche, le front de taille de la vaste carrière de Brandéfert (encore très active en 2010), près de la limite ouest de la carte, fournit des affleurements frais et de bonne qualité.

Cette formation est régulièrement constituée à l'échelle de l'affleurement d'associations rythmiques et monotones de sédiments détritiques : grès fins à moyens (grains rarement jusqu'à 1 mm ± anguleux et rarement classés) et schistes silteux à silto-argileux en proportions respectives difficiles à déterminer à l'échelle de la carte. Certains affleurements sont plus massifs et à dominante gréseuse, d'autres plus schisteux (gréso-silteux à argilo-silteux = schistes ardoisiers) et donc plus débités sans qu'il ait été possible de distinguer cartographiquement les dominantes. Sur les affleurements les plus frais (carrière de Brandefert), les zones ou passées gréseuses et phylliteuses ne sont pas toujours aisées à distinguer à l'œil nu. Nous n'avons pas observé de grès grossiers, de conglomérats, de schistes carbonés, ou d'intercalations volcanoclastiques tuffacées. Des niveaux siliceux noirs ont été observés le long de la Rance par P.-A. Darlet *et al.* (1990) : d'après ces auteurs et contrairement à l'interprétation initiale (références citées), il ne s'agit pas de phtanites. Des lentilles calco-silicatées, similaires à celles observées dans la Formation de Binic, en baie de Saint-Brieuc, ont également été décrites en bordure de la Rance (Darlet *et al.*, 1990). Dans le Nord de la Mancellia, T. Garlan (1985) a interprété les successions de schistes et grès comme des turbidites.

Les schistes et grès altérés présentent une teinte beigeasse à légèrement ocre. Certains talus hauts (D794) mettent à l'affleurement une roche plus fraîche de teinte plus grise à verdâtre. Au sein de la carrière de Brandefert, la roche fraîche est de teinte franchement grise.

Les figures sédimentaires ne sont pas aisées à reconnaître : sur la carte Lamballe (Thomas *et al.*, 2011) les plus fréquentes sont les lamines planes et subparallèles mais des figures de stratifications entrecroisées peuvent être vues dans la carrière de Brandefert.

Un débit schisteux est régulièrement observé et pénétratif dans les niveaux phylliteux (les schistes) et plus rarement dans les grès (peu schistosés mais plus fracturés) ; il est parallèle à la stratification soulignée par les alternances schisto-gréseuses. La surface composite stratification/schistosité montre régulièrement un pendage très fort à vertical (70-90°).

De petits micas blancs sériciteux tapissent les plans de schistosité de cette formation. Leur petitesse les distingue des micas blancs de plus grande taille que l'on observe au sein des micaschistes qui affleurent plus au Nord.

Les schistes sont composés principalement d'un fond quartzo-feldspathique prédominant dans les niveaux gréseux et de minéraux phylliteux orientés (synschisteux), plus abondants dans les niveaux schisteux au sein de la matrice argilo-micacée recristallisée. Les feldspaths sont essentiellement des plagioclases fréquemment séricitisés. Le quartz, plus abondant, en grains ± arrondis, est recristallisé dans les échantillons les plus métamorphiques. Les

minéraux phylliteux sont représentés par de petits cristaux en proportions variables de muscovite (séricite), de biotite préservée (notamment au Sud de la granodiorite de Lanhélin) et de chlorite correspondant à d'anciennes biotites pseudomorphosées (présence régulière de minéraux opaques au sein des cristaux de chlorite). Des fragments lithiques sont éventuellement présents. Le long de la Rance, P.-A. Darlet *et al.* (1990) décrivent des fragments quartz-feldspathiques d'origine plutonique (les plus abondants) ainsi que des débris d'origine sédimentaire, volcanique ou métamorphique, mais pas de fragments phanites. Pour ces mêmes auteurs, le cortège des minéraux lourds comprend du zircon très abondant, de l'apatite, du sphène, du rutile, de la tourmaline et de la pyrite.

La présence régulière dans les plans de schistosité de micas blancs, de biotites et/ou de chlorites correspondant à d'anciennes biotites indique que la formation a subi, au moins sur le territoire de la feuille Dinan un métamorphisme synschisteux (ou synfolial) de faciès « schistes verts supérieurs » (zone à biotite) avant de subir une rétro-morphose dans le faciès à chlorite des « schistes verts inférieurs ».

Postérieurement à ce métamorphisme régional, un métamorphisme thermique affecte ces métasédiments au contact de la granodiorite de Lanhélin. Les schistes tachetés et les cornéennes qui en résultent sont décrits ci-dessous. Un métamorphisme de contact a également été observé de manière plus localisée à proximité de la granodiorite de Plouër : on observe en particulier cette cornéification dans deux carrières : l'une au Nord de Saint-Guinoux et l'autre à Chateauneuf-d'Ille-et-Vilaine où les faciès gréseux sont recristallisés en un assemblage granoblastique fin à quartz, plagioclase et quelques micas blancs. Localement, des cristaux de mica blanc non orientés et poecilolithiques sont également observés en lame mince à l'écart de toute intrusion visible. Ils résultent possiblement de la présence sous-jacente d'une (mini-)injection subaffleurante.

Ces métasédiments schisto-gréseux sont antérieurs à l'ensemble intrusif de Lanvally-Lanhélin daté à 550-540 Ma (voir plus loin) qui les recoupe et les métamorphose à son contact. Leur âge maximal n'est pas contraint mais l'absence de niveaux de phanites dans les sédiments mancelliens a amené les auteurs à rapporter ces métasédiments au « Briovérien supérieur » alors que les sédiments à phanites (Formation de Lamballe de l'unité de Saint-Malo) représenterait le Briovérien inférieur (Chantraine *et al.*, 1988 et références citées).

b⁵F. Micaschistes et paragneiss fins. Au Nord-Ouest des schistes et grès b^F, on observe une formation de constitution lithologique voisine à ces derniers mais présentant une « cristallinité » plus importante (aspect bien cristallisé) traduisant un degré métamorphique plus élevé. Cette cristallinité se traduit dans

les niveaux les plus phylliteux par des micas généralement de plus grande taille (micas blancs) et visibles à l'œil nu qui ont justifié ici l'appellation de micaschistes. Ces micaschistes alternent à différentes échelles avec des niveaux paragneissiques peu phylliteux et plus quartzo-feldspathiques (plus gréseux à l'origine).

Du fait de la rareté des affleurements, le contact entre les grès et schistes bF et les micaschistes et paragneiss est difficile à cartographier précisément et sa signification n'est pas très claire. Sur la feuille Lamballe, le contact se suit bien localement et semble brutal ce qui suggère l'existence d'une faille. Toutefois, sur les feuilles Lamballe et Dinan, nous n'avons pas observé de critères structuraux ou morphologiques permettant de placer une faille au niveau de ce contact. À noter cependant l'existence de part et d'autre de la Rance d'un long filon de quartz qui marque sur près de 10 km la limite pour partie faillée entre les deux formations. Quoiqu'il en soit, les fortes similitudes lithologiques entre les formations bF et b ξ M plaident pour une origine commune et leur regroupement dans la même Unité de Fougères sans faille majeure entre les deux formations. Cette interprétation diffère de celle habituellement proposée et qui rapporte les micaschistes à l'unité de Saint-Malo.

En revanche, la faille de Cancale – Pleslin souligne le contact entre cette formation de micaschistes et paragneiss et les gneiss de La Richardais affleurant plus au Nord-Ouest (unité de Saint-Malo) et marque ainsi la limite entre deux unités de l'orogène cadomien. Nous n'avons cependant pas observé directement cette faille décrite par de nombreux auteurs à partir de la saute métamorphique observée de part et d'autre (faciès pour partie migmatitiques au Nord) et à partir d'observations structurales en bord de mer dans le secteur de Cancale, sur la carte Saint-Malo.

En lame mince, les micaschistes renferment un assemblage synschisteux à quartz + plagioclase + biotite (plus rarement de la muscovite). Les paragneiss plagioclasiques, à texture granoblastique contiennent quartz, plagioclase et biotite \pm muscovite. Les accessoires sont des opaques, apatite et zircon. De grands blastes poecilithiques de muscovite sont sécants sur la schistosité et donc postérieurs à celle-ci.

bFKS. Cornéennes et schistes tachetés (à andalousite et/ou cordiérite). Au contact des intrusions de Lanvallay et de Lanhélin, les sédiments briovériens sont affectés par un métamorphisme thermique (de haute température) à leur contact et sont transformés en « schistes tachetés » et cornéennes sur une distance cartographique imprécise de 1 à 2 km (largeur de l'auréole de métamorphisme).

Les schistes tachetés se localisent plutôt dans la zone externe de l'auréole, ils se caractérisent par une structuration antérieure (schistosité) encore visible et par

la présence de « taches » elliptiques grises (pluri)millimétriques dans un fond finement cristallisé et micacé. Les cornéennes, formées à plus grande proximité des intrusions, sont plus massives (pas ou très peu schistosées) et présentent une « cristallinité » plus marquée. La minéralogie est similaire dans les deux lithologies et on retrouve des taches dans les cornéennes. Celles-ci, parfois très abondantes sont actuellement constituées dans la plupart des cas d'un amas de petits micas sériciteux développés aux dépens de blastes d'andalousite ou plus rarement de cordiérite néoformés au contact de l'intrusion. Une lame mince de cornéenne peu altérée (EE3169) a été étudiée en détail (Tegyey) : l'observation au microscope confortée par des analyses à la microsonde électronique met en évidence la coexistence sur cette même lame de cristaux d'andalousite et de cordiérite.

La proportion de minéraux de métamorphisme en taches est variable au sein de l'auréole. Ils peuvent même en être absents au cœur de celle-ci. *A contrario*, à l'écart de l'auréole, il est possible de retrouver très localement des passées de schistes tachetés au sein de schistes standards.

Batholite mancellien : ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin – Bonnemain

Cet ensemble occupe un gros quart de la feuille Dinan, dans sa partie méridionale. Il comprend trois formations d'origine magmatique, à peu près contemporaines et rapportées au même événement intrusif : de l'Est vers l'Ouest on distingue la granodiorite de Lanhélin, l'intrusion tonalitique de Lanvallay et les gneiss tonalitiques de Dinan qui constituent la terminaison occidentale déformée et métamorphisée de cet ensemble intrusif.

Les formations de Lanvallay et Lanhélin présentent une granulométrie et une texture légèrement différentes (grain plus grossier et texture plus homogène de la granodiorite de Lanhélin) mais leur composition est voisine ou similaire (tonalite à granodiorite) et le passage de l'une à l'autre sur le terrain est très progressif et difficile à caler. Le contact représenté sur la carte n'est donc dessiné qu'à titre indicatif. La granodiorite de Lanhélin appartient elle-même au massif granodioritique de Bonnemain qui se prolonge sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne.

Les gneiss tonalitiques de Dinan présentent la même composition que l'intrusion de Lanvallay et diffèrent de celle-ci par une déformation ductile poussée (foliation marquée pour partie mylonitique) et les recrystallisations métamorphiques associées. Le passage entre les deux formations est irrégulier et plus ou moins progressif. Il est difficile de cartographier précisément la limite.

L'ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin – Bonnemain est allongé sur une quarantaine de kilomètres (largeur inférieure à 10 km) selon une orientation E-

W. Il appartient au batholithe mancellien et a engendré un métamorphisme thermique à son contact où les schistes et grès encaissants sont transformés en schistes tachetés et cornéennes décrits plus haut (bFKS).

Un âge de ~ 540 Ma est généralement attribué au batholithe mancellien à partir d'une datation à obtenu sur un massif granitique de Normandie (Pasteels et Doré, 1982). Un nouvel âge d'environ 548 Ma a été obtenu sur les gneiss tonalitiques de Dinan dans le cadre du levé de la carte (voir ci-dessous).

ζγ. Orthogneiss granitiques. Cette formation est représentée par deux petites entités cartographiques : à proximité de Dinan (SSE), au sein des gneiss du même nom en face de Léhon (voir § Itinéraire géologique) et en rive gauche de la Rance (face à Mordreuc), sur le parement sud de la petite pointe sur laquelle est installée la tour du Chêne vert.

Ces gneiss se distinguent des gneiss de Dinan par leur caractère massif, un grain plus grossier, et leur composition granitique (et non granodioritique) à feldspath potassique abondant et peu micacée (teinte claire).

Les affleurements de l'entité proche de Dinan montrent une foliation bien marquée faiblement pentée d'environ 30° vers l'Ouest. Sur les affleurements de la pointe du Chêne vert, la foliation est peu visible sauf localement et la roche, hololeucocrate, est particulièrement peu micacée.

Au microscope, le feldspath potassique (orthose) apparaît prépondérant et prédominant par rapport au plagioclase. Il constitue des clastes \pm fracturés (cataclase) et montrant localement des indices de déformation interne (extinction onduleuse) voire de recristallisation en bordure. Le quartz est \pm recristallisé et forme parfois des lentilles moulées sur les clastes de feldspath. La biotite et la muscovite coexistent en faible proportion. Sur une lame mince provenant des affleurements de la pointe du Chêne vert, la muscovite, squelettique, est visible au sein de plages microfibreuses (parfois très xénomorphes) de sillimanite très probable (fibrolite). Quelques cristaux de tourmaline magnésienne sont également visibles dans cette même lame mince.

ζγ⁴⁻⁵. Gneiss de Dinan, mylonites. Cette formation affleure dans un secteur limité de la feuille à l'Ouest et le Sud-Ouest de l'intrusion de Lanvallay. Ces gneiss sont en contact avec les schistes bF et recoupés par le granite intrusif de Bobital qui sépare la formation en deux entités cartographiques. L'entité la plus méridionale se prolonge sur la feuille Caulnes (Paris, 1977) sous l'appellation d'orthogneiss de Saint-Carné.

Les meilleurs affleurements se localisent au niveau de l'incision de la Rance, pour ce qui est de l'entité méridionale, et le long des hauts-talus de la voie rapide N176 juste au Nord de Dinan, pour l'entité septentrionale. Des affleurements

plus ou moins altérés et de qualité inégale sont également visibles dans des talus « secondaires » mais les affleurements sont particulièrement rares en s'éloignant de Dinan vers le Nord et notamment autour de Samson-sur-Rance : la limite nord-ouest de l'entité septentrionale est donc mal contrainte et très imprécise.

Ces gneiss, de grain moyen, micacés, sont de teinte grise à beige lorsqu'ils sont relativement frais, sur les meilleurs affleurements, et ocre-orangé à rouille sur les affleurements plus altérés. La texture des faciès les moins déformés comme l'absence de rubanement lithologique assimilable à une stratification permettent de considérer qu'il s'agit d'orthogneiss dérivant donc d'une ancienne roche plutonique. La foliation gneissique, plus ou moins marquée, passe à une foliation mylonitique voire ultramylonitique sur plusieurs affleurements : le grain est alors fin à très fin mais on distingue encore de petits clastes de feldspaths moulés par la foliation très pénétrative. Sur quelques affleurements, on observe des niveaux lenticulaires leucocrates (quartzo-feldspathiques) de type leucosomes qui confèrent un aspect migmatitique à ces gneiss.

En lame mince, on observe une minéralogie principale à plagioclase, rare feldspath potassique, quartz abondant, biotite plus ou moins muscovite qui indique pour ces gneiss une composition de granodiorite ou tonalite à biotite similaire à celle observée au sein de l'intrusion de Lanvally. Le plagioclase, plus ou moins séricitisé, se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes (arrondis) constituant des clastes non recristallisés (sauf exceptions) ; le quartz est lui régulièrement recristallisé, il forme des lentilles allongées dans la foliation voire de véritables rubans dans les faciès mylonitiques ; la biotite brune, peu chloritisée (et à inclusions de zircons) souligne la foliation, elle est accompagnée de muscovite, parfois abondante, dans la plupart des lames minces observées. La foliation comme les rubans quartzeux moulent les clastes de plagioclase dans les faciès mylonitiques. Sur une lame mince de mylonite, les plagioclases sont en partie substitués par du feldspath potassique (adulaire) également présent sous forme de veines qui recoupent la foliation. De petits cristaux néoformés de biotite peu ou pas orientés traduisent un métamorphisme thermique de contact à proximité du granite varisque de Bobital.

Une analyse chimique « roche totale » a été effectuée sur un échantillon (EE3027) d'orthogneiss (données analytiques en annexe). La roche analysée est intermédiaire - acide ($\text{SiO}_2 = 63,2 \%$), assez riche en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,8$) et assez potassique ($\text{K}_2\text{O} = 2,56 \%$). De cette relative richesse en potassium découle une localisation dans le champ des granodiorites du diagramme P-Q. Comme toutes les granodiorites de la province plutonique mancellienne (Jonin, 1984), elle est fortement peralumineuse, avec un indice d'aluminosité ($\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ en proportions atomiques) égal à 1,17, ce caractère suggérant une origine crustale pour le magma parent. Ce magma parent serait particulièrement chaud, car riche en titane ($\text{TiO}_2 = 1,15 \%$) et Zr (= 324 ppm), et peu siliceux. Les teneurs en éléments traces se placent dans les

gammes communes de granitoïdes de signature « orogénique », caractérisés par des rapports Th/Ta (~ 16) et La/Nb (~ 2) élevés.

Le spectre de terres normalisées aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) (fig. 4) montre un enrichissement modéré en Terres Rares légères, une absence de fractionnement entre Terres Rares lourdes et une anomalie négative marquée en Eu. Ces deux derniers caractères suggèrent une fusion partielle à relativement basse pression : ils excluent la présence de grenat au résidu et y suggèrent la stabilité du plagioclase. Par ailleurs, l'absence de fractionnement entre Terres Rares lourdes requiert un protolithe lui-même non fractionné.

Géochronologie

Une datation U/Pb sur zircons par ablation laser a permis, dans le cadre du lever de la carte, de déterminer l'âge du protolithe des gneiss de Dinan à **548 ± 3 Ma**.

La datation a été effectuée au BRGM par couplage laser - ICPMS-MC (NEPTUNE). La procédure analytique est détaillée dans l'annexe 1 de cette notice.

Vingt analyses ont été réalisées sur 18 grains différents (tableaux en annexe 1). D'après la représentation dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 5), la contribution en Pb commun est généralement faible. Les analyses situées à droite dans le diagramme sont interprétées comme ayant subi de faibles pertes de Pb* (radiogénique). L'âge moyen calculé à partir de sept analyses, dont seulement une est nettement discordante, est de 548 ± 3 Ma. Les autres analyses, souvent légèrement discordantes et isolées dans le diagramme, correspondent à des grains d'âges hérités variés. Pour de telles analyses portées dans ce diagramme, la discordance peut résulter du rôle conjoint du Pb commun et de légères pertes de Pb* radiogénique. À mesure que les grains sont plus anciens, la mesure du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ devient plus précise. On peut alors corriger la contribution du Pb commun en utilisant le diagramme Concordia conventionnel (fig. 6). Ainsi, l'âge $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ des grains 3 et 10 est respectivement égal à 789 ± 13 Ma et 661 ± 10 Ma. Enfin, l'analyse du grain 4 donne un âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$ paléo-protérozoïque à 2 139 ± 18 Ma.

La mise en place du protolithe du gneiss EE3027 est donc datée à **548 ± 3 Ma**. Par ailleurs, des héritages concordants ont été identifiés sur des zircons isolés à 661 ± 10 Ma, 789 ± 13 Ma et 2 139 ± 18 Ma.

γ^{4-5} . **Intrusion de Lanvallay : tonalite à biotite - granodiorite de faciès « anatectique »**. Cette formation affleure dans la partie sud de la carte, à l'Ouest de la granodiorite de Lanhélin. Elle passe vers l'Ouest et au Sud-Ouest aux gneiss de Dinan, équivalent déformé et métamorphique de l'intrusion. Le

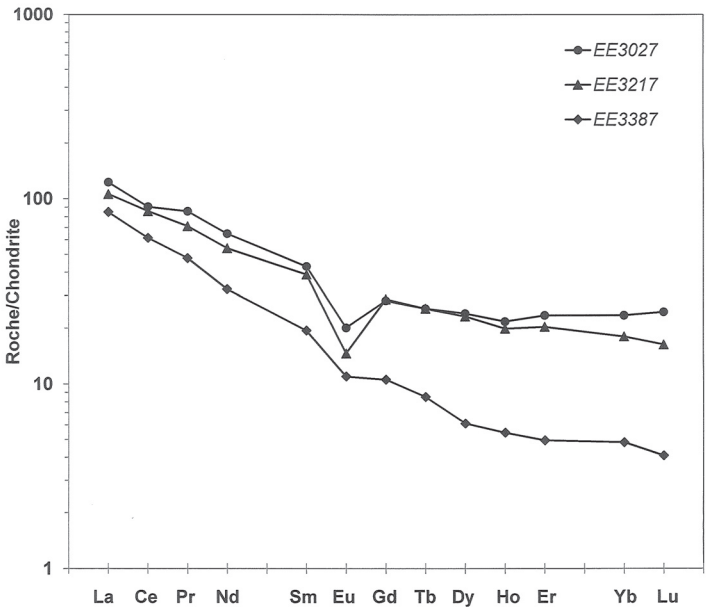


Fig. 4 - Spectre des Terres rares normalisées aux chondrites pour trois échantillons de la feuille Dinan : EE3027 (gneiss de Dinan) ; EE3217 (granodiorite de Lanhélin) ; EE3387 (granite de Bobital)

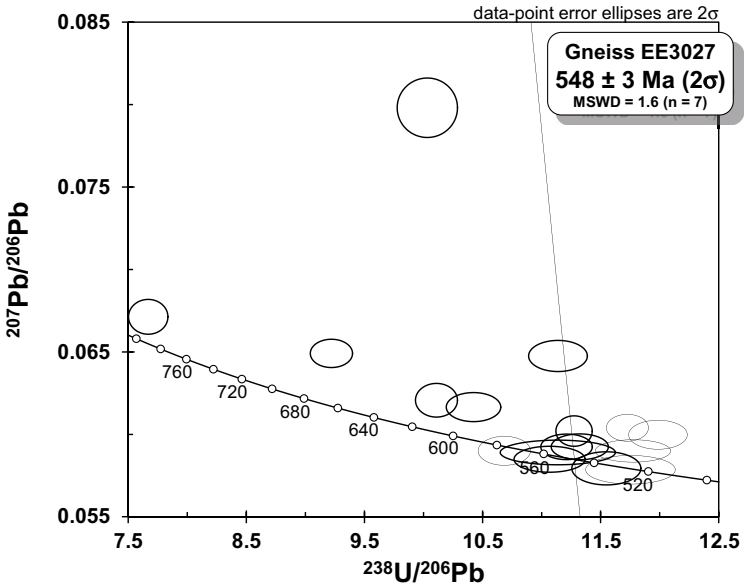


Fig. 5 - Ensemble des analyses sur zircons du gneiss EE3027 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

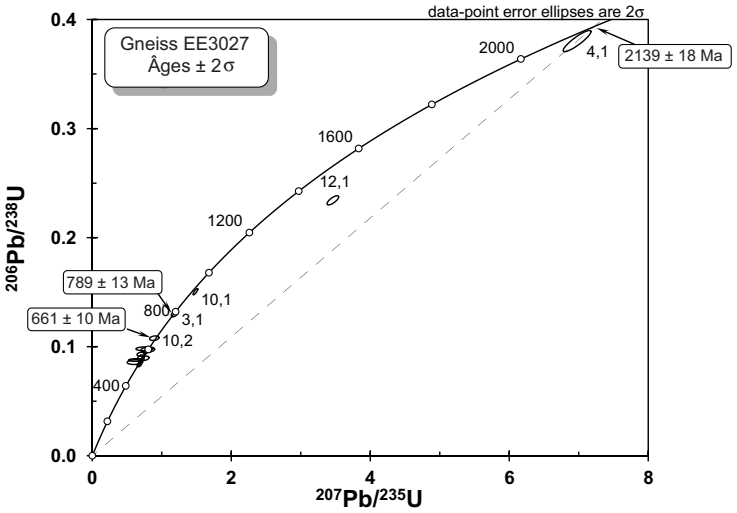


Fig. 6 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des zircons du gneiss EE3027

granite varisque de Bobital recoupe localement celle-ci au niveau de la terminaison sud-ouest de celle-ci dans la ville de Dinan.

L'intrusion de Lanvallay affleure régulièrement dans une partie de Dinan et ses alentours (Lanvallay) au niveau notamment de l'incision de la Rance et où elle forme des parements rocheux escarpés ou des falaises : la roche est alors bien préservée (peu à très peu altérée) et très cohérente notamment dans la partie inférieure de ces gros affleurements à une altitude proche de celle de la Rance (cf. notamment le gros affleurement située au niveau du pont de la N176 sur la Rance en rive gauche de celle-ci). En remontant sur le plateau de part et d'autre de la Rance, on remonte dans le profil d'altération et la roche devient plus altérée, plus friable tout en restant cohérente : ces caractéristiques ainsi que la présence régulière de plans de fractures subhorizontaux indiquent qu'on se situe alors dans l'horizon fissuré à feuilleté (cf. § « Formations superficielles ») : c'est le cas notamment des affleurements observés quasi en continu le long de la N176 dans le secteur de Lanvallay. À l'écart de Dinan et de la Rance, les affleurements sont plus rares, à absents dans la forêt de Coëtquen, et plus altérés (roche plus friable voire arénisée et incohérente).

Sur les affleurements les plus frais, la roche, riche en biotite, est de teinte gris-beige à la cassure et de patine brun-rouille. Les faciès altérés prennent une teinte ocre-orangée à rouille dans la masse. Le grain est fin à moyen, la texture est grenue équante à légèrement orientée. Un caractère hétérogène « anatectique » est souvent visible du fait de la présence d'amas biotitiques millimétriques à centimétriques. Des rognons centimétriques à décimétriques de quartz gris à gris-blanc sont irrégulièrement mais fréquemment présents ; plus rarement, on observe des enclaves métasédimentaires rubanées et micacées de dimension également centimétrique à décimétrique.

L'ensemble des caractères décrits ci-dessus met en évidence la très forte similitude de faciès avec l'Intrusion de Ploufragan observée sur les feuilles Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005) et Guingamp (Égal *et al.*, 1999).

L'observation au microscope met en évidence une minéralogie principale à feldspath plagioclase, quartz, biotite abondante, muscovite subordonnée. Le feldspath potassique est absent à rare dans la partie occidentale tonalitique à granodioritique de la formation mais devient plus abondant plus à l'Est et annonce le passage progressif à la granodiorite de Lanhélin.

Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes, finement maclés, parfois zonés et irrégulièrement séricitisés. Le quartz constitue des assemblages partiellement ou entièrement recristallisés et parfois allongés. La biotite, brun-rouge, peu chloritisée et parfois déformée, est généralement abondante alors que la muscovite est plus rare. Des amas micacés (surtout biotite) sont parfois observés. Parmi les minéraux accessoires, on distingue du

zircon parfois abondant au sein des biotites. Les minéraux opaques sont petits et très rares.

Υ⁴. Granodiorite à biotite de Lanhélin. À l'Est de l'intrusion de Lanvallay, la granodiorite de Lanhélin occupe une superficie importante dans le Sud-Est de la carte Dinan et se prolonge sur la carte voisine de Dol-de-Bretagne sous l'appellation de « granodiorite bleue » (Bogdanoff *et al.*, 1997).

La roche affleure irrégulièrement en surface, dans un état plus ou moins altéré et souvent sous forme de « boules » de dimension décimétrique à plurimétrique à peu près « en place » (chaos granitique « évolué »). Les talus sont généralement arénisés.

Par ailleurs, les grandes carrières présentes à proximité de Lanhélin et pour partie encore en activité permettent d'avoir accès à une roche totalement préservée de l'altération (roches « fraîches »).

La roche fraîche des carrières présente une teinte grise assez sombre et bleutée d'où son appellation de « granodiorite bleue » ou de « granit bleu » par les carriers. Lorsque elle est altérée, le caractère bleuté de la roche s'estompe au profit d'une teinte gris-beige à ocre-orangé. La patine des affleurements naturels en talus est brun-rouille, comme pour l'intrusion de Lanvallay.

La texture est grenue isogranulaire de grain moyen et jamais aussi « fin » que peuvent l'être les granitoïdes de Lanvallay. Feldspaths, quartz et biotite sont bien visibles à l'œil nu. La plupart du temps, on ne distingue pas d'orientation nette des minéraux (roche équante) mais une fabrique (fluidalité) magmatique discrète orientée E-W a été décrite, correspondant au débit naturel de la roche ou la « feuille » des carrières (Jonin, 1981 ; Bogdanoff *et al.*, 1997). Cette orientation subéquatoriale est également mise en évidence par l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique de ces granitoïdes (*cf.* § « Évolution tectonique »).

Un cortège filonien peu développé et peu fréquent de pegmatites et aplites est décrit dans la notice de la feuille Dol-de-Bretagne (Bogdanoff et Julien, 1996).

Les enclaves microgrenues ou basiques sont rares et de petite dimension (pluricentimétriques à décimétriques). Elles semblent plus nombreuses sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne si on se réfère à la notice descriptive (Bogdanoff et Julien, 1996). Il s'agit de microdiorites et de microgabbros.

Plusieurs enclaves métasédimentaires d'extension plurihectométrique à kilométrique ont été cartographiées à partir d'affleurements décamétriques. Il s'agit de paragneiss cornéifiés à grain fin et parfois finement rubanés provenant de l'encaissant schisto-gréseux briovérien. Elles sont orientées selon une direction E-W conforme à l'orientation générale de l'intrusion.

La granodiorite est composée de plagioclase prédominant, en cristaux subautomorphes à automorphes parfois zonés, feldspath potassique perthitique (microcline pour partie), biotite assez abondante, rarement chloritisée. S'ajoute de la muscovite secondaire rare. L'apatite (localement assez fréquente) et le zircon sont accessoires. Les proportions (composition modale) des phases minérales principales ont été estimées dans la notice de la feuille Dol-de-Bretagne (Bogdanoff et Julien, 1996) : elles situent la roche dans le champ des granodiorites (quartz, 26 %, plagioclase, 44 %, microcline perthitique, 17 %...).

Une analyse chimique issue de M. Jonin (1981) est présentée dans la notice de Dol-de-Bretagne (Bogdanoff et Julien, 1996). Une nouvelle analyse a été réalisée au BRGM (échantillon EE3217, analyse complète en annexe). La roche analysée est acide ($\text{SiO}_2 = 69,2 \%$), plutôt pauvre en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,8 \%$) et assez potassique ($\text{K}_2\text{O} = 3,86 \%$) ; ces résultats sont similaires à ceux fournis par M. Jonin (1981). De cette relative richesse en potassium découle une localisation dans le champ des adamellites du diagramme P-Q. Comme toutes les granitoïdes de la province plutonique mancellienne (Jonin, 1984), cette granodiorite est fortement peralumineuse, avec un indice d'aluminosité égal à 1,18, ce caractère suggérant une origine crustale pour le magma parent. Les teneurs en éléments traces se placent dans les gammes communes de granitoïdes de signature « orogénique », caractérisés par des rapports Th/Ta (~ 13) et La/Nb ($\sim 2,5$) élevés.

Le spectre des Terres Rares normalisées aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) (fig. 4) est assez proche de celui de l'orthogneiss granodioritique : enrichissement modéré en Terres Rares légères, forte anomalie négative en Eu, mais fractionnement un peu plus marqué entre Terres Rares lourdes. Néanmoins, une fusion à relativement basse pression (absence de grenat au résidu) semble là aussi la plus probable.

Une étude des minéraux lourds (BRGM, inédit) citée dans la notice de Dol-de-Bretagne montre la présence de pyrite, ilménite, pyrrhotite, grenat, monazite, tourmaline et épidote.

Une tentative de datation U/Pb sur zircons de la granodiorite a été effectuée dans le cadre du lever de la carte mais en dépit de leur grande taille, les zircons sont apparus peu propices à une détermination univoque et précise de leur âge de cristallisation. Ils sont affectés de pertes de Pb^* radiogénique et parfois accompagnés de Pb commun.

γ^{3-4} . **Intrusions de Languénan et de Plouër-sur-Rance : granitoïdes pour partie gneissifiés et mylonitisés.** Cette formation est représentée par deux entités cartographiques principales : l'intrusion de Languénan peu déformée et l'intrusion de Plouër en partie gneissifiée voire mylonitique. Malgré leur état de déformation contrasté et l'absence d'observations microscopiques

pour l'une d'entre elles (Languénan), ces deux intrusions ont été regroupées au sein d'une même formation du fait de similitudes de faciès et de leur alignement cartographique à peu près N60.

L'intrusion de Languénan affleure dans la partie ouest de la carte. La roche est fortement altérée en surface, aucun affleurement de roche « fraîche » n'a été observé. On reconnaît un assemblage à grain moyen (voire grossier) de feldspath(s), quartz et micas (altérés) mais l'altération poussée n'a pas permis de réaliser de lames minces et de déterminer précisément la minéralogie.

L'intrusion de Plouër-sur-Rance forme une lentille très allongée selon une orientation N60 qui se poursuit très légèrement sur la feuille Saint-Malo. On l'observe particulièrement bien à Port Saint-Hubert. Elle se caractérise par sa grande hétérogénéité de déformation : tantôt gneissifiée à mylonitique (Port Saint-Hubert) elle est parfois grenue et peu déformée. La composition est granitique à granodioritique. On observe localement des enclaves de migmatites à exsudats de quartz qui rappellent les faciès migmatitiques de Saint-Malo, ainsi que des injections locales de pegmatites à tourmaline.

Les intrusions de Languénan – Plouër-sur-Rance recoupent les métasédiments briovériens et développent un métamorphisme de contact qui se caractérise essentiellement par une recristallisation. Ainsi au lieu-dit Trélat (au Nord de Saint-Guinoux), des faciès gréseux cornéifiés par le granite sont exploités dans une carrière pour granulat.

Au microscope, l'intrusion gneissifiée de Plouër est constituée de l'assemblage, quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite avec quelques muscovites et des phases accessoires (zircon, apatite, opaques et monazite).

Géochronologie

En bordure nord de la carte, le granite de Plouër a été daté selon deux méthodes par A. Cocherie (BRGM). À la microsonde ionique « Shrimp » selon la méthode uranium plomb sur zircon, l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ moyen sur neuf analyses est de 541 ± 9 Ma (2σ) interprété comme l'âge de cristallisation des zircons. Dans ce même échantillon, des analyses U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique ont donné un âge moyen à 547 ± 7 Ma (2σ). Dans la limite des erreurs sur les âges, la monazite et le zircon de ce granite ont cristallisé de manière synchrone et le granite s'est mis en place à 545 ± 5 Ma (2σ). Les procédures et données analytiques détaillées sont présentées en annexe de cette notice. Les résultats sont résumés ci-dessous.

Datation U-Pb sur zircons : microsonde ionique SHRIMP (RSES, ANU Canberra)

Treize analyses ont été effectuées sur 13 zircons différents. Les analyses 6.1 et 9.1, montrent une contribution significative en Pb commun ; de plus, l'analyse 6.1 montre une perte évidente de Pb radiogénique (fig. 7). Ces deux analyses ne peuvent être retenues pour le calcul de l'âge moyen. Par ailleurs, les analyses 1.1 et 11.1 donnent des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ significativement plus anciens que la population moyenne. Par contre, l'ensemble des autres analyses sont regroupées très favorablement sur la Concordia (très peu de Pb commun). L'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ moyen sur neuf analyses est de 541 ± 9 Ma (2σ). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation des zircons.

Datation U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique SX 50 (BRGM)

Quatorze grains de zircon ont été sélectionnés pour l'analyse à la microsonde électronique. On observe deux grains représentatifs. Les variations de teneurs en Th et en U sont assez importantes.

Dans la mesure où les défauts, fractures et quelques rares inclusions ont pu être évités, l'ensemble des oxydes analysés donne un total très proche de 100 % : seules quatre analyses (sur 100) ont été écartées à ce stade car n'ayant pas exactement une composition de monazite. Le traitement statistique des 96 analyses restantes met en évidence trois analyses statistiquement aberrantes (465, 619 et 649 Ma) dans la limite des erreurs individuelles (~ 60 -70 Ma). Les 93 analyses restantes permettent d'obtenir une régression linéaire très bien définie dans le diagramme isochrone $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ (fig. 8) malgré une majorité d'analyses particulièrement regroupées. Seules une dizaine d'analyses se distinguent par un rapport Th/U significativement plus élevé. La droite de régression est presque confondue avec l'isochrone théorique à 547 Ma. En d'autres termes, les interceptes avec les axes sont identiques (547 ± 11 et $551 + 68$ -71 Ma). La valeur du MSWD à 1.7 (Wendt et Carl, 1991) est compatible avec l'existence d'une population unique. L'âge moyen est calculé au barycentre des points, là où il est le mieux défini. Un âge moyen à 547 ± 7 Ma (2σ) est ainsi déterminé.

Dans la limite des erreurs sur les âges, la monazite et le zircon de ce granite ont cristallisé de manière synchrone en place à **545 ± 5 Ma** (2σ).

Unité de Saint-Malo

Sur la feuille Dinan, l'unité de Saint-Malo, localisée dans le Nord-Ouest de la carte, comprend essentiellement des migmatites et les gneiss de La Richardais. Si sur la feuille voisine de Saint-Malo, sa limite méridionale est bien marquée

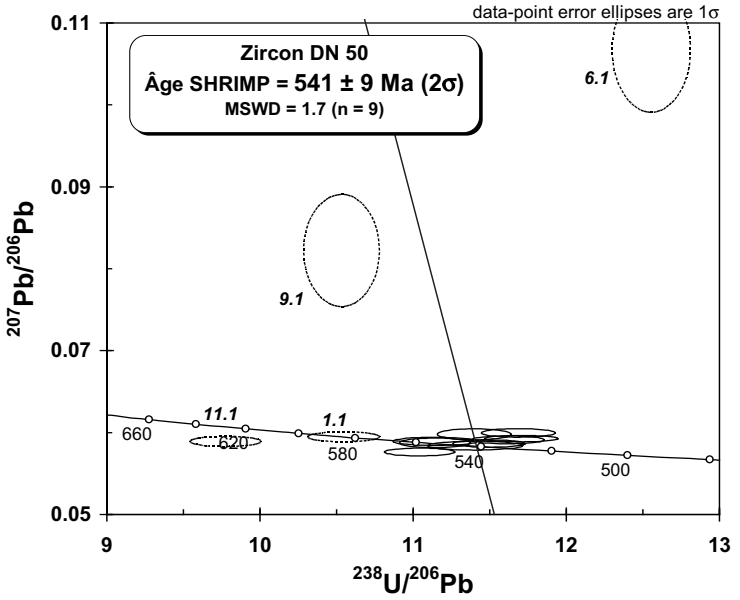


Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour l'ensemble des analyses sur les zircons du granite de Dinan (DN 50)

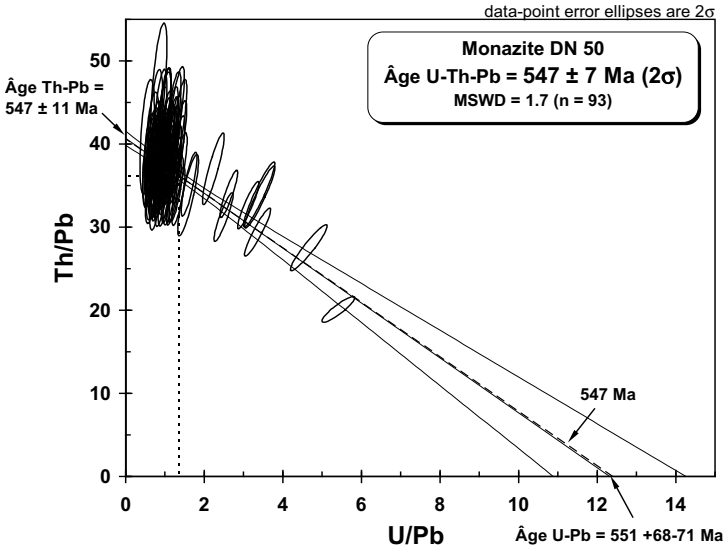


Fig. 8 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$. L'isochrone théorique est représentée en pointillés (547 Ma). Sa pente est ici très proche de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur. Les âges Th-Pb et U-Pb doivent être identiques dans la limite des erreurs, afin d'autoriser le calcul d'un âge moyen. Les hyperboles d'erreur définissent le domaine d'incertitude de part et d'autre de la droite de régression

par la faille ductile de Cancale d'orientation N30-N60 (fig. 2), jalonnée par le granite de Cancale, qui sépare les migmatites des micaschistes de l'unité de Fougères, en revanche sur la feuille de Dinan, cette limite tectonique, d'orientation \sim N45-60, est nettement plus difficile à mettre en évidence en l'absence de saute importante de métamorphisme et de marqueur d'une déformation plus intense au contact entre les gneiss de La Richardais et les micaschistes et paragneiss fins rapportés à l'unité de Fougères.

$\zeta^{\text{bt-sil}}$. **Gneiss de La Richardais.** Les gneiss fins de La Richardais affleurent au Sud-Ouest des migmatites de part et d'autre de la Rance selon une bande d'orientation N30-N40 qui traverse la carte en s'affinant vers le Sud-Ouest et se prolonge sur les feuilles voisines de Lamballe et de Saint-Malo. Ils affleurent particulièrement bien le long de la vallée de la Rance (Le Minihic-sur-Rance, pointe de Quelmer et Saint-Jean-de-Guerets). Dans les terres, les affleurements sont plus rares et souvent altérés.

Il s'agit de gneiss fins massifs de couleur gris sombre dans lesquels s'observent des passées plus fines et plus riches en minéraux phylliteux. Cette alternance d'échelle millimétrique à métrique définit une stratification parallèle à la schistosité (Martin, 1977). Macroscopiquement, ils sont semblables aux gneiss fins que l'on peut observer sporadiquement dans les migmatites M et M ζ . Au Nord de la carte, ils sont constitués d'un assemblage synfolial à quartz + plagioclase + feldspath potassique (microcline) + biotite + sillimanite \pm cordiérite. La muscovite est souvent présente, mais se développe tardivement et est sécante sur la foliation. Au Nord de la carte, ces gneiss sont fréquemment injectés de filonnets quartzo-feldspathiques blancs laiteux, millimétriques à centimétriques souvent plissés et parfois auréolés d'une bordure sombre biotitique. Des intercalations centimétriques à décimétriques de couleur bleu sombre appelées « niveaux calco-silicatés » ont été décrites (Martin, 1977). Connues également dans les migmatites, elles apparaissent sous forme de lentilles boudinées, parallèles à la foliation. Ces gneiss sont injectés de veines granitiques ou pegmatitiques tantôt parallèles tantôt sécantes sur la foliation.

Ces gneiss fins sont en contact avec les migmatites de Saint-Malo mais cette limite est progressive. Sur la feuille Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2009), on peut observer, de part et d'autre de la Rance, sur de mêmes affleurements, des alternances métriques à décimétriques de gneiss fins et de migmatites franches. Cette progressivité observée de longue date (Cogné, 1962 ; Martin, 1977) a fait naître l'idée que les migmatites étaient issues de la fusion partielle des gneiss. Sur la carte de Dinan, cette alternance n'a pas été mise en évidence sur affleurement mais en pierres volantes, on note côte à côte la présence de ces deux faciès.

Pétrographie des gneiss fins. L'étude détaillée effectuée par H. Martin (1977) est corroborée par nos propres observations au microscope. Les gneiss

présentent une texture granoblastique à grano-lépidoblastique selon la richesse en éléments phylliteux. La paragenèse synfoliale comprend quartz + plagioclase (oligoclase) + feldspath potassique (microcline) + biotite brune + sillimanite ± cordiérite. La muscovite est omniprésente mais elle se développe tardivement aux dépens de la biotite et de la sillimanite. Cette dernière est le plus souvent blindée au cœur de grands blastes de muscovites mais préservent l'orientation de la foliation. Les phases accessoires sont le zircon, l'apatite, la tourmaline, le rutile. P.-A. Darlet *et al.* (1990) décrivent également de la pyrite, du rutile et du sphène.

Structures. Les gneiss de La Richardais sont toujours déformés. La foliation soulignée en particulier par les biotites apparaît parallèle à la stratification marquée par l'alternance de niveaux plus ou moins phylliteux. La foliation est d'orientation variable (N60 à N110) et souvent fortement pentée. Ces gneiss sont fréquemment microplissés.

Géochimie des gneiss. Le long de la vallée de la Rance, les gneiss ont été étudiés en détail par H. Martin (1977) puis P.-A. Darlet *et al.* (1990). Selon le premier auteur, les gneiss formaient à l'origine une série sédimentaire grauwackeuse, riche en alumine. Selon P.-A. Darlet *et al.* (1999), les métasédiments sont peu différenciés (SiO_2 : 60 à 73 %). Ils se caractérisent par des concentrations en $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ assez élevées et par des teneurs en alcalins comprises entre 5 et 8 % avec un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ proche de 1. La teneur en CaO est faible (0,83 %), les valeurs pouvant cependant dépasser 1,5 %. Ces résultats indiquent que les métasédiments correspondent probablement à d'anciens shales et wackes. Selon ces mêmes auteurs, ces sédiments dérivent de zones-sources à composition dominante acide et se sont mis en place dans un contexte actif de type marge ou arc continental. Ces travaux ont récemment été complétés par J. Milord *et al.* (2001) qui concluent comme M.-P. Dabard (1997) que ces métagreywackes dérivent de l'érosion d'un arc volcanique.

Âge. L'âge de cette formation réputée briovérienne n'est pas connue précisément. Elle est considérée être l'équivalent de la Formation de Lamballe recoupée dans la région de Saint-Brieuc par les granitoïdes de Ploufragan datés à 533 ± 12 Ma (Hébert *et al.*, 1993). De même, si l'on admet qu'elle constitue le matériel dont sont issues les migmatites, celles-ci sont antérieures au granite d'anatexie daté à 540 Ma (Peucat, 1986).

M. Migmatites rubanées. M ζ . Migmatites indifférenciées à reliques de gneiss fins. Les migmatites sont des roches quartzofeldspathiques à dominante acide fortement métamorphiques, issues de la fusion partielle de gneiss et de micaschistes. À l'échelle de l'échantillon et de l'affleurement, elles présentent des textures variées soulignées en particulier par l'alternance (lamellaire ou en tâche) de niveaux sombres biotitiques (mélanosomes) et de niveaux clairs quartzo-feldspathiques (leucosomes).

Les migmatites de la région de Saint-Malo se caractérisent par leur très grande hétérogénéité. Indépendamment de leur degré de fusion, les migmatites sont classifiées selon leur aspect macroscopique (Menhert, 1968). Sur la carte de Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2010), quatre lithologies ont été identifiées : les métatexites, les diatexites, les granites d'anatexie et les migmatites gneissiques. Ces différentes lithologies présentent une minéralogie similaire et sont constituées de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite, de muscovite et dans une moindre mesure de sillimanite et de cordiérite. Leur distinction relève de leur aspect macroscopique. Les métatexites sont constituées d'une alternance de mésosomes correspondant à des gneiss fins de couleur grise représentant la roche parente non fondue, et de leucosomes formés de niveaux millimétriques à centimétriques blancs quartzofeldspathiques auréolés de niveaux sombres riches en biotite (le mélanosome) ; leucosome et mélanosome forment le néosome. Les diatexites se caractérisent par l'absence ou la rareté des gneiss fins gris qui n'apparaissent que sous forme de petites enclaves (Martin, 1977). Les diatexites, les plus communes sur la carte, possèdent un rubanement régulier caractérisé par l'alternance de leucosomes et de mélanosomes. La foliation est parallèle à ce rubanement. Les granites d'anatexie sont des roches grenues homogènes, relativement claires dans lesquelles on peut encore observer quelques passées centimétriques plus sombres biotitiques à contours diffus. Enfin, les migmatites gneissiques sont des roches présentant des caractéristiques de migmatites (présence de leucosomes, mélanosomes) mais qui ont subi postérieurement à la fusion partielle une déformation/gneissification qui leur confère généralement un aspect ocellé : les leucosomes apparaissent étirés, boudinés dans la foliation soulignée par l'alignement de lits de micas noirs.

Sur la feuille de Dinan, seuls ont été observés les migmatites de type diatexites rubanées, quelques faciès granitiques dits d'anatexie et des migmatites et/ou migmatites gneissiques indifférenciées.

Les **migmatites rubanées** affleurent sur un territoire restreint à l'extrémité nord-ouest de la feuille dans le secteur de Ploubalay. Dans les terres, les affleurements sont peu nombreux et de mauvaise qualité. Les migmatites sont fréquemment altérées en une arène grossière « granitique ». Il s'agit de roches quartzofeldspathiques présentant une alternance millimétrique à centimétrique de lits biotitiques sombres (mélanosomes) et de lits quartzofeldspathiques clairs (leucosomes) qui leur confère un aspect rubané. À l'échelle de l'affleurement, on peut également distinguer des faciès grenus plus homogènes correspondant à des granites d'anatexie. L'absence de gneiss fins (représentant la roche initiale) bordés d'un liseré biotitique et le rubanement observé suggèrent que ces migmatites sont des migmatites de type diatexite selon la définition de K.-R. Menhert (1968).

