



SAINT-MALO

par

E. LE GOFF (coord.), P. GUENNOC, B. HALLEGOUËT, P. LEBRET, E. THOMAS

Avec la collaboration de S. BOURDILLON, S. COURBOULEIX, A. CARN, P. LE BERRE, G. MARTELET, L. LANGOUËT, J.-L. MONNIER, A. EHRHOLD, F. PLUQUET, C. BONNOT-COURTOIS, Y. SIMÉON, A. BITRI, E. ÉGAL, C. AUGRIS





SAINT-MALO

La carte géologique à 1/50 000 SAINT-MALO est recouverte par la coupure DINAN (N° 60) 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. GUENNOC, 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 SAINT-MALO À 1/50 000

par

E. LE GOFF (coord.), P. GUENNOC, B. HALLEGOUËT, P. LEBRET, E. THOMAS

avec la collaboration de S. BOURDILLON, S. COURBOULEIX, A. CARN, P. LE BERRE, G. MARTELET, L. LANGOUËT, J.-L. MONNIER, A. EHRHOLD, F. PLUQUET, C. BONNOT-COURTOIS, Y. SIMÉON, A. BITRI, E. ÉGAL, C. AUGRIS

2009

BRGM Éditions Service géologique national

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

Pour la carte : LE GOFF E., GUENNOC P., HALLEGOUËT B., LEBRET P., THOMAS E., PLUQUET F., BONNOT-COURTOIS C., EHRHOLD A., AUGRIS C. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Male (243), Orléans : BRGM. Notice explicative par : Le Goff (coord.), Guennoc P., Hallegouët B., Lebret P., Thomas E. avec la collaboration de Bourdillon S., Courbouleix S., Carn A., Le Berre P., Martelet G, Langouët L., Monnier J.-L., Siméon Y., Bitri A., Pluquet F., Bonnot-Courtois C., Égal E. Augris C. ((2009), 199 p.

Pour la notice : LE GOFF E. (coord.), GUENNOC P., HALLEGOUËT B., LEBRET P., THOMAS E., avec la collaboration de BOURDILLON S., COURBOULEIX S., CARN A., LE BERRE P., MARTELET G., LANGOUËT L., MONNIER J-L., EHRHOLD A., PLUQUET F., BONNOT-COURTOIS C., SIMÉON Y., BITRI A., ÉGAL E., AUGRIS C. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Feuille Saint-Malo (243). Orléans : BRGM 199 p. Carte géologique par Le Goff E., Hallegouët B., Lebret P., Gennoc P. (2009).

© BRGM, 2009. 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: 978-2-7159-1207-6

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	11
INTRODUCTION	13
SITUATION GÉOGRAPHIQUE	
<i>∠</i> GÉOMORPHOLOGIE	13
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION	10
DE LA CARTE	19
CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE	19
CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA PARTIE MARINE	23
DESCRIPTION DES TERRAINS	26
NÉOPROTÉROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU	
PALÉOZOÏQUE	26
Unité de Saint-Malo	26
Unité de Fougères	36
PALÉOZOÏQUE (POST-CAMBRIEN)	40
Système filonien	40
FORMATIONS SUPERFICIELLES (ALTÉRITES ET DÉPÔTS	
CENOZOIQUES)	42
lertiaire Formations écliennes	42
	43
FORMATIONS PERIGLACIAIRES DE VERSANT	51
Formations fluviatiles et épandages complexes	53
Formations saumâtres et palustres	56
Formations marines littorales	59
Formations anthropiques	66
GÉOLOGIE MARINE	69
Morphologie	69
	70
GEOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX	70
	/0
MESUZUIQUE – CENUZUIQUE Faciàs sódimentaires	73 74
ι αυτο σουπιστιαποσ	/4
CORRELATIONS ENTRE ANOMALIES GEOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIOUES	78
I GIAMATIONS GEOLOGIQUES	/0

Les résultats du projet Armor	78
Anomalie de Bouguer	79
GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE	79
Anomalie du champ total réduit au pôle	79
Sismique réflexion	81
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
GÉOLOGIQUES	84
NÉOPROTÉROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU	
PALÉOZOÏQUE : UNITÉS CADOMIENNES	84
Unité de Saint-Malo et métasédiments briovériens	84
PALÉOZOÏQUE POS-CAMBIEN	90
Les filons doléritiques	90
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	90
Évolution tectono-métamorphique cadomienne	91
Conclusion	105
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	105
HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE CADOMIENNE	105
LES GRANDES UNITÉS DE L'OROGÈNE CADOMIEN	108
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE	111
PROTÉZOZOÏQUE INFÉRIEUR	111
PROTÉZOZOÏOUE SUPÉRIEUR ET LE DÉBUT DU	
PALÉOZOÏQUE : L'HISTOIRE CADOMIENNE	111
Magmatisme éocadomien du « socle » pentévrien	
(750-625 Ma)	111
Tectonique éocadomienne (645-610 Ma)	112
Magmatisme du Trégor (615 Ma)	112
De 610 a 570 Ma : magmatisme tres developpe Tectonique cadomienne majeure vers 570 Ma dans les Unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac – Belle-Isle-	113
en-Terre	113
Migmatitisations et granitisations dans les unités	
(570-540 Ma)	114
Tectonique extensive et dôme migmatitique	117
et plutonisme leucogranitique (520 Ma)	114
PALÉOZOÏOUE POST-CAMBRIEN	115
Mésozoïque	116
Cénozoïque	116
TERRAINS RÉCENTS	119

Quaternaire	119
Réseau hydrographique : Rance et baie	
du Mont-Saint-Michel	121
Glaciation weichsélienne	126
Tardiglaciaire	126
Holocene et remblaiement flandrien	127
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	130
OCCUPATION DU SOL	130
Géographie humaine	130
ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE	130
RESSOURCES EN EAU	131
Aquifères bretons du socle	131
Dispositions de captage	133
FORAGES DE SOCLE – RÉSULTATS CONNUS	134
RISQUE D'INVASION D'EAU SALÉE DANS LA NAPPE	
D'EAU DOUCE	134
DÉBIT INSTANTANÉ ET DÉBIT D'EXPLOITATION	135
Alimentation en eau potable (AEP)	135
Qualité chimique de l'eau souterraine	135
SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES	136
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	137
Indices miniers	137
DOCUMENTATIONS COMPLÉMENTAIRES	137
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	137
ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES	140
BIBLIOGRAPHIE	143
DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES	166
AUTEURS	166
ANNEXES	169
COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX SONDAGES	176
TABLEAU DE DATATIONS PAR ¹⁴ C	180
DÉTERMINATION DES TENEURS EN CARBONATES	
DE CALCIUM	181
ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES	181
ANALYSES MINÉRALOGIQUES PAR RAYONS X –	
DIFFRACTOMÉTRIE	196

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 -	Représentation schématique de la Chaîne avalono- cadomienne		14
Fig. 2 -	Carte géologique simplifiée synthétique de la Chaîn cadomienne en Bretagne d'après J. Chantraine <i>et al.</i> (2010)	e 001)	16
Fig. 3 -	Représentation schématique de la région de Saint-Malo	hors	texte
Fig. 4 -	Représentation cartographique du Massif de Saint-Malo par D. Jeannette (1972)	hors	texte
Fig. 5 -	Représentation cartographique du Massif de Saint-Malo par M. Brown (1979)		20
Fig. 6 -	Photos des faciès migmatitiques : (a) et (b) – métate rubanées, (c) diatexites rubanées, (d) diatexites nébulitiques, (e) et (f) granite d'anatexie avec passées biotitiques	hors	texte
Fig. 7 -	Localisation des différents faciès migmatitiques	hors	texte
Fig. 8 -	Localisation des paragenèses métamorphiques		
Fig. 9 -	observées dans les migmatites et les gneiss Représentation cartographique du lieu-dit	hors	texte
	« La Dame Jouanne » montrant la variabilité des fac migmatitiques (Martin, 1977)	cies	30
Fig. 10 -	Diagramme (Th/Ta)N (Tb/Ta)N pour les dykes doléritiques sur le territoire des feuilles Saint-Brieux Pontrieux-Étables-sur-mer (Égal <i>et al.</i> 1996a) et da	c et	
	le secteur de Saint-Malo (Lahave <i>et al.</i> , 1996) et da	115	38
Fig. 11 -	Géologie et structure au large de la Pointe du Groui	n	
-	d'après les études de la SEUM (1955-59)		72
Fig. 12 -	Pointé des lignes sismiques ARMOR et SWAT et		
Fig. 13 -	profil d'anomalie de gravité (Bitri <i>et al.</i> , 2001) Carte de l'anomalie de Bouguer (densité 2,7) de la région gadomienne Nord Protegne réglisée à partir	hors	texte
	de la banque de données gravimétriques du BRGM	hors	texte
Fig. 14 -	Anomalies du champ total réduites au pôle, compila à l'altitude de 450 m - Compilation aéromagnétique	ition	texte
	du Nord-Est de la Bretagne	hors	texte
Fig 15 -	Anomalies du champ total réduites au pôle, région		
	de Saint-Malo avec localisation de l'emprise de la carte	hors	texte
Fig.16 -	Pointé des lignes sismiques SWAT et ARMOR	hors	texte
Fig. 17 -	Représentation schématique des bassins sédimentain	es	อา
Fig 18 -	Représentation cartographique des isogrades du		02
- 15. 10 -	métamorphisme le long de la vallée de la Rance		
	(Martin, 1977)	hors	texte

Fig. 19 - Représentation en trois dimensions du Massif de	
Saint-Malo d'après (a) D. Jeannette (1972) et (b)	
JP. Brun et H. Martin (1978)	92
Fig. 20 - Allure des trajectoires de déformation (foliation, liné	ation)
sur la carte de Saint-Malo et de Dinan d'après le leve	er
cartographique de Saint-Malo et les lever inédits	
d'Y. Siméon (carte de Dinan) et stéréogramme des p	ôles
de foliation (projection hémisphère inférieur)	
A - a l'Ouest de la Rance	1
$B - a \Gamma Est de la Rance$	hors texte
Fig. 21 - Stéréogramme des linéations minérales et d'étiremen (projection hémisphère inférieur) – Contours d'isode	t nsité 94
Fig. 22 Diagrammes triangulaires montrant les variations	
régionales des directions principales de la déformati	on de
Saint-Cast à Cancale (Brun et Gapais, 1996, inédit)	95 of the
Fig. 23 - Coupes synthétiques du Massif de Saint-Malo	hors texte
Fig. 24 - Chemin Pression-température et conditions P-T	
des unités migmatitiques de Saint-Malo et	
de Guingamp (Ballèvre et al., 2001)	100
Fig. 25 - Carte synthétique de la chaîne cadomienne en Bretag	gne
Nord et localisation des données géochronologiques	
(Égal et al., 2006). Localisation des coupes de	
la figure 27	hors texte
Fig. 26 - Coupes synthétiques des unités et formations constitu	lant
la chaîne cadomienne en Bretagne Nord (Chantraine	et al.,
2001)	hors texte
Fig. 27 - Reconstitution des différentes étapes de la formation	
de la chaîne cadomienne (Chantraine et al., 2001)	hors texte
Fig. 28 - Itinéraires géologique et localisation des arrêts	hors texte
Fig. 29 - Carte de profondeur du substratum rocheux de la bai	e du
Mont-Saint-Michel : isobathes dans la baie redessiné	es
d'après données de I. Billeau (2007) et données de	
sondages réalisés pour la carte Saint-Malo à terre	hors texte
Fig. 30 - Cours d'eau actuels et anciens cours (Musset, 1927)	122

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 -	Analyses chimiques des migmatites et granites	
	d'après I. Milord et EW. Sawyer (2001)	34
Tabl. 2 -	Principales subdivisions chronologiques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (stratigraphie, types de dépôts et préhistoire). Concordance entre l'Europe du Nord et le domaine alpin, S. Courbouleix <i>in</i> A. L'Homer,	
	1999	120
Tabl. 3 -	Subdivision chronologique du Pléistocène moyen et supérieur et de l'Holocène (d'après Courbouleix <i>in</i>	
	L'Homer et al., 1999b)	134

RÉSUMÉ

La coupure Saint-Malo de la carte géologique à 1/50 000 de la France est située dans le département d'Ille-et-Vilaine, au Nord-Est de la Bretagne. Elle s'intègre dans l'ensemble géologique du Nord du Massif armoricain, connu sous le nom de « chaîne cadomienne » (du nom latin de Caen : Cadomus). Cette chaîne se suit depuis le Trégor jusqu'au Cotentin et se poursuit sous le bassin de Paris. Elle représente une ancienne chaîne de montagne aujourd'hui érodée.

Avant sa dislocation lors de l'ouverture de l'océan atlantique, cette chaîne vieille d'environ 600 millions d'années (avant l'ère primaire), regroupait également des terrains du Canada oriental, d'Angleterre, d'Irlande, d'Espagne et de Bohême. L'ensemble de la chaîne cadomienne, dont la mise en place s'est faite environ entre 750 à 530 millions d'années, est interprété comme le témoin d'une région autrefois à l'aplomb d'une zone de subduction (zone où les fonds océaniques disparaissent sous les continents) telle qu'on en observe actuellement au Japon ou dans les Andes. Sur le territoire émergé et immergé de la carte, les formations géologiques se situaient en arrière de cette zone de subduction et étaient représentées par des formations sédimentaires (grès et pélites) se déposant dans un bassin au néoprotérozoïque (entre 1 000 et 540 millions d'années). Pendant l'orogénèse cadomienne, les unités tectoniques constituant la chaîne cadomienne ont été déformées et métamorphisées. Vers 550 millions d'années, les roches présentes sur le territoire de la carte de Saint-Malo, ont subi un métamorphisme de haute température jusqu'à atteindre la fusion pour donner les micaschistes, gneiss quartzo-feldspathiques, migmatites et granites d'anatexie.

Les dépôts du paléozoïque ont été érodés sur le territoire de la carte mais plus au Sud, sur les feuilles de Broons, Caulnes et Combourg, se déposent depuis le début de l'Ordovicien (vers 490 millions d'années) jusqu'au carbonifère inférieur des alternances de grès et schistes. La carte de Saint-Malo est peu affectée par l'orogenèse hercynienne mais plus au Sud, la région subi les déformations de l'orogénèse hercynienne qui va déterminer des cisaillements EW et des plans d'écaillage orientés NE-SW. C'est vraisemblablement lors de ces paroxysmes qu'apparaissent les filons de roches basiques (dolérites), témoins d'une distension au Carbonifère inférieur (330 millions d'années). Sur le territoire de la feuille Saint-Malo, ces filons doléritiques, qui ont disloqué le socle ancien, sont les seules roches qui signalent le Paléozoïque.

L'histoire géologique depuis le Carbonifère jusqu'au Cénozoïque n'est pas directement connue. Par analogie avec le Trias du Cotentin, on peut supposer que la région était en partie sinon totalement continentale au Trias avec un réseau hydrographique drainant les restes de la chaîne hercynienne vers le bassin de Paris. Le Jurassique reste inconnu dans son ensemble : on ne sait s'il y a eu transgression à un moment (aux maxima du Bajo-bathonien et/ou du Callovien par exemple ?) ou si la région est restée continentale et soumise à l'altération sous climat chaud et humide.

Sous des climats chauds et humides, depuis le Jurassique jusqu'au début du Cénozoïque (65-50 Ma), la région est fortement soumise à une intense altération météorique. Les roches cadomiennes qui constituent le substrat de la carte ont été fortement altérées. Elles se présentent ainsi fréquemment à l'affleurement sous forme d'arènes plus ou moins évoluées pour les roches plutoniques et sous forme de formations argilo-sableuses pour les roches méta-sédimentaires. Dans ce contexte, des lacs ou des bassins endoréïques éventuellement saumâtres ont pu exister, notamment à proximité des failles générant des petites dépressions avec subsidence localisée, lors de rejeux (compression pyrénéenne à la fin de l'Eocène notamment). Au Miocène, il existe déjà des rias et il est fort possible qu'une rivière ait ainsi existée, antérieure et sans liens avec la Rance même si implantée dans un couloir analogue.

Depuis un peu plus de deux millions d'années, la région subit des alternances climatiques (périodes glaciaires et interglaciaires). Les périodes glaciaires ont provoqué deux éléments importants. Le premier, lié aux climats périglaciaires froids et souvent humides, a déterminé la mise en place d'importants dépôts de versant par solifluxion généralisée des formations superficielles (altérites, roches, fragments, autres dépôts quaternaires...). La seconde conséquence de ces glaciations, lors des moments de froids très intenses et secs, a été le dépôt des lœss (poussières amenées par le vent) qui donnent aujourd'hui les meilleures terres de culture pour la région. Au maximum de froid de la dernière glaciation, on estime le niveau de la mer vers - 80 à - 100 m environ. La « plaine de la Manche » est alors un ensemble de basses terres où serpentent des rivières à régime torrentiel lors des débâcles de printemps et qui transportent alors des alluvions grossières (« graves »). Les versants sont alors le siège de mouvements lents de solifluxion qui génèrent des dépôts comme les heads sur les versants ou dans le fond de la baie. Avec les maximum de froids, le paysage se fige et connait alors des vents porteurs de poussière qui vont napper les plateaux (lœss) à proximité de la Manche exondée, les zones les plus proches des sources recevant même des sables éoliens.

Enfin, très mal cernée pour les périodes antérieures, la baie du Mont-Saint-Michel est par contre très bien connue pour son évolution très récente, depuis le début de l'interglaciaire actuel, c'est-à-dire à l'Holocène. Il s'agit d'un fond de golfe qui peu à peu s'est ensablé puis envasé depuis la remontée du niveau de la mer au Flandrien (fin de la transgression vers 6 000 ans environ). Cette tendance se poursuit, la partie continentale qui était encore marécageuse s'assèche peu à peu au profit d'une basse plaine. L'homme n'a été qu'un accélérateur de ces tendances aux cours des derniers siècles.

ABSTRACT

The Saint-Malo sheet of the 1:50,000-scale geological map of France is located in the Ille-et-Vilaine department, in northeastern Brittany. It is underlain by geological units of the northern Armorican Massif, known as the Cadomian chain (from *Cadomus*, the Latin name for the town of Caen). This chain, an ancient but now eroded mountain belt, can be followed from Trégor until the Cotentin peninsula and continues below the Paris Basin.

Before its dislocation during the opening of the Atlantic Ocean, this chain also included parts that now lie in eastern Canada, the United Kingdom, Ireland, Spain and Bohemia. The Cadomian chain as a whole, emplaced between about 750 to 530 million years (Ma) ago, is interpreted as the remains of a tectonic region that lay above a subduction zone. Such zones, where oceanic crust disappears below continental crust, today can be observed in Japan and the Andes. On the territory covered by the map, whether on land or below the sea, the geological formations are those found behind a subduction zone, represented by sedimentary sandstone and claystone deposited in a Neoproterozoic basin that existed between about 1000 to 540 Ma ago. During the Cadomian orogenesis, the tectonic units of the Cadomian chain were deformed and metamorphosed. Around 550 Ma ago, the rocks underlying the Saint-Malo map were subjected to high-temperature metamorphism reaching fusion, creating micaschist, quartz-feldspathic gneiss, migmatite and anatectic granite.

The initially overlying Paleozoic deposits in the map area were entirely removed through erosion, but farther south, on the Broons, Caulnes and Combourg sheets, such deposits consist of Early Ordovician (around 490 Ma) to Early Carboniferous alternating sandstone and shale. The area of the Saint-Malo map was little affected by the Hercynian orogeny, but farther south this deformation period caused east-west shearing and NE-SW oriented thrusting. The dolerite dykes found in the map area probably date from this deformation, and in particular from a crustal-extension period during the Early Carboniferous (330 Ma). In the Saint-Malo area, such dykes that intrude the old basement are the only rocks that witness of the Paleozoic.

The geological history from the Carboniferous until the Cenozoic is not directly known. By analogy with the Triassic remains found on the Cotentin peninsula, it is assumed that the area was at least partly continental during the Trias, with a drainage network transporting the eroded remains of the Hercynian chain to the Paris Basin. Nothing is known of the Jurassic period: there may have been a transgression during, for instance, the Bajocian-Bathonian and/or Callovian maxima, or the region may have remained continental and subject to weathering under a hot and humid climate.

From the Jurassic to the beginning of the Cenozoic (65-50 Ma) the region experienced strong weathering in a warm and wet climate, which strongly affected the Cadomian rocks of the map area. The plutonic rocks thus commonly have been reduced to arenaceous deposits of varying degrees of maturity, whereas the meta-sedimentary rocks commonly were reduced to sand-clayey formations. In this context, lakes and -possibly salty- endorheic basins may have existed, in particular near faults that generated minor depressions with local subsidence during reactivation, especially during the Pyrenean compression by the end of the Eocene. Rias already existed during the Miocene, and it is quite likely that a river existed before the Rance, with which it did not necessarily have any links even though it may have followed the same corridor.

Glacial and interglacial periods have affected the region in turn for the past two million years. The glacial periods caused two important elements: the first, related to cold and humid periglacial periods, determined the emplacement of major slope deposits through ubiquitous solifluction of surficial deposits, such as *in-situ* weathering products, rock fragments and other Quaternary deposits. The second result of glaciation, during periods of intense cold, was the deposition of læss, a wind-blown powdery sediment, which today forms the best agricultural soils of the region. During the coldest glacial period, it is estimated that sealevel was about 80 to 100 metres below present level. In those days, the "Channel plain" was an area of lowlands through which snaked torrential rivers during the spring thaws, transporting coarse-grained alluvium, now called "graves". The slopes were the location of slow creep and solifluction movements, generating deposits such as the present-day "heads" on the slopes or sea bottom. During the coldest periods, the landscape froze over and westerly winds winnowed fine dust from the Channel plain, depositing it as loss on the surrounding high ground, whereby the areas closest to the emerged Channel received wind-blown sand as well.

The Mont-Saint-Michel Bay, finally, though poorly known for most of its geological history, is quite well known since the start of the most recent interglacial period or Holocene. This gulf was progressively filled with sand since the start of the Flandrian transgression that ended about 6000 years ago. Today this trend continues, whereby the continental part that until recently was marshy transforms into low polders. Man's actions have further accelerated this trend over the past centuries.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Située entre la baie de Saint-Brieuc, à l'Est et la baie du Mont-Saint-Michel à l'ouest, la feuille Saint-Malo à 1/50 000 couvre l'extrémité nordorientale du département Ille-et-Vilaine. Le territoire cartographié entaillé par la vallée de la Rance à l'Ouest et la baie du Mont-Saint-Michel à l'Est, est largement ouvert sur le littoral avec plus de 50 km de côtes, qui lui confère une vocation maritime avec la pêche (Saint-Malo), l'ostréiculture et la conchyliculture (Cancale), le fret et le transport maritime (Saint-Malo) et surtout, un très fort développement touristique. Pendant les périodes estivales, il quadruple sa population résidente. Avec les agglomérations de Saint-Malo (51 000 habitants), de Dinard (10 341 habitants), de Cancale (5 203 habitants), de Saint-Méloir (2 995 habitants), de Saint-Lunaire (2 250 habitants), de Saint-Coulomb (2 168 habitants), de La Richardais (2 120 habitants), de Saint-Briac (2 054 habitants) et les communes de taille plus modeste en nombre d'habitants (Le Verger : 1 099 habitants ; La Gouesnière : 1 068 habitants), les zones urbanisées occupent environ 35 à 40 % du territoire. L'expansion démographique s'est accrue ces dix dernières années et hormis la région rennaise, la densité de la population est aujourd'hui la plus importante du département d'Ille-et-Vilaine. À l'intérieur des terres, l'activité demeure essentiellement agricole avec l'élevage et la culture de primeurs. L'activité industrielle et commerciale est localisée dans les grandes agglomérations : Saint-Malo et Dinard. Autre fait marquant sur la carte de Saint-Malo, est l'usine marémotrice de la Rance qui à elle seule, produit 91 % de l'énergie électrique marémotrice mondiale et reste actuellement l'unique usine marémotrice au monde de taille industrielle. Mise en exploitation en 1966, elle produit 3,5 % de l'énergie électrique consommée dans les quatre départements bretons, ce qui correspond à l'énergie consommée par la ville de Rennes et de son agglomération.

GÉOMORPHOLOGIE

La morphologie de ce territoire, pour sa partie continentale, est caractérisée par trois éléments. La carte est d'abord concernée par des plateaux collinaires de faible altitude (généralement moins de 50 m) dont la topographie révèle en partie la nature lithologique (et sa capacité physique face à l'érosion) des assises géologiques à l'affleurement et leurs structures attenantes (variations séparées par des failles par exemple). Le second élément du paysage est constitué par la côte : elle est représentée par des falaises du coté occidental, et par des zones plates, dépressionnaires et en partie marécageuse de la baie du Mont-Saint-Michel et du golfe normand-breton, du côté oriental. Enfin, la troisième composante du paysage est constituée de thalwegs importants et en





premier lieu, la vallée de la Rance qui forme une large ria. On doit noter aussi l'existence dans un passé relativement peu ancien pour le géologue (moins de 500 000 ans ?), d'un bras de rivière ou de mer reliant la Gouesnière (marais de Dol) à Saint-Malo. Un réseau de petites vallées sèches fait la relation entre les plateaux et les fonds de vallée ; elles reçoivent parfois des écoulements lors de très forts orages.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte géologique de Saint-Malo peut être schématiquement subdivisée en trois grandes entités géologiques qui soulignent la géomorphologie de la région : (1) les terrains anciens (précambriens et paléozoïques) formant le substrat rocheux sur la côte et dans les terres, (2) les terrains récents que l'on observe dans les terres et surtout à l'Est dans la baie du Mont-Saint-Michel et (3) les formations maritimes. Le substratum rocheux de la carte Saint-Malo comprend essentiellement des terrains métamorphiques anciens du Précambrien (Néoprotérozoïque terminal à la base du Paléozoïque) qui affleurent particulièrement bien sur la côte. En revanche, dans les terres, ces terrains anciens sont généralement altérés sur une forte épaisseur. Résistant bien à l'altération, le réseau filonien paléozoïque est omniprésent sur tout le territoire et recoupe à l'emporte-pièce les formations précambriennes. L'ensemble est en partie recouvert par des sédiments cénozoïques, surtout quaternaires (lœss et dépôts de versants).

Les terrains anciens – Les terrains précambriens ont formés la chaîne panafricaine française affleurant dans le Nord-Ouest de la France. Les formations qui la composent sont datées pour l'essentiel entre 750 et 520 millions d'années et sont rapportées au Néoprotérozoïque (moyen et supérieur) et à la base du Paléozoïque ; ils s'inscrivent ainsi dans le cycle orogénique panafricain dénommé ici cycle cadomien. Les formations sédimentaires et volcaniques de la chaîne sont historiquement regroupées sous le terme de « Briovérien ». Quelques reliques paléoprotérozoïques plus anciennes connues plus à l'Ouest dans le Nord-Trégorrois (2 600-1 600 millions d'années) sont enclavées dans les terrains cadomiens. (Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray, 1979 ; Auvray *et al.*, 1980a et b ; Vidal *et al.*, 1981 ; Graviou *et al.*, 1988).

La chaîne cadomienne constitue une entité relativement homogène qui fait partie d'un ensemble de blocs (« terranes ») d'âge similaire actuellement reconnus de part et d'autre de l'Atlantique sous les termes de Cadomien, Précambrien III ou Avalonien, à travers l'Europe, l'Afrique du Nord et l'Amérique du Nord. Ces blocs s'intégraient initialement, à la limite Protérozoïque-Paléozoïque, au sein d'une ceinture « avalonocadomienne » de type cordillère péripacifique, localisée en bordure nord du paléo-continent Gondwana (fig. 1).



Cette chaîne cadomienne se suit à travers le Nord du Massif armoricain depuis la baie de Morlaix jusqu'au Cotentin (fig. 2). Elle est limitée au Sud par une structure varisque majeure, le cisaillement nord armoricain et les plutons granitiques associés. Elle est également limitée sur ces bordures par une couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque (bassin de Paris à l'Est). De nombreux dykes subméridiens de dolérites varisques la recoupent (Perroud *et al.*, 1986 ; Lahaye *et al.*, 1995).

Sur la carte de Saint-Malo, les terrains anciens néoprotérozoïques (600 à 530 millions d'années) représentent l'essentiel des terres émergées et immergées. Au sein de la chaîne cadomienne (fig. 2), ils appartiennent aux Unités tectoniques de Saint-Malo et de Fougères séparées par une faille ductile « la faille de Plouer-Cancale » (fig. 2 et 3, hors texte) reprise par une fracturation plus récente qui l'oblitère en partie.

L'unité de Saint-Malo localisée entre les accidents tectoniques de Belle-Isle – La Fresnaye et de Plouer-Cancale, s'étend selon une orientation NE-SW et comprend des métasédiments épimétamorphiques briovériens, la **Formation de Lamballe** (non représentée sur la carte de Saint-Malo), des gneiss et micaschistes, la **Formation de La Richardais** et des migmatites et granite d'anatexie, la **Formation de Saint-Malo**. Sur sa bordure occidentale, elle est séparée de l'**Unité de Saint-Brieuc** et de l'**Unité D'Yffiniac** par un accident majeur (Faille de Belle-Isle – La Fresnaye) (Balé et Brun, 1983 ; 1989) qui met en contact des formations plutoniques fortement métamorphiques et des terrains épimétamorphiques de l'Unité de Saint-Malo. Sur sa bordure orientale, l'accident de Plouer-Cancale la sépare de L'**Unité de Fougères**. Ces accidents décrochants senestres orientés NE-SW, séparant les unités, sont jalonnés par des granites syncinématiques dont un a été daté à **555** ± **16 Ma** (Égal *et al.*, 1995 ; 1996b).

L'unité de Fougères est composée principalement des métasédiments détritiques briovérien d'âge incertain, **Formation des métasédiments briovériens**, (peu représentés sur la carte de Saint-Malo) et de nombreux plutons granitiques à granodioritiques formant le **batholithe mancellien** (quasi-absent de la carte).

L'ensemble des formations de l'Unité de Saint-Malo et de Fougères est déformé. Les migmatites de Saint-Malo et les granites associés forment une structure en dôme complexe limitée au SE par l'accident de Plouer – Cancale (Brun et Balè, 1990). Elles sont issues de la fusion partielle des gneiss de La Richardais (Cogné, 1959 ; Brown, 1979 ; Martin, 1980 ; Weber *et al.*, 1985). Des granites d'anatexie sont datés à **541** ± **5 Ma** (Peucat, 1986).

De nombreux filons paléozoïques de dolérite (\pm 330 Ma) recoupent à l'emporte-pièce les formations précambriennes.

Les formations récentes - Les altérites signalent une partie de l'Histoire au Cénozoïque (Tertiaire). On distingue sur la carte les isaltérites (altérites qui permettent de reconnaître aisément la roche initiale, comme les arènes) et les allotérites qui sont généralement des restes de profils de sols dont la roche mère n'est plus reconnaissable, au profit d'argile (kaolin) et de minéraux néoformés (oxydes de fer et d'aluminium, silice...). Il apparaît vraisemblable qu'au début du Cénozoïque, la région a connu des sols de type latérites avec des cuirasse ferrugineuses (ferricrètes) comme en témoignent les restes encore visible à Saint-Hélène sur la carte de Dinan (Durand, 1960a et b; carte à paraître). Une phase plus récente (fini Éocène ?), indique aussi la mise en place de silcrètes. Par contre, tout au long du Cénozoïque, des profils d'altération se développent, leur aspect et leur profondeur pouvant être modifiés par la nature de la roche substrat. On considère en première approche que les profils les plus conservés sont les plus épais (moins « scalpés »). Il reste très difficile à ce jour de dissocier des racines résiduelles de profils épais vraisemblablement plus anciens, de profils d'altération plus récents et moins développés. À ce stade des connaissances, on considère que les altérites actuelles sont à la fois le résultat des profils latéritisant de l'Eocène (ou antérieur) complètés d'une poursuite de l'arénisation moins intense mais toujours active, notamment lors des afflux d'eau en début de périodes froides. Les effets de l'érosion de surfaces ancienne ne laissent sur la feuille de Saint-Malo que des racines de profils d'altération qui ne permettent pas de préciser la mosaïque d'événements qui ont pu affecter ce territoire.