Au Sud, des migmatites rubanées sont regroupées dans un même ensemble de **migmatites indifférenciées à reliques de gneiss fins** (M₃). À l'échelle de l'affleurement et de pierres volantes, on note la présence de migmatites rubanées, de gneiss fins et de migmatites gneissiques. Le passage entre migmatites rubanées et migmatites à reliques de gneiss fins est progressif.

Caractéristiques microscopiques des migmatites. Les migmatites rubanées et les migmatites indifférenciées présentent une minéralogie semblable à quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite ± sillimanite ou ± cordiérite à laquelle s'ajoutent les phases accessoires : zircon, monazite, apatite, tourmaline et minéraux opaques. Cependant, le feldspath potassique est parfois absent. La muscovite est fréquemment observée sous forme des grands blastes souvent sécants sur la foliation et renfermant des sillimanites (Martin, 1977). Cependant, selon le type de migmatite (diatexite, métatexite, granite) et selon l'endroit dans la roche (mélanosome ou leucosome), la proportion modale de ces phases et la texture observée (granoblastique pour les leucosomes et lépidoblastiques pour les mélanosomes), varient.

Métamorphisme. Depuis les travaux de J. Cogné (1962), tous les auteurs s'accordent à dire que ces roches sont issues de la fusion partielle des gneiss de La Richardais (Jeannette, 1972 ; Brun, 1977 ; Brown, 1979 ; Martin, 1977 ; 1980 ; Weber, 1985 ; Brown *et al.*, 1990 ; Brown et D'Lemos, 1991 ; Milord et Sawyer, 2001). Le gradient de fusion partielle croissant du Sud au Nord est attesté par les assemblages minéralogiques et par la zonéographie des faciès migmatitiques (*cf.* § « Évolution tectono-métamorphique »). Sur l'ensemble du massif de Saint-Malo (cartes de Saint-Malo et de Dinan), les roches présentent des assemblages minéralogiques semblables : elles ont toutes subi une fusion à des degrés divers générant, à température croissante, métatexites, diatexites et granites. La zonéographie des faciès métamorphiques nous permet de confirmer l'existence de ce gradient. Les conditions métamorphiques lors de la fusion sont de l'ordre de 3-4 kbar et 700 °C (Martin, 1977).

Structures. Les migmatites sont déformées. Elles présentent une orientation planaire (foliation soulignée par les micas) parallèle au rubanement et selon laquelle la roche se débite facilement. On observe fréquemment des plis et microplis soulignés par le rubanement (alternance des leucosomes et mélanosomes). En revanche, dans les granites d'anatexie, la foliation est plus discrète. Cette déformation intervient lors de la fusion partielle. Cependant, localement, une seconde déformation associée à la cristallisation de muscovite secondaire est observée. À l'échelle cartographique (cartes de Saint-Malo et de Dinan), les foliations dessinent un dôme d'orientation N60 (Jeannette, 1972 ; Brun et Martin, 1978) limité au Sud par l'accident ductile senestre de Cancale, qui le sépare des métasédiments briovériens et le long duquel s'injecte le granite syntectonique de Cancale sur la feuille Saint-Malo (Brun et Balé, 1990 ; Treloar et Strachan, 1990 ; Le Goff *et al.*, 2010). Cette faille est reprise ultérieurement

dans des conditions métamorphiques moindres (conditions fragiles) et bréchifie les migmatites et micaschistes.

Géochimie. Les migmatites ont fait l'objet de nombreuses études géochimiques. Selon H. Martin (1977) et M. Brown (1979), cette série sédimentaire est constituée de grauwackes alumineuses à composition semi-pélimitique à psammitique, les niveaux calco-silicatés correspondant à des grauwackes calcareuses. Sur la base de leur signature pétrographique et géochimique, P.-A. Darlet *et al.* (1990) en font un équivalent latéral de sédiments protérozoïques de Binic en baie de Saint-Brieuc, considérés s'être déposés dans un environnement de marge active (Dabard, 1983). Des travaux géochimiques récents (Milord *et al.*, 2001) effectués à la fois sur les gneiss de La Richardais et les migmatites ont montré que les diagrammes de Harker (SiO_2 versus Al_2O_3 , K_2O , $\text{FeO} + \text{MgO}$, Zr, CaO et TiO_2) et les diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif, se chevauchent suggérant ainsi que la fusion partielle s'opéra essentiellement en milieu fermé. Selon ces mêmes auteurs, les analyses géochimiques (éléments traces, majeurs, Terres Rares) montrent une étroite corrélation entre gneiss de La Richardais - diatexites mésocrates, diatexites mélanocrates - schlierens biotitiques, diatexites leucocrates - leucosomes - granites d'anatexie - pegmatites confirmant le caractère graduel du métamorphisme entre gneiss, migmatites et granites et proposent un modèle de fusion partielle (*cf.* § « Conditions de formations des entités géologiques »).

Âge. L'âge du métamorphisme migmatitique a été établi par J.-J. Peucat (1986) aux alentours de 540 Ma en utilisant plusieurs méthodes radiométriques, non pas sur les migmatites elles-mêmes mais sur des granites anatectiques issus de la fusion partielle.

Υ. Granite (de la ville Hingart). Le granite de la ville Hingart fréquemment altéré, affleure au Sud de Ploubalay à cheval entre les migmatites rubanées et les gneiss à passées migmatitiques. Il pourrait correspondre à un granite d'anatexie associé aux migmatites. C'est un faciès leucocrate à biotite, grenu tantôt homogène tantôt légèrement déformé. Il se distingue des migmatites et des gneiss par son caractère homogène et sa granulométrie. Il apparaît intrusif dans ces deux formations mais est affecté localement par une déformation peu pénétrative. Il est localement injecté de filons aplitiques. En raison de la forte altération des affleurements, il n'a pas été possible d'observer ce granite au microscope.

PALÉOZOÏQUE

Roches plutoniques

Υ³. Granite de Bobital. Ce massif granitique de dimensions modestes affleure dans le Sud-Ouest de la feuille Dinan et se prolonge sur les feuilles voisines de

Lamballe, Broons et Caulnes. Les affleurements sont relativement nombreux, surtout dans le secteur de Dinan, mais ils sont toujours altérés à des degrés divers et les meilleurs affleurements sont observés sur les talus dans ou à proximité de Dinan, sous forme d'une roche altérée mais encore cohérente bien que légèrement friable et se débitant assez facilement : des fractures subhorizontales sont fréquemment observées et indiquent qu'on se situe dans l'horizon fissuré du profil d'altération (fig. 9). À l'Ouest de Dinan, la morphologie plus plane laisse apparaître des talus bas constitués d'arène grossière que l'on retrouve dans les labours. On se situe plus haut dans le profil (isaltérites), au sommet ou au-dessus de l'horizon fissuré (*cf.* § « Formations superficielles »).

Le granite est généralement de teinte claire à parfois très claire (leucocrate) et de texture grenue à grenue porphyroïde : il présente un grain moyen à légèrement grossier (diamètre moyen des grains de quelques millimètres...) et des phénocristaux pluricentimétriques de feldspath potassique sont visibles de place en place mais rarement abondants sauf très localement. Nous n'avons pas pu cartographier une zonéographie de faciès comme cela a pu être fait sur la feuille Broons (Régnauld *et al.*, 1983).

La minéralogie du granite est faite principalement d'un assemblage de feldspath potassique (microcline et orthose), de plagioclase abondant, de quartz, de biotite peu ou irrégulièrement chloritisée et de muscovite généralement présente mais en proportion moindre que la biotite. De rares cristaux d'apatite ou de tourmaline sont irrégulièrement observés en tant que minéraux accessoires.

Le feldspath potassique régulièrement présent forme également les éventuels phénocristaux (pœcilitiques), le plagioclase se présente en lattes trapues ou un peu allongées, zonées et pour partie séricitisées (surtout au cœur et soulignant alors la zonation), le quartz est en cristaux non allongés et peu déformés (extinction onduleuse modérée, localement un peu de restauration), la biotite, est de teinte brun rougeâtre lorsqu'elle n'est pas chloritisée, et renferme des grains de zircons mis en évidence par les auréoles radioactives caractéristiques. De fréquents bourgeons de myrmékite ont été décrits à la limite de microclines et de plagioclases.

Un âge à $310 \pm 5-10$ Ma a été obtenu pour le granite de Bobital par la méthode Rb-Sr sur biotite (Leutwein, 1968). Il a été recalculé récemment à $300 \pm 5-10$. Par ailleurs, un âge de fermeture à $307,4 \pm 0,9$ Ma a été obtenu par Ar/Ar sur muscovites (Dallmeyer *et al.*, 1993). Ces âges permettent de rapporter la mise en place du granite au Carbonifère supérieur, même si une datation plus précise de cette mise en place reste à établir.

Une analyse chimique sur roche totale a été effectuée sur un échantillon (EE3387) du granite de Bobital. La roche analysée est très acide ($\text{SiO}_2 =$

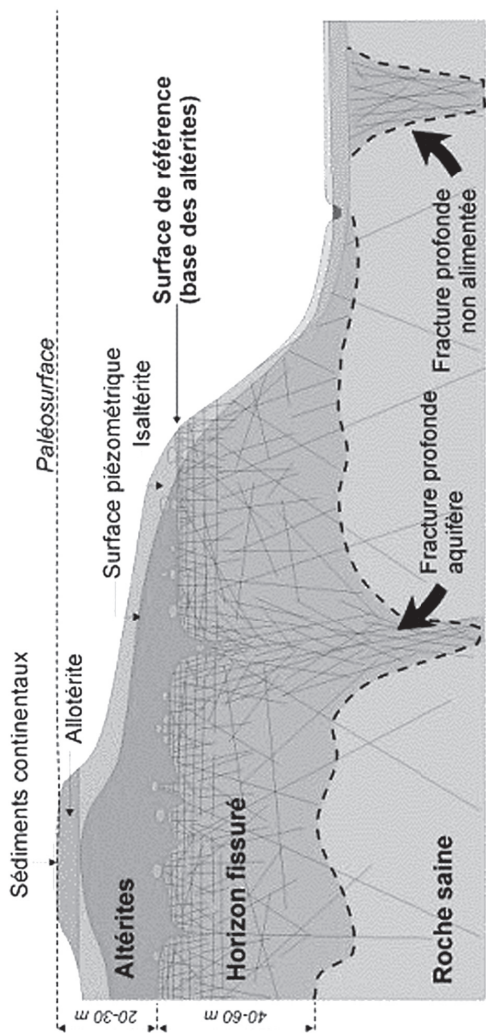


Fig. 9 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns, 1998 ; Wyns et al., 2004)

74,4 %), pauvre en alumine ($Al_2O_3 = 13,7$) et nettement potassique ($K_2O = 4,55$ %). Elle se localise dans le champ des granites du diagramme P-Q.

Comme les granitoïdes mancelliens décrits plus haut, elle est fortement peralumineuse, avec un indice d'aluminosité égal à 1,14 suggérant une origine crustale.

Ses teneurs en éléments traces se placent dans les gammes communes de granitoïdes de signature « orogénique », caractérisés par des rapports Th/Ta (~ 28) et La/Nb (~ 4) élevés. Ces rapports la distinguent néanmoins des leucogranites alumineux communs dont la faible température détermine une faible solubilité des minéraux accessoires (monazite, zircon), d'où un « effondrement » caractéristique des teneurs en Th et Terres Rares légères entraînant de faibles rapports Th/Ta et La/Nb.

Le spectre de Terres Rares normalisées aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) (fig. 4) est bien distinct de ceux des granitoïdes mancelliens. Il est régulièrement décroissant, avec un fort enrichissement en Terres Rares légères, un fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes et une faible anomalie négative en Eu.

Filons

dβ. Dolérites. Comme dans l'ensemble du Nord du Massif armoricain, de nombreux filons de dolérite recoupent le substratum cadomien de la feuille Dinan mais sont antérieurs au granite varisque de Bobital. Tous ne sont pas représentés soit parce qu'il s'agit de filons mineurs peu épais ou marqués par quelques volantes éparses ; soit parce qu'ils n'ont pas été observés à l'affleurement du fait de l'urbanisation ou de la présence d'un important couvert végétal. Ces filons se localisent préférentiellement dans le Nord-Ouest et le Sud-Est de la carte. Il s'agit d'une roche sombre (noire à vert sombre) à grain fin à moyen généralement plus résistantes à l'altération que la roche encaissante : les filons sont souvent bien visibles dans les talus découverts mais leur présence est également mise en évidence par des « pierres volantes » dans les champs. On observe également de gros blocs arrondis pluridécimétriques à métriques mais il n'est pas rare que ceux-ci aient été déplacés par l'Homme à des fins d'aménagement et de décoration. Les filons observés en talus montrent des épontes très pentées à verticales (il s'agit de « dykes »).

Sur les cartes anciennes à 1/80 000 du Nord de la Bretagne, les dolérites forment des filons subméridiens abondants et de grande longueur, plurikilométrique à décakilométrique. Pour notre part, ne les ayant généralement observés que ponctuellement ou sur de courtes distances, nous les avons représentés sous forme de filons courts avec le parti pris de ne pas extrapoler leur

longueur et de ne pas tenter de joindre des affleurements séparés par une longue distance. Nous considérons que la longueur et la continuité des filons de dolérites ont été fortement exagérées et interprétées sur les anciennes coupures à 1/80 000. Tous ces filons n'ont pas été retrouvés sur le terrain même ponctuellement. Au final, il est clair que de nombreux filons de dolérites n'ont pas été représentés sur la carte.

Les filons qui ont pu être un peu suivis cartographiquement (sur une distance d'ordre décamétrique à hectométrique) et des mesures ponctuelles aux épontes confirment l'orientation subméridienne des filons (N0-20 principalement). Des orientations extrêmes de N155 et N30 sont reportées. Mais pour un certain nombre de filons, l'orientation cartographique est imprécise et déduite de l'orientation de filons voisins.

La roche, à texture intergranulaire à subophitique équante, est composée d'un assemblage de lattes de plagioclase (labrador) et de cristaux trapus de pyroxènes (augite) altéré en amphibole et épidote ; les oxydes ferro-titanés sont omniprésents, mais le quartz et la biotite sont rares. Y. Lahaye *et al.* (1995) avaient noté la présence exceptionnelle d'olivine et de pigeonite (En60).

Quelques analyses géochimiques ont été effectuées sur les dolérites de la région de Saint-Malo (Lahaye *et al.*, 1995). Reportées dans les diagrammes (Th-Ta)_N vs (Tb/Ta)_N, ces analyses se classent en grande majorité dans le champ des basaltes intraplaques alcalins à transitionnels mais quelques mesures s'échelonnent jusqu'au champ des tholéiites continentales et rejoignent ainsi les dolérites de la feuille Saint-Brieuc à signature de tholéiites continentales (Égal *et al.*, 2005). Les dolérites de la feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal *et al.*, 1996a) se distinguent par une composition plus proche des basaltes de type E-MORB (*cf.* notice de la carte).

Dans certains secteurs du Massif armoricain, les filons doléritiques recourent des formations ordoviciennes (cap Fréhel...). En revanche, ils ne recourent jamais les granitoïdes du Carbonifère supérieur tel que le granite de Bobital – Dinan. Localement, on peut même observer des apophyses des granites qui recourent les filons de dolérite (Égal *et al.*, 1999). Les observations de terrain indiquent donc une mise en place des filons entre l'Ordovicien et le Carbonifère supérieur. Plus précisément, un âge à 330 ± 10 Ma a été obtenu sur des dolérites de la région de Saint-Malo par une datation K/Ar sur roche totale confirmée par des mesures paléomagnétiques (Perroud *et al.*, 1986).

L_μγ. Microleucogranites. Deux de ces filons sont reportés sur la feuille Dinan, en rive droite de la Rance. Ils affleurent sous forme de quelques petits pointements. En particulier, en rive au Nord de Saint-Suliac, au niveau de la pointe de Garel, ils forment un éperon rocheux. Ces filons granitiques clairs

(leucocrates) ne sont pas déformés. Leur orientation apparaît parallèle à l'orientation cartographique SW-NE environnante.

Q. Quartz. Deux familles de filons de quartz blanc d'orientation et de longueur contrastées sont cartographiées sur la feuille Dinan. Une première famille comprend des filons courts (longueur hectométrique jusqu'à 500 m) et d'orientation subméridienne sont principalement localisés dans l'WSW de la carte : ils recoupent les métasédiments briovériens et localement le granite de Bobital. Un filon de même orientation et de longueur quasi kilométrique recoupe la granodiorite de Lanhélin à Saint-Pierre-de-Plesguen. La seconde famille, localisée dans le centre nord-ouest de la carte, est constituée de filons de longueur souvent plurikilométrique et d'orientation WSW-ENE à SW-NE. Le plus remarquable et le plus long de ces filons affleure de part et d'autre de la Rance au Sud-Est de Langrolay-sur-Rance et engendre une zone en relief bien marquée.

FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

Introduction

Le terme de « formations superficielles » désigne un ensemble de formations de natures et d'origines très différentes et ne se limite pas aux dépôts géologiques quaternaires. Il correspond au terme de « régolithe » pour un certain nombre d'auteurs et englobe d'une part des sédiments de surface principalement continentaux ou littoraux (régolithe allochtone ou parfois subautochtone) et les altérites (régolithe autochtone).

Les formations superficielles 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 six ensembles :

- *les formations résiduelles*, regroupent les altérites autochtones *s.l.*, meubles ou indurées ainsi que des dépôts remaniés dont l'origine est mal connue ;
- *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 glaciaires 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* 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 lacustres* correspondent ici aux sédiments déposés dans des barrages sur les cours d'eau ;

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

– les *dépôts marins et estuariens* caractérisés par l'éloignement de sources d'origines continentale et marine ou strictement marine. Les particules sédimentaires terrigènes sont dominées par la silice et les silicates, tandis que les apports marins se distinguent par leur usure et la présence de carbonates. Sur les rivages, la taille des sédiments se répartit en fonction des conditions hydrodynamiques. Les estuaires et les fonds de baie abrités correspondent à l'accumulation de sables fins et de particules argileuses ;

– les *dépôts anthropiques* correspondant à l'ensemble des matériaux minéraux directement remaniés par l'homme.

Comme c'est habituellement le cas sur l'ensemble du territoire français, le recouvrement en formations superficielles est plus développé que ce qui est représenté sur la carte car le report de l'intégralité des formations superficielles nuirait considérablement à une bonne clarté de la carte en ce qui concerne les formations de socle.

Formations résiduelles

Le profil d'altération : altérites et zone fissurée

Le texte ci-dessous est repris pour l'essentiel des notices des feuilles de Lamballe et Saint-Brieuc (rédaction par E. Thomas).

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 ».

L'apparition de formations siliceuses (silcrètes), interprétées comme des lambeaux de paléosurfaces continentales, localement préservées, est caractéristique de climat « hydrolysant », en milieu essentiellement acide. L'accumulation de ces formations siliceuses, consécutivement à l'altération, souligne une mobilisation lente de la silice, un drainage relativement limité, et par conséquent une accumulation de silice dans un contexte tectonique relativement stable (Meyer, 1987).

Les formations latéritiques constituant de véritables surfaces repères (Thiry, 1999), stratigraphiquement calées, peuvent devenir de bons indicateurs de mouvements verticaux.

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 rarement conservées, on associe les formations cuirassées sommitales (silcrètes, ferricrètes) (fig. 9).

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 les migmatites de Saint-Malo dans les domaines de métatexites par exemple, à plus de 20 ou 30 m dans ces mêmes migmatites, notamment lorsqu'elles sont constituées d'anatexites. 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 - biotite - 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 Bobital ou les migmatites de Saint-Malo, est beaucoup plus difficile à caractériser dans les domaines métasédimentaires (Briovérien) et métavolcaniques, notamment en raison de la fragmentation importante de la zone généralement observable.

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

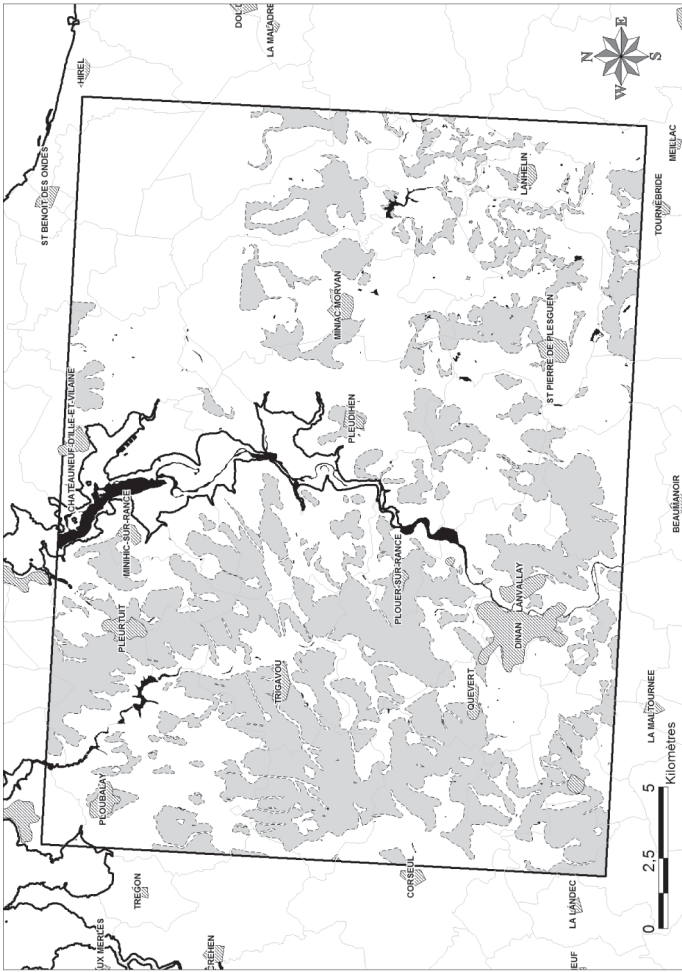


Fig. 10 - Répartition des altérites sur la feuille DINAN (le trait noir correspond au trait de côte Histollit (SHOM-IGN), en noir les lits majeurs, en gris les altérites)

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 Dinan ; de par la multitude de formations géologiques, toutes ne seront pas abordées ici. En règle générale, les filons doléritiques ou pegmatitiques sont moins altérés que leur encaissant ou subsistent sous forme de boules (dolérites), parfois de grande dimension ; c'est une des façons, lors des levés, de les mettre clairement en évidence.

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.

Altérites de la feuille Dinan

Sur la feuille Dinan, les isaltérites et les allotérites ont été regroupées au sein d'un même ensemble d'altérites au sens large (ou indéterminées) qui se définissent par leur caractère plus ou moins meuble. Cependant, il existe des secteurs de la feuille où les allotérites sont largement préservées. Sous les altérites, la zone fissurée n'a pas été cartographiée en tant que telle comme c'est le cas sur la plupart des cartes même récentes. La base des altérites est régulièrement observée et altimétriquement calée. Leur toit est observé localement et altimétriquement contraint dans deux secteurs bien distincts riches en silcrètes et ferricrètes (eS) : le premier au Sud-Est de la feuille (lieux-dits le Plessis-Margat et le Ferdru) sur environ 5 km², le second au niveau du château d'eau de Saint-Hélen (et au Nord de celui-ci), au lieu-dit le Bois du Rocher.

Les altérites au sens large ont été représentées sur la carte (fig. 10) à partir d'une épaisseur minimale de 1 m. La limite de l'enveloppe des altérites correspond à leur interface avec l'horizon fissuré (fig. 9). Cette limite peut être graduelle et parfois difficile à localiser précisément ; concrètement, nous avons fait figurer les formations nettement meubles dans la catégorie des altérites (argiles, limons d'altération et arènes) et regrouper les arènes plus « consolidées » (avec des blocs préservés de roche saine) avec la roche mère peu altérée (zone fissurée et roche saine).

NB : Les altérites sont représentées sur la carte par une teinte atténuée de la formation d'origine et indiquées par un \mathcal{A} qui précède la notation de la formation d'origine.

Les travaux de terrassement, lors de l'ouverture de nouveaux axes routiers (Chevassu, 1976) ont montré que le front d'altération, même en l'absence de zones de broyage, est rarement régulier dans les granites ou les gneiss. Toutes les transitions sont possibles entre la roche cohérente et les altérites argileuses. Dans le détail, l'hétérogénéité de l'altération est difficilement prévisible à partir des indices de surface et des profils sismiques. On peut passer brutalement d'une zone rocheuse à une zone argilisée et les boules de granite présentes en surface, reposent parfois sur une dizaine de mètres d'arènes meubles. La géométrie du front des altérites dans les zones de plateau est le plus souvent imprévisible et fréquemment indépendante de la topographie. Au voisinage de failles, parfois associées à des filons de quartz, les argiles profondes semblent correspondre à un événement précoce d'origine hydrothermale qui a créé par la suite un milieu favorable au développement de l'altération météorique (sondages de Quévert et de la dépression du Drouet, entre Ploubalay et Trégon).

Nous ne décrivons ici que les altérations typiques observables sur la feuille Dinan. En règle générale, les filons doléritiques ou pegmatitiques sont moins altérés que leur encaissant ou subsistent sous forme de boules (dolérites) ou de reliefs, parfois importants.

AbF. Grès et schistes micacés. Les altérites sablo-argileuses que l'on rencontre sur les grès et schistes micacés sont riches en paillettes de phyllosilicates, ce qui leur donne des reflets irisés caractéristiques. Dans nombre de cas, il s'agit essentiellement d'une arène à grain fin à très fin (limon d'altération) dans des teintes brun orangé, où la fraction argileuse ne devient dominante que dans les parties les plus développées du profil.

Au Nord de Dinan et Quévert, dans le secteur du « Bois du Parc de l'Avaugour », le sommet de la zone fissurée apparaît, à l'Ouest, à une altitude de 80 m NGF alors qu'à l'Est, il se situe à une altitude de 60 m NGF. Il semble que la base du profil d'altération (niveau repère), soit décalée approximativement de 10/15 m et qu'ainsi le secteur du Bois du Parc de l'Avaugour soit composé d'allotérites effondrées, préservées à la faveur d'un accident N140/150.

AbFKS. Cornéennes et schistes tachetés (à andalousite et/ou cordiérite). Les cornéennes et les schistes tachetés forment une bande (auréole) d'à peu près deux kilomètres de largeur autour de la granodiorite de Lanhelin.

Sur cette auréole, les roches d'altération sont essentiellement des isaltérites, notamment au Nord de la granodiorite, hormis les crêtes d'interfluves des bassins versants actuels tels que ceux du Meleuc, du Biez Jean ou encore du ruisseau du Tertre Guy, où les altérites peuvent localement être allotéritiques à des altitudes de 40 m maximum, avec des compositions silto-argileuses. Au Sud de la granodiorite, la partie allotéritique est soulignée par la présence d'argiles bariolées, blanches à verdâtres et soyeuses. La minéralogie argileuse dominante

est la kaolinite comme l'atteste une analyse par diffractométrie X, réalisée dans le cadre de la cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux du département de l'Ille-et-Vilaine (Schroetter *et al.*, 2010), donnant : 15 % d'illite, 85 % de kaolinite et des traces de quartz.

Au Nord de la granodiorite, la base des altérites apparaît à 35 m d'altitude NGF à proximité de l'intrusion granitique pour descendre progressivement à 15 m d'altitude NGF près du marais de Dol-de-Bretagne. En revanche au Sud de la granodiorite, la base des altérites se situe à une altitude de 80 m NGF proche du granite pour redescendre progressivement à 50 m d'altitude NGF quand on s'éloigne de l'intrusion granitique.

NY⁴. Granodiorite à biotite de Lanhélin. La cartographie entre les parties « saines » et les parties altérées de la granodiorite de Bonnemain-Lanhélin est complexe et c'est sur cette formation que l'on trouve la plus grande variété de faciès d'altération et de niveaux repères (à 50, 65/70 et 90/100 m NGF d'altitude).

Le domaine « sain » de la granodiorite apparaît parmi des arènes granitiques plus ou moins argileuses de couleur orangée, sous la forme de dômes résistants ou de tors sur lesquels les exploitations granitières sont implantées : « Rochers ».

L'analyse de ces isaltérites et de leur fraction argileuse sur le massif de Fougères (Estéoule-Choux, 1967) montre qu'elles sont composées à 50 % de quartz et que l'argile principale est la kaolinite sous la forme de grandes plaquettes hexagonales.

La base des altérites se situe localement à l'altitude de 50 m NGF mais, latéralement, à la cote 65-70 m, on repasse dans le domaine fissuré. L'intervalle altéré entre 55 et 65/70m, n'a donc pas de valeur générale et correspond vraisemblablement à un talus de raccordement avec une autre surface basale d'altération.

Deux secteurs présentent un profil d'altération à faciès allotéritiques en position haute : au Nord de Saint-Pierre-de-Plesguen et au Sud-Est de Lanhélin.

Au Nord de Saint-Pierre-de-Plesguen, le profil d'altération montre des argiles de couleur blanche avec parfois des tâches ocre-rouille et de petits éléments ferrugineux. Le sommet de ce profil atteint ici environ 70 m d'altitude. Les petits éléments ferrugineux pourraient constituer les résidus d'une ancienne cuirasse ferrugineuse (ferricrètes) comme l'attestent les nombreuses scories retrouvées sur le territoire de la feuille et analysées par J.-J. Chauvel et J.-B. Vivet (2001).

Le second secteur argileux, au Sud-Est de Lanhélin (secteur sud-est de la feuille, depuis le lieu-dit du « Plessis-Margat » et jusqu'au lieu-dit « Ferdu »),

présente clairement un profil préservant des allotérites avec là aussi présence d'éléments ferrugineux au sommet. Les argiles sont de couleur grise à ocre, avec des tâches d'hydromorphie. Un échantillon a été prélevé et analysé par diffractométrie X, afin de déterminer la nature des minéraux argileux. Cet échantillon (XL2E : 293 071,5 ; YL2E : 2 390 269,2) est composé de 64 % de minéraux gonflants de type smectite, 27 % de kaolinite, 6 % de chlorite, 3 % d'illite et avec comme minéral accessoire le quartz (Schroetter *et al.*, 2010). Sur ce second secteur, on retrouve un nombre important d'éléments siliceux de type « silcrètes », de la taille du galet jusqu'au bloc de plusieurs mètres cubes décrits par ailleurs. Ces éléments sont soit des « grès ladères », soit des micro-conglomérats et conglomérats à éléments de quartz et à matrice siliceuse. Le sommet du profil d'altération se situe à des altitudes NGF de 75 m en moyenne.

$\mathcal{N}\gamma^{3-4}$. **Intrusions de Languénan et de Plouër-sur-Rance : granitoïdes pour partie gneissifiés et mylonitisés.** Les altérites correspondent ici essentiellement à des arènes. En ce qui concerne l'intrusion de Languénan entièrement altérée en surface, l'affleurement le plus « rocheux » est présent dans le village du même nom, au niveau de l'intersection entre les routes départementales n° 28 et n° 44. Le granitoïde est entièrement altéré, mais les arènes ont assez de résistance pour soutenir les talus abrupts. La zone fissurée pourrait se situer à 5 à 10 m plus bas, en profondeur, soit entre 95 et 100 m d'altitude (NGF).

$\mathcal{M}\zeta$. **Migmatites indifférenciées à reliques de gneiss fins.**
 ζ^{bt-sil} . **Gneiss de La Richardais.** $\mathcal{N}\gamma$. **Granite (de la Ville Hingart).**
L'altération des formations géologiques plus ou moins métamorphiques (migmatites *s.l.*, et gneiss) de l'unité de Saint-Malo, peuvent être regroupées dans un ensemble commun car les faciès de roches d'altération sont assez similaires (Estéoule-Choux, 1967).

On observe pour ces formations, des arènes sablo-limoneuses micacées plus grenues et grossières en base de profil devenant plus fines et plus limoneuses vers le sommet. Localement sur les crêtes d'interfluve des bassins Rance-Frémur et Frémur-Arguenon, les profils d'altération exposent des allotérites composées d'argiles kaoliniques blanches et tachetées de rouille-ocre. La différence observée en comparaison avec les arènes issues des roches granitiques, est une plus grande richesse en phyllosilicates de la roche originelle ce qui rendrait la roche altérée plus argileuse et donc plus collante. La montmorillonite, associée à la kaolinite et à la rectorite qui est un minéral argileux interstratifié composé de smectite et de mica, est également présente (Estéoule-Choux, 1967).

L'anisotropie tectonique de ces formations peut entraîner le développement de l'altération le long de discontinuités tectoniques. Ceci s'observe préférentiellement en bord de mer ou en bord de Rance où il est possible de voir le développement de petites cavités après lessivage des particules fines.

À proximité du village de Pleslin, mais aussi dans le talus de la nouvelle route qui dessert le village de Pleurtuit (RD266), les analyses par diffractométrie X montrent des argiles de la famille de la kaolinite, en grandes plaquettes hexagonales, accompagnés de tubes d'halloysite (Estéoule-Choux, 1967). Plus au Nord, à 3 km de Pleslin, les analyses d'une formation fine d'altération gris-jaune, révèlent qu'elle est composée essentiellement de mica et quartz.

Les essais au bleu de méthylène (V_{BS}) réalisés lors des études géotechniques pour la construction de la RD266, afin de déterminer le niveau d'argilosité des formations géologiques d'altération, ont donné une valeur maximale à 4,14 et des valeurs moyennes s'articulant autour de 2 (sur une échelle logarithmique de 0 à 8), montrant ainsi des formations d'altération limono-argileuses.

*NY*³. **Altérites du granite de Bobital-Dinan.** La base des altérites meubles du granite isogranulaire de Bobital-Dinan se situe à environ 100 m d'altitude NGF. Au-dessus de cette limite, le granite est altéré en une arène dans laquelle il est parfois largement possible d'observer l'ensemble des structures originelles de ce granite (isaltérites). Cependant, le granite sain réapparaît latéralement à partir de l'altitude de 110 m NGF. La base des altérites (interface entre la roche « saine » incluant l'horizon fissuré, et la roche altérée) se présente comme une surface ondulée attestée par l'affleurement de la zone fissurée au niveau des lieux-dits « Belle Vue, la Chesnaie, Vaucouleurs et Boculé » à l'extrémité sud-ouest de la feuille.

Le faciès granitique altéré est représenté par des arènes grossières, de couleur ocre et peu argileuses, dans lesquelles le quartz, les feldspaths mais parfois aussi la biotite et la muscovite y sont clairement encore visibles. Un faciès plus argileux est observable à des altitudes proches de 110 m. Le profil d'altération (isaltérites) est donc observé sur une dizaine de mètres d'épaisseur, mais sa partie sommitale est maintenant décapée par l'érosion.

Organisation et altitude des surfaces d'altération

La cartographie des altérites sur la feuille Dinan permet de mettre en évidence une organisation complexe des surfaces d'altération. Trois organisations géométriques peuvent être distinguées :

1 - dans la partie centre-ouest de la feuille, l'altitude de la base du profil d'altération (sommet de l'horizon fissuré) augmente depuis le Nord (mer) vers le Sud (Dinan), d'environ 25-30 m jusqu'à 100 m d'altitude NGF. Cette hausse progressive de la base des altérites se fait par paliers topographiques successifs :

- en partant de la mer, un premier palier à environ 25-30 m NGF d'altitude au-dessus duquel le profil est réduit à des arènes seules (secteurs de Ploubalay et le long des affluents de la Rance),

- un second palier est observable à des altitudes voisines de 55-60 m NGF, au-dessus duquel le profil d'altération est préservé localement jusqu'aux allotérites,
- un troisième palier, aux alentours des 75-80 m NGF comportant comme pour le précédent, un profil d'altération relativement bien évolué (allotéritique),
- et enfin un dernier palier à 100 m NGF d'altitude venant se raccorder à celui décrit pour le massif granitique de Bobital-Dinan et correspondant pour l'essentiel à des arènes granitiques ;

2 - au Nord de Dinan et au Sud-Ouest de Trélat (secteur du Bois du Parc de l'Avaugour), la base du profil d'altération semble découpée et décalée avec un rejet apparent de 10-15 m. Le décalage est produit par des accidents tectoniques de direction N140-150, perpendiculaires aux structures et lithologies cadomiennes et finalement parallèles à la partie aval de la ria de la Rance ;

3 - de part et d'autre de la granodiorite de Lanhelin, la base du profil d'altération est plus élevée sur la roche granitique que sur son encaissant. Il pourrait s'agir ici d'un exemple d'altération différentielle résultant d'un contraste lithologique.

Cette organisation des surfaces d'altération peut localement être perturbée par la présence de filons quartzeux ou doléritiques qui induisent une altération différentielle : ils semblent protéger leur encaissant immédiat de l'altération et font remonter la limite supérieure de la zone fissurée à leurs abords. C'est le cas notamment dans le quart nord-ouest de la feuille où la zone fissurée arme les collines suivant les mêmes orientations que les filons observés.

Kao. Secteur à kaolin. Plusieurs indices de kaolin sont répertoriés sur la carte (*cf.* § « Gîtes et indices minéraux »). Parmi ceux-ci, deux s'inscrivent au sein d'un secteur kaolinique représenté sur la carte au Nord de Quévert (l'Avaugour). Il est constitué d'argiles blanches kaoliniques rapportées à la partie supérieure (allotérites) du profil d'altération. Un ouvrage réalisé à travers ce profil (n° BSS = 02456X0059/F) décrit 9 m d'altération meuble et 25 m d'altération totale. Ces argiles résultant de l'altération en place des métasédiments briovériens semblent en rapport avec des accidents tectoniques : failles NW-SE et N15. Des argiles kaoliniques ont été également observées sous les cuirasses silico-ferrugineuses de Trégon (feuille Lamballe) et de Saint-Hélen (Durand, 1959).

eS. Conglomérats à ciment siliceux (« grès ladères », silcrètes) (Éocène ?). Des grès siliceux ou ferrugineux reposent localement sur des altérites kaoliniques au Sud du golfe Normand-Breton. Ces roches rarement fossilifères sont généralement assimilées aux grès à *Sabalites andegavensis* de la Sarthe (Crie, 1878) et de Quimper (de Laurens de la Barre, 1913 ; Milon, 1932). Dans les Côtes d'Armor, et d'Ille-et-Vilaine, ils sont présents sur des buttes et les plateaux granitiques. Ils sont bien connus entre la baie de Saint-Brieuc et le Couesnon : Lande du Gras entre Quessoy et Meslin (Barrois), le Clos Rouge et Bois du Rocher à Saint-Hélen (Bézier, 1922) et au Bois du

Launay à Roz-sur-Couesnon (Pelhate, 1956 ; Estéoule-Choux, 1983). Plus au Nord dans le Cotentin, ils jalonnent une surface taillée dans les schistes précambriens entre 50 et 60 m d'altitude, les schistes précambriens du Cotentin, au Nord de Bréal (feuille Granville). De nouvelles observations ont été effectuées, lors du lever des feuilles Saint-Brieuc, Lamballe et Saint-Malo, à Planguenoual, Trégon, et à La Gouesnière. Sur la feuille Dinan, un nouveau site a été également noté au Nord-Est de Lanhélin : la Ferdru.

La butte du Clos Rouge (portant un château d'eau) à Saint-Hélen culminant vers 90 m est coiffée par une carapace ferrugineuse couvrant plus d'un hectare. Le minerai se débite en plaquettes et passe parfois à une véritable brèche siliceuse au Nord du château d'eau. Un puits de 7 m, a permis à S. Durand (1959), de relever la coupe suivante :

Terre argileuse rouge (0,6 m) ;
Plaquettes ferrugineuses (0,6 m) : SH2-3-4 ; Goethite (34,5 à 55,5 %) ;
Minerai de fer dur et massif (2 m) : SH5 ; Goethite (63,7 %) ;
Argile blanche plastique (0,45 m) : SH1 ; Quartz ;
Grès lustré clair (2 m) ;
Argile blanche (0,45 m) ;
Sable grossier passant à l'arène.

L'examen microscopique de SH2 montre des grains de quartz réunis par l'oxyde de fer. L'aspect de SH5 est analogue, mais à côté de grains de quartz auréolés de calcédoine, on trouve aussi quelques îlots de calcédoine, noyés dans les oxydes de fer (Estéoule-Choux, 1970). Les blocs de minerai abandonnés en surface au Nord du château d'eau, montrent des plages siliceuses importantes. Le fer est ici dominant contrairement à la cuirasse silico-ferrugineuse de la Haute-Mettrie à Trégon (feuille Lamballe).

Au Nord de Saint-Hélen, au Bois du Rocher, des dalles siliceuses reposent sur des arènes kaoliniques. Cette formation a été débitée pour construire une allée couverte et les grès lustrés ont été taillés au Paléolithique, à la Ganterie à l'Ouest du monument mégalithique. Des blocs ont également été entraînés par solifluxion sur le versant au Nord de la D176. J.-L. Monnier (1980) constate que la majeure partie des grès du Bois du Rocher correspondent à la silicification d'altérites en place. Cependant certains faciès montrant des grains quartzeux bien usés correspondraient à de niveaux de sable plus ou moins argileux à la surface de l'arène. Quelques empreintes de bois silicifiés ont été également remarquées.

Dans le coin sud-est de la feuille Dinan, en particulier au lieu-dit la Ferdru, il a été observé des dalles de forme ovoïde d'environ un à deux mètres de grand axe pour une épaisseur de 0,5 m. Elles correspondent à des conglomérats

siliceux de galets, de graviers et de sables grossiers essentiellement quartzeux emballés dans une matrice fine de teinte miel à orange. Cette formation présente des analogies avec certains des faciès examinés au bois du Launay sur le granite de Saint-Broladre en bordure de la baie du Mont-Saint-Michel. Elle correspond à la silicification d'alluvions.

L'âge de ces silicifications est toujours débattu car plusieurs périodes climatiques ont pu se prêter à leur développement. En Bretagne, elles sont postérieures à la période latérisante caractérisant l'Éocène moyen, mais des silicifications ont été également observées dans les bassins oligocènes en particulier à Landéan (feuilles Fougères : Bellion *et al.*, 1981, et Saint-Hilaire-du-Harcouet : Lautridou *et al.*, 1983) où des meulière sont signalées dans les argiles sanoisiennes, ainsi que des blocs de grès siliceux dans la partie supérieure des sables au-dessus des argiles. Sur la feuille Fougères, des faluns silicifiés sont attribués au Miocène, près de Saint-Sauveur-des-Landes par S. Durand (1959), mais en Bretagne, ce cas reste jusqu'à présent isolé. En Basse-Normandie, si on admet pour les sables et graviers de Montmartin (feuille Coutances, Dupret *et al.*, 1987) un âge Éocène final à Oligocène, les silicifications associées à cette formation peuvent dater du Sannoisien ou du Stampien. Par corrélation avec les graviers silicifiés de Céaucé (feuille Domfront, Vernhet *et al.*, 1996), à flore du Ludien supérieur, on ne peut exclure non plus un âge de l'extrême fin de l'Éocène (Lautridou *et al.*, 2000). Les bois associés aux formations silicifiées sont en général mal datés et des âges Paléogènes à Miocène sont proposés selon les sites. En cas de silicification d'un matériel marin, la faune de ce dernier peut être datée. C'est le cas pour des grès siliceux prélevés dans la vallée fossile du Routhouan, à La Gouesnière, immédiatement au Nord de la feuille Dinan. Leur étude par C. Bourrillon (Eradata) a révélé (*cf.* annexe 8) une association de foraminifères benthiques et planctoniques caractéristiques d'un Bartonien, ni basal, ni sommital, ce qui est en accord avec la découverte du Bartonien marin (déterminations C. Bourdillon) vers 50 m d'altitude sur le plateau du Trégor (feuille Perros-Guirec, à paraître). La cuirasse de la Haute-Mettrie à Trégon à l'Ouest de la feuille Dinan s'est formée à partir de sables marins et ceux-ci sont aussi représentés dans les dalles du Bois du Rocher. La conservation de faunes dans les grès permet de penser que la silicification des sédiments s'est effectuée rapidement après le retrait de la mer au Bartonien supérieur.

S'il est possible de donner une limite inférieure à une période de silicification dans un matériel sédimentaire, il est plus difficile d'en fixer la fin. En Basse-Normandie, les climats de l'Oligocène ont pu engendrer tardivement d'autres croûtes siliceuses au Sannoisien ou au Stampien (feuille Coutances). Sur la feuille baie du Mont-Saint-Michel, la formation du Bois du Launay attribuée à l'Oligocène n'est pas homogène et montre des faciès allant du conglomérat à galets fluviatiles, ainsi que des quartzites très fins correspondant à des sables marins remaniés par les rivières (Pelhate, 1956 ; Estéoule-Choux, 1983). On y voit aussi des nodules siliceux pseudobréchiques fracturés et recimentés. Ces

formations présentent quelques analogies avec celles du plateau de Lanhélin, où des faciès conglomératiques ont été également reconnus et il n'est pas impossible que le développement des silcrètes se soit poursuivi dans les sites favorables au début de l'Oligocène comme en Basse-Normandie et dans le fossé de Landéan (feuille Fougères, Bellion *et al.*, 1981).

RS. Surface relictuelle à débris de cuirasse ferrugineuse ou siliceuse : cailloutis, galets et blocs de silcrète et ferricrète (post-Éocène ?). Au Sud-Est de la feuille Dinan, les labours remontent à la surface des champs des fragments siliceux et ferrugineux. En profondeur, ils sont emballés dans une argile blanche à crème, parfois gris-bleu en tête de vallon (gleys à taches oxydées au Sud-Ouest de Plessis-Margat). Ils sont également présents dans la partie supérieure des altérites granitiques (poches de cryoturbation). On les observe aussi au Sud du massif de Lanhélin, sur les cornéennes et les schistes altérés en limite des feuilles Caulnes, Dol et Combourg. Les fragments correspondent souvent à des conglomérats fins à très grossiers de la taille du bloc au galet et à des formations ferrugineuses moins abondantes de plus petite taille (du gravier au galet) issus d'anciennes cuirasses ferrallitiques. Les conglomérats sont constitués d'éléments essentiellement quartzeux emballés dans une matrice très fine beige et correspondent à la cimentation de formations détritiques ou d'alluvions peu évoluées. Ces formations résiduelles ont été mobilisées à plusieurs reprises par le ruissellement et entraînées sur les pentes de part et d'autre de la crête d'interfluve de Plesder séparant le bassin versant du Linon, des bassins du Meleuc et du Biez-Jean. La surface des blocs siliceux est généralement polie et les cailloux correspondent souvent à des dreikanter, montrant plusieurs faces d'éolisation, en fonction de leur exposition sur les aires de déflation : déplacements par les eaux ou basculement liés à la glace pendant les périodes froides.

Ces formations résultent du démantèlement de cuirasses discontinues installées sur une surface irrégulière localement conservée sur les granites au Sud de la baie du Mont-Saint-Michel. Elles ont alimenté les épandages alluviaux résiduels en direction du Nord-Ouest et du massif de Saint-Malo avant le creusement de la baie du Mont-Saint-Michel (fig. 11).

Autres formations résiduelles

m2. Formation miocène fossilifère (faluns) fragmentée (Langhien-Serravallien). Des plaquettes de lumachelles ont été observées dans les tas de déblais provenant du canal des Allemands sur la feuille Saint-Malo et également plus au Sud, lorsqu'on se rapproche du versant vers Saint-Guinoux. Des limons et des sables jaunâtres en alternance avaient été observés en sondage sous les tangues holocènes entre - 2,20 m NGF et - 6,0 m au contact des schistes altérés, à proximité du canal près de la Govelinais (2454,35 - GT12). Ce sondage n'a pu être repris, afin de contrôler la nature des dépôts et les sondages menés plus au

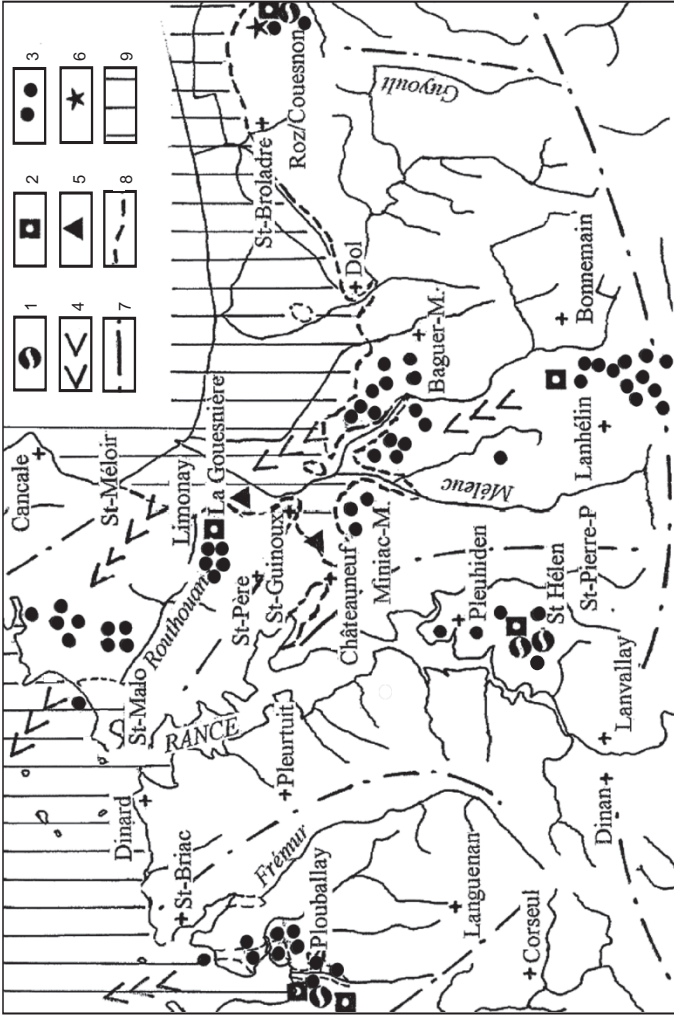


Fig. 11 - Héritages tertiaires dans la région de Dinan - Dol - Saint-Malo. 1 : Cuirasse silico-ferrugineuse ; 2 : Dalles siliceuses ; 3 : Épandages cailloux et galets de grès tertiaires ; 4 : Direction de transit ; 5 : Faluns miocènes ; 6 : Sables rouges miocènes ; 7 : Crête d'interfluve ; 8 : Patéio-rivage ; 9 : Surface d'abrasion littorale

Sud lors du lever de la carte n'ont pas permis de les retrouver. Cependant à proximité des fosses d'extraction de la tourbe holocène du marais de Saint-Coulban, au pied du coteau de Saint-Père entre Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine et Saint-Guinoux, au lieu-dit Boulienne, des calcaires à débris coquilliers associés à des sables fins et des sablons ont été extraits d'une fosse aujourd'hui noyée. En surface, ces formations sont masquées par les heads périglaciaires à plaquettes de schiste et les limons colluviés occupant le pied du versant. Ces faluns n'ont pas été atteints dans les sondages menés dans le marais de Saint-Coulban et leur extension semble limitée au pied du coteau de Saint-Père.

L'étude du sable fin et des faluns menée par C. Bourdillon (*cf.* annexe 8), a livré une faune marine abondante correspondant à la zone de balancement des marées. Les niveaux concrétionnés montrent une évolution en milieu supralittoral, avec une altération finale liée à une exposition sub-aérienne. La biostratigraphie permet de situer ce dépôt dans le Miocène moyen : Serravallien supérieur à Tortonien basal. Ce dépôt correspondant à un littoral abrité à un niveau voisin de la ligne de rivage actuelle.

Au Nord de la baie du Mont-Saint-Michel, sur la plate-forme littorale à l'Ouest du Cotentin, des entablements continus de faluns à bioclastes de mollusques, bryozoaires, balanes, liés par un ciment microcristallin vacuolaire, ont été attribués au Miocène : faciès savignéen (Hommeril, 1967). Ils affleurent vers le niveau des basses mers entre les roches du platier entre les havres de Geffosse et de Blainville et ont été reconnus en dragage dans la zone infratidale à l'Ouest de Gouville-sur-Mer et Anneville-sur-Mer (feuille Coutances, Dupret *et al.*, 1987). D'autres dépôts ont été également observés dans le col du Cotentin vers + 10, + 20 m NGF.

Les faluns de Boulienne constituent un relais supplémentaire entre les faluns du col du Cotentin et les bassins miocènes connu au Sud de Dinan, sur les feuilles Caulnes (Paris, 1977) et Combourg (Dadet *et al.*, 1987). Ces derniers s'élèvent jusqu'à 100 m d'altitude et sont généralement piégés dans de petits fossés tectoniques. La faune de la formation de Boulienne (*cf.* annexe 8) est très proche de celle des faluns du Quiou (Miocène moyen élevé à Miocène supérieur). La base de ces derniers s'abaisse à 35 m, au-dessous du niveau marin actuel et en raison des déformations du socle armoricain, depuis le retrait de la mer des faluns, la topographie correspondant à la base des formations du Miocène moyen reste mal connue. Les dépôts du Quiou sont des formations de plate forme carbonatée en mer ouverte et avant le retrait de la mer des faluns à la fin du Serravallien, les granites de Dinan et de Bobital devaient être submergés. Aucun dépôt ne permet d'envisager l'existence d'une ancienne ria miocène entre le Quiou et la baie du Mont-Saint-Michel.

RF. Alluvions anciennes en épandage résiduel sur les plateaux (surface marine plio-Quaternaire). Des reliques d'alluvions anciennes

s'étalent en bordure du marais de Dol et sur les plateaux à l'Est de la Rance. Ces dépôts ont subi des phases d'altération et seuls les éléments les plus résistants sont préservés : quartz et grès siliceux à patine jaune et rose. La matrice originelle a également disparu, contrairement à la formation fluviale à sables rouges du Val-Saint-Revert (Pelhate, 1956) qui remanie quelques éléments conglomératiques où C. Bourdillon a identifié d'abondants débris de mollusques, des valves d'ostracodes et quelques foraminifères évoquant le Miocène moyen à supérieur. On y trouve également des éléments de poudingues et de grès siliceux provenant de la formation voisine du Bois du Launay, attribuée à l'Oligocène (feuille baie Mont-Saint-Michel, L'Homer *et al.*, 1999). Les alluvions à sables rouges peuvent aussi correspondre à des périodes plus récentes : formation de Saint-Samson sur la feuille Lamballe. Ces épandages ont été dispersés et se sont trouvés intégrés par la suite dans les nappes alluviales qui ont suivi le retrait de la mer après le Gélasién. La surface des galets montre souvent des facettes d'éolisation témoignant de remaniements successifs au cours des phases froides du Pléistocène. Ils sont fréquemment associés aux dreikanter dérivant des cailloux de quartz dispersés sur les aires de déflation au sommet des arènes. Les grès siliceux provenant du démantèlement des cuirasses éocènes ou oligocènes montrent également des cupules et des arêtes d'éolisation.

Les grès tertiaires de la partie sud-est de la carte ont alimenté des nappes alluviales s'étendant vers le Nord-Ouest sur le massif de Saint-Malo, jusqu'à Paramé. Ils semblent jalonner d'anciens réseaux hydrographiques antérieurs à l'évidement de la baie du Mont-Saint-Michel. Vers le Sud, ils sont rares ou absents sur les plateaux de la rive droite de la Rance entre Miniac-Morvan et Doslet, mais nombreux sur les buttes entre Plerguer et le marais de Saint-Coulban. Leur densité est également importante sur les crêtes d'interfluves encadrant les vallées du Méleuc et du Biez-Jean où ils se mêlent parfois à des fragments émoussés de cuirasse ferrugineuse.

Sur le plateau de Ploubalay en bordure de la baie de Lancieux, au Nord-Ouest de la carte, des cailloutis fluviaux sont également dispersés à la surface des altérites et intègrent parfois des éléments de la cuirasse silico-ferrugineuse du plateau de Trégon à l'Ouest du Drouet (feuille Lamballe, Thomas *et al.*, 2011). Ces formations sont reprises dans la nappe alluviale weichsélienne occupant le fond de la dépression du Drouet et du polder de Ploubalay, sous les tangues flamandaises. Des dreikanter et des cailloux de quartz subarrondis sont également nombreux sur le plateau au Nord de Pleurtuit et ils ont été observés jusqu'à Saint-Briac (feuille Saint-Malo, Le Goff *et al.*, 2009). Ils forment un niveau discontinu à la base des limons weichséliens et se concentrent parfois au sommet des arènes dans les zones évidées par la déflation éolienne. Sur les surfaces horizontales, cette ligne de pierres a été plusieurs fois recouverte puis exhumée au cours des cycles glaciaires. Les cailloux issus de formations résiduelles ont subi plusieurs phases d'éolisation, parfois antérieures aux phases froides du Pléistocène.

Des éléments façonnés à différentes époques ont été repris dans les épandages alluviaux qui ont précédé l'incision des vallées à travers le massif de Saint-Malo, avant l'évidement de la baie du Mont-Saint-Michel : cours du Méleuc par le seuil de Châteauneuf et ancien tracé du Guyoult par le seuil de La Gouesnière en direction de Saint-Malo (fig. 12 et fig. 30 p. 122 de la notice de la feuille Saint-Malo : Le Goff *et al.*, 2009). Ces formations résiduelles correspondent à une surface polygénique élaborée sous différents systèmes d'érosion depuis le retrait de la mer des faluns.

Dépôts lacustres

Lz. Vases organiques et limons retenus par les barrages sur les cours d'eau. L'activité meunière est à l'origine de ruptures de pente accidentant le profil des cours d'eau. Les barrages de moulin en ralentissant le courant renaient les particules et les feuilles transportés par les eaux fluviales. Afin de maintenir la capacité des étangs, les meuniers tous les ans en période d'étiage, ouvraient les vannes et rejetaient dans le courant les sédiments. Les dépôts pouvaient dépasser le décimètre et se répartissaient inégalement au fond du plan d'eau. Les étangs non entretenus laissés en eau ont été peu à peu comblés de vases et de sables alternant avec des lits de feuilles. Dans les queues d'étangs envahies par la végétation, des niveaux organiques tourbeux peu évolués correspondant à un enchevêtrement de troncs, de branches et de feuilles se sont formés. En l'absence de lit fluvial, ces dépôts sont mêlés de sables et de limons provenant de l'érosion des terres agricoles. Ces formations lacustres peuvent atteindre deux mètres d'épaisseur, mais en raison de leur faible extension, elles ont été confondues avec les alluvions holocènes.

Les dépôts à caractère lacustre reportés sur la carte correspondent aux retenues d'eau importantes destinées aux réseaux de distribution urbains. La décantation des limons est active après les averses orageuses sur le cours du Frémur où les barrages se succèdent entre Pleslin-Trigavou et le fond de l'estuaire. Les plans d'eau établis sur les cours du Tertre Guy, du Méleuc et du Biez-Jean constituent également des aires d'accumulation des végétaux, des sables et des limons : étangs du Rouvre, de Mireloup et de Beaufort. Au fond de l'estuaire de la Rance, l'écluse du Lyvet retient aussi les particules fluviales qui s'accumulent peu à peu dans le bief au-dessus des dépôts estuariens, avant d'atteindre la mer. Ces vases continentales se distinguent des vases estuariennes en aval de l'écluse par leur teneur en matière organique et par une augmentation de la kaolinite par rapport aux autres minéraux argileux.

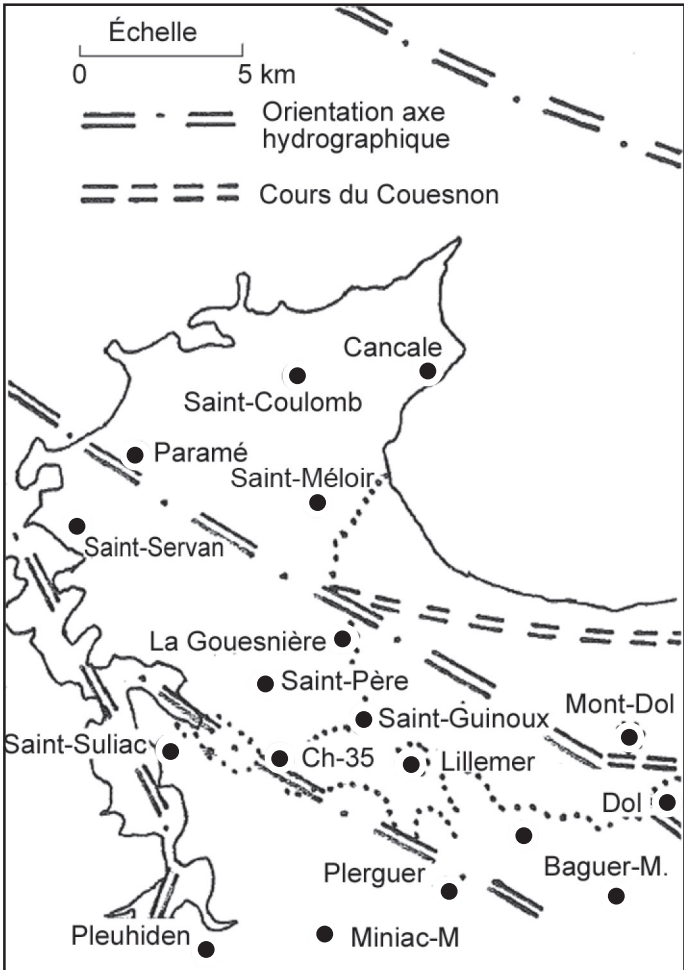


Fig. 12 - Réseau hydrographique avant l'évidement de la Baie de Cancale

Dépôts éoliens

œy. **Loëss de couverture (Pléistocène, Weichsélien supérieur)**. Les loëss sont des sédiments meubles limoneux mis en place dans des conditions d'environnement périglaciaire, où interviennent des processus d'érosion-sédimentation dominés par l'agent éolien, sans qu'il soit exclusif, et de processus biologiques spécifiques (Jamagne *et al.*, 1981). Ils se caractérisent par des courbes granulométriques très redressées, dissymétriques, avec une médiane comprise entre 25 et 50 μm . Leur composition minéralogique nettement dominée par le quartz, est indépendante du substrat et homogène sur de grandes distances. Les carbonates sont présents dans les formations non altérées et leur contenu malacologique et palynologique indique des conditions de dépôts périglaciaires dans un contexte de « steppe froide ». Les structures originelles sont souvent transformées par des processus post-dépositionnels qui modifient leurs caractéristiques : ruissellement, gélifluxion, pédogenèse. Des structures particulières résultant du gel peuvent constituer des horizons repères pour les corrélations de profils. Les couches limoneuses sont parfois séparées par des glaciais d'érosion et admettent des lits sableux ruisselés de plus en plus fins et massifs vers le haut. Les sols de prairie arctique y sont rares et très peu développés.

Les loëss supérieurs à l'Est de la baie de Saint-Brieuc correspondent à la formation de Sables-d'Or (Bigot et Monnier, 1987). Trois ruptures climatiques importantes séparent quatre unités sédimentaires loëssiques. À Pléneuf-Val-André (feuille Lamballe : coupe de Nantois) l'unité la plus récente au sommet de la falaise est datée de $18,2 \pm 2,5$ ka (Loyer *et al.*, 1995). La mise en place des loëss s'est donc poursuivie après la période d'extension maximale des inlandis. Ces formations témoignent d'un abaissement considérable du niveau de la mer, permettant l'assèchement des fonds de la Manche. Les vents venant du Nord ont alors transporté vers les collines armoricaines les poussières arrachées aux anciennes vasières exondées lors du retrait de la mer, au début du cycle weichsélien. Le grenat particulièrement abondant dans le loëss supérieur provient des sables de la Manche centrale (Monnier, 1973) et la distribution des minéraux lourds dans les formations loëssiques dépend de la position du rivage marin au cours du Pléniglaciaire supérieur. Les sables éoliens wurmiens étudiés en détail par J.-P. Lautridou (1985) à l'Est de la baie du Mont-Saint-Michel (feuille Avranches, Beurrier *et al.*, 1984), pourraient correspondre à la reprise de la dynamique fluviale sur les fonds de la Manche. Par contre les poches de sable reconnues sur la feuille Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2009), sont antérieures aux loëss supérieurs. Au Sud du massif de Saint-Malo, ces sables fins correspondent localement à un lit sableux au contact des heads supérieurs, ou à des niveaux sableux discontinus dans l'unité stratigraphique inférieure des limons weichséliens des falaises de la rive gauche de l'estuaire de la Rance. Les loëss se sont étendus sur l'arrière-pays mais ne sont conservés que sous forme de placages très morcelés : plateau de Pleurtuit et de Ploubalay. Les unités

lössiques inférieures, ainsi que les sables soufflés sont rarement conservés et sur la feuille Dinan seules deux unités sont identifiables. Leur partie supérieure a été décapée par un glaciaire d'érosion généralisé à la fin du Pléniglaciaire. La pédogenèse superficielle des limons lössiques est parfois caractérisée par un horizon argilique à illuviation en bande : sol brun passant en bas de versant à un sol lessivé hydromorphe à fentes de dessiccation. Dans les dépressions humides des plateaux entre la Rance et Plessis-Balisson, ils prennent une coloration gris-bleu avec des taches ocres.

Leur épaisseur dépend de la morphologie : 2-3 m d'épaisseur au maximum sur les plateaux au Nord des villages de Miniac-Morvan et de Pleurtuit. Ailleurs sporadiquement, ils forment des accumulations adoucissant les ruptures de pente concaves en bas de versant. Ils peuvent atteindre 4 m d'épaisseur sur la rive gauche de l'estuaire de la Rance. Les dépôts lössiques sont moins abondants vers le Sud de la carte et sont contaminés par la fraction fine issue des arènes granitiques : avec une augmentation de la part des minéraux locaux par rapport aux minéraux allochtones. Les analyses minéralogiques montrent des compositions variables en fonction de l'éloignement de la Manche et de la lithologie locale. La fraction carbonatée ne subsiste qu'à l'état de traces dans les dépôts lössiques ayant conservé leur structure d'origine. L'examen des limons de la Rance montre quelques foraminifères et des débris coquilliers de gastéropodes terrestres. Les carbonates arrachés aux craies de la Manche ont donné aux lœss leur faciès poreux caractéristique par précipitation après leur dépôt (Antoine *et al.*, 2003). L'analyse par diffractométrie aux rayons X de limons du bassin de Rennes (feuille Guerche-de-Bretagne, Trautmann et Carn, 1997), montre une fraction argileuse dominée par l'association kaolinite-illite, comme dans le bocage normand.

Cette couverture lössique est à l'origine de la richesse agricole des régions qui en sont pourvues. Les caractéristiques des formations limoneuses ont été modifiées par les processus pédogénétiques. Les sols ont été tronqués par le ruissellement en nappe et ils se sont épaissis en bas de versant : colluvions limoneuses. Sur les plateaux, depuis les défrichements de l'Âge du Bronze, les limons ont été peu à peu décapés et actuellement les labours profonds remontent en surface les dreikanter jalonnant la semelle de déflation située à leur base ou les quartz du régolithe sous-jacent (interfluve Méleuc – Biez-Jean, vers Plerguer).

Dz. Dunes littorales récentes à actuelles, Flandrien (Holocène). Des sables moyens à fin repris sur les rivages par le vent, constituent des dunes en bordure du trait de côte. Elles ne sont présentes sur la carte qu'en bordure de la baie de Lancieux, ainsi que dans l'estuaire de Rance en amont du goulet de Port-Saint-Jean.

À l'Ouest de la baie de Lancieux, le sable transporté depuis la plage des Briantais, par la dérive littorale forme au Sud du Tertre Corieux, une flèche dunifiée qui a servi de point d'appui à la digue fermant le polder. Les vents d'Ouest sont également à l'origine d'un saupoudrage éolien jusqu'à l'extrémité de la digue ruinée des Moines. Les sables sont composés de quartz, de débris phyllosilicatés et de débris coquilliers. La crête peu élevée est préservée de détériorations depuis la fermeture du site par le conservatoire de l'espace littoral.

La dune de l'estuaire de la Rance se situe à environ une quinzaine de kilomètres de la mer, au Sud l'étranglement de la Ville-ès-Nonais. Cette dune s'est constituée à partir d'un banc de sable correspondant à l'amortissement du courant de flot en amont du goulet de Port-Saint-Jean. La déflation éolienne au sommet du banc a permis la dunification d'une crête de plage en avant d'un schorre qui a été ensuite conquis sur la mer lors de la construction de la digue de la Ville Ger. Cette dune exceptionnelle est formée d'un sable quartzo-phyllo-feldspathique fin à moyen auquel se mêlent des débris de mollusques marins et de gastéropodes terrestres. Le site souffre désormais d'un déficit d'alimentation depuis la modification des équilibres hydro-sédimentaires résultant de la construction du barrage de la Rance : envasement du banc et colonisation de la plage par les salicornes en été.

Dépôts de versant

Ces formations sont constituées de débris et de particules de provenance proximale ou proche, déplacés par des mouvements gravitaires en fonction de l'énergie du relief. Sur les versants, au-delà d'un angle proche de 35°, les matériaux peuvent migrer sous le seul effet de la gravité et localement des dépôts ordonnés ont été observés (pentes du mont Gareau). Au-dessous de ce seuil, les mouvements dépendent de l'intervention de processus liés à l'eau sous toutes ses formes (ruissellement, neige, glace intersticielle). Les cycles climatiques du Quaternaire se sont traduits par des déséquilibres dans l'évolution des versants. Des mouvements gravitaires se sont développés lors de chaque phase, en fonction des formations héritées des phases précédentes ou des matériaux fournis par le défonçage cryoclastique ainsi que d'apports distaux par voie éolienne.

Sy. Dépôts de pente hétérométriques soliflués (« heads » weichséliens et plus anciens). Il s'agit de formations hétérométriques communément appelées « head » dans le Massif armoricain (De la Beche, 1839). Ils représentent un héritage du début des périodes froides du Quaternaire se caractérisant par un climat humide, de nombreuses alternances gel-dégel et l'absence de pergélisol. Ces dépôts correspondent habituellement à des cailloux anguleux et parfois des blocs emballés dans une matrice limono-argileuse brune à ocre. La dimension et la forme des éléments grossiers dépendent de la nature

et du degré de fissuration des roches du versant, dont ils sont issus. Ainsi, les heads schisteux sont plus homométriques que ceux qui ont été générés par les substrats gneissiques. Ces dépôts présentent généralement une stratification fruste correspondant à l'empilement d'apports successifs par ruissellement diffus, cryoreptation et gélifluxion. L'origine et la composition des matrices sont extrêmement variées. Dans un cycle périglaciaire, en bas de versant, les niveaux les plus anciens remanient souvent des sols et des placages limoneux préexistants : sols éémien en rive gauche de l'estuaire de la Rance et limons saaliens en rive droite. Les granites altérés fournissent des matrices sablo-limoneuses et la partie supérieure des heads est généralement enrichie en éléments silteux par des apports éoliens lœssiques.

En bordure de l'estuaire de la Rance, les dépôts de versants sont taillés en falaise par les vagues, sur plus de 10 m parfois : c'est le cas en rive gauche entre le port de Saint-Hubert et la Landriais. La succession stratigraphique dans les zones non perturbées par les glissements actuels montre à leur base un sol interglaciaire brun fossilisé par des formations limoneuses mêlées d'éclats de roche, correspondant à des colluvions sous un climat froid encore tempéré. Au-dessus, on distingue des formations à blocs emballés dans une matrice limoneuse plus ou moins graveleuse. La partie supérieure des falaises correspond généralement à des limons éoliens où des langues des gélifluxion plus grossières et des lentilles sableuses peuvent être observées.

Les sols à la base des heads de l'estuaire de la Rance ont livré des industries paléolithiques moustériennes (Monnier, 1986). En rive droite, en l'absence de paléosols et de niveaux repères bien identifiés, la distinction entre heads anté et post saaliens n'est pas toujours évidente. Ces dépôts sont rarement carbonatés et n'ont pas fourni de faunes, contrairement au Mont-Dol (feuille baie Mont-Saint-Michel, L'Homer *et al.*, 1999).

Sur la feuille Dinan, les dépôts de pente sont également abondants au Nord et au Sud de la granodiorite de Lanhelin-Bonnemain. La taille des gélifractes et la nature de la matrice fine varient en fonction de l'altération des substrats et de la fracturation. L'orientation des versants est également à prendre en considération. Les expositions au Nord ou à l'Est ont favorisé les accumulations boueuses, tandis qu'en exposition sud au pied du mont Garreau, la multiplication des alternances gel-dégel a permis une diversification des dépôts. Dans les formations métamorphiques et les schistes, le défonçage cryoclastique a fourni plus ou moins de débris.

Les épaisseurs maximales sont enregistrées dans la partie concave des versants sapés par les érosions marine ou fluviatile pendant les périodes tempérées, en particulier sur les rives de l'estuaire de la Rance (10 à 15 m). Par contre, sur les larges glacis au Sud du marais de Dol, les dépôts périglaciaires sont pelliculaires et les sondages menés sur l'ancienne ligne de rivage en

bordure des marais n'ont montré que 1 à 2 m de head ou de limon, remaniant parfois des galets fluviaux ou de tangles argileuses anciennes.

Cy. Colluvions tardi-glaciaires, à forte composante limoneuse (Pléistocène). Il s'agit de silts ocres, englobant parfois des cailloux et des lits graveleux. Ils occupent la concavité basale des versants et leur épaisseur varie selon les lieux de quelques décimètres à plusieurs mètres. Ils ont été alimentés par l'érosion des limons et des heads occupant les convexités sommitales des versants après le dernier maximum glaciaire. Les loëss ont été alors remaniés par le ruissellement et, lors de la fonte du pergélisol, des coulées boueuses ont formé des accumulations en bas de versant. Quelques fentes de dessiccations post glaciaires ont pu également apparaître à leur surface en avant des versants. Ces formations empâtent les têtes de vallons respectées par l'érosion régressive tardi-glaciaire et s'étalent largement sur le pourtour des dépressions accidentant les massifs granitiques de part et d'autre de la Rance.

Cz. Colluvions post-glaciaires (Holocène). Sur les versants, pendant l'Holocène inférieur, la végétation forestière a bloqué les agents de transport en masse tout en permettant un ruissellement diffus ou un ravinement modéré en fonction de la pente. Au cours des derniers millénaires, la déforestation par les agriculteurs a eu pour conséquence le décapage des sols cultivés et le colluvionnement en bas de pente a comblé les incisions fluviales apparues au Tardi-glaciaire. Les colluvions, à la différence des alluvions, ont subi de faibles transports et n'évoluent qu'avec le concours d'eau d'imbibition ou par ruissellement en nappe sur les pentes faibles. Il s'agit de dépôts relativement fins, rarement stratifiés et plus ou moins chargés en humus en raison de l'érosion de l'horizon organique des sols en haut de versant. Les accumulations peuvent dépasser le mètre en bas de versant et le piégeage des particules par les talus du bocage est à l'origine de pentes irrégulières.

Ces sédiments fins trouvent leur source dans les formations couvrant les versants voisins : limons, coulées périglaciaires, arènes. Leur érosion a fourni plus ou moins de sable, de limon et d'argile en fonction de la lithologie du substrat : granites, gneiss, micaschistes et schistes. Ils sont souvent en continuité avec les colluvions limoneuses tardi-glaciaires qui se sont déposées en pied de versant sur les limons et les « heads » du Weichsélien.

Dépôts fluviaux

Les formations alluviales sont composées de dépôts sédimentaires d'origine fluviale. Les alluvions holocènes, en équilibre avec le fonctionnement des bassins versants actuels, diffèrent fortement des nappes fluviales plus anciennes mises en place dans des contextes paléoclimatiques différents, au cours des cycles glaciaires du Pléistocène. La vallée de la Rance, comme les

vallées débouchant à l'Est de la baie du Mont-Saint-Michel, se caractérise par la présence de terrasses alluviales suspendues au-dessus du lit actuel de la rivière. Leur position perchée s'explique par l'enfoncement graduel du cours d'eau en fonction de la variabilité climatique, de la position du niveau de base, ainsi que de mouvements positifs du sol. Les deux niveaux de terrasse encadrant le cours moyen de la Rance, vers 50 et 28 m en altitude relative, disparaissent rapidement vers le Nord et les alluvions pléistocènes n'ont pas été identifiées en aval du méandre de Taden. Les nappes alluviales pléistocènes les plus anciennes sont les plus élevées, tandis que la nappe weichsélienne occupe le fond de la vallée en amont du méandre de Tressaint. À l'époque contemporaine, la dynamique fluviale a été modifiée par la canalisation de la Rance.

FC. Formations fluviales avec apports colluviaux. Les têtes de vallons et les vallées de premier ordre sont souvent occupées par des formations colluviales associant les particules limoneuses et sableuses entraînées par le ruissellement au moment des averses. À la base des dépôts, des niveaux plus grossiers et graveleux correspondent au rétablissement de l'écoulement fluvial après le dernier maximum glaciaire ou aux dégradations climatiques qui ont marqué l'Holocène au Boréal et au Subboréal. Ces formations peu évoluées correspondent à des écoulements de surface intermittents en fonction de l'abaissement du niveau des nappes phréatiques et du volume des précipitations.

Fx. Terrasse alluviale du Pléistocène inférieur. Après la transgression du Gélasien qui occupait la large ria du Guindy sur le plateau trégorrois (feuille Lannion, Chantraine *et al.*, 1999), les cours d'eau rejoignant le golfe Normand Breton ont incisé leur lit en fonction des oscillations glacio-eustatiques et de mouvements positifs du sous-sol, qui ont porté en relief la Bretagne septentrionale. Ce soulèvement conjugué aux cycles glaciaires a déterminé la formation de terrasses alluviales climatiques étagées de part et d'autre des vallées principales. Quatre niveaux d'alluvions ont été distingués dans les bassins de la Sée et de la Sélune, à l'Est de la baie du Mont-Saint-Michel (feuille Avranches, Beurrier *et al.*, 1984), tandis que sur la Rance moyenne, seules deux terrasses perchées sont nettement individualisées, sur les versants encadrant le bassin subsident du Quiou. Ces alluvions sont formées de galets de roches dures emballés dans des sables provenant de l'érosion des arènes du massif granitique de Bécherel, et de « sables rouges » piégés dans de petits bassins tectoniques, au contact du cisaillement médio armoricain. Comme les nappes alluviales inférieures, ces terrasses admettent parfois des blocs démesurés de quartz filonien.

La terrasse supérieure de la Rance culmine vers 50 m, en altitude relative, à Saint-Juvat et une terrasse moyenne apparaît aussi en contrebas, 28 m au-dessus du cours de la Rance, au Nord de Saint-André-des-Eaux. Vers l'aval, sur la rive droite en direction de Dinan, quelques galets sont dispersés dans les sols et seule la formation fluviale des Villots, vers 22 m par rapport au lit de la Rance,

semble pouvoir être attribuée à la terrasse moyenne. Les étranglements successifs de la vallée n'ont pas favorisé la préservation des dépôts et de part et d'autre de l'estuaire. Le replat montrant quelques galets isolés à proximité du bourg de Taden semble encore associé à la terrasse moyenne. Ces alluvions accrochées aux versants de la vallée de la Rance en amont de Dinan sont plus ou moins altérées. Leur mise en place pourraient s'inscrire dans les périodes climatiques froides qui se sont succédées entre le Gélasien et le complexe cromérien (stades isotopiques ^{18}O : 16, 22 et plus anciens).

Sur les bords de l'estuaire, de rares galets fluviaux mêlés aux formations de versant sont encore visibles sur la rive convexe du méandre de la Mettrie. Au-delà de l'écluse du Lyvet, aucun témoin de nappe alluviale perchée n'est conservé et rien ne permet d'envisager un écoulement de la Rance au Quaternaire, par le seuil de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine, en direction la baie du Mont-Saint-Michel (notice feuille baie du Mont-Saint-Michel, L'Homer *et al.*, 1999 ; notice feuille Saint-Malo, Le Goff *et al.*, 2009). Les formations résiduelles à grès tertiaires observées ponctuellement en rive droite, sur les coteaux de Pleudihen et de Miniac-Morvan témoigneraient au contraire en faveur de transits fluviaux provenant de l'Est (cuirasses siliceuses de Saint-Hélen et de Lanhélin).

Fx-y. Alluvions fluviales périglaciaires du Pléistocène moyen. Ces formations, à galets, sont interprétées comme des nappes alluviales anciennes, car elles se situent le long des cours d'eau, à un niveau supérieur à celui des alluvions actuelles. Elles sont habituellement totalement masquées par les dépôts périglaciaires et les colluvions de bas de versant et ne présentent pas d'extension latérale sur la feuille Dinan en raison du faible développement de la plaine alluviale. Elles correspondent sur les rives de l'estuaire à la basse terrasse du méandre de Taden où une couche de galets n'excédant pas un mètre d'épaisseur repose sur des arènes gneissiques.

Vers l'amont sur la feuille Caulnes (Paris, 1977), ces formations sont mieux individualisées entre Saint-André-des-Eaux et Tréfumel, de part et d'autre de la Rance, jusqu'à 4-7 m au-dessus des alluvions holocènes de la Rance. La nappe alluviale weichsélienne semble emboîtée dans cette basse terrasse qui repose latéralement sur les sables rouges résultant de l'altération des faluns miocènes. Des galets fluviaux sont également piégés au fond de grandes poches karstiques : carrière de la Perchais. Cette basse terrasse correspond sans doute à plusieurs nappes alluviales pouvant être attribuées au Saalien et à l'Elstérien. Le ralentissement des mouvements verticaux après le Cromérien n'a pas permis l'individualisation de nouvelles terrasses étagées dans la vallée moyenne de la Rance et pendant les derniers cycles glaciaires, l'érosion régressive ne s'est véritablement exprimée qu'en aval de Dinan.

Fy. Alluvions fluviales du Pléistocène supérieur. Les dépôts fluviaux de la dernière période glaciaire correspondent à des galets de roche dure plus ou moins émoussés emballés dans des sables ou une matrice silto-sableuse, occupant les talwegs principaux et la vallée de la Rance en particulier. Le refroidissement climatique et la régression marine au début du Weichsélien se sont traduits par un encaissement des lits fluviaux suivi par leur envahissement par des apports latéraux en raison d'une dynamique périglaciaire fournissant des masses importantes de débris et de particules. Leur étalement et leur tri par les chenaux divagant au fond des vallées ont permis l'élaboration d'une nappe alluviale climatique froide, englobant quelques blocs démesurés transportés par radeaux de glace au moment des débâches estivales. Cet afflux d'eau saisonnier permettait l'élargissement du lit fluvial et les transits sédimentaires vers l'aval.

La nappe alluviale weichsélienne de la Rance se situe vers 7 m d'altitude à l'écluse de Boutron au Sud de la carte. Elle s'étale largement en direction du Quiou sur la feuille Caulnes (Paris, 1977), où elle a été exploitée pour la fourniture de granulats. À Saint-André-des-Eaux, elle semble encaissée dans des nappes plus anciennes et en l'absence de sondages systématiques, il n'a pas été possible de distinguer des dépôts antérieurs ravinant les faluns miocènes et comblant le fond du graben tertiaire. En aval de l'écluse de Boutron jusqu'au méandre de Taden, l'encaissement de la vallée et la présence de colluvions limoneuses en bas de versant, ne favorisent pas les observations. Les deux sondages entrepris près de la halte nautique de Taden en bordure de l'estuaire semblent indiquer que la nappe weichsélienne se situe sous les dépôts fluvio-estuariens holocènes et que le placage de galets en bordure du chemin de halage correspond à une période antérieure.

Fz. Alluvions fluviales actuelles. Les alluvions post glaciaires correspondent au remaniement des formations de versant au fond des vallées après le rétablissement de l'écoulement normal en période tempérée. Ces alluvions sont hétérogènes avec des limons gris verdâtres, des lits de graviers parfois micacés et des lentilles de galets correspondant aux anciens lits mineurs. Dans les vallées secondaires, elles sont encaissées dans des heads weichséliens. Les formations alluviales holocènes s'épaississent graduellement vers l'aval où elles comblent l'incision post glaciaire dans la nappe pléistocène : vallée du Drouet. Dans le cours inférieur de la Rance, en amont du méandre recoupé de Grillemont, une nappe eustatique s'est constituée en fonction des progrès de la transgression flamandienne. Avant la construction de l'écluse de Lyvet, les limons de crue ralentis par la marée dynamique se mêlaient progressivement aux sédiments calcaires apportés par le flot. Désormais cette section du canal représente un bassin de décantation limitant les apports terrigènes dans l'estuaire.

Avant la canalisation de la Rance et la construction des barrages en amont, le lit majeur de la Rance n'était occupé qu'en période de crue. Les eaux de débordement déposaient alors les sables fins, les limons et les particules

argileuses transportées en suspension. Ces dépôts ont pour origine le ruissellement sur les versants et des terres labourées. L'érosion des sols du bassin versant a été amplifiée depuis la destruction du bocage, par des pratiques agricoles laissant les parcelles à nu en hiver. Les alluvions holocènes au-dessus des nappes fluviales périglaciaires et tardi-glaciaire, sont soumises au battement de la nappe phréatique et les sols correspondant sont des gleys hydromorphes de teinte gris-vert, montrant parfois des taches oxydées de teinte orange en particulier dans les secteurs drainés. En profondeur, des niveaux sédimentaires plus grossiers, graveleux ou caillouteux, encaissés dans les formations limoneuses correspondent à d'anciens lits mineurs latéraux se raccordant aux talwegs affluents.

L'observation de ces alluvions se limite aux berges des lits mineurs actuels et aux excavations creusées par les agriculteurs pour la constitution de réserves d'eau. Leur épaisseur est généralement inférieure à un mètre dans les vallées secondaires. Au bas des versants et dans les têtes de vallons, elles se confondent progressivement avec les colluvions de versant. Les sédiments des lits mineurs varient en fonction des lithologies traversées et des profils longitudinaux. Les barrages et les obstacles entravant les écoulements se traduisent par des biefs correspondant à une granulométrie plus fine et à l'accumulation de dépôts organiques.

Dépôts marins littoraux

Holocène

Terrains non affleurants

La transgression flandrienne a envahi la baie du Mont-Saint-Michel et noyé la vallée de la Rance à partir du Préboréal. La mer a déposé des sables, des silts et des vases qui ont fossilisé le lit des rivières et la topographie tardi-glaciaire, au Sud du golfe normand-breton (fig. 13). Les particules arrachées par l'érosion marine et entraînées vers la baie du Mont-Saint-Michel ont créé un prisme sédimentaire excédant souvent 20 m d'épaisseur dans le marais de Dol.

Ces formations reconnues en sondage (trois logs fournis en annexe 4) entre le versant littoral et la digue limitant au Nord les polders, montrent une succession de couches sédimentaires marines et fluviomarines avec des intercalations tourbeuses. Les dépôts holocènes reposent sur des altérites, ou des niveaux argileux tardi-glaciaires remaniant des galets fluviaux ou des dreikanter. Dans les lits encaissés comme celui du Méleuc au pied du coteau de Saint-Guinoux (fig. 14), la transgression a été précédé par des dépôts d'argile organique déjà soumis dès $9\,500 \pm 1\,290$ cal. BC, à l'influence marine : base du sondage 2454-31/GT5, vers - 14,5 m NGF (feuille baie Mont-Saint-Michel, L'Homer *et al.*, 1999).



Fig. 13 - Réseau hydrographique au Tardiglaciaire entre Cancale et Dol-de-Bretagne

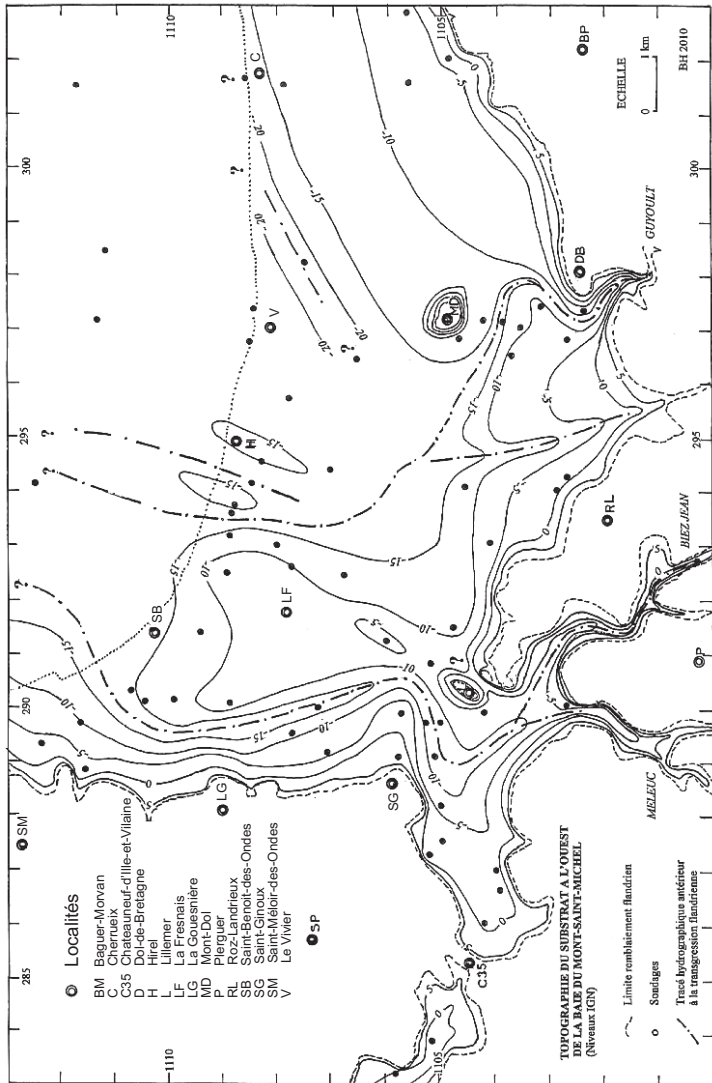


Fig. 14 - Topographie du substrat à l'Ouest de la Baie du Mont Saint-Michel (Niveaux IGN)

Dans un premier temps, le remplissage des chenaux correspond à des sables grossiers, puis à des sables plus fins avec des intercalations de niveaux fins parfois organiques ou de lits coquilliers. Ces couches sableuses s'appuient au Sud sur les limons périglaciaires du versant continental (*cf.* coupes géologiques fournies en annexe 8). Des corps transgressifs, se sont ensuite accumulés successivement en avant du versant entre Lillemer et le mont Dol en isolant une dépression où se sont déposées des tangles sableuses, limoneuses puis argileuses (coupes en annexe 8). Ces formations s'élevant jusqu'à un niveau voisin du 0 NGF correspondent à une transgression rapide, occupant déjà le rentrant de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine vers $5\,940 \pm 310$ cal. BC. La sédimentation marine s'y arrête à partir de $4\,330 \pm 290$ cal. BC et le schorre est alors remplacé par les tourbes constituant le marais de Saint-Coulban (datations en annexe 9).

Le ralentissement de la transgression à l'Holocène moyen est marqué par des dépôts silteux recouvrant les corps sableux du maximum transgressif de l'Atlantique. Vers le Nord, dans la baie du Mont, des sédiments rythmés par des périodes de tempêtes s'installent sur les sables du complexe inférieur (Tessier *et al.*, 2010). Les fosses comblées de tangle creusées dans les sables inférieurs, correspondent à des périodes d'émersion des marais maritimes et à l'encaissement de chenaux tidaux. Plusieurs phases de sédimentation et de creusement ont été observées dans les chenaux principaux encaissés jusqu'à 3 ou 5 m au-dessous du 0 NGF, dans la partie occidentale du marais de Dol. L'influence marine est attestée dans le chenal du Biez Jean, jusqu'à Vildé Bidon, (2454-29/MK11, *cf.* annexe 9) entre $3\,640 \pm 310$ cal. BC et $3\,110 \pm 270$ cal. BC, par la présence de Chénopodiacées dans les tourbes bordant l'estuaire MK11 (Morzadec-Kerfourn, 1995, 2002).

La reconstitution de la topographie du substratum (fig. 14) montre une incision fluviatile ancienne à l'Ouest du marais au pied des coteaux entre Saint-Méloir et Saint-Guinoux, mais vers l'Est les cours anciens du Guyoult et du Couesnon sont à peine marqués dans la topographie. Leur lit alluvial se réduit à des galets de quartz et dreikanter, emballés dans des argiles parfois organiques. Des éléments de boues tardiglaciaires ont pu s'adjoindre aux argiles noires interstratifiées entre les sables fluviatiles et les sables marins, comme semble le montrer l'incompatibilité entre une datation radiocarbone ($9\,800 \pm 230$ BP) et l'analyse pollinique correspondante indiquant à un âge Boréal terminal, pour un niveau situé à 12 m NGF (Morzadec-Kerfourn, 1974a). Les niveaux tourbeux et les tangles organiques intercalés dans les sédiments permettent de distinguer plusieurs phases transgressives suivies de périodes de stabilisation ou d'émersion. Les corrélations en l'absence de datations restent incertaines entre l'Ouest et l'Est de la baie du Mont. Les dernières tangles avant l'édification des digues sont associées sur le bourrelet surbaissé du « Grand Sillon », à un début d'occupation des zones émergées par les sauniers de la Tène supérieure et de l'époque romaine : site de l'Aupinière à l'Est de La Fresnais.

Formations marines et estuariennes continentalisées

FL-TLMz. Limons lacustres à intercalations de sédiments tourbeux et estuariens. À la confluence du Biez Jean et du Méleuc, un banc de tourbe de 1,5 m d'épaisseur repose sur une argile estuarienne gris-bleu surmontant des vases sableuses, dont la puissance se réduit rapidement vers le Nord, à l'Ouest de la butte de Lillemer, où des sables fins marins sont proches de la surface.

En amont, dans la vallée du Biez Jean, des tourbes alternant avec des silts tourbeux, succèdent aux alluvions tardiglaciaires. Ces dépôts correspondant à des sédiments de fond d'estuaire et à des apports colluviaux provenant des versants. Le sondage de Vidé Bidon a permis de déterminer la limite supérieure de l'influence marine au cours de la transgression flandrienne.

TLMz. Tourbes du marais noir à intercalation de sédiments marins. Les tourbes entre Lillemer et les Près de Graslin à l'Est de la carte, sont pelliculaires et les labours ramènent souvent en surface la tange sous-jacente. Les sondages ont également montré que les tourbes du marais noir sont peu épaisses. Les terrains sous-jacents correspondent à des alternances de sable et de tange associées à des niveaux coquilliers et à des lentilles argileuses. Ils sont parfois accidentés de chenaux fossiles comblés de tange argileuse avec des intercalations tourbeuses. À la Ville-es-Bouilli, immédiatement au contact du versant continental la tourbe reposant sur le sol post-glaciaire est immédiatement couverte par des tanges argileuses. Au sommet de ces dernières, la tourbe du marais noir ne dépasse guère le mètre.

Dans le marais de Saint-Coulban, en l'absence d'invasion marine depuis l'Atlantique, la tourbe est bien développée dans l'axe de la dépression. À l'Ouest, près de Châteauneuf, elle repose sur un limon bleu à éclats de quartz. Vers l'Est près du versant au Sud, elle surmonte des sables marins. Au Nord du marais, à l'Ouest de Saint-Guinoux, une tange argileuse grise apparaît souvent au fond des fossés de drainage sous un mètre de tourbe. Les tourbes du marais de Saint-Coulban ont été plusieurs fois incendiées et ont subi une compaction importante.

MzTP1. Tanges limono argileuses gris verdâtre du marais gris. À l'Ouest du marais de Dol, au pied des coteaux de Saint-Guinoux et de La Gouesnière, la surface du polder est légèrement déprimée (1 à 2 m par rapport aux tanges de La Fresnais). Les sols prennent en été une teinte plus grise. Cette zone restée plus humide était fréquemment inondée par les eaux continentales, jusqu'à ce que le Bief Jean soit doublé par le canal des Allemands. Latéralement au pied des coteaux entre Saint-Méloir et Saint-Guinoux à l'Ouest, ces tanges argileuses sont associées à des colluvions limoneuses.

MzTP2. Sillons de tange du marais blanc. Entre Lillemer et La Fresnais, la surface du marais est accidentée de légers reliefs s'étirant du Sud au Nord ou

du Sud-Ouest au Nord-Est, à l'Est de La Fresnais. Ces sillons à peine marqués sur le modèle numérique de terrain semblent résulter d'un tassement différentiel des sédiments comblant d'anciens chenaux tidaux empruntés par les eaux du Biez Jean et du Méleuc, avant les endiguements médiévaux. Des chenaux secondaires remplis de tange blanche sont également encaissés dans les tangues grises de la partie interne du marais. Ils ne sont pas apparents dans la topographie et ne sont observables que sur les photographies aériennes.

MzTP3. Tange du marais blanc (antérieures au XI^e siècle). La surface du marais blanc entre Saint-Guinoux et La Fresnais correspond aux derniers dépôts de tange pendant le Haut Moyen-Âge avant la construction des digues à partir du XI^e siècle. L'ouvrage baptisé « Digue de la Duchesse Anne » en 1477 a permis par la suite la conquête de la partie déprimée du marais de Dol. La pédogenèse a enrichi en argile le sommet des dépôts et leur stratigraphie peut être observée lors des travaux de curage des canaux de drainage creusés parfois à plus de 5 m au-dessous de la surface des champs, pour évacuer les eaux de la partie sud du marais. Les sondages montrent que les tangues du marais blanc reposent sur des sables fins parfois coquilliers. Elles admettent parfois des lits tourbeux et des niveaux archéologiques correspondant à des phases d'émersion.