Pendant cette période, les substrats ont été altérés (arènes des roches magmatiques ou argilisation-désagrégation des schistes et même altération des matériaux siliceux par dissolution de la silice dont les traces sont malgré tout visibles sur la géomorphologie du bord de cote (Cabazat, 1968). On y voit des coupes dans les arènes ainsi que des formes dans la topographie de détail qui révèlent le déblaiement des parties les plus altérées (érosion des arènes par exemple).

Vers 2,6 Ma, pendant le Pliocène, le premiers signes de glaciation de l'hémisphère nord affectent l'Europe de l'ouest (Lautridou, 1985). La dépression marine qui s'initie alors va augmenter peu à peu pour arriver à l'état actuel. Pendant les maximum de froids glaciaires du dernier million d'années, le niveau marin semble avoir baissé d'environ 100 m par rapport à l'actuel.

Pendant les périodes froides, le gel des sols va constituer un moteur d'érosion majeur sous ces climats périglaciaires. Le gel des sols (gel saisonnier profond et surtout pergélisol) va générer des mouvements lents des formations meubles sur les versants (solifluxion, gélifluxion...). Ces mouvements lents vont s'accompagner de débâcles des rivières lors des dégels de printemps qui vont pouvoir emmener des cailloux et galets pour former des alluvions anciennes et éroder les roches les plus dures. C'est lors de ces phases froides, au moment de ces dégels, que les rivières occupent leur large vallée. Au maximum de froid, la sécheresse associée permet l'existence de vents qui rapportent sur le continent de fines poussières issues de la « plaine de la Manche » alors asséchée et parcourues de grands épandages fluvio-deltaïques. C'est ce qui donne les lœss que l'on trouve surtout sur la bordure littorale.

Lors des interglaciaires, le niveau de la mer remonte tandis que les rivières ne sont plus qu'un petit écoulement qui serpente au fond des vallées héritées des froids précédents. Il se forme alors les rias et plus en amont, les sédiments fins (argiles et limons) issues de l'érosion des sols (mise en culture des champs notamment) forment un fond plat aux vallées, avec parfois des sédiments tourbeux ou palustres de marais comblés au début de l'interglaciaire.

C'est dans ce contexte climatique et sédimentaire que des plate-formes comme celle de la baie du Mont-Saint-Michel se forment. Bien que sans trace des interglaciaires précédents à ce jour, il est vraisemblable que les interglaciaires antérieurs (vers -100 000 ans et -200 000 ans) aient déterminé aussi un envasement général de cette baie avant la reprise de l'érosion lors des glaciations suivantes, en même temps que les rivières vidangent alors les sédiments des fonds de vallées et reprennent leur travail d'érosion.

Enfin, les pratiques agraires récentes (open-field, labours profonds, parcelles à sols nus lors de fortes pluie) accélèrent les processus d'érosion et provoquent certainement un apport de sédiments limoneux (destruction des lœss et altérites) en Manche et dans la baie.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE (partie terrestre)

La carte à 1/50 000 de Saint-Malo est intégrée dans la coupure à 1/80 000 de Dinan. La première édition de cette dernière (Barrois, 1896) a mis en évidence les grands ensembles du domaine cadomien de Bretagne nord. Les éditions suivantes à 1/80 000 (Barrois, 1937 ; Pruvost, Waterlot, 1941) n'ont apporté que peu de modifications. La représentation cartographique a par la suite été affinée par D. Jeannette (1972).

À l'instar des concepts scientifiques, la représentation cartographique du massif de Saint-Malo a évolué au cours du temps. Dans leur représentation cartographique du massif de Saint-Malo, la plupart des auteurs (Barrois, 1888; 1896; Jeannette, 1972; Martin, 1977) définissent schématiquement trois grands ensembles lithologiques. Du Nord au Sud, ce sont les migmatites, les gneiss et les micaschistes. Les cartes de C. Barrois modifiées par la suite par D. Jeannette



Fig. 5 - Représentation cartographique du Massif de Saint-Malo par M. Brown (1979)

(1972) sont les plus détaillées (fig. 4, hors texte). Dans les représentations cartographiques ultérieures issues davantage d'études scientifiques détaillées que de lever cartographique, les auteurs subdivisent le massif de Saint-Malo en de nombreuses entités lithologiques. Ainsi, M. Brown (1979) et M. Brown et G.S. Solar (1998) (fig. 5) délimitent le massif de manière différente en distinguant (1) des migmatites hétérogènes ou diatexites, (2) des métatexites comprenant gneiss fins et migmatites rubanées et (3) des micaschistes. J. Milord et E.W. Sawyer (2001) accroissent les subdivisions distinguant (1) les métasédiments, (2) les métatexites, (3) les diatexites dans lesquelles ils définissent différents faciès (diatexites leucocrates, diatexites mésocrates, diatexites leucocrates et (4) granite d'anatexie (fig. 6, hors texte). Outre les concepts scientifiques sur les migmatites qui ont évolué au fil du temps, cette grande disparité dans la représentation du massif est liée d'une part à l'échelle d'observation, à la non prise en compte des gradients de déformation qui modifient fortement l'aspect macroscopique des roches et d'autre part tient du fait que la plupart des représentations cartographiques des faciès sont issues de lever sur la côte où les affleurements sont de bonne qualité et sont ensuite extrapolés à l'intérieur des terres. Pour notre part, compte tenu des conditions d'affleurement en particulier dans les terres et de l'extrême variabilité des différents faciès migmatitiques et gneissiques de l'échelle métrique à décamétrique, nous avons retenu pour l'échelle hectométrique à kilométrique qui prévaut pour la cartographie à 1/50 000, les distinctions (1) migmatites en surchargeant les secteurs où les diatexites prédominent, (2) les gneiss fins de la Richardais et (3) les micaschistes (fig. 7, hors texte). Cette représentation cartographique semble être la plus appropriée de la géologie à l'échelle du 1/50 000.

Par ailleurs, la coupure à 1/50 000 de la feuille du Mont-Saint-Michel (L'Homer *et al.*, 1999a et b) a intégré *pro parte* la partie orientale de la feuille voisine de Saint-Malo afin de représenter en totalité la baie du Mont-Saint-Michel. Toutefois, les contours des formations du socle comme ceux des formations superficielles figurant sur la feuille du Mont-Saint-Michel, suite à des informations nouvelles, ont été modifiés sur la feuille de Saint-Malo.

Dans la continuité des cartes géologiques récemment parues sur la région vers l'ouest (Saint-Brieuc, Égal *et al.*, 2005 ; Guingamp, Égal *et al.*, 1999a ; Pontrieux-Etables, Égal *et al.*, 1996) une attention particulière a été portée sur la cartographie des altérites et des formations superficielles. Pour éviter une trop grande complexité à la lecture, les altérites sont matérialisées par une teinte adoucie par rapport à la roche saine (ou considérée comme telle). Pour les formations superficielles, à l'exception de dépôts résiduels intéressant la compréhension de l'histoire géologique de la carte (alluvions anciennes, présence de cailloutis à fragments de silicification), leur cartographie signale une épaisseur suffisante pour masquer le substrat (soit entre 0,5 et 1 m environ). Il a été porté attention à être conforme dans la suite des limites au

contact avec la coupure régulière du Mont-Saint-Michel. Par contre, toute information sur le territoire de la carte de Saint-Malo correspond à des contours qui peuvent être décalés par rapport à la coupure exceptionnelle (L'Homer *et al.*, 1999a) qui débordait largement le cadre du découpage à 1/50 000 habituel. Cette cartographie a été réalisée à partir des levers du socle isolant les zones de roches « saines » et les zones de roches altérées ou invisibles et alors considérées comme recouvertes de formations superficielles. Un examen par B. Hallegouët ou P. Lebret a permis alors de diagnostiquer la nature des formations superficielles. Il n'a pas été réalisé une double cartographie (écorché géologique et surface).

Les levés des terrains de socle de la partie terrestre de la carte à 1/50 000 ont été effectués par E. Le Goff (de 2000 à 2002) pour la majeure partie de la feuille à l'exception de la partie sud-est de la carte correspondant aux formations sédimentaires du fond de la baie du Mont-Saint-Michel levés par A. L'Homer *et al.* (1999 a et b). Ses levés figurent sur la coupure de la feuille du Mont-Saint-Michel qui débordent sur les territoires des coupures Saint-Malo et Dinan. Les contours et les textes de la notice de la carte du Mont-Saint-Michel ont été ré-examinés et partiellement repris. Des levés partiels acquis par Y. Siméon dans l'unité des migmatites entre 1990 et 1995 ont été intégrés à la présente carte. Par ailleurs des données structurales non publiées issues des travaux de Y. Siméon, J.P. Brun et D. Gapais ont été intégrées et ont servi en particulier à tracer le schéma structural.

À l'exception du bord de mer et de la vallée de la Rance, qui permettent d'observer le substratum peu ou non altéré quasiment en continu, les affleurements de socle de bonne qualité sont relativement rares. Ils se localisent notamment sur les versants des thalwegs et rias. Aucune carrière en exploitation n'est présente sur la feuille de Saint-Malo ; seules existent quelques petites excavations artisanales ou des sites désormais abandonnés et souvent remblayés. Les bords de route et talus de chemin fournissent des affleurements dont le nombre et la qualité varient en fonction de l'altération parfois très importante. Les « pierres volantes » (fragments rocheux épars dans les labours) sont une aide précieuse à la cartographie, mais elles sont rares ou absentes des zones à forte épaisseur d'altérites. Il est à noter que l'urbanisation importante en particulier près de la côte mais aussi dans les terres rend difficile la cartographie détaillée. Par ailleurs certaines coupes le long du littoral n'ont pu être faites de manière continue en particulier vers la Pointe du Grouin où les falaises abruptes ne sont pas accessibles à marée basse.

Il est à noter que la coupure de Saint-Malo n'a qu'une emprise restreinte sur l'ensemble de l'unité. De ce fait, un certains nombre d'observations et d'hypothèses émises en particulier celles concernant la structure et le métamorphisme devront être validées par celles faites sur la carte de Dinan qui est actuellement en cours de lever.

Les levers cartographiques des formations superficielles (enveloppes initiales) de la feuille Saint-Malo à 1/50 000 ont été effectués par E. Le Goff et E. Thomas pour les altérites recouvrant les formations de socle, B. Hallégouët pour les formations côtières et les formations superficielles et C. Bonnot-Courtois pour les formations d'estran. Lorsque les observations nouvelles sur le terrain ne justifiaient pas de modification des données antérieures, les informations et contours établis par L'Homer et al. (1999a et b) pour la carte de la baie du Mont-Saint-Michel ont été reprises. P. Lebret, aidé de S. Courbouleix, a ajusté certains points concernant les formations superficielles lors de la finalisation de la présente coupure sur les plateaux. Cette cartographie détaillée s'intègre dans la volonté du programme de la carte géologique de France de faire figurer aujourd'hui, sur les cartes géologiques, des informations capitales, notamment en ce qui concerne la protection de l'environnement, la détermination des secteurs agricoles à risques (vulnérabilité aux polluants) et corollairement, la connaissance des chemins (alimentation) et réservoirs (étendues. capacités...) de l'eau souterraine en Bretagne pour une gestion durable de la ressource et son retour à une qualité appréciable.

Enfin, point important, la progression de l'urbanisation sur Saint-Malo n'a pas permis de cartographier les unités géologiques dans ce secteur comme pour le reste de la feuille. Pour s'adapter à cette contrainte, en sachant que la qualité des observations n'est pas aussi bonne dans cette partie de la présente coupure, les cartographes du BRGM ont utilisé les contours du 1/80 000 plus ancien, en le modifiant en fonction des sondages disponibles au service géologique régional de Bretagne début 2007 (soit la Banque du Sous-sol administrée par le BRGM complété d'un recueil des principaux sondages du CETE de Saint-Brieuc). La précision nécessaire aux travaux en zone urbaine serait notablement enrichie si tous les sondages réalisés, remblais inclus, étaient fournis à la banque du sous sol qui est publique, d'accès gratuit pour tous, et de plus en plus disponible sous forme numérique via le web.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA PARTIE MARINE

La cartographie de la partie marine a été établie à partir de la compilation de nombreux documents existants et n'a pas donné lieu à l'acquisition de données nouvelles en mer. Des contrôles géologiques ont été faits sur quelques îles : îles Agot, Harbour, Bizeux, Rimains, des Landes, Rocher de Cancale et Herpin.

Pour le **substratum rocheux**, les principales références documentaires utilisées sont :

 – d'une part, les travaux de reconnaissance générale du socle submergé périarmoricain par J.-P. Lefort (1975) et plus particulièrement la présentation des résultats de prélèvements de roches dans le golfe normand-breton (Lefort et Deunff, 1971);

- d'autre part les nombreuses recherches effectuées entre 1955 et 1958 pour l'étude des projets de barrage hydroélectrique dans le golfe sous l'égide de la Société d'Études pour l'Utilisation des Marées (SEUM) (Bonnefille, 1975) dont une synthèse a été publiée par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976).

Au cours de ces travaux d'exploration géologique de grande ampleur menés par la SEUM, des sondages carottés jusqu'au substratum rocheux consolidé furent entrepris dans un premier temps en 1955 entre les îles Chausey et la côte normande à partir d'une plate-forme (sondages du projet « Diplodocus »). Dans une seconde phase, la reconnaissance de la zone entre la pointe du Grouin et les îles Chausey fut entreprise au moyen d'une plateforme de forage ancrée sur la fond (tour Ludion, 1956-1959) à partir de laquelle furent réalisés 179 sondages carottés sur 87 sites en 1958 et 1959 et d'une sondeuse (Microtour), mise en œuvre à partir d'un navire, pour la reconnaissance de la profondeur du substratum (238 lançages réalisés en 1957) puis de sa nature (212 sondages). Ces forages furent complétés par plus de 2 000 plongées sur le fond qui permirent de récupérer près de 1 430 échantillons et de réaliser des mesures structurales sur de nombreux sites.

Les informations lithologiques des plongées listées par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976) ne pouvaient toutefois être exploitées en l'absence de cartes de localisation des sites (seules les directions structurales sont reportées sur les cartes). Avec l'aimable autorisation de la Direction du G.E.H. Ouest d'Électricité de France, nous avons pu accéder aux nombreux documents originaux (cartes et rapports d'étude) de ces travaux qui ont fait l'objet d'une numérisation et d'une synthèse.

En complément des données sous-marines, les logs de sondages réalisés sur quelques zones litttorales (plage Duguesclin, du Verger ...) ont également été exploités.

Dans le secteur situé à l'Ouest de la pointe du Grouin, des études du substratum rocheux par plongées avec prélèvements et mesures furent également réalisées. Mais les données originales de plus de 300 plongées rapportées par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976) dans ce secteur n'ont pu à ce jour être récupérées. Quelques informations publiées par ces auteurs concernent une carte de synthèse à très petite échelle et des descriptions lithologiques listées le long d'une coupe NNW-SSE au large de Saint-Coulomb. Cependant des différences ont été relevées entre ces deux documents et ils doivent donc être interprétés avec précaution.

Plusieurs synthèses cartographiques différentes, aux contours parfois très détaillés, ont été réalisées par ces auteurs sur la base des faciès métamorphiques et de correspondance avec des formations sédimentaires briovériennes alors en vigueur. La synthèse finale à 1/50 000, ne présente pas moins de six assises différentes au sein des trois horizons de l'étage de Villiers-Fossard dans le Briovérien moyen et deux dans le Briovérien supérieur.

Toutefois, la compilation des données superposées aux contours très détaillés ne nous a permis d'utiliser et réviser la cartographie des faciès en raison d'une part de la distribution des points de prélèvements et aussi de certaines incohérences relevées entre la carte de synthèse et les faciès décrits dans les plongées ou forages. À défaut d'accès aux échantillons ou lames minces, la typologie et les contours des formations du socle submergé ont donc été établies à partir des divers points de prélèvements (sondages, plongées) d'une part, de la lithologie et des faciès métamorphiques décrits par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976, annexe) d'autre part.

Pour les **sédiments meubles**, de nombreuses données récentes ont été rassemblées et exploitées. Il s'agit principalement :

des cartes des formations superficielles sous-marines éditées par Ifremer entre le Cap Fréhel et Saint-Malo à 1/20 000 (Augris *et al.*, 1996 ; 2000) ; de Paimpol à Saint-Malo à 1/50 000 (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002 ; Augris *et al.*, 2006), de Saint-Malo à Granville à 1/50 000 (Augris *et al.*, 2008) ;

- des mosaïques d'images acoustiques établies par Ifremer dans la zone côtière de Saint-Briac à Saint-Malo et jusqu'à 8 km au large ;

des minutes d'interprétations des levés au sonar à balayage latéral calibrés par des prélèvements réalisés par l'université de Caen (Ehrhold, 1999) dans le secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel et jusqu'à 4 km à l'ouest de la pointe du Grouin.

Dans le secteur nord-ouest de la carte, seuls quelques profils de sonar latéral sont disponibles (Walker, 2001) et la cartographie des formations superficielles a été établie à partir des données de prélèvements plus anciens réalisés par l'EPHE de Dinard (Dagorne, 1966).

Dans quelques secteurs du domaine sous-marins non couverts par ces différents levés, notamment à l'Est de Saint-Malo, les données historiques de nature de fond provenant des mesures au plomb suiffé réalisées lors de levés hydrographiques anciens du SHOM (de 1888 à 1937) ont été utilisées.

Raccordement aux cartes existantes. Dans le secteur oriental de la feuille, la plupart des données pré-citées ont été peu ou non utilisées lors de la réalisation de la cartographie de la partie sous-marine de la baie du Mont-Saint-Michel (L'Homer *et al.*, 1999a). En particulier les larges zones

rocheuses affleurantes à sub-affleurantes au droit de la pointe du Grouin, ou encore les rubans sédimentaires détectés par le sonar à balayage latéral au large n'avaient pas été représentés. En ce qui concerne les faciès sédimentaires, les données les plus récentes, levés au sonar à balayage latéral et prélèvements réalisés par A. Ehrhold (1999) dans la zone infratidale, ont été privilégiées. Si la distribution des faciès sédimentaires suit le même gradient d'affinement du large vers la côte, les contours des principales classes granulométriques ont été significativement revus.

À l'Ouest, le changement de classification granulométrique par rapport à celle utilisée pour la carte Saint-Cast et les données nouvelles dans la zone côtière a également conduit à revoir les limites des faciès de sédiments superficiels.

Pour mémoire, les coordonnées X et Y, qui définissent un point de la carte, se rapportent au quadrillage kilométrique Lambert de la zone 2. Pour les altitudes, les cotes sont données soit en NGF soit en IGN 1963. Pour la région, les cotes IGN 1963 sont à + 0,30 par rapport aux cotes NGF. Les directions données (par ex. N50) donnent la direction définie par un angle de 50° par rapport au méridien (sens horaire). Le pendage des éléments mesurés (figures planaires) par exemple, une valeur de 40 NW 70, 40 exprime une direction N 40° et NW 70 représente la valeur du pendage soit 70° en direction du Nord-Ouest.

DESCRIPTION DES TERRAINS

NÉOPROTEROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU PALÉOZOÏQUE

Sur la carte de Saint-Malo, à l'exception des filons de quartz et de dolérite, le substratum rocheux appartient pour l'essentiel à l'unité de Saint-Malo. La formation des micaschistes briovériens observables dans la région de Cancale, appartiendrait quant à elle, à l'Unité de Fougères.

Unité de Saint-Malo

L'unité de Saint-Malo bien représentée sur la coupure géologique de Saint-Malo, empiète sur les cartes géologiques avoisinantes (Saint-Brieuc, Sain-Cast, Lamballe, Dinan). À l'échelle régionale, elle se situe entre l'Unité de Fougères à l'Est et l'unité d'Yffiniac – Belle-Isle en Terre à l'Ouest. Elle se poursuit en mer mais ses limites sont plus difficiles à établir ; il semble qu'elle se biseaute et n'atteigne pas la côte normande (fig. 2).

Selon J.P. Brun et P. Balé (1990), les limites de l'unité sont représentées par deux accidents décrochants d'orientation NE-SW connus sous le nom d'accident de Plouer-Cancale à l'Est et de Belle-Isle - La Fresnaye à l'Ouest (fig. 2). Plus précisement, côté occidental, l'accident de Belle-isle en Terre - La Fresnaye dénommée suivant les auteurs : « Main Cadomian thrust » (Balé et Brun, 1989; Ballèvre et al., 2001; Brun et al., 2001), «Saint-Brieuc thrust» (Brun et Balé, 1990), «Fresnaye shear zone» (Strachan et Roach, 1990), « Main Cadomian Shear Zone » (Égal et al., 1996b) marque une saute lithologique et métamorphique importante puisqu'elle sépare les Métagabbros d'Yffiniac fortement métamorphiques (conditions pression-température estimées à environ 9 kbar et 700°C, (Hébert et al., 1997) des métasédiments détritiques épimétamorphiques de la Formation de Lamballe. Ce contact se caractérise très nettement sur les cartes gravimétriques (Brun et Balé, 1990 ; Truffert et al., 2001 et carte hors-texte, fig. 13). Côté occidental, le contact entre l'unité de Saint-Malo et de Fougères correspond à une faille ductile senestre, la faille de Plouer-Cancale (Brun et Balé, 1990).

L'unité de Saint-Malo est constituée de métasédiments et de granites. Les métasédiments constituent l'essentiel de l'unité et contiennent des intercalations diverses : phtanites (roches siliceuses noires), volcanites basiques, niveaux calco-silicatés. Les granites syntectoniques (se mettant en place le long de failles ductiles) apparaissent le plus souvent gneissiques à mylonitiques. Les métasédiments sont affectés par un métamorphisme d'extension régionale dont l'intensité croît du Sud vers le Nord de manière progressive (Cogné, 1951 ; Martin, 1977 ; Weber *et al.*, 1985). Selon les auteurs, différentes entités lithologiques composent l'Unité de Saint-Malo. À l'échelle du 1/50 000, les faciès suivants ont pu être retenus : les migmatites (Formation de Saint-Malo), les granites associés aux migmatites et les gneiss fins à biotite-sillimanite (Formation de La Richardais).

Les migmatites de Saint-Malo. Les migmatites de Saint-Malo représentent l'entité lithogique la plus développée sur le territoire de la carte de Saint-Malo. Elles affleurent en particulier le long de la côte depuis Saint-Briac jusqu'à la Pointe du Grouin et le long de la vallée de la Rance. En revanche, dans les terres, les affleurements sont peu nombreux et de mauvaise qualité. Les migmatites sont fréquemment altérées en une arène granitique.

Migmatites indifférenciées. Les migmatites de Saint-Malo 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 et de niveaux clairs quartzo-feldspathiques. Cependant, des faciès basiques sombres (amphibolites) et des niveaux calco-silicatés de couleur vert bleuté formant des bancs discontinus d'échelle métrique sont également connus. Des lentilles de quartz centimétriques à décimétriques sont ubiquistes dans l'ensemble du massif. Par ailleurs de nombreux filons pegmatitiques de couleur blanche sont observés.

Caractéristiques macroscopiques. Les migmatites de Saint-Malo se caractérisent par leur très grande hétérogénéité. Indépendemment de leur degré de fusion, les migmatites sont classifiées selon leur aspect macroscopique (Mehnert, 1968). Sur la carte de Saint-Malo, quatre lithologies sont identifiées : les métatexites, les diatexites, les granites d'anatexie et les gneiss migmatitiques. 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 (fig. 6 et 7, hors texte).

Diatexites. Elles se caractérisent par l'absence ou la rareté des gneiss fins gris qui n'apparaissent que sous forme de petite enclave (Martin, 1977). Les diatexites présentent plusieurs aspects macroscopiques. Les diatexites rubanées (fig. 6, hors texte), les plus communes sur la carte, possèdent un rubanement régulier caractérisé par l'alternance de leucosome et de mélanosome. La foliation est parallèle à ce rubannement. Les diatexites nébulitiques (fig. 6, hors texte) sont plus rares et ont souvent une dimension métrique à décamétrique. Dans ces roches, le mélanosome présente un aspect diffus ayant l'allure d'une chevelure.

Métatexites. Elles sont constituées de deux parties : l'une appelée le mésosome correspond à des gneiss fins de couleur grise représentant la roche parente non fondue, l'autre formée de niveaux millimétriques à centimétriques blancs quartzofeldspathiques (le leucosome) auréolés de niveaux sombres riches en biotite (le mélanosome); leucosome et mélanosome forment le néosome. Sur la carte de Saint-Malo, les métatexites présentent généralement un aspect rubané.

Gneiss migmatitiques. Ce sont des gneiss présentant des caractéristiques de migmatites (leucosomes, mélanosomes) mais qui ont subi postérieurement à la fusion partielle une déformation qui leur confère généralement un aspect œillé : les leucosomes apparaîssent étirés, boudinés dans la foliation soulignée par l'alignement de lits de micas noirs.

Sur la carte, les différents types de migmatites alternent à l'échelle hectométrique, décamétrique et même métrique, ce qui rend difficile leur cartographie à l'échelle du 1/50 000. Pour cette raison, les types dominants ont été représentés sur la carte par des surcharges En pierres volantes, cette distinction entre diatexites et métatexites est quasi-impossible : les roches sont

alors notées comme migmatites indifférenciées. Par ailleurs, la grande hétérogénéité des faciès migmatitiques observés ainsi que les différentes échelles d'observation sont à l'origine d'une cartographie différente des faciès migmatitiques selon les auteurs (conférer paragraphe Conditions d'établissement de la carte). Néanmoins, à l'échelle kilométrique prévalant à l'échelle du 1/50 000, on observe une répartition non-aléatoire de ces différents faciès (fig. 7, hors texte) : les diatexites se trouvant essentiellement sur la bordure cotière tandis que les métatexites se situent vers la bordure méridionale de la formation. Cette zonéographie des migmatites témoigne d'une intensité métamorphique croissante du Sud vers le Nord. Trois affleurements remarquables sont décrits dans le paragraphe « itinéraire géologique » à l'Anse Duguesclin (arrêt 4), Rothéneuf (arrêt 6), Saint-Enogat (arrêt 7) et Saint-Briac (arrêt 8 et fig. 9)

Structures. Les métatexites et les diatexites rubanées sont déformées. Elles présentent une orientation planaire (la foliation) parallèle au rubanement et selon laquelle la roche se débite facilement. On observe fréquemment des plis et microplis soulignés par l'alternance leucosome et mélanosome. En revanche, dans les diatexites nébulitiques et les granites d'anatexie, la foliation est plus discrète. Cette déformation intervient lors de la fusion partielle. Cependant localement une seconde déformation avec la cristallisation de muscovite secondaire est observée. À l'échelle cartographique, les foliations dessinent un dôme d'orientation N60 (Jeannette, 1972 ; Brun et Martin, 1978) limité au Sud par l'accident de Plouer – Cancale correspondant à un accident ductile senestre, le séparant des métasédiments briovériens et le long duquel s'injecte le granite syntectonique de Cancale (Brun et Balé, 1990 ; Treloar et Strachan, 1990). Cette faille est reprise ultérieurement dans des conditions métamorphiques moindres et cataclase les migmatites et micaschistes.

Caractéristiques microscopiques. les migmatites et granite d'anatexie présentent une minéralogie semblable avec quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite \pm sillimanite ou \pm cordiérite à laquelle s'ajoutent les phases accessoires zircon, monazite, apatite, tourmaline et opaques (*cf.* fig. 8, hors texte). Cependant, le feldspath potassique est parfois absent. La muscovite est fréquemment observée mais elle forme des grands blastes souvent sécants sur la foliation et renferment des sillimanites (Martin, 1977). Cependant, selon le type de migmatite (diatexite, métatexite, granite) et selon l'endroit de la roche (mélanosome, leucosome), la proportion modale de ces phases et la texture observée (granoblastique pour les leucosomes) et lépidoblastiques pour les mélanosomes) varient. Une étude pétrographique plus détaillée est présentée au paragraphe « Évolution-tectono-métamorphique ».



Fig. 9 - Représentation cartographique du littoral (lieu-dit « La Dame Jouanne », et « Le Tertre Pelé », commune de Saint-Briac) montrant la variabilité des faciès migmatitiques (Martin, 1977)

Métamorphisme. Depuis les travaux de J. Cogné (1962 ; 1972), tous les auteurs s'accordent à dire que ces roches sont issues de la fusion partielle des métasédiments de la Rance (Jeannette, 1972 ; Brun, 1975 ; Brown, 1979 ; Martin, 1977 ; 1980 ; Weber, 1985 ; Brown 1978 ; 1995 ; 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 (fig. 8, hors texte). Sur la carte de Saint-Malo, les roches présentent des assemblages minéralogiques semblables : elles ont toutes subies une fusion à des degrés divers générant, à température croissante, métatexite, diatexite et granite. 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).

Géochimie. Les migmatites ont fait l'objet de nombreuses études géochimiques. Selon H. Martin (1977) et M. Brown (1979), cette série sédimentaire est constituée des grauwackes alumineuses à composition semi-pélitique à psammitique, les niveaux calco-silicatés correspondant à des grauwackes calcareuses. Sur la base de 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 d'arc volcanique (Dabard, 1997). Des travaux géochimiques récents effectués à la fois sur les gneiss de la Richardais et les migmatites ont montré que leur champ de composition dans les diagrammes de Harker (SiO₂ versus Al₂O₃, K₂O, FeO + MgO, Zr, CaO et TiO₂) et les diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif se chevauchaient, suggérant ainsi que la fusion partielle s'opéraient 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 - schierens 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 (§ conditions de formations des entités géologiques).

 $\hat{A}ge$. 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.

Les granites associés aux migmatites. De même que pour les différents faciès migmatitiques, il existe autant de représentations cartographiques des granites associés aux migmatites que de travaux scientifiques. Pour notre part, à l'échelle du 1/50 000, nous avons cartographié deux types de

granites : (1) les granites dits « d'anatexie » et (2) le granite syntectonique de Cancale. Les granites dits « d'anatexie » sont les termes les plus fondus des métasédiments : la roche apparaît homogène en granulométrie et minéralogie. On l'observe par exemple à Saint-Briac, au lieu-dit « La dame Jouanne » (fig. 9 et arrêt 8). Bien que ce dernier soit également issu de la fusion de métasédiments, il se distingue des granites d'anatexie par sa position structurale, son contact avec les migmatites et sa minéralogie.

 γ M. **Granite d'anatexie**. Les granites dits d'anatexie sont des roches grenues homogènes, relativement claires dans lesquelles on peut encore observer quelques passées centimétriques plus sombres biotitiques à contours diffus (fig. 6, hors texte). Elles affleurent à l'échelle métrique à décamétrique sur la côte et dans les terres. Le massif le plus important se situe à proximité de Saint-Briac-sur-Mer. En particulier au-lieu-dit la dame Jouanne (arrêt 8), on observe un passage progressif entre les diatexites et le granite d'anatexie (fig. 9) (Martin, 1977). Ce granite à texture grenue est constitué de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et de muscovite ; les phases accessoires étant zircon, monazite et sphène. J. Milord et E.W. Sawyer (2001) y décrivent également de la tourmaline.

Géochimie des granites. Selon J. Milord et E.W. Sawyer (2001), les granites d'anatexie sont proches du champ des migmatites leucocrates mais sont plus riches en SiO₂, TiO₂ et plus faibles en TiO₂, FeO_T et MgO. En revanche, ils montrent davantage de variation en Terres Rares.

Âge. L'âge des granites d'anatexie a été établi par J.-J. Peucat (1986) aux alentours de 540 Ma en utilisant plusieurs méthodes radiométriques. L'isochrone Rb-Sr sur roche totale d'un granite a donné 542 ± 62 Ma. L'âge de cristallisation et de refroidissement obtenu sur monazite à partir de la méthode ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dans un granite anactectique correspond à 535 ± 5 Ma. Un âge à 541 ± Ma (intercept haut) a été obtenu (méthode U-Pb sur zircon) à partir d'une veine granitique précoce.

 $\zeta^{\text{bt-sil-cd}}$. **Gneiss de La Richardais**. Les gneiss fins de la Richardais affleurent en plusieurs parties de la carte : ils affleurent en particulier le long de la vallée de la Rance, à la Richardais et à la pointe de Quelmer mais on les observe également sur la côte à proximité de le Verger, entre l'anse du Nid et la Pointe de la Moulière (arrêt 4) ainsi qu'au Sud de Saint-Coulomb.