MzTP. Formations marines et estuariennes continentalisées. Les schorres et les marais littoraux sont souvent été isolés de l'estran par des digues et l'évacuation des eaux à l'entrée des estuaires barrés est assurée par des vannes. La conquête des estrans pour leur mise en culture a débuté dès le Moyen-Âge et les travaux de drainage et d'extension des polders se sont poursuivis au XIX^e siècle. Au Nord-Ouest de la carte, une digue isole le marais du Drouet et d'autres digues ont été construites de part et d'autre du ruisseau de Ploubalay aux dépens des grèves de Lancieux. Le fond de l'estuaire du Frémur est également barré en aval de la retenue d'eau de Pont-Avet.

Les anses de part et d'autre de l'estuaire de la Rance sont fermées par des digues en particulier le polder du marais de la Goutte entre Saint-Suliac et Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine. À Pleudihen-sur-Rance, la dune de la Ville Ger abrite une prise agricole et un camping, tandis qu'à Mordreuc, la digue ruinée ne s'oppose plus au retour de la mer dans le polder.

Formations d'estran

MzTV. Tangues sablo argileuses. Sur le littoral de Ploubalay, en avant des digues, l'estran de la baie de Lancieux correspond à des tangues silteuses se chargeant d'argile vers le Sud.

MzSC. Schorre. Entre la plage de la Ville Ger et Port-Saint-Jean, les sédiments estuariens sont colonisés par les graminées halophiles. La falaise

entaillant le schorre en régression, montre des sédiments finement stratifiés avec des alternances de sables limoneux et de sables vaseux.

MzV. Vases argileuses. En amont de l'éperon du mont Garot, jusqu'au goulet du Port Saint-Jean, les sédiments sont plus ou moins vaseux en avant des schorres, ainsi que dans les anses de la rive opposée. Le rivage depuis Port Saint-Hubert et Mordreuc, jusqu'à l'écluse de Lyvet, est occupé par des étendues de vase molle de plus en plus importantes depuis la construction de l'usine marémotrice.

MzVs. Vases sableuses. Au Sud de Minihic-sur-Rance, les sables d'estran sont de plus en plus vaseux, en avant des levées littorales et en pied des falaises.

MzSv. Sables fins vaseux. Dans l'anse de la Goutte au Nord de Saint-Suliac, les sables sont fins et sablonneux et deviennent vaseux devant les digues, ainsi que l'anse du Poriou au Nord de Minihic-sur-Rance.

MzSf. Sables fins d'estran. Les sables fins se localisent dans la partie moyenne des estrans soumis au courant de flot, en particulier entre Mordreuc et l'anse de la Coquenais.

MzSm. Sables moyens d'estran. Des plages occupent souvent le haut de l'estran au pied de falaises taillées dans le head périglaciaire. La plage de Saint-Suliac s'étire sur plusieurs centaines de mètres et celle de la Ville Ger correspond à un amas de sable lié à l'amortissement du courant de flot au Sud du goulet de Port Saint-Jean. Sa surface s'est réduite et elle tend à s'envaser depuis la mise en service de la centrale marémotrice.

MzSg. Sables et graviers d'estran. Des sables marins migrant avec le flot dans l'estuaire de la Rance se répartissent sur les estrans en fonction des conditions hydrodynamiques. L'érosion et le tri des formations de versant périglaciaires fournissent également des sables en particulier en aval du Port Saint-Jean. Les sables grossiers constituent parfois de petites flèches à pointe libre sur la rive gauche de l'estuaire.

Dépôts anthropiques

X2. Digues, barrages. Sur les bords de l'estuaire de la Rance, de nombreuses digues ruinées correspondent à des moulins à marée ou à des polders. Dans l'anse de la Goutte entre Saint-Suliac et Châteauneuf, elles représentent un linéaire important avec plusieurs générations d'ouvrages. En bordure de la baie de Lancieux, la construction des digues a commencé au Moyen-Âge et les polders actuels ont été aménagés au XIX^e siècle. Elles sont construites avec la tange des grèves et protégées en surface par un revêtement de pierres.

Des barrages ont été également édifiés sur les cours d'eau pour la création de plans d'eau. Ces ouvrages entravent les transports de particules vers le littoral. Il en est de même sur la Rance canalisée. En aval de l'écluse de Lyvet, la dynamique estuarienne est perturbée depuis la mise en service de l'usine marémotrice de la Rance, des travaux de curage sont désormais nécessaires au Nord du barrage et les sédiments prélevés par hydro suction sont refoulés vers des parcelles agricoles, mises à disposition par un agriculteur. Les vases recouvertes de terre végétale préalablement décapée, sont ensuite labourées et les parcelles ensemencées (Jigorel, 1998).

X1. Remblais. Des remblais ne sont indiqués que là où ils sont détectables et de surface significative. Ils sont souvent associés aux axes routiers et aux voies de chemin de fer en particulier sur le tracé de la N176 : franchissement des zones humides et déblais en excédent disposés de part et d'autre de cette voie à grande circulation. Dans le marais de Dol, les déblais provenant du creusement et des curages successifs des canaux de drainage ont servi à surélever les routes et les excédents constituent les principaux reliefs du polder, en particulier le long du canal des Allemands. On y récolte occasionnellement des débris de calcaire coquillier comparables aux faluns miocènes, ainsi que des silex crétacés.

Dans l'estuaire de la Rance, des blocs de craie et des silex ont été notés en bordure des rivages au Sud de l'usine marémotrice (feuille Saint-Malo, Le Goff *et al.*, 2009). On les observe également vers l'amont en particulier dans l'anse s'ouvrant à l'Est de la pointe de la Roche du Port, face à l'île Harteau. Ils correspondent au lest des caboteurs qui s'allégeaient avant de s'engager dans le chenal, en direction de Dinan.

Les déchets résultant des activités humaines ont été entassés dans les excavations disponibles et lorsque la place manquait autour des agglomérations, les ordures ménagères ont été stockées sur les plateaux et recouvertes de terre : décharges contrôlées et centres d'enfouissement des villes de Dinard et de Dinan.

Xom. Amas de stériles de roches ornementales. L'extraction du « granite bleu » de Lanhélin (= granodiorite à biotite de Lanhélin, γ^{3-4}) et son débitage dans les ateliers de conditionnement sont à l'origine d'amas (de 1 m à plus de 10 m de hauteur) correspondant aux travaux de découverte des carrières et à l'accumulation des déchets non valorisés autour des exploitations. Les pierriers anciens sont végétalisés, mais les rejets se poursuivent autour des derniers sites en activité, en particulier au Nord de Bécane ainsi qu'à l'Ouest des Chapelles. Sur le site de Bécane, on remarque la présence de nombreuses roches d'origine lointaine et la butte principale s'étend sur une dizaine d'hectares, pour une vingtaine de mètres de dépôts au sommet. Quelques remblais apparaissent également à la limite d'autres carrières en activité, en dehors du bassin granitier,

comme celles de Trélat et du Tertre près de Châteauneuf, ou encore dans du méandre de la Rance, près de Tressaint.

FORMATIONS DU DOMAINE SOUS-MARIN

Sédiments marins au-dessous du 0 NGF : Chenal de la Rance **Contexte hydrologique et hydrodynamique**

Les débits fluviaux de la Rance en amont de Dinan sont faibles et varient selon les mois entre 1 et 12 m³/s, avec une moyenne de 7 m³/s. Ces valeurs sont extrêmement faibles par rapport au volume oscillant de la marée au barrage de l'usine marémotrice : 9 000 m³/s en morte eau et 18 000 m³/s en vive eau. Les courants de marée sont violents aux abords des bulbes de l'usine, mais ils s'atténuent en amont, puis s'accélèrent au niveau des pointes rocheuses et du goulet de Port Saint-Jean avec des vitesses de 0,7 m/s en morte eau et 1 m/s en vive eau. En amont de cette section rétrécie, les courants deviennent giratoires au niveau de Mordreuc et les vitesses chutent à 0,3 m/s en morte eau et 0,5 m/s en vive eau. Le bouchon vaseux rejeté en amont, se déplace entre Mordreuc et l'écluse du Lyvet en fonction de la marée et des débits fluviaux. L'exploitation de l'usine marémotrice a entraîné des modifications du régime hydrologique par prolongation des étales à l'intérieur du bassin et par réduction du marnage qui n'est plus que de 7 à 8 m en vive eau et de 2,5 m en morte eau. Le domaine intertidal a donc été réduit et le niveau ne descend qu'exceptionnellement au-dessous de 4 m CM, ce qui entraîne une diminution du courant de jusant.

Répartition des sédiments superficiels

Le barrage de l'usine hydroélectrique de la Rance est perméable et depuis sa mise en service après 1967, on constate une redistribution des sédiments. La carte granulométrique établie par C. Bonnot-Courtois *et al.* (1995) permet de mettre en évidence des gradients granulométriques longitudinaux et transversaux. Vers l'embouchure, le chenal est tapissé de cailloutis et de sables grossiers. Latéralement, la granulométrie dépend de l'intensité des courants et les fonds d'anses sont caractérisés par des sédiments fins et des sables vaseux. À partir de Saint-Suliac vers l'amont, les sables grossiers et moyens laissent la place aux sables fins, puis aux silts et aux vases dans la zone de décantation au-delà du goulet de Port Saint-Jean. En amont de Mordreuc, la vase est de plus en plus abondante.

La teneur en calcaire des sédiments de la Rance montre que la sédimentation marine l'emporte sur les apports terrigènes. Entre Dinan et l'écluse du Lyvet, les vases sont pratiquement dépourvues de carbonates. En aval de l'écluse, la teneur en calcaire de la vase est toujours supérieure à 20 %. Les teneurs augmentent progressivement vers le Nord : 33 % dans l'anse des Rivières au Sud de La

Richardais. Le cortège minéralogique des argiles est constitué par l'association smectite, kaolinite, illite et chlorite. L'illite et la kaolinite sont dominantes, mais la proportion de kaolinite augmente dans les vases fluviales en amont de l'écluse du Lyvet.

Composition moyenne des vases de la Rance

	Rance fluviale	Bassin maritime
Teneur carbonates	0 %	30 %
Matière organique	7,5 %	35 %
Minéraux argileux :		
Dominants	Kaolinite	Illite
Associés	Illite	Kaolinite
Secondaires	Smectite	Smectite
Présents	Chlorite	Chlorite

V. **Vases**. En amont de Mordreuc, jusqu'à l'écluse de Lyvet, les vases s'accumulent dans le chenal de navigation depuis la construction du barrage de la Rance.

Sv. **Sables vaseux**. On observe des sables vaseux de part et d'autre de l'axe de l'estuaire de la pointe du Crapaud jusqu'à Mordreuc.

Sf. **Sables fins**. Ils occupent le chenal au Sud de la pointe du Châtelet, jusqu'au Bas Bout, ainsi que du Port Saint-Hubert jusqu'à la pointe du Chêne Vert.

Sm. **Sables moyens**. Ils s'étendent entre la pointe du Crapaud et Saint-Suliac dans la zone axiale de l'estuaire.

Sg. **Sables grossiers**. Latéralement, les rives du chenal correspondent parfois à des accumulations de sables grossiers. Ils occupent également le fond du chenal aux abords du goulet de Port Saint-Jean, en raison de l'accélération du courant.

GSg. **Graviers et sables grossiers**. Au Sud du barrage de la Rance, le fond du chenal jusqu'à la pointe du Crapaud, est occupé par des graviers et des sables grossiers.

CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Les cartes de l'anomalie de Bouguer et de l'anomalie magnétique du champ total réduit au pôle de la Bretagne nord sont présentées en annexe de cette notice.

Anomalie de Bouguer

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies de gravité positives importantes parmi les plus fortes observées en France. Comme le met en évidence la carte de l'anomalie de Bouguer fournie en annexe, ces anomalies dont les maxima atteignent 30 à 35 mgal, se concentrent dans la partie nord de la chaîne au niveau de la zone interne de celle-ci. Elles concernent notamment les unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre à forte composante de roches magmatiques basiques « lourdes ». Cette zone anomalique montre un fort contraste de densité (souligné par un contact tranché) avec une zone plus méridionale nettement plus « légère » qui s'étend depuis l'Ouest du Trégor jusqu'à la région de Saint-Malo suivant un arc ou une ceinture qui suit la courbure de la chaîne cadomienne. Cette zone anomalique négative est représentée à la fois par les terrains sédimentaires et migmatitiques des unités de Guingamp et de Saint-Malo et aussi, ou surtout par le chapelet de plutons granitiques varisques présents dans cette zone et qui apparaissent (en bleu) sous forme d'anomalies très négatives qui se localisent au niveau des plutons cartographiés en surface. La plus grande partie des terrains situés au Sud de cette zone arquée se caractérise à nouveau par des anomalies positives mais celles-ci sont modérées en comparaison de celles du Nord : ce sont essentiellement des terrains métasédimentaires détritiques, briovériens et paléozoïques ; qui sont responsables de ces anomalies.

La carte de Dinan se situe à cheval sur la zone centrale légère et la zone méridionale plus lourde, à l'écart des fortes anomalies positives de la zone cadomienne interne. Dans la partie occidentale de la carte, une forte anomalie négative représentée en bleu se localise à l'aplomb du granite varisque de Bobital-Dinan et apparaît liée à ce dernier. Elle est cependant de dimension plus importante que le granite en surface et indique donc que celui-ci s'étend plus largement en profondeur alors que pour plusieurs autres plutons varisques de la zone centrale semblent au contraire avoir leur extension maximale au niveau de la surface actuelle. À l'Est du granite de Dinan – Bobital, l'anomalie de Bouguer redevient positive suivant une orientation générale SW-NE sans relation claire avec les contours cartographiques de surface : la granodiorite de Lanhélin notamment ne semble pas avoir d'influence dans un sens ou un autre sur le gradient gravimétrique.

Anomalie du champ magnétique total réduit au pôle

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies magnétiques 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 Mouël, 1969). Des anomalies d'amplitude comparable sont observées au centre du Cotentin (prolongation du domaine cadomien) ou en baie

d'Audierné. Une compilation de données aéromagnétiques (levés aéroportés) plus détaillées sur la chaîne cadomienne a été effectuée 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 est présentée avec cette notice (annexe 6).

Comme pour l'anomalie de Bouguer, mais de manière moins schématique, la carte de l'anomalie magnétique montre une zonation calquée sur la géométrie de la chaîne cadomienne : de nombreuses anomalies se concentrent dans la zone interne de l'orogène, au sein de l'unité de Saint-Brieuc. Elles soulignent l'arc cadomien et sont bordées au Sud par une zone globalement très peu magnétique apparaissant en bleu sur la carte présentée en annexe. 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 de ces anomalies avec la partie acide à intermédiaire de la formation métavolcanique de Lanvollon – Erquy (Cauvin-Cayet *et al.*, 2001). En revanche, la partie basique de cette formation est généralement amagnétique. Mais dans le détail, il est souvent difficile de corréler les diverses anomalies positives qui apparaissent sur la carte aéromagnétique avec les entités cartographiées (Égal *et al.*, 2005).

Le quadrangle de la feuille Dinan se situe à cheval sur d'une part une zone ouest peu magnétique (en vert) et une zone orientale plus magnétique (en rouge orangé). La corrélation entre cette « zonation magnétique » et la géologie de la feuille Dinan ne peut être établie de manière simple et claire. La signification géologique de cette zonation apparaît donc difficile à interpréter.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

NÉO-PROTÉROZOÏQUE

Unité de Saint-Malo

Protolithe des migmatites

Depuis la première représentation cartographique du massif de Saint-Malo par C. Barrois (1893), la plupart des auteurs définissent trois ensembles lithologiques que l'on peut observer le long de la coupe de la vallée de la Rance : un domaine nord de migmatites, un domaine intermédiaire de gneiss et un domaine sud de micaschistes. Selon la conception de l'époque, les migmatites appelée alors « granulites feuilletées » résultaient de l'injection d'un granite au

sein de micaschistes et de gneiss. J. Cogné (1951) fut le premier à interpréter la succession observée en terme de métamorphisme croissant du Sud vers le Nord jusqu'à atteindre l'anatexie, et en fit une description pétrographique. Ces travaux furent complétés par ceux de D. Jeannette (1972).

Durant la décennie 1970 et plus récemment, des travaux pétrographiques et géochimiques d'une part (Martin, 1977, 1979 ; Brown, 1979 ; Weber *et al.*, 1985 ; Brown et Solar, 1998 ; Sawyer, 1998 ; Milord *et al.*, 2001) et structuraux (Brun, 1975, 1977 ; Brun et Martin, 1978) ont précisé le contexte structural, métamorphique et géochimique et les conditions de mise en place des migmatites. Tous ces travaux corroborent l'interprétation de J. Cogné (1951) selon laquelle il existe un gradient métamorphique croissant depuis les métasédiments de Lamballe jusqu'aux migmatites de Saint-Malo. Cette conclusion fut étayée par (1) la cartographie des faciès lithologiques (observations macroscopiques), (2) l'étude des assemblages minéralogiques (observations microscopiques) et (3) les modélisations géochimiques.

La cartographie à 1/50 000 de la région de Dinan nous a contraint à modifier les limites des unités géologiques cadomiennes dans ce secteur (voir précédemment : les micaschistes et gneiss fins préalablement attribués à l'unité de Lamballe, sont rapportés à l'unité de Fougères), mais l'interprétation des terrains métamorphiques le long de la vallée de la Rance demeure : du Sud au Nord, on observe un gradient métamorphique croissant depuis des grès et micaschistes, micaschistes et gneiss fins appartenant à l'unité de Fougères jusqu'aux gneiss de La Richardais et aux migmatites appartenant à l'unité de Saint Malo. Ce gradient métamorphique est globalement perpendiculaire aux structures d'orientation N55-60, même si des déformations ultérieures le perturbent. Et contrairement aux observations faites sur la carte de Saint-Malo et en particulier dans la région de Cancale où une saute métamorphique et une faille senestre ductile délimite l'unité de Saint Malo et celle de Fougères, en val de Rance on passe graduellement d'une unité à l'autre sans que l'on ait pu mettre en évidence un contact tectonique ou une saute métamorphique. Cette observation suggère que les migmatites de Saint-Malo sont issues de la fusion partielles des métasédiments briovériens de l'unité de Fougères.

Des études géochimiques détaillées visant à modéliser les processus responsables de la fusion des métasédiments dans l'unité de Saint-Malo ont été menées. Selon H. Martin (1977, 1980), la biotite joue un rôle fondamental au cours de la fusion, l'anatexie est essentiellement contrôlée par la fusion incongruente de la biotite selon la réaction :

$2 \text{biotite} + 6 \text{sillimanite} + 9 \text{quartz} \Rightarrow 3 \text{cordiérite} + 2\text{H}_2\text{O} + 2(\text{KAlSi}_3\text{O}_8) \text{ dans le liquide.}$

L'auteur conclut par ailleurs comme M. Brown (1979) que les gneiss qui ont engendré les migmatites sont identiques aux gneiss fins de La Richardais. Cette

conclusion a par la suite été confortée par les travaux géochimiques et pétrologiques de C. Weber *et al.* (1985) selon lesquels la composition des leucosomes est compatible avec la fusion partielle des gneiss fins. Selon J. Milord *et al.* (2001), la fusion s'opère essentiellement par la fusion de la muscovite depuis les gneiss jusqu'au granite d'anatexie. À l'échelle régionale, cette fusion dont le taux n'excéderait pas 40 % en volume se produirait de manière isochimique (système fermé).

L'ensemble des auteurs s'accorde donc pour considérer que les migmatites sont issues de la fusion partielle des gneiss fins de La Richardais.

Processus de mise en place des migmatites

Dans la chaîne cadomienne, les migmatites sont connues à l'Ouest (région de Guingamp) et à l'Est (région de Saint-Malo) (fig. 2). Elles ont été considérées appartenir à la même unité, l'unité de Saint-Malo – Guingamp, au Sud du chevauchement cadomien majeur séparant des unités fortement métamorphiques (unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre) et des unités peu métamorphisées (unités de Callac et de Lamballe) (Balé et Brun, 1989 ; Brun et Balé, 1990). Selon ce concept, les auteurs considéraient que les migmatites résultaient de la relaxation thermique faisant suite à ce chevauchement d'unités (Chantraine *et al.*, 1988 ; Rabu *et al.*, 1990). Cependant, migmatites de Guingamp et de Saint-Malo se distinguent de part leur position structurale, leur évolution structurale et métamorphique, leur âge et le mécanisme de leur exhumation (*cf.* Ballèvre *et al.*, 2001).

Migmatites de Guingamp. Structuralement, les migmatites de Guingamp sont chevauchées par l'unité de Saint-Brieuc (Formation de Lanvallon) et chevauchent l'unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre. Elles se situent au Nord du chevauchement cadomien majeur. Des assemblages métamorphiques reliques à grenat + disthène + staurotide montrent qu'elles ont subi un épaississement de l'ordre de 5-7 kbar soit 15-21 km (Égal *et al.*, 1996 ; Le Goff et Ballèvre, 1996). Cet épisode est interprété par le chevauchement de l'unité de Saint-Brieuc sur un bassin sédimentaire aux alentours de 580-560 Ma qui génère la fusion partielle des migmatites de Guingamp (Ballèvre *et al.*, 2001). La structuration des migmatites est celle d'un dôme asymétrique extensif, responsable de la remontée des migmatites. Cette déformation est postérieure à la fusion partielle et intervient simultanément à l'intrusion d'un granite syntectonique (Le Goff *et al.*, 1994) daté à 520 Ma (Égal *et al.*, 1996).

Migmatites de Saint-Malo. Les migmatites de Saint-Malo sont situées structuralement au Sud du chevauchement cadomien majeur. Aucune paragenèse significative d'un épaississement n'a jamais été observée. Les conditions métamorphiques enregistrées dans les migmatites sont de l'ordre 3-4 kbar soit 9-12 km et 750 °C impliquant un fort gradient

géothermique. La déformation intervient simultanément à la fusion partielle et est accommodée par des décrochements senestres à composante chevauchante (Brun et Balé, 1990). Cet épisode de déformation est daté à 540-550 Ma (Peucat, 1986 ; Égal *et al.*, 1996).

Compte tenu de ces données, le métamorphisme migmatitique des unités de Saint-Malo et de Guingamp est diachrone (Hébert, 1995) et dans l'unité de Saint-Malo, il ne peut être associé à la relaxation thermique faisant suite à un épaississement crustal important. Le fort gradient géothermique enregistré dans l'unité (Martin, 1977) implique un apport de chaleur. Ce fort gradient serait généré au cours de l'extension d'un bassin où se déposent les sédiments briovériens et selon Brown *et al.*, 1990 ; D'Lemos et Brown, 1991 ; Brown, 1995, la fusion partielle des sédiments se produirait lors de l'inversion de ce bassin.

Métasédiments briovériens de l'unité de Fougères (schistes et grès micacés, micaschistes, schistes tachetés et cornéennes)

Le dépôt des sédiments terrigènes de l'unité de Fougères plus ou moins métamorphisés ultérieurement ne sont pas datés directement. On sait cependant que ce dépôt est antérieur aux intrusions granitiques mancelliennes qui recoupent ces métasédiments, soit sur la feuille Dinan, avant 550-540 Ma, âge proposé pour l'ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin (*cf.* ci-dessous). Ces sédiments apparaissent donc d'âge strictement précambrien contrairement aux sédiments briovériens de Bretagne centrale et occidentale qui se sont déposés au moins pour ce qui est de leur partie supérieure postérieurement à 540 Ma (Guerrot *et al.*, 1992).

Nous n'avons pas d'éléments de datation pour l'âge inférieur de ces sédiments mais l'absence de niveaux de phanites intercalés amène classiquement les auteurs à les rapporter au Briovérien supérieur post-phanitique (Cogné 1972 ; Le Corre, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1988). Cependant, depuis les travaux de M.-P. Dabard (1997), la présence ou l'absence de niveaux phanitiques ne semble plus être un critère irréfutable de « datation » ou du moins de calage chronologique pour les sédiments briovériens.

Les conditions de dépôt de ces sédiments sont encore mal connues. Dans la partie nord de la vaste unité de Fougères, ils ont été assimilés à des turbidites déposées en milieu profond (Garlan, 1985). Cependant, si une partie des dépôts briovériens appartient sans doute au domaine profond, une autre partie a pu se déposer dans des environnements de plate-forme continentale. Le contexte géodynamique de ces dépôts n'est pas déterminé précisément. La présence habituelle de fragments de phanites dans les sédiments du « Briovérien supérieur » est sans doute à corrélérer à une destruction rapide des reliefs

cadomiens dans un bassin de type bassin intracontinental (feuille Lamballe, Thomas *et al.*, 2011).

Ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin – Bonnemain

L'ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin s'est mis en place dans les formations sédimentaires briovériennes déjà pour partie déformées et métamorphisées dans l'épizone-mésozone. Du fait de l'importante source de chaleur qu'il représentait au niveau crustal élevé de sa mise en place, il a développé dans son encaissant sédimentaire une auréole de métamorphisme de contact qui se surimpose sur l'organisation structurale des formations sédimentaires de leur encaissant.

Cet ensemble intrusif est constitué, dans sa partie ouest, du faciès tonalitique (à granodioritique) de Lanvallay à texture « anatectique » (en dehors de la zone de gneissification-mylonitisation) qui passe progressivement vers l'Est à la granodiorite de Lanhélin qui représente un stade magmatique plus évolué (d'un point de vue textural notamment) que le faciès de Lanvallay. Les conditions précises de mise en place de chacun de ces deux membres du même complexe intrusif nécessiteraient d'être spécifiquement étudiées plus en détail.

Les caractéristiques géochimiques du batholite mancellien indiquent un magma originel peralumineux formé par fusion d'une source crustale (Autran *et al.*, 1983 ; Georget, 1986 ; Graviou *et al.*, 1988 ; Brown et D'Lemos, 1991, cette notice). Les compositions isotopiques déterminées par R.-S. D'Lemos et M. Brown (1993) appuient cette interprétation et, du fait de leurs similitudes avec celles des migmatites de Saint-Malo, permettent à ces auteurs de proposer une source magmatique commune pour ces migmatites et le batholite mancellien, ce dernier s'étant mis en place à une profondeur moindre que les migmatites.

Les sédiments alumineux du Briovérien inférieur sont invoqués comme source des granitoïdes mancelliens par fusion partielle (Georget 1986 ; Guerrot, 1989 ; Brown et D'Lemos, 1991). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer le mécanisme à l'origine de la fusion partielle dans un domaine non surépaissi : relaxation thermique durant l'exhumation de l'orogène (Brun et Balé, 1990), injection de magma juvénile en base de croûte (Graviou *et al.*, 1988 ; Brown *et al.*, 1990), extension crustale et inversion d'un bassin marginal (Brown et D'Lemos, 1991 ; D'Lemos et Brown, 1993) et fusion d'un prisme d'accrétion (Graviou, 1992 ; Hébert, 1993).

À partir des deux nouvelles analyses chimiques obtenues dans le cadre du levé de la feuille Dinan, sur deux échantillons de l'ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin (orthogneiss EE3027 et granodiorite de Lanhélin

EE3217), nous proposons de reprendre l'interprétation qui est généralement faite de l'origine du magma. En effet, en ce qui concerne le faciès orthogneissique, son caractère relativement « mafique » ne permet pas de le rapporter à un protolithe sédimentaire possible dans l'environnement régional proche. Ceci est illustré par le diagramme SiO_2 vs. CaO (fig. 15), où le granitoïde est comparé aux métasédiments briovériens de Bretagne nord et Normandie (compilation d'analyses issue de la base de données géochimiques du BRGM). Ces derniers se caractérisent par une composition particulièrement peu calcique notée par de nombreux auteurs. La production d'un magma granodioritique calcique ($\text{CaO} = 2,7\%$) à partir de tels matériaux est impossible, dans la mesure où la teneur en CaO d'un magma donné ne peut être supérieure à celle de son matériau source.

Il est donc exclu que l'orthogneiss soit issu de la seule fusion de sédiments briovériens, ce qui conduit à envisager une origine double, à la fois mantellique pour la production du « pôle » mafique et anatectique pour la production du « pôle » alumineux.

De la même façon, le granitoïde EE3217, bien que plus siliceux et moins calcique que l'orthogneiss granodioritique pose le même problème, étant à la fois trop riche en SiO_2 et trop calcique ($\text{CaO} = 1,6\%$) pour pouvoir dériver de la fusion des métasédiments briovériens (fig. 15). Une origine mixte doit là encore être envisagée.

L'ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin et sa prolongation orientale dans le secteur de Bonnemain sur la feuille de Dol-de-Bretagne (Bogdanoff *et al.*, 1997), présente une forme allongée E-W assez marquée et une même orientation interne d'ensemble mise en évidence par des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (*cf.* § « Évolution tectono-métamorphique »). Cette géométrie traduit, lors de la mise en place des intrusions, l'existence de contraintes responsables d'un raccourcissement global N-S.

PALÉOZOÏQUE

Massif de Bobital

Le granite de Bobital constitue le massif le plus oriental du Batholite médio-armoricain. Les caractères minéralogiques et géochimiques de ce batholite lui attribue une origine par fusion crustale dominante, probablement induite par une remontée de matériel basique infracrustale (Le Corre *et al.*, 1991).

Le granite de Bobital présente de fortes similitudes lithologiques et géochimiques avec les massifs voisins de Quintin et Moncontour. Tous les trois sont des monzogranites \pm porphyroïdes calco-alcalins, mis en place à la fin du

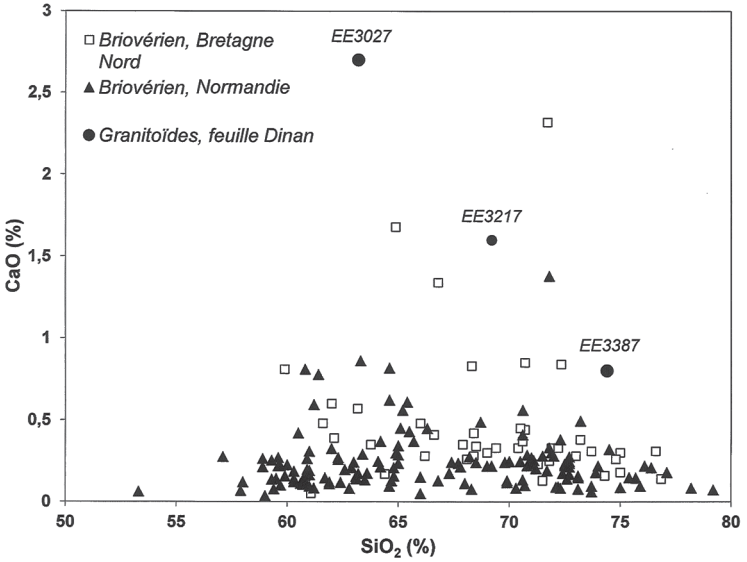


Fig. 15 - Diagramme SiO₂ vs CaO : comparaison entre les métasédiments briovériens de Bretagne nord et Normandie (analyses d'après une base de données géochimiques du BRGM) et trois granitoïdes de la feuille Dinan. La position des trois granitoïdes « au-dessus » du nuage de points représentatif du Briovérien exclut les métasédiments comme source des trois magmas acides

Carbonifère, à un stade tardivarisque, il y a environ 300 millions d'années. Des faciès leucocrates peralumineux d'origine purement crustale sont localement associés au faciès granitique principal (c'est le cas dans la partie orientale du massif de Bobital sur la feuille Broons [Régnauld *et al.*, 1983]).

La mise en place du batholite médio-armoricain est associée au fonctionnement du Cisaillement nord-armoricain (Le Corre *et al.*, 1991). Mais contrairement aux granites de Quintin et Moncontour qui sont traversés et affectés par la déformation associée à la branche nord du Cisaillement nord-armoricain, le massif de Bobital, qui affleure à l'écart de cette structure majeure, est à peu près indemne de déformation (exception faite de quelques failles et fractures locales).

Singulièrement, considérant l'environnement crustal « briovérien » voisin, cette roche pose le même problème que les granitoïdes mancelliens : elle est trop calcique et trop siliceuse pour pouvoir être issue de la fusion de métasédiments briovériens. En revanche, une fusion à relativement haute pression est suggérée par le fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes (fig. 15).

Ce granite est finalement très comparable au granite de Huelgoat, d'âge également varisque, mais plus ancien, et situé dans le bassin de Châteaulin, 120 km plus à l'Ouest. Le problème du caractère plutôt calcique de ce type de granite, rendant difficile l'identification d'une source métasédimentaire dans l'environnement régional, a été clairement souligné par Y. Georget (1986). Cet auteur envisage une origine des magmas à partir d'un Briovérien « profond », dont les témoins pétrologiquement adéquats sont des gneiss plagioclasiques du « dôme de Plouguenast » (Saunier, 1986). Ceux-ci sont considérés par l'auteur comme le soubassement possible du bassin « briovérien supérieur » de Bretagne centrale.

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). Deux familles de dolérites ont été reconnues : l'une à tendance tholéiitique, l'autre à tendance alcaline à transitionnelle (Égal *et al.*, 1996a, 2005 ; Lahaye *et al.*, 1995). Dans la région de Saint-Malo, une étude pétro-géochimique détaillée a permis d'identifier le caractère tholéiitique anorogénique des dolérites ; pour Y. Lahaye *et al.* (1995) 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.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATIONS

La feuille Dinan regroupe principalement des terrains néoprotérozoïques plus ou moins affectés par l'évolution tectono-métamorphique cadomienne et recoupés par des intrusions tardi-cadomiennes à paléozoïques peu ou non déformées. La tectonique varisque ne se manifeste quasiment pas sur le territoire de la feuille Dinan située à l'écart du Cisaillement nord-armoricain. Ainsi, le granite de Bobital ne présente ici aucune structuration pénétrative.

Grandes failles ou zones de cisaillement 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 Dinan, on distingue principalement la faille de Cancale – Pleslin qui traverse la feuille selon une orientation à peu près SW-NE et sépare les gneiss de La Richardais des micaschistes de l'unité de Fougères. Elle marque d'après nous la limite entre les unités de Saint-Malo et de Fougères (voir plus haut) contrairement aux interprétations antérieures qui placent la limite entre les deux unités au Sud-Est des micaschistes au niveau d'une faille dite de Plouër (Chantraine *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2001) qui longe et affecte le granite du même nom. Pour notre part, nous avons bien mis en évidence une zone de cisaillement au niveau du granite de Plouër mylonitisé mais celle-ci ne se suit pas cartographiquement dans le prolongement sud-ouest du granite en limite des micaschistes mais se raccorde plutôt aux faciès mylonitiques des gneiss tonalitiques de Dinan (« zone mylonitique de Plouër – Dinan »).

La faille de Cancale – Pleslin n'est pas directement visible à l'affleurement sur la feuille Dinan. En revanche, elle est bien caractérisée sur la feuille Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2009) dans le secteur de Cancale par une zone mylonitique NE-SW à cinématique senestre le long de laquelle s'est mis en place le granite de Cancale lui-même mylonitisé.

Foliation ou schistosité majeure, les plis

Dans les migmatites et les gneiss de Langrolay de l'unité de Saint-Malo

Depuis les travaux de J. Cogné (1951), plusieurs études détaillées ont été menées afin de comprendre la structuration de l'unité de Sain-Malo (Jeannette, 1972 ; Brun, 1975 ; Brown, 1978 ; Brun et Martin, 1978 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun et Gapais, inédit). Toutes s'accordent sur l'existence de plusieurs épisodes (trois ou quatre selon les auteurs) de déformation. Cependant, elles diffèrent sur le caractère progressif ou non de ces épisodes de déformation. Les différences d'interprétation s'expliquent par ailleurs par l'évolution des concepts en géologie structurale et l'acquisition de données géochronologiques pendant ces trente dernières années.

D. Jeannette (1972) décrit trois phases de déformation, les deux premières génèrent des plis et la dernière des cisaillements. La première phase se déroule en faciès métamorphique élevé (température supérieure à 600 °C) et est associée à la migmatisation (fusion partielle des roches). Elle s'observe à l'échelle de l'affleurement et se traduit par des plis isoclinaux. Selon cet auteur, l'interprétation de ces structures (nappes ou plis couchés) est impossible compte tenu des phases ultérieures. La phase II se manifeste par des plis kilométriques montrant un déversement progressif du Sud-Est vers le Nord-Ouest. La phase III correspond à des cisaillements observés le long des plans axiaux II, en particulier dans la région de Langrolay.

J.-P. Brun (1975) et J.-P. Brun et H. Martin (1978) affinent l'étude structurale et mettent en évidence trois phases de déformation. La première, uniforme à l'échelle du massif, et équivalente à celle décrite par D. Jeannette (1972) se caractérise par une foliation parallèle à la stratification et des plis intrafoliaux. Selon ces auteurs, les phases D2 et D3 ne sont pas homogènes. Ainsi, la schistosité S2, absente dans les migmatites, est pénétrative dans les gneiss et de crénulation dans les micaschistes. Cette déformation développe « une succession d'antiformes et de synformes d'orientation axiale N60° d'autant plus déversés vers le Sud que l'on se rapproche du noyau migmatitique ». La phase D3 se manifeste par des plis droits passant progressivement de N350° dans les micaschistes à N40° dans les migmatites. À cette déformation sont associés des cisaillements tardifs qui bordent les migmatites. Ils interprètent ces différentes structures en une déformation progressive associée à la mise en place d'un dôme migmatitique.

L'importance des cisaillements soulignée par D. Jeannette (1974) puis par M. Brown (1978) est reprise dans les interprétations ultérieures. J.-P. Brun et P. Balé (1990) interprètent l'ensemble de la structure par une combinaison de chevauchements à vergence SE et de cisaillements senestres d'orientation NE-

SW. Selon ces auteurs, la déformation est progressive. Dans l'unité, elle se manifeste par le développement de trois antiformes (Saint-Jacut-Rotheneuf, Le Minihiac et Plouer) correspondant à des chevauchements à vergence SE, séparés par des synformes (La Richardais et Saint-Suliac).

Les foliations. Comme l'ont souligné les précédents travaux, plusieurs épisodes de déformation sont observés sur la carte de Dinan. Une première déformation se caractérise par des plis isoclinaux intrafoliaux (Jeannette, 1972 ; Brun, 1975). Ces plis d'échelle décimétrique observés dans les gneiss de La Richardais sont d'orientation très variable. La déformation D2 est responsable de la structuration générale du massif (Jeannette, 1971 ; Brun, 1977). Les foliations sont bien caractérisées dans les gneiss migmatitiques de La Richardais). Cette foliation correspond à la déformation D2 des anciens auteurs (Jeannette 1972 ; Brun, 1975). À l'échelle métrique à décamétrique, la foliation (F2) est homogène en direction dans les gneiss migmatitiques. Comme le décrivaient les travaux antérieurs, on observe une succession de synformes et d'antiformes dont le principal est centré sur Pleurtuit – Saint-Jouan-de-Guéréts (antiforme) avec une direction moyenne N40-50. De chaque côté de la Rance, les foliations sont généralement pentées de 30 à 90° vers le Nord et le Nord-Ouest. Cependant, dans certains secteurs, l'allure des trajectoires de foliation se complexifie. En de rares points, une foliation ou schistosité S3 dans des conditions métamorphiques est observée : elle est de direction N10-30. Cette S3 est associée à des microplis dont les plans axiaux sont parallèles à S3. Dans les migmatites et les gneiss de la vallée de la Rance, J.-P. Brun (1975) décrit également des plis P3 de direction N-S.

Dans l'unité de Fougères

Une schistosité ou foliation est régulièrement observée dans les schistes, micaschistes et gneiss tonalitiques de l'unité de Fougères ; elle montre principalement une orientation principale SW-NE à WSW-ENE (horizontale du plan) parallèle à l'orientation des grands accidents cadomiens, sauf dans l'encaissant proche de l'intrusion de Lanhélin-Bonnemain où la schistosité prend une orientation subéquatoriale parallèle à l'allongement de l'intrusion. À l'échelle de l'affleurement, cette schistosité-foliation est généralement parallèle à la stratification des métasédiments quand celle-ci peut être mise en évidence. Le pendage de la surface composite stratification-schistosité est généralement fort à subvertical. Des plis droits sont très vraisemblablement associés à cette géométrie mais, comme c'est généralement le cas dans les sédiments briovériens, les charnières de ces plis ne sont pas observées sur le terrain et les critères de polarité des bancs sont trop peu visibles pour pouvoir mettre en évidence indirectement des plis.

Une déformation particulièrement bien développée et pour partie mylonitique affecte la partie occidentale de l'ensemble intrusif de Lanvally – Lanhélin

(gneiss tonalitiques) et l'intrusion granitique de Plouër-sur-Rance. Cette déformation semble dessiner une zone (un couloir) de déformation SSW-NNE qui traverse la carte depuis le Sud de Dinan jusqu'au Nord de Saint-Guinoux en passant par Plouër-sur-Rance. Cette déformation est postérieure à la mise en place des granitoïdes qu'elle affecte soit ~ 548 Ma (protolithe des gneiss tonalitiques) et ~ 545 Ma (granite de Plouër).

Exception faite de la partie occidentale gneissifiée, l'ensemble intrusif de Lanvallay – Lanhélin apparaît pas ou peu orientée à l'œil nu bien qu'une anisotropie planaire a cependant été décrite sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne (Bogdanoff et Julien, 1996). En revanche, des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) ont été effectuées et mettent bien en évidence la géométrie interne de l'ensemble du massif (voir ci-dessous).

Structuration du massif intrusif de Lanvallay – Lanhélin – Bonnemain : mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

Des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), ont été réalisées par H. Théveniaut (BRGM) sur l'ensemble des intrusions qui composent les granodiorites de Lanhélin – Bonnemain et l'intrusion de Lanvallay.

258 échantillons orientés ont été prélevés sur 76 sites répartis sur l'ensemble du massif en fonction des affleurements disponibles. Ces échantillons ont ensuite été analysés au laboratoire de magnétisme des roches (BRGM/université d'Orléans) à l'aide d'un pont de susceptibilité rotatif de type Kappabridge (KLY-3S, AGICa, Géofysica, République Tchèque). Cet appareil, d'une sensibilité optimale de 1.8 10⁻⁸ SIU, fournit l'intensité et l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM pour chaque échantillon. Ces analyses permettent donc d'obtenir ensuite, en moyenne pour chaque site, la susceptibilité magnétique $K = 1/3(K_{max} + K_{int} + K_{min})$, le degré d'anisotropie $P = K_{max}/K_{min}$ et les directions des axes principaux de l'ellipsoïde $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$ d'ASM.

La susceptibilité magnétique moyenne du massif est très faible et varie entre $K = 11$ et $K = 353 \cdot 10^{-6}$ SIU avec une moyenne de $20,2 \cdot 10^{-6}$ SIU. Ces valeurs sont représentatives d'un comportement essentiellement paramagnétique de la roche sur l'ensemble du massif dont l'anisotropie pourrait refléter la structuration magmatique lors de la mise en place du pluton (Borraille, 1988 ; Hrouda, 1982 ; Tarling et Hrouda, 1993). Les minéraux paramagnétiques présents dans ces roches sont les biotites et dans une moindre mesure, les cordiérites (feuille Dol-de-Bretagne, Bogdanoff *et al.*, 1997). Les variations pétrographiques et de la susceptibilité magnétique sont très faibles d'Est en Ouest et seule la partie occidentale du massif, sur la feuille Dinan, montre les

plus grandes variations de la susceptibilité magnétique moyenne (fig. 16a, hors texte). Des observations similaires peuvent être faites pour le degré d'anisotropie : l'ensemble paraît très homogène dans sa partie orientale avec un degré d'anisotropie variant entre $P = 1,017$ et $P = 1,068$ alors que la terminaison occidentale présente des valeurs plus élevées entre $P = 1,040$ et $P = 1,114$. Ces valeurs restent cependant faibles et représentatives d'une déformation peu importante de l'intrusion anatectique de Lanvallay.

La linéation magnétique ou K_{\min} (fig. 16b, hors texte) est plutôt bien organisée sur l'ensemble du massif. Les directions sont principalement orientées E-W, en cohérence avec l'orientation générale de l'ensemble intrusif. Elles sont faiblement pentées, à l'exception de quelques sites de bordure où la linéation peut être plus fortement pentée et de direction variable. On notera que les linéations varient sur quelques sites de la partie orientale. Au niveau de la terminaison sud-ouest de l'ensemble intrusif (intrusion de Lanvallay), les linéations s'orientent selon une direction NE-SW cohérente avec l'orientation cartographique de l'ensemble intrusif. On notera aussi que les linéations sont essentiellement pentées vers l'Est dans la partie occidentale (feuille Dinan) alors qu'elles sont d'orientation E-W à légèrement pentées vers l'Ouest dans la partie orientale (feuille Dol-de-Bretagne). La zone de convergence des linéations serait alors située dans la partie centre-ouest du massif au niveau de la granodiorite de Lanhélin.

La foliation magnétique est déduite de la linéation K_{\min} qui en est l'axe normal. Les plans de foliation de l'ensemble intrusif sont reportés sur la figure 16c, hors texte. Les trajectoires dessinées à partir de ces plans (fig. 16d, hors texte) mettent en évidence, dans les parties ouest et est de l'ensemble intrusif des structures subelliptiques que l'on peut interpréter comme des dômes magmatiques associés à la mise en place de l'ensemble intrusif.

La structure et donc la mise en place du massif apparaissent être indépendantes des variations pétrographiques et de composition chimique au sein du massif ; on ne distingue pas plusieurs intrusions successives.

Champ de déformation et cinématique globale au Cadomien

La faille de Cancale – Pleslin constitue un élément structurant de cette partie de la chaîne cadomienne bretonne. Une cinématique décrochante senestre est associée à cette faille comme pour d'autres failles ou zones de cisaillement observées plus à l'Ouest. La structuration des terrains évolue de manière contrastée de part et d'autre de cette faille : à l'Ouest, l'allongement des entités géologiques comme les structures pénétratives (foliation-schistosité et stratification) montrent une orientation globale SW-NE (variations dans le détail notamment au sein des migmatites de Saint-Malo) parallèle à la faille de

Cancale – Pleslin (voir schéma structural). À l'Est de celle-ci, au sein de l'unité de Fougères, on retrouve cette orientation globale SW-NE sur une distance plurikilométrique à décakilométrique avant de passer à une orientation structurale principale ~ E-W sur une vaste superficie bien au-delà de l'emprise de la feuille Dinan (*cf.* schéma structural). Cette anisotropie générale est soulignée à nouveau par la schistosité et la stratification redressée des métasédiments et par l'allongement des intrusions du batholite mancellien ainsi que par la linéation magnétique mise en évidence au sein de ce dernier (*cf.* précédemment).

La zone de la faille de Cancale – Pleslin se localise donc entre un domaine oriental structuré principalement en SW-NE en accommodation d'une cinématique cisailante senestre, et un domaine occidental structuré principalement en E-W sans cisaillement majeur mis en évidence.

L'ensemble de cette structuration est compatible avec un raccourcissement général globalement nord-sud. Plus à l'Ouest, en baie de Saint-Brieuc, le raccourcissement est accommodé par les grands décrochements senestres de l'Est de la baie (et par des chevauchements responsables de la mise en place des unités cadomiennes internes (unité d'Yffiniac et de Saint-Brieuc) sur la marge représentée par l'unité partiellement fondue de Guingamp (Balé et Brun, 1983, 1989 ; Strachan *et al.*, 1989 ; Strachan et Roach, 1990 ; Chantraine *et al.*, 2001).

Structuration cassante tardi à post-hercynienne

Plusieurs accidents cassants d'extension limitée ont été mis en évidence par décalage des contours cartographiques des formations géologiques. Ces failles ne sont généralement pas observées directement sur l'affleurement, mais l'observation morphologique permet, sur toute ou une partie de leur longueur, d'en cartographier certaines.

Ces failles s'organisent selon deux directions principales : des failles subméridiennes à NNE-SSW sont reportées de manière irrégulière sur l'ensemble du territoire de la carte, et des failles SE-NW à SSE-WNW, plus rares et localisées plutôt dans le Sud-Ouest.

Ces deux familles semblent affecter le granite de Bobital ce qui leur confère un âge tardivarisque postérieur à 300 Ma. Mais un fonctionnement polyphasé n'est pas exclu, ce qui expliquerait que les failles subméridiennes soient associées, pour leur première phase de « jeu », à la mise en place des filons de dolérites antérieurement à la mise en place du granite de Bobital.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme cadomien dans l'unité de Saint-Malo

Historique des travaux

Les travaux concernant la pétrographie et le métamorphisme du massif de Saint-Malo sont nombreux. Trois grandes périodes peuvent être distinguées :

– à la fin du XIX^e et au début du XX^e siècle, les travaux de C. Barrois (1890, 1892, 1937) et d'Abrard (1923), P. Pruvost (1940) définissent les grandes lignes de la géologie du massif de Saint-Malo : les migmatites, migmatitiques gneissiques, et micaschistes qui le composent sont dénommés respectivement par ces auteurs granulites feuilletées, micaschistes et gneiss granulitiques, schistes micacés et feldspathisés. Dans la conception de l'époque, le massif résultait de l'ascension « d'un magma granulitique » qui modifiait par métamorphisme les micaschistes encaissant ;

– en mettant en évidence, le long de la vallée de la Rance, un gradient métamorphique croissant du Sud vers le Nord, J. Cogné (1952) suscite de nombreux travaux pétrographiques, pétrologiques et géochimiques (Jeannette, 1972 ; Brown, 1979 ; Martin, 1977 et 1980 ; Brun et Martin, 1978 ; Weber *et al.*, 1985 ; Brown et D'Lemos, 1991) qui confirment tous l'existence d'un gradient mais différent quant à l'origine de ce métamorphisme ;

– enfin, dans les années 1990-2001, les travaux pétrologiques, géochimiques couplés à l'analyse structurale à l'échelle de la chaîne cadomienne tentent d'expliquer l'origine de ce métamorphisme à l'échelle de la chaîne cadomienne (Chantraine *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2001).

Paragenèses métamorphiques

À partir d'observations pétrographiques, J. Cogné (1951) fut le premier à mettre en évidence le long de la vallée de la Rance l'existence d'un gradient métamorphique croissant du Sud vers le Nord. Cette conclusion fut étayée par la suite par D. Jeannette (1972) qui établit l'existence de deux métamorphismes (M1 et M2) puis par H. Martin (1977) qui traça les isogrades le long de la vallée de la Rance. Selon ces auteurs, l'épisode M1 est synchrone de la déformation. Il se caractérise par un gradient croissant vers le Nord depuis des assemblages à biotite + muscovite (pointe de la Trégonnais) jusqu'à des assemblages à biotite + sillimanite (de la Trégonnais à La Richardais) avec un début d'anatexie (anse de la Gauthier). Le métamorphisme M2 se caractérise également par un gradient croissant du Sud vers le Nord. H. Martin (1977) définit et positionne les isogrades du métamorphisme. Selon cet auteur, la disparition de la sillimanite dans le secteur de la cale Jouvante est liée à l'existence d'un synforme post-M2. Ce métamorphisme serait « post-D2 » et « anté-D3 » au Sud de la vallée de la Rance et « syn-D3 » au Nord. Cependant, pour être pertinente, cette analyse doit s'affranchir de l'hétérogénéité de la composition des roches. H. Martin (1977)

démontra que la vallée de la Rance, constituée de gneiss et de micaschistes, représentait à l'origine une série sédimentaire grauwackeuse alumineuse avec des passées calcaïques et que les métatexites étaient issues de la fusion partielle des gneiss fins.

Pour notre part, sur la carte de Dinan, nous avons observé du Nord au Sud, les assemblages suivants (fig. 17).

Pour la paragenèse primaire synchrone de la foliation :

- biotite + sillimanite + feldspath potassique ± cordiérite dans les micaschistes et paragneiss fins ;
- biotite + muscovite + feldspath potassique, biotite + sillimanite ou biotite seule.

La paragenèse secondaire se caractérise par l'apparition de muscovite qui blinde le plus souvent la sillimanite.

Compte tenu de la composition chimique de la roche qui peut avoir une incidence sur l'apparition des phases, le gradient thermique est difficile à mettre en évidence. Néanmoins, plus au Sud que l'anse de Garel, la sillimanite n'est plus observée, ce qui suggère un gradient thermique croissant du Sud vers le Nord. Par ailleurs au Sud, ce gradient est perturbé par l'intrusion du granite de Plouër qui développe dans l'encaissant un métamorphisme de contact, le plus souvent caractérisé par une cornéification de la roche. Cependant, à proximité de cette intrusion aucune tache de cordiérite n'a été observée.

Les conditions pression-température

Les conditions pression-température de la fusion dans les migmatites de Saint-Malo sont de l'ordre de 3-4 kbar pour des températures inférieures à 650 °C pour H. Martin (1977) et de 4-7 kbar et inférieur à 800 °C pour M. Brown (1979). Comme l'ont signalé M. Ballèvre *et al.* (2001), deux points doivent par ailleurs être soulignés. Le premier est lié à la succession paragenétique déduite du gradient métamorphique, où l'assemblage sillimanite-microcline se développe aux dépens de la muscovite avant la première phase de fusion partielle. Selon H. Martin (1977), ce fait implique que la pression ne peut excéder 4 kbar (fig. 18). Le second point est l'absence de grenat, disthène et staurotide en regard à la fréquence de l'assemblage biotite-cordiérite-sillimanite, ce qui suggère des conditions de faible pression.

Origine du métamorphisme

Le gradient métamorphique montre que les gneiss, migmatites et granites d'anatexie résultent du métamorphisme de sédiments briovériens comme le suggéraient les précédents travaux (Martin, 1977). Ce métamorphisme produisant des migmatites est un métamorphisme de basse pression haute température.

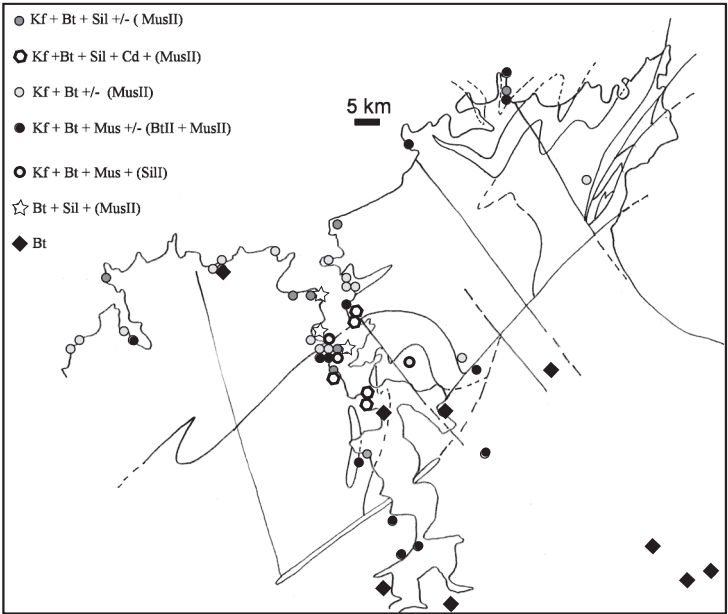


Fig. 17 - Paragenèses métamorphiques observées au sein de l'Unité de Saint-Malo et dans la partie adjacente de l'Unité de Fougères. La paragenèse secondaire se caractérise par l'apparition de muscovite qui blinde le plus souvent la sillimanite

La représentation cartographique du gradient métamorphique soulève cependant des interrogations.

Ce gradient métamorphique est considéré continu (Martin, 1977 ; Weber *et al.*, 1985). Cependant, cette continuité n'a jamais été clairement démontrée. En effet, si le dôme migmatitique de Saint-Malo est bordé au Sud par des chevauchements à vergence sud-est tel que le proposent J.-P. Brun et P. Balé (1990), ces chevauchements devraient recouper le gradient métamorphique et générer des discontinuités métamorphiques. Les migmatites représenteraient dans ce cas un niveau plus profond dans la croûte (Ballèvre *et al.*, 2001).

Par ailleurs, H. Martin (1977) dessine les isogrades d'apparition de la sillimanite et de la cordiérite parallèlement aux structures d'orientation N55-60 au cours de l'épisode M2 synchrone de la migmatisation. Cependant, l'allure des trajectoires de foliation montre que dans la vallée de la Rance, une troisième déformation responsable de plis d'orientation N-S devrait nécessairement modifier l'allure de ces trajectoires.

Si du Nord vers le Sud, le gradient métamorphique est continu ou faiblement discontinu, en revanche à l'Est, dans la région de Cancale, il existe un fort contraste entre les migmatites et les micaschistes. Ce contact jalonné de leucogranites correspond à un accident décrochant ductile senestre dont le rejeu à vraisemblablement été multiple.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Ce chapitre récapitule brièvement l'histoire géodynamique de la région nord-bretonne depuis deux milliards d'années. Quatre grandes périodes peuvent être schématiquement distinguées : le Protérozoïque inférieur (localement nommé Icartien), le Protérozoïque supérieur étendu à l'extrême base du Paléozoïque (histoire cadomienne), le Paléozoïque et la période 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, très à l'écart de la feuille Dinan (fig. 2). Mises en place vers deux milliards d'années (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray *et al.*, 1980 ; 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 BASE DU PALÉOZOÏQUE :
HISTOIRE CADOMIENNE*

**Magmatisme éocadomien du « socle » pentévrien
(750-625 Ma) : formation d'arcs volcaniques précoces**

Les roches les plus anciennes de la chaîne cadomienne bretonne, exception faite des reliques icartiennes, composent le « socle pentévrien » distingué par J. Cogné en 1959 avant d'être abandonné par certains auteurs puis récemment réhabilité. Elles occupent une superficie limitée à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, en dehors de l'emprise de la feuille Dinan (fig. 2), mais s'intègrent dans une longue période de temps de 100 Ma au minimum, entre ~ 750 Ma (Égal *et al.*, 1996 ; Samson *et al.*, 2003 et ~ 625-650 Ma ; Nagy *et al.*, 2002 ; Égal *et al.*, 2005). 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 ; Égal *et al.*, 2005). 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).

Tectonique éocadomienne (645-610 Ma)

Postérieurement à leur mise en place, les terrains pentévriens sont affectés par une déformation dont une partie au moins apparaît antérieure à la mise en place des formations cadomiennes *s.s.* qui les recourent, c'est-à-dire antérieure à ~ 610 Ma (Égal *et al.*, 2005). 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).

Magmatisme du Trégor à forte contamination crustale (615 Ma)

Vers 615 Ma, à la fin de l'évolution éocadomienne, le batholite du Trégor se met en place dans un encaissant icartien (Graviou, 1984 ; Graviou *et al.*, 1988). Depuis B. Auvray (1979), ce batholite du Trégor a été classiquement interprété comme un magmatisme calco-alkalin de marge active. Cependant, les études pétrologiques et géochimiques plus 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-alkaline du batholite ne peut suffire à conclure de façon univoque à une mise en place en contexte de subduction océanique.

610 à 570 Ma : magmatisme cadomien très développé en contexte de marge active

Entre 610 et 570 Ma, se développe un magmatisme de grande ampleur au sein de l'unité de Saint-Brieuc. Il se traduit par la mise en place de formations métavolcaniques datées entre ~ 610 Ma et 590 Ma (Égal *et al.*, 1996a, b ; Cocherie *et al.*, 2001) et d'intrusions gabbroïques à tonalitiques (~ 580-575 Ma ; Égal *et al.*, 1999 ; Nagy *et al.* 2002). Des sédiments détritiques flyschoides (turbiditiques) sont intercalés et surtout recouvrent les terrains métavolcaniques. Ceux-ci ont des signatures géochimiques de tholéiites d'arc et de tholéiites continentales suivant les formations concernées et sont intégrées dans un modèle unique de marge active avec évolution depuis un système d'arc vers un bassin intra- ou avant-arc (Chantraine *et al.*, 2001 et références citées) (fig. 9). Cette marge active aurait fonctionné au moins depuis 610 Ma et au plus tard jusque vers 580 Ma, voire 570 Ma (mise en place syntectonique de gabbros et diorites). 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).

Tectonique cadomienne majeure vers 570 Ma : raccourcissement de la marge active

À partir de 580 Ma environ et avant 570 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991a), la marge active (subduction et extension marginale) cesse de fonctionner et subit un raccourcissement régional NE-SW. Celui-ci est accommodé notamment par de grands décrochements et décrochevauchements senestres (Strachan *et al.*, 1989 ; Strachan et Roach, 1990) associés à des chevauchements vers le Sud-Ouest (WSW) (Balé et Brun, 1983, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun *et al.*,

2001 ; Égal *et al.*, 2005) (fig. 19). Quelle que soit la part chevauchante attribuée par les auteurs, l'épaississement rapporté à cette tectonique cadomienne reste modéré (Hébert et Ballèvre, 1993 ; Hébert *et al.*, 1997, Ballèvre *et al.*, 2001). Les terrains ayant subi le métamorphisme et donc l'enfouissement le plus marqué (roches gabbroïques de l'unité d'Yffiniac – Belle-Isle) sont ensuite exhumées et juxtaposées le long de la faille de la Fresnaye avec des roches peu métamorphiques de l'unité de Saint-Malo (schistes de Lamballe). L'unité d'Yffiniac – Belle-Isle et la faille de la Fresnaye sont interprétées comme, respectivement, la suture et la faille majeures de la chaîne cadomienne (Brun *et al.*, 2001 ; Chantraine *et al.*, 2001).

Migmatitisation au front de l'orogène (unité de Guingamp)

Bien que « modéré », l'épaississement tectonique cadomien apparaît responsable de la migmatitisation partielle observée 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 ; Ballèvre *et al.*, 2001) (fig. 19). Cette migmatitisation n'est pas datée précisément mais est antérieure à la mise en place de l'intrusion de Ploufragan datée à ~ 535 Ma (Hébert *et al.*, 1993).

Sédimentation briovérienne antérieure à 540 Ma dans les unités de Saint-Malo et de Fougères

Dans la zone plus externe de l'orogène cadomien (domaine cadomien normano-breton), une abondante sédimentation détritique rythmique (flyschoïde) se produit en avant de la zone orogénique interne pour constituer les épaisses séries de schistes briovériens de ce domaine. Le contexte de dépôt de ces séries est encore peu contraint mais une origine turbiditique est proposée pour au moins une partie d'entre eux (Garlan, 1985). Ces sédiments terrigènes se répartissent au sein des unités de Saint-Malo et de Fougères et se différencient selon leur unité d'appartenance par la présence de niveaux de phanites dans l'unité de Saint-Malo et de fragments détritiques remaniés de ces mêmes phanites dans l'unité de Fougères. À partir de ces variations lithologiques et de leur position géographique respective, les premiers sont classiquement rapportés au Briovérien inférieur et les seconds au Briovérien supérieur (Chantraine *et al.*, 1988 et références incluses). Toutefois, cette chronologie est discutée par certains auteurs (Dabard, 1997). Quoi qu'il en soit, ces séries se sont toutes déposées antérieurement à 550-540 Ma, âge de la migmatitisation et des intrusions (batholite mancellien) qui affectent et recoupent ces séries briovériennes (voir ci-dessous).

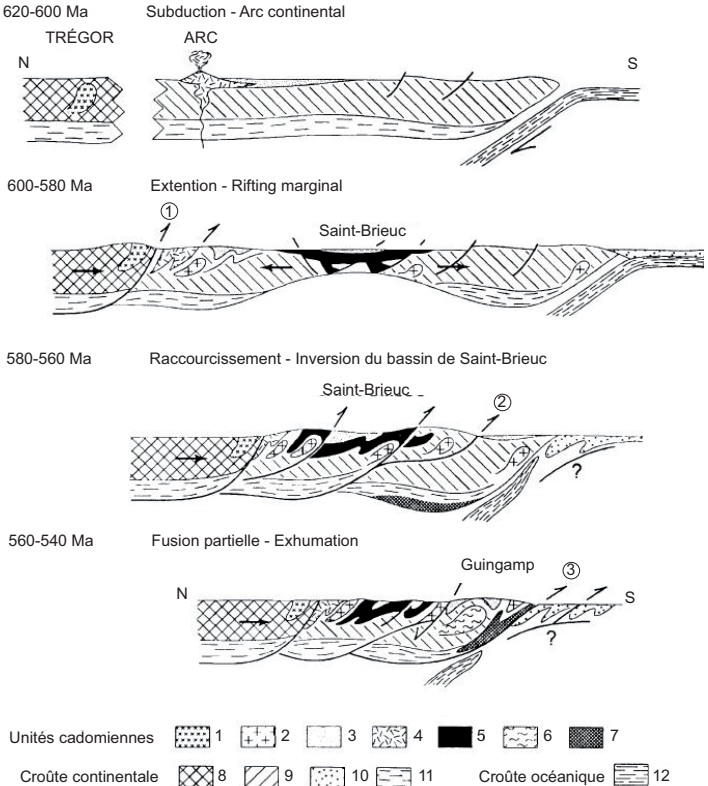


Fig. 19 - Évolution de la marge cadomienne (Chantraine *et al.*, 2001).

Unités cadomiennes ; 1 : batholite Nord-Trégor ; 2 : autres plutons cadomiens ; 3 : sédiments briovériens ; 4 : volcanites de Paimpol ; 5 : volcanites de Lanvollon-Erquy ; 6 : Migmatites de Guingamp ; 7 : écaille d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre. Croûte continentale ; 8 : croûte supérieure icartienne ; 9 : croûte supérieure pentévrienne ; 10 : prisme d'accrétion ou marge continentale ; 11 : croûte inférieure ; 12 : croûte océanique (manteau supérieur non représenté). Failles majeures ; 1 : Locquémeau-Lézardieux ; 2 : Plouagat-Coëtmieux ; 3 : Belle-Isle – La Fresnaye

Antérieurement à la mise en place du batholite mancellien (ou pour partie contemporanément), les sédiments briovériens de la zone cadomienne externe ont subi une déformation régionale en raccourcissement marquée par le redressement généralisée des couches (du fait de plissements difficiles à mettre en évidence sur le terrain) et l'apparition d'une schistosité plus ou moins pénétrative dans les conditions de stabilité de la biotite (faciès schistes verts inférieurs).

Migmatitisation et granitisation à 550-540 Ma

Vers 550-540 Ma, des processus de fusion crustale se manifestent dans la zone externe de l'orogène, par la migmatitisation partielle des sédiments briovériens de l'unité de Saint-Malo et par l'intrusion des nombreux plutons qui constituent le batholithe mancellien au sein de l'unité de Fougères (et localement en dehors de celle-ci).

L'actuelle position géographique des migmatites de Saint-Malo, 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. Les assemblages métamorphiques principaux témoignent uniquement d'un fort gradient géothermique, il n'y a pas de raison objective de relier ces migmatites à un fort épaissement crustal et aucun modèle (relaxation thermique, extension et fusion partielle des sédiments qui induit l'inversion du bassin) n'est actuellement satisfaisant. Dans l'unité de Fougères, pour ces mêmes auteurs (Ballèvre *et al.*, 2001), c'est l'ascension de magmas basiques juvéniles au sein de la croûte qui auraient été à l'origine de la fusion partielle des métasédiments et mise en place des granodiorites mancelliennes : le gabbro de Trégomar, et celui d'Ernée plus à l'Est pourraient être les témoins de ces magmas juvéniles.

À peu près en même temps que se produit la migmatitisation dans l'unité de Saint-Malo, les plutons du batholite mancellien se mettent en place à un niveau crustal relativement élevé. Ces plutons sont considérés par certains auteurs comme l'équivalent magmatique plus évolué et plus superficiel des migmatites de Saint-Malo (D'Lemos et Brown, 1993).

Postérieurement à leur mise en place, certaines intrusions sont déformées le long de zones localisées comme c'est le cas au niveau de la bordure occidentale du complexe intrusif de Lanvallay – Lanhélin sur la feuille Dinan.

Tectonique extensive : 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 n'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 en termes de « pull apart » avec le fonctionnement du cisaillement dextre nord-armoricain 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

L'histoire paléozoïque 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 ; Dauteil *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).

Les modalités de l'extension ordovicienne sont assez mal connues, d'autant que des datations effectuées sur les plutons intrusifs du centre-Bretagne (Plouguenast, Ménéac, Plémet) traduisent un épisode magmatique d'assez grande ampleur jusque-là sous-estimé et difficile à intégrer pour l'instant de manière satisfaisante : l'association dans des domaines qui se jouxtent de granodiorites, de leucogranites peu déformés et d'orthogneiss très déformés, tous d'âge sensiblement équivalent, rend complexe la compréhension de cette phase magmatique et tectonique.

Au Carbonifère inférieur, une distension généralisée en Bretagne nord se marque par le développement d'un champ filonien doléritique (Velde, 1970 ; 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). Le granite de Bobital, affleurant pour partie sur la feuille Dinan, est contemporain de ces plutons mais localisé à l'écart du CNA et constitue le plus oriental des massifs granitiques varisques

Il est vraisemblable que les grands cisaillements décrochants cadomiens de direction NE-SW, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, ont rejoué au Varisque (Lefort et Aïfa, 1996 ; Ballèvre *et al.* 2001). Par ailleurs, dans la partie nord-ouest de la ceinture cadomienne, de part et d'autre de la baie de Lannion, la tectonique varisque apparaît responsable de la déformation pénétrative et du métamorphisme de terrains cadomiens (Autran *et al.*, 1979).

MÉSO-CÉNOZOÏQUE

Mésozoïque

D'une manière générale, on ne connaît pas le comportement du Massif armoricain au cours du Mésozoïque car les études ne peuvent pour l'instant s'appuyer sur aucun témoin sédimentaire fiable de cette période. On sait cependant que les limites actuelles de ces sédiments sur les bordures du Massif armoricain avec les bassins sédimentaires limitrophes (bassin de Paris, bassin d'Aquitaine) sont des limites érosives : les sédiments ont donc pu être représentés sur le Massif armoricain (notamment le Crétacé supérieur) avant d'être érodés dans leur totalité sauf éventuellement dans quelques sites particuliers. Ils auraient pu par exemple être préservés au sein de l'hémi-graben de Rennes sous le remplissage tertiaire. Mais un sondage carotté de 700 m a été réalisé en 2010 dans ce graben (projet CINERGY) et aucun sédiment mésozoïque n'a été caractérisé (couverture tertiaire directement sur le socle briovérien) (Bauer *et al.*, 2011). Quelques dépôts paléogènes pourraient par ailleurs remanier les fossiles des formations de la fin du Mésozoïque : sables de Savenay. Les silex présents sur le plancher de la baie du Mont-Saint-Michel proviendraient de gisements de craie sénonienne reconnus dans le golfe Normand-Breton, au Sud des îles Chausey (Graindor et Marie, 1959 ; Hommeril, 1967 ; Giresse *et al.* 1972).

On sait aussi que le Massif armoricain, après avoir vraisemblablement subi une phase de pénéplanation post-hercynienne dont les éléments érodés se déposent dans les bassins péri-armoricains, se trouve en position altimétrique « haute » au moment de l'ouverture de l'atlantique et particulièrement au moment du rifting dans le golfe de Gascogne dont il forme l'épaule septentrional : cette position « élevée » et donc le différentiel d'altitude entre surface continentale et niveau marin relatif, a favorisé une altération importante, qui a modifié les roches du socle protéro- et paléozoïque mais aussi celles du Jurassique et du Crétacé, comme cela peut-être observé dans certains secteurs des Pays de la Loire et de Vendée. Il est probable que ces phases d'altération

anté-cénozoïques aient largement affecté le Massif armoricain dans sa partie bretonne mais jusqu'à aujourd'hui, aucun profil n'a pu raisonnablement être rapporté à ces périodes d'altération crétacée.

Paléogène

Les études récentes sur le Cénozoïque armoricain (Wyns, 1991 ; Wyns, 1996 ; Quesnel, 1996 ; Thomas, 1999 ; Wyns et Guillocheau, 1999 ; Brault, 2002) ont montré que dès la fin du Crétacé, l'essentiel du Massif armoricain est émergé : ce fait est à relier à la compression pyrénéenne et aux déformations de grande longueur d'onde qui affectent la lithosphère au front des domaines orogéniques (flambage). Comme au Crétacé inférieur, la position haute du massif et l'action de climats chauds et humides vont favoriser une altération importante qui va générer des profils épais (de l'ordre de 25 à 30 m). Aujourd'hui, sur la feuille Dinan, seules subsistent les racines profondes de ces profils, excepté dans certains secteurs (Saint-Hélen) où est préservé l'intégralité du profil y compris ses cuirasses sommitales (démembrées). Le développement des profils d'altération et l'aplanissement progressif de la surface continentale ont pu s'opérer globalement jusqu'à l'Éocène supérieur où les conditions climatiques ainsi que le régime de contrainte tectonique évoluent.

Les silicifications rencontrées sur la feuille Dinan ne sont pas datées, comme d'ailleurs sur l'ensemble du Massif armoricain. Elles sont rapprochées de celles du bassin de Paris pour lesquelles l'âge Éocène moyen – Éocène supérieur est admis. Ces silicifications ne sont pas en place sur la feuille Dinan car nulle part ne sont préservés les profils d'altération dans leur entier. On peut imaginer que pour un développement moyen de 15 à 20 m d'altérites, cela signifie qu'elles se situaient à des altitudes dépassant 120 ou 130 m : ceci met en évidence un léger différentiel par rapport à celles du bassin de Paris préservées sur les bordures du Massif armoricain où l'altitude de 100 m est généralement observée. L'apparition de ces silicifications marque un changement dans les conditions climatiques et tectoniques : à la fin de l'Éocène supérieur (Priabonien), le climat s'aridifie et les saisons deviennent contrastées, la topographie évolue avec la création de petits domaines plus ou moins endoréïques qui vont recevoir les produits de démantèlement partiel des profils d'altération. Le mécanisme de création de ces domaines en subsidence est encore incertain mais on peut raisonnablement le rapprocher d'un phénomène qui commence à prendre de l'ampleur partout en Europe et qui est l'individualisation du « Rift Ouest-Européen ». Cet évènement extensif généralisé, qui va utiliser sur le Massif armoricain les failles orientées N°140 (faisceau de Quessoy par exemple) va provoquer l'abaissement du bâti et permettre, alors que le niveau marin reste globalement constant, l'ennoyage progressif du massif (argiles stampiennes de Quessoy, Stampien de Saint-Jacut-du-Mené, Rupélien marneux puis calcaire marin du Sud de Rennes par exemple).

À la fin de l'Oligocène inférieur, tout le domaine armoricain se trouve à nouveau et très rapidement émergé, ceci étant vraisemblablement la conséquence d'une variation eustatique très rapide. 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). 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 pas encore (altitude-géométrie) dans son état actuel (Wyns, 1991).

Mio-pliocène

Au Miocène moyen, la mer s'est avancée en direction du col du Cotentin et de la baie du Mont-Saint-Michel. La transgression de la « mer des faluns » au Llanghien-Serravalien semble avoir envahi une topographie irrégulière, avec plusieurs stades d'envahissement en fonction de mouvements liés à une nouvelle phase de distension liée aux mouvements alpins. Les faluns miocènes de Boulienne, au fond de la baie du Mont-Saint-Michel se rattachent à un ensemble reposant sur à une vaste plate-forme littorale entre l'escarpement du Cotentin et les îles anglo-normandes : formations carbonatées sur l'estran de Gouville-sur-Mer, (Hommeril, 1967 ; feuille Coutances, Dupret *et al.*, 1997) et faluns du col du Cotentin. Au Sud de Dinan, les faluns miocènes sont conservés dans des bassins plus ou moins étendus entre l'axe granitique Bobital – Bonnemain et la zone broyée nord-armoricaine : bassins du Quiou, de Dingé, de Feins, de Montreuil-sur-Ille (Durand, 1959). Au Quiou, ils correspondent à des dépôts de plate-forme carbonatée en mer ouverte et vers l'Est ils s'élèvent à des altitudes comparables à celles de la plate-forme de Saint-Pierre-de-Plesguen. Il est admis que lors du maximum de la transgression, un bras de mer reliait le golfe ligérien au golfe Normand-Breton. Le décapage des arènes coiffant l'axe granitique Bobital – Bonnemain, a alors alimenté en sable et en montmorillonite les aires de sédimentation périphériques où les courants marins engendraient de grandes dunes hydrauliques. Au Quiou, les dépôts sédimentaires sont décalés par des failles tardives (Thomas, 1999), mais rien ne permet de déterminer l'origine du piège sédimentaire correspondant au dépôt de Boulienne, en bordure de la mare de Saint-Coulban.

Dès la fin du Serravallien, vers 11 Ma., une importante régression se prolongeant au Tortonien inférieur (Haq *et al.*, 1988) est attribuée à un accroissement du volume des glaces dans l'Antarctique ou à un soulèvement de grande longueur d'onde résultant de la compression alpine. On lui attribue des incisions fluviales sur la plate-forme continentale armoricaine (Paquet *et al.*, 2010) ainsi que le creusement de vallées dans la péninsule armoricaine (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 ; 2002). Les « sables rouges » les remblayant ont été attribués à plusieurs cycles sédimentaires datés par RPE (Résonance Paramagnétique Électronique) du Miocène supérieur, du Pliocène et du Pléistocène inférieur. Lors de chaque phase, en fonction de réajustements tectoniques, les réseaux hydrographiques se sont réorganisés. Ainsi la Rance moyenne a pu avoir à l'origine une direction d'écoulement différente de son orientation actuelle. Ces paléo vallées sont tronçonnées et leur reconstitution n'est guère envisageable en raison de la rareté des témoins. Au Sud de la baie du Mont-Saint-Michel, les sables rouges du Val-Saint-Revert en bordure du granite de Saint-Broladre, encaissés dans des arènes très rubéfiées (Pelhate, 1956), remanient des éléments de la formation silicifiée du bois du Launay, ainsi que des conglomérats caverneux. C. Bourdillon y a déterminé d'abondants débris de mollusques, des valves d'ostracodes et quelques foraminifères souvent conservés sous forme de moules internes. Le cachet de cette faune évoque le Miocène moyen à supérieur. Les sables et galets perchés 70 m au-dessus de la surface du fond de la baie du Mont-Saint-Michel correspondent sans doute à un ancien lit du Couesnon, prolongeant le tracé repéré aux abords du Vieux-Vy-sur-Couesnon (feuille Combourg, Dadet *et al.*, 1987).

Sur la feuille Lamballe (Thomas *et al.*, 2011), les dépôts de Saint-Samson vers 50 m d'altitude, montrent plusieurs phases de dépôts correspondant à deux réseaux fluviaux successifs. Des dépôts de sables rouges ou de galets coiffant les crêtes d'interfluves entre 100 et 125 m d'altitude au Sud de cette feuille correspondent à des épandages fluviaux où à des formations marines peu remaniées. Ces formations pouvant appartenir aux cycles transgressif/régressif qui se sont succédés entre le Tortonien et le début du Pléistocène n'ont pas été reconnues dans la région de Dinan entre le bassin miocène du Quiou et Saint-Malo. L'encaissement de la Rance à travers l'axe granitique Bonnemain – Bobital semble avoir suivi la régression de la mer pliocène. Ce creusement correspond à une crise tectonique bien enregistrée en Basse-Normandie au pléistocène inférieur (Dugué *et al.*, 2009).

Une chute importante du niveau de base à 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'événement 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-Kerfourme *in* Fourniguet *et al.*, 1989).

Pléistocène

Dès la fin du Pliocène (Prétiglien), 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.

L'encaissement de la Rance à travers l'axe granitique Bonnemain – Bobital semble avoir suivi la régression de la mer pliocène. Ce creusement correspond à une crise tectonique bien enregistrée en Basse-Normandie au pléistocène inférieur (Dugué *et al.*, 2009).

L'encaissement des rivières pendant le Pléistocène inférieur a été rapide et bien supérieur à celui des rivières mio-pliocènes. L'examen des terrasses alluviales de la Rance moyenne, montre que le soulèvement s'est ralenti dès le Pléistocène moyen. L'absence de plages pléistocènes soulevées sur les rivages du golfe de Saint-Malo, ainsi que l'emboîtement des nappes alluviales inférieures de la Rance permet de penser que le mouvement s'est ensuite inversé.

Le tracé de la vallée de la Rance n'est pas contrôlé par la structure et tranche successivement les unités de Fougères et de Saint-Malo, en particulier au Nord de Pleudihen où la rivière a creusé une gorge étroite dans la formation granitoïde

de Plouer-sur-Rance, au lieu de suivre les schistes briovériens en direction de Cancale. C. Barrois (1893) avait envisagé un évidement de la baie de Cancale par une paléo Rance détournée par la suite lors d'une capture en direction de Saint-Malo et cette hypothèse avait été adoptée par plusieurs auteurs (Barré, 1905 ; Devoir, 1908 ; Vacher, 1919). Au vu des sondages et des levés effectués dans le cadre du lever des feuilles Dinan et Saint-Malo (Hallégouët et Lebret), il apparaît que le talweg actuel correspond à l'encaissement rapide d'un cours d'eau installé sur une surface d'abrasion s'inclinant vers le Nord.

Le creusement des vallées s'est fait par étapes en fonction de la succession des régressions marines accompagnant les cycles glaciaires : terrasses climatiques froides de la Rance moyenne. Sur les versants, la cryoclastie et la gélifluxion fournissaient aux cours d'eau des masses de débris considérables dont l'accumulation a engendré des nappes alluviales se singularisant par la présence de blocs démesurés. En période tardi-glaciaire ou au début des phases climatiques froides, l'incision d'un nouveau lit dans la nappe alluviale a déterminé la formation de terrasses climatiques froides étagées ou emboîtées. Elles sont bien développées sur le versant méridional de la péninsule bretonne (Guilcher *et al.* 1961). Sur le versant septentrional du Massif armoricain, les rivières rejoignant le golfe de Saint-Malo ont également construit des terrasses (Antoine *et al.*, 2003).

Les terrasses encadrant le cours moyen de la Rance vers 50 m et 28 m, en altitude relative, plongent rapidement et disparaissent en aval du méandre de Taden. Leur élimination résulterait de la puissance des courants de marée dans une ria méga tidale, à étranglements, lors des transgressions marines. Des concavités de méandres sont inscrites de part et d'autre des secteurs élargis de l'estuaire en aval de Mordreuc, ainsi qu'au Nord du goulet de Saint-Hubert. Entre la pointe du Puits et le barrage de la Rance, l'île Notre-Dame et l'île Chevret correspondent à des recoupements de méandres ou à l'incision de nouveaux cours dans les nappes alluviales. En aval de Lanvallay, le recoupement d'un méandre pincé a isolé une île se dressant au centre du cirque de Grillemont.

Les hypothèses de R. Musset (1927) sur l'organisation du réseau hydrographique avant l'évidement de la baie du Mont-Saint-Michel sont en partie confirmées par les observations effectuées au moment du lever de la feuille Saint-Malo (2009). Celui-ci estimait que la dépression NW-SE recoupant les séries géologiques du massif de Saint-Malo, entre Saint-Malo et La Gouesnière, correspondait à un ancien cours du Couesnon, au Sud du Mont-Dol, grossi de la Sélune et du Guyoult, En parallèle, au Sud de la cloison Lillemer – Saint-Guinoux, le Méleuc grossi du Biez Jean aurait suivi la dépression de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine, prolongée par la vallée de la Goutte, pour rejoindre la Rance. On observe en effet des densités importantes de débris de cuirasses mobilisés à plusieurs reprises par les cours d'eau et la mer,

sur les buttes et le glacis dominant le marais de Dol entre Roz-Landrieux et Miniac-Morvan. Ces formations également dispersées sur le massif de Saint-Malo à l'Ouest de la baie de Cancale correspondent à des épandages fluviaux déjà orientés vers le Nord-Ouest avant l'encaissement des vallées fossiles du Routhouan et de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine. Les terrasses de la Rance en amont de Dinan se distinguent de ces dépôts par l'absence de grès tertiaires résiduels.

Les sondages réalisés aux abords de la gare de Limonay, montrent que le Routhouan suit un tracé hydrographique ancien guidé par des rejeux tectoniques. En l'absence de terrasses alluviales comparables à celles des rivières débouchant à l'Est de la baie, il semble que seul le Guyoult se soit écoulé en direction de Saint-Malo. Le Couesnon ainsi que la Sélune suivaient vraisemblablement d'autres tracés, à l'Ouest de Cancale (feuille Saint-Malo, 2009). L'évidement de la baie du Mont-Saint-Michel dans les schistes gréseux au Nord du massif de Lanhélin résulte de la divagation des rivières orientales vers l'Ouest. Après le détournement du Guyoult, le Couesnon a capturé le Méleuc, puis le plancher de la baie a été progressivement nivelé par la migration des cours fluviaux, en arrière du seuil Cancale – Granville, pendant les périodes de régression marine. Le décapage du plancher de la baie a été total lors des cycles périglaciaires et une aire de déflation éolienne correspondant aux dreikanterers reconnus localement en sondage, a pu alimenter des dunes continentales au pied des versants de l'Avranchin, jusqu'au Tardi-glaciaire (Lautridou, 1985).

Dans la vallée de la Rance, les versants ont été également décapés en début de période glaciaire, puis l'accumulation des heads périglaciaires a adouci les pentes. Sur la rive droite de l'estuaire, les dépôts saaliens sont localement préservés (Monnier *et al.*, 1983). Lors du dernier maximum glaciaire entre - 27 000 et - 15 000 BP, des poussières lœssiques arrachées aux fonds de la Manche et parfois des sables se sont déposés sur le massif de Saint-Malo et les plateaux de part et d'autre de la Rance. À l'abri des vents d'Ouest, les apports éoliens successifs du Pléniglaciaire supérieur sont parfois conservés : rive gauche de l'estuaire et têtes de vallons. Sur les surfaces planes, les accumulations étaient sans doute discontinues et des aires de déflation devaient subsister. Cette couverture a été en grande partie érodée dès la fin du cycle glaciaire weichsélien.

Le **Tardiglaciaire** a été marqué par des phases de refroidissement sévères comme celle du Dryas récent. Le ruissellement et parfois la cryoreptation sur les pentes sont à l'origine de dépôts colluviaux à la base des grands versants et dans les têtes de vallons. Les rivières du marais de Dol ne semblent pas avoir eu un débit suffisant pour inciser leur cours et vers 10 900 cal. BC des vases organiques se déposaient dans la vallée du Biez Jean au Sud du marais de Dol (Morzadec-Kerfourn, 1995).

Holocène

À l'Holocène comme au cours des phases tempérées antérieures, le développement d'un prisme sédimentaire important a limité les érosions marines et par conséquent le recul des versants entre Saint-Méloir et Dol-de-Bretagne. En période de haut niveau marin les vagues ont peu à peu élargi l'entrée de la baie du Mont sur le golfe Normand-Breton, entre Cancale et Granville.

La transgression flandrienne à l'Holocène inférieur est marquée par une élévation rapide du niveau marin qui a porté le niveau des hautes mers jusqu'à 1 m NGF, dans le marais de Saint-Coulban dès la fin de l'Atlantique. Dans la partie externe de la baie, au Nord des digues, les données sismiques montrent que le prisme transgressif holocène correspond à une succession de corps sédimentaires irréguliers où s'inscrivent des chenaux tidaux. Depuis 6 500 BP (4 550 BC), ils se sont succédés avec une périodicité de 1 000 à 2 000 ans correspondant à des périodes de tempêtes mises en parallèle avec les événements froids reconnus depuis l'Holocène moyen dans l'hémisphère nord (Tessier *et al.*, 2010).

Dans le marais de Dol, la base du cortège transgressif est représentée par des sédiments de haute énergie. Ces formations sableuses correspondent au décapage et au tri de dépôts périglaciaires, en particulier les sables éoliens weichséliens, sur la plate-forme à écueils à l'extérieur de la baie. Après l'optimum climatique de l'Atlantique, avec le ralentissement de la transgression, l'architecture des bancs et des dépôts tidaux a été rythmée par les progrès de la transgression marine et l'impact des crises climatiques. Le colmatage progressif de la baie, avec une réduction de la pente de l'estran a eu pour conséquences une réduction de l'énergie des vagues et une diminution de la taille des particules vers le Sud de la baie. La formation d'un bourrelet pré littoral surbaissé, a permis l'individualisation d'une dépression en avant du versant continental. Cette ligne de rivage interne n'était qu'occasionnellement atteinte par les vagues, lors des tempêtes ou des phases d'accélération de la transgression. La sédimentation dans cette zone est caractérisée par l'accumulation de corps sédimentaires avec alternance de tourbes lacustres ou saumâtres et de tangles argileuses succédant aux sables à hydrobies correspondant à la première phase transgressive de l'Atlantique. La croissance des tourbes a été localement favorisée par un niveau élevé de la nappe phréatique pendant les périodes humides (marais de Saint-Coulban). Il y a dans ces zones un déficit de sédiments marins pendant les périodes de haut niveau. Ces dernières sont alors identifiées en fonction de marqueurs montrant l'élévation de la salinité.

Plusieurs phases d'accélération de la transgression ont été mises en parallèle avec les niveaux transgressifs définis aux Pays-Bas (Morzadec-Kerfour, 1995, 2002). Elles alternent avec des périodes de stabilisation ou d'émersion pouvant être rapprochés des bas niveaux établis par M. Ters (1973). Des courbes de

variations du niveau marin sont proposées en fonction des analyses polliniques de sédiments organiques et de datations radiocarbone. Cependant, les altitudes ainsi que la position des lignes de rivage ne peuvent être qu'approximatives en raison de la compaction des sédiments ou de l'absence de corps sédimentaires représentatifs de certaines époques, dans la partie occidentale de la baie (Clet *et al.*, 1981).

À la fin de l'Atlantique, la transgression est marquée par des oscillations (Calais 1 - Calais 2), la mer se retire définitivement du marais de Saint-Coulban à partir de $5\,550 \pm 150$ BP ($4\,330 \pm 290$ cal. BC) et au Sud du mont Dol l'influence marine régresse également (Morzadec-Kerfourm, 2002).

Au Subboréal, l'occupation humaine est importante autour de la butte de Lillemer, vers $3\,850$ BC, au Néolithique moyen, (Laporte *et al.*, 2003 ; Bizien-Jaglin *et al.*, 2010). L'influence marine est attestée à nouveau dans le Biez Jean, jusqu'à Vildé Bidon, par la présence dans les tourbes de nombreuses Chénopodiacées, à partir de $4\,800 \pm 140$ BP ($3\,640 \pm 310$ cal. BC) jusqu'à $4\,400 \pm 140$ BP ($3\,110 \pm 270$ cal. BC) (*cf.* annexe 9). Cette élévation du niveau marin, pourrait correspondre au début de la phase transgressive Calais 4. Le niveau des plus hautes mers a pu atteindre alors 3,50 m NGF (Clet-Pellerin *et al.*, 1981).

La régression subboréale est exprimée dans la partie orientale de la baie du Mont par des chenaux (L'Homer *et al.*, 1999). Ces derniers ont été comblés de tangué lors de la reprise de la transgression ($3\,900 \pm 140$ BP - $2\,390 \pm 370$ cal. BC), qui est suivie d'un net fléchissement vers $3\,450 \pm 100$ BP ($1\,750 \pm 230$ BC).

À la fin du Subboréal, une nouvelle élévation du niveau marin correspond dans la vallée du Biez Jean, vers $3\,100$ BP ($1\,350$ cal. BC) au dépôt de limons sur les tourbes lacustres, puis à Vildé Bidon, une nouvelle tourbière s'installe (Morzadec-Kerfourm, 1995, 2002). En fin de transgression près du mont Dol vers $1\,210 \pm 240$ cal. BC, la végétation colonisait les tangués. Cette transgression dite de l'Âge du Bronze vers $1\,200$ BC, est contemporaine du Dunkerque 0 et semble avoir atteint dans le marais de Dol un niveau proche de 5 m NGF.

Au début du Subatlantique, une nouvelle phase de ralentissement, correspond aux formations tourbeuses occupant la Grande Bruyère à l'Est de Lillemer. Cette cuvette pouvait communiquer épisodiquement avec la mer par des chenaux entaillant le bourrelet littoral entre le Vivier et Saint-Benoît, lors d'épisodes transgressifs ou d'ondes de tempête. Le sol tourbeux plus ou moins saumâtre daté de $2\,390 \pm 100$ BP (570 ± 220 cal. BC) à la Fauvelière (sondage 2461,56 - MK1) près du mont Dol, permet de situer le niveau des hautes mers à ce moment, vers 1,80 m NGF (régression dite de l'Âge du Fer).

La transgression a repris pendant la Tène et elle a envahi les ateliers de sauniers établis sur le « Grand Sillon » dès la fin du I^{er} siècle après J.-C : « transgression dite Romaine » (Bizien-Jaglin, 1995). Une seconde génération de sauniers a pu s'installer à nouveau, de la fin du III^e siècle jusqu'au milieu du IV^e siècle (l'Aupinière), mais les sites ont été à nouveau abandonnés à la suite d'un nouvel épisode transgressif qui a porté le niveau des hautes mers vers 6-7 m NGF « transgression mérovingienne ». Dans l'estuaire de la Rance, l'implantation du camp viking de Gardaine, sur l'estran au Sud de Saint-Suliac implique un niveau des hautes mers inférieur à 2 m NGF à l'époque carolingienne.

Après l'an 1 000, de nouvelles incursions marines ont contraint les communautés villageoises installées à l'abri des crêtes littorales en bordure de la baie du Mont-Saint-Michel à se protéger des tempêtes. Les remblais entre les buttes coquillières ont été progressivement renforcés et vers l'Est, la fermeture du marais de Dol, par la digue dite de la Duchesse-Anne au XV^e siècle, a arrêté la sédimentation marine. Les incursions marines qui se sont succédées pendant le Moyen-Âge ont amené la mer jusqu'à son niveau actuel. Elles sont assimilées au Dunkerquien 1, 2 et 3.

Sur la feuille Dinan, contrairement aux havres du Cotentin plus au Nord (Giresse *et al.*, 1973), il n'a pas été observé de dépôts transgressifs flamands à des altitudes supérieures à l'actuel. Actuellement la baie du Mont-Saint-Michel et le marais de Dol correspondent à une zone en voie de subsidence. La comparaison de levés topographiques montre un affaissement de 0,20 à 0,40 m pour le dernier millénaire (Guennoc et Lenotre, 2009). Antérieurement l'ampleur des mouvements a pu varier en raison de réajustements lithosphériques résultant de la fonte des calottes glaciaires. On remarque en effet pour l'Holocène, que les courbes de variation du niveau marin dans les latitudes moyennes sont rarement synchrones et parfois en opposition de phase. Pour des régions voisines, les dates et les niveaux proposés sont sensiblement différents en fonction des mouvements du sol, de la morphologie locale, des coefficients de marée et du choix des indicateurs utilisés pour identifier les oscillations du niveau marin (Ters, 1973 ; Morzadec-Kerfourn, 1974b, 1995, 2002 ; Clet-Pellerin *et al.*, 1985 ; L'Homer *et al.*, 2002 ; Meurisse-Fort, 2008).

Dans l'estuaire de la Rance, la mise en service de l'usine marémotrice en 1967, en réduisant le marnage et le domaine tidal est à l'origine de la modification des mécanismes hydro-sédimentaires. Le rééquilibrage du milieu se traduit actuellement par l'envasement de la partie amont de la ria et par l'érosion des schorres là où le fetch est suffisant pour engendrer des vagues.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, OCCUPATION DE L'ESPACE ET USAGES

Les données de l'IPLI (1983) et de Cœur (2008) ont été utilisées pour rédiger ce chapitre.

Espaces urbanisés

On observe depuis 1960, un développement de l'agglomération de Dinan et une expansion urbaine dans les communes de part et d'autre de l'estuaire de la Rance, ainsi que le long de l'axe Saint-Malo – Rennes. L'habitat individuel diffus est gourmand en terres agricoles et les exploitations sont peu à peu grignotées dans le triangle Saint-Malo – Dinard – Dinan, par la multiplication des voies de communication, les équipements urbains, ainsi que par la création de zones commerciales, artisanales et industrielles (Miniac – Morvan).

Espaces agricoles

Les terres agricoles occupent ~ 55 % de la superficie totale du pays de Saint-Malo. Entre 2000 et 2006, la surface agricole utilisée s'est réduite dans des proportions importantes (de 0 à - 20 % selon les communes) dans la zone légumière au Nord de la carte, entre Saint-Père et Ploubalay ainsi que dans le marais Blanc au Nord-Est. Le pourcentage des terres labourées diminue progressivement vers le Sud au profit des surfaces en herbe pour l'élevage laitier. Au total pour le pays de Saint-Malo, la réduction des surfaces agricoles est de 7,20 % pour la période considérée. On constate aussi une diminution des prairies humides naturelles qui ont été souvent drainées afin de faciliter l'évolution des engins agricoles. Autour de Dinan (communes de Léhon, Quévert et Taden), les zones humides occupent 17 à 23 % du territoire et correspondent à des sols à gley. Les sols agricoles sont anthropisés et ont été déstructurés par les labours profonds et le passage d'engins agricoles lourds. Leur qualité agronomique dépend des substrats et du pourcentage de matière organique, dans l'horizon superficiel. Sur les pentes, l'horizon humifère est tronqué par le ruissellement et depuis l'arasement des talus, des sols colluviés épais se développent en bas de versant. Les labours sur les plateaux amènent fréquemment en surface les pierres et l'arène du régolite. La couverture limoneuse est en grande partie érodée et les quartz provenant de la semelle de déflation éolienne située à la base des formations lœssiques sont de plus en plus abondants dans les champs.