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. Dans la région de la Richardais, ils sont constitués d'un assemblage synschisteux à quartz + plagioclase + feldspath potassique (microcline) + biotite + sillimanite ± cordiérite. La muscovite est souvent présente, mais se développe tardivement et est sécante sur la schistosité. À La Richardais, ces gneiss sont fréquemment injectés de filonnets quartzofeldspathiques blancs laiteux, millimétriques à centimétriques souvent plissés et parfois auréolés d'une bordure sombre biotitique. En revanche, ces filonnets ne sont pas présents dans la région de Le Verger où, s'observent de nombreuses veines quartzeuses de couleur grise parallèles à la foliation. Des intercalations centimétriques à décimétriques de couleur bleu sombre appelées niveaux calco-silicatés ont été décrites. Connues également dans les migmatites, elles apparaissent sous forme de lentilles boudinées, parallèles à la schistosité. Ces gneiss sont intrudés de veines granitiques ou pegmatitiques tantôt parallèles tantôt sécantes sur la schistosité.

Dans la plupart des représentations cartographiques du massif de Saint-Malo (Barrois, 1896 ; Brun, 1975 ; Martin, 1977), les gneiss de la Richardais représentent une vaste étendue enveloppant les migmatites. Dans les terres, bien que les affleurements soient rares, la cartographie des pierres volantes nous a cependant permis de préciser les limites de la formation et il apparaît que cette formation est d'extension réduite contrairement aux représentations cartographiques précédentes. Au Sud de la carte, on l'observe dans la région de la Richardais et à la pointe de Quelmer.

Ces gneiss fins sont en contact avec les migmatites de Saint-Malo qu'ils limitent le long de la vallée de la Rance (au niveau du barrage). Cependant, cette limite est progressive. De part et d'autre de la Rance, depuis le barrage jusqu'en limite de carte, on peut observer sur un même affleurement des alternances métriques à décimétriques de gneiss fins et de migmatites franches. De telles alternances sont bien visibles à la Pointe de Cancaval. 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.

Des gneiss de même aspect macroscopique, à l'exception des filonnets quartzo-feldspathiques sont également visibles au sein des migmatites. Ils sont interprétés comme des niveaux non fondus (Martin, 1977 ; 1980, Weber *et al.*, 1985). Ils apparaissent en enclaves décimétriques à métriques en particulier entre Saint-Enogat et Dinard ou forment des bancs plus continus dans la région de le Verger et au Sud de Saint-Coulomb.

Pétrographie des gneiss fins. L'étude détaillée effectuée par H. Martin (1977) est corroborée par nos propres observations au microscope (fig. 8, hors texte). Les gneiss présentent une texture granoblastique à granolépidoblastique selon la richesse en éléments phylliteux. La paragenèse synschisteuse comprend quartz + plagioclase (oligoclase) + feldspath potassique (microcline) + biotite brune + sillimanite \pm cordiérite. La muscovite est
Composition	chimique	des gn	eiss fin	8																Γ
	Analyse	es de N	filord e	t al. (20	(100	Analyses de Darlet al. 1990	Analy	ses de l	Aartin ((2261										
Localisation	non pre	scisée				moyenne de 20 analyses	Cance	wal						La R	icharda	is				
	IMIA	MIB 1	MIC I	MID IN	MIE		PGI	PG2	PG3 I	Cd P	G5 PC	16 PG	7 PG8	IHd	PH2	PH3	PH4 I	PH5 n	ioyenne éc	art
Mg #	46,69 £7.00	42,25	41,39	42,36 £1 06	41,94 E7 55	06.03	6F F2	21 00 F	20 22	00.02	1 01 02	12 22 7	T VE OF	JC 12 3	00 02 0	10 13	10.02	07 07	20.45	8
Tio	0.74	0.65	0.72	0.76	0.64	0.63	0.44	0.61	0,66	0,68	0.84	25	1.0 VL	0.510	7 0.56	0.57	0.65	0,00	0.57	0.18
Abô	14,74	14,11	16,93	18,35	15,95	14.72	14,66	14,41	14.97	15,54	17,62	5,73 11	76 15.2	3 14,46	13,31	14,19	14,65	14,46	14,77	1,13
Fe ₂ O ₃	5,36	4,44	6,03	5,66	4,77	4,74	3,18	4,25	4,34	4,87	6,41	5,70	,18 1,4	3 3,7	1 3,92	4,17	4,70	4,68	4,20	1,18
MnO	90'0	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0'02	0,05	0,06	0,07	0,05	0,08	,10 0,0	6 0,00	20'0 2	0,05	0'0	0,05	0,06	0,02
MgO	2,37	1,64	2,15	2,10	1,74	1/2/1	1,10	1,50	1,70	1,70	2,43	1,96	.32 0,3	13	5 1,30	2,50	2,32	1,30	1,60	8,0
CaO	1,49	0,89	0.63	0,98	0,87	0,83	2,32	0,84	1.93	1.29	2,17	1,30	.03 2.7	4 2,0	3 1,80	1.59	1.'R	1,96	1,84	0,47
Na ₂ O	3,19	2,96	621	2,59	2,53	2,95	4,32	8 8	m 6	3,49	4,02	23.32	52	6 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	3,49	3.55	E S	3,39	3,46	80
P.O.	5,21	0.00	4, 4 1	00°C	45'5 110	2,17	4C,1	0.15 US,2	10,5	0,5	5,14 0.21	010	190 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 - 111 -	12 0	4 T T T T T	5C.2	71'6	16,2	2,0.5 0.14	0.04
[0]	1,25	1,90	3,05	1,73	1,98	2,24	0,38	1,52	0,50	1,00	1,48	1,08		1.40	0,86	0,60	80	0,95	0,92	0.3S
ڻ ٺ	100	8	68	90	82		55	74	109	67					67	85	101	119		
ïZ	35	12	8	33	19		12	20	21	52					18	20	24	22		
ů	14	00	14	10	00		14	20	8	52					52	45	ŝ	31		
Sc	12	Π	15	15	13															
	84	5	118	6	79		52	69	19	76					61	69	69	70		
5 a	9 : 1	8	4	m ;	64															
04	9	9	74	9	19															
7u	104	<u>e</u> 8	121	115	106		19	101	111	() ;	101		ì		20		ţ	<		
20	6	8 9	100	101 01	100		5	5	Ţ	112	ţ		2		2	1	711			
Ba	1223	738	1157	1222	740 842															
Sr	333	206	142	233	235		252	169	322	225	334		368		243	344	355	365		
Ga	11	16	8	8	19															
Ta	0,86	0,78	06'0	1,10	1,03															
Яр	10,2	10,5	13,7	15,2	12,7															
Η	7,75	6,72	4,60	6,40	5,22															
Zr	274	236	161	233	187		8	215	229	180	159		<u>8</u> :		262	170	23	258		
-É	75 71 11	07 P	10 80	51 15 07	12.00			77	8	17	77		3		Q	5	Q	17		
10	2.38	2.44	3 02	4 24	4.60															
La	40.99	44.20	36.30	42.90	45.30															
Ce C	79,15	83,30	74,20	87,30	92,60															
PN	30,97	33,20	29,60	34,50	39,50															
Sm	6,47	6,58	3,36	16'L	7,75															
Eu	1,42	1,45	1,27	1,40	1%1															
f	0,80	0,72	0,68	0,98	0,94															
Yb	2,71	2,35	2,45	3,31	2,72															
Lu	0,42	0,36	0,36	0,47	0,39															
Tabl. 1 -	Analys	ses c	himid	sanb	des gn	eiss de La Richardais	et mé	taséc	limen	ts br	iovéri	ens (d'aprè	s Dai	rlet <i>et</i>	al., 1	: 066	Mart	in, 197	. 2
	,				•															

Milord et Sawyer, 2001)

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.

Pétrographie des niveaux calco-silicatés. Des niveaux calco-silicatés décimétriques sont observés à la Pointe de Cancaval (Martin, 1977); ils contiennent épidote (zoisite, clinozoisite, pistachite) + plagioclase (andésine) + grenat + amphibole verte (hornblende). Le quartz n'est pas toujours présent et la chlorite se développe tardivement aux dépens de l'amphibole. Des petits zircons automorphes sont décrits par P.-A. Darlet *et al.* (1990).

Pétrographie des niveaux basiques. À proximité de Cancaval, les niveaux basiques décimétriques sont constitués de l'assemblage amphibole brune + quartz + plagioclase + sphène + granules d'opaques. La texture est grano-nématoblastique. Une amphibole de grande taille précoce a également été observée.

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) vers est 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) (tabl. 1). Selon le premier auteur, les gneiss formaient à l'origine une série sédimentaire grauwackeuse, riche en alumine. Selon P.-A. Darlet *et al.* (1990), les métasédiments sont peu différenciés (SiO₂ : 60 à 73 %). Ils se caractérisent par des concentrations en Fe₂O₃ + MgO assez élevées et par des teneurs en alcalins comprises entre 5 et 8 % avec un rapport Na₂O/K₂O 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 qu'ils 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 E.W. Sawyer (2001) (tabl. 1) qui conclue comme M.-P. Dabard (1990) que ces métagreywackes dérivent de l'érosion d'un arc volcanique.

Pour H. Martin (1977), les intercalations calco-silicatées n'ont pas une origine ignée mais correspondent à des grauwackes calcareuses. Cette conclusion a été par la suite, réfutée par P.-A. Darlet *et al.* (1999) pour lesquels, elles correspondent à d'anciens lits volcano-détritiques.

Âge. L'âge de cette formation réputée briovérienne n'est pas connue précisément. Elle est considérée être l'équivalent de la Formation de Lamballe intrudée 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, elles sont antérieures au granite d'anatexie daté à 540 Ma (Peucat, 1986).

Unité de Fougères

 $B\xi^{bt-ms}$. **Métasédiments briovériens : alternance schisto-gréseuses.** Cette formation recouvre une bande étroite, d'orientation SW-NE. Sur sa bordure nord-orientale (région de Cancale), cette formation forme des falaises et est en contact faillé avec la formation des Migmatites de Saint-Malo ou avec des injections granitiques qui l'intrudent. Sur sa bordure méridionale, elle s'ennoie sous les formations quaternaires de la baie du Mont-Saint-Michel. Ses limites avec l'Unité de Saint-Malo sont incertaines en raison du manque d'affleurement et de l'épaisseur des formations superficielles.

Lithologies. Cette formation est constituée de roches à grains fins ayant un aspect bleuâtre à noir jusqu'à des teintes beiges et correspondant à des siltites et des argilites faiblement métamorphisées (arrêt 1). Cette alternance définit une stratification S0. Ces roches sont déformées selon un plan de schistosité parallèle à la stratification et qui les rend délitables. On les observe particulièrement bien sur la côte depuis le site de Porcon (baie de Radegonde) jusqu'à Port Briac où elles sont intrudées par un granite (arrêt 2). Les injections granitiques qui les intrudent y développent un métamorphisme de contact. Les roches présentent alors un aspect plus grenu.

Pétrographie. Au microscope, les roches sont soit des argilites riches en microphyllites (biotite et séricite), soit des siltites plus riches en quartz et plagioclase. Des alternances de ces deux faciès peuvent s'observer sur un même échantillon. Des yeux de quartz et plagioclase sont fréquents. La paragenèse syn-schisteuse comprend biotite + mica blanc (séricite) + quartz + plagioclase. Opaques, hydroxydes et zircon sont également observés. Cette paragenèse témoigne d'une cristallisation de ces roches lors d'un métamorphisme régional dans les conditions du faciès des schistes verts. En s'approchant de la bordure septentrionale de la formation, les roches présentent la même paragenèse mais les minéraux possèdent un degré de cristallinité plus développé : biotite et mica blanc sont de plus grande taille et les yeux de quartz et plagioclase qui apparaissaient initialement clastiques sont partiellement ou totalement recristallisés.

À proximité des injections granitiques, ces roches sont affectées par un métamorphisme de contact : des blastes de micas blancs ou de cordiérite

cristallisent de manière statique ou subsynchrone à la déformation. Les cordiérites sont ultérieurement altérées en un agrégat de petits micas blancs. Dans les faciès plus gréseux, le métamorphisme de contact se caractérise par une recristallisation granoblastique des quartz.

Structures. Dans la région de Cancale et jusqu'au village de Terrelabouët, cette formation n'est jamais en contact direct avec les migmatites. Les métasédiments sont affectés par une schistosité pénétrative orientée généralement NNE-SSW avec un fort pendage parfois subvertical. L'allure des foliations est cohérente avec celle observée dans les granites intrusifs. Cette déformation est interprétée par un décrochement ductile senestre avec une composante chevauchante (Brun et Balé, 1990 : faille ductile de Plouer-Cancale).

Dans les représentations cartographiques antérieures (Barrois, 1896 et l'Homer *et al.*, 1999a), une bande étroite de schistes micassés était distinguée à ce contact. Selon nos propres observations, il s'agit de la zone d'extension du métamorphisme de contact. Plus au Sud, entre Saint-Méloir-des-Ondes et Saint-Jouan-des-Guerêts, les métasédiments sont en contact avec les migmatites. Cependant de part et d'autre du contact, les foliations toujours subverticales présentent des orientations très variables (fig. 10). Par ailleurs, des pierres volantes de cataclasites sont observées. Nous interprétons cette discontinuité structurale par l'existence d'une faille tardive qui cataclaserait les roches et modifierait la géométrie du contact initial.

Attribution lithostratigraphique et âge. L'âge de cette formation n'est pas connue précisemment : elle est dans tous les cas antérieure au granite de Cancale daté à 540 Ma et qui l'intrude. L'attribution lithostratigraphique demeure incertaine. Ou bien, ces sédiments appartiennent à la Formation de Lamballe (à phtanites interstratifiées) attribuée au Briovérien inférieur sur la base de l'existence de niveaux interstratifiés de phtanites (Barrois, 1895, Jeannette, 1972; Chantraine *et al.*, 1988) ou bien ils passent progressivement aux métasédiments du briovérien « post-phtanitique » du Mont-Saint-Michel rapporté au Briovérien supérieur.

D'un point de vue régional, la formation de Lamballe d'origine métasédimentaire est constituée d'une alternance de niveaux schisteux et de niveaux gréseux avec des intercalations de niveaux calco-silicatés et de niveaux siliceux noirs riches en matière carbonnée et communément appellés « phtanites » (Dabard, 1997). Ces phtanites sont interprétées comme des cherts noirs (Dabard, 1997). Des niveaux basiques et des tufs y sont également décrits (Égal *et al.*, 2005). Sur la carte de Saint-Malo, les intercalations de cherts noirs non pas été observés : des niveaux quartzeux noirs sont présents mais sécants sur le litage ; ils sont interprétés comme des injections filonniennes (Darlet *et al.*, 1990). Ces auteurs signalent la présence de niveaux





calco-silicatés. L'attribution de cette bande au Briovérien supérieur à phtanites remaniés demeure donc hypothétique. Bien que des éléments de cherts noirs remaniés caractéristiques du Briovérien supérieur « post-phtanitique » n'aient pas été observés, il pourrait s'agir du Briovérien supérieur qui affleure dans la baie du Mont-Saint-Michel et en Basse-Normandie. La cartographie de la feuille de Dinan devrait permettre de lever cette indétermination.

Dans les éditions cartographiques précédentes, la bande nord de métasédiments limite les migmatites de Saint-Malo et se poursuit selon une bande continue vers le Sud-Ouest. Selon nos lever cartographiques, cette « bande » appelée « schistes et gneiss de Langrolay » (L'Homer *et al.*, 1999a) n'est pas continue. Elle limite effectivement les migmatites de Saint-Malo et est criblée d'injections granitiques syncinématiques qui y développent une schistosité et une granulométrie plus prononcée ainsi qu'un métamorphisme de contact se traduisant par la cristallisation de biotite + muscovite et parfois de microcline ou de cordiérite. Les données cartographiques et pétrographiques suggèrent que cette bande septentrionale est équivalente à la bande méridionale mais est affectée par un métamorphisme de contact.

Il n'en demeure pas moins que l'attribution de cette formation au Briovérien inférieur à phtanites interstratifiées ou au Briovérien supérieur à phtanites remaniées demeure hypothétique.

Roches plutoniques

 γ^1 . Leucogranite de Cancale. Ce leucogranite affleure dans la partie nord-est de la carte, selon une orientation SW-NE, de Saint-Méloir-des-Ondes jusqu'à la Pointe du Grouin et forme la bordure orientale des migmatites de Saint-Malo. Contrairement aux granites d'anatexie, le granite de Cancale ne présente pas de passage progressif avec les diatexites mais présente un contact intrusif. Selon la représentation cartographique de M. Brown (1978), ce massif occuperait une vaste étendue sur la carte de Saint-Malo. En réalité, cette extension est plus limitée. Plus qu'un massif granitique à part entière, ce granite est formé de différentes lames granitiques d'échelle hectométrique à kilométrique s'injectant le long d'une importante zone de cisaillement, l'accident de Plouer-Cancale (Brun et Balé, 1990). Parfois des filons pegmatitiques associés à ce granite sont observés. La roche à gros grain et de couleur claire, présente une fabrique plano-linéaire d'autant plus marquée lorsque l'on s'approche de l'accident. De nombreuses bandes de cisaillement de type CS indiquent que ce granite se met en place pendant la déformation en contexte cisaillant senestre (Brun et Balé, 1990) (arrêt 3). De beaux affleurements sont visibles à Port Briac, (arrêt 2) au Nord de Cancale, où le granite développe, dans les paragneiss encaissants, un métamorphisme de contact synchrone de la déformation et caractérisé par des tâches de cordiérite.

Pétrographie. Au microscope et à l'œil nu, la roche présente une texture gneissique, foliée et œillée à mylonitique selon l'intensité de la déformation. La paragenèse comprend quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite + muscovite + zircon. Les bandes de cisaillement et la dissymétrie des ombres de pression autour des clastes de feldspaths indiquent un cisaillement senestre. Ce granite apparaît plus déformé et plus riche en muscovite que les granites d'anatexie.

 \hat{Age} . Un échantillon de granite prélevé à Port-Briac a donné une datation à 555 ± 16 Ma par la méthode Pb-Pb sur zircon. Cet âge est interprété comme l'âge de la mise en place du granite (Égal *et al.*, 1996a et b).

 γ^4 . **Granodiorite de la Pointe du Grouin**. Un petit pointement d'une roche grenue sombre affleure à la Pointe du Grouin. Il est représenté par des lentilles métriques isotropes jalonnées d'étroites bandes intensément déformées. Il s'agit d'une granodiorite parfois mylonitique. Cartographiquement, ce pointement de granodiorite pourrait être en continuité avec celui que l'on observe plus au Sud sur la carte de Dinan à la Gouesnière et à Port Saint-Hubert (fig. 3, hors texte). Au microscope, la roche est constituée de plagioclase (oligoclase), de quartz, de feldspath potassique perthitique, de biotite brune chloritisée, d'amphibole verte. Les phases accessoires sont : sphène, apatite, zircon et opaques.

PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN

Système filonien

Q. Quartz. Deux filons de quartz monominéralogiques d'échelle hectométrique ont été observés sur la carte. Le premier d'orientation E-W se trouve au lieu-dit Belle Entrée (Sud-Ouest de Dinard). Il recoupe les filons doléritiques carbonifères. Le second observé sur l'île des Landes au large de la Pointe du Grouin présente une orientation N20-30 plus conforme aux directions structurales cadomiennes. Par ailleurs, ce filon localisé dans la zone de faille de Plouer-Cancale pourrait représenter la prolongation de ceux observés à Saint-Suliac (carte de Dinan).

 $d\beta$. **Dolérites**. Les dolérites sont des roches sombres (noires ou vert sombre) à grain fin, isotropes, généralement peu altérées, massives et extrêment dures. Elles sont omniprésentes sur le territoire de la carte. On les observe en de nombreux points de la côte (arrêts 7 et 8) mais aussi en pierres volantes dans les champs où elles apparaissent sous forme de blocs pluri-décimétriques arrondis. Les dolérites forment des filons subverticaux d'échelle métrique en largeur. Sur la côte, ces filons sont remarquables et recoupent à l'emporte pièce les migmatites, les granites et les micaschistes. Compte tenu de leur dimension d'ordre métrique, l'extension de ces filons est difficilement cartographiable : leur taille est exagérée sur la cartographie à 1/50 000. À l'échelle régionale, les données aéromagnétiques montrent qu'ils ont globalement une d'orientation subméridienne (NNE-SSW) (Lefort et Aïfa, 1996 ; Aïfa et Lefort, 2001). Leur catographie a tenu compte des éditions antérieures à 1/80 000 sans pour autant les recopier. Du fait de l'échelle de ces cartes antérieures, les filons étaient plus exagérés qu'ils ne le sont sur les feuilles à 1/50 000 en largeur comme en longueur. La cartographie actuelle signale soit les filons vus sur le terrain, soit les boules de dolérites qui en resultent sans plus d'affleurement, ou bien encore des alignements topographiques qui prolongent alors un filon identifié ou déjà présent sur les anciennes cartes. Par contre, dans les zones où aucun indice ne laisse supposer la présence d'un tel filon, les linéaires du 1/80 000 n'ont pas été repris.

Cartographiés depuis les travaux de C. Barrois (1896), les dolérites font partie d'un vaste champ filonien hercynien qui s'étend largement à travers le Domaine nord-armoricain (Velde, 1970 ; Lahaye *et al.*, 1995 ; Le Gall, 1999). Dans le secteur de Saint-Malo, ces filons du Carbonifère inférieur sont datés à 330 \pm 10 Ma (âge K/Ar sur roche totale confirmé par des mesures paléomagnétiques ; Perroud *et al.*, 1986).

Pétrographie. Au microscope, ces roches présentent une texture intergranulaire et plus rarement subophitique. Elles sont constituées de l'assemblage minéralogique suivant, plagioclase zoné (bytownite à andésine : An_{85-90} à An_{40}) + clinopyroxéne (augite titanifère) + hornblende brune + ilménite ± biotite. Selon Y. Lahaye *et al.* (1995), exceptionnellement peuvent apparaître des pigeonites (En_{60}) et des cristaux d'olivine. L'altération se manifeste par la cristallisation secondaire de chlorite, de séricite et d'épidote (Lahaye, 1995 et cette étude).

Géochimie. Une étude géochimique détaillée a été effectuée par Lahaye *et al.* (1995). Ces travaux indiquent que les dolérites du secteur de Saint-Malo présentent des caractéristiques de tholéites continentales en domaine anorogénique. Elles sont d'affinité alcaline à transitionnelle (tabl. 1). Selon Égal *et al.* (2005), ces dolérites se distinguent de celles de la feuille de Saint-Brieuc plus magnésienne et de celles de la feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer, de composition plus proche des basaltes de type E-MORB (fig. 10).

FORMATIONS SUPERFICIELLES (ALTÉRITES ET DEPÔTS CÉNOZOÏQUES)

Tertiaire

Altérites

Les altérites sont notées « \mathcal{VA} » pour les isaltérites (= saprolite), la roche originelle étant reconnaissable mais suffisamment altérée pour être meuble et « \mathcal{A}^{γ} » pour les allotérites, faciès ou les minéraux originels sont détruits et remplacés par des minéraux néoformés (kaolin notamment).

 $\gamma \mathscr{A}$, $\mathfrak{M} \mathscr{A}$, \mathscr{A}^{γ} , $\mathscr{A}^{\mathcal{M}}$. Arènes et altérites des granitoïdes et des miamatites (sens large). Ces arènes sont des sables consolidés qui ont l'aspect de la roche originelle (migmatites, granites ou autres roches grenues) mais au sein de laquelle on peut aisément enfoncer un couteau. Les arènes. notées $M \mathcal{A}$ et $\gamma \mathcal{A}$ sont liées à des phases d'altération souvent anciennes, vraisemblablement issues du Paléogène (Durand, 1960a et b; Estéoule-Choux, 1967 ; 1968). Ces arènes constituent la racine de profils d'altération plus épais dont le sommet a été « scalpé » lors des rejeux tectoniques post-Eocènes puis au moment des crises climatiques du Quaternaire. Les morphologies en plateau des granitoïdes et leur contact avec les cornéennes plus résistantes à l'érosion, formant souvent des bordures légèrement surélevées. contribuent à conserver des arènes plus ou moins en place, parfois faiblement remaniées dans les zones déprimées. À l'inverse, les roches plus tendres (schistes métamorphisés en faciès microgrenus), tout aussi altérées, ont moins bien résisté au ruissellement et leurs altérites ont été aisément décapées par le réseau hydrographique qui y a entaillé de larges vallées.

L'épaisseur de l'horizon arénisé (isaltérite), qui peut dépasser une dizaine de mètres (vraisemblablement au-delà de 20 m vers le Sud de la carte), est éminemment variable d'un point à un autre. Cette variabilité est liée à de nombreux facteurs, dont certains se conjuguent pour provoquer la déstructuration en un point, alors qu'à côté un granitoïde ayant gardé sa cohésion sera resté sain. Une tendance générale est malgré tout de trouver des altérites plus épaisses au droit des fractures des massifs rocheux (influence lithologique). L'épaisseur croit globalement vers le Sud à échelle régionale, ceci en relation avec les paléosurfaces les mieux conservées dans l'intérieur des terres. Tout laisse ainsi penser que la bordure littorale du Nord de la Bretagne, qui montre des anomalies topographiques (Cabazat, 1968 ; pl. 2), dont certaines peuvent correspondre à des plateformes d'abrasion marine. On peut évoquer, sans certitude, des âges mio-pliocènes ou antérieurs pour les niveaux les plus élevés en allant vers Dinan, et plus récents (Plio-Pléistocène inférieur) pour les altitudes plus faibles. Ces facteurs sont directement liés ponctuellement au passé de la roche (efforts tectoniques subis, densité de fracturation-fissuration et orientation de celle-ci, proximité d'un accident, contexte morphologique et hydrogéologie et incidence sur ce dernier des paléoclimats dans le passé, etc.). Le massif de Saint-Malo est souvent accidenté de larges dépressions creusées dans les altérites, comme celle de la Mettrie, à l'Ouest de Saint-Coulomb ou de la Boudeville au Nord-Ouest de Château-Malo. Ces alvéoles évidés d'abord par le ruissellement et la déflation éolienne, ont été ensuite surcreusés par l'érosion régressive des cours d'eau lorsque le réseau hydrographique s'est encaissé en raison de l'abaissement de leur niveau de base, au Pléistocène.

 $\mathscr{A}^{\text{bt-silt}}, \zeta^{\text{bt-silt}} \mathscr{A}, \xi^{\text{bt-ms}} \mathscr{A}$. Métasédiments briovériens et Gneiss altérés. Les altérites de micaschistes et gneiss altérés (riches à grains généralement fins à très fins) ont pu être parfois examinées en place : il s'agit le plus souvent d'un ensemble homogène argilo-silteux en fonction de la roche mère, et plus ou moins structurés par la pédogénèse. La granulométrie de ces limons argileux est proche de celle des matériaux originels. Le plus souvent, on ne les observe que vers les sommets de versants ou les plateaux, à l'occasion de terrassements suffisamment profonds et de sondages pour monter les niveaux altérés fragiles encore existants sous les heads et lœss quaternaires. La cuvette des marais de Dol à l'Ouest de la plaine du Mont-Saint-Michel, a été évidée par les cours d'eau, qui ont déblavé les altérites des sédiments briovériens (métamorphisés ou non) lorsque la mer se retirait en particulier lors des refroidissements rythmant l'histoire du Pléistocène. Un point montre des kaolins (noté « kaol ») le long des talus de la voie ferrée ; il s'agit vraisemblablement de racines de latosols plus développés qu'ailleurs, en relation avec une faille du socle.

Épendages complexes

▲. Fragments résiduels de blocs et dalles silicifiés (notation ponctuelle) – « grès ladères ». Dans le golfe normand-breton, les dépôts tertiaires les plus anciens sont rapportés au Lutétien supérieur (Giresse *et al.*, 1972). On les retrouve le plus souvent dans les nappes détritiques superficielles sous forme de galets et de graviers en général attaqués par les organismes perforants. Leur présence sur les plages de Paramé (Dangeard, 1922) et de Saint-Briac correspond au transfert de débris, issus de gisements peut-être moins éloignés de la côte, lors de transgressions marines. Les grèves entre Cancale et Lancieux livrent également des graviers de grès siliceux pouvant être assimilés aux dalles de grès ladères observées sur les plateaux entre la baie de Saint-Brieuc et le Couesnon : Meslin, Saint-Hélen, Roz-sur-Couesnon. Un autre témoin de cette formation a été reconnu à l'occasion du lever ce la feuille Saint-Malo, au Sud de la baie de Lancieux, à Trégon. Sur le rebord du plateau dominant la baie, des blocs d'une cuirasse ferrugineuse et siliceuse reposent sur des sables faiblement consolidés, bien

émoussés contrairement aux arènes de la dépression en contrebas. Des cailloux et des blocs de grès souvent éolisés sont également mêlés aux alluvions du Drouet entre Trégon et Ploubalay et des terrassements en bordure du polder de Lancieux, les ont également mis au jour.

À la Gouesnière à l'Est de la carte, quelques dalles et gros blocs de grès siliceux ornent les jardins en bordure de la voirie. Ces grès ont été trouvés autour du bourg lors de travaux de terrassement. On en voit un certain nombre aux alentours du cimetière et dans la dépression vers le Nord-Ouest en direction de la Motte Girault. Les travaux de drainage dans ce secteur ont également amené en surface de nombreux cailloux de grès, faiblement émoussés. La tranchée de la voie ferrée, et les excavations à l'Ouest de la gare montrent des argiles kaoliniques avec des concrétions siliceuses finement feuilletées. Les alluvions anciennes occupant le fond de la vallée morte, en amont du Routhouan, remanient ces formations siliceuses et ont livré quelques galets de grès lustrés présentant parfois des faciès silexoïdes.

Ces cailloux et petits blocs sont également présents sur les plateaux et au fond des alvéoles du massif de Saint-Malo, en particulier à l'Est de Paramé : la Bastille, la Ville Besnard, la Banneville, le Pont Robert (Cazabat, 1968). Les dreikanters de grès lustrés sont dispersés dans le niveau à quartz éolisés que l'on observe souvent à la base des formations éoliennes périglaciaires (sables et limons) sur les plateaux de part et d'autre de la Rance. Des concentrations plus importantes ont été remarquées sur la feuille Dinan, au Sud du marais de Dol.

Ces fragments correspondent à des faciès très diversifiés allant de conglomérats très grossiers à graviers de quartz, à des quartzites très fins. Ils dérivent parfois de sables présentant une majorité de grains bien émoussés. Dans un même secteur, on voit aussi des quartzites à grains anguleux, noyés dans une matrice siliceuse microcristalline. Leur taille ne dépasse guère le décimètre et s'abaisse parfois à moins de un centimètre. Ce sont des roches très dures, souvent teintées par les oxydes de fer, donnant aux cailloux à facettes une coloration allant du beige au rouge.

Ces roches évoquent les silcrètes connu ailleurs en Bretagne à l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur (Durand, 1969a et b, Estéoule-Choux, 1967; 1968). Elles sont parfois associées sur les feuilles voisines, à des formations ferrugineuses comme à Trégon, ainsi qu'à Saint-Hélen (Bézier, 1922). Il s'agissait à l'origine d'une formation discontinue dans l'espace et les débris ont été largement étalés par les cours d'eau drainant les plateaux. Les transgressions marines du Néogène ont pu aussi les disséminer, comme autour des dépôts de Meslin et de Roz-sur-Couesnon, sur les feuilles voisines (Saint-Brieuc - Égal *et al.*, 2004 ; 2005 ; Dol de Bretagne - Bogdanoff *et al.*, 1996 ; 1997).

RG. Galets siliceux éolisés (notation ponctuelle). Il s'agit de galets de quartz, de phtanites ou de quartzites que l'on observe à l'état résiduel dans les champs, au sommet des altérites. Ces galets se retrouvent en quelques points sur les plateaux et dans les alvéoles du massif de Saint-Malo, ainsi qu'au Sud de Dinard entre la D168 et la D266. Ils sont localement plus nombreux entre Paramé et Saint-Méloir-des-Ondes, ainsi qu'entre Saint-Servan et la Gouesnière. On les voit aussi au fond des dépressions, mêlés aux cailloutis fluviatiles. Il est difficile d'être précis quant à leur signification, car ils correspondent lithologiquement aux restes de dépôts sédimentaires tertiaires (éocènes, oligocènes et sans doute miopliocènes) aujourd'hui totalement érodés, ainsi qu'à des quartz et phtanites fournis par les formations primaires. L'éolisation de leur surface (facettes et cupules) montre qu'ils se sont trouvés autrefois en surface, exposés à des vents violents chargés de particules abrasives, lors de périodes très sèches. Le poli éolien est remarquable sur les grès lustrés caractérisés par une pâte siliceuse microcristalline. Les dreikanters de la dépression de Lancieux, présentent des arêtes régulières et des facettes parfaitement éolisées contrairement aux grès tertiaires dispersés sur les plateaux, à l'Est de Saint-Malo. Les quartz d'exsudation et de filon présentent généralement des surfaces irrégulières, avec des arêtes sinueuses. Il est difficile de dater les phases d'éolisation. Elles ont pu commencer dès le Miocène, sous climant encore chaud, et se poursuivre au Quaternaire, pendant les périodes pléniglaciaires. Au maximum du froid, la ségrégation de glace asséchait les sols et les vents violents venant de l'inlandsis britannique ont engendré alors une déflation intense qui a déterminé la genèse de grands glacis couverts de pierres. La ligne de pierres entre le socle et les dépôts limoneux weichséliens correspond à des cailloux parfois issus de formations résiduelles. Ils ont été repris par le vent lors de cycles périglaciaire successifs et la patine de certains grès lustrés a pu être acquise lors de phases d'éolisation antérieures aux phases froides du Pléistocène.

Formations éoliennes

Ny. **Sables éolien weichséliens (Pléistocène supérieur)**. Ce sont des sables clairs (jaune pâle à blanc) ou bruns suivant la pédogénèse qui les altère. Leur granulométrie oscille entre les sables très fins et les limons grossiers et sont souvent siliceux. On les trouve dans des contextes où ce sont plutôt des épandages de sables éoliens que des dunes, d'où le choix de l'indice « N ».

Sur Saint-Malo, on distingue très bien ces sables éoliens fins en base du talus de la route départementale n° 2, sur le versant au Sud du Routhan et de la voie ferrée, à l'Est du lieu-dit « la Garde ». Le talus routier, au Nord de la confluence du ruisseau de Château-Malo, montre une couverture de

formations superficielles de plusieurs mètres d'épaisseur apparente. Les colluvions et les limons loessiques supérieurs fossilisent des sables fins manifestement éoliens (analyse en annexe) mais repris sans doute par le ruissellement en raison de la présence de minéraux de métamorphisme et de muscovites oxydées appartenant aux formations du massif de Saint-Malo. Ces sables ont été analysés (annexe de la présente notice, éch. 27a et b) et ont montré un résidu de 3,5 % de carbonates, 40 % de la fraction granulométrique entre 100 et 200 μ m, et dans les argiles granulométriques, une dominante de kaolinite, vraisemblablement héritage des altérites régionales soufflées, 29 % d'illite et/ou mica issus du substrat rocheux régional et 25 % de smectites et interstratifiés à associer vraisemblablement à la pédogénèse et l'altération au cours du Pléistocène.

Ces sables fins se sont mis en place lors du maximum de froid de la dernière glaciation, au pléniglaciaire supérieur (Lautridou, 1985). Proche des zones sources que formaient les épandages fluviatiles de la Manche exondée, les vents ont transporté par saltation des sables qui sont venus se bloquer vers les premiers reliefs de la patrie continentale actuelle. Formant de plus grands épandages dans la zone de Saint-Jean-le-Thomas, au fond de la baie du Mont-Saint-Michel, on retrouve des accumulations plus petites de ces sables plus à l'ouest, en site abrité mais sans orientation préférentielle reconnue (placages ou tapis de pied de versant ou de vallon, replat protégé), sur le pourtour de la baie (L'Homer et al., 1999a et b) et au-delà vers la Rance. L'urbanisation de la zone de Saint-Malo ne permet pas de savoir avec précision quelle pouvait être leur extension, mais il est vraisemblable que ces sables éoliens sont localement important sur ce site, en pied des reliefs aux abords sud et est de l'agglomération. Sur la feuille Saint-Malo, les quelques affleurements identifiés sont à moins de 20 m NGF sur la côte entre Cancale et Paramé, au Sud du havre de Rothéneuf, ainsi que dans les vallons des pointes du Nid et de la Moulière. L'affleurement le mieux exposé se trouve dans une anfractuosité de la falaise immédiatement à l'ouest du cordon de l'anse Duguesclin. Les limons colluvionnés et les dépôts tardi glaciaires couvrant le versant coiffent une couche de deux mètres de sable fin occupant un vallon perché, en partie remblavé par un head stratifié reposant sur un sable lité fluviatile au contact de la roche. Des sables fins sont également présents à la base des limons occupant la vallée fossile du Routhouan, à l'Ouest de la gare de la Gouesnière. Les grains non évolués sont dominants mais les émoussés luisants (EL) y sont beaucoup plus abondants que sur la côte, ou à la confluence du vallon de Château-Malo, vers l'Ouest. Ces sables ont été manifestement ruisselés après leur dépôt et admettent des minéraux de métamorphisme, provenant du massif de Saint-Malo.

Ces sables éoliens sont très bien classés, avec une prédominance de la fraction arénitique fine (médiane vers 150 à 200 micromètres), excepté près de Vains, où ils sont un peu plus grossiers. Les grains les plus gros sont des

EM, par contre les grains fins correspondent à des EL avec quelque EM. En Normandie à l'est du Couesnon, les minéraux lourds contenus montrent une prédominance de l'association épidote-amphibole-grenat à signature marine. La teneur en grenat augmente dès que le sable devient plus grossier. Dans la région de Saint-Malo, le cortège est différent et les andalousites sont bien représentées sur le littoral comme dans la vallée morte du Routhouan.

En Normandie, l'âge de ces sables a fait l'objet d'études. Localement au Sud de la Manche, les sables weichséliens remplissent des fentes de gel ouvertes dans les schistes briovériens durant la dernière glaciation. Ces fentes (3 m en profondeur avec près de 1 m d'ouverture pour la plus grande), s'observent dans le secteur Pontaubault, Servon, Précey. Elles sont à remplissage éolien primaire (sand-wedges), ce qui indique des conditions périglaciaires très froides et sèches. Selon différents auteurs (Lautridou et Sommé, 1981; Lautridou, 1985), ces grandes fentes témoignent de l'existence d'un pergélisol au moment de leur formation, probablement au début du Pléniglaciaire supérieur, il y a environ 25 000 ans.

Les épandages de sables éoliens, situés à l'Est de la baie du Mont, à proximité de Genêts, vers l'altitude de 5 à 6 m NGF, ont été étudiés en détail (Lautridou, 1985). Les coupes montrent au-dessus du bed-rock, des débris schisteux anguleux (reprise de head), puis des sables fins gris-blanc à lits de débris schisteux. Les sables blancs (médiane à 150-250 µm sont recouverts par un petit horizon humifère à débris de charbon de bois. La flore est de type tardiglaciaire, mais les datations obtenues par ¹⁴C sont discutables : 8 890 ± 160 BP et 4 380 ± 110 BP). J.-P. Lautridou (1991) conclut donc à un âge compris entre la fin du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène pour les derniers apports éoliens pléistocènes du fond de la baie.

Dans la région de Saint-Malo, à l'Est de la Rance, ces sables sont stratigraphiquement antérieurs aux dépôts lœssiques. Ils se sont accumulés dans des pièges (vallons de la paléo-falaise littorale et vallée morte du Routhouan) à l'écart des aires de déflation couvertes de pierres. Les sables éoliens weichséliens n'ont pas été identifiés sur le littoral ni dans les vallons à l'Ouest de la Rance.

Œy. Lœss weichséliens (Pléistocène supérieur). Ce sont des silts souvent ocre à brun clair, au toucher soyeux, faisant des talus verticaux lorsqu'ils sont secs et s'effondrant très facilement sur le versant dès qu'ils sont saturés en eau. Sur la région, ces silts sont siliceux, contrairement à la baie de Saint-Brieuc où ils sont souvent carbonatés. Ces poussières ont été apportées en suspension dans l'air, par les vents provenant de l'inlandsis britannique, lors des maxima de froid au cours des cycles glaciaires. Les lœss weichséliens sont très étendus près du littoral et lorsque l'altitude est relativement peu importante, mais avec des épaisseurs variables contrôlées par la morphologie des reliefs. Sur la bordure côtière, ils ont parfois disparu (moindre dépôt et érosion par les précipitations météoriques plus intenses). Ils peuvent s'épaissir brutalement en placages suivant les pentes faisant face au secteur oriental (*lato sensu*). Ils recouvrent également les glacis développés sur les schistes briovériens sur tout le pourtour de la baie et sur les bordures des vallées.

Sous le sol brun lessivé postglaciaire à tendance hydromorphe, le faciès habituel est celui du lœss normand, appelé limon à doublets : non carbonaté, à alternance de lits millimétriques marron et gris-jaune. Toutefois, cette structure perd de sa netteté vers l'Ouest (?) et dans les zones de faible épaisseur (Lautridou in Langevin et al., 1984a et b). À l'Est de la baie, les caractéristiques sédimentologiques des lœss sont les suivantes : médiane vers 25-30 micromètres, fraction 10-50 micromètres dominante, faible teneur en sables très fins et silts quartzeux (souvent inférieure à 10 %), teneur en argile de 12 à 20 %. La courbe granulométrique cumulative est de type sigmoïde. D'Ouest en Est d'une part et du Nord vers le Sud d'autre part, le matériel s'affine (plus d'argile, moins de sable), ce dernier passant rapidement à des silts. La poussière de quartz représente le minéral dominant, accompagné d'un peu de feldspath et de muscovite. La teneur en muscovite (minéral léger) s'accroît quand on progresse vers l'intérieur des terres. Dans la fraction argileuse, la kaolinite est plus abondante que l'illite, la vermiculite et la chlorite. Au sein des minéraux lourds, l'association épidote-amphibole (stock d'origine marine provenant du golfe normand-breton) prédomine sur celle ubiquiste (zircon-tourmaline-rutile).

L'origine des lœss weichséliens (Pléistocène supérieur) est à chercher dans les sédiments marins éémiens (interglaciaire précédent l'actuel) et fluviatiles weichséliens déposés sur le plancher du golfe normand-breton et de la Manche, exondé pendant la glaciation weichsélienne. Associées à des vents porteurs du N-NW (Lautridou, 1985; Lautridou *et al.*, 1995; Bigot, 1986; Bigot et Monnier, 1987; Monnier et Bigot, 1987), les fines poussières minérales ont pu être transportées en suspension dans l'air très loin à l'intérieur des terres. Cette couverture loessique est à l'origine de la richesse agricole de vastes régions (zones maraîchères du bord de mer) dont le sous-sol, constitué de schistes et de migmatites altérés, est agronomiquement très pauvre en l'absence de limon.

Les lœss ont été apportés majoritairement par des vents d'WNW comme le montrent la cartographie des terrains (diminution d'épaisseur et d'extension d'Ouest en Est et du Nord vers le Sud) ainsi que les caractéristiques sédimentologiques et minéralogiques. La présence de vallées comme celle de la Rance constituent aussi des couloirs à vents qui ont influencé la répartition des lœss et leur pénétration plus à l'intérieur des terres sur les plateaux environnants. Toutefois ce stock primitif a été repris localement par des vents d'autres orientations contribuant à leur diffusion également sur les rives sud de la baie ainsi qu'à la reprise, par soufflage, des altérites et sols de surface.

Ces læss sont le plus souvent d'âge weichsélien (dernier glaciaire) mais des lœss plus anciens, d'âge saaliens, sont parfois préservés dans les pièges de bas de versants comme dans le fond de la baie du Mont-Saint-Michel (Lautridou et al., 1995) et dans la vallée de la Rance (feuille Dinan en cours de levers) et en baie de Saint-Brieuc. Cette couverture lœssique s'intègre à la nappe des læss du bocage normand (feuille de Saint-Hilaire-du-Harcouët; Dadet et al., 1983; 1984) qui est raccordée aux stratotypes de Haute-Normandie (Lautridou, 1985). La séquence weichsélienne type de Normandie comporte de bas en haut : un limon argileux ou argilo-sableux (mélangé avec les altérites) du Weichsélien (Würmien) ancien, puis deux lœss du Pléniglaciaire moyen et du Pléniglaciaire supérieur séparés par l'horizon de Nagelbeck (ex. : sol de Kesselt) daté de 22 000 BP. Le plus souvent, le lœss inférieur est totalement érodé au niveau de l'horizon de Nagelbeck. Il subsiste donc en général un lœss du Pléniglaciaire supérieur (« læss de couverture ») reposant soit sur un limon plus ou moins homogène du Weichsélien ancien, soit sur le substrat sain ou altéré (Langevin et al., 1984a et b). En raison d'accumulations insuffisantes sur le littoral de Saint-Malo et de Dinard, on n'a pas retrouvé ici la complexité des dépôts lœssiques que l'on retrouve plus à l'Ouest, en baie de Saint-Brieuc (Monnier, 1974 : 1979 ; Monnier et Morzadec-Kerfourn, 1982 ; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986) notamment les épisodes successifs au sein des læss pléniglaciaires.

CE-Ny. Lœss et sable éolien weichséliens (Pléistocène supérieur). Sur certaine coupes, on constate la présence de niveaux silteux de lœss interstratifiés avec des couches de sables fins éoliens. Une notation compressive a été employée pour signaler ces dépôts.

L'association sable éoliens en-dessous et lœss au-dessus signale deux choses. Il s'agit tout d'abord de dépôts associés à un maximum de sécheresse et donc de froid (maxima glaciaires en phase « pléniglaciaire »). Deuxièmement, les sables déposés par saltation signalent un maximum d'énergie de vents porteur, les silts en suspension impliquant une moindre énergie : cette variation peut être un signal climato-stratigraphique (un pic de froid plus extrême dans un maximum de froid) et/ou signaler un recul des sources en matériaux soumis à l'érosion éolienne.

Dz. **Dunes flandriennes**. Ce sont des sables moyens à fins, principalement accumulés par le vent, souvent beige pâle et carbonatés. Ils forment des dunes littorales d'âge holocène que l'on trouve en bordure de plages sableuses ou de façon très ponctuelle à l'entrée d'estuaires (Frémur par exemple) où leur

développement a suivi des travaux d'endiguement en amont. Leur représentation n'a pas été détaillée du fait de leur faible étendue et du peu de données disponibles sur leur âge exact.

À l'Ouest du bourg de Lancieux le tombolo dunifié des Hauts de Buglais, protégeait l'anse de Buglais s'ouvrant au Sud sur la baie de Lancieux avant sa poldérisation. À Saint-Briac les dunes de la Ville Hue sont perchées à l'Ouest sur les falaises se dressant devant l'île du Perron. Vers Saint-Lunaire, la dune de la plage de Longchamp, isole une dépression humide au pied de la falaise morte. La topographie de ces terrains dunaires a été perturbée par l'aménagement d'un golf et d'un terrain de camping. Le sillon de Paramé correspondait à l'origine à un tombolo dunifié permettant un accès permanent aux portes de la ville de Saint-Malo. Le tombolo dunaire des Chevrets, unit l'île Besnard à la côte, au Nord de l'anse de Rothéneuf. Ce sillon très dégradé dans les années 70, par le vent et la surfréquentation, a été reprofilé et replanté afin d'éviter sa rupture. Des formations dunaires sont plaquées sur le versant bordant l'anse de la Toueste entre les pointes du Meinga et des Grands Nez. Plus à l'Est, les cordons de l'anse Duguesclin et de l'anse du Verger isolent des dépressions humides en avant du versant littoral. Ces dunes menacées par l'érosion marine sont maintenant protégées et très artificialisées.

Les dépôts coquilliers anthropiques associés aux sables dunaires ont permis des datations révélant à l'Ouest de la pointe de la Moulière une occupation humaine s'étendant du début de l'Âge du Bronze au premier Age du Fer ; âges ¹⁴C calibrés (BC) compris entre 2 140-1 905 et 740-400 (Regnault *et al.*, 1995 et Cocaign *et al.*, 1996). Ces dates ont été recalibrées à 2 430 \pm 450 cal BC et à 730 \pm 330 cal BC par M. Meurisse (2007). La dune plaquée sur le versant littoral a donc été alimentée pendant plus de un millénaire et après un dépôt de tempête survenu au début du Sub-Atlantique, du sable s'est encore déposé. On a donc dans l'anse du Verger un site d'accumulation dunaire depuis plus de 3,5 millénaires. Les fouilles archéologiques menées dans la ville close de Saint-Malo ont révélé la présence de dunes autour du rocher de Canalch, avant l'urbanisation du site, après le pillage de la cité d'Alet par les Normands.

Aucun cordon dunaire ne s'est formé dans le Sud de la baie du Mont au cours de l'Holocène. À l'Ouest du Mont-Saint-Michel, entre Saint-Benoîtdes-Ondes et la pointe de Château-Richeux, la structure primitive du cordon littoral se composant de deux accumulations successives de sables coquilliers et quartzeux, a été préservée. Le cordon le plus ancien a été daté dans sa partie terminale à 1 320 \pm 60 BP. (L'Homer *et al.*, 1995), soit après calibration vers 720 \pm 110 cal AD (Meurisse, 2007). Le second cordon, plus récent et contre lequel s'appuie la digue, semble avoir commencé à se former au IX^e siècle par accumulations de débris coquilliers, lors des houles de tempêtes coïncidant avec des marées de vive eau. Il s'agit de sables coquilliers moyens à grossiers où la fraction détritique quartzeuse est minoritaire. Ces levées de tempête n'ont jamais atteint le stade de cordons dunaires en raison d'un déficit chronique d'alimentation en sable, dans un fond de baie sujet à l'envasement. Ces formations de haut estran n'ont donc pas été cartographiées en accumulations dunaires.

FORMATIONS PÉRIGLACIAIRES DE VERSANT

Sy. **Dépôts de versants weichséliens (heads).** Ce sont des dépôts accumulés sur les versants, parfois sur de grandes épaisseurs (>10 m) mais le plus souvent en simple placage contre des parois ou d'anciennes falaises. Ils se présentent sous la forme d'un mélange de limons bruns plus ou moins clairs, argileux et compacts, et de cailloux de 1 à 3 cm de long, généralement anguleux et d'origine locale.

Sous ces appellations les dépôts de versant graveleux et hétérométriques avec une dominante due à la solifluxion (« heads ») ou plus souvent limonoargileux avec une dominante qui peut être liée au ruissèlement diffus et à la cryoreptation (sables et silts dominants) ont été regroupés. Ces deux familles de dépôts de versant sont souvent très dépendantes des matériaux sources qui leur ont donné naissance. Les épandages fins se rencontrent plus souvent au sein des grands alvéoles des massifs granitiques dont les altérites forment une grande partie de la source en matériau, ou lorsqu'elles se sont développées aux dépens d'épandage de lœss.

Les heads sont principalement associés aux périodes froides et humides qui caractérisent les débuts de cycle soit intra glaciaire (début des pléniglaciaires) ou de chaque glaciation (début du refroidissement post interglaciaire). Aucune coupe significative n'a été vue lors du lever de la carte, à part celle de l'anse de la Houle au Sud de Cancale, montrant un niveau de head gris hydromorphe dans la partie inférieure des formations de versants. En l'absence de plages et de sols interglaciaires éémiens, il n'a pas été possible d'identifier les heads antérieurs à la dernière glaciation, dont des reliques ont pu cependant subsister au pied de falaises mortes, comme à l'Est de l'anse du Verger. Les coupes de la vallée de la Rance sur la feuille Dinan (en cours de lever) et les coupes étudiées sur les rivages de la baie de Saint-Brieuc (Monnier, 1974; 1979; Monnier et Morzadec-Kerfourn, 1982; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Bigot et Monnier, 1987) ou du Cotentin (Lautridou, 1985), montrent cependant des successions de coulées boueuses remaniant des sols, avec des niveaux de stabilisation étirés par la cryoreptation, reposant parfois à leur base sur des formations interglaciaires ou des heads saaliens.

SCy. Dépôts de bas de versants (solifluxions du Weichsélien et colluvions tardiglaciaires). Ce sont des dépôts d'épaisseur très variable (quelques décimètres à plusieurs mètres) accumulés en pied de versant. Ils se présentent sous la forme d'un mélange de limons bruns plus ou moins clairs, argileux et compacts, avec moins de cailloux que dans les heads. La « fraction head » est alors la partie grossière de la formation, avec des cailloux de 1 à 3 cm de long, généralement anguleux et d'origine locale. Ils correspondent souvent à une réactivation de dépôts périglaciaires antérieurs, lors de refroidissements postérieurs au maximum glaciaire : superposition de limons plus grossiers et de débris descendus de la partie supérieure des versants.

Sous ces appellations ont été regroupés les dépôts de versant graveleux et hétérométriques avec une dominante due à la solifluxion (« heads ») ou plus limono-argileuse avec une dominante qui peut être liée au ruissèlement diffus (silts dominants). Ces deux familles de dépôts de versant sont souvent très dépendantes des matériaux sources qui leur ont donné naissance. Les colluvions se rencontrent plus souvent au sein des dépressions des massifs granitiques dont les altérites forment une grande partie de la source en matériau, ou lorsqu'elles se sont développées aux dépens d'épandage de lœss.

Il existe aussi un ensemble que l'on pourrait baptiser dans une cartographie plus détaillée à plus grande échelle « Solifluxion (Weichsélien vraisemblable) d'Altérites et lœss anciens ». Les altérites (arènes ou autre) ont été en partie remaniées sur les plateaux lors des nombreux refroidissements quaternaires. Les phénomènes de cryoturbation ont mélangé les altérites et les lœss qui s'y déposaient pour former un limon plus ou moins sableux sur les plateaux au Sud de Saint-Malo et Dinard. Sur ces plateaux, les roches ne sont plus visibles, même sous forme de résidus de pierres volantes et les affleurements (talus, fossés) peu profonds montrent souvent un limon argileux brun, pédogénisé, d'épaisseur souvent d'ordre métrique sur des roches altérées (arène, roche « pourrie », ...). Ces limons sont antérieurs au lœss de couverture et donc appartiennent au Weichsélien ancien (dernier glaciaire) ou aux maximums de froid des glaciations antérieures, au cours du Pléistocène moyen et/ou inférieur. Pour des raisons de commodité, ces unités de mélange, très complexe dans le détail, ont été mises dans la catégorie des formations de versant dont elles constituent une des sources privilégiées (un des principaux constituant des « heads ») mais elles se trouvent en fait sur les plateaux, là où les pentes sont faibles.

C-Œy. Dépôts de bas de versants limoneux. Comme précédemment, il s'agit de dépôts accumulés plutôt en bas de versants, d'épaisseur très variable (quelques décimètres à plusieurs mètres). Ils se présentent sous la forme d'un mélange où les limons bruns plus ou moins clairs, argileux et compacts, sont dominants ou avec souvent quelques cailloux épars. La « fraction head » est alors la partie grossière de la formation, avec des cailloux de 1 à 3 cm de long),

généralement anguleux et d'origine locale. Sous ces appellations, ont été regroupés les dépôts de versant graveleux et hétérométriques avec une dominante due à la solifluxion (« heads ») ou plus souvent limono-argileux avec une dominante qui peut être liée au ruissellement diffus (silts dominants). Ces deux familles de dépôts de versant sont très dépendantes des matériaux sources qui leur ont donné naissance. Les colluvions se rencontrent plus souvent au sein des dépressions des massifs granitiques dont les altérites forment une grande partie de la source en matériau, ou lorsqu'elles se sont développées aux dépens d'épandage de lœss.

La superposition - débris grossiers puis silts épais avec quelques graviers - évoque des séquences de ruissèlement des lœss de couverture en fin de période pléniglaciaire, lorsque les apports de poussières éoliennes étaient taris.

Formations de versant

Cz. **Colluvions récentes (post glaciaire, Holocène)**. Il s'agit de colluvions de bas de pente composées surtout d'une matrice fine, limonoargileuse avec localement une faible quantité de cailloux souvent épars et non jointifs. On en trouve tout particulièrement à partir de la rupture de pente concave de raccordement des fonds de vallées. L'érosion des sols, du fait des pratiques agricoles modernes, a provoqué le dépôt de limons de ruissellement issus des lœss ou de la matrice fine des heads du dernier glaciaire.

Formations fluviatiles et épandages complexes

Œy-R. Complexe de la Gouesnière (Pléistocène anté Saalien ?). Des alluvions anciennes liées à un ancien réseau hydrographique, orienté vers la Rance, entre la Gouesnière et Saint-Malo, occupent la ligne de partage des eaux entre le Routhouan et les ruisseaux rejoignant le marais de Dol. Ces formations correspondent à des galets et des cailloux plus ou moins émoussés, remaniés dans une matrice limono argileuse provenant de formations de versant et d'épandages éoliens périglaciaires. Les cailloux sont souvent constitués de quartz, rarement de phtanites. L'ensemble est masqué par des limons, plus ou moins colluvionnés. Il s'agit de lœss weichséliens souvent hydromorphes et glevifiés en surface reposant parfois sur des sables weichséliens. Selon les points d'observation, on remarque aussi des heads altérés remaniant des galets siliceux reposant sur la nappe alluviale. Les quartz à patine jaunâtre, ocre ou parfois brune ont des arêtes bien émoussées, mais conservent souvent des faces planes. On remarque aussi quelques galets de grès siliceux très fin et des cornéennes. Localement la nappe alluviale repose sur une arène verdâtre, riche en ilménite, dérivant sans doute de l'altération de filons des roches intrusives dans les schistes. Ailleurs, en particulier les terrassements près de la voie de chemin de fer, de part et d'autre des entrepôts de la Motte Girault, révèlent des argiles blanchâtres compactes englobant des nodules silicifiés. Vers le bourg de la Gouesnière, les galets de quartz sont moins abondants et aux abords des tranchées de drainage, on observe surtout des cailloux de grès issus du démantèlement de niveaux silicifiés coiffant les altérites tertiaires.

Sur le site de la Motte Girault (lieu-dit la Landelle de la carte IGN). 4 échantillons ont été pris : une argile sableuse blanche dans le talus de la voie ferrée (23 c en annexe), et dans un bassin de retenue, une argile grise (éch. 23 2a et 2b), un sable gris (éch. 23 d1 et d2). Une « intrusion » de « tourbe » associée à des bois fossiles, au sein des dépôts au Nord de la voie ferrée a été prélevée a des fins de datation (C^{14} en cours). L'analyse palynolgique d'un échantillon de ce sédiment tourbeux est placée en annexe (étude Eradata 118/05-07/FR). Elle signale un interglaciaire et donne un âge hocolène (- 100 ans à + 100 après J.-C.). Cette datation ne traduit pas ce que signale la géométrie générale des dépots de sables et galets exprimée cidessus. Cette analyse peut traduire que ce matériau organique est soit un remaniement de terrain qui aurait eu lieu au gallo-romain au sommet des dépôts fluviatiles grossiers, introduisant une tourbe récente, soit qu'une flaque ou une mare dans ces matériaux existait alors à l'Holocène, soit enfin que d'autres interglacaires du Pléistocène (moyen ou supérieur) peuvent donner de tels spectres de façon ponctuelle, un seul echantillon restant de valeur diagnostique limitée. L'âge des niveaux tourbeux anciens reste à ce jour mal connu mais pourait être Pléistocène.

L'absence de coupe développée, à l'exception de l'excavation de la Motte Girault, ne permet pas à ce jour de proposer une stratigraphie fiable. La position altitudinale des alluvions, de 10 à 15 m au-dessus de la surface du marais de Dol, indique cependant un âge ancien, sans doute anté saalien. Tout au plus peut-on, par analogie avec les attributions chronologiques admises en Normandie (Lautridou, 1985), considérer que cette nappe alluviale perchée correspond à un stade d'enfoncement de vallées drainant la partie orientale de la cuvette du marais de Dol, pendant la première moitié du Pléistocène. On ne peut exclure également la reprise d'alluvions bien plus anciennes et de dépôts résiduels tertiaires au fond d'une petite dépression accidentant la surface éocène.

Fy-w. Alluvions fluviatiles weichséliennes et antérieures (notation ponctuelle). Les alluvions weichséliennes sont représentées par les « graviers de fond » des anciennes vallées fluviales Elles sont le plus souvent recouvertes par les alluvions holocènes fines, argilo-limoneuses, issues de l'érosion des lœss et altérites des plateaux. Parfois, elles sont connues essentiellement en sondage ou à l'occasion de travaux de fouilles dans les plaines alluviales récentes. Il s'agit d'alluvions sablo-graveleuses dont l'épaisseur n'excède pas 2 m, sauf en position très aval où elle peut atteindre 7 à 8 m de puissance.

Sur la feuille de Saint-Malo, il existe latéralement des traces d'alluvions grossières (sables et galets) qui traduisent des périodes froides (glaciations) mais dont l'âge reste mal connu. La proximité de ces dépôts avec les fonds de vallée signale un âge peu ancien (Pléistocène supérieur ou fin du Pléistocène moyen, pendant le Saalien ?).

Plus à l'Est, en bordure du marais de Dol (rive droite du ruisseau de Molène et du Biez Jean, feuille Mont-Saint-Michel) des alluvions situées vers 9 m d'altitude ont été rattachées au cycle saalien. Elles sont composées de petits galets de quartz résiduels, jaunâtre généralement de tailles centimétrique et de grès lustrés comparables aux cailloux éolisés dispersés sur les plateaux de Plerguer et de Roz-Landrieux de part et d'autre de la N176, entre la Rance et Dol de Bretagne (feuille Dinan en cours de lever). Ces épandages alluviaux en bordure du marais n'ont pas été identifiés dans la ligne de sondages effectuée au Sud de la digue entre Saint-Méloir et Hirel.

La Rance a construit des terrasses fluvatiles pendant le Pléistocène. Une nappe alluviale climatique froide affleure largement dans le méandre de Taden au Nord de Dinan, mais cette formation s'abaisse rapidement vers l'aval et n'a pas été retrouvée sur les berges de l'estuaire, ni dans les seuils s'ouvrant en direction du marais de Dol.

Fz. Alluvions fluviatiles holocènes. Les alluvions holocènes sont essentiellement constituées de matériaux fins, limons et argiles, provenant du remaniement des lœss, des dépôts de versants et des altérites affleurantes, voire localement de dépôts sablo-micacés (détritiques provenant d'arènes granitiques). L'épaisseur de ces dépôts dans les petits cours d'eau est en général inférieure à un mètre. Elle peut dépasser un mètre dans les vallées principales. Dans les ruisseaux, le soubassement du lit actuel repose souvent sur des limons gris verdâtres à faciès hydromorphe, tachetés de plages blanc jaunâtre à rouille. Un lit plus grossier (sables, petit cailloux) existe souvent à la base des alluvions. Il ravine généralement des heads ou des alluvions plus anciennes déposées en période périglaciaire, au Weichsélien (Fy).

FCz. Alluvions avec apports colluviaux (Holocène). Il s'agit d'alluvions fines et de colluvions (limons et argiles), souvent intimement mêlées, qui tapissent le fond de petits talwegs de la région parcourus par un écoulement intermittent. Ces ruisseaux non permanents sont arbitrairement représentés sur la carte topographique de l'IGN. Il s'agit donc de révéler sur la carte géologique, les réseaux d'écoulement et leurs dépôts associés. La base de ces dépôts peut être enrichie d'un niveau plus grossier (sables ou petits galets) signalant les alluvions mises en place lors du dernier refroidissement glaciaire. On y trouvera aussi généralement des formations comme les heads signalant que ces petits talwegs ont été l'exutoire des mouvements de solifluxion sur les versants lors des périodes froides (dégels saisonniers). Lavés par les eaux de fonte et le ruissellement associé, ils intègrent fréquemment des lits de graviers, rapidement ensevelis sous de nouveaux épandages venus des versants.