Les espaces agricoles sont caractérisés par un maillage bocager encore assez dense au Nord de Dinan, mais depuis 1960, avec la mécanisation de

l'agriculture, 30 à 50 % des haies et talus à ragosses ont disparu. Un programme de plantation de haies et de bosquets est en cours depuis 1990, afin de réduire les impacts négatifs du remembrement et de maintenir la biodiversité. En raison de la réduction du nombre d'agriculteurs, la taille des exploitations agricoles a augmenté : 50 ha au Sud et 30 ha ou moins au Nord-Est. Les parcelles agricoles sont souvent dispersées sur plusieurs communes et parfois éloignées du siège de l'exploitation. Les cultures légumières de plein champ se maintiennent au Nord de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine et dans le marais Blanc. Au Sud et à l'Ouest de la carte, la majeure partie de la surface agricole utile est consacrée à la nourriture des animaux : maïs (25 %), céréales (27 %), prairies temporaires (23 %), prairies permanentes (10 %). La cidrerie de Pleudihen est à l'origine de l'extension des vergers sur les coteaux de la Rance.

Espaces de loisir

Une partie du terroir agricole et des espaces naturels est aménagée en vue d'activités ludiques. Sur les coteaux de la Rance, des parcelles sont consacrées au camping et désormais elles sont souvent occupées par des installations fixes : mobil homes et chalets de loisir. Un golf est implanté aux abords de la forêt domaniale du Mesnil et un parc d'attraction s'est ouvert dans le bois de Colbac au Sud de Lanhélin. Les parcs de château sont fréquents sur la rive gauche de l'estuaire de la Rance. Des accès au littoral ont été aménagés et des espaces de détente ont été ouverts : pointe de Rigourdain au Sud de Langrolay-sur-Rance. En bordure de la baie de Lancieux, le conservatoire de l'espace littoral a aménagé des aires d'accueil en bordure des polders et les dunes.

Espaces naturels

Les espaces naturels correspondent à des zones humides et à des zones boisées sur les plateaux ou les pentes abruptes. Des landes humides occupent parfois les têtes de vallon comme celles d'Avagour sur la commune de Taden. Les boisements les plus importants se situent sur les plateaux granitiques au Sud-Est de la carte : forêt de Coetquen, forêt domaniale du Mesnil. À l'Ouest de la Rance, les bois et les taillis occupent les crêtes de roche dure ainsi que les versants des vallées ou les alvéoles humides accidentant le plateau : Frémur et bois de Plumagat.

Statut des sols et protections juridiques

Les territoires communaux sont gérés en fonction des plans d'occupation des sols (POS) et des plans locaux d'urbanisme (PLU). Les communes riveraines de l'estuaire de la Rance sont également concernées par la loi Littoral, ainsi que

Lancieux et Ploubalay au Nord-Ouest de la carte. Les estrans de part et d'autre de la Rance estuarienne font partie du domaine public maritime. Les chenaux de navigation sont balisés et la circulation sur le plan d'eau est réglementée. Le domaine public fluvial se poursuit en amont de l'estuaire (bande de 50 m de part et d'autre du canal).

Les patrimoines naturel et historique, ainsi que les paysages remarquables sont protégés par les outils réglementaires des ZEP (zones d'environnement protégé).

Une zone de protection spéciale (convention RAMSAR) concerne le marais Noir entre Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine et Dol-de-Bretagne (mare de Saint-Coulban, Grande Bruyère). Des sites d'intérêt communautaires (Natura 2000) ont été également délimités dans l'estuaire de la Rance : îlots et anses sur la rive gauche. Les polders de Ploubalay et l'estran de la baie de Lancieux sont également concernés (zone Natura 2000 et arrêté de biotope). La majeure partie des zones non urbanisées de la rive droite de l'estuaire de la Rance est englobée dans des ZNIEFF I et II. Sur le plateau au Nord de Quévert, le secteur Avaugour – la Roberdie est classé en ZNIEFF II. On recense également une réserve de chasse et de faune sauvage le long du bief du Châtelier et une réserve de chasse marine dans l'estuaire. Les terrains sont également classés sur une bande de 0 à 300 m à partir des rives de l'estuaire, à l'exception des zones urbanisées. En aval de l'écluse de Lyvet, la totalité de l'estuaire est en site classé ou inscrit en raison de la richesse du patrimoine naturel et du patrimoine architectural.

Sur la rive gauche de la partie canalisée de la Rance, plusieurs centres urbains, en particulier la ville de Dinan, sont soumis à la réglementation des ZPPAUP (zones de protection du patrimoine architectural, urbanistique et paysager). Des monuments mégalithiques, religieux et civils classés bénéficient aussi de périmètres de protection (500 m). Le patrimoine bâti vernaculaire est également reconnu, en particulier les anciens moulins à eau bleue de l'estuaire de la Rance.

La Rance estuarienne est un morpho-site majeur d'ordre national et les territoires qui l'encadrent bénéficient de nombreux atouts patrimoniaux, économiques et touristiques. Un PNR associant l'estuaire de la Rance et la côte d'Émeraude est actuellement à l'étude. Il a pour objectif entre autres, de valoriser les sites et les affleurements géologiques remarquables que l'on observe sur les rives de la Rance : formations métamorphiques du massif de Saint-Malo et granites de l'axe Dinan – Bonnemain.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Parmi les formations superficielles, des altérites issues du même contexte géologique ont été particulièrement étudiées du point de vue de leurs caractéristiques géotechniques. Plusieurs types d'essais *in situ* et en laboratoire, notamment des essais au pénétromètre dynamique de chantier de type « Panda », ont été réalisés à différentes profondeurs du profil d'altération, depuis les allotérites au sommet vers les isaltérites et la zone fissurée à la base. Ces essais montrent clairement une augmentation de la résistance de pointe (q_c) du sommet vers la base du profil d'altération et conduisent à une meilleure interprétation et compréhension de l'évolution géomécanique des formations d'altération en domaine de socle (Wyns *et al.*, 2005).

Cette caractérisation géotechnique du profil d'altération permet une meilleure interprétation de l'organisation verticale des terrains à l'aplomb d'un projet. Les fondations peuvent être mieux adaptées en fonction des contraintes du bâti et du profil géologiquement et géotechniquement caractérisé.

Les argiles d'altération peuvent être sensibles au phénomène de retrait-gonflement qui induit des fissurations potentielles sur le bâti individuel. La caractérisation cartographique couplée à une caractérisation géotechnique, peuvent permettre une définition de secteurs de socle altéré, susceptibles d'être sensibles à ce phénomène.

Les terrains associés aux vases de la ria de la Rance et de la baie du Mont-Saint-Michel doivent être pris en compte d'un point de vue géotechnique à partir du contexte hydrogéologique autant que la minéralogie des argiles. Les caractéristiques pressiométriques sont généralement bonnes pour l'ensemble des sédiments fins de l'estran de la baie du Mont-Saint-Michel (L'Homer *et al.*, 1999). Les valeurs de module de déformation oscillent entre 120 bars et 50 bars. Certains sondages pénétrométriques ont laissé supposer l'existence de couches sableuses très fines et compressibles à l'interface substratum-sédiments meubles dans les sites à remplissage holocène littoral. De façon générale, les sables fins de l'estran présentent des caractéristiques géotechniques très sensibles aux circulations d'eau, les valeurs de résistance mécanique décroissant à l'approche des rivières. À l'inverse, la tange est un sédiment à très faible perméabilité susceptible de représenter un niveau étanche.

RISQUES NATURELS

Mouvements de terrains

Outre le fait qu'il est nécessaire d'avoir des prédispositions topographiques (morphologiques) et climatiques pour initier un évènement, il existe des

prédispositions géologiques (lithologie et structures) aux différents types de mouvements de terrain.

Des chutes de blocs et de pierres peuvent se produire à partir de versants dont l'inclinaison est supérieure à 33° en particulier sur les routes en contrebas de l'agglomération de Dinan. Des mouvements de masse ont lieu également sur les versants périglaciaires déstabilisés par l'érosion marine sur les rives de l'estuaire de la Rance. Des coulées boueuses ont été localement observées au sommet des formations limoneuses. Depuis une vingtaine d'années, l'accumulation des vases en aval de l'écluse de Lyvet, risque à l'avenir d'entraver l'accès du port de Dinan.

Les falaises moins hautes et moins abruptes constituées par des formations géologiques superficielles meubles de type altérites, « heads », loess ou colluvions, induisent des instabilités de versants du type glissements de terrain et coulées de boue.

Les effondrements sont généralement dus à la présence de cavités souterraines dans des roches calcaires. Ce type de roches n'est pas présent sur la feuille Dinan.

L'aléa retrait-gonflement des zones argileuses est très limité sur le territoire de la carte. Des précautions doivent être prises cependant, lors de la construction d'ouvrages dans le marais de Dol en raison de la présence de chenaux fossiles dans des accumulations associant des argiles des tangles, de sables et des tourbes.

Submersion marine et inondations fluviales

Par le passé, la conjonction d'une pleine mer de vives eaux et d'une onde de tempête a été susceptible de provoquer l'inondation des zones côtières sous la forme de raz de marée. Aujourd'hui, les villes sont plus éloignées des zones sensibles et mieux protégées (canalisation des cours d'eau, digues, etc.). Les derniers raz de marée catastrophiques dans la baie du Mont-Saint-Michel remontent à 1735 et 1817. Ce dernier cataclysme (surcote de plus de 4 m) provoqua de gros dégâts dans le val de Sée avec l'inondation de tout le quartier de Pont-Gilbert (*cf.* carte géologique d'Avranches).

Le risque de raz de marée demeure dans la zone des débouchés estuariens comme l'a montré le petit raz de marée de février 1988. Une marée dont le coefficient n'était que de 101, mais stimulée par de très forts vents de Nord-Ouest a provoqué la rupture de la digue du polder de Céaux et l'invasion des terres par la mer. Au Mont-Saint-Michel, la mer est montée jusqu'aux portes de l'hôtel de la Mère Poulard, tandis que les vagues déferlaient sur la digue-route.

La subsidence actuelle du marais de Dol amplifie les phénomènes de colmatage de la baie du Mont. Les tentatives de remise en mouvement des

sédiments atterrissant autour du Mont-Saint-Michel pourraient amplifier les apports sédimentaires devant les vannes à l'Ouest de la baie et gêner l'écoulement des biefs de drainage. Les digues ont été plusieurs fois rehaussées et renforcées, mais les polders restent cependant sous la menace d'ondes de tempêtes millénaires. Un certain nombre d'habitations entre Lillemer et la Fresnais seraient alors submergées, ainsi que les voies de communications traversant le polder.

Le port de Dinan est également concerné par le risque d'inondation par les eaux fluviales, en cas de rupture des barrages situés dans le bassin versant de la Rance, en amont : barrages de Rophémel et du Pont Ruffier. Le débordement de la retenue d'eau de Pont Avel, sur le Frémur en 2005 a noyé le polder situé en aval et détruit la digue de la Roche Good.

Sismicité

Le golfe Normand-Breton n'est pas à l'abri de séismes. Quelques tremblements de terre modérés ont été en effet enregistrés ces dernières années aux abords de la feuille Dinan. En particulier le 26-11-1996 au Sud-Ouest d'Avranches (profondeur 10 km, magnitude 4,1 MI) et aux abords de Plancoët le 11-07-2002 (profondeur 10 km, magnitude 3,8 MI).

La sismicité historique (<http://www.sisfrance.net>) révèle l'existence de 32 séismes plus ou moins bien connus sur le territoire de la feuille Dinan et aux alentours proches (tabl. 1). L'intensité à l'épicentre est indiquée lorsque celle-ci a pu être évaluée ou mesurée.

N°	Date	Heure	Localisation épicentrale	Intensité épicentrale
1	1112		MARAIS DE DOL (DOL-DE-BRETAGNE)	
2	27 Août 1634	5 h	MARAIS DE DOL (ST-BROLADRE)	
3	18 Septembre 1617	14 h	MARAIS DE DOL (ST-BROLADRE)	
4	30 Avril 1619	19 h	MARAIS DE DOL (ST-BROLADRE ?)	
5	Février 1604		PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
6	23 Septembre 1804	16 h	MANCHE (GOLFE DE ST-MALO)	
7	23 Septembre 1804	17 h 13 min	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
8	29 Septembre 1842		PAYS DINANNAIS (DINAN)	
9	15 Janvier 1845	20 h 30 min	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
10	9 Décembre 1847	2 h	PAYS DINANNAIS (DINAN)	4
11	11 Janvier 1852	1 h 55 min	PAYS DINANNAIS (DINAN)	
12	11 Janvier 1852	6 h	PAYS DINANNAIS (DINAN)	
13	26 Mars 1870	3 h 30 min	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	4
14	21 Août 1877	1 h 30 min	JERSEY	5
15	22 Juin 1887	16 h 45 min	MARAIS DE DOL (DOL-DE-BRETAGNE)	5
16	21 Janvier 1891	2 h	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
17	21 Janvier 1891	3 h	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
18	15 Août 1892	22 h 30 min	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
19	6 Décembre 1895	16 h 20 min	PAYS DINANNAIS (ST-PIERRE-DE-PLESGUE)	5,5
20	6 Décembre 1895	23 h 55 min	PAYS DINANNAIS (CUGUE)	
21	Janvier 1901		PAYS DINANNAIS (BROONS)	
22	14 Avril 1912	12 h 35 min	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	4
23	27 Juin 1920	1 h 40 min	PAYS DINANNAIS (ST-SULIAC)	5
24	19 Décembre 1922	15 h 50 min	PAYS DINANNAIS (EVRA)	4,5
25	27 Septembre 1923	19 h 30 min	PAYS MALOUIN (CANCALE)	
26	17 Février 1927	23 h 17 min 32 sec	JERSEY	5
27	26 Novembre 1930	0 h 5 min	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	
28	17 Novembre 1950	2 h 6 min 30 sec	PAYS DINANNAIS (ST-SULIAC)	5
29	17 Novembre 1950	2 h 15 min	MANCHE (GOLFE DE ST-MALO)	
30	29 Mai 1952	20 h 40 min	MANCHE (GOLFE DE ST-MALO)	
31	19 Février 1959	2 h 13 min	PAYS DINANNAIS (DINGE)	5
32	17 Janvier 1967	6 h 8 min 53 sec	PAYS MALOUIN (ST-MALO)	

Tabl. 1 - Sismicité historique autour de la feuille Dinan
(source : <http://www.sisfrance.net>)

L'intensité épacentrale se base sur une échelle des dégâts observés, qui va de 4 à 11 avec pour 4 : secousse modérée, ressentie dans et hors des habitations, tremblement des objets ; 5 : secousse forte, réveil des dormeurs, chutes d'objets, parfois légères fissures dans les plâtres ; 6 : dommages légers, parfois fissures dans les murs, frayeur de nombreuses personnes ; 7 : dommages prononcés, larges lézardes dans les murs de nombreuses habitations, chutes de cheminées ; 8 : dégâts massifs, les habitations les plus vulnérables sont détruites, presque toutes subissent des dégâts importants ; 9 : destructions de nombreuses constructions, quelquefois de bonne qualité, chutes de monuments et de colonnes ; 10 : destruction générale des constructions, même les moins vulnérables (non parasismiques) et enfin 11 : catastrophe, toutes les constructions sont détruites (ponts, barrages, canalisations enterrées).

RESSOURCES EN EAU

Aquifères du socle breton

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (des fractures ouvertes et productrices à plus de 200 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI : **R**echerche d'**A**quifères **P**rofonds dans le **S**Ocle dans le **D**épartement d'Ille-et-Vilaine ; Carn-Dheilly et Thomas [2008]), est venu récemment s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (Lachassagne *et al.*, 2001).

Cet aquifère multicouches comprend de haut en bas, en lien direct avec l'organisation verticale des altérites (fig. 9.) :

- l'horizon des altérites meubles, à porosité importante et faible perméabilité, qui a un rôle d'emmagasinement de l'eau de pluie ;
- l'horizon fissuré, à porosité plus faible mais cependant significative (1 à 5 %) et à perméabilité plus importante (10^{-4} à 10^{-6} m/s) qui joue un rôle capacitif et transmissif, en collectant et distribuant les eaux issues de l'horizon sus-jacent des altérites.

Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération. La cartographie de cette interface entre domaine très altéré (les altérites meubles) et peu altéré (zone fissurée) de la feuille Dinan, permet d'évaluer pour chaque bassin versant les réserves d'eau qu'ils peuvent stocker. Comme cela a été expliqué précédemment, sur la carte de Dinan, les altérites sont bien développées sur toutes les formations de socle : granitoïdes, gneiss, migmatites, schistes et grès, micaschistes, cornéennes.

La recharge en eau de chaque aquifère est assurée par une partie de l'eau de pluie qui tombe à la surface du sol qui le surplombe directement, le pourcentage de l'eau de pluie qui s'infiltré est très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 10 à 40 % (modélisations effectuées sur 70 rivières bretonnes dans le cadre du projet SILURES Bretagne : Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eau Souterraine, Mougin *et al.*, 2008), en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. On peut considérer qu'en Bretagne, il y a cohérence entre le bassin versant topographique et souterrain.

L'eau de pluie qui s'infiltré participe, tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment 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 (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. Selon la période de l'année, la profondeur de la nappe varie entre des niveaux hauts l'hiver et bas l'été (*cf.* plus loin § « Suivi du niveau des nappes »).

L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...). La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, cette vitesse est relativement lente, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, est généralement long, de l'ordre de 10 à 30 ans en moyenne. Toutefois, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

À titre d'exemple (Mougin *et al.* 2008), le BRGM a calculé que le volume d'eau souterraine présent dans les 50 premiers mètres du sous-sol sur une partie du bassin versant du Nançon (57 km²) était d'environ 43 ± 5 millions de m³. Le temps de renouvellement de cette quantité d'eau souterraine (temps de transit de l'eau dans la zone non saturée + temps de vidange des 43 millions de m³) est estimé à environ 6 ans. Le bassin du Nançon est localisé sur un contexte granitique proche de celui des granodiorites de Lanhélin-Bonnemain.

Cette lenteur du transit 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 influe également sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau de surface : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates observés à un exutoire, rendent compte des effets des pratiques agricoles de la -ou des- décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Sur la feuille de Dinan, les écoulements des rivières Rosette et Frémur ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES (Mougin *et al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface et en écoulement souterrain. Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières : celle-ci est d'environ 52 %. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous (fig. 20).

Rivière	Dept	Station hydrologique	Numéro station	Superficie EV (km ²)	Période modélisation	Pluie totale (mm/an)	Evapo-transpiration réelle (mm/an)	Pluie efficace (mm/an)	Écoulement rapide (mm/an)	Écoulement rapide (%)	Écoulement lent (mm/an)	Écoulement lent (%)
Rosette	22	Mégnit	J1114010	102	1995-2000	828	621	207	105.5	51	101.5	49
Frémur	22	Fleslin-Trugrou	J1004520	37,5	1993-2001	816	624	192	88	46	104	54

Dispositifs de captage

Les puits

Les puits sont des ouvrages verticaux peu profonds à parois maçonnées et réalisés en gros diamètre.

Traditionnellement, ils traversent les niveaux d'altération des formations du socle sur quelques mètres de profondeur (altérites et partie supérieure de l'horizon fissuré) et :

- recourent 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 ;
- ou 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 quelques m³ à 250 m³.

Les puits sont très sensibles :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux des nappes en période de sécheresse prolongée, pouvant aller jusqu'à l'assèchement temporaire de l'ouvrage) ;
- à la pollution de l'eau, principalement par les nitrates et pesticides.

Les forages

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

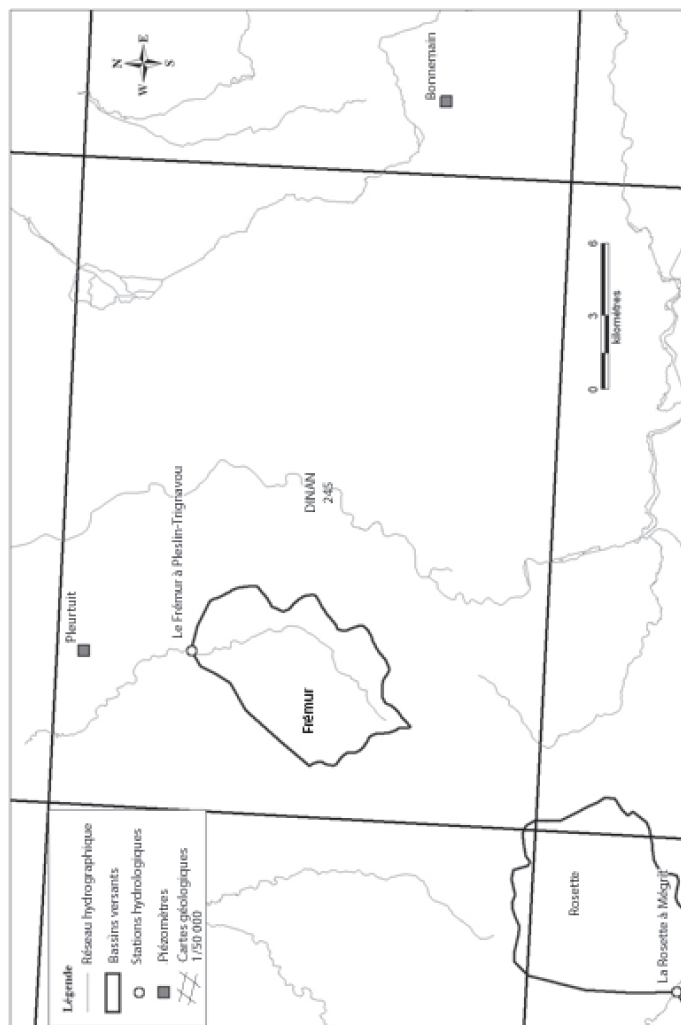


Fig. 20 - Localisation des bassins versants modélisés et résultats obtenus

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 354 forages implantés sur le territoire de la feuille de Dinan. Certaines formations ne sont pas recoupées par assez d'ouvrages pour avoir une valeur statistique, les débits et profondeurs sont alors à considérer comme indicatifs (tabl. 2).

Unité géologique	Sigle	Nombre de forages	Débit moyen (m ³ /h)	Profondeur moyenne (m)
Cornéennes et schistes tachetés	bFKS	40	16,2	55,2
Micaschistes briovériens	ξbF	58	14,7	63,4
Schistes et grès briovériens	bF	62	14,3	53,6
Intrusions de Languéan – Plouer-sur-Rance (granitoïdes)	γ ⁺	19	13,7	60,4
Migmatites de l'unité de Saint-Malo	Mζ	16	9,7	62,1
Granodiorite de Lanhélin	γ	56	9,4	55,8
Gneiss fins de l'unité de Saint-Malo	ζM	32	9,1	61,2
Gneiss tonalitiques	ζ	8	6,7	52,1
Intrusion de Lanvallay	γ ⁺	40	8,9	59,8
Granite du massif de Bobital	γ	23	7,7	83,2

Tabl. 2 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Dinan

La profondeur moyenne des ouvrages est de 59,7 m (valeurs extrêmes : 16 et 181 m) et le débit instantané moyen : 11,9 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 98 m³/h). Trente six forages ont une profondeur supérieure à 100 m.

Ce sont les cornéennes et schistes tachetés qui sont les meilleures formations du secteur d'un point de vue hydrogéologique avec un débit moyen de 16,2 m³/h pour une profondeur moyenne de 55,2 m. C'est une observation récurrente que de constater que ce type de formation donne toujours d'excellents résultats en débits instantanés. Suivent ensuite les schistes et grès briovériens, les micaschistes briovériens et les intrusions granitoïdes de Languéan – Plouer avec une moyenne des débits instantanés autour de 14 m³/h pour des profondeurs évoluant entre 54 et 63 m. Puis, les débits moyens chutent en dessous de 10 m³/h avec un premier groupe constitué des formations de l'unité de Saint-Malo (gneiss et migmatites), la granodiorite de Lanhélin et l'intrusion de Lanvallay dont les débits évoluent entre 8,9 et 9,7 m³/h pour des profondeurs moyennes comprises entre 56 et 62 m et un second groupe, constitué du granite du massif de Dinan – Bobital et des gneiss de l'unité de Fougères avec des résultats encore plus faibles, débits moyens entre 6,7 et 7,7 m³/h malgré des profondeurs moyennes conséquentes, 83 m pour le granite de Dinan – Bobital.

Les débits mentionnés ci-dessus sont des débits instantanés mesurés en fin de foration (suite à un soufflage). Mais il faut distinguer ce **débit instantané**, qui rend compte de l'intensité de la fissuration et de la fracturation locale autour de l'ouvrage et le **débit d'exploitation pérenne** qui correspond au débit que l'on

pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

Les captages d'alimentation en eau potable (AEP)

Les captages prélevant des eaux souterraines sur la feuille de Dinan sont au nombre de cinq : un forage de 80 m de profondeur dans l'Ille-et-Vilaine situé dans les cornéennes et quatre dans les Côtes d'Armor, trois puits implantés dans les schistes et grès briovériens et un forage de 80 m de profondeur localisé dans l'intrusion de Lanvallay (tabl. 3).

Commune	Lieu-dit	N°BSS (N° SISEAU)	Ouvrage	Géologie	Profondeur (m)	Débit annuel 2008 (m ³)	Teneurs en Nitrates moyennes 2008 (mg/l)
Meillac (35)	Le Ponçonnet	02458X0064 (35000286)	Forage	Cornéennes	80	75 000	1,5
Plouer/Rance(22)	Saint-Maudan	02452X0042 (22000268)	Puits	Schistes et grès briovériens	4,5	130 000	25-30
Plouer/Rance(22)	La Villée	02452X0043 (22000269)	Puits	Schistes et grès briovériens	7		
Quévert (22)	Le Bois Riou	02455X0046 (22000487)	Puits	Schistes et grès briovériens	5	84 000	30
Saint-Hélen (22)	Pont aux chats	02457X0046 (22001476)	Forage	granodiorite (intrusion de Lanvallay)	80	333 600	< 2

Tabl. 3 - Liste des captages d'alimentation en eau potable de la feuille de Dinan. Sources d'informations sur les débits et les teneurs en nitrates : Syndicat mixte de gestion d'eau potable 35, DDASS35, CG22, Communauté de communes de Dinan

Qualité chimique de l'eau souterraine

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue à partir des forages de Bretagne est de bonne qualité, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation des ouvrages, pendant leur réalisation et au cours de leur exploitation (les bonnes pratiques sont définies dans la norme AFNOR X10-999 d'avril 2007). À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires, quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et une agressivité marquée : la teneur en CO_2 libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

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

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : ce phénomène est lié à des réactions biochimiques, engendrées par la présence de pyrite en profondeur (FeS_2). La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est limitée (fonction de la teneur en pyrite), elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles.

Quelle que soit la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle, ceux-ci ne dispensent pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse un délai 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 (couleur rouille) dans le forage et les installations. Toutefois le traitement du fer est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

Au niveau du site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <http://www.ades.eaufrance.fr> puis recherche par code BSS), un suivi régulier de la qualité des eaux souterraine, opéré par les DDASS, est disponible sur les trois captages AEP suivant : le puits de Saint-Maudan à Plouer-sur-Rance (02452X0042), le puits du Bois Riou à Quévert (02455X0046), et le forage du Ponçonnet à Meillac (02458X0064). Le suivi est opéré respectivement depuis les années 1996-1993-1990.

Suivi des niveaux des nappes

Le BRGM est chargé du suivi national des niveaux de nappe. En Bretagne, le réseau piézométrique, permettant d'assurer cette mission, est composé de 52 stations télétransmises. Sur et à proximité immédiate de la feuille de Dinan, sont situés les deux ouvrages suivants (*cf.* localisation sur la figure 20) :

- le piézomètre de l'aéroport situé sur la commune de Pleurtuit (02451X0023/F), suivi depuis le 18-02-2005 ;
- le piézomètre du Calvaire situé sur la commune de Bonnemain (02465X0061/F), suivi depuis le 17-02-2005.

Le premier ouvrage est implanté dans les migmatites indifférenciées (unité de Saint-Malo) et le second dans les granodiorites de Lanhélin – Bonnemain (*cf.* feuille n° 246 de Dol-de-Bretagne).

Le suivi des niveaux de nappe (fig. 21) montre qu'ils sont assez réactifs aux précipitations et qu'ils suivent un battement annuel.

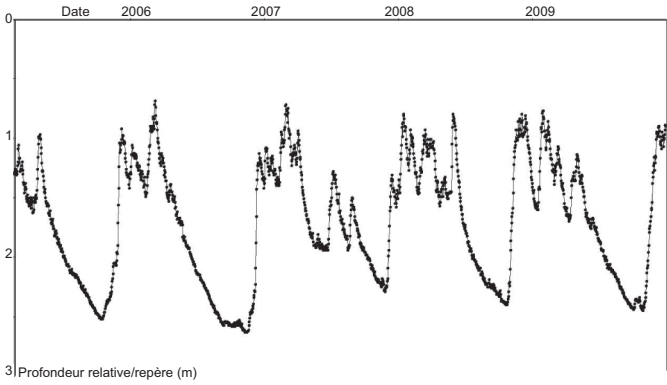


Fig. 21 - Chronique piézométrique de la station de Pleurtuit (02451X0023/F)

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Le territoire de la feuille Dinan comporte un nombre important d'exploitations de roches ornementales dans des formations granitiques, et des exploitations de roches en direction du marché des granulats (matériaux d'empierrement, granulats routiers etc.) dans les formations de schistes tachetés, de cornéennes mais aussi d'arènes granitiques.

La concurrence chinoise sur les pierres ornementales (tel que le granite gris de la province du Fujian) a visiblement entraîné des difficultés dans de nombreuses exploitations de la région.

Liées au domaine maritime, des substances meubles telles que les sels d'anciennes salines, des tangues et des sables coquilliers, ont fait ou font encore l'objet d'exploitations comme amendement calcaire en direction des marchés de l'agrofourmiture.

Il existait 23 carrières actives en 2006 sur le territoire de la feuille avec une production maximale autorisée de 784 000 tonnes, toutes substances confondues.

Les exploitations arrêtées sont en partie en eau, et bien que clôturées et interdites d'accès sans autorisation, il est de mise de faire preuve de prudence vis-à-vis de ces « trous d'eau » dont la profondeur peut rapidement faire plusieurs dizaines de mètres.

Granites. Deux types de roche de la famille des granites sont exploités sur la feuille Dinan : la granodiorite bleue de Lanhélin et le granite de Dinan – Bobital.

La granodiorite bleue de Lanhélin constitue la principale ressource du bassin granitier du même nom. 14 carrières exploitent cette ressource. En cassure fraîche, la roche a une couleur bleutée ± sombre en fonction de l'abondance du quartz. Les produits marchands sont les « Lanhélin » bleus à bleu-noir. La roche est utilisée comme matériau de construction (moellons), roches ornementales (cheminée, cuisine, salle de bain et funéraire) et pour l'enrochement de viabilité (pavés, bordures de trottoirs, dalles).

Deux faciès du granite de Dinan – Bobital sont exploités : (1) un faciès fin à deux micas (biotite et muscovite) dit « de Languedias », de couleur gris ou beige et (2) un faciès porphyroïde à biotite « de Bobital ». Le faciès fin (1) est surtout utilisé en décoration d'extérieure et 15 carrières au total exploitent cette ressource sur l'ensemble du massif.

Schistes tachetés et cornéennes. Les schistes tachetés et les cornéennes situées au contact de la Granodiorite de Lanhélin (métamorphisme thermique) constituent des roches « dures » qui peuvent constituer une ressource en direction du marché des granulats, à la condition qu'elles répondent positivement au cahier des charges exigeant de ce marché. Des carrières abandonnées de dimension réduite sont reportées sur la carte.

Roches du métamorphisme général. Les roches gneissiques et schisteuses ont pendant longtemps constitué le matériau principal pour la construction. De nombreuses petites carrières artisanales abandonnées en témoignent. Aujourd'hui, quand leurs caractéristiques géotechniques et physicochimiques le permettent, ces roches sont utilisées dans la fabrication de granulats. Six carrières étaient encore actives dans ce type de roches en 2006.

Arènes granitiques et sables. Les roches de la famille du granite, arénisées sur au moins plusieurs mètres d'épaisseur peuvent constituer des gisements potentiels de sable ou de sablon. Cependant, la plupart du temps, cette ressource est considérée comme secondaire car elle ne donne qu'un sable grossier. Ces arènes granitiques des divers massifs ont autrefois servi à la fabrication de mortiers ou au sablage des chemins.

Tangue. L'exploitation de la tangue, matériau carbonaté caractéristique du haut estran estuarien, est connue depuis le début de l'époque féodale. La tangue était recherchée pour l'amendement calcique des terres agricoles qu'elle enrichissait également en oligoéléments d'origine marine. Les sites d'extraction se situaient surtout à l'Est de la baie, hors du terrain couvert par la présente carte, sur les rives de la Sée, de la Sélune et du Couesnon. Le principal site d'extraction était à l'anse de Moidrey. Au milieu du XIX^e siècle, le volume annuel de tangue extraite était estimé à 500 000 m³. Cette activité a contribué au ralentissement des colmatages de la partie estuarienne de la baie (L'Homer *et al.*, 1999).

Soumises à une autorisation de l'administration des affaires maritimes (à portée dissuasive), les extractions de tangues sont devenues rares. Un cahier des charges des extractions a été établi précisant les sites autorisés (Larsonneur et Legendre, 1988).

Tourbes. Il existe des gisements de tourbes, d'une part entre Dol-de-Bretagne et Plainfossé et, d'autre part, entre Landrieux et Saint-Guinoux (région de Lillemer). Ils couvrent plus de 500 ha ; ce sont les plus importants de Bretagne. Les réserves en tourbes blondes et brunes ont été estimées à 2 millions de tonnes (Atlas, 1949).

Sel. Jusqu'au début du XIX^e siècle, la production de sel marin a représenté une activité importante sur les rives estuariennes de la baie. Cette activité a cessé depuis.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

L'histoire gîtologique accompagne l'histoire géologique et ainsi, aux formations cadomiennes du dôme de Saint-Malo au *s.l.* au Nord-Ouest de la feuille, se rattachent les occurrences de minéraux métamorphiques (sillimanite, cordiérite, et parfois diopside) ; aux massifs granitiques cadomiens (Lanhelin) sont liées des occurrences d'étain et de tungstène mais aussi des filons de mispickel (au Mont-Dol par exemple, sur la feuille voisine de Dol-de-Bretagne) et aux granites hercyniens (Bobital – Dinan) des occurrences d'uranium non encore découverts sur la feuille Dinan. Enfin des cristallisations d'ilménite, de titano-magnétite et de pyrite accompagnent les filons de dolérites.

À ces différentes minéralisations originelles, la période d'altération continentale tertiaire est venue ajouter sa contribution potentielle ultérieure, (i) soit en venant ameublir les roches en place, qui une fois érodées, donneront des gisements de type « placer », (ii) soit en créant du minerai de fer sous la forme d'une cuirasse métallique latéritique.

Malgré cette riche histoire gîtologique, le secteur de la feuille est pauvre en ressources minières potentielles. Seuls quatre indices, et aucune exploitation, sont signalés dans la base de données du sigminesfrance.brgm.fr. L'inventaire minéralogique de la France n° 13 pour l'Ille-et-Vilaine en a recensé trois supplémentaires : un indice dont il n'existe aucune information sur la commune du Minihic-sur-Rance, au lieu-dit : « le Buc » et deux autres sur les communes de Saint-Suliac et de Saint-Père (tous deux décrits ci-dessous).

Plomb-zinc

L'indice se situe au Bois du Rocher, la Métairie (X = 281 933, Y = 2 395 734, L2E, 70 m NGF ; commune de La Vicomté-sur-Rance, indice BSS 245-7X4002). C'est un filon de dolérite ayant fourni de la galène et de la blende au sein de l'intrusion tonalitique de Lanvallay.

À noter que la région couverte par la feuille Dinan n'a peut-être pas encore révélé toute sa richesse minéralogique notamment en ce qui concerne le plomb, car il est soupçonné à partir des prospections alluvionnaires ou géochimiques, qu'un district plombifère dit de l'estuaire de la Rance, est à peine entrevu (Pilard *et al.*, 1985).

Fer

L'indice du Mont-Garrot (écrit aussi Mont-Gareau ; X = 282 090, Y = 2 404 402, L2E ; commune de Saint-Suliac en rive droite de la Rance). Cet

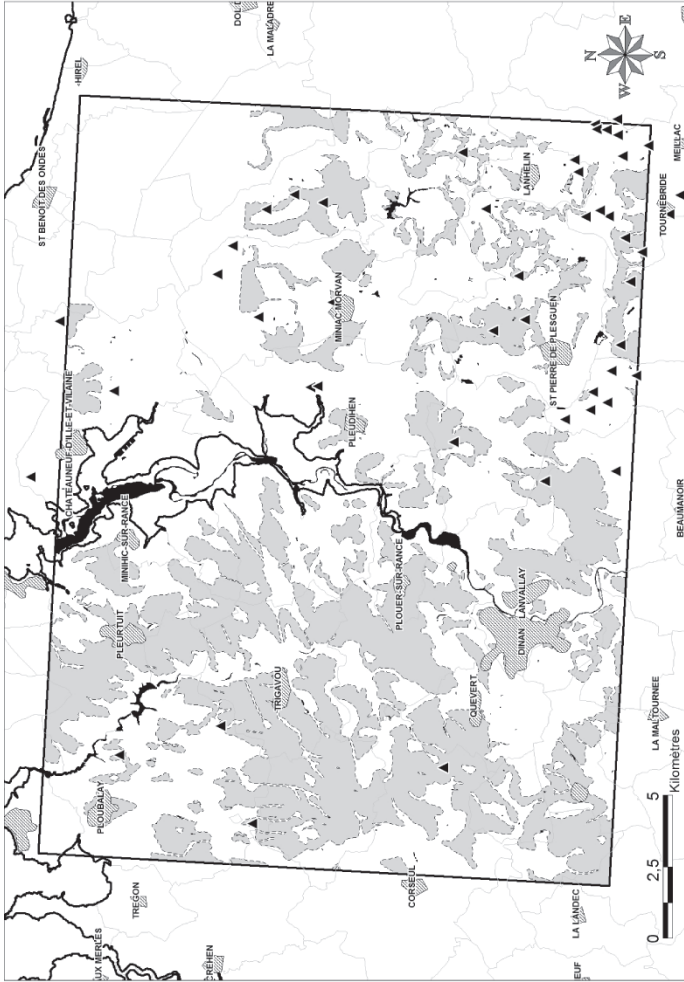


Fig. 22 - Inventaire cartographique des fonderies, scories, amas de scories et vestiges gallo-romains et médiévaux du territoire de la feuille Dinan (Lanos, 1984) et répartition des altérites en gris

indice est en place et en éboulis le long de la crête allant du moulin de la Chaise à la pointe du Mont-Garrot et également en éboulis sur les versants. C'est un très puissant filon de quartz armant le relief, orienté du Nord-Est au Sud-Ouest, au sein de micaschistes et de paragneiss fins dans lesquels il se ramifie. Ce filon est localement ferrifère, le fer provenant de l'altération hydrothermale de son encaissant. La minéralogie est : goethite en croûte pulvérulente sur la limonite, limonite brun sombre, massive, collomorphe, botryoïdale, radiée dans les fissures de quartz, et quartz massif, blanc, localement rose-rougeâtre, parfois géodique avec de jolis cristaux allongés.

Par ailleurs, de nombreux petits indices de fer ont été observés sur le territoire de la feuille Dinan. Une revue de l'ensemble des indicateurs d'activités (pré)historiques liées au fer (gîte et métallurgie) sur le territoire de la feuille, a été proposée à travers deux articles (Lanos, 1984 ; Chauvel et Vivet, 2001) (fig. 22).

Étain, béryllium

Il s'agit d'un amas au sein d'une pegmatite développée dans les gneiss tonalitiques (X = 276 035 ; Y = 2 392 127, L2E ; commune de Dinan, 245-6X-4001).

Kaolin

Deux indices sont répertoriés dans la base de données du sigminesfrance.brgm.fr pour la feuille Dinan : les Landes-Basses : (X = 273 923, Y = 2 397 014, L2E, 70 m NGF, commune de Taden, 245-6X-4002 et Vaucouleur (X = 269 240, Y = 2 391 508, L2E, 110 m NGF, commune de Vildé-Guingalan, 245-5X-4001). Ils correspondent à des amas respectivement dans les grès et schistes briovériens et dans le granite de Bobital – Dinan.

Au cours du lever de la feuille Dinan, deux autres indices ont été mis en évidence sur le territoire de la carte. L'un des deux est situé au Nord du bourg de Saint-Pierre-de-Plesguen, au Nord du lieu-dit « la Morvonnais » ; 10-15 m d'argiles blanches kaoliniques forment la partie supérieure (allotérites) du profil d'altération. Le second indice se situe au Nord du bourg de Quévert, au lieu-dit « l'Avaugour ». Sur environ 2 à 3 km² de superficie, ce secteur très argileux est composé d'argiles de couleur claire (kaoliniques), attestées par un ouvrage répertorié dans la banque du sous-sol (BSS, n° 02456X0059/F ; XL2E : 274892 ; YL2E : 2397188), décrivant 9 m d'altération meuble et 25 m d'altération totale.

Un nouvel indice a également été reporté sur la feuille Lamballe près de la limite avec la feuille Dinan (Hallégouët communication orale) au lieu-dit « la

Vieuville » sur la commune de Créhen. L'analyse de la fraction argileuse par diffraction X a montré le caractère franchement kaolinique de celle-ci avec 99 % de kaolinite et 1 % d'illite et/ou micas.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Malgré des prospections organisées, le Paléolithique a rarement été reconnu sur l'étendue de la feuille de Dinan, sauf aux abords de la ria de la Rance où il peut être rattaché aux dépôts pléistocènes. Il s'agit essentiellement de Paléolithique moyen, le Paléolithique supérieur étant absent. Quelques indices ont été signalés sur les communes de Tressé, Miniac – Morvan, La Ville-ès-Nonais, Pleurtuit, ...

Toutefois des gisements importants, appartenant au Paléolithique moyen, ont fait l'objet de fouilles et de nombreuses publications : il s'agit des gisements du Bois-du-Rocher (La Vicomté-sur-Rance) et du Clos-Rouge (Saint-Hélen), de Grainfollet (Saint-Suliac) et des Gastines (Saint-Père-Marc-en-Poulet). Les gisements du Bois-du-Rocher et du Clos-Rouge, connus depuis le XIX^e siècle, sont de vastes sites de plein air (plusieurs hectares) liés à la présence de grès éocènes. Fouillé vers 1950, le gisement de Grainfollet est un site d'habitat typique des abris en pied de falaise marine de la côte nord armoricaine.

Les travaux les plus récents sur les industries du Bois-du-Rocher et du Clos-Rouge mettent l'accent sur les caractères originaux de ces « Moustériens à outils bifaciaux » et leurs relations avec les industries à composantes bifaciales au niveau européen. Ces industries constituent un ensemble techno-culturel associé au Massif armoricain. Le gisement de Grainfollet a livré des traces d'habitat (foyers, aires de boucherie...) et une riche industrie, essentiellement en silex, mais incluant aussi du quartz et des grès éocènes ; cette industrie se caractérise par un débitage levallois modéré, des raclours, des pointes moustériennes et quelques bifaces ; il s'agit en fait d'un « Paléolithique moyen ancien », d'âge antérieur à l'interglaciaire éémien. Le gisement des Gastines peut se rattacher au précédent ; il s'agit d'une petite station de plein air située sous l'estran actuel, en avant de la falaise, où la fouille a permis de mettre en évidence des postes de taille du silex et du quartz.

Aucun site mésolithique n'est avéré. Par contre le Néolithique est très présent. Une vingtaine de sites, signalés par des actefacts, sont répertoriés. De plus, des monuments mégalithiques sont bien connus. Le menhir du village de Chablé, dit « Dent de Gargantua » et haut de 5 m, est en quartz. Formant peut-être alignement, d'une part avec la Dent, un petit menhir brisé (1,30 m), dit « le Gravier de Gargantua », lequel n'est visible qu'à marée basse dans une petite

anse au Sud de la pointe du Mont-Gareau ; d'autre part avec une pierre dressée de 1 m de haut dans le pré du Sillon de la Roche, sur le versant sud de la pointe du Mont-Gareau. À Plerguer, le menhir de la Pierre du Domaine est situé sur un versant ; haut de plus de 4 m, large de 1,5 à 2,50 m, épais de 1 m à la base, c'est un beau monument en granite, portant des traces de bouchardage et des cupules. Près de Pleslin, existent des alignements de menhirs en quartz filonien (« le Champ des Roches ») ; au total ce sont une soixantaine de pierres dressées en cinq rangées parallèles. À Ploubalay, le menhir de la Prévautais est au bord d'un ruisseau et d'une ancienne ligne de rivage et mesure plus de 2 m. Mais le monument le plus remarquable est sûrement le menhir de la Tremblaye, à Saint-Samson-sur-Rance. C'est un grand menhir (7 m hors sol) en « granite » (granitoïde de l'intrusion de Lanvallay) qui est aujourd'hui fortement incliné. Il a une forme prismatique et présente la particularité exceptionnelle d'être largement gravé. La face ouest correspond au plan d'éclatement selon une diaclase ; la face est, très altérée correspond sans doute à la surface naturelle de l'affleurement. Les gravures, visibles en éclairage rasant, concernent trois faces du monument : des panneaux rectangulaires sont surmontés d'une figuration en relief de hache emmanchée avec crosse au bout du manche ; on y observe aussi des silhouettes animales.

À Saint-Suliac, proche d'un menhir signalé ci-dessus, existait une allée couverte dans l'anse de Vigneux, au Sud de la pointe du Mont-Gareau ; longue de 13 m, large de 1,50 m et haute de 1 m, elle était orientée est-ouest, mais toutes les dalles de couverture ont disparu. À signaler aussi l'allée couverte en granite de Beillac, à Miniac-Morvan, et celle, en dalles de grès éocène (eS) du Bois-du-Rocher, à la Vicomté-sur-Rance. Celle-ci est longue de 11,50 m et orientée est-ouest. À Pleudihen, dans le bois de la Tougeais, existe une allée couverte ruinée : longue de 14 m, il n'en reste que des blocs de « granite » (granitoïde de l'intrusion de Lanvallay) alignés sur une pente est-ouest, dont quatre orthostates en place. Édifié avec des blocs de quartz blanc, le « dolmen de Bellevan », à Plouer-sur-Rance, est un monument long de 14 m avec une cella bien conservée et une possible entrée latérale. Plus exceptionnelle est l'allée couverte de Tressé (forêt du Mesnil), construite en granodiorite de Lanhélin, avec une ornementation de paires de seins dans des cartouches rectangulaires placés sur la paroi septale et la paroi ouest de la cella, malheureusement mutilés par un acte de vandalisme stupide.

Parmi les travaux les plus récents, les fouilles de Lillemer apportent des informations exceptionnelles sur le Néolithique moyen armoricain. Deux enceintes fossoyées, étagées sur le site et chacune doublée d'un talus, ceinturaient la base de la butte rocheuse. Dans le marais, un chemin de planches reliait la butte au continent. La conservation des restes osseux comme l'abondance des vestiges organiques est d'un intérêt majeur, qu'illustre par exemple la découverte des ossements humains d'une sépulture individuelle

déposée au pied du talus, à proximité d'une entrée initialement bordée de blocs dressés (dolérite d'un côté, schistes de l'autre).

Les prospections intensives du CeRAA ont décelé d'avion une cinquantaine d'exploitations agricoles protohistoriques sous la formes d'enclos délimités par des fossés et des palissades. Les fouilles de deux de ces établissements, l'une au Boisanne à Plouer-sur-Rance, l'autre à Saint-Suliac en Léhon, ont permis de les dater principalement du second Âge du Fer. Deux éperons barrés contemporains, le Châtelier à Saint-Hélen sur la rive droite de la Rance, le Petit Livet à La Vicomté-sur-Rance sur la rive gauche, ont été reconnus. Ils se situent, pour la navigation en Rance, au point de rupture de charge à l'Âge du Fer.