CFz. Colluvions avec apports fluviatiles (Holocène). Il s'agit de formations colluviales, avec éventuellement des alluvions fines (limons et argiles), souvent intimement mêlées, qui tapissent le fond des petites vallées sèches de la région. Ces vallées sont arbitrairement définies par les courbes de niveau des cartes topographique de l'IGN. Il s'agit aussi de talwegs non drainés, pouvant concentrer les ruissellements hydriques lors d'averses orageuses et de périodes pluvieuses prolongées. Ces réseaux d'écoulement sporadiques et les dépôts associés, ont donc été révélés sur la carte géologique.

À la base de ces dépôts un niveau plus grossier (sables ou petits cailloux) peut correspondre aux alluvions mises en place au début du dernier glaciaire. On y trouve plus souvent des formations périglaciaires de versant, plus ou moins triées et lavées par le ruissellement lors de la fonte des neiges (dégels saisonniers).

La distinction FCz et CFz est conventionnelle et en partie théorique. Elle souligne simplement, d'après le fond oro-hydrographique de la carte IGN, les remplissages fluviatiles fins, généralement peu évolués, des vallées sèches exceptionnellement drainées et des vallées où un écoulement considéré comme intermittent est plus régulièrement enregistré. Dans la région de Saint-Malo, ces vallées embryonnaires, sont depuis les temps néolithiques suffisamment occupées par les agriculteurs pour qu'un vrai alluvionnement de matériaux fins y existe, en particulier au moment des averses orageuses où des écoulements boueux aboutissent au fond des talwegs.

Formations saumâtres et palustres

Il s'agit surtout de dépôts organiques végétaux des zones humides.

Tx. **Tourbes pléistocènes (notation ponctuelle).** Des formations tourbeuses anciennes sont associées au complexe fluviatile résiduel de la Gouesnière (Œy-R) au fond de la vallée morte du Routhouan. Le banc tourbeux déformé par la cryoturbation forme une intrusion dans les niveaux de galets supérieurs. Les terrassements effectués au Nord de la Motte Girault

n'ont pas permis une observation précise de sa position stratigraphique. Cette formation organique a livré des bois et des traces de feuilles sont apparentes. Elle correspond à une végétation hygrophile en fond de talweg.

Tz. Tourbes holocènes (notation ponctuelle). La transgression postglaciaire a repoussé devant elle des cordons littoraux où s'acculaient des dépôts organiques tourbeux actuellement observables sur les estrans jusqu'au niveau des basses mers, en raison du recul de la ligne de rivage. La transgression flandrienne a été d'abord rapide, puis a marqué des ralentissements mis en évidence dans le marais de Dol de Bretagne par M.-T. Morzadec-Kerfourn (1974).

Les tourbes de l'anse Duguesclin à -7 m (NGF) ont été datées à 7 850 ± 250 BP (Bourcart *et al.*, 1960) et recalibrées à 6 520 ± 540 cal BC par Meurisse, 2007). Elles se situent dans le stade Atlantique inférieur, avec un niveau marin inférieur de 13 m par rapport à l'actuel. Des affleurements de tourbes sont aussi signalés sur la plage du Val à Rothéneuf et ils ont été vus également dans la crique à l'Est de la pointe du Nid. En période de démaigrissement de l'estran à l'Est de l'anse du Verger (1995-1996) des formations lagunaires découvrent aussi, depuis le niveau des basses mer, jusqu'à 30 m de la falaise, une date de 6 270 BP est fournie pour un affleurement vers le bas de l'estran (feuille Baie du Mont-Saint-Michel). Ces dépôts organiques, de teinte marron foncé, intègrent de nombreux fragments de bois et un mobilier archéologique qui pourrait se rattacher au Néolithique (Cocaign *et al.*, 1996).

Au niveau des plus basses mers, sur la plage du Rosais à Saint-Servan, une tourbe de 20 cm d'épaisseur est intercalée dans la tangue sableuse. Elle correspond à une accumulation de végétaux, en particulier des restes de feuilles de Phragmites. La sédimentation a dû s'effectuer à un niveau très proche de celui des hautes mers : kystes de Dynoflagellées au sommet du dépôt. L'association pollinique est représentative du début de l'Atlantique, mais la mesure d'âge (191 = 6 900 ± 140 BP) est légèrement déficitaire (Morzadec-Kerfourn, 1974). À Saint-Briac entre l'îlot de Dame Jouanne et la falaise dunaire, une vaste tourbière occupe le haut estran. Elle se caractérise par la présence de grands troncs couchés, peut être abattus lors d'une tempête avant la fossilisation de la tourbe par le cordon dunaire.

En baie du Mont-Saint-Michel, l'influence marine serait perceptible dès le Préboréal selon l'Homer *et al.* (1995). À la fin du Préboréal, la mer atteint la frange occidentale de la baie du Mont et remonte en vive eau dans les chenaux des rivières échancrant la bordure sud du marais de Dol. Une tourbe a été trouvée en sondage le long du Biez Jean à La Gouesnière-La Sauvagère (L'Homer *et al.*, 1999a et b). Son âge ¹⁴C a été recalibré à 9 500 \pm 1 290 cal BC par Meurisse (2007). L'argile noire interstratifiée entre les sables

fluviatiles et les sables marins, trouvée à -12 m NGF près du Mont Dol (Morzadec-Kerfourn, 1974), a été recalibrée à 9 360 \pm 740 BC (Meurisse, 2007), mais les données palynologiques laissent supposer un remaniement du matériel daté qui serait attribuable au Boréal. Les mauvaises conditions de drainage ont sans doute instauré des marais dès le Boréal inférieur entre La Gouesnière et le Mont Dol, avant le début de la sédimentation marine au Boréal final (~ 7 200 à 7 000 cal BC). À proximité de la falaise fossile l'environnement demeure continental et les limons colluviés continuent de s'accumuler (Morzadec-Kerfourn, 1974).

Les analyses polliniques ont permis de mette en évidence des ralentissements de la transgression, pendant lesquels des tourbes se sont développées en arrière de cordons littoraux. Les accumulations tourbeuses correspondantes ont été datées en différents points du marais de Dol, entre 5 900 et 4 900 BP, puis entre 4 200 et 3 300 BP et enfin entre 2 700 et 2 300 BP (Morzadec-Kerfourn, 2002). Ces arrêts sont encadrés par des phases d'accélération de la transgression marine pendant lesquelles les marais et tourbières plus ou moins saumâtres sont enfouis par des vases tidales de plus en plus sableuses.

Les sondages menés sur la feuille Saint-Malo ont permis de reconnaître plusieurs niveaux tourbeux. L'argile tourbeuse inférieure a été atteinte localement au Sud de Saint-Benoit des Ondes, ainsi que dans le paléo chenal de la Quesnière, à l'Ouest de Hirel. Des tourbes et de silts tourbeux interstratifiés dans les formations marines n'ont été traversés qu'à proximité de la falaise morte au Sud de Blessin. Cependant, on peut observer des niveaux de tangue plastique avec des taches, correspondant sans doute à des évolutions pédologiques pendant les périodes d'émersion.

Tous ces dépôts se rencontrent dans les parties les plus basses du Marais de Dol, zones qui étaient occupées par des lagunes saumâtres avant le dénoyage des zones marécageuses. Il s'agit de limons compacts plus ou moins argileux et plastiques (LMz) dont la teneur en carbonate ne dépasse pas 35 %. Le grain moyen y est inférieur à 30 mm et leur teinte va du gris (5y 7/1) au gris-verdâtre (5y 6/3), plus ou moins foncé. L'analyse de la fraction argileuse révèle la présence d'argiles variées : kaolinite ~ 30 %, vermiculites micacées ~ 20 %, vermiculites hydroxy-alumineuses ~ 30 %, vermiculite sensus stricto ~ 10 %, smectites ~ 10 à 20 % (argiles gonflantes), quartz + feldspath ~ 10 % (Edeline et Kriegk, 1977).

Lz. Dépôts lacustres (Holocène). Ce sont généralement des dépôts très fins, argileux ou argilo-limoneux, de décantation, parfois riches en matière organique et généralement gris clair.

Il s'agit de remplissages sédimentaires associés à une sédimentation de bassin d'eau douce. C'est souvent le cas en arrière des cordons dunaires qui entravent l'écoulement des eaux fluviales vers la mer. Ces marais littoraux ont été parfois drainés, comme celui de l'anse Duguesclin au Sud du cordon dunaire. Des dépôts lacustres s'accumulent également en amont des digues entravant l'écoulement des cours d'eau : vallée du Lupin en amont de l'anse de Rothéneuf.

Associés aux cordons dunaires, les dépôts cartographiés sur la présente carte sont tous holocènes (interglaciaire actuel).

Formations marines littorales

Mx, My. Dépôts marins (notation ponctuelle, Éémien, Pléistocène moyen). Les falaises ne présentent pas d'affleurements de plages pléistocènes perchées contrairement à la feuille de Saint-Cast, à l'Ouest de la baie de Lancieux, où elles s'élèvent jusqu'à 10 m au-dessus du niveau des hautes mers. Quelques poches de galets anciens ont été observées localement à la surface de platiers, comme au Verger, près de Cancale. La position des affleurements permet de supposer qu'il s'agirait de formations interglaciaires antérieures à l'Eémien. On peut cependant s'interroger sur l'absence de plages éémiennes sur le littoral de part et d'autre de la Rance et d'autres datations seraient nécessaires pour préciser l'âge du sable à la base du gisement préhistorique du Mont-Dol (Monnier et al., 1995). Au fond de la baie du Mont-Saint-Michel, il ne reste pratiquement pas de plages pléistocènes alors que les plages éémiennes sont très étendues au Nord de Carolles, vers Grandville-Hauteville (Lautridou et Clet-Pellerin, 1982). On pourrait donc envisager une légère subsidence du fond du golfe Normand-Breton, entre le Cap Fréhel et Granville, pendant le Pléistocène supérieur.

Mz. Dépôts marins et faciès-sédimentaires du domaine intertidal.

L'amplitude exceptionnelle des marées au fond du golfe normand-breton, avec un marnage pouvant atteindre 15 m en baie du Mont-Saint-Michel, génère des courants de marées dissymétriques, plus violents au flot qu'au jusant et qui déterminent la répartition des sédiments sur les estrans largement découvrants. Des digues ont été construites en plusieurs points du littoral afin de protéger les zones basses de marais maritimes de la submersion marine ou de gagner des terres sur la mer en particulier au niveau des polders de la partie est de la baie du Mont-Saint-Michel. Les sédiments intertidaux ont une granulométrie très variable selon l'agent hydrodynamique qui les a mis en place : un gradient général d'affinement s'observe du large vers la côte, les fonds de baie les plus abrités étant le siège d'une sédimentation vaseuse tandis que les plages ouvertes à l'influence des houles comportent des faciès sableux plus ou moins grossiers. Mzg. **Cordons, levées littorales et grèves de galets (holocène).** Au Sud de Cancale, dans l'anse de la Houle, le pied de falaise est occupé par des galets et des coquilles d'huîtres migrant vers le Sud. Ces accumulations grossières sont alimentées par le recul de la falaise taillée dans les dépôts périglaciaires, à la base desquels avait été décrit un dépôt du Bas Normanno-armoriquien (les terres limoneuses sus-jacentes correspondent donc à des colluvions qui se sont épaissies sur ce versant en pente raide (Philipponneau, 1956 ; Cazabat, 1968). Ces dépôts de coquilles d'huîtres forment plusieurs niveaux interstratifiés dans les formations périglaciaires, vers 8 m NGF, à la limite des plus hautes mers. Une datation par le Carbone 14 a fourni un âge de 1 500 \pm 95 AD (Verger, 1972). Il ne s'agit donc que de dépôts de tempêtes modernes au pied d'une falaise meuble instable dont l'éboulement a fossilisé le cordon.

Mzc2. Bancs coquilliers d'estran (baie du Mont-Saint-Michel). Au Nord de la digue protégeant le marais de Dol entre Château Richeux et Hirel des sables grossiers bioclastiques se sont accumulés en bordure du schorre sous forme de bancs parallèles au trait de côte. Ces bancs de sables coquilliers migrent progressivement depuis le bas et moyen estran vers le haut estran où ils s'enrichissent en coquilles entières et finissent par former une barrière littorale discontinue à quelques centaines de mètres de la digue (Bonnot-Courtois et al., 2002a et b). Ces bancs coquilliers sont peu développés à l'Ouest entre Saint-Benoît et les viviers ostréicoles (épaisseur inférieure à 1 m) mais ils peuvent atteindre près de 2 m d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres de long à l'Est de Vildé-la-Marine. Dans ce secteur, plusieurs bancs arqués, séparés par des chenaux, se succèdent le long du haut estran. Leur morphologie en « croissant », avec des extrémités recourbées vers le trait de côte, est marquée par une forte dissymétrie (en pente douce vers la mer et versant abrupt côté digue) qui souligne leur mise en place sous l'action des houles. Les premiers stades d'accumulation de sables enrichis en matériel bioclastique se rencontrent au niveau du bas et du moyen estran où des amorces de bancs de granulométrie légèrement plus grossière que le sédiment environnant et de très faible amplitude (20 cm d'épaisseur) s'orientent obliquement par rapport au trait de côte. Lorsque ces bancs atteignent le haut estran, ils s'enrichissent en coquilles entières de bivalves vivant sur le bas et le moyen estran, principalement Abra alba, Macoma balthica, Cerastoderma edule, Spisula solida et Scrobicularia plana. Le secteur de Saint-Benoît-des-Ondes évolue peu car, à l'Ouest de la baie, l'amplitude des vagues est presque totalement amortie et les apports de coquilles vers le haut estran sont donc limités, comme le montre l'absence d'amorces de bancs sableux bioclastiques sur le moyen estran. À l'Est de Vildé-la-Marine, la remontée des bancs depuis la moyenne slikke vers le haut estran s'effectue au rythme de plusieurs dizaines de mètres par an. Lorsqu'ils atteignent la haute slikke où ils ne sont plus remaniés que par des tempêtes lors des pleines mers de vive-eau, leur progression se ralentit à des vitesses de l'ordre de quelques mètres par an. Ils peuvent être incorporés à l'intérieur du schorre où ils sont alors « fossilisés » et parfois recouverts d'une fine couche de sable bioclastique éolien colonisé par une végétation dunaire. Ces barrières coquillières isolent en arrière d'elles des micro-lagunes où s'accumulent des vases très fines et protègent la digue des vagues de tempête en pleine mer de vive eau.

MZC1. Levées coquillières médiévales. Entre Saint-Benoît-des-Ondes et la pointe de Château Richeux, la structure du cordon primitif avant la construction de la digue est préservée. Le cordon contre lequel s'appuie la digue semble avoir commencé à se former aux IX-X^e siècles par accumulation de débris coquilliers apportés par les vagues lors des tempêtes. En arrière de celui-ci, un cordon plus ancien a été daté dans sa partie terminale à 1 320 ± 60 BP, c'est-à-dire entre le VI^e et la fin du VII^e siècle après J.-C. (L'Homer *et al.*, 1995), ce qui exclut la présence d'une forêt occupant la baie à cette époque (légende de la forêt de Scissy) (L'Homer *et al.*, 1999b). Le cordon servant d'appui à la digue est formé par un chapelet de levées secondaires distinctes, à convexité tournée vers le marais blanc. La largeur de ces crêtes varie entre 50 et 200 m, elles s'allongent sur 800 à 1 200 m et culminent vers 8 m NGF.

Mzs. Estran sableux, plages. Mzsm. Sables moyens du domaine intertidal. Mzsf. Sables fins intertidaux. Mzsv. Sables fins vaseux. L'extrémité est de la carte correspond à la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel abritée de l'agitation de secteur ouest par la pointe du Grouin de Cancale et dans laquelle les courants de marée présentent un caractère giratoire. En conséquence, les faciès sableux intertidaux sont très peu représentés en baie de Cancale sauf en bas estran où les courants de marée ne sont pas encore atténués. Par contre, sur l'ensemble du littoral occidental de la carte, toutes les plages externes encastrées entre les pointes rocheuses du massif de Saint-Malo comprennent des sables moyens ou fins selon leur degré d'exposition aux houles. Dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel on assiste au passage graduel d'un pôle à faible énergie, à un secteur à moyenne énergie. Au Nord de Saint-Benoît-des-ondes le voile vaseux se déchire au niveau de l'intertidal moyen et laisse place aux sablons et aux sables fins (L'Homer *et al.*, 1999a et b).

Dans les criques au Nord de Cancale, les sables moyens dominent mais des accumulations plus grossières se disposent en haut d'estran ou forment parfois des tombolos submersibles à l'abri des pointements rocheux, comme celui du fort de l'anse Duguesclin, ou, à l'Est de la carte, le tombolo de l'île du Perron à Saint-Briac. D'autres tombolos sableux, surmontés de massifs dunaires, ont permis de rattacher des îlots rocheux à la côte comme celui des Chevrêts à Rothéneuf, le long cordon littoral qui s'étire entre l'île sur laquelle a été construite la ville fortifiée de Saint-Malo et la pointe de Rochebonne. Cette grande plage de Paramé présente une dissymétrie, liée au transit littoral

et à la présence d'un épi construit sur un éperon rocheux naturel, avec des sables moyens et grossiers à l'Ouest en haut de plage qui disparaissent du côté est où des sables fins s'étendent sur toute la largeur de la plage.

Les sables s'accumulent également dans les anfractuosités du littoral au pied des falaises à l'Ouest de Dinard. À l'Ouest du chenal maritime de la Rance, de grands bancs sableux comme celui des Pourceaux et plus au Nord celui de Harbour s'allongent vers le Sud-Est entre les platiers rocheux de la zone subtidale. Entre Dinard et Saint-Briac les sables movens occupent le haut estran alors qu'ils sont plus grossiers en bas de plage dans une distribution inverse à celle des plages de Lancieux (feuille Saint-Cast). Les faciès sableux se rencontrent également dans les anses et les estuaires. Dans le hâvre de Rothéneuf (entre Saint-Malo et la pointe du Grouin), les sables grossiers puis moyens s'étalent en un delta de flot qui occupe la partie occidentale du hâvre en face de la passe d'entrée par où pénètrent les courants de marée et les houles. À Saint-Briac, à l'extrémité ouest de la carte, des sables grossiers à l'embouchure puis moyens et fins au fur et à mesure que l'on pénètre dans l'estuaire se déposent de part et d'autre du chenal sur des tangues anciennes jusqu'au Sud du pont franchissant le Frémur. La morphologie des berges de la Rance est caractérisée par une succession d'anses taillées dans les schistes séparées par des pointes rocheuses plus résistantes, parfois armées par des filons. La répartition des courants dans l'estuaire est marquée par une atténuation très importante à l'amont et au niveau des anses alors qu'ils se renforcent à l'embouchure et au niveau des étroitures. Deux gradients granulométriques s'observent dans le bassin maritime de la Rance, à l'amont de l'usine marémotrice : d'une part un gradient longitudinal où les faciès de sables moyens et grossiers de l'embouchure passent progressivement vers l'amont à des sables fins plus ou moins vaseux ; d'autre part, un gradient transversal car les sédiments grossiers qui tapissent le chenal passent à des sables fins puis à des sables vaseux au fur et à mesure que l'on remonte vers le haut estran à l'intérieur des anses même proches du barrage comme dans l'anse des Rivières en rive gauche ou de Troquetin en rive droite. La mise en service de l'usine marémotrice en 1969 a modifié le régime hydrologique de l'estuaire par réduction de l'amplitude du marnage et prolongation des étales, ce qui favorise la sédimentation des particules les plus fines.

Les sables sont formés de grains siliceux et de débris bioclastiques. L'alimentation des plages dépend de l'érosion des roches ameublies et des dépôts périglaciaires le long de la ligne de rivage et de transits sédimentaires latéraux et sagittaux dans le domaine intertidal et dans le domaine subtidal. La composition minéralogique des sables révèle des apports d'origine variée à la fois proximale et distale. On observe souvent dans les sables grossiers des graviers de silex, de grès siliceux et parfois de calcaires, manifestement apportés par la mer lors de la transgression flandrienne. Mztv. Tangues sablo-argileuses et vases silteuses (slikke et schorre). Mztm. Tangues mixtes des chenaux. Mztf. Tangues fines. Mzvs. Vases silteuses. Mzv. Vases pures. Mzc. Schorre. L'amplitude exceptionnelle de la marée au fond du golfe normand-breton permet le développement de très vastes estrans, en particulier au niveau des estuaires, des anses et de la baie du Mont-Saint-Michel. L'atténuation progressive des courants de marée aboutit à l'accumulation de particules fines sous forme de slikkes vaseuses et par le développement des schorres dans les parties les plus hautes de l'estran. Ces sédiments, nommés tangues dans la baie du Mont-Saint-Michel, sont des dépôts riches en calcaire, formés d'une alternance de lits silto-sableux et de niveaux vaseux correspondant à l'enregistrement des cycles de marée (Larsonneur, 1982 ; Tessier, 1990). La baie de Cancale, très protégée des houles de Nord-Ouest et soumise à des courants de marée de type giratoire, est le siège d'une importante sédimentation de vase fine sur la majeure partie de l'estran. Dans ce secteur, le domaine intertidal inférieur est occupé depuis plus d'un siècle par des pêcheries et des installations ostréicoles au sein desquelles l'envasement est plus important, ce qui constitue une contrainte supplémentaire pour les ostréiculteurs. Pour accéder à leurs parcs à travers les vasières, les ostréiculteurs ont aménagé des pistes en accumulant les coquilles d'huîtres sur l'estran. Dans le secteur de Château Richeux, le domaine intertidal moyen et supérieur est caractérisé par des tangues grises, parfois ravinées en surface par de longs sillons sagittaux lorsque l'érosion

vases molles sur les rives du chenal très creusé au niveau du haut estran. Au Nord de Vildé-la-Marine, l'énergie des vagues est suffisante pour assurer une migration des coquilles et des débris bioclastiques vers le haut estran où les vases fines s'accumulent aussi sur les schorres en arrière des cordons coquilliers au pied de la digue de Bretagne.

s'intensifie. L'exutoire du Biez Saint-Jean est marqué par l'accumulation de

La partie orientale du havre de Rothéneuf, totalement protégée de l'agitation et des courants, est occupée par des silts et vases, de même que la partie la plus amont de l'estuaire du Frémur à l'Ouest de la carte. Les sables entraînés par le courant de flot se superposent aux tangues anciennes ou se mélangent aux vases dans les zones de transition. Dans l'estuaire de la Rance la tenue des étales de pleine mer laisse le temps aux particules de se déposer sur le fond, en particulier au fond des anses et à l'amont de l'estuaire (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002b).

Formations intertidales continentalisées : prises et polders

Durant l'Âge du Fer et pendant la période romaine, les hommes se sont installés temporairement sur le domaine tidal entre les périodes de vive eau et se sont sédentarisés dans les zones exondées à la faveur de régressions du niveau marin : ateliers des saulniers du marais de Dol et sites d'habitat avec céramique du IV^e siècle (Bizien-Jaglin, 1995). L'occupation humaine permanente du marais de Dol est attestée à partir de la fin du XI^e siècle. La construction de la digue de Bretagne a peu à peu isolé les schorres de la mer et permis la colonisation agricole du marais. Les schorres de l'estuaire du Lupin et du Routhouan ont été également endigués avant la fin du XVIII^e siècle. Des prises ont été également effectuées dans l'estuaire du Frémur, ainsi que dans la baie de Lancieux (anse de Buglais).

L'occupation humaine perdurant jusqu'à nos jours a permis la continentalisation des marais maritimes. Seul le polder des Nielles à Saint-Méloir-des-Ondes a été rendu à la mer en 1924.

Mztp. Tangues et vases estuariennes asséchées (associées à remblais sur Saint-Malo). Les tangues du polder de Buglais sont en partie envahies par les sables éoliens provenant des massifs dunaires voisins. Les excavations et les tranchées montrent des formations silteuses grises à hydrobies. Au fond de l'estuaire du Frémur, le polder de Rochegoude (Roche Good sur les cartes IGN) a été récemment envahi par la mer après la rupture de la digue. Les prairies et les terres agricoles en amont ont été alors imprégnées par le sel.

À l'entrée de la Rance, l'estuaire du Routhouan était autrefois occupé par la mer : marais Rabot au Nord et Grand Marais au Sud. Entre les deux, sur les cartes du début du XVIII^e siècle se dressait l'îlot des Talards. Ce toponyme correspond en Normandie à des buttes coquillières, d'origine anthropique, mais il devait y avoir là également un affleurement rocheux. Ce relief a servi de point d'appui aux digues qui ont permis d'isoler de la mer la partie orientale des marais et une corderie y avait été installée. Cette prise était subdivisée par des digues secondaires correspondant au tracé de chemins qu'on retrouve dans la trame urbaine de l'agglomération de Paramé. Les sondages disponibles montrent sous les remblais récents des vases silteuses reposant sur des altérites.

Cas particulier du dépôt des basses terres de Saint-Malo : il s'agit de la superposition de remblais récents, plus ou moins épais et variés mais inconnus, dans des migmatites de Saint-Malo. Ces dépôts ressemblent apparemment au recouvrement holocène de la baie du Mont-Saint-Michel. Les remblais sont majoritaires au niveau du port de Saint-Malo, notamment autours des bassins. Le polder du Routhouan, à l'Est, est la superposition de remblais généralement peu épais et de sédiments de plateforme (tangue sur sables). Faute de données de meilleure qualité, l'enveloppe de ces dépôts est issue de la carte géologique à 1/80 000 (Barrois, 1937 ; 1964). L'examen des sondages disponibles de ce site (Banque du sous-sol) semble montrer que les terrains qui entourent la vieille ville et ses bassins sont composés de la même succession générale d'altérites de roches du substrat : arènes de migmatite sur quelques mètres à la base (une dizaine de mètres), des sables silteux d'origine

marine (ou estuarienne) puis des faciès plus fins (tangues ?), et une couche de quelques décimètres à plus de 3 m de remblais urbains (terres, gravats de démolition, tout-venants rocheux d'endiguements, etc.). L'âge (plus exactement les âges) de ce complexe de dépôts est très mal connu. Les altérites de la base peuvent être la racine d'altérations anciennes (paléogène) mais il apparait aussi envisageable qu'elles soient, pour leur partie inférieure, un profil d'altération développé depuis le pléistocène moyen. La partie supérieure pourrait être remaniée du fait des phases périglaciaires (équivalent des heads mais à partir d'arène) avec éventuellement des niveaux limoneux signalant le loss de couverture du dernier maximum de froid. Les sables fins et/ou les vases, qui occupent cette plateforme de basse altitude à la topographie irrégulière, apparaissent analogues aux dépôts de la baie du Mont-Saint-Michel. Ils sont vraisemblablement holocènes et signalent la transgression flandrienne après le dernier glaciaire. Quant aux remblais, si les plus récents sont subactuels, le site de Saint-Malo est ancien et doit avoir connu divers états de développement et de constructions. On peut citer le toponyme Talards qui serait un dépôt de coquilles anthropiques et pourrait avoir formé une butte allongée vers le NNE à l'abri d'un affleurement rocheux, d'après les cartes du XVIII^e siècle. Enfin, le site de l'ancienne corderie, près de la gare, pourrait avoir recu des remblais avant la construction de ce bâtiment.

Mztp3. **Tangues du marais blanc antérieures au XI^e siècle.** Le Marais blanc, au Sud de la digue de Bretagne correspond à la décantation d'eaux turbides dans un marais maritime en arrière de levées littorales discontinues ouvertes aux influences tidales. Les premiers travaux de construction de la digue décidés au XI^e siècle par le duc Alain V ont permis progressivement d'isoler la partie occidentale des schorres, au pied des coteaux de Saint-Méloir. Cet ouvrage baptisé « digue de la duchesse Anne » en 1477 a permis peu à peu la mise hors d'eau du marais de Dol, grâce au travail incessant des villageois qui réparaient les dommages causés par les tempêtes.

Les sols du Marais blanc sont enrichis en argile en surface par rapport aux tangues silteuses sous jacentes. Les tangues carbonatées prennent en période sèche une coloration blanche. La photographie aérienne montre des variations de teinte correspondant sans doute à un ancien réseau de chenaux (criches) correspondant à la reprise transgressive qui a suivi l'assèchement des schorres avant le Haut Moyen-Âge. La topographie du marais blanc est cependant peu perturbée sur le territoire de la carte (5 à 8 m d'altitude). La stratigraphie des dépôts peut être observée lors du curage des canaux de drainage et les sondages effectués ont montré que les tangues silteuses reposent en général sur des sables fins parfois coquilliers. Plus au Sud (feuille Dinan, levé en cours), les grands sillons parallèles s'alignant entre le Mont-Dol et la Gouesnière (Desdoigts, 1970), sont à peine marqués dans la topographie et ne se distinguent pas, par leur granulométrie, des sols du Marais Blanc. Les sondages menés autour de la Fresnais ont montré des successions sédimentaires différentes, incorporant ou non des niveaux tourbeux dans la tangue (Morzadec-Kerfourn, 1995; Morzadec-Kerfourn et Meury, 1995). Il pourrait s'agir de grands chenaux creusés dans la tourbe au Nord du marais noir. Ces chenaux par la suite comblés par la tangue au moment de la dernière transgression, étaient sans doute ouverts sur un estuaire plus important correspondant au Biez Jean. Le drainage du marais et le creusement de nouveaux chenaux ont ensuite produit un tassement différentiel, créant ainsi des inversions du relief au niveau du Grand Sillon et du sillon de la Fresnais.

Mztp2. **Sillons de tangue isolés**. Au Sud-Ouest de la Quesnière et vers la Fresnais sur la feuille de Dinan au Sud, des reliefs de tangue s'étirant vers le Nord s'élevent de 1 m au-dessus de la surface du Marais blanc. Ces accidents sont peu marqués sur le territoire de cette feuille et à peine perceptibles sur le terrain. Les sondages menés sur ces reliefs entre Lillemer et la Fresnais montrent que ces buttes de tangue correspondent à des inversions de relief à l'emplacement de chenaux creusés dans des tourbes qui se sont compactées latéralement.

Mztp1. **Tangues limono-argileuses gris verdâtres du marais gris**. La partie occidentale du marais à l'est des coteaux entre Saint-Méloir et la Gouesnière est légèrement déprimée (4-5 m). Les sols prennent graduellement une teinte plus grise. Ces tangues argileuses sont associées latéralement à l'Ouest aux colluvions limoneuses garnissant la base des coteaux. Le drainage de cette zone a été tardif et la mise en culture de ces terres lourdes n'a été possible qu'avec l'apparition de tracteurs puissants.

Formations anthropiques

X. **Remblais divers**. Les remblais ont été indiqués partout où les géologues des formations superficielles ont pu les détecter. À côté des remblais caillouteux faits de tout venant variés ou les tas de déchets des anciennes décharges notamment Saint-Malo, Dinard et Saint-Méloir-des-Ondes (X), trois autres types de remblais ont été distingués sur la carte. Il s'agit des déblais provenant des curages successifs des canaux du Marais de Dol (XFMC), déblais qui à la longue ont constitué des levées artificielles importantes.

Le site portuaire de Saint-Malo est cerné de remblais important fournis par le creusement des bassins et par des apports venant de carrières à l'est des anciens marais du Routhouan. Sur la commune de Saint-Méloir, entre la D155 et l'ancien polder des Nielles. Un terre-plein a été aménagé pour les conchyliculteurs. Des remblais ont été également effectués au Nord de la digue devant les agglomérations de Saint-Benoît et de Vildé-la-Marine. On notera aussi qu'un sondage dans le Grand Sillon, au Sud de La Fresnais sur la feuille Dinan a également ramené à la surface des éclats de silex qui avaient été utilisé pour les lests de bateau et abandonnés ensuite. Ces restes de roches variées (dont craie et silex) ont servi à lester les bateaux en bois (marine à voile) jusqu'il y a peut être un siècle (fin du XIX^e siècle ?). On trouve sur les bords de la Rance des apports visiblement anthropiques, évoquant ces pierres apportées par les bateaux dans les ports d'échouage : Grève des Fours à chaux au Nord de la Briantais et gros rognons de la baie de Troctin au Sud du barrage. Il y a également une grande abondance de blocs de craie dans l'anse à l'Est de la pointe de la Roche du Port immédiatement au Sud de la carte en rive droite de la Rance. Les cordons au Sud de Cancale montrent également des concentrations importantes de galets de silex bien roulés dépassant souvent la taille du poing.

X1. **Digues.** La digue de Bretagne au Nord du Marais de Dol a été édifiée depuis le XI^e siècle. Elle a été renforcée à plusieurs reprises après les tempêtes : 1163, 1169, 1603-1604, 1606, 1629-1630, 1708, 1715, 1725, 1785. Pendant la Révolution (1791-1793) le marais fut inondé et la Convention finança des travaux de restauration. Le 6 mars 1817, la digue de Saint-Benoît à Cherrueix fut rompue en plusieurs endroits ; le lendemain une onde de tempête fit monter la mer sur les digues qui furent emportées sur 6 km. Le flot a envahi alors le marais jusqu'à Dol, les paysans se réfugièrent sur le toit des habitations et le bétail fut noyé. La mer submergea également la digue en 1869.

La digue route du sillon de Saint-Malo fut progressivement aménagée à partir de 1509. Elle fut plusieurs fois coupée par les tempêtes et régulièrement réparée (1733). En 1756 des pieux et des troncs furent plantés sur l'estran au Nord de l'ouvrage et en 1794, un pavage de dalles fut installé pour protéger la chaussée. Lors de la tempête de 1817, les brise-lames en bois furent emportés et les dalles de protection dispersées. La digue du sillon a été progressivement renforcée et surélevée, ce qui n'empêcha pas la mer plusieurs fois de renverser des pans de mur et d'envahir les quartiers qui occupent le polder au Sud. Le 9 janvier 1933, la digue du sillon fut coupée de part en part lors d'une tempête et elle a encore subi des dommages importants ces dernières années.

Les digues du polder du Routhouan ont permis la conquête des marais à l'Ouest des coteaux de Paramé et ont facilité les déplacements vers la cité de Saint-Malo depuis l'agglomération de Saint-Servan. On peut encore repérer leur tracé dans la trame urbaine entre les bassins portuaires et Paramé.

Le barrage de l'usine marémotrice s'appuie aux pointes de la Briantais et de la Brebis. Il prend assise à l'Est sur le rocher Chalibert qui a permis d'installer des vannes, avant la construction d'un batardeau qui allait permettre d'édifier à sec l'usine et les écluses. Les travaux commencés en juillet 1960 ont été terminés en 1967. Le choix du site a été dicté par l'hydrodynamique estuarienne, par la géologie et par des impératifs techniques pour l'installation de 24 bulbes en ligne et d'une écluse en plus du pertuis de vannage. Il s'agit de la plus grosse usine marémotrice du monde avec une puissance de 240 000 kW. Elle permet de satisfaire les besoins d'une agglomération de la taille de Rennes. Les cycles d'exploitation sont rythmés par la marée. Le niveau moyen des eaux a été relevé de 2,50 m en amont par rapport à la mer, et l'amplitude des marées a été réduite d'environ 40 %. Le marnage n'est plus que de 7 à 8 m en vive eau et de 2,5 m en morte eau. La diminution du marnage a réduit la superficie du domaine intertidal. Pendant la construction de l'usine, l'estuaire fut isolé de la mer pendant trois ans, ce qui provoqua la disparition quasi-totale de la faune et de la flore marine à l'exception de quelques espèces tolérantes. Depuis sa mise en service l'usine marémotrice est perméable et un nouvel équilibre a été atteint après une dizaine d'années. Ce type d'investissement n'a pas été poursuivi et le projet grandiose de la digue de Chausey fermant la baie du Mont-Saint-Michel est resté à l'état d'études.

X2. **Digue ruinée.** La digue du polder de Nielle entre Saint-Benoît et Château Richeux, construite en 1868, fut détruite par les grandes marées de 1924.

X3. **Cordon d'enrochements**. Des enrochements ont été apportés sur le littoral de l'anse Duguesclin afin de protéger le cordon dunaire et la route côtière. Les blocs enrobés dans du bitume ont été par la suite ensevelis par le retour du sable qui avait migré vers la zone infratidale ; ils ne sont plus visibles actuellement. Au Sud de Cancale, de gros blocs de roche protègent la falaise sous la route en corniche menant au port de la Houle. À l'Ouest de Dinard, des cordons d'enrochements ont été également disposés en haut de plage pour protéger les accumulations dunaires : crique de Saint-Enogat, Port Blanc, plage de la Fourberie.

X4. **Déblais du canal allemand**. On a distingué « X4 » pour désigner les déblais du canal creusé par les allemands pendant la seconde guerre mondiale. Creusés dans les vases et tangues de la baie, on y récolte parfois des silex. Une butte de curage au Sud de Saint-Benoît livre ainsi du silex en abondance.

Anciennes pêcheries. Il s'agit des restes de pécherie artisanale dans le fond de la baie au Sud-Est de Cancale. Elles étaient formées de murets de pierres de composition locale mais variée. Elles sont aujourd'hui abandonnées et en cours de ruinisation.

- 69 -

GÉOLOGIE MARINE

Morphologie

De Saint-Briac à la Pointe du Grouin, le domaine sous-marin de la feuille de Saint-Malo distingue deux domaines principaux aux morphologies contrastées (Augris *et al.*, 1996, 2000, 2006 ; Guennoc, 1996) :

- le domaine du large, à l'ouest de la pointe du Grouin, entre -15 à -25 m de profondeur CM (cote marine), caractérisé par des fonds en pente faible vers le Nord-Ouest. De ces fonds à faible relief, mais semble-t-il irréguliers dans le détail, émergent quelques basses isolées telles celles du Vieux Banc ou de Kerros aux limites ouest et nord-ouest de la feuille ou de la basse Grune au Nord-Ouest de la pointe du Grouin. Les sommets des basses du Vieux Banc et Grune se situent à la cote marine -2 m, dominant de 15 à 20 m les fonds environnants.

Dans le prolongement de la pointe du Grouin, la morphologie du domaine sous-marin présente un chapelet d'îles et d'îlots (Landes, Pierre de Herpin, la Fille), appartenant en réalité à une large échine rocheuse, qui se biseaute en direction de Granville. Plus au large, la morphologie des fonds à l'entrée de la baie est caractérisée par une dépression étroite et allongée sur plus de 8 km entre -22 et -19 m de profondeur et qui se termine au pied du prisme sédimentaire d'accumulation de fond de baie.

– le domaine côtier jusqu'à 15 m de profondeur est parsemé de hauts-fonds et de quelques îles, comme Agot et Harbour près de Saint-Briac ou Cézembre au large de Saint-Malo. À l'exception du chenal d'entrée au port de Saint-Malo, levé au sondeur multifaisceaux, les sondages hydrographiques sont anciens au large (1^{re} moitié XX^e siècle au large de Saint-Malo, années 50 entre les îles Chausey et la pointe du Grouin) sur une large partie de la zone. Néanmoins, la morphologie des fonds marins de ce domaine côtier apparaît très irrégulière et aucune direction morphostructurale claire ne s'en dégage. La largueur de cette bande côtière est maximale (environ 5 km) au droit de Saint-Malo et diminue progressivement vers l'Ouest et vers l'Est aux abords des pointes du Décollé et du Grouin.

Les fonds de l'extrémité orientale de la feuille (région de Cancale) sont modelés de haut-fonds sédimentaires séparés par des fosses allongées N-S. Accroché à l'aval du complexe structural d'Herpin, le banc des Corbières, malgré ses dimensions modestes (3 par 1,4 km) est unique dans le paysage sous-marin de la baie du Mont-Saint-Michel, isolant hydrographiquement la baie de Cancale du reste de la baie.

Au Sud, les îles du Chatellier, des Rimains et le rocher de la Cormorandière au large de la pointe de la Chaîne, marquent la limite nordouest du large domaine intertidal de la baie du Mont-Saint-Michel.
Les conditions hydrodynamiques de la partie méridionale du golfe normand-breton sont dominées par l'amplitude des marées et des courants associés (Larsonneur et coll., 1987; Larsonneur *et al.*, 1982; Ehrhold, 1999; Ehrhold et Auffret, 2001; Ehrhold *et al.*, 2003).

À la pointe du Grouin, les vents soufflent d'avril à septembre principalement de secteurs ouest et nord-ouest, basculant sud à sud-est d'octobre à mars sauf au moment des épisodes des plus fortes tempêtes hivernales pendant lesquelles le régime des vents d'ouest perdure.

Les houles d'ouest sont les plus fréquentes. Leur propagation est amortie sauf pour les plus courtes périodes, par la configuration de l'avant côte (hauts-fonds de Saint-Malo) et la présence de plateaux rocheux au large (Minquiers, Chausey) qui, par réfraction, déforment la propagation des houles avant leur arrivée sur le littoral. Au Sud de ces plateaux, les amplitudes moyennes sont de l'ordre de 0,3 à 0,4 m et atteignent rarement 2 m ou plus.

Le golfe normand-breton et plus spécifiquement la baie du Mont-Saint-Michel et la Rance dont l'usine marémotrice est la seule en activité en Europe, est reconnu pour l'intensité de son marnage. Ce phénomène est accru sur ce secteur par la réflexion de l'onde de marée Atlantique sur la presqu'île du Cotentin. Les marées de vive-eau exceptionnelle atteignent 13,6 m d'amplitude à Saint-Malo et plus de 14 m dans la baie du Mont-Saint-Michel (*in* Ehrhold, 1999). La vitesse des courants de marée pour un coefficient de 95 atteint en moyenne 2-3 nœuds et augmente jusqu'à 3-4 nœuds à proximité des caps, tels que la pointe du Grouin ou le cap Fréhel.

À l'Ouest et au large de la pointe du Grouin, au débouché de la baie du Mont-Saint-Michel, les courants de marée sont alternatifs et principalement orientés ESE au flot et WNW au jusant (L'Homer *et al.*, 1999b ; Ehrhold, 1999). À l'Est de la pointe, et à proximité de celle-ci, en raison de l'influence des zones rocheuses (pointes, îlots et hauts-fonds), les roses de courants de marée décrivent un mouvement giratoire et leur intensité est très atténuée comme en baie de Cancale.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Protérozoïque

ζ. Gneiss et migmatites. Les gneiss ont été échantillonnés en plongée exclusivement dans le secteur au large de la pointe du Grouin. Deux faciès de gneiss ont été décrits par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976) : à cordiérite et sillimanite et à feldspath. Ces faciès qui n'ont pas été distingués cartographiquement, peuvent être rattachés aux gneiss migmatitiques reconnus à terre ou alternativement, à des leucogranites mylonitisés qui ont été identifiés sur l'île Herpin (voir description des formations à terre).

À l'Ouest, les migmatites affleurent largement sur les nombreuses îles et îlots dans les zones côtières dont les plus importants ont été visités. En domaine sous-marin, aucun des prélèvements ne semble avoir remonté de migmatites ou gneiss au Nord ou à l'Ouest de Saint-Malo. Comme cela a été indiqué dans les conditions d'établissement de la carte, les plongées au large de Saint-Malo citées par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976) n'ont pu être exploitées en détail en l'absence de positionnement précis et de description détaillée. Cependant quelques limites de faciès indiquées dans la coupe géologique levée à partir des plongées (Graindor et Roblot, 1976, p. 72 à 75) ont été prises en compte quand elles n'étaient pas en contradiction avec les prélèvements décrits par J.-P. Lefort et J. Deunff (1971).

 ξ . **Micaschistes ou micaschistes à biotite et muscovite**. Les micaschistes à biotite et muscovite sont observés autour des gneiss prolongeant la Pointe du Grouin et aussi très largement à l'Ouest et au Nord du massif des migmatites de Saint-Malo.

Au large de la Pointe du Grouin, ils sont assez largement répartis au Nord de la bande de gneiss orientée N60°E et jusqu'a près de 9 km au large. Le contact entre les micaschistes et les formations peu métamorphiques apparaît complexe et traduit l'existence d'axes synclinaux et anticlinaux mais la limite générale des micaschistes semble globalement orientée NNW-SSE. Quelques occurrences de micaschistes sont signalées vers le Nord-Est le long d'une zone d'affleurements rocheux très allongée (fig. 11).

Plus à l'Ouest, les micaschistes forment une bande de près de 4,5 km dont la largeur diminue progressivement à l'approche de la zone de Saint-Cast et de l'accident de la baie de la Fresnaye.

Mb. **Métasédiments briovériens**. Sous la dénomination de métasédiments briovériens sont regroupés différents faciès. Il s'agit d'une part de schistes peu métamorphiques à chlorite et /ou séricite, et d'autre part de sédiments non (ou très peu) métamorphiques : grès, grauwackes, schistes ou pélites. Ces derniers sont décrits par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976) sous différents faciès en termes de phyllades, phyllades zonés, phyllades graphiteux, quartzophyllades...

Si les schistes séricitochloriteux peuvent être rattachés à la formation des schistes de Lamballe observés en alternance avec les micaschistes à Saint-Cast à l'Ouest, les schistes zonés graphiteux peuvent aussi s'apparenter aux séries du



Fig. 11 - Géologie et structure au large de la Pointe du Grouin d'après les études de la SEUM (1955-59). Nature du substratum d'après les sondages et prélèvements : 1 : gneiss ; 2 : micaschistes à biotite et muscovite ; 3 : métasédiments briovériens ; 4 : dolérite ; 5 mylonites & brèches ; 6 : contours géologiques ; 7 : directions structurales : starification, schistosité ou foliation ; 8 : failles ; 9 : limite de la feuille Saint-Malo

Briovérien de Normandie, notamment aux séries du Briovérien inférieur présentes au Sud et au Nord de Granville. On signalera l'absence de faciès conglomératiques dans les échantillons recueillis en mer y compris dans la zone de roche affleurante très allongée vers le Nord-Est et pratiquement alignée avec la pointe de Granville. Ces faciès conglomératiques sont pourtant répandus dans la formation de Granville : une continuité vers le Sud-Ouest de cette formation malgré l'existence d'une zone rocheuse allongée, sans doute liée à des unités plus résistantes à l'érosion, n'est donc pas prouvée.

À nouveau, en l'absence d'examen pétrographique détaillé des échantillons et du fait des observations relativement disséminées en mer, une distinction précise des faciès, de leurs limites et leur rattachement aux unités émergées demeure incertaine.

Au Nord-Ouest de la carte, au-delà de la bande de micaschistes, quelques prélèvements de roche ont également permis de recueillir des sédiments rattachés aux séries du Briovérien : il s'agit de schistes gris-verts ou de grès verts (Lefort et Deunff, 1971).

Grès paléozoïques (non reconnus à l'affleurement sur la carte). À l'extrême nord-ouest de la feuille Saint-Malo, le contact entre les séries paléozoïques des formations de Fréhel et d'Erquy et les séries briovériennes a été représenté sur la base des prélèvements de grès roses à blancs obtenus au Nord (au Sud des îles Chausey) et à l'Ouest (feuille de Saint-Cast) et du prolongement de la direction NE-SW de l'accident de la baie de la Fresnaye qui matérialise ce contact au Sud-Ouest de la carte.

 η . **Diorite du Vieux Banc**. À l'extrême ouest de la carte, la basse du Vieux-Banc forme un relief allongé NE-SW sur près de 3 km et large de 0,5 à 1 km. Signalé par M.-J. Graindor et M.-M. Roblot (1976), J.-P. Lefort et J. Deunff (1971) apparentent cet affleurement à un ensemble de diorites quartziques rencontrées dans le golfe normand-breton, au Nord des Minquiers et au Nord d'Erquy. Il s'agit de « diorites quartziques claires à plagioclases altérés, localisés en amas, chloritisées à hornblende verte, à épidotes abondantes analogues à la diorite de Coutances ».

MÉSOZOÏQUE – CÉNOZOÏQUE

Malgré la présence d'indices de Crétacé sur le littoral ou encore d'un témoin de craie du Crétacé supérieur au Sud des îles Chausey (Graindor et Roblot, 1976 ; Graindor et Marie, 1959), aucun témoin de dépôt mésozoïque n'a été signalé dans la partie méridionale du golfe normand-breton. De même les séries miocènes observées plus au Nord, dans un petit bassin à proximité des côtes du Cotentin, (Hommeril, 1967) n'ont laissé aucun témoin plus au Sud. En l'absence de dépression ou fossé tectonique ayant pu préserver ces dépôts méso ou cénozoïques dans ce secteur, on peut donc en conclure que cette couverture a du être entièrement érodée au cours du Néogène supérieur et surtout du Quaternaire.

Faciès sédimentaires

La synthèse des faciès sédimentaires entre les diverses sources d'information a permis d'établir une cartographie des principaux ensembles sédimentaires. La distinction des faciès a été limitée à la composante lithoclastique des sédiments en l'absence d'informations complètes sur la composante biogénique (données de calcimétrie).

V-Vs. Vases et vases sableuses. Les vases sont constituées à plus de 20 % par la fraction granulométrique inférieure à 63 μ m, tandis que les vases sableuses comportent entre 5 et 20 % de cette même fraction granulométrique. Ces fonds vaseux se rencontrent sur les estrans largement découverts à marée basse : embouchure de la Rance et du Frémur, Havre de Rothéneuf, et fond de la baie du Mont-Saint-Michel. Ces sédiments fins traduisent un environnement de dépôt particulièrement calme dans des secteurs côtiers à l'abri de l'agitation du large. Des fonds envasés ont aussi été reconnus au niveau du port de Saint-Malo.

Sf. Sables fins. Les sables fins sont compris être 63 μ m et 200 μ m. Ils peuvent comporter une fraction vaseuse variable (jusqu'à 15 %), à laquelle s'ajoute de 20 à 30 % de sables moyens. La teneur en calcaire y est de l'ordre de 40 à 55 %. Les sables fins sont présents en certains points du littoral : Nord de la ville de Saint-Malo, embouchure de la Rance et baie du Mont-Saint-Michel. Ils constituent également le sédiment des principaux petits bancs côtiers (Chatry, Corbières) mélangés latéralement à des débris coquilliers et des graviers qui remontent depuis les fonds grossiers par le jeu des courants. Ils composent le lit sableux de faible épaisseur des grands rubans E-W reposant sur la semelle graveleuse et caillouteuse.

Sm. Sables moyens. Les sables moyens sont majoritairement composés par la fraction granulométrique comprise entre 200 μ m et 500 μ m. La teneur en vase est non négligeable (2 à 10 %), et il existe une fraction de sables grossiers. Le taux moyen de calcaire est d'environ 50 %. Ces sables moyens sont très présents au bas des plages de la plupart des petites baies qui entaillent le littoral de part et d'autre de la Pointe du Grouin et aux abords de Saint-Malo. Ils constituent également le sédiment des dunes hydrauliques des Banchets ou des corps sédimentaires plus au large mélangés à une fraction non négligeable de coquilles finement brisées.

Sg. **Sables grossiers**. Les sables grossiers sont compris entre 500 μ m et 2 mm, et sont généralement pauvres en fraction fine. Ils constituent la transition entre les sables moyens de bas de plage et les fonds plus grossiers hétérométriques qui affleurent aux profondeurs plus grandes. Les sables grossiers forment une ceinture de part et d'autre de l'embouchure de la Rance. Ils sont beaucoup moins présents à l'Est du secteur d'étude.

Sm-gCl. Sables moyens à grossiers à graviers. Ce faciès lithobioclastique est constitué d'une fraction dominante de sables grossiers (500 μ m à 2 mm), à laquelle s'ajoute une fraction de graviers supérieure à 25 %. La fraction fine est faible, et la teneur en calcaire demeure importante (60 à 70 %). Les sables moyens à grossiers et graviers sont très présents de part et d'autre de la Pointe du Groin. Deux larges placages existent aussi au Nord de Saint-Malo et au large de Rothéneuf.

GSg. Graviers à sables grossiers. Les graviers à sables grossiers sont dépourvus de cailloutis (taille supérieure à 2 cm). Ce faciès contient environ 30 % de sables grossiers, et est pauvre en fraction fine (moins de 2 %). Les taux de calcaire sont variables, de 40 à 75 %. Les graviers à sables grossiers ne sont présents que sur la moitié ouest de la carte. On les retrouve à la fois le long du domaine côtier (chenal central de l'embouchure de la Rance, secteur de Rothéneuf) et très au large.

GSgCl. Graviers à sables grossiers et cailloutis. Contrairement au faciès précèdent, les cailloutis lithoclastiques (de 2 à 20 cm) sont notablement présent. La présence des cailloutis entraîne une réduction de la teneur moyenne en calcaire (50 %). Ce faciès forme une large ceinture plus ou moins parallèle à la côte sur l'ensemble du littoral étudié. Il est aussi très présent au large, et sous forme de placages restreints à l'embouchure de la Rance.

GCI. Graviers et cailloutis. Les deux fractions granulométriques, graviers et cailloutis, sont présentes à plus de 75 % dans ce faciès. La fraction vaseuse est absente, et la teneur en calcaire dépasse rarement 50 %. La pointe du Grouin constitue la terminaison orientale de ce reg marin qui s'étend sur toute la côte nord bretonne jusqu'au plateau des minquiers (Ruellan et *al.*, 1967). Cette couverture sédimentaire détritique caractérise un "hard ground" sous-marin et traduit une lacune de sédimentation actuelle. Ces éléments sont le plus souvent abondamment encroûtés par divers bryozoaires et hydraires et sont mal triés, soulignant leur faible capacité de déplacement par les courants. La forme des éléments les plus grossiers est soit anguleuse en relation avec le substratum en place sub-affleurant, soit à bords arrondis traduisant un processus de façonnement plus ancien. Un ensemble important de galets roulés a été localisé dans l'ancien chenal principal de la paléovallée qui réunissait pendant les épisodes de bas niveau marin la Séé, Sélune et Couesnon. Exceptionnellement, au pied des écueils d'Herpin et de la Fille, c'est-à-dire sur le chemin emprunté

par les eaux turbides de vidange de la baie de Cancale à marée basse, plusieurs échantillons ont été remontés prisonniers d'une gangue vaseuse (Ehrhold, 1999).

Cl. **Cailloutis et blocs**. Ces fonds très grossiers sont constitués de cailloutis et de blocs de roches de taille décimétrique à métrique. Légèrement au Nord de la dépression qui entaille le plateau rocheux dans le prolongement de la pointe du Grouin, un petit champ de blocs erratiques décrits en plongée par M.-J. Graindor (1958), a été cartographié par imagerie sonar (Ehrhold, 1999). Ces blocs de nature pétrographique variée, interceptant la dynamique des rubans sableux, ne sont par rares sur la nappe à cailloutis et galets du large, se concentrant comme au Sud-Ouest de Chausey, en un champ de plus de 7 km².

m. **Maërl**. Le faciès du maërl constitue une biocœnose coralligène spécifique qui se développe sur des fonds de sables grossiers, de fins graviers et de coquilles brisées. Cette biocénose se compose de denses peuplements d'algues rouges coralligènes libres, ramifiées ou encroûtantes, formant des accumulations avec ou sans présence de matériaux terrigènes (Birkett *et al.*, 1998). Parmi les espèces coralligènes qui ont été identifiées, citons l'espèce la plus abondante : *Phymatolithon calcareum*, ainsi que *Lithothamnion corallioides*, *Lithophyllum incrustans*, *et Lithothamnium lenormandii*.

Les zones de maërl ont été identifiées sous la forme de placages linguiformes répartis sur la partie ouest de la zone d'étude.

Les figures sédimentaires

Traditionnellement, il est convenu de distinguer deux types de figures sédimentaires : les figures transversales qui s'édifient perpendiculairement à la direction dominante des courants, et les figures longitudinales, orientées parallèlement aux courants. Elles ont été identifiées à partir des photographies aériennes pour les très petits fonds et par interprétation des sonogrammes du sonar à balayage latéral plus au large. L'ensemble des polarités relevées sur ces figures indique un transport sédimentaire résiduel en charriage vers l'Est, localement vers le Sud et vers le Nord en baie de Cancale.

Les figures sédimentaires longitudinales

Il s'agit de rubans et de traînées de sables moyens reposant sur une semelle de sédiments grossiers. Ils constituent un chevelu complexe décrit par A. Ehrhold (1999), orienté parallèlement à la côte dans la partie centrale de la carte puis déviant vers l'ESE une fois passé la pointe du Grouin. Ils correspondent à la terminaison orientale des rubans migrant depuis la Manche ouest (Kenyon et Stride, 1970). La largeur moyenne de ces figures est de l'ordre de 35 m. Leur épaisseur est très faible, inférieure à 5 cm. On peut distinguer quelques rares rubans de sables coquilliers plus minces (5 m). Les traînées sableuses se rencontrent dans les secteurs à faible stock de sédiments mobiles, accrochés à l'aval des affleurements de socle ou de blocs erratiques. Enfin quelques rares sillons d'érosion ont été observés par imagerie sur les fonds grossiers envasés au Nord-Est de la pointe du Grouin.

Les figures sédimentaires transversales

Seules les crêtes des grandes dunes hydrauliques ayant une hauteur supérieure à 0,5 m ont été reportées sur la carte. Elles sont soient isolées comme celle dite de la « Renardière » au Nord de la pointe du Grouin ou regroupées comme sur le champ des Banchets à l'Est de la pointe, directement au contact du banc des Corbières (baie de Cancale). Elles présentent le plus souvent un profil asymétrique traduisant localement la prépondérance du courant de flot sur celui de jusant ou inversement. Les amplitudes demeurent modestes avec une moyenne de 4 m. Les bancs de sable sont rares sur la feuille Saint-Malo. Deux petits bancs côtiers festonnés de mégarides, ont été largement reconnus par A. Ehrhold (1999) en baie de Cancale : le banc des Corbières et le banc du Chatry séparés par la grande Rade de Cancale. Ils se sont construits tous les deux en bannière derrière les pointes rocheuses.

Épaisseur et géométrie de la couverture sédimentaire meuble

Dans le golfe normand-breton, la granulométrie importante des sédiments superficiels témoigne de l'intensité des conditions hydrodynamiques qui réduisent la couverture sédimentaire meuble à un vaste plaquage grossier de faible épaisseur au large des côtes. Bien que l'on ne dispose pas de données de sondages ou géophysiques à très haute résolution dans le secteur au large de Saint-Malo, les travaux de J. Bourcart et G. Boillot (1960) dans la partie est de la feuille, montrent que l'épaisseur des sédiments superficiels ne dépasse pas 0,5 à 1 m sur la majorité des fonds a l'exclusion de dépôts potentiels localisés à l'abri de zones rocheuses ou de corps sédimentaires sableux isolés (dunes hydrauliques). Les nombreux forages et sondages à la lance réalisés de la pointe du Grouin à Chausey pour les projets de la SEUM, ont confirmé que les sédiments meubles ne dépassaient pas le plus souvent 0,5 à 1,5 m d'épaisseur. À la côte et dans les fonds de baies, le prisme sédimentaire peut atteindre une puissance d'une quinzaine de mètres d'épaisseur.

Les nombreuses données de la SEUM et les travaux de A. Quesney (1983) confirment qu'il n'y a pas d'incision comblée au sortir de la baie du Mont-Saint-Michel. Seule la dépression allongée au large de la pointe témoigne d'une incision pouvant être liée à l'érosion fluviatile en période de bas niveau marin. Plus au large, elle débouche sur une vaste plate-forme d'abrasion marine intensément façonnée et rabotée par l'action de la mer lors des périodes de remontée du niveau marin.

Les informations nouvelles obtenues par sismique très haute résolution dans la zone infratidale et une partie de la zone intertidale de la baie (Billeaud, 2007) couplées aux informations nouvelles des sondages à terre révèlent une dépression allongée nord-sud le long de la côte ouest de la baie, moins prononcée vers le rivage actuel. Elle semble se prolonger par une gouttière dans la zone côtière d'après les sondages récents à terre. La couverture sédimentaire meuble de la baie correspond aux dépôts post-transgression de haut niveau marin qui se sont déposés sur un substratum fortement aplani ou peu incisé. Ces données nouvelles sont en accord avec une incision relativement modeste de la bordure sud-ouest de la baie (voir discussion plus loin dans chapitre « Le réseau hydrographique : Rance et baie du Mont-Saint-Michel »).

CORRÉLATIONS ENTRE ANOMALIES GÉOPHYSIQUES ET FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Les résultats du projet ARMOR (Programme GéoFrance 3D)

Le projet ARMOR (1995-1997) s'intégrait dans le programme national Géofrance 3D (BRGM-CNRS-INSU). L'objectif était d'imager la croûte cadomienne en trois dimensions à partir de données géologiques et géophysiques et d'outils de modélisations géophysiques et géométriques 3D. Les principaux résultats (réunis en 2001 dans un numéro spécial de la revue *Tectonophysics* : volume 331, pages 1-246) ont notamment été fournis par un profil de sismique réflexion à « écoute longue » de 60 km acquis à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, perpendiculairement aux structures majeures. Ce profil a permis de mettre en évidence dans la croûte supérieure, des réflecteurs peu profonds et fortement pentés au niveau des principaux accidents cadomiens (fig. 12, hors texte et coupe sur la carte).

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

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

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

Anomalie de Bouguer

Dans le cadre du projet GéoFrance Armor, les données gravimétriques à terre et en mer ont été combinés pour obtenir une carte composite de l'anomalie de Bouguer (fig. 13, hors texte) couvrant une large part de la chaîne cadomienne du Massif armoricain (Truffert et al., 2001). À l'échelle régionale, le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies de gravité positives importantes parmi les plus fortes observées en France. Ces anomalies, dont les maximas atteignent 30 à 35 mgal, soulignent les forts contrastes de densité existant de part et d'autre de la baie de Saint-Brieuc, entre, au Nord, les roches cadomiennes à dominante basique, et au Sud, les terrains sédimentaires et migmatitiques cadomiens et les granitoïdes paléozoïques. La carte de l'anomalie de Bouger jointe (fig. 13, hors texte) montre bien ces deux zones principales clairement distinctes. La limite entre les deux zones correspond à peu près à la limite entre d'une part les unités à dominante basique de Saint-Brieuc et d'Yffiniac et d'autre part les unités de Saint-Malo et de Guingamp, principalement métasédimentaires et intrudées de granitoïdes. Cette concordance des limites géologique et gravimétrique met bien en évidence le contraste de densité et de lithologie entre ces unités.

Dans la région de Saint-Malo, il n'apparaît pas de corrélation nette au sein des unités entre le levé géologique et la carte gravimétrique. Par ailleurs, aucune discontinuité significative n'apparaît au niveau de l'accident de Plouer-Cancale limitant l'unité de Saint-Malo et l'unité de Fougères (Truffert *et al.*, 2001).

GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE

Anomalie du champ total réduit au pôle

Le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies linéaires, d'amplitude moyenne comparée à celle de l'anomalie du bassin de Paris ou de la Manche mais qui sont néanmoins les plus fortes du Massif armoricain (Le Mouël, 1969). Des anomalies d'amplitude comparable sont observées au centre du Cotentin (prolongation du domaine cadomien) ou en baie d'Audierne. Une compilation de données aéromagnétiques plus détaillées sur la Chaîne cadomienne a été effectuée récemment dans le cadre du projet ARMOR (Programme Géofrance 3D). Ces données sont issues de deux levés de basse altitude effectués respectivement pour la SNEAP en 1975 (altitude de 120 m) et pour l'INSU/CNRS en 1992 (350 m). Les procédures de compilation et de traitement de ces levés sont présentées et discutées par A. Galdéano *et al.* (2001). Une carte issue de ce travail de compilation et centrée sur la feuille Saint-Brieuc est présentée avec cette notice (fig. 14 et 15 hors texte). À l'échelle de la Chaîne cadomienne de Bretagne nord, les contours des anomalies magnétiques ainsi que des mesures de susceptibilité magnétique sur échantillons montrent une relative bonne corrélation avec le contour des unités géologiques.

L'unité du Trégor est marquée par une forte anomalie est-ouest correspondant au batholithe Nord-Trégorrois.

Dans l'Unité de Saint Brieuc, les fortes anomalies d'orientation NW-SE correspondent aux métavolcanites acides de la Formation de Lanvollon et à la diorite de Saint-Quay – Portrieux (Cauvin-Cayet *et al.*, 2001). À l'Est de la baie, de Saint-Brieuc à Erquy, les anomalies ne coincident pas exactement avec les formations géologiques (Tonalite de Fort-la-Latte) suggérant que ces anomalies sont profondes (Galdéano *et al.*, 2001).