Pour l'époque gallo-romaine, les mêmes prospections, menées soit d'avion, soit au sol par le Centre Régional d'Archéologie d'Alet (CeRAA), ont révélé l'existence de près de 200 sites agricoles, sans compter le *vicus* de Taden. Une douzaine de bâtiments dont deux temples et des *horrea* (entrepôts) a été identifiée dans ce site qui avait un rôle double, portuaire et routier. La navigation fluviale en Rance (*Reginca*) qui avait alors son point de rupture de charge au niveau de Taden, permettait d'alimenter le chef-lieu de la *civitas* des Coriosolites créé *ex nihilo* à Corseul (*Fanum Martis*), une voie reliant les deux sites. Mais le site de Taden avait aussi un rôle d'étape routière en étant à la croisée de deux voies romaines importantes qui marquent encore le paysage, l'une reliant Rennes (*Condate*), *via Fanum Martis*, à la cité d'Alet en Saint-Malo (*Reginca*) en longeant la rive droite de la Rance, l'autre allant d'Avranches (*Legedia*) à Carhaix (*Vorgium*) en évitant au mieux les rias et les anses de la côte septentrionale de l'Armorique.

Durant le haut Moyen-Âge, on pouvait traverser la Rance à marée très basse par un autre gué reliant Rigourdaïne, à Langrolay, et Saint-Suliac. C'est à son niveau, sur la rive droite de la Rance, dans l'anse de Vigneux de Saint-Suliac, qu'il existe un imposant retranchement viking dont on connaît le nom (*Gardaine*) grâce à une chanson de geste du XII^e siècle (*Le Roman d'Aquin*).

Le village de Doslet (*Dorletum*, la porte d'Alet au Moyen Âge) est la rencontre de trois voies romaines, celle, précitée, qui venait de *Fanum Martis* (Corseul), une autre voie venant directement de Condate (Rennes) et une troisième desservant probablement un petit site portuaire à Pont-Livard. Doslet contrôlait les accès routiers au Clos-Poulet ; les Vikings y avaient construit d'ailleurs une fortification. On constate que ce point de contrôle se déplaça sur l'isthme de Châteauneuf vers le XI^e siècle ; mais, depuis cette époque, les endiguements des marais de Dol et des marais de Châteauneuf ont diminué le rôle stratégique de cet isthme. La portion des marais de Dol qui touche Châteauneuf est une grande tourbière dont l'assèchement complet ne date que de la dernière guerre.

De l'époque gallo-romaine jusqu'au haut Moyen Âge inclus, le gué de Taden permettait de traverser la Rance à marée basse. C'est la montée du niveau marin qui permet d'expliquer la naissance de Dinan. En effet, vers le XI^e siècle, le point de rupture de charge s'était déplacé vers l'amont, permettant d'atteindre un étranglement de la Rance où il devint possible d'établir des ponts contrôlés par des mottes castrales : Dinan d'une part, Léhon d'autre part. La navigabilité de la Rance sera développée au milieu du XIX^e siècle avec l'aménagement du canal d'Ille-et-Rance qui permettra à des péniches de traverser la Bretagne jusqu'à l'embouchure de la Vilaine. L'écluse du Châtelier qui date de cette époque est à la base d'un envasement qui sera d'ailleurs accéléré avec la construction de l'usine marémotrice de la Rance.

Des mottes médiévales marquent le paysage, principalement dans la zone à l'Ouest de la Rance où une douzaine de ces fortifications a été identifiée. Les mieux conservées sont probablement celles de Léhon, du bourg d'Aucaleuc et du Bois de la Motte, à Pleslin.

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Les arrêts décrits ci-dessous sont reportés sur la carte de la figure 23. Les lieux-dits cités sont reportés sur les cartes à 1/25 000 de l'IGN.

Secteur aval de la Rance au Nord de Dinan

Migmatites de l'unité de Saint-Malo

Les migmatites (M et M_ζ) affleurent dans le coin nord-ouest de la feuille de Dinan mais malheureusement, aucun affleurement de bonne qualité n'a été observé sur la carte. Pour les observer, il est préférable de se rendre sur la carte de Saint-Malo, sur la côte entre Dinard et Saint-Enogat où l'on peut voir de beaux affleurements de migmatites rubanées (voir itinéraire proposé dans la notice de la feuille Saint-Malo, Le Goff *et al.*, 2009).

Gneiss de La Richardais (arrêts GR1 et GR2)

Les gneiss fins de La Richardais (ζ^{bt-sil}) affleurent au Sud-Est des migmatites de part et d'autre de la Rance. Ils affleurent particulièrement bien le long de la vallée de la Rance : à la pointe de Quelmeur (rive droite) ou à la Cale Jouvente (rive gauche). Pour se rendre à la pointe de Quelmeur (GR1), partir de Saint-Jouan-des-Guerêts et se diriger vers Quelmeur. Pour se rendre à la Cale Jouvente (GR2), suivre à partir de La Richardais la D114 vers le Sud puis prendre la D5 en direction de Jouvente. Ces gneiss gris présentent fréquemment des filonnets millimétriques de quartz et on observe parfois des passées migmatitiques.

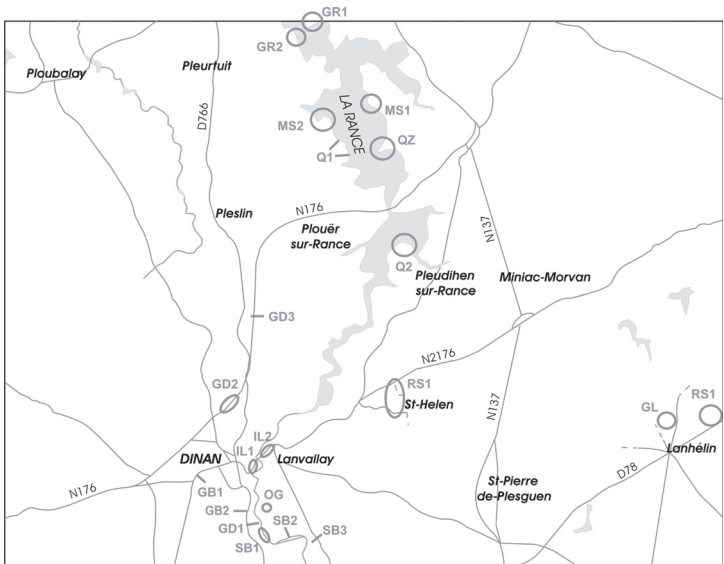


Fig. 23 - Localisation des arrêts de l'itinéraire décrit dans ce chapitre

Micaschistes et paragneiss fins (arrêts MS1 et MS2)

Dans les secteurs de Saint-Suliac (MS1) et de Minihiac-sur-Rance (MS2), les bords de Rance (rives droite et gauche) permettent d'observer la formation des micaschistes et paragneiss fins (b^{CF}). Il s'agit de gneiss gris fins alternant avec des passées plus schisteuses.

Filon de quartz du mont Garreau (arrêt QZ)

Le mont Garreau constitue un point de vue remarquable sur la vallée de la Rance. Il se situe entre Saint-Suliac et la Ville-ès-Nonais. En ce lieu-dit, un filon de quartz (Q) d'ampleur kilométrique marque la géomorphologie en formant un relief qui se distingue très nettement dans le paysage. Au-delà de la Rance, vers Pleslin-Trigavou, ce filon s'effiloche en différents filons connexes, de même direction. Dans la commune de Pleslin, au lieu-dit « le champ des rochers », existent des alignements de mégalithes de ces filons de quartz.

Dépôts quaternaires (arrêts Q1 et Q2)

Arrêt Q1 : Langrolay-sur-Rance, plage du Roué, grève de Morlet. De part et d'autre de la pointe du Châtelet, on peut observer à marée basse, entre les avancées rocheuses, des placages de sédiments pléistocènes (dépôts de pente Sy) masquant le versant sur plus de 15 m de hauteur et occupant parfois l'estran. Ces formations sont soumises à des éboulements permanents ; leur base est rarement visible, leur sommet peu accessible et la végétation arbustive qui continue à se développer sur les replats effondrés ne permet pas une vision d'ensemble de la stratigraphie. On la reconstitue en suivant le pied de la falaise depuis la cale du Roué, jusqu'à la pointe de Trégonde, au Nord de la grève de Morlet.

Au départ du Roué, un sol forestier montrant de petites fentes de gel se développe au sommet de heads anciens. Les dépôts de versant au-dessus remanient les sols des interstades du Weichsélien ancien et quelques grandes fentes de gel sont visibles. Les limons pléniglaciaires supérieurs (C_{ey}) sont localement accessibles et montrent une succession de niveaux lœssiques et de lits plus grossiers à plaquettes de schiste.

Au Nord du parking de la grève de Morlet, on observe une formation limoneuse orange à nombreuses fentes de gel grisâtres. Au-dessus, on remarque un head limoneux à plaquettes de schiste, avec des sols remaniés soulignés par une coloration plus brune. Les niveaux supérieurs de la falaise correspondent à des limons orange, puis beige alternant avec des lits plus grossiers. Au Nord de la grève, la base des formations de versant est constituée par un head rocheux à matrice peu abondante.

Arrêt Q2 : Pleuhiden-sur-Rance, dune de la Ville Ger. À 15 km au Sud de l'usine marémotrice de la Rance, la présence d'une plage sableuse (Dz) au Sud du goulet de Port-Saint-Jean a permis l'édification d'un cordon dunaire s'élevant à 5 m de hauteur. De part et d'autre de celui-ci deux digues isolent un polder. En raison de l'abaissement du plan d'eau à la suite de la construction de l'usine marémotrice, la plage a été envahie par la végétation et la déflation éolienne s'est arrêtée malgré un hersage mécanique annuel de l'estran, pour éviter l'installation d'un pré salé.

Au Nord-Est de la dune, un vaste schorre (MzSC) occupe le littoral en avant du coteau de la Coquenais. En raison de la réduction du marnage dans l'estuaire, il est actuellement entaillé par une falaise montrant des sédiments finement stratifiés. On observe aussi une modification des espèces végétales du pré salé, avec développement d'espèces arbustives sur les points les plus élevés.

Secteur de la Rance en amont (au Sud et au Sud-Est) de Dinan

En rive gauche de la Rance

À partir d'un petit parking situé au SSE de Léhon en bordure de la Rance (rive gauche). Marcher le long de celle-ci (large chemin piétonnier) vers le Sud pour rejoindre les affleurements GD1 et SB1.

Gneiss de Dinan (arrêt GD1)

À 200-300 m au Sud du parking, de gros rochers (plurimétriques à décimétriques) sont visibles au pied du relief situé juste à l'Ouest du chemin. Il s'agit des gneiss de Dina ($\zeta\gamma^{4-5}$). La roche y est très peu altérée (« fraîche »), massive et difficile à casser en gros échantillons. Dans le schéma du profil latéritique sur socle (fig. 9), on se situe à peu près à la base de l'horizon fissuré (fissures subhorizontales rares). À la cassure, on reconnaît une texture gneissique modérément développée, et une minéralogie à quartz, feldspaths et micas noirs (biotite) abondants. La foliation est fortement pentée (75°) vers l'Ouest. C'est de cet affleurement que provient l'échantillon de gneiss daté à ~ 548 Ma (cette notice).

Métasédiments briovériens : grès et schistes micacés (arrêt SB1)

Dans le prolongement sud de l'affleurement GD1, on observe dans le talus du chemin des schistes micacés de la formation schisto-gréseuse *bF*, presque en continu sur quelques centaines de mètres. Près du contact avec les gneiss, les schistes présentent des intercalations quartzo-feldspathiques gneissiques pluricentimétriques (injections antérieures à la déformation). On n'observe pas de minéraux du métamorphisme de contact. La schistosité est bien réglée avec un pendage de $70-80^\circ$ vers l'WNW.

En rive droite de la Rance

Métasédiments briovériens : grès et schistes micacés (arrêt SB2)

Cet arrêt est accessible à partir du village de Saint-James situé au Sud-Est de Dinan et juste à l'Ouest de la D2. On rejoint l'affleurement SB2 par une petite route qui descend jusqu'au bord de la Rance. Les grès et schistes bF affleurent plus à l'Est en rive droite le long d'un chemin qui borde la Rance. On observe des grès fins quartzitiques en bancs nets et réguliers de puissance pluricentimétrique à surtout décimétrique avec un pendage bien réglé d'environ 65° vers le Nord-Ouest.

Métasédiments briovériens : cornéennes et schistes tachetés à andalousite et/ou cordiérite (arrêt SB3)

De nombreux affleurements de schistes et grès briovériens ayant subi un métamorphisme thermique (de haute température) au contact de l'intrusion de Lanhélin – Lanvallay sont observés sur le territoire de la carte Dinan (bFKS). La carrière en activité de l'arrêt SB3 en fournit parmi les meilleurs y compris dans sa partie haute accessible directement à partir de la route, sous le profil d'altération : la roche fraîche est constituée de bancs nets de puissance infradécimétrique à surtout pluridécimétrique de métagrès gris à la cassure (brun-rouille à la patine) à tâches sombres plurimillimétriques engendrées par le métamorphisme de contact. Ces tâches plurimillimétriques correspondant à d'anciens minéraux d'andalousite voire de cordiérite, sont essentiellement constituées actuellement d'un amas de petits cristaux de micas blancs (séricite). La stratification est bien réglée selon un pendage très fort, subvertical, d'à peu près de 80° vers le Nord-Ouest.

Orthogneiss granitiques (arrêt OG)

Cet arrêt se situe au SSE de Dinan, en face de Léhon, le long de la route qui relie ce petit bourg à Saint-James. Les affleurements sont bien visibles dans le talus de la route à l'intérieur d'un virage marqué et en forte pente, non loin de la Rance juste à l'Est du lieu-dit « la Rue Ane ». La roche affleure bien et est ici massive et peu altérée. Il s'agit d'un gneiss à grain relativement grossier, peu micacé et à feldspaths potassiques assez abondants : ils forment des clastes plus ou moins moulés par la foliation. Celle-ci est bien visible et faiblement pentée d'environ 30° vers l'Ouest. Elle est soulignée par l'allongement des quartz et par les micas peu abondants (biotite et muscovite).

Secteur de Saint-Hélen (Est de Dinan)

Formations résiduelles (arrêt RS1)

Saint-Hélen, bois du Rocher, Clos Rouge (eS). Le site du bois du Rocher, au Nord de Saint-Hélen, en bordure nord de la N2176, est bien connu depuis le XIX^e siècle, pour ses dalles de grès lustrés, débitées pour la construction d'une allée couverte et pour la taille d'industries lithiques. Les archéologues y ont distingué des faciès plus ou moins silicifiés développés à partir d'arènes, de sols et de sédiments sableux englobant parfois des galets. À proximité du bourg de Saint-Hélen, des blocs de grès lustrés parfois emballés dans des formations rubéfiées ont été également exploités dans le bois de la Houssais, à l'Ouest de la butte du Clos Rouge (qui porte un château d'eau) culminant à 90 m d'altitude. Dans le lotissement implanté récemment entre la butte et le cimetière, quelques blocs ont été extraits et rassemblés en bordure d'un parking pour maintenir les terrains. On y reconnaît des faciès identiques à ceux du bois du Rocher, ainsi que des grès faiblement cimentés. Dans un grès tendre, des dragées de quartz ovoïdes associées à des grains de quartz émoussés ou sub-émoussés luisant correspondent à une ancienne formation littorale. On a observé aussi dans les déblais, des formations meubles à graviers peu roulés et à grains subanguleux s'apparentant à des dépôts fluviaux. La cuirasse ferrugineuse décrite par S. Durand (1959) et J. Estéoule-Choux (1970), est située dans un bosquet actuellement inclus dans une propriété privée au Nord du château d'eau. Cette formation n'a été observée qu'en situation culminante et n'a pas été notée au moment des terrassements menés en 2010 en direction du cimetière. On peut donc envisager à Saint-Hélen deux générations de cuirasses séparées par une transgression marine qui a laissé en relief un élément de croûte ferrugineuse correspondant à la surface culminante de Saint-Pierre-de-Plesguen, antérieurement à la formation des dalles siliceuses occupant les versants de la butte du Clos Rouge, ainsi que la surface d'abrasion du bois du Rocher, 30 m en contrebas.

Autour de Lanhélin

Granodiorite de Lanhélin ou « granit bleu » (arrêt GL)

À proximité de la D10, dans le Sud-Est de la carte, plusieurs affleurements naturels de la granodiorite de Lanhélin (Y^{3-4}) sont observés : ils présentent une roche \pm altérée correspondant vraisemblablement à l'horizon fissuré dans le schéma de représentation du profil latéritique (fig. 9). S'ajoutent plusieurs grandes carrières encore en activité qui permettent d'observer et échantillonner la roche non altérée, éventuellement sur les gros blocs entassés en bordure de carrière comme c'est le cas ici : la roche présente une texture équante (non orientée ou de manière très fruste) à grain moyen et une teinte gris bleuté qui

explique l'appellation locale de « Granit bleu ». Une tentative de datation infructueuse a été réalisée sur un échantillon issu de cette carrière.

Formations résiduelles

Arrêt **RS2** (eS et RS) : Bonnemain – Ferdru. Au Nord-Est de Lanhélin, dans le bassin versant supérieur du Biez Jean, à l'Est de mont Servin, des cailloux éolisés de grès tertiaires siliceux associés à des dreikanter de quartz et parfois de dolérite sont mêlés aux limons occupant les dépressions humides, entre 50 et 60 m d'altitude. Des blocs de poudingue à matrice siliceuse sont parfois rejetés par les agriculteurs en limite de parcelle. Quelques dalles volumineuses extraites des prairies au Sud du lieu-dit Ferdru ont été rassemblées à l'extrémité d'un talus, en bordure d'un chemin rural reliant le hameau à la ferme de la Bourgée, à l'extrémité nord de la commune de Meillac. La dalle la plus importante (2,30 × 1,50 × 0,60 m) est constituée de galets fluviaux quartzeux liés par une matrice siliceuse plus ou moins résistante. On y remarque aussi quelques éléments de grès siliceux gris provenant du démantèlement de croûtes siliceuses antérieures. Des blocs de grès graveleux siliceux à éléments peu roulés ont été également extraits. Les conglomérats ferrugineux caverneux brun noirâtre, apparaissant au voisinage du filon de dolérite du Ferdru correspondent à un alios holocène: « Pierres des landes » (feuille Pontrioux – Étables-sur-Mer). Ils ne peuvent être confondus avec les croûtes ferrugineuses tertiaires qui ont pu être exploitées dans le secteur par les forgerons romains : bas fourneaux des Champs Moitoux vers la limite de la feuille voisine (Dol-de-Bretagne). La nappe de cailloutis reconnue au Nord de la surface culminante, jusqu'à Saint-Malo, semble avoir été alimentée par le démantèlement des formations siliceuses du plateau de Bonnemain. Une première génération de cuirassement suivie d'un encaissement du réseau hydrographique, puis d'une silicification des alluvions en fond de vallée pourrait être envisagée.

Nord de Dinan, 4 voies et à côté

Gneiss de Dinan (arrêts GD2 et GD3)

Arrêt **GD2**. De gros affleurements sont visibles sur le haut talus rocheux de la bordure sud-est de la 4 voies N176, juste au Nord de Dinan. Ces affleurements (récemment mis à jour et donc encore peu végétalisés au moment des levés de la feuille) sont peu à très peu altérés dans la partie inférieure du talus et permettent d'observer des variations de faciès au sein des Gneiss de Dinan ($\zeta\gamma^{4-5}$): faciès très fin, localement rubanement d'aspect migmatitique, faciès très clair (leucocrate) de type leptynique, rognons de quartz caractéristiques de l'Intrusion de Lanvallay dont dérivent les Gneiss de Dinan. La foliation des gneiss pour partie mylonitique (parfois avec « bandes de cisaillement ») est ici mal réglée.

Arrêt **GD3**. Plus au Nord, en quittant la 4 voies pour emprunter une petite route parallèle, on rejoint au NNW de Samson-sur-Rance, un affleurement rocheux altéré de talus est constitué de gneiss micacés fins très biotitiques un peu rubanés et très foliés comprenant des lentilles leucocrates allongées (extension parfois pluridécimétrique) évoquant des leucosomes et donnant un aspect migmatitique aux gneiss. La foliation principale est bien réglée selon un très fort pendage (de 80° en moyenne) vers le Nord (N350).

Ville de Dinan et sa périphérie

Intrusion de Lanvally (arrêts IL1 et IL2)

De nombreux affleurements de l'Intrusion de Lanvally (γ^{4-5}) peuvent être observés à proximité immédiate de Dinan en bordure est de la ville et sur le territoire de Lanvally.

Situés en bord de route juste à l'Est de Dinan, ces affleurements **IL1** sont bien représentatifs. La formation affleure régulièrement sur le (haut) talus de la route en rive droite de la Rance dans Lanvally (à l'Ouest du carrefour avec la D2) puis en rive gauche en entrant dans Dinan. La roche présente régulièrement une altération modérée qui la rend cependant friable (filets de protection dans Dinan) et se rapporte à l'horizon fissuré du profil d'altération (fig. 9). La roche est cependant particulièrement fraîche (extrême base de l'horizon fissuré ?) dans le gros affleurement situé sous le pont routier qui traverse la Rance (EE 3031) : la roche granitoïde est caractéristique : de grain fin à moyen, généralement équant mais localement orienté (notamment déformation linéaire) ; les rognons de quartz pluricentimétriques à supradécimétriques sont peu abondants. Il existe des enclaves de matériel fin métasédimentaire rubané (et éventuellement plissé).

Plus à l'Est, en rive droite de la Rance, de nombreux affleurements (**IL2**) sont également observables sur les hauts talus de bordure de la N2176 (maintenant D676) sur une distance hécptométrique. La roche est plus ou moins altérée et friable (horizon fissuré). Quelques rognons de quartz sont visibles.

À noter qu'au niveau du carrefour entre la N2176 (D676) et la D2, on observe sur le talus, quelques mètres d'un faciès très déformé, gneissifié à mylonitique, que l'on peut rapporter au Gneiss de Dinan (soit l'équivalent déformé de l'intrusion de Lanvally). Ce faciès gneissique n'a pas été représenté sur la carte du fait de sa superficie réduite.

Granite de Bobital

Les affleurements du granite de Bobital (γ^3) sont nombreux dans la ville de Dinan, au pied des remparts ouest de la vieille ville comme sur de nombreux talus de bord de rue, et aux alentours. Tous les affleurements sont relativement

altérés : la plupart se situe dans l'horizon fissuré du profil d'altération (fig. 9) et parfois dans l'horizon des altérites proprement dit. La roche « saine » n'affleure pas. Les affleurements **GB1** (ESE de Dinan, talus) et **GB2** (juste au Sud de Léhon, dans une ancienne petite carrière en bordure de la D12), relativement préservés de l'altération, sont représentatifs de la formation : granite à biotite clair, équant, à grain moyen voire grossier et légèrement porphyroïde (GB1).

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.-J.-D. (1976) - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.
- ANDERS E., GRÉVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- ANDREÏEFF P., éditeur (1997) - Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000, 3^e édition. Comité de la carte géologique de France. *Documents du BRGM*, 260, 255 p.
- ANTOINE P., COUTARD J.-P., GIBBARD P., HALLÉGOUET B., LAUTRIDOU J.-P. (2003) - The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, p. 227-243.
- 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*, section 1, n° 4, p. 277-292.
- AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.-Y., COCHERIE A., FOUILLAC A.-M., ROSSI Ph. (1983) - Âge et origine des granitoïdes du Batholite mancennien (Normandie, France). Principaux résultats. *Sci. Tech. BRGM*, p. 57.
- 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., CHARLOT R., VIDAL P. (1980) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.
- BALÉ P. (1986) - Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Intéraction 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. Sc., 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.-F. (1989) - Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse de Doctorat, Univ. Rennes, 301 p.

- BALLÈVRE M., LE GOFF E., HÉBERT R. (2001) - The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, p. 19-43.
- BARDY, LEFORT (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.
- 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. (1893) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Dinan (60), 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris.
- BARROIS C. (1899) - Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1937) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Dinan (60), 2^e édition, Service des Mines, Paris, notice révisée en 1940 par P. Pruvost.
- BARROIS C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1939) - Révision de la feuille Saint-Brieuc : structure du Briovérien. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 34, 197, p. 6-10.
- BAUER H., MOUGIN B., DEZAYES C. (2011) - CINERGY : rapport géologique de fin de sondage. Rapport intermédiaire. BRGM/RP-59528-FR, 137 p., 8 ann., 1 CD.
- BEAUJEU-GARNIER J. (1953) - Modelé périglaciaire dans le Massif central français. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 6, p. 251-281.
- BELLION G., DADET P. (COORD.), LE HERISSE A., PARIS F., MAROT F., CARN A. (1981) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Fougères (283). Orléans : BRGM. Notice explicative par Estéoule-Choux J., Paris F., Guigues J., Dadet P., 38 p.
- BEURRIER M., VILLEY M., LANGEVIN C. *et al.*, (1984) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM. Notice explicative par Langevin C., Minoux L., L'Homer A., Lautridou J.-P. ; Dassibat C., Verron G., 54 p.
- BIGOT B., MONNIER J.-L. (1987) - Stratigraphie et sédimentologie des lœss récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude des coupes de Sables-d'Or-les-Pins et de Port-Lazo (Côtes-du-Nord, France) *Bull. AFEQ*, 29, p. 27-36.
- BITR 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.
- BIZIEN-JAGLIN C. (1995a) - Les sites de briquetages de la zone du marais de Dol dans leur contexte sédimentaire. Les dossiers du Ce RAA - Suppl. n° R, p. 81-94, 4 fig., 5 photos.

- BIZIEN-JAGLIN C. (1995b) - Les sites domestiques de la baie du Mont-Saint-Michel au début de notre ère. Les Dossiers du Ce RAA – suppl. n° R, p. 95-99.
- BIZIEN-JAGLIN C., GUYODO J.-N., LAPORTE L. (2010) - Occupation du Néolithique moyen autour de la butte de Lillemer (Ille-et-Vilaine, de Grézesur-Roc (Sarthe). *ArcheoThéma*, 10, septembre-octobre 2010, p. 26-34.
- BOGDANOFF S., JULIEN M. avec la collaboration de LAFOND R.-L., CARN A., VAGINAY M. (1996) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM, 47 p. Carte géologique par Bogdanoff S., Jourdan C., Lafond R.-L. (1997).
- BOGDANOFF S., JOURDAN C., LAFOND R.-L. (1997) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bogdanoff S., Julien M., avec la collaboration de Lafond R.L., Carn A., Vaginay M. (1996), 47 p.
- 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.
- BONNOT-COURTOIS C., CALINE B., LE VOT M., MALASSINGNE O., OUSSET O. (1995) - A new sedimentological map of the Rance estuary (Brittany, France). IAS 16th Reg. Meet. Sedimentology; 5^e Congr. Fr. Sédimentologie, ASF ; Publication ASF Paris, 22, 24 p.
- BORRADAILLE G.-I. (1988) - Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, p. 1-20.
- 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 Research*, 6, p. 1-21.
- BROWN M. (1979) - The petrogenesis of the Saint-Malo migmatite belt, Armorican Massif, with particular reference to the diatexites. *Neues Jarhb. 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.

- BROWN M., D'LEMONS R.-S. (1991) - The Cadomian granites of Mancellia, northern Armorican Massif of France: relationship to the Saint-Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Res.*, 51, p. 393-427.
- BROWN M. *et al.* (1990) - Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. In D'Lemos R.-S, Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 181-213.
- BRUN J.-P. (1975) - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le massif de Saint-Malo (Massif armoricain), analyse de la déformation. Thèse 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 D'Lemos R.-S, Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 95-114.
- BRUN J.-P., MARTIN H. (1978) - Relations métamorphisme de formation au cours de l'évolution géodynamique d'un dôme migmatitique : le massif de Saint-Malo (France). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XX, p. 91-101.
- 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., 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.
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (2008) - Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine (RAPSODI). Rapport final BRGM/RP-56749-FR. Carn-Dheilly A., Thomas E., 108 p.
- CAUVIN-CAYET C., GALDEANO A., ÉGAL E., POZZI J.-P., TRUFFERT C. (2001) - Magnetic modelling in the French Cadomien belt (northern Armorican Massif). *Tectonophysics*, 331, p. 123-144.
- 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., coordonateur HOULEGATTE E., CHAURIS L., LE GOFF E., COUSSEMENT C., LARSONNEUR C., BARRÈRE M., GARREAU J. (1999) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lannion (203). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chantraine J. coord. *et al.* (1999), 166 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., 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, D, p. 2859-2861.
- CHAUVEL J.-J., VIVET J.-B. (2001) - Le bassin paléosidéurgique de l'Est de la Rance, caractérisation et étude comparative des ressources minières et des minerais de fer grillés à l'âge du fer et à l'époque gallo-romaine, les dossiers du CeRAA, 29, p. 59-72.
- CHEVASSU G. (1976) - Les roches granitiques et leur altération. Reconnaissance géotechnique de tracés en Bretagne. Laboratoire central des Ponts et Chaussées. Rapport de recherche LPC n° 61, 134 p.
- CLET M., PELLERIN J., LAUTRIDOU J.-P., DELIBRIAS G. (1981) - Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. linnéenne Norm.*, 109, p. 3-20.
- 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.
- CŒUR (2008) - Étude d'opportunité et de faisabilité d'un parc naturel régional sur le territoire Rance – Côte d'Émeraude. Rapport final, 232 p.
- COGNÉ J. (1951) - Remarques sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e série, 1, p. 139-146.
- 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.
- CRIE L. (1878) - Recherche sur la végétation de l'Ouest de la France à l'époque tertiaire. Bibliothèque École Hautes Études, 18, article 2.
- DABARD M.-P. (1983) - Étude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif armoricain. Thèse 3^e cycle. Rennes.
- 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.
- DADET P., coordinateur FLAGEOLLET J.-C, FOUQUOIRE J., PARIS F. (1987) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Combourg (282). Orléans : BRGM. Notice explicative par Paris F. et Dadet P. (1988), 74 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. *Can. 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.
- DALLMEYER R.-D., BROWN M., D'LEMONS R.-S., STRACHAN R.-A. (1993) - Variable Variscan thermal rejuvenation in the Saint-Malo region, Cadomian Orogen, France: evidence from Ar⁴⁰/Ar³⁹ mineral ages.
- DARLET P.-A., DABARD M.-P., CHAUVEL J.-J. (1990) - Les métasédiments briovériens de la Rance (Bretagne du Nord) dans l'évolution cadomienne du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, série II, p. 779-786.
- 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, série II, p. 83-88.
- DEVOIR A. (1908) - Essai sur les mouvements de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel (époques actuelles et préhistoriques). *Bull. Inst. Océanogr.*, 125, p. 1-54.
- DE LA BECHE (1839) - Report on the Geology of Cornwall, Devon and West Somerset. London, Longmans, 648 p.
- 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.

- DUGUE O., LAUTRIDOU J.-P., QUESNEL F., CLET M., POUPINET N., BOURDILLON C. (2009) - Évolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire*, 20, 3, p. 275-303.
- DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.-P. (1997) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Coutances (142). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dupret L., Poncet J., Lautridou J.-P. , Hommeril P. et collaborateurs, 57 p.
- 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'lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G (eds): the cadomian orogeny. *Geol. Society, Spec. Publ.*, 51, p. 115-131.
- DURAND S. (1959) - 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. (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.
- ÉGAL É., GUENNOG P., LE GOFF E., THIÉBLEMONT D., LEBRET P., HALLÉGOUET B. (1996a) - Carte géologique de la France (1/50 000) feuille Pontrioux – Étables-sur-Mer (204) BRGM, Orléans. Notice explicative par Égal É. *et al.*, 1995, 194 p.
- ÉGAL É., GUERROT C., LE GOFF E., 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 E., LEBRET P. (1999) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Guingamp (242). BRGM, Orléans : notice explicative par Égal É., Le Goff E., Lebre P. et collaborateurs, 1999, 194 p.
- ÉGAL É., THOMAS É., GUENNOG P., HALLÉGOUËT B., HOULGATTE É., AUGRIS C. (2005) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). BRGM, Orléans : notice explicative par Égal É., Thiéblemont D., Thomas É., Guennoc P., Hallegouët B. et collaborateurs, 2005, 209 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. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse d'État, université de Rennes, 1967, 319 p., Rennes, *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) - Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, (2), n° 4, p. 345-352.

- 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.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse Univ. Caen, 166 p.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites péralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain (France). Pétrologie et géochimie. Thèse Univ. Rennes. *Mém. Et Doc. CAESS* 9, 176 p.
- GIRESSÉ P., HOMMERIL P., LAMBOY M. (1972) - Résultats préliminaires d'une campagne de sismique réflexion dans le golfe normand-breton. Colloque sur la géologie de la Manche. Mémoires du BRGM n° 79, p. 193-200.
- GODARD A. (1975) - Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. Mélanges offerts à Viers G., p. 283-298. Études géographiques, université de Toulouse le Mirail.
- 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., 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.
- GUENNOC P., LENOTRE N. (2009) - Évolution des côtes françaises au rythme des mouvements verticaux. BRGM, Géosciences, avril 2009, n° 9, p. 465.
- 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 D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 13-26.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, p. 1741-1746.
- GUILCHER A., TERS M., BONNET J.-Y. (1961) - Données récentes sur l'évolution morphologique des vallées bretonnes : Oust et vallée de Saint-Renan. *Bull. Section Géographie*, Comité Trav. Hist. Scientifiques, Paris, 74, p. 1-53.

- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M., THOMAS É. (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 Chaline 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.
- HAQ B.-U., HARDENBOL J., VAIL P.-R. (1988) - Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In Wilgus C.-K. *et al.* (ed.). *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 42, p. 71-108.
- HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). 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 radiométric 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., BALLÈVE M., (1997) - Évolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricain) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- HROUDA F. (1982) - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, p. 37-82.
- HOMMERIL P. (1967) - Étude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. Thèse Univ. Caen, 304 p.
- IPLI (Inventaire Permanent du Littoral de France) (1983) - Carte synthèse 1/100 000 : usage du sol, vocation juridique du sol.

- JAMAGNE M., LAUTRIDOU J.-P., SOMME J., (1981) - Préliminaire à une synthèse sur les variations sédimentologiques des lèss de la France du Nord-Ouest dans leur cadre géographique et paléogéographique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXIII, p. 143-147.
- 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.
- JIGOREL A. (1998) - Gestion des sédiments de l'estuaire de la Rance. Implantation et suivi du piège expérimental de Lyvet. Rapport CŒUR-INSA Rennes, 37 p.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancennien (Massif armoricain, France). Thèse d'État, Brest, 319 p.
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - Groundwater, vol. 39, (4), p. 568-581.
- LAHAYE Y., BLAIS S., AUVRAY B., RUFFET G. (1995) - Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. Geol. Fr., Paris*, 166, 5, p. 601-612.
- LANGÉVIN C., MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.-P., DASSIBAT C., VERRON G. (1984) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM, 54 p. Carte géologique par Langevin C., Minoux L., L'Homer A., Lautridou J.-P., Dassibat C., Verron G. (1984).
- LANOS P. (1984) - La métallurgie ancienne du fer dans le Nord de la Haute-Bretagne dans la prospection archéologique en Haute-Bretagne, ses apports à l'histoire du milieu rural dans l'antiquité, dossiers du CeRAA G-1984, édition Centre Régional Archéologique d'Alet, p. 147, p. 169.
- LAPORTE L., BERNARD V., BIZIEN-JAGLIN C., BLANCHET S., DIETSCH-SELLAMI M.-F., GUITTON V., GUYODO J.-N., HAMON G., NADIOUX P., NAAR S., NICOLLIN F., NOSLIER A., OBERLIN C., QUESNEL L. (2003) - Aménagements du Néolithique moyen dans le marais de Dol au pied de la butte de Lillemer (Ille-et-Vilaine) : les apports d'un programme de prospection thématique. *Rev. Arch. Ouest*, Rennes, 20, p. 127-153
- LARSONNEUR C., LEGENDRE C. (1988) - Extraction de tangues en baie du Mont-Saint-Michel. Rapport de synthèse. Définition d'un cahier des charges des extractions. DRAE Basse Normandie – DDE de la Manche, 28 p.
- LAURENS DE LA BARRE H. (1913) - Sur un gisement de grès tertiaire fossilifère trouvé dans le Finistère. *BSSMO*, t. 22, n° 2.

- 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.
- LAUTRIDOU J.-P. (1991) - Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, supp. Bd 90, p. 123-130, 5 fig. Berlin & Stuttgart
- LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., COUTARD J.-P., LAVOLLE M., OZOUF J.-C., VERAGUE J. (2000) - Synthèse sur les formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie (feuille Caen à 1/250 000). *Géologie de la France*, 4, 2000, p. 57-69.
- LAUTRIDOU J.-P., BEURRIER M., DADET P., LE METOUR J. (1983) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dadet P., Beurrier M., Lautridou J.-P., 26 p.
- LEFORT (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, AÏFA (1996) - Origin and structuration of the North Armorican dyke swarm. *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, 323, p. 981-986.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. In Les massifs anciens de France, Piqué A., coord. *Sci. Geol. Bull.*, 44, p. 31-103
- LE GOFF E., ÉGAL É., CHANTRAINE J. (1994) - Structures et champ de déformation dans la chaîne cadomienne à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Nord du Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci, Paris*, 319, p. 231-238.
- LE GOFF E., HALLEGOUËT B., LEBRET P., GUENNOG P. (2009) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Malo (207). Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Goff E. *et al.* (2009), 200 p.
- LE MOUËL J.-L. (1969) - Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, Paris, 154 p.
- LEGROS J.-P. (1976) - Migrations latérales et accumulations litées dans les arènes du massif cristallin et cristallophyllien du Pilat. *Science du sol*, p. 205-220.
- LEUTWEIN F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Mem. Sci. Terre*, 11, 84 p. Nancy.

- 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 géologique de la France (1/50 000), feuille baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM, 184 p. Carte géologique par L'Homer A., Courbouléix S., Beurrier M., Bonnot-Courtois C., Caline B., Erhold A., Lautridou J.-P., Le Rhun J., Siméon Y., Thomas Y., Villey M. (1999).
- L'HOMER A., BONNOT-COURTOIS C., CALINE B. (2002) - Le prisme sédimentaire des dépôts du marais de Dol : essai de reconstitution de la mise en place des dépôts. *In* La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Bonnot-Courtois C. *et al.* TotalFinaElf Mém. 26, Pau, 2002, p. 177-198.
- LOYER S., VAN VLIET-LANOË B., MONNIER J.-L., HALLÉGOUET 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*, 6,1, p. 21-33.
- MARTIN H. (1977) - Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de Saint-Malo (Massif armoricain). 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.
- MENHERT K.-R. (1968) - Migmatites and origin of migmatite rocks. Ed *Elsevier Publ. Co.*, 393 p.
- MEURISSE-FORT M. (2008) - Enregistrement haute résolution des massifs dunaires. Manche, mer du Nord et Atlantique. Le rôle des tempêtes. Ed. Publibook, Paris 306 p.
- MEYER R. (1987) - Paléoaltérites et paléosols : l'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. *Manuels & Méthodes*, BRGM Éditions, n° 13, 163 p.
- MILON Y. (1935) - Observations sur l'origine des tangles et vases littorales. *C. R. som. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 5, p. 8-9.
- MILORD J., SAWYER E.-W. (2001) - Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from Saint-Malo (France). *J. Petrol.*, 42, 3, p. 487-505.
- MONNIER J.-L. (1973) - Contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la région de Saint-Brieuc, stratigraphie et sédimentologie des limons, des plages et des sols anciens. *Trav. Labo. Anthrop., Préhist.*, Rennes, 259 p.
- MONNIER J.-L. (1980a) - La station paléolithique du Mont-Dol (Ille-et-Vilaine). *Dos. CeRAA*, C-1980, p. 3-20.
- MONNIER J.-L. (1980b) - Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. *Trav. Labo. Anthrop. Préhist.*, Rennes, 607 p.

- MONNIER J.-L. (1986) - Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen en Bretagne. Comparaisons avec les régions lœssiques. Suppl. *Bull. AFEQ*, 26, p. 113-127.
- MONNIER J.-L., DONGUY Y. (1983) - Le gisement paléolithique moyen des Gastines (Saint-Père-Marc-en-Poulet, Ille-et-Vilaine). Premiers résultats des fouilles. *Dossiers Ce RAA*, 11, p. 29-37.
- 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.
- MORIN P. (1931) - Le golfe normand-breton : sa formation et ses vicissitudes quaternaires, *Annales de géographie*, n° 223, XL^e année, 23 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974a) - Analyse pollinique des sédiments du site archéologique de l'Aupinière en Hirel (35). *Dossiers du Ce RAA*, 2, p. 89.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974b) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol et Minéral. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1995a) - Coastline Changes in the Armorican Massif (France) during the Holocene. *Journ. Coast. Res. Sp. Issue*, n° 17: Holocene cycles: Climate, Sea Levels and sedimentation, p. 197-203.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1995b) - Le marais maritime de Dol-de-Bretagne et le remplissage holocène. In *Baie du Mont-Saint-Michel et marais de Dol, milieux naturels et peuplements dans le passé*. In *Dossiers du CeRAA*, n° R, p. 33-45.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (2002) - La sédimentation holocène dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. L'évolution du marais de Dol-de-Bretagne. In *Bonnot-Courtois et al., la baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance*. CNRS, EPHE, TotalFinaElf, Pau, mém. 26, p. 153-163, 7 pl. couleur.
- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration JEGOU J-P., LACHASSAGNE P., STOLLSTEINER P., WYNS R. (2008) - SILURES Bretagne, rapport final, année 5. BRGM/RP-56457-FR, 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- MOUGIN B., BALTASSAT J.-M., BLANCHIN R., PUTOT E., SCHROETTER J.-M., WYNS R. (2008) - SILURES bassin versant Ille-et-Vilaine, bassin du Nançon. Rapport final, année 2. BRGM/RP-56318-FR, 82 p., 29 ill., 3 ann. dont 14 pl. (vol. séparé).
- MUSSET R. (1927) - Un ancien réseau hydrographique dans la région du mont Dol et la Rance inférieure. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, t. 8, p. 70-81.

- 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.
- 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.
- PAQUET F., MENIER D., ESTOURNE G., BOURRILLET J.-F., LEROY P., GUILLOCHEAU F. (2010) - Buried fluvial incisions as a record of Middle-Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). *Marine Geology*, 268, 1-4, p. 137-151.
- PARIS F. (1977) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Caulnes (281). Orléans : BRGM. Notice explicative par Paris F., Estéoule-Choux J., Jégouzo P. (1977), 28 p.
- PARIS F., ESTÉOULE-CHOUX J., JÉGOUZO P. (1977) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000) feuille Caulnes (281). Orléans : BRGM, 28 p, carte géol. par Paris F., Jégouzo P., Estéoule-Choux J. (1977).
- PARIS F., JÉGOUZO P. (1976) - La bordure Mancellia - synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. *Ré. Ann. Sc. Terre* (Soc. géol. France éd.), II, p. 317.
- 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.
- PELHATE A. (1956) - Contribution à l'étude des dépôts littoraux du golfe normand-breton. *Mém. Soc. géol. minéral*, Bretagne, 1, p. 217-290.
- 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., 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.
- PILARD F., CHAURIS L., LAFORET C. (1985) - Inventaire minéralogique de la France n° 13, Ille-et-Vilaine (35), Collection Pierrot R., BRGM Édition, 147 p.

- 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* D'Lemos R.-S, Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 215-229.
- PRUVOST P. (1940) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Dinan (xx), 2^e édition, Service des Mines, Paris, Révision de la notice. 3^e édition en 1964.
- 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., 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* D'Lemos R.-S, Strachan R.-A., Topley C.G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 81-94.
- RÉGNAULT S., RABU D., PARIS F., ROBARDET M. (1983) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Broons (280). Orléans : BRGM. Notice explicative par Regnault S. (1984), 59 p.
- SAUNIER J.-F. (1986) - Un domaine cristallophyllien dans le protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). *Doc. BRGM*, Orléans, 109, 119 p.
- SAMSON S.-D., D'LEMOIS R.-D., BLICHERT-TOFT 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 Plan. Sc. Lett.*, 208, p. 165-180.
- SCHROETTER J.-M., LAUNAY E., QUINTON A., IMBAULT M., LE ROY S., PLAT E. (2010) - Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des argiles dans le département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport BRGM/RP-58120-FR. 152 p., 60 ill., 5 ann., 3 cartes h.-t.
- STRACHAN R.-A., TRELOAR P.-J., BROWN M., D'LEMOIS 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* D'Lemos R.-S, Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 133-150.
- STRACHAN R.-A., D'LEMOIS 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.
- TARLIONG D.-H., HROUDA A. (1993) - The magnetic anisotropy of rocks. Chapman et Hall, London, 217 p.

- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. INQUA, 9^e congrès international : le Quaternaire : géodynamique, stratigraphie et environnement. Paris, p. 114-135.
- TESSIER B., BILLEAUD I., LESUEUR P. (2010) - Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181, 2, p. 99-113.
- 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.
- 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.
- THOMAS É. (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.
- THOMAS E., HALLEGOUËT B., ÉGAL E. (2011) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Lamballe (279). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas E. (2011).
- TRAUTMANN F., CARN A. (1997) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille La Guerche-de-Bretagne (354). Orléans : BRGM, notice explicative par Trautmann F., Carn A., 65 p.
- TRELOAR P.-J., STRACHAN R.-A. (1990) - Cadomian strike-slip tectonics in NE Brittany. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 151-168.
- TRIBE I.-R., STRACHAN R.-A., D'LEMOIS 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., GUENNOG P. (2001) - From 2.5D gravity modelling to structural geometry understanding, the North-Brittany Cadomian active margin. *Tectonophysics*, 331, p. 81-97.
- VACHER A. (1919) - Sur un tracé ancien de la vallée de la Rance. *C. R. Acad. Sci. Paris*, CLXVIII, 1, p. 353-355.
- VAN-VLIET-LANOË B., VALADAS B., (1983) - À propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens : le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique, *Bull. de l'asso. fr. pour l'étude du Quaternaire*, 20, n° 4, p. 153-160.

- 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.
- VAN-VLIET LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUET B., MARGEREL J.P., CHAUVEL J.-P., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F., VAUTHIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 326, p. 333-340.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.-L., MERCIER D., HALLÉGOUET B., LAGA P., LAQUEMENT F., MEILLEZ F., MICHEL Y., MOGUEDET G., VIDIER J.-P. (2002) - Paleogeographic evolution of northwestern Europe during the upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24 (3), p. 511-541.
- VELDE D. (1970) - Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 7, XII, 5, p. 843-855.
- VERNHET Y., DELHEMMES R., DORÉ F. (1996) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Domfront (249). Orléans : BRGM, notice explicative par Vernhet Y., Doré F., Lautridou J.-P., Talbo H., Verron G., Dhellemmes R., Enouf C., 106 p.
- 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 Research*, 14, p. 1-20.
- WATTS M.-J., WILLIAMS G.-D. (1979) - Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 323-332.
- WEBER C., BARBEY P., CUNNEY M., MARTIN H. (1985) - Trace element behaviour during migmatization: evidence for a complex melt residuum fluid interaction in the Saint-malo migmatitic dome (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 90, 1, p. 52-62, 1985.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.
- 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. (1998) - Ressources en eau de la Margeride ouest - PRD 324. Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors-texte.
- WYNS, R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J. (2004) - Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 175, (1).
- 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.
- WYNS R., QUESNEL F., LACQUEMENT F., BOURGINE B., MATHIEU F., LEBERT F., BALTASSAT J.M., BITRI A., MATHON D. (2005) - Contrat de plan État-Région : cartographie quantitative des propriétés du sol et du sous-sol dans la région des Pays-de-la-Loire, rapport final.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Le lecteur pourra examiner les collections de lames-minces de roches du socle au BRGM à Orléans (E. 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 sous-terrains 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).

AUTEURS

L'intervention des différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- Introduction : E. ÉGAL, B.HALLÉGOUET ;
- Description des terrains : E. ÉGAL (unité de Fougères et magmatisme paléozoïque) et E. LE GOFF (Unité de Saint-Malo, granite de Plouër) pour les terrains du socle cadomien et varisque (contribution d'A. COCHERIE

pour les résultats géochronologiques et M. TEGYÉY pour les descriptions pétrographiques) ; B. HALLÉGOUËT et J.-M. SCHROETTER (altérites principalement) pour les formations superficielles continentales avec la contribution d'E. THOMAS ; B. HALLÉGOUËT pour les dépôts fluvio-marins et la géologie marine ;

– Corrélations entre anomalies géophysiques et formations géologiques : E. ÉGAL ;

– Conditions de formation des entités géologiques : E. ÉGAL (unité de Fougères et magmatisme paléozoïque avec la contribution de D. THIÉBLEMONT) et E. LE GOFF (unité de Saint-Malo principalement) pour les terrains du socle cadomien et varisque ;

– Évolution tectono-métamorphique : E. ÉGAL (unité de Fougères) et É. LE GOFF (unité de Saint-Malo, métamorphisme), H. THÉVENIAUT pour l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) des intrusions de Lanvallay-Lanhélin ;

– Synthèse géodynamique régionale : E. ÉGAL ;

– Géologie de l'environnement : B. MOUGIN pour les ressources en eau, B. HALLÉGOUËT et J.-M. SCHROETTER pour les risques naturels, J.-M. SCHROETTER avec E. ÉGAL pour les autres rubriques ;

– Documentation complémentaire : L. LANGOUËT et J.-L. MONNIER pour la préhistoire et l'archéologie ; E. ÉGAL, B. HALLÉGOUËT et É. LE GOFF pour les sites et itinéraires.

ANNEXES

ANNEXE 1 - PROCÉDURE ANALYTIQUE ET TABLEAUX
DE RÉSULTATS DE DATATION (deux échantillons)

**Datation U-Pb sur zircon à 548 ± 3 Ma par couplage
laser-ICPMS-MC (Neptune) de l'échantillon EE3027
(gneiss de Dinan)**

Procédure analytique

À la suite de la création du laboratoire Neptune en juin 2002 au BRGM, l'installation du laser et du système de multicompteur d'ions (MIC) en janvier 2005 nous avait permis la mise au point de la datation U-Pb *in situ* sur zircon (Cocherie et Robert, 2008). Depuis janvier 2010 le BRGM dispose d'un nouveau système d'ablation laser qui a été utilisé pour les datations de cette étude.

Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée par le passé sur les SHRIMP (voir pas exemple : Williams, 1998) ou la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 (Deloule *et al.*, 2001).

Les principales différences sont les suivantes :

- la matière est ablatée à l'aide d'un laser puis transportée sous un courant d'argon au lieu d'un « arrachage » plus délicat de la matière par un faisceau d'ions primaires O²⁻ dans le cas des sondes ioniques ;
- pour cette application, l'ICPMS est configurée en mode basse résolution et en mode statique, c'est-à-dire que toutes les masses depuis ²⁰²Hg jusqu'à ²³⁸U sont collectées simultanément (sur compteurs d'ions pour 202, 204, 206, 207, 208 et sur cages de Faraday pour 232 et 238) tandis que les sondes ioniques fonctionnent en mode haute résolution et en saut de pic, les masses étant collectées successivement sur un compteur d'ions unique ;
- la quantité de matière extraite par le laser est significativement supérieure, dans le cas du laser, tandis que cette extraction de matière est effectuée en 90 secondes au lieu de 15 à 20 minutes dans le cas des sondes ioniques. Selon nos conditions d'ablation, le laser atteint une profondeur de 18 à 20 µm tandis qu'une sonde « arrache » la matière sur seulement 1 à 2 µm.

Les principaux points communs sont :

- dans les deux cas l'analyse d'un standard certifié est indispensable ;
- le diamètre du domaine analysé est similaire (20 µm) ;
- la précision atteinte est comparable avec toutefois un avantage pour la sonde ionique puisque le volume analysé étant moindre, la question de l'hétérogénéité en profondeur ne se pose généralement pas.

La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu ($1\,065 \pm 1$ Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995).

Les conditions d'ablation laser :

- laser UV : 213 nm ;
- diamètre : 20 μm ;
- profondeur : $\sim 15\text{-}20$ μm ;
- énergie : 25 % ;
- fréquence : 5 Hz ;
- durée : 90 s.

Les conditions d'analyse

Le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal d'environ 30 000 cps sur ^{206}Pb et 3 mV sur ^{238}U .

Un bloc de 23 cycles est enregistré.

Calcul des âges moyens

Pour les **zircons anciens** ($> 1\,000$ Ma), la détermination même imprécise du ^{204}Pb est suffisante pour accéder à l'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les **zircons plus récents** ($< 1\,000$ Ma), l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peut devenir critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la

méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble de tous les points d'âges voisins, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de Wetherill (1956) et celle de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans A. Cocherie *et al.* (2005).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95% de confiance en prenant des **erreurs à 2σ** et les analyses sont également portées à $\pm 2\sigma$ dans les figures. Par contre, ces erreurs sont données à 1σ dans le tableau. En fonction du nombre d'analyses, le MSWD permet de valider l'homogénéité de la population considérée (Wendt et Carl, 1991).

Références

- COCHERIE A., FANNING C.-M., JÉZÉQUEL P., ROBERT M. (2009) - LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephra from the French Massif Central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, p. 1095-1108.
- COCHERIE A., ROBERT M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research.- Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Gondwana Research*, 14, p. 597-608.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.-M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- DELOUÉ E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, p. 1833-1838.
- LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, *Spec. Pub.* n° 4, 70 p.
- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.-W. (1956) - Discordant uranium-lead ages I: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.

WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.-L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.-C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.

WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.

Tableaux de résultats

Environ 60 grains ont été montés en section polie. Ils sont plutôt trapus, de taille moyenne à petite (100 à 200 µm). Ils sont généralement arrondis et corrodés.

Vingt analyses ont été réalisées sur 18 grains différents ; les résultats sont présents dans les tableaux ci-dessous. Voir le texte principal de la notice pour leur représentation graphique et leur interprétation.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ±	²⁰⁶ Pb ±	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ±	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ±	
<i>Gneiss tholéitique de Dinan (EE 3027)</i>														
1.1	579	308	0.53	44.7	-	0.084	11.211	0.089	0.05924	0.00032	0.08912	0.00071	550	4
2.1	543	202	0.37	41.5	-	0.100	11.323	0.099	0.05924	0.00032	0.08822	0.00077	545	5
3.1	225	342	1.52	25.3	12665	0.201	7.669	0.068	0.06713	0.00043	0.13014	0.00116	789	7
4.1	116	108	0.93	38.0	1546557	0.651	2.630	0.027	0.13305	0.00070	0.37778	0.00394	2066	18
5.1	259	271	1.05	21.0	3574	-	10.684	0.090	0.05900	0.00036	0.09360	0.00079	577	5
5.2	184	66	0.36	13.8	2227	-	11.548	0.119	0.05794	0.00041	0.08659	0.00090	535	5
6.1	531	30	0.06	41.5	5346	-	11.067	0.123	0.05849	0.00032	0.09036	0.00100	558	6
7.1	349	71	0.20	25.7	-	-	11.753	0.155	0.05785	0.00035	0.08509	0.00112	526	7
8.1	693	120	0.17	53.9	-	0.029	11.137	0.199	0.05890	0.00030	0.08977	0.00160	554	9
9.1	349	177	0.51	26.9	4601	0.760	11.139	0.102	0.06475	0.00039	0.08909	0.00081	550	5
10.1	476	287	0.60	61.8	153431	0.290	6.647	0.052	0.07160	0.00033	0.15001	0.00118	901	7
10.2	247	65	0.26	23.1	2937	0.395	9.220	0.073	0.06491	0.00035	0.10803	0.00086	661	5
11.1	863	337	0.39	63.4	16215	0.136	11.774	0.131	0.05899	0.00028	0.08482	0.00094	525	6
12.1	99	94	0.94	20.0	-	0.974	4.269	0.031	0.10717	0.00070	0.23194	0.00171	1345	9
13.1	327	98	0.30	24.1	62304	0.305	11.726	0.073	0.06040	0.00033	0.08502	0.00053	526	3
14.1	206	41	0.20	15.8	1825	0.211	11.275	0.063	0.06020	0.00038	0.08850	0.00049	547	3
15.1	793	53	0.07	65.7	4598	0.254	10.423	0.094	0.06165	0.00036	0.09569	0.00087	589	5
16.1	191	278	1.46	16.3	2203	0.248	10.110	0.073	0.06207	0.00042	0.09867	0.00071	607	4
17.1	227	106	0.47	16.3	11495	0.290	11.985	0.101	0.05998	0.00036	0.08319	0.00070	515	4
18.1	239	196	0.82	20.1	716	2.446	10.032	0.104	0.07981	0.00074	0.09724	0.00101	598	6

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U 206Pb*	206Pb/ 204Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques				Age (Ma)					%					
						206Pb/ 238U		207Pb/ 235U		206Pb/ 238U		207Pb/ 235U		206Pb/ 238U		207Pb/ 235U				
						±	±	±	±	±	±	±	±	±		±				
Gneiss tholéitique de Dinan (EE 3027)																				
1.1	579	308	0.53	44.7	-	0.0892	0.0007	0.729	0.007	0.05924	0.00032	0.830	551	4	556	4	576	12	96	
2.1	543	202	0.37	41.5	-	0.0883	0.0008	0.721	0.007	0.05924	0.00032	0.850	546	5	551	4	576	12	95	
3.1	225	342	1.52	25.3	12665	0.138	0.1302	0.0012	1.185	0.020	0.06599	0.00095	0.527	789	7	794	9	806	30	98
4.1	116	108	0.93	38.0	1546557	0.001	0.3803	0.0040	6.975	0.082	0.13304	0.00070	0.892	2077	18	2108	10	2139	9	97
5.1	259	271	1.05	21.0	3574	0.499	0.0931	0.0008	0.705	0.026	0.05491	0.00194	0.233	574	5	542	15	408	77	141
5.2	184	66	0.36	13.8	2227	0.804	0.0859	0.0009	0.608	0.044	0.05134	0.00368	0.143	531	5	482	27	256	156	207
6.1	531	30	0.06	41.5	5346	0.334	0.0901	0.0010	0.692	0.017	0.05576	0.00121	0.455	556	6	534	10	443	48	126
7.1	349	71	0.20	25.7	-	0.0851	0.0011	0.679	0.010	0.05785	0.00035	0.907	526	7	526	6	524	13	100	
8.1	693	120	0.17	53.9	-	0.0898	0.0016	0.729	0.014	0.05890	0.00030	0.960	554	9	556	8	563	11	98	
9.1	349	177	0.51	26.9	4601	0.389	0.0894	0.0008	0.760	0.022	0.06160	0.00170	0.313	552	5	574	13	660	58	84
10.1	476	287	0.60	61.8	153431	0.011	0.1504	0.0012	1.483	0.014	0.07150	0.00037	0.832	903	7	924	6	972	11	93
10.2	247	65	0.26	23.1	2937	0.602	0.1078	0.0009	0.891	0.028	0.05996	0.00179	0.256	680	5	647	15	602	63	110
11.1	863	337	0.39	63.4	16215	0.111	0.0848	0.0009	0.680	0.010	0.05810	0.00056	0.752	525	6	527	6	533	21	98
12.1	99	94	0.94	20.0	-	0.2342	0.0017	3.461	0.034	0.10717	0.00070	0.747	1357	9	1518	8	1752	12	77	
13.1	327	98	0.30	24.1	62304	0.029	0.0853	0.0005	0.707	0.007	0.06017	0.00045	0.639	527	3	543	4	610	16	87
14.1	206	41	0.20	15.9	1825	0.980	0.0978	0.0005	0.632	0.045	0.05215	0.00371	0.078	543	3	497	28	292	155	186
15.1	793	53	0.07	65.7	4598	0.387	0.0956	0.0009	0.771	0.015	0.05849	0.00103	0.458	588	5	580	9	548	38	107
16.1	191	278	1.46	16.3	2203	0.807	0.0891	0.0007	0.750	0.050	0.05543	0.00369	0.107	603	4	568	29	430	142	140
17.1	227	106	0.47	16.3	11495	0.156	0.0833	0.0007	0.674	0.013	0.05871	0.00099	0.450	516	4	523	8	556	36	93
18.1	239	196	0.82	20.1	716	2.486	0.0972	0.0010	0.797	0.041	0.05948	0.00296	0.204	598	6	595	23	585	105	102

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 σ .
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ²⁰⁴Pb

Datation du granite de Plouër à 545 ± 5 MA. Méthode U-Pb (SHRIMP) sur zircon et U-Th-Pb sur monazite (MSE), échantillon DN 50

Procédures analytiques

Datation U-Pb sur zircon à la microsonde ionique de type SHRIMP (RSES, ANU Canberra)

Depuis le début des années 1980, un prototype de microsonde ionique spécialement conçu pour l'analyse isotopique de zircons, et donc leur datation, a été développé à l'Université de Canberra sous le nom de SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe). À la SHRIMP I ont succédé la SHRIMP II, au début des années 1990 (Williams, 1998) et plus récemment la SHRIMP RG (reverse geometry). Une structure d'accueil permet l'accès des géochronologues extérieurs à ces instruments : le "PRISE" (Precise Radiogenic Isotope Services). Les SHRIMP II et RG permettent des datations ponctuelles U-Pb à l'échelle de 20-25 μm ; elles sont particulièrement adaptées à la datation de zircons à histoire complexe (coeurs hérités) et/ou de zircons possédant des domaines plus ou moins métamictes (Compston, 1996). La SHRIMP II est mieux adaptée à la datation des zircons paléozoïques, pour lesquels la calibration du rapport U/Pb est fondamentale.

Un faisceau d'ions primaires O²⁻ « arrache » et ionise les isotopes U et Pb qui nous intéressent. Ces ions sont ensuite accélérés. Le dispositif est couplé à un spectromètre de masse doté d'un analyseur électrostatique, d'un quadrupole et enfin d'un secteur magnétique chargé de séparer les masses. Les dimensions importantes du secteur magnétique assurent à la fois une grande sensibilité et

une haute résolution ($M/\Delta M \sim 6\,000$ pour les isotopes du Pb). Le système de détection est assuré par un seul multiplicateur d'électrons (simple collection), mais un système de mesure du flux d'ions secondaires, situé en amont du spectromètre de masse, permet une normalisation des intensités mesurées par le multiplicateur d'électrons. Avant la mesure, le faisceau d'ions O_2^- est utilisé pour nettoyer la surface à analyser pendant 120 secondes. Lors de la mesure, neuf masses sont enregistrées $^{90}Zr_2\ ^{16}O$, ^{204}Pb , bruit de fond : $204 + 0,1$ uma, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , $^{232}Th\ ^{16}O$ et $^{238}U\ ^{16}O$. L'analyse elle-même dure 15 minutes (Williams, 1998). Un zircon gemme du Sri Lanka (SL 13) est utilisé comme standard de référence pour le calcul des teneurs en U et Th en raison de sa remarquable homogénéité de concentration en U et Th (238 et 21,2 ppm). La détermination de U dans l'échantillon s'appuie sur la mesure du rapport $^{238}U^+ / Zr_2O^+$ dans l'échantillon et le standard.

L'utilisation du diagramme Concordia conventionnel dit de « Wetherill » (1956) nécessite la détermination précise du rapport $^{206}Pb^* / ^{238}U$. Pour cela, un gabbro, standard de calibration (Temora) est analysé systématiquement entre chaque série de trois analyses. Cette mesure systématique permet de définir une droite de calibration dans un diagramme logarithmique : $Pb^+ / U^+ = A \cdot (UO^+ / U^+)^2$. Cette droite définie empiriquement par plusieurs dizaines de points est caractéristique de l'instrument pendant une période donnée au niveau de sa pente et caractéristique du standard au niveau de l'ordonnée à l'origine. A la mesure de UO^+ / U^+ dans l'échantillon est donc associée une valeur de Pb^+ / U^+ dans le standard. Connaissant le rapport $^{206}Pb / ^{238}U$ dans le standard et le rapport Pb^+ / U^+ dans l'échantillon, on peut calculer le rapport $^{206}Pb / ^{238}U$ dans l'échantillon tel que : $^{206}Pb / ^{238}U_{ech.} = ^{206}Pb / ^{238}U_{std.} \times Pb^+ / U^+_{ech.} / Pb^+ / U^+_{std.}$. La mesure du rapport $^{207}Pb / ^{206}Pb$ est essentielle pour déterminer un âge précis, elle est directe et précise ($< 1\%$) sans qu'il soit fait aucune correction. Cependant, pour accéder à l'âge $^{207}Pb / ^{206}Pb$, il faut déterminer également avec précision la quantité de Pb commun à déduire.

Pour les **zircons récents** (< 800 Ma), l'imprécision du rapport $^{206}Pb / ^{204}Pb$ devient critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) modifié par W. Compston *et al.* (1992), dans lequel on porte les rapports $^{207}Pb / ^{206}Pb$ et $^{238}U / ^{206}Pb$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite passant par la composition du Pb commun ($^{207}Pb / ^{206}Pb$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}U / ^{206}Pb^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge

moyen U-Pb incluant l'ensemble des points d'âge voisin, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun.

On a vu initialement comment la teneur en U (ppm) était déterminée pour chaque point analytique ; connaissant le rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$, on peut facilement calculer la teneur en $^{206}\text{Pb}^*$. De même, le rapport Th/U est proportionnel au rapport $^{232}\text{ThO}^+/^{238}\text{UO}^+$. Le coefficient de proportionnalité est déterminé sur le standard. Connaissant U, on calcule alors la teneur en Th (ppm).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 3 (Ludwig, 2003) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ . Par contre, les

Le tableaux (voir plus loin) représentent les données avec des erreurs à 1σ .

Datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique SX 50 (BRGM), SHRIMP (RSES, ANU Canberra)

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans A. Cocherie *et al.* (1998). Les conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) selon la méthode définie dans A. Cocherie et F. Albarède (2001). Cette approche est particulièrement efficace lorsque le rapport Th/U varie largement d'un domaine à l'autre des grains, tout en donnant des âges identiques. Par contre, si ce rapport reste constant tandis que la somme Th + U varie à l'intérieur d'un même grain ou d'un grain à l'autre, il est recommandé d'utiliser la représentation graphique de K. Suzuki et M. Adachi (1991). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge moyen sont développés dans A. Cocherie *et al.* (2005) et dans A. Cocherie et O. Legendre (2006). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.-R. Ludwig (2003). **Tous les âges sont calculés à $\pm 2\sigma$.**

Références

COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.

- COCHERIE A., BE MEZEME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI P. (2005) - Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, 90, p. 607-618.
- COCHERIE A., LEGENDRE O. (2006) - Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, (sous presse).
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.-S., KIRSCHVINK J.-L., ZHANG Z, MA G. (1992) - Zircon U-Pb ages for early Cambrian time scale: *Journal of the Geological Society*, London, 149, p. 171-184.
- COMPSTON W. (1996) - SHRIMP: Origins, impact and continuing evolution. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 79, p. 109-117.
- LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, *Spec. Pub.* n° 4, 70 p.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, p. 357-376.
- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.* 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.-W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.

Tableaux de résultats

Analyses sur zircons (U-Pb)

Environ 70 grains ont été montés en section polie. Tous les grains sont petits, mais surtout particulièrement fins et allongés (~ 20 µm) mais généralement limpides. La microsonde ionique est indispensable pour dater ces petits zircons. Sur les photos réalisées en cathodo-luminescence (recherche des éventuelles zones métamictes, des inclusions et éventuels cœurs hérités à éviter, fig. 1) on observe des zones de croissances.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
Granite de Dinan (DN 50)														
1.1	335	43	0.13	27.3	0.000274	0.00	10.546	0.193	0.0595	0.0005	0.0948	0.0018	584.0	10.4
2.1	424	154	0.36	32.7	0.000117	0.03	11.143	0.224	0.0589	0.0004	0.0897	0.0018	553.9	10.8
3.1	730	54	0.07	53.6	0.000096	0.16	11.706	0.195	0.0593	0.0003	0.0853	0.0014	527.6	8.5
4.1	504	174	0.34	37.3	0.000051	0.13	11.617	0.194	0.0591	0.0004	0.0860	0.0015	531.6	8.6
5.1	423	63	0.15	31.1	0.000083	0.25	11.686	0.197	0.0600	0.0004	0.0854	0.0015	528.0	8.6
6.1	703	146	0.21	48.1	0.003375	6.22	12.556	0.208	0.1067	0.0062	0.0747	0.0015	464.4	8.8
7.1	583	218	0.37	43.6	0.000009	0.06	11.494	0.192	0.0587	0.0004	0.0870	0.0015	537.5	8.7
8.1	390	186	0.48	29.4	0.000042	0.01	11.405	0.253	0.0584	0.0004	0.0877	0.0020	541.8	11.7
9.1	290	121	0.42	23.7	0.001190	2.84	10.532	0.202	0.0822	0.0056	0.0922	0.0020	568.8	11.6
10.1	498	241	0.48	38.8	0.000033	<0.01	11.042	0.187	0.0576	0.0004	0.0907	0.0016	559.7	9.2
11.1	425	60	0.14	37.4	-	<0.01	9.774	0.191	0.0589	0.0005	0.1025	0.0020	629.2	11.9
12.1	257	95	0.37	19.4	0.000166	0.18	11.398	0.196	0.0598	0.0005	0.0876	0.0015	541.2	9.0
13.1	332	108	0.33	25.6	0.000075	0.01	11.142	0.189	0.0587	0.0005	0.0897	0.0015	554.0	9.1

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora (0.61 %) est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 3 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

Analyses sur monazites (U-Th-Pb)

Les grains séparés sont assez nombreux et de taille moyenne. Ils atteignent 50-100 μm. Vingt-cinq grains ont été montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés).

Tableau ci-dessous : résumé des analyses à la microsonde électronique sur la monazite du granite de Plouër (DN 50). L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement la monazite, en particulier, en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th (± déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses.

Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Th* (U) ± σ	Âge isochrones ± 2σ Ma
<i>DN 50</i> 1 141 ± 178	1 458 ± 1 370	42 134 ± 4 556	46 957 ± 6 897	547 ± 7 5N + 93°

ANNEXE 2 - TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES

N° Ech.	Gneiss de	Granodiorite	Granite de	Limite de détection
	Dinan	de Lanhélin	Bobital	
	EE3027	EE3217	EE3387	
SiO2 (%)	63,2	69,2	74,4	0,2
TiO2	1,15	0,5	0,18	0,05
Al2O3	15,8	14,6	13,7	0,2
Fe2O3t	6,6	3,54	0,9	0,05
MnO	0,07	0,05	< LQ	0,02
MgO	2,1	0,9	0,3	0,2
CaO	2,7	1,6	0,8	0,1
Na2O	3,5	3,2	3,4	0,2
K2O	2,56	3,86	4,55	0,05
P2O5	0,24	0,21	0,06	0,05
PF	1,18	0,95	0,95	0,1
Ag (ppm)	< LQ	< LQ	< LQ	0,2
As	25	26	< LQ	20
B	< LQ	< LQ	< LQ	10
Ba	627	530	537	10
Be	2	3	8	2
Bi	< LQ	< LQ	< LQ	10
Cd	< LQ	< LQ	< LQ	2
Ce	56	53	38	0,1
Co	13	8	< LQ	5
Cr	65	23	< LQ	10
Cu	28	9	5	5
Dy	5,9	5,7	1,5	0,1
Er	3,8	3,3	0,8	0,1
Eu	1,1	0,8	0,6	0,1
Gd	5,6	5,7	2,1	0,1
Hf	8,4	4,5	2,9	0,1
Ho	1,2	1,1	0,3	0,1
La	29	25	20	0,1
Li	45	60	30	10
Lu	0,6	0,4	0,1	0,1
Mo	< LQ	< LQ	< LQ	5
Nb	14	9,3	5,5	0,5
Nd	30	25	15	0,1
Ni	20	14	< LQ	10
Pb	10	11	31	10
Pr	7,7	6,4	4,3	0,1
Rb	129	169	217	1
Sb	< LQ	< LQ	< LQ	10
Sm	6,2	5,6	2,8	0,1
Sn	3	4,3	4,3	0,1
Sr	156	72	115	5
Ta	0,9	0,7	0,5	0,1
Tb	0,9	0,9	0,3	0,1
Th	15	9,2	14	0,1
Tm	0,6	0,5	0,1	0,1
U	3	3,6	5,1	0,1
V	99	34	11	10
W	1	1,3	0,9	0,1
Y	30,9	28,9	7,4	0,1
Yb	3,9	3	0,8	0,1
Zn	102	68	39	5
Zr	324	161	90	1

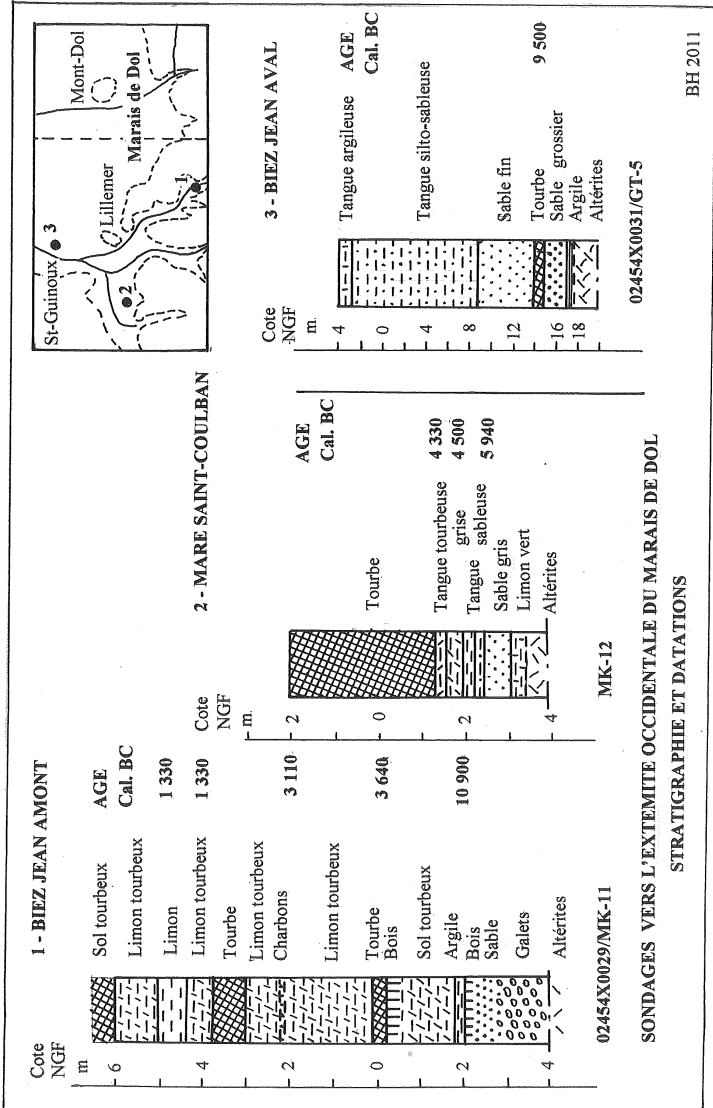
ANNEXE 3 - TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DE MINÉRAUX
À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE (LM 3169, SCHISTES TACHETÉS)

Point	K2O	SiO2	FeO	CaO	Na2O	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	F	Total	MINÉRAL
23	9,024	33,367	19,462	0,013	0,093	2,801	19,886	0,056	7,747	0,069	92,518	BIOTITE
24	0,005	35,069	6,620	0,187	1,489	0,412	34,936	0,018	5,646	0,114	84,496	TOURMALINE
25	0,111	90,220	0,293	0,007	0,262	1,188	0,110	0,000	0,032	0,089	92,312	OZ
26	0,054	95,622	0,042	0,038	0,034	0,017	0,091	0,028	0,040	0,000	95,966	OZ
27	14,307	62,059	0,058	0,000	1,817	0,000	18,743	0,000	0,007	0,000	96,991	K-FELD
28	0,000	45,291	10,186	0,036	0,204	0,000	31,705	0,293	7,111	0,000	94,826	CORDIERITE
29	0,019	46,052	9,883	0,000	0,181	0,000	31,905	0,192	7,302	0,052	95,586	CORDIERITE
30	10,016	43,389	0,848	0,020	0,472	0,727	35,244	0,000	0,514	0,077	91,307	MUSCOVITE
31	0,425	40,721	7,992	0,383	0,113	0,000	31,969	0,000	0,177	0,327	82,107	PINITE
32	0,063	97,032	0,000	0,000	0,015	0,028	0,223	0,030	0,028	0,193	97,612	OZ
33	0,000	47,009	10,228	0,000	0,151	0,000	32,494	0,271	7,219	0,000	97,372	CORDIERITE
34	0,000	47,231	10,857	0,000	0,193	0,000	32,649	0,227	7,408	0,000	98,565	CORDIERITE
35	14,638	63,272	0,026	0,136	1,450	0,000	18,900	0,000	0,025	0,000	98,447	K-FELD
36	9,166	34,096	20,885	0,000	0,054	3,027	19,760	0,065	7,108	0,527	94,688	BIOTITE
37	10,199	45,058	1,240	0,000	0,638	0,841	35,988	0,036	0,600	0,000	94,600	MUSCOVITE
38	0,000	35,752	0,250	0,003	0,007	0,000	62,937	0,001	0,045	0,066	99,061	ANDALOUSITE
39	0,000	96,888	0,000	0,007	0,004	0,000	0,091	0,004	0,025	0,000	97,019	OZ
40	0,000	36,130	0,296	0,007	0,012	0,040	62,946	0,000	0,012	0,044	99,487	ANDALOUSITE
41	0,017	100,810	0,316	0,147	0,027	0,000	0,026	0,000	0,027	0,004	101,374	OZ
42	0,000	47,894	10,468	0,000	0,253	0,000	32,681	0,129	7,332	0,017	98,774	CORDIERITE
43	10,227	43,791	0,861	0,004	0,659	0,540	35,453	0,041	0,512	0,317	92,405	MUSCOVITE
44	0,000	46,262	9,825	0,042	0,236	0,037	31,971	0,112	7,602	0,000	96,087	CORDIERITE
45	0,019	96,623	0,237	0,000	0,011	0,000	0,110	0,003	0,036	0,000	97,039	OZ
46	0,013	46,341	10,045	0,055	0,177	0,053	32,370	0,177	7,518	0,000	96,749	CORDIERITE
47	0,000	46,525	10,278	0,024	0,236	0,008	32,028	0,363	7,276	0,000	95,738	CORDIERITE
48	0,000	46,251	9,438	0,000	0,257	0,000	32,064	0,254	7,249	0,073	95,586	CORDIERITE

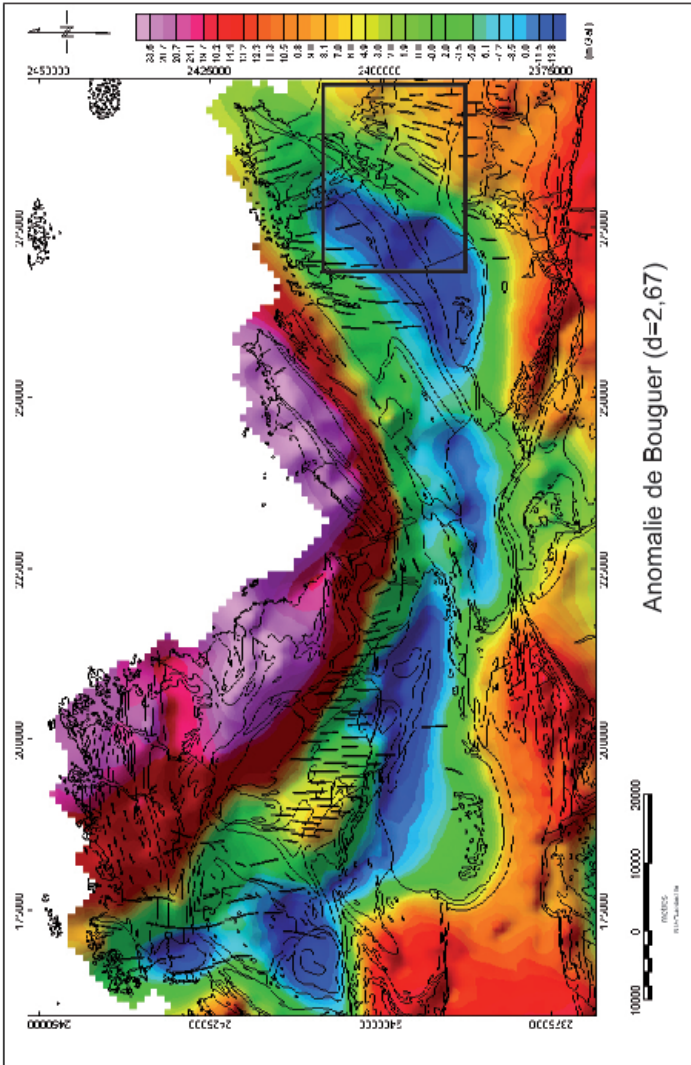
LAME EE 3169

SONDE DU 7 MAI 2008

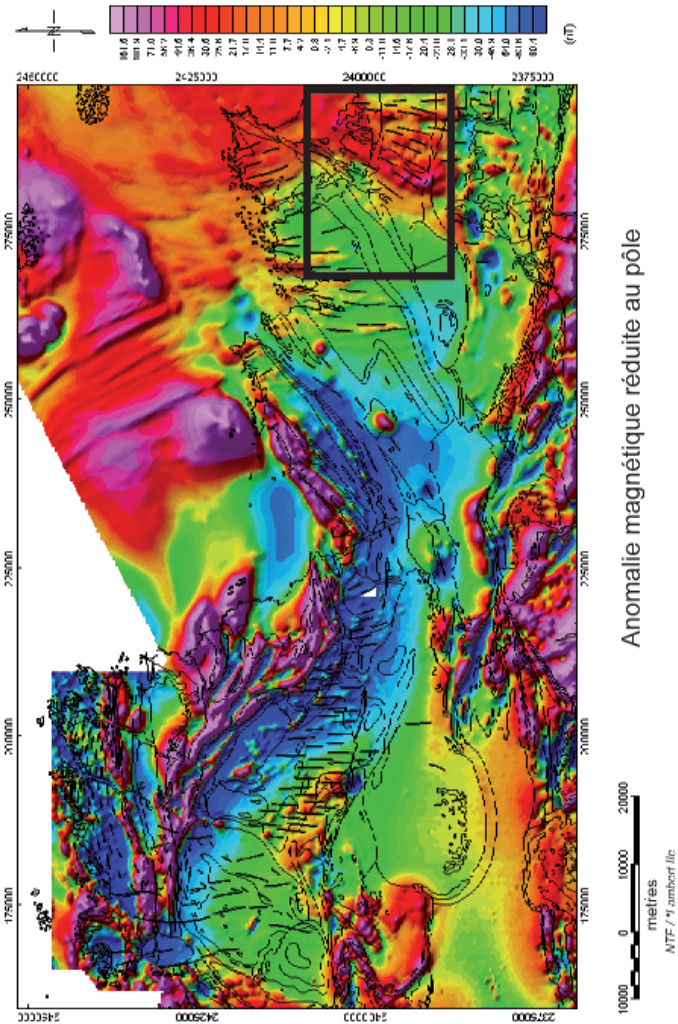
ANNEXE 4 - LOGS DE SONDAGES RÉALISÉS VERS L'EXTRÊMITÉ OCCIDENTALE DU MARAIS DE DOL



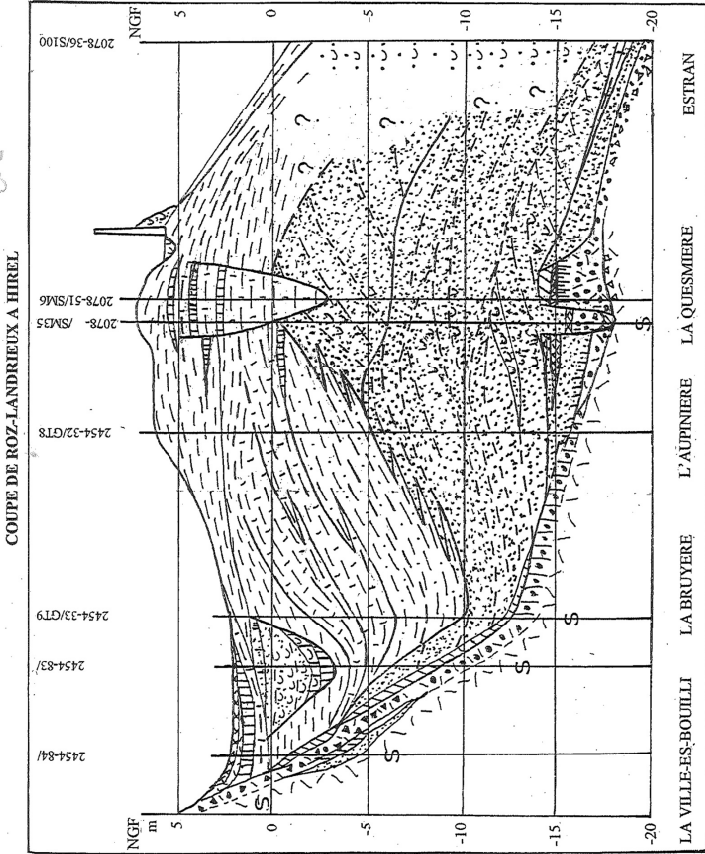
ANNEXE 5 - CARTES DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (densité 2,7)
DE LA RÉGION DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC (feuille Dinan
délimitée par le cadre intérieur) RÉALISÉE À PARTIR
DES DONNÉES ISSUES D'UNE CAMPAGNE DE GÉOPHYSIQUE
AÉROPORTÉE (BRGM,1998)



*ANNEXE 6 - CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE
DU CHAMP TOTAL RÉDUIT AU PÔLE DE LA RÉGION
DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC (feuille Dinan délimitée par
le cadre intérieur) RÉALISÉE À PARTIR DES DONNÉES ISSUES
D'UNE CAMPAGNE DE GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE (BRGM, 1998)*



ANNEXE 7 - COUPES GÉOLOGIQUES À TRAVERS
LE MARAIS DE DOL



ANNEXE 8 - ÉTUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE SUR
TROIS ÉCHANTILLONS DE SÉDIMENTS RÉCENTS

Formation M2 - Formation miocène fossilifère fragmentée (faluns) (Langhien-Serravallien) (ponctuel).

Saint-Père – Boulienne - Situation prélèvements : fosses en bas de versant, au Nord du marais de Saint-Coulban.

Échantillon SP(1) : sable fin provenant de la première fosse.
Résidu de lavage PLE5 Fraction $\geq 50 \mu\text{m}$

Lithophase :

très abondante :

- grains de quartz détritiques anguleux, choqués, souvent d'aspect sale communs (classes des arénites) ;
- grains de quartz détritiques émoussés luisants, souvent choqués communs (arénites) ;
- rares grains de quartz détritiques ronds, mats (arénites) ;
- quelques débris usés de schiste et de micaschiste ;
- grandes paillettes de muscovite et biotite assez communes ;
- rares micro-nodules lisses (?) d'hématite.

Biophase :

Eucaryotes

Algues : absence

Foraminifères

- planctoniques : absence ;
- benthiques : très rares, taille et diversité faibles, bien conservées, probablement liés à un tri granulométrique.

Ammonia beccarii (LINNE)

Elphidiella falunica (ALLIX)

Elphidiella vigneauxi (CARALP & JULIUS)

Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)

Elphidium hauerinum (d'ORBIGNY)

Elphidium crispum (LINNE)

Bolivina lafittei MARGEREL

Bolivina gr. fastigia CICHA & ZAPLELATOVA

Fissurina orbignyana SEGUENZA

Lobatula lobatula Walker & JACOB)

Angulogenerina angulosa WILLIAMSON

Cassidulina laevigata d'ORBIGNY

Loxostomum ? sp.

Cymbaloporetta squamosa (d'ORBIGNY)

Radiolaires : absence

Métazoaires

- petits gastéropodes et bivalves assez communs, surtout fragmentés ;
- tubes d'annélides polychètes rares ;
- valves d'ostracodes relativement communes (micro-crustacés).

Biostratigraphie : Miocène moyen (= Serravallien à Tortonien ?).

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : margino-littoral, milieu saumâtre, faible hauteur d'eau avec végétaux supérieurs aquatiques.

Échantillon SP(2) : plaque concrétionnée associée aux sables de la première fosse.

Lame mince n° PLE6

Biomicroite quartzreuse recristallisée

Structure : litée, figures d'orientation de courants, poreuse

Texture : wackestone

Constituants : bien triés de la classe des arénites et des silts

Lithophase :

- grains de quartz anguleux de la classe de la base des arénites et des silts communs ;
- quelques débris de schiste très finement micacé ;
- très rares petits grains de glauconie.

Biophase :

Eubactéries : nombreux débris, surtout algaires, fortement micritisés par l'action des cyanobactéries lors de leur agitation, déplacement sur la plate forme.

Eucaryotes

Algues : petits débris de corallinacées mélobésiées (algues rouges).

Foraminifères

- planctoniques : absents ;
- benthiques : fréquentes petites formes littorales granulométriquement triées, spécifiquement indéterminables en section Miliolidae, discorbidae, cibicididae, bolivinidae, planorbulinidae.

Radiolaires : absence

Métazoaires

- abondants débris de mollusques bivalve ;
- tubes agglutinés d'annélides polychètes (formes d'estran) ;

– ostracodes assez communs.

Biostratigraphie : absence de critère par ce type d'étude.

Diagenèse : dépôt côtier micritique objet des marées et de l'effet des tempêtes, avec développement d'un ciment calcitique dit en « dent de chien » dans tous les vides, colmaté par une spatite en mosaïque correspondant à une évolution en milieu supralittoral peut-être au niveau de la nappe phréatique, ou juste en dessous ; recristallisation et altération finale liée à une exposition sub-aérienne ou aérienne (karst ?).

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, étage médiolittoral (= zone de balancement des marées).

Formation eS - *Conglomérats et grès à ciment siliceux et cuirasses silico-ferrugineuses* (« grès ladères », silcrètes), Tertiaire.

La Gouesnière – Oratoire entre le bourg et la gare de Limonay.

Situation prélèvements : dépression à l'ouest de la D76, entre le RP de la Gouesnière et la gare de Limonay.

Ancienne excavation dans un bosquet et fossé de drainage.

Lame mince PLE7 + résidu de lavage - fraction $\geq 50 \mu\text{m}$.

Biomicroite.

Structure : bioturbée, poreuse.

Texture : wackestone.

Constituants :

Lithophase : quelques petits grains de quartz anguleux à sub-arrondis (classe des silts et base des arénites).

Biophase :

Eubactéries : nombreux débris, surtout algaires, fortement micritisés par l'action des cyanobactéries lors de leur agitation, déplacement sur la plate forme.

Eucaryotes

Algues : petits débris de corallinacée mélobésiée.

Foraminifères

– planctoniques : très rares petits spécimens.

Subbotina linaperta (FINLAY)

Subbotina eocaena (GÜMBEL)

– benthiques : très fréquents, surtout représentés par des formes à test arénacé et porcelané.

Clavulina colummatortilis d'ORBIGNY

Textularia cf. *minuta* TERQUEM

Discorinopsis kerfornei (ALLIX)

Valvulammina globularis (d'ORBIGNY)

Valvulinidae

Miliola pseudocarinata LE CALVEZ

Miliola robusta LE CALVEZ

Spiroloculina sp.

Quinqueloculina carinata d'ORBIGNY

Quinqueloculina costata d'ORBIGNY

Quinqueloculina crassa d'ORBIGNY

Pentellina pseudosaxorum (SCHLUMBERGER)

Spiroloculina perforata d'ORBIGNY

Miliola sp.

Heterellina guespellensis SCHLUMBERGER

Spirolina laevigata d'ORBIGNY

Spirolina pedum d'ORBIGNY

Radiolaires : absence.

Métazoaires : quelques petits débris d'échnidé.

Biostratigraphie : Éocène moyen – Bartonien ni basal, ni sommital. Biozone SBZ 17 (foraminifères benthiques) et P13 à P14 (foraminifères planctoniques).

Diagenèse : forte recristallisation microsparitique à sparitique, surtout au niveau de certains bioclastes ou des vides (pores).

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : Marin littoral, étage infralittoral plutôt proximal de type lagon.

*ANNEXE 9 - RÉSULTATS DE DATATIONS ¹⁴C
DE SÉDIMENTS TOURBEUX RÉCENTS*

Datations par ¹⁴C

N° BSS Sondage	Altitude (NGF) en m	Age cal. BC	Nature	Zone pollinique
2454X-31 GT5	- 14,40	9 500 ± 1 290	Tourbe lacustre	
2454X-29 MK11	- 1,95	10 900 ± 480	Argile lacustre	Dryas recent zone III
2454X-29 MK11	- 0,10	3 640 ± 310	Tourbe ± saumâtre	Subboréal zone VIIB
2454X-29 MK11	+ 1,80	3 110 ± 270	Tourbe saumâtre	Subboréal zone VIIB
2454X-29 MK11	+ 4,0	1 330 ± 280	Tourbe lacustre	Sub-Subatlantique zone VIIb - VIII
2454X-29 MK11	+ 4,80	1 330 ± 280	Tourbe lacustre	Sub-Subatlantique zone VIIb - VIII
2454X-36 MK5	+ 2,0		Tangue tourbeuse	Subboréal zone VIb
MK12	- 2,30	5 940 ± 310	Tourbe saumâtre	Atlantique zone VIIa
MK12	- 1,70	4 500 ± 280	Tourbe saumâtre	Atlant-Subboréal zone VIIa - VIIb
MK12	- 1,30	4 330 ± 290	Tourbe Saumâtre	Subboréal zone VIIB

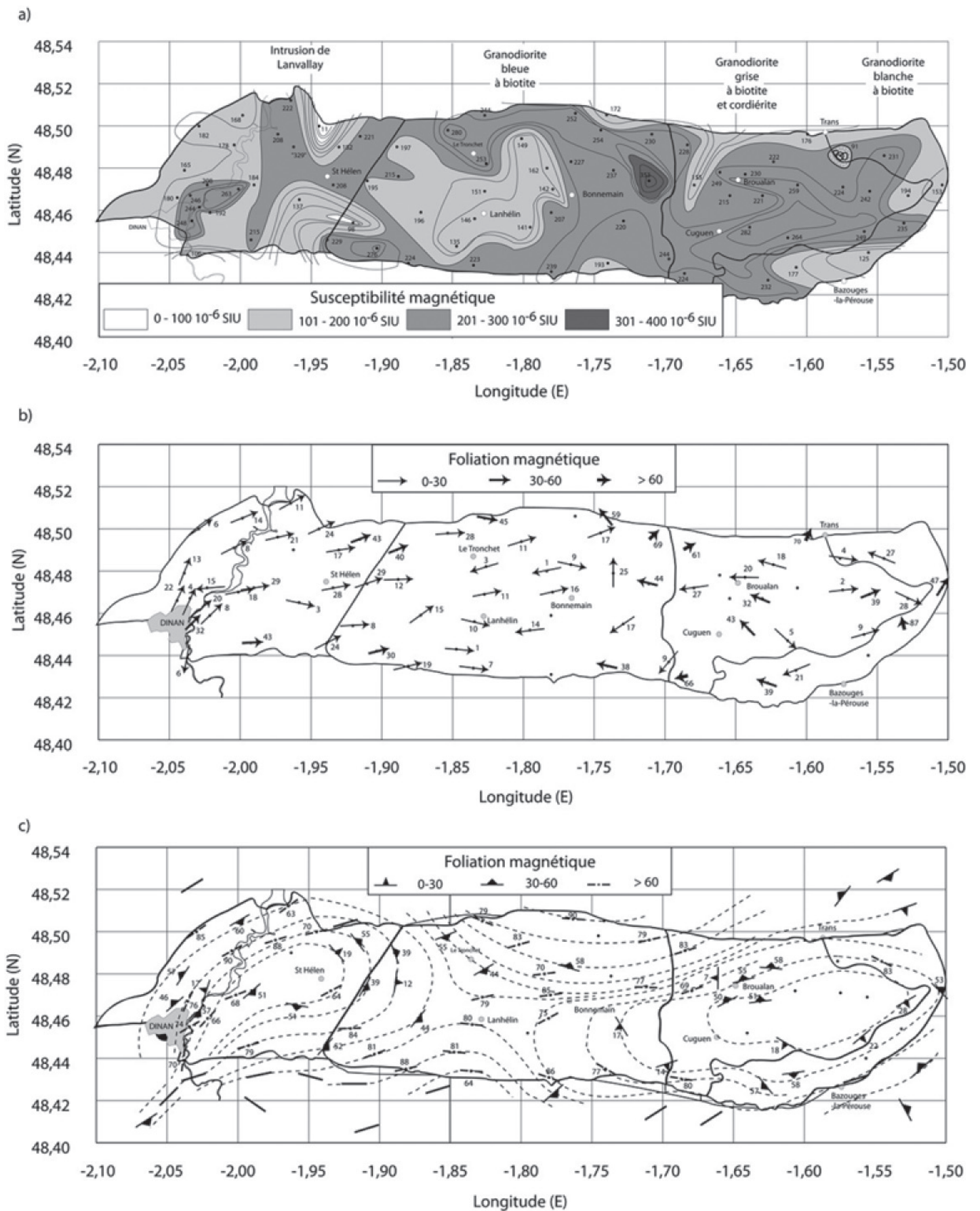


Fig. 16 - Ensemble intrusif de Lanvallay-Lanhélin-Bonnamain. (a) carte des linéations magnétiques ; (b) représentation stéréographique des directions de K_{max} ; (c) représentation stéréographique des directions de K_{min} ; (d) carte des plans foliations magnétiques et trajectoires interprétatives

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000