À l'Est d'Erquy, l'analyse des anomalies apparaît plus complexe. Cette zone est perturbée par un réseau de dykes doléritiques paléozoïques bien caractérisé à terre. La direction de ces dykes soulignée par les anomalies varient de NNW-SSW en mer à NS dans la région de Saint-Malo et la baie du Mont-Saint-Michel (Galdéano *et al.*, 2001; Aïfa et Lefort, 2001). Ces variations en direction sont brusques et correspondent à des accidents connus à terre, en particulier celui de Belle-Isle-en-Terre – la Fresnaye marquant la limite entre l'unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre et l'unité de Saint-Malo et correspondant au « Main Cadomian Thrust » (Brun et Balé, 1990). Ces perturbations du champ filonien paléozïque révèlent une histoire complexe avec probablement une oblitération des anomalies protérozoïques préexistantes, un contrôle de ces champs par les failles préexistantes et un rejeu de ces failles au cours de l'histoire varisque (Galdéano *et al.*, 2001; Aïfa et Lefort, 2001; Brun *et al.*, 2001).

Dans la région cartographiée (carte de Saint-Malo et de Dinan et du Mont-Saint-Michel), plusieurs points sont à signaler :

- à terre, dans la région de Saint-Malo, le champ filonien oblitère toute signature magnétique pré-existante.

– une anomalie d'orientation E-W (ou NE-SW ?) marque la limite Sud du granite de Dinan. Cette limite semble correspondre à la limite entre l'Unité de Saint-Malo et l'unité de Fougères (Le Goff *et al.*, lever en cours). Elle s'interrompt brutalement non pas au niveau de l'accident ductile de Plouer-Cancale mais de la faille semi-ductile d'orientation N20°E. Cette anomalie pourrait alors trouver sa continuité à travers le golfe normand-breton selon une direction N45°E jusqu'à la côte normande (région de Bréhal). Cette hypothèse à confirmer, permettrait de délimiter le Domaine Mancellien de part et d'autre la baie du Mont-Saint-Michel.

Sismique réflexion – A. Bitri

Le profil sismique réflexion écoute longue, acquis en juin-juillet 1995 dans le cadre du projet Armor, est composé de deux segments d'un total de 60 km (fig. 12, hors texte et coupe sur la carte) dans le prolongement du profil de sismique marine Swat10, déporté de quelques kilomètres à l'Ouest.

La continuité relative des structures dans cette région a permis de juxtaposer les pointés automatiques migrés des sections Armor (AR1 et AR2) et de la partie sud du profil Swat10. La répartition de la réflectivité le long de cette coupe composite a conduit à distinguer deux ensembles principaux : la croûte supérieure (de 0 et 5 sec.)* et la croûte inférieure litée (de 5 à 10.4 sec.). La croûte supérieure, dans l'ensemble peu réflective sur les sections sommées AR1 et AR2 contrairement au profil Swat10, est marquée ponctuellement par des réflecteurs pentés observés sur la section sommée et d'autres issus de la modélisation des réflexions sur tirs unitaires. Les premiers tirs unitaires, au Nord du profil, présentent une réflexion énergique autour de 1 sec. La modélisation par tracé de rais de cette réflexion met en évidence un réflecteur penté de 48° vers le Sud (1; fig. 16, hors texte). La localisation de ce réflecteur coïncide avec la faille de Port Morvan, mise en évidence par le levé magnétique du golfe de Saint-Malo. Le prolongement du tracé de cette faille vers le Sud-Ouest se raccorde à une zone mylonitique majeure, connue à terre au Sud de la baie de Saint-Brieuc. Cette faille met en contact l'Unité de Saint-Brieuc (formation de Lanvollon) et l'Unité d'Yffiniac - Belle-Isle-en-Terre (métagabbros d'Yffiniac ; fig. 12, hors texte). Ces deux formations, de natures très différentes, peuvent être à l'origine d'un contraste d'impédance suffisant pour engendrer une telle réflexion.

À 10 km au Sud-Est, une réflexion observée sur les tirs unitaires, correspondrait à un réflecteur penté d'environ 60° vers le Nord. Son prolongement aboutit en surface au niveau du contact cadomien majeur (2 ; fig. 17). Cet accident met en contact les formations volcaniques et plutoniques des unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre et les formations sédimentaires (Formation de Lamballe), métamorphisées à des degrés divers (Formations des gneiss de la Richardais et des migmatites de Saint-Malo) appartenant à l'unité de Saint-Malo (fig. 17). Il est souligné par des anomalies magnétiques et gravimétriques de forte amplitude, parallèles à la structuration régionale. En tenant compte de sa géométrie, la faille de Port Morvan peut être interprétée comme étant une faille conjuguée de cet accident majeur.

D'autres arrivées réflectives, identifiées sur des tirs unitaires du profil AR2, sont corrélées à un hozizon réflecteur de pendage de 50° vers le Nord (3 ; fig. 16, hors texte). Sa position est confondue en surface avec la trace de la faille de Cancale-Plouer, limite entre l'Unité de Saint-Malo et la terminaison occidentale du domaine mancellien (Unité de Fougères).

^{*} sec. : profondeur en secondes temps doubles des événements enregistrés en sismique réflexion.



de la Roche-Derrien ; 5 : Formation de Binic

Au centre, sur les deux segments du profil Armor, un ensemble de réflecteurs à faible pendage nord est observé entre 3 et 4 sec. au niveau d'un granite varisque (fig. 17). Dans le prolongement vers le Sud de cet ensemble, on observe entre 1,5 et 3 sec., des réflecteurs plus pentés à l'aplomb du décrochement nord-armoricain (4 ; fig. 16, hors texte). Dans l'hypothèse d'une continuité entre ces deux ensembles, la présence d'une structure chevauchante de direction E-W, jusqu'alors insoupçonnée à cet endroit, peut être envisagée.

À l'extrémité sud du profil, dans le domaine centre-armoricain, deux ensembles de réflecteurs énergiques de vergence opposée se rejoignent vers 4 sec. au toit de la croûte moyenne (5 ; fig. 16, hors texte). Les observations de surface disponibles ne nous permettent de raccorder ces réflecteurs à aucune structure géologique connue.

La zone de réflectivité importante comprise entre 5 et 10,4 sec., définie ici comme la croûte inférieure litée, est caractérisée par de nombreux réflecteurs horizontaux à peu pentés, qui s'organisent en deux ensembles. Cette réflectivité importante en deux ensembles s'observe également sur le profil Swat10. La base de la croûte inférieure litée (10.4 sec.) semble correspondre au Moho.

Au Nord du contact cadomien majeur, la section sommée montre une croûte moyenne et inférieure, caractérisée par une faible réflectivité. La complexité tectonique de la croûte supérieure, matérialisée par le système de failles, peut expliquer ce changement.

Conclusions. La section sismique obtenue au travers du socle nordarmoricain présente des caractéristiques générales comparables aux sections acquises dans d'autres domaines de socle en Europe.

La croûte inférieure réflective, relativement « épaisse », du profil Armor montre une bonne continuité avec la partie sud du profil SWAT 10 (fig. 12, hors texte et coupe sur la carte et fig. 16, hors texte). Sur la coupe crustale complète du bloc cadomien nord-armoricain, la réflectivité de la croûte protérozoïque est plus importante que celle de la croûte du domaine varisque situé au Nord de l'anomalie de la Manche. Le prolongement vers le Sud, sous le domaine centre-armoricain, de cette « croûte réflective » épaisse suggère que ces deux ensembles ont eu une évolution tectonique comparable.

La croûte supérieure est dans l'ensemble transparente et l'on n'y observe que quelques réflecteurs pentés dont le pendage décroît avec la profondeur. Ces réflecteurs sont pour certains corrélables avec des accidents connus en surface auxquels sont associés une foliation à fort pendage. La cartographie géologique et les données cinématiques obtenues par l'analyse de la déformation ductile en surface permettent d'interpréter ces accidents fortement pentés comme des décrochevauchements.

L'interprétation d'ensemble donne (fig. 16, hors texte), au niveau de la croûte supérieure, une image cohérente de prisme chevauchant à vergence sud-est. La semelle de ce système décrochevauchant pourrait être le toit de la croûte inférieure réflective.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

NÉOPROTÉROZOÏQUE (BRIOVÉRIEN) – BASE DU PALÉOZOÏQUE : UNITÉS CADOMIENNES

Unité de Saint-Malo et métasédiments briovériens

Les métasédiments briovériens – lithostratigraphie et milieu de dépôt

Extension géographique. En Bretagne, les sédiments du Protérozoïque se sont accumulés dans différents bassins disloqués par les failles au cours de l'orogénèse cadomienne et réactivées au cours de l'orogenèse hercynienne (fig. 17).

Les études menées depuis une trentaine d'année (Chantraine *et al.*, 2001 pour revue) ont permi d'établir le schéma géodynamique de la Chaîne cadomienne avec, au Nord, un domaine orogénique (arc magmatique, bassins intra et arrière-arc) et au Sud un domaine continental. Dans ce schéma, les formations sédimentaires détritiques du domaine orogénique dérivent du démantèlement de l'arc volcanique et du socle continental (Denis, 1988; Dabard, 1997). La plupart de ces formations sédimentaires ont été interprétées comme des turbidites (Denis, 1988). Dans le domaine sud, les sédiments se sont déposés dans un environnement tectonique passif, la contribution d'éléments détritiques de matériel volcanique diminuant progressivement vers le Sud (Denis, 1988; Dabard, 1997).

Entre ces deux domaines, s'étendait depuis la Normandie jusqu'à la Bretagne, un vaste bassin où se sont déposés les sédiments (wackes et siltites) à phtanites et basaltes interstratifiés et représentés par les formations de Callac, de Lamballe, de la Lande des Vardes.

Lithostratigraphie. En l'absence de marqueurs géochronologiques précis, la succession sédimentaire du Protérozoïque était scindée en deux ensembles basés sur l'existence de cherts carbonatés ou « phtanites », interstatifiés dans la pile sédimentaire (Verdier, 1968 ; Jeannette, 1972 ; Cogné, 1972 ; Le Corre, 1977 ; Cogné et Wright, 1980) :

- le Briovérien inférieur comprenait essentiellement des formations sédimentaires) avec des intercalations de phtanites ainsi que des volcanites acides et basiques (formation de Lanvollon et de Montsurvent). Certains auteurs y associent également des formations dépourvus de phtanites ou à phtanites remaniés. Ce sont les formations de Cesson et de Binic (Rabu *et al.*, 1988), de la Roche Derrien (Denis, 1988) et des gneiss de la Richardais (Darlet *et al.*, 1990);

- le Briovérien supérieur comprenait des sédiments à phtanites remaniés (Domaines de Bretagne centrale, du Maine et de Normandie : Cogné, 1972 ; Le Corre, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1983 ; et la Formation du Minard (Denis, 1988) (fig. 17).

Selon cette lithostratigraphie, la Formation de Lamballe dont sont issues les migmatites de Saint-Malo et la Formation des métasédiments briovériens que l'on rapporte à l'Unité de Fougères correspondraient respectivement au Briovérien inférieur et supérieur.

Cependant, les travaux géochimiques de ces « phtanites » ont montré qu'elles avaient pour origine la migration d'eau froide et d'eau salée au cours des variations du niveau marin et étaient liées à des processus diagénétiques. De ce fait, elles ne peuvent servir de marqueur pour établir des corrélations stratigraphiques (Dabard, 1997). Cette conclusion est par ailleurs renforcée par la découverte de « phtanites » remaniés au sein de formation à phtanites interstratifiées.

Âge des dépôts briovériens. L'âge des dépots briovériens est calé de manière indirecte. Dans les différents domaines, l'âge limite supérieur est contraint par des intrusions plutoniques ou des évènements tectonométamorphiques datés. Dans le domaine orogénique et plus exactement dans l'unité de Saint-Brieuc, les sédiments briovériens (Formation de Binic), se déposent antérieurement à 575-580 Ma (âge des plutons gabbro-dioritiques qui génèrent dans les métasédiments un métamorphisme de contact). La sédimentation débuterait lors de la formation du bassin aux alentours de 590-600 Ma (Chantraine et al., 2001). Dans le domaine continental (Unité de Fougères) des plutons granodioritiques datés à 542 Ma (Pastels et Doré, 1982) définissent de même une limite supérieure pour l'âge des dépôts des sédiments à « phtanites remaniés ». Enfin, dans le Domaine intermédiaire, concernant la carte de Saint-Malo (Unité de Saint-Malo, Formation de Lamballe), les métasédiments briovériens dont dérivent les migmatites sont affectés par un métamorphisme de contact de leucogranites tels que le granite de Cancale daté à 555 Ma. En revanche, dans ces deux domaines intermédiaire et méridional, la limite inférieure de l'âge des dépôts est peu contrainte.

Milieu de dépôt. La Formation de Lamballe, dont sont issues les migmatites de Saint-Malo, a été dans un premier temps considérée s'être

déposée entre 620 et 600 Ma dans un environnement de domaine continental intraplaque, de part le caractère mature des sédiments détritiques (Rabu *et al.*, 1983a et b ; Chantraine *et al.*, 1988). Cependant, P.-A. Darlet *et al.* (1990) ont montré que dans la vallée de la Rance, les caractéres pétrographiques et géochimiques de ces sédiments étaient compatibles avec ceux connus dans le domaine orogénique plus au Nord. L'interprétation du milieu de dépôt de ces sédiments varie. Selon L. Dupret *et al.* (1990), l'environnement de sédimentation profond est compatible avec celui des dépôts turbiditiques. Un contexte de prisme d'accrétion a également été proposé pour interpréter le milieu de dépôt de la Formation de Lamballe (Graviou, 1992). Les sédiments se sont mis en place dans un environnement peu profond de haute énergie soumis à l'action des vagues de tempête. L'aire de dépôt envisagée se situe sur la plate-forme continentale au niveau de l'offshore éventuellement associé à un contexte deltaïque.

Unité de Saint Malo – Protolithe et genèse des migmatites

Historique des travaux. Depuis la première représentation cartographique du massif de Saint-Malo par C. Barrois (1893) (fig. 3 et 4, hors texte, fig. 5), 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 C. Barrois (1899), les migmatites de Saint-Malo appelée à l'époque « granulites feuilletées » formaient une ride anticlinale de direction N55 « enveloppée de micaschistes et de gneiss granulitiques ». Dans la conception de l'époque, les migmatites 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 compléter par ceux de Jeannette (1972).

Durant la décennie 1970, des travaux pétrographiques et géochimiques d'une part (Martin, 1977 ; 1980 ; Brown, 1979 ; Weber *et al.*, 1985 ; Brown et Solar, 1998 ; Sawyer, 1998 ; Milord *et al.*, 2001) et structuraux (Brun, 1975, 1992 ; Brun et Martin, 1978) précisèrent le contexte structural, métamorphique et géochimique et les conditions de mise en place des migmatites. Tous ces travaux récents 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 est étayée par (1) la cartographie des faciès lithologiques (observations microscopiques), (2) l'étude des assemblages minéralogiques (observations microscopiques) et (3) les modélisations géochimiques.

Zonéographie et gradient métamorphique de l'Unité de Saint-Malo

Les migmatites sont des roches subissant un métamorphisme de haute température qui induit la fusion des roches. Pour des roches métasédimentaires, à température croissante, on observera successivement micaschistes et gneiss, migmatites de type métatexites comportant de nombreuses enclaves de roches non fondues, des migmatites de type diatexites puis enfin lorsque la fusion est totale, des granites dits d'anatexie apparaîssent. Selon la composition initiale de la roche, le taux de fusion varie. Ainsi, métatexites, diatexites et granites peuvent se cotoyer à l'échelle de l'affleurement ce qui rend délicat la cartographie de ces faciès en particulier à l'intérieur des terres. Cette variabilité est bien illustrée à Saint Briac au lieu-dit la dame Jouanne (fig. 9) (Martin, 1977) ou bien encore à l'isle Besnard.

Les migmatites et granites d'anatexie. Nos propres observations au cours du lever cartographique corroborent et précisent celles de M. Brown (1979) : les migmatites de type diatexite sont localisées essentiellement dans la région de Saint-Briac, de Saint-Malo et de Rothéneuf (fig. 7, hors texte). En revanche, contrairement à la cartographie de M. Brown et G.S. Solar (1998), les granites d'anatexie hormis le granite syntectonique de Cancale, forment des corps les plus étendus dans la région de Saint-Briac. Les métatexites s'observent dans la région de Dinard et de Saint-Lunaire et le long de la Rance en aval du barrage.

Les gneiss fins. Sur la carte de Saint-Malo, les gneiss fins bordent la limite méridionale des migmatites au Sud du barrage de la Rance mais on les observe également sur la côte entre la Pointe de la Meinga et la Pointe de la Moulière où ils constituent des synformes.

Les micaschistes. Bien représentés le long de la vallée de la Rance, sur la carte de Dinan (fig. 7, hors texte), les micaschistes de l'Unité de Saint-Malo, n'affleurent pas sur la carte de Saint-Malo. En revanche, des micaschistes sont connus à l'Est sur la côte dans la région de Cancale mais ils appartiennent à l'Unité de Fougères.

Bien que schématique, la cartographie realisée (fig. 8, hors texte) montre que du Sud au Nord, il y a bien une progression depuis des micaschistes et gneiss jusqu'aux migmatites. Même s'il existe des différences d'interprétation de faciès lithologiques en termes de nomenclature toutes les représentations cartographiques basées sur des observations macroscopiques mettent en évidence un gradient métamorphique croissant du Sud vers le Nord. Ce gradient est globalement perpendiculaire aux structures d'orientation N55-60, même si des déformations ultérieures le perturbent.

Succession paragenétique et gradient métamorphique

Au cours de lever cartographique, des échantillons de migmatites, de gneiss et de micaschistes ont été prélevés dans les différentes formations afin d'étudier les conditions métamorphiques. Les échantillons et les paragenèses sont reportés sur la figure 8, hors texte.

Migmatites et gneiss (carte de Saint-Malo). Dans les migmatites de Saint-Malo et les gneiss de la Richardais, la paragenèse la plus commune comprend quartz + microcline + plagioclase + biotite + sillimanite. La cordiérite existe mais elle est peu fréquente. Cette paragenèse est synchrone de la foliation. En revanche, ni grenat, ni staurotide, ni disthène n'ont été observés. La muscovite est quasiment toujours présente mais se développe tardivement et est le plus souvent sécante sur la foliation. À l'exception de la fusion partielle beaucoup plus développée dans les migmatites, les gneiss et migmatites présentent une paragenèse semblable sur la carte de Saint-Malo et ne permettent pas de souligner le gradient métamorphique. En revanche les travaux menés plus au Sud, le long de la vallée de la Rance mettent en évidence les variations minéralogiques.

Gneiss et micaschistes (carte de Dinan). À l'échelle microscopique, l'étude pétrographique corrobore l'existence d'un gradient métamorphiques (Martin, 1977; Weber et al., 1985). Trois zones sont distinguées. La zone la plus méridionale correspond à des micaschistes à muscovite, biotite et chlorite avec de nombreuses veines de quartz. Cette zone peut être observée jusqu'à la pointe de Garel (fig. 18, hors texte). La zone intermédaire correspond à des gneiss fins dans lesquels on observe progressivement l'apparition de la cordiérite coïncidant approximativement avec la disparition de la chlorite, puis la disparition de la muscovite primaire, conduisant à des assemblages à biotite + cordiérite + microcline, biotite + sillimanite + microcline et biotite + cordiérite + sillimanite. La zone la plus septentrionale voit apparaître la fusion partielle (Brown, 1979; Martin, 1977 ; Weber et al., 1985). Des granites d'anatexie se développent. Cette succession paragenétique témoigne de l'évolution depuis le faciès des schistes verts jusqu'au domaine de la fusion partielle et implique un fort gradient géothermique. Cependant dans les migmatites, en raison de leur composition chimique non favorable, certains niveaux n'ont pas fondu : ce sont des gneiss gris fins que l'on observe en enclave dans les migmatites.

Des transformations ultérieures se caractérisent par la cristallisation de muscovite qui blinde fréquemment la sillimanite (Martin, 1977), le remplacement de la cordiérite par la muscovite et les ré-équilibrations subsolidus marquée par le remplacement du feldspath potassique par le plagioclase ou les myrmékites, et la croissance de muscovite. Ces ré-équilibrations omni-présentes dans l'Unité de Saint-Malo ont été confortées par des travaux récents qui ont montré l'importance de la ré-équilibration chimique pendant le refroidissement (Fourcade *et al.*, 1992).

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 biotite + 6 sillimanite + 9 quartz = > 3 cordiérite + $2H_2O$ + $2(KAlSi_3O_8)$ dans le liquide.

Il conclue 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 E.W. Sawyer (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'excèderait pas 40 % en volume se produirait de manière isochimique (système fermé).

La coupure de la feuille de Saint-Malo se situant plus au Nord de Cancaval, il n'a pas été possible de confirmer la succession des isogrades observés. L'allure des isogrades devra être précisée au cours du lever de la carte de Dinan située au Sud.

Les contacts. Sur la carte de Saint-Malo, les contacts entre migmatites, gneiss et micaschistes sont visibles au niveau du barrage de la Rance et sur la côte entre Rothéneuf et l'Anse du Verger (contacts migmatites et gneiss fins) et dans le secteur de Cancale (contact granites/migmatites et micaschistes). Entre migmatites et gneiss fins, il n'existe pas de limite lithologique franche. Progressivement, on passe de zones où les migmatites prédominent à des zones où les migmatites forment des passées métriques au sein des gneiss fins. Par ailleurs, à proximité du barrage, si les facies migmatitiques et gneissiques semblent plus déformés, aucun élément structural ne permet de mettre en évidence un contact tectonique. En revanche, dans la région de Cancale, le contact entre les micaschistes briovériens (unité de Fougères) et les migmatites se caractérisent par fort gradient de la déformation et du métamorphisme et par l'intrusion d'un granite syntectonique qui développe dans les micaschistes métamorphisme de contact. Ce contact caractérisé par un réseau de failles ductiles de direction N10 à N40, décrochantes senestres à composante chevauchante est ultérieurement reprise pro parte par des failles cassantes qui développent une cataclase dans les migmatites et les micaschistes.

Unité de Fougères - métasédiments briovériens

Les métasédiments briovériens contiennent une paragenèse synschisteuse à quartz + plagioclase + biotite + séricite. À proximité de l'intrusion du granite de contact, les roches acquièrent une granulométrie plus développée : la cristallinité des micas blancs s'accroît et les séricites se transforment en muscovite. Plagioclase et quartz recristallisent. Au contact même, comme à Port-Briac, un métamorphisme de contact développe des tâches de cordiérite ultérieurement altérée en séricite.

PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN

Les filons doléritiques

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

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'évolution tectono-métamorphique englobe toutes les modifications de structures et de minéralogie des roches associées à la déformation et au métamorphisme au cours d'évènements orogéniques. Dans le Massif armoricain, deux évènements majeurs sont reconnus : un événement néoprotérozoïque cadomien localisé en Bretagne Nord et Basse Normandie et un épisode paléozoïque varisque connu surtout dans le Pays du Léon, en Bretagne centrale et méridionale.

L'essentiel de l'histoire tectono-métamorphique de la feuille Saint-Malo s'inscrit dans l'histoire cadomienne. Les terrains néoprotérozoïques affectés par l'orogenèse cadomienne sont recoupés par des filons doléritiques paléozoïques non déformés. La tectonique varisque se manifeste peu sur le territoire de la feuille Saint-Malo située à l'écart du Cisaillement nord-armoricain.

Évolution tectono-métamorphique cadomienne

Les structures cadomiennes

Historique des travaux. J. Cogné (1951) fut le premier qui reconnut l'existence d'un gradient métamorphique (c'est-à-dire l'augmentation des conditions de pression et de température de cristallisation des roches) croissant du Sud au Nord dans l'Unité de Saint-Malo. Depuis lors, plusieurs études détaillées, ont été menées afin de comprendre la structuration de cette unité (Jeannette, 1972 ; Brun, 1975, 1992 ; Brown, 1978, 1979 ; Brun et Martin, 1978a et b ; Brun et Martin, 1979 ; 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 différent 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 qui ont eu lieu 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 (fig. 20, hors texte). La phase III correspond à des cisaillements observés le long des plans axiaux II, en particulier dans la région de Cancale et de Langrolay.

J.-P. Brun (1975, 1992) 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 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



Fig. 19 - Représentation en trois dimensions du massif de Saint-Malo d'après (19a) D. Jeannette (1971) et (19b) J.-P. Brun et H. Martin (1978). 19a - 1 : granite hercynien ; 2 : gabbro ; 3 : schistes séricito-chloriteux ; 4 : micaschistes à biotite et muscovite ; 5 : gneiss albitique ; 6 : gneiss plagioclasique ; 7 : gneiss à microcline ; 8 : gneiss à cordiérite et sillimanite ; 9 : gneiss migmatitique. 19b - 1 : anticlinaux ; 2 : synclinaux ; 3 : trace de foliation

bordent les migmatites. Ils interprètent ces différentes structures en une déformation progressive associée à la mise en place d'un dôme migmatitique (fig. 19b).

L'interprétation de M. Brown (1978) est tout autre et se base sur la distinction de deux unités tectonostratigraphiques : la première comprenant des métasédiments et migmatites est attribué au Pentévrien (aux alentours de 1 000 Ma) et subit quatre phases de déformation et deux épisodes de migmatisation ; la seconde correspond aux sédiments briovériens qui subissent trois épisodes de déformation. Cette interprétation est fondée sur deux arguments : entre les migmatites et gneiss attribués au pentévrien et les micaschistes briovériens existe une saute métamorphique et (2) les zones de cisaillement déformant les micaschistes briovériens reprennent et rétromorphosent l'ensemble migmatitique.

Cette interprétation contestée par J.-P. Brun et H. Martin (1978) a partiellement été rendue obsolète par des datations à 540 Ma (Peucat, 1986) de granites associés aux migmatites. En revanche, l'importance des cisaillements soulignée par D. Jeannette (1972) 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 Minihic et Plouer) correspondant à des chevauchements à vergence sud-est, séparés par des synformes (la Richardais et Saint-Suliac).

Champs de déformation. Ce travail est issu d'une synthèse des données acquises au cours de ce lever et également de travaux inédits d'Y. Siméon menés en collaboration avec l'Université de Rennes 1 (Géosciences, Rennes).

Les foliations. Comme l'ont souligné les précédents travaux, plusieurs épisodes de déformation sont observés sur la carte de Saint-Malo. Une première déformation se caractérise par des plis isoclinaux intrafoliaux (Jeannette, 1972 ; Brun, 1975, 1992). Ces plis d'échelle décimétrique observés dans les migmatites sont d'orientation très variable. La déformation D2 est responsable de la structuration générale du massif (Jeannette, 1972 ; Brun, 1992). Les foliations sont bien caractérisées dans les métatexites, les gneiss migmatitiques, les gneiss de la Richardais, les micaschistes briovériens et les granites type Cancale. En revanche, dans les zones où prédominent les diatexites, et dans les jus pegmatitiques, elles sont moins visibles. Sur la coupure de Saint-Malo, où prédominent migmatites et gneiss migmatitiques, la foliation est soulignée par l'alternance des niveaux biotitiques sombres (mélanosomes) et niveaux quartzofeldspathiques clairs (leucosomes). Cette foliation correspond à la déformation D2 des anciens auteurs (Jeannette,



Fig. 21 - Stéréogramme des linéations minérales et d'étirement (projection hémisphère inférieur). Contours d'isodensité



Fig. 22 - Diagrammes triangulaires montrant les variations régionales des directions principales de la déformation de Saint-Cast à Cancale (Brun et Gapais, 1996, inédit)

1972 ; Brun, 1975, 1992). À l'échelle métrique à décamétrique, la foliation (F2) est homogène en direction dans les métatexites et les gneiss migmatitiques mais est beaucoup plus hétérogène dans les diatexites. Comme le décrivaient les travaux antérieurs, le report sur carte des foliations F2 (fig. 21) met en évidence une succession de synformes et d'antiformes dont les principaux sont centrés sur Lancieux - Dinard (antiforme) et la Richardais le Verger (synforme) 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-Est montrant un déversement des structures vers le Sud à l'Ouest de la Rance et vers le Sud-Ouest à l'Est de la Rance. À l'Ouest, les maximas observés sont aux alentours de N90 et de N170 à l'Est (fig. 21). À l'échelle de la carte, l'allure générale des foliations est conforme à celui d'un dôme comme le proposait J.-P. Brun (1975) et J.-P. Brun et H. Martin (1978) dont le cœur se situe à l'Ouest de la vallée de la Rance. Cependant, dans certains secteurs (exemple Pointes de la Varde et de la Meinga), l'allure des trajectoires de foliation se complexifie. En de rares points (Isle Besnard), une foliation ou schistosité S3 dans des conditions métamorphiques moindres avec la cristallisation de chlorite, est observée : elle est de direction N10-25 et plonge d'une soixantaine de degré vers l'Est. 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 NS. Dans la région de Rothéneuf jusqu'à la pointe de la Meinga, les trajectoires de foliation F2 mettent en évidence des interférences de plis P2 et P3 d'échelle plurikilométrique et des directions moyennes d'axe de plis N-S à N10 correspondant à la déformation D3 observé ponctuellement à l'Isle Besnard.

Les linéations. Les linéations d'étirement L2 sont généralement bien marquées dans les migmatites, les gneiss et les granites syncinématiques. En revanche, elles n'ont pas été observées dans les schistes briovériens. Elles sont généralement soulignées par l'alignement des biotites et plus rarement par la sillimanite et par l'étirement des feldspaths. Elles ont reportées sur le schéma structural (fig. 21) et les stéréogrammes (fig. 22). Sur la carte de Saint-Malo, on note une dispersion en direction depuis N-S jusqu'à E-W sans qu'il soit possible de distinguer plusieurs générations de microstructures. Cette dispersion est bien illustrée le long de la vallée de la Rance perpendiculaire au structures, depuis Saint-Malo jusqu'à la Richardais. Néanmoins, l'analyse des stéréogrammes par secteur permet de distinguer trois directions privilégiées N10, N30-40 et N60-70. La direction N10 avec un pendage de 30 à 50° vers le Nord est surtout observée depuis Lancieux jusqu'à Saint-Enogat et dans le secteur Pointe du Grouin - Cancale mais on l'observe également en tout point de la côte jusqu'à Cancale. La direction N30-40 est ubiquiste à l'exception du secteur de Saint-Malo - Pointe de la Meïnga. Enfin la direction N60-70 est observée depuis Saint-Enogat jusqu'à l'Anse du Verger.

Les critères de cisaillement. Les critères de cisaillement sont déduits des bandes de cisaillement C' dans les migmatites et les bandes de cisaillement C dans les granites syncinématiques et la dissymétrie dans les ombres de pression des feldspaths. Dans la région de Cancale (depuis Port-Briac jusqu'à la Pointe du Grouin), les granites présentent de très belles bandes de cisaillement senestres avec une composante en chevauchement vers le Sud-Ouest. Dans les migmatites et les gneiss fins, les critères ne sont pas toujours univoques. Des critères en faille normale vers le Nord dans les secteurs de Lancieux et de la Pointe de la Garde Guérin ainsi que dans la région de Saint-Servan. Les critères en faille inverse vers le Sud sont moins fréquents (secteur de la Pointe de la Varde). La plupart du temps, des bandes de cisaillement conjuguées dans des migmatites fortement aplaties ne permettent pas de déduire un sens de cisaillement prépondérant.

Gradient de déformation. À l'exception des filons pegmatitiques et des passées de granite d'anatexie peu, voire non déformés, l'ensemble des migmatites et des gneiss associés sont bien déformés. En l'absence de marqueurs dans ces formations, il est difficile de caractériser l'intensité de la déformation. Néanmoins, les macrotextures observées à l'échelle de l'affleurement en particulier celles concernant l'alternance de leucosomes et de mélanosomes dans les métatexites. À l'échelle de la carte, on a pu ainsi délimiter des secteurs où les migmatites sont gneissifiées ou mylonitisées. Ces zones correspondent approximativement aux limites migmatites et gneiss fins de la Richardais. Une autre zone intensément déformée est l'extrêmité orientale de la carte depuis la Pointe du Grouin jusqu'à Cancale. Depuis P. Balé et J.-P. Brun (1983, 1989), ce secteur est considéré être une zone cisaillante senestre de direction NE-SW. Plus exactement, cette zone mylonitique le long de laquelle se met en place le granite de Cancale lui-même mylonitisé, présente des zones de cisaillements NS à N40 anastomosés (fig. 3, hors texte). Sur le terrain, il n'a pas été possible de distinguer chronologiquement ces deux familles de zones de cisaillement. En revanche, à l'échelle plus régionale (carte de Dinan), les trajectoires de foliation semblent montrer que les cisaillements NE-SW sont précoces et repris puis oblitérés par des cisaillements NS à N20. Cette direction structurale correspond par ailleurs aux plis observés plus à l'Est (vallée de la Rance et Pointe de la Méinga).

Principaux éléments structuraux et tectonique du susbtratum submergé. Les données structurales directes concernent exclusivement les mesures réalisées en plongées lors des études de la SEUM au large de la Pointe du Grouin. De nombreuses mesures de pendages de couches ou de foliation selon la nature des terrains ainsi que de fractures ou diaclases ont été réalisées. Les directions NE-SW (N60°) (fig. 20, hors texte) ont surtout été observées dans les gneiss et micaschistes. Elles correspondent à une foliation. En effet les nombreuses observations réalisées au large de la pointe du Grouin montrent des foliations orientées en grande majorité N50-60°E et à pendage fort à sub-vertical. La continuité de ces directions structurales avec celles observées à terre suggère qu'elles correspondent à des directions cadomiennes

Prolongement de l'accident de Saint-Cast ver l'ENE. Le prolongement vers le large des formations observées et des contacts anormaux à la pointe de Saint-Cast n'a été établi jusqu'alors que sur des documents à petite échelle et était orienté NE-SW. Cependant à la pointe de Saint-Cast, les contacts anormaux entre les gneiss et les micaschistes et schistes de la formation de Lamballe sont orientés N60°E selon une direction clairement distincte de celle de l'accident de la baie de la Fresnaye. Le prolongement de l'accident de Saint-Cast vers l'Est se situe le long du contact cartographique entre les micaschistes et les gneiss et migmatites de Saint-Malo. On peut émettre l'hypothèse d'un prolongement vers l'Est-Nord-Est, et non vers le Nord-Est, de l'accident de Saint-Cast qui expliquerait notamment la linéarité du contact avec les micaschistes. Bien que les anomalies magnétiques du secteur soient très largement dominées par celles du champ filonien doléritique post-hercynien, des discontinuités observées au sein de l'anomalie liée à ces intrusions peuvent correspondre avec un tel prolongement ENE-WSW de l'accident de Saint-Cast.

Interprétation des structures cadomiennes. L'ensemble des données structurales (foliations, linéations, critères de cisaillement, plis) montre que la géométrie du massif de Saint-Malo est complexe et présente plusieurs générations de structures (fig. 20, hors texte et 21, 22 et 24). La déformation D2 génère la structuration générale du massif. Les trajectoires de foliation (F2) sont globalement parallèles aux limites lithologiques et montrent une succession de synformes et d'antiformes dont les axes N40 sont parallèles au cisaillement de Cancale (fig. 21). Ces foliations sont reprises par une déformation 3 de direction N-S à N20 au cours de laquelle le cisaillement de Cancale pourrait rejouer en cisaillement senestre. Les linéations d'étirement montrent une dispersion entre N10 et N70 avec deux maximas aux alentours de N10 et N30-40.

À l'échelle régionale, Brun, Gapais et Siméon (travaux inédits) ont montré que le massif migmatitique de Saint-Malo était constitué de trois domaines structuraux : un domaine central caractérisé par des orientations EW à NW-SE et des foliations peu pentées limité par deux domaines de direction NE-SW où les foliations sont fortement pentées à proximité des cisaillements senestres de Saint-Cast et de Cancale (fig. 23, hors texte). Selon ces auteurs, l'allure générale de la structure suggère que le massif de Saint-Malo se met en place pendant la fusion partielle. Les données acquises au cours de ce lever confortent leur interprétation et mais davantage en évidence l'existence d'une déformation tardive post-fusion partielle qui perturbe les structures. En particulier, à l'Est le contact entre l'Unité de Saint-Malo et l'Unité de Fougères, se caractérise par une zone mylonitique décrochante senestre qui déforme les migmatites postérieurement à la fusion partielle.

Le métamorphisme cadomien

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

Fin dix-neuvième et début du vingtième siècle, les travaux de (Barrois 1888, 1895, 1896, 1934, 1937; Barrois *et al.*, 1939) définissent les grandes lignes de la géologie du massif de Saint-Malo : il est constitué de migmatites, de gneiss migmatitiques, de micaschistes dénommés respectivement à l'époque granulite feuilletée, 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, Cogné (1972) suscite de nombreux travaux pétrographiques, pétrologiques et géochimiques : (Jeannette, 1972 ; Brown, 1979 ; Martin, 1977, 1980 ; Brun et Martin, 1978 ; Weber *et al.*, 1985 ; Brown et D'Lemos,1991) qui confirment tous l'existence d'un gradient mais différent sur 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.

Paragenèses métamorphiques. À partir d'observations pétrographiques, 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, puis par H. Martin (1977) qui traça les isogrades le long de la vallée de la Rance (fig. 18, hors texte). Selon ces auteurs, l'épisode M1 est syndéformation. Il se caractérise par un gradient croissant vers le Nord, depuis des assemblages à biotite + muscovite (Pointe de la Trégondais) jusqu'à des assemblages à biotite + sillimanite (de la Trégondais 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 Jouvente 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



Fig. 24 - Chemin Pression-température et conditions P-T des unités migmatitiques de Saint-Malo et de Guingamp (Ballèvre *et al.*, 2001)

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 micaschsites représentait à l'origine d'une série sédimentaire grauwackeuse alumineuse avec des passée calciques et que les métatexites étaient issues de la fusion partielle des gneiss fins. La coupure de la feuille de Saint-Malo se situant plus au Nord, à partir de la pointe de Cancaval, il n'a pas été possible de confirmer la succession des isogrades observés. Les paragénèses observées sur le territoire cartographié ont été discutées au paragraphe et sont reportées sur la figure 8, hors texte.

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 point 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 de fusion partielle. Selon H. Martin (1977), ce fait implique que la pression ne peut excéder 4 kbar (fig. 24). Le second point est l'absence de grenat, disthène et staurotide, eu regard à la fréquence de l'assemblage biotite-cordiérite-sillimanite, suggérant une faible pression.

Origine du métamorphisme. Le gradient métamorphique montre que les gneiss, migmatites et granites d'anatexie résultent du métamorphisme de sédiments briovériens de la formation de Lamballe comme le suggéraient les précédents travaux (Martin, 1977; 1980). Ce métamorphisme produisant des migmatites est un métamorphisme de basse pression haute température.

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 ; 1980) dessine les isogrades d'apparition de la sillimanite, de la cordiérite parallèllement aux structures d'orientation N55-60 au cours de l'épisode M2 synchrone de la migmatisation (fig. 18, hors texte). 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.

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 par leur position structurale, leur évolution structurale et métamorphique, leur âge et le mécanisme de leur exhumation (Ballèvre *et al.*, 2001).

Migmatites de Guingamp. Structuralement, les migmatites de Guingamp sont chevauchées par l'unité de Saint-Brieuc (Formation de Lanvollon) 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.*, 1996b; 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 génére 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.*, 1996b).

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 accomodée 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.*, 1996b).

Compte tenu de ces données, le métamorphisme migmatitique des unités de Saint-Malo et de Guingamp est diachrone (Hébert, 1993, 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 M. Brown et R.S. D'Lemos, 1991; R.S. D'Lemos *et al.*, 1992; Brown, 1995, la fusion partielle des sédiments se produirait lors de l'inversion de ce bassin.

La structuration cassante tardi- à post-hercynienne

Deux familles de failles cassantes sont observées sur la carte de Saint Malo : l'une prédominante de direction NW-SE, l'autre de direction NE-SW (fig. 20, hors texte). Elles sont bien visibles sur l'estran où elles développent à l'échelle métrique une cataclase. Elles affectent à la fois les formations cadomiennes et les filons doléritiques carbonifères. C'est en particulier le cas près du Minihic et en aval du barrage de la Rance (fig. 20, hors texte). À l'intérieur des terres, leur présence est plus difficilement observée. En revanche, elles apparaîssent nettement sur les modèles numériques de terrrain (MNT). Les familles de failles NE-SW re-empruntent les failles ductiles cadomiennes. À l'exception de la faille au Sud de Cancale qui délimite géomorphologiquement la baie du Mont-Saint-Michel, les failles sont peu visibles dans le paysage.

En mer, dans le secteur nord-est, au large de la pointe du Grouin, les nombreuses observations réalisées (extension des zones rocheuses structures linéaires cartographiés au sonar latéral, observations en plongées...) permettent de tracer un ensemble d'accidents NW-SE. Ces failles limitent l'extension vers le Nord-Est des formations métamorphiques de Saint-Malo. Les observations de surface sont complétées par les discontinuités observées dans les anomalies magnétiques transverses dans ce secteur au Sud au niveau de la baie du Mont-Saint-Michel. Par ces divers caractères, ce système de failles s'apparente aux grands faisceaux d'accidents tardihercyniens N140°E, tel l'accident de Quessoy Nord-sur Erdre qui borde à l'Ouest la baie de Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005). On peut donc avancer que ce système limitant au Nord-Est les formations métamorphiques, expliquerait par un jeu normal-décrochant l'érosion différentielle de terrains sédimentaires briovériens, et serait par voie de conséquences une des causes à l'origine de la dépression de la baie du Mont-Saint-Michel.

Plus à l'Ouest les indices de fractures transverses sont moins évidents en domaine marin mais un accident important N140°E est aussi localisé à l'aplomb de la vallée de la Rance et se matérialise par les directions de la vallée. Il se situe par ailleurs dans le prolongement d'un ensemble de failles de même direction se poursuivant jusqu'a l'extrémité sud du massif Armoricain. Enfin à l'extrémité sud-ouest de la carte, un accident de même orientation est également présumé au niveau de l'anse de Saint-Briac sur la base d'indices morphologiques.

Les modèles géotectoniques

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

– selon le premier modèle (Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1983 et 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun, 1992), la déformation débute à 580-590 Ma. Elle résulte d'un racourcissement NNE-SSW et s'accommode par des chevauchements crustaux à vergence SSW associés aux décrochements senestres NE-SW. Cette tectonique est responsable du chevauchement des métagabbros de l'Unité d'Yffiniac–Belle-Isle fortement métamorphique sur l'unité de Lamballe peu métamorphique (Brun et Balé, 1990). La déformation se poursuit à 540 Ma avec le développement du dôme migmatitique de Saint-Malo ;

- le second modèle se réfère à une tectonique transpressive s'accommodant essentiellement par les cisaillements transcurrents senestres qui amalgament les différentes formations constituant le « Saint-Brieuc terrane » (Dallmeyer *et al.*, 1991a) et juxtaposent ce dernier au « Saint-Malo terrane » à 540 Ma (Strachan et Roach, 1990; Strachan *et al.*, 1989, 1992, 1996). Ce modèle n'exclut pas l'existence de chevauchements mais ceux-ci restent subordonnés aux décrochements et n'entraînent pas d'épaississement crustal. Les migmatites de Saint-Malo se seraient mises en place par ascension du magma au niveau des grands décrochements (D'Lemos *et al.*, 1992).

Des arguments géophysiques et pétrologiques ont permis par la suite d'affiner ces modèles. En effet, les travaux menés dans le cadre du Projet Armor (programme GéoFrance 3D) ont permis de reprendre le premier modèle (Brun *et al.*, 2001). Le profil sismique (Bitri *et al.*, 2001) (fig. 16, hors texte), a d'abord permis de calculer le pendage en profondeur des failles principales sur quelques kilomètres. Des plans d'anisotropie planaire subhorizontaux mis en évidence sur le profil à une profondeur d'environ 15-20 km ont été reliés à ces failles. Une surface chevauchante majeure fut ainsi individualisée et modélisée par les auteurs (Brun *et al.*, 2001) en relation avec les décrochements senestres qui se manifestent en surface.

Par ailleurs, les études métamorphiques récentes sur les migmatites de Guingamp, permettent d'interpréter celles-ci comme résultant du chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc sur l'Unité de Guingamp. Cependant l'épaississement enregistré dans les migmatites ne dépasse pas 18 km et ne peut être assimilé à un épaississement crustal tel que ceux observés dans les chaînes de collision (Alpes, Massif central français...) (Hébert *et al.*, 1997 ; Ballèvre *et al.*, 2001). En revanche, plus à l'Est, dans les migmatites de Saint-Malo, nulle évidence de paragenèses métamorphiques indiquant un épaississement n'a pu être observée, suggérant ainsi que ces

migmatites résultent d'un gradient thermique élevé et non pas de la relaxation thermique suivant un épaississement crustal (Ballèvre *et al.*, 2001).

Une direction de raccourcissement et de chevauchement vers le SW à SSW est proposée par P. Balé et J.-P. Brun (1989), J.-P. Brun et P. Balé (1990) et J.-P. Brun et al. (2001), et E. Égal et al. (2005).

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

Conclusion

La tectonique régionale cadomienne se caractérise par une convergence et un raccourcissement global, plutôt vers l'SW-WSW, accommodés par de grands décrochements senestres bien caractérisés à l'Est de la baie et par des chevauchements responsables de la genèse des Migmatites de Guingamp et de la remontée d'unités fortement métamorphiques (Unité d'Yffiniac- Belle-Isleen-Terre). Les migmatites de Guingamp traduisent cependant un épaississement modéré tandis qu'à l'Est de la baie, les migmatites de Saint-Malo sont générées par un fort gradient géothermique sans trace d'épaississement.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapître est de récapituler brièvement l'histoire géodynamique de la région nord-bretonne depuis deux milliards d'années, c'est-à-dire depuis le Protérozoïque inférieur jusqu'à l'actuel. Quatre grandes périodes peuvent être schématiquement distinguées : le Protérozoïque inférieur (Icartien), le Protérozoïque supérieur étendu à l'extrême base du Paléozoïque (histoire cadomienne), le Paléozoïque et l'histoire récente postpaléozoïque. La région étudiée comprenant les terrains les plus anciens présents sur le territoire français, a fait l'objet depuis plus d'un siècle de nombreux travaux géologiques. En préalable à la synthèse géologique régionale, un bref historique de ces travaux est présenté.

HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE CADOMIENNE

Dès la fin du XIX^e et le début du XX^e siècle, C. Barrois (1899) décrit l'architecture générale de la chaîne cadomienne dans le cadre de la
cartographie régulière à 1/80 000 de la région. Il définit le « système briovérien » pour les formations fini-protérozoïques du Massif armoricain.

Les travaux effectués au cours des années 1950 à 1970 amènent les auteurs à diviser les terrains briovériens en trois ensembles (Graindor, 1957; Cogné, 1962 et 1972; Verdier, 1968; Jeannette, 1972). Le Briovérien inférieur (*s.l.*) reposant en discordance sur un socle dit « Pentévrien » (méso- à néoprotérozoïque inférieur) (Cogné, 1959) et le Briovérien supérieur à son tour discordant sur le Briovérien inférieur (Jeannette et Cogné, 1968). Deux phases tectoniques cadomiennes majeures sont distinguées par J. Cogné (1972), séparées par une importante discordance tectonique entre le Briovérien inférieur et le Briovérien supérieur.

Le polycyclisme de l'orogénèse cadomienne et les subdivisions du Briovérien sont par la suite contestés par D. Rabu *et al.* (1983a et b) et P. Balé et J.-P. Brun (1983) qui distinguent une seule phase tectonique en Bretagne du Nord.

Cependant, l'existence d'un socle ancien daté à 2000 Ma (Adams, 1976; Calvez et Vidal, 1978; Auvray *et al.*, 1980a et b; Vidal *et al.*, 1981) est démontrée quelques années plus tard, en Bretagne et au sein des îles anglonormandes mais ces âges concernent des formations d'extension très limitée, distinctes du socle pentévrien décrit antérieurement et dont la réalité est alors contestée par certains auteurs (Vidal *et al.*, 1971, 1974; Chantraine *et al.*, 1988).

Au cours des années 1975-1990, l'essor et les progrès en géochimie et géochronologie du magmatisme permettent d'interpréter la chaîne cadomienne française dans un contexte de subduction (Auvray et Maillet, 1977; Cabanis, 1986; Cabanis et al., 1987; Graviou et Auvray, 1990; Brown et D'Lemes, 1991 ; Guerrot et Peucat, 1990 ; Roach et al., 1990). Des études sédimentologiques sont menées en parallèle (Dabard, 1997; Darlet et al., 1990 ; Denis, 1988). Les différents domaines de l'orogène sont resitués dans une évolution géodynamique continue en contexte de subduction (Chantraine et al., 1988; Dissler et al., 1988; Dupret et al., 1990; Rabu et al., 1990; Graviou, 1992). L'évolution tectono-métamorphique des migmatites de Saint-Malo est abordée par différents auteurs (Brown 1978, 1979; Brun, 1975; Martin, 1977; Brun et Martin, 1978; Weber et al., 1985). À l'échelle de la chaîne, les processus d'accrétion tectonique des unités impliquées dans l'orogenèse sont discutés (Brun, 1992 ; Strachan et al., 1992) à travers deux modèles tectoniques qui s'accordent sur l'existence d'un raccourcissement globalement vers le Sud-Ouest mais diffèrent par les modalités de l'accretion : selon le premier modèle (Brun et Balé, 1990), le raccourcissement s'accommode notamment par des chevauchements crustaux à vergence SSW (Balé et Brun, 1983) associés à des décrochements senestres subordonnés correspondant à des rampes latérales (Balé et Brun, 1989) ; le second modèle (Strachan et Roach, 1990) se réfère à une compression oblique (transpression) sans chevauchements crustaux majeurs et s'accommodant essentiellement par des cisaillements transcurrents senestres (Treloar et Strachan, 1990) qui amalgament les différentes unités et domaines (« terranes »).

De nombreux travaux concernant la Chaîne cadomienne ont été effectués depuis le début des années 1990, notamment lors du lever cartographique régulier à 1/50 000 mais également, de 1995 à 1997, dans le cadre du projet ARMOR (programme GéoFrance 3D).

De nouvelles datations sur zircons (parfois monazites) ont été effectuées et l'âge du protolithe de la plupart des unités magmatiques cadomiennes est maintenant connu (Égal et al., 1996a et b, 1999b ; Cocherie et al., 2001 ; Nagy et al., 2002 ; fig. 25, hors texte). Dans la baie de Saint-Brieuc, la Formation de Port-Morvan datée à 745-750 Ma (Est de la baie de Saint-Brieuc) (Égal et al., 1996b; Samson et al., 2003) constitue, exception faite de l'Icartien, la formation la plus ancienne mise en évidence au sein de la Chaîne cadomienne armoricaine. C'est aussi le premier témoin daté d'une histoire pré- ou « éocadomienne », confirmant ainsi dans un cadre chronologique plus précis, les observations de J. Cogné (1959) sur l'existence d'un socle « pentévrien ». À l'opposé, la phase terminale de l'histoire magmatique cadomienne en Bretagne nord se manifeste par la mise en place du Leucogranite de Plouisy (carte Guingamp) récemment daté à 523 \pm 4 Ma (Égal *et al.*, 1999b). Très récemment, la « Série volcanique d'Erquy », longtemps rapportée au Paléozoïque à partir de données paléontologiques et radiochronologiques discutables, a été replacée au sein de l'ensemble briovérien à partir notamment d'une nouvelle datation à \pm 608 Ma (Cocherie *et al.*, 2001). D'autres données géochronologiques (Ar/Ar sur minéraux) ont permis de caler les événements tectono-métamorphiques cadomiens de l'Unité de Saint-Brieuc entre 570 et 560 Ma (Dallmeyer et al., 1991a et b).

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

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

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

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

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

LES GRANDES UNITÉS DE L'OROGÈNE CADOMIEN

La Chaîne cadomienne est classiquement divisée en plusieurs unités dont le nombre, les limites et l'appellation ont varié au cours du temps et selon les auteurs (par exemple Cogné, 1962 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan *et al.*, 1996 ; Chantraine *et al.*, 2001). Ces unités s'étendent de part et d'autre du golfe normano-breton (fig. 2) depuis le Trégor jusqu'à la Basse-Normandie selon une direction NE-SW. Pour notre part, en Bretagne, nous distinguons du Nord au Sud, six grandes unités principales : les unités du Trégor, de Saint-Brieuc, de Guingamp, d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre, de Saint-Malo et de la Mancellia telles qu'elles sont représentées et délimitées sur la figure 2 (Chantraine *et al.*, 2001). Ces unités sont séparées par plusieurs failles majeures. Les coupes de la figure 26, hors texte, illustrent les relations entre les unités et leur structuration interne. L'Unité du Trégor, très peu déformée au cours de l'évolution cadomienne, est représentée principalement par un complexe volcano-plutonique (Thiéblemont *et al.*, 1996) comprenant le batholite du Trégor *s.s.* daté à 615 + 13 - 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 2000 Ma (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Vidal *et al.*, 1981). Le complexe volcano-plutonique du Trégor présente une affinité calco-alcaline potassique et des signatures géochimiques (Égal *et al.*, 1996b) et isotopiques (Guerrot, 1989) témoignant d'une forte participation crustale. Il est clairement distinct des métalaves d'affinité tholéiitique situées immédiatement au Sud (Formation de Paimpol ; Égal *et al.*, 1996b) ; Chantraine *et al.*, 2001), une faille séparant les deux formations (Thiéblemont *et al.*, 1996).

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

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

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

– un complexe partiellement orthogneissifié d'extension réduite affleure sur la rive orientale de la baie de Saint-Brieuc. Identifié précocement comme une écaille de socle (« Pentévrien », Cogné, 1959 ; Shufflebotham, 1989), il inclut les orthogneiss de Port-Morvan et la trondhjémite d'Hillion (Balé, 1986) respectivement datés aux alentours de 750 Ma (Égal *et al.*, 1996b ; Samson *et al.*, 2003) d'une part, et 625 – 645 (Nagy *et al.*, 2002 ; Égal *et al.*, 2004). 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 (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.*, 1999b) et représente la manifestation magmatique la plus tardive de l'histoire cadomienne dans le Massif armoricain.

L'Unité d'Yffiniac - Belle-Isle-en-Terre 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 métabasiques et ultrabasiques, et quelques roches acides (leptynites à grenat) (Hébert, 1995). La diversité de cette unité se manifeste plus particulièrement par sa grande variabilité géochimique qui ne permet pas de proposer une interprétation géotectonique univoque. Le protolithe gabbroïque des massifs de Belle-Isle-en-Terre et d'Yffiniac est daté à ~602 Ma (respectivement 602 \pm 4 Ma, Peucat *et al.*, 1981, et 602 \pm 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, 1995). Ses caractéristiques pétrologiques et structurales en font une écaille autonome d'origine profonde, séparant des unités bien distinctes (unités de Saint-Brieuc et Saint-Malo) et suggèrent une évolution polyphasée. 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 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. Des volcanites (Série alcaline de Château-Serein, Cabanis *et al.*, 1987) jalonnent le contact entre les unités d'Yffiniac et de Saint-Malo. L'unité est cisaillée par plusieurs décrochements NE-SW jalonnés par des granites syntectoniques datés à 555 \pm 16 Ma (Égal *et al.*, 1996b). 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).

L'Unité de la Mancellia ou de Fougères, la plus vaste, affleure dans tout le bocage normand et s'étend sous le bassin de Paris. Elle est limitée au Sud par le cisaillement nord-armoricain d'âge varisque et au Nord par l'accident décrochant de Plouer-Cancale (fig. 2). Elle est composée de sédiments détritiques très peu métamorphiques (Briovérien mancellien) intrudés par des granites constituant le Batholite mancellien et datés à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982) et 525 ± 9 Ma (Jonin et Vidal, 1975). Ces granites se sont mis en place à un niveau élevé de la croîte, dans les formations briovériennes, où il développe une auréole thermique (Jonin, 1981). Le batholite mancellien a une composition majoritairement granodioritique peralumineuse. Ses caractéristiques géochimiques « crustales » ont conduit certains auteurs à faire l'hypothèse d'un magma source commun pour les anatexites de Saint-Malo et le batholite mancellien (D'Lemos et Brown, 1993) – hypothèse aujourd'hui discutée (Ballèvre *et al.*, 2001).

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE

PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR

Mises en place vers deux milliards d'années (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray *et al.*, 1980a ; Vidal *et al.*, 1981), les roches les plus anciennes reconnues en France métropolitaine, d'âge Protérozoïque inférieur (Icartien) sont dispersés à travers le Nord du Massif armoricain au sein de l'Unité du Trégor (fig. 2). 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 LE DÉBUT DU PALÉOZOÏQUE : L'HISTOIRE CADOMIENNE (fig. 27, hors texte)

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

Les roches les plus anciennes de la Chaîne cadomienne bretonne, exception faite des reliques icartiennes, composent le « socle pentévrien » (Cogné, 1959). Elles occupent une superficie limitée à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, mais s'intègrent dans une longue période de temps de 100 Ma au minimum, entre 750 Ma (Gneiss de Port-Morvan ; Égal *et al.*, 1996a) et $\sim 625-645$ Ma (Trondhjémite d'Hillion ; 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.*, 2006). Cette conclusion est cohérente avec celle tirée par les auteurs anglais à partir des données issues des îles anglonormandes (Power *et al.*, 1990 ; Strachan *et al.*, 1996).

Tectonique éocadomienne (645-610 Ma)

Postérieurement à leur mise en place, les terrains pentévriens décrits dans cette notice sont affectés par une déformation dont une partie au moins apparaît antérieure à la mise en place des formations cadomiennes *s.s.*, c'est à dire antérieure à ~ 610 Ma, âge de la Série d'Erquy dont les dykes d'alimentation, recoupent les terrains pentévriens déformés (Égal *et al.*, 2005). Les données structurales sont cependant trop fragmentaires pour être interprétées dans un cadre tectonique régional. Au sein des îles anglonormandes de Guernesey et Sark, des roches cadomiennes imprécisément datées et leur encaissant icartien sont affectées par un événement tectonométamorphique 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 (615 Ma)

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

batholite, remise en question dès C. Guerrot (1989), ne peut suffire à conclure de façon univoque à une mise en place en contexte de subduction océanique.

De 610 à 570 Ma : magmatisme très développé

Entre 610 et 570 Ma, se développe un magmatisme largement représenté au sein de l'Unité de Saint-Brieuc avec la mise en place des formations métavolcaniques de Paimpol (~ 610 Ma ; Égal et al., 1996b) et de Lanvollon-Erquy (~ 608-590 Ma; Égal et al., 1996 a,b; Cocherie et al., 2001) d'une part, et les intrusions gabbroïques à tonalitiques de Squiffiec (~580 Ma ; Égal et al., 1999), Coëtmieux - Fort-la-Latte ou Saint-Quay - Portrieux (~ 575 Ma ; Nagy et al., 2002) d'autre part. Les caractères géochimiques des roches métavolcaniques sont maintenant bien connus : les spilites de Formation de Paimpol sont des tholéiites d'arc, tandis que les volcanites de la Formation de Lanvollon-Erquy ont une signature géochimique dominante de tholéiite continentale et, localement, de tholéiite d'arc (Caroual). Malgré ces différences, l'association de ces deux formations au sein de la même unité, sans contact tectonique majeur les séparant, est interprétée dans un modèle unique de marge active avec évolution (rifting) depuis un système d'arc (Paimpol) vers un bassin intra- ou avant-arc (Lanvollon) (Chantraine et al., 2001). Initiée dès 610 Ma, cette marge active aurait fonctionné au plus tard jusque vers 580 Ma, voire 570 Ma (mise en place syntectonique des gabbros de Squiffiec et de la Diorite de Saint-Quay). Dans ce contexte, le magmatisme principalement gabbroïque de l'Unité d'Yffiniac - Belle-Isle-en-Terre correspondrait à la racine du système d'arc volcanique (Hébert et al., 1997) et marquerait une suture majeure de l'orogène cadomien (Chantraine et al., 2001).

Tectonique cadomienne majeure vers 570 Ma dans les Unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre

À partir de 580-570 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991a), la convergence initiée au cours de la subduction dans l'Unité de Saint-Brieuc, se poursuit vers le Sud-Ouest et développe une importante déformation régionale. Celle-ci se caractérise par de grands décrochements et décrochevauchements senestres (Strachan *et al.*, 1989; Strachan et Roach, 1990) associés à des chevauchements vers le Sud-Ouest (Balé et Brun, 1983, 1989; Brun et Balé, 1990; Brun *et al.*, 2001). Cette déformation est synchrone d'un métamorphisme.

Dans l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre, deux épisodes métamorphiques sont distingués : un métamorphisme de haut degré $(9 \pm 1 \text{ kbar}, 700 \pm 50 \text{ °C})$ (Hébert, 1993 ; Eguiluz *et al.*, 1995) d'âge indéterminé et un métamorphisme en faciès amphibolite qui pourrait être synchrone à celui observé dans l'Unité de Saint-Brieuc (Ballèvre *et al.*, 2001).

Dans l'Unité de Saint-Brieuc, le métamorphisme synchrone de la déformation majeure se caractérise par un gradient croissant du NNE vers le SSE allant du faciès à prehnite-pumpelliyte jusqu'au faciès des amphibolites (Cogné, 1959, 1962; Roach *et al.*, 1990, Hébert *et al.*, 1997; Hébert et Ballèvre, 1993; Égal *et al.*, 1996, Hébert *et al.*, 1997). Simultanément se développe dans l'Unité de Saint-Brieuc et probablement dans l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre, un important magmatisme gabbro-dioritique décrit ci-dessus. La déformation se poursuivant est responsable de l'exhumation de ces deux unités et juxtapose ces unités métamorphiques avec les roches épimétamorphiques de la Formation de Lamballe. Ce contact tectonique appelé appelé « le chevauchement majeur cadomien » (Brun et Balé, 1990), correspond à une saute métamorphique de l'ordre de 400 °C et 5 kbar (Hébert *et al.*, 1997).

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

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

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

Plusieurs corps de leucogranites, de tailles variées, se mettent en place à travers la Chaîne cadomienne. La mise en place du Leucogranite de Plouisy

vers 520 Ma (Égal *et al.*, 1999) est associée au développement d'un dôme asymétrique extensif à vergence Est (partie occidentale de l'Unité de Guingamp ; Le Goff *et al.*, 1994). Dans la mesure où aucun surépaississement majeur n'est associé à la tectonique cadomienne compressive, la cause de cette structuration extensive qui clôt l'orogenèse cadomienne n'est pas clairement élucidée. Elle est cependant compatible avec le fonctionnement du

Cisaillement nord-armoricain (« pull apart ») et pourrait traduire une initiation précoce de cette Structure majeure comme cela a déjà été suggéré (Chauris, 1969 ; Paris et Jegouzo, 1976 ; Watts et Williams, 1979 ; Égal *et al.*, 1996b).

PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN

L'histoire paléozoïque post-cambrienne régionale est fragmentaire. Au Paléozoïque inférieur, elle se manifeste par l'ouverture de bassins qui s'inscrivent dans le contexte de distension ordovicienne en Bretagne nord (bassins de Plourivo en baie de Saint-Brieuc, Bréhec, Fréhel) et en Bretagne centrale (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 pourrait être l'équivalent de celles de Bretagne Centrale (Robardet *et al.*, 1994). On peu aussi signaler, par analogie avec le Cotentin et la région de Moncontour (Guérangé *et al.*, 1979 ; Carric *et al.*, 1979), que les dépôts paléozoïques totalement érodés sur le territoire de la feuille de Saint-Malo, ont pu être des alternances de poudingues, grès et schistes, avec de possibles intercalations calcaires.

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

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

- 116 -

Mésozoïque

Il est possible que le démantèlement des reliefs hercyniens ait été réalisé dans cette région dès la fin du Permien. Après cet aplanissement, au vu des dépôts triasiques du Cotentin (sables, argiles conglomérats) des réseaux fluviatiles ont dû drainer la région sans qu'il soit possible de savoir leur orientation et leur ampleur, contrairement à ce que l'on sait pour le Cotentin (écoulement vers l'est provenant de l'Armorique ; Aubry, 1982). Ensuite, au Jurassique et au Crétacé inférieur, on considère faute de connaissance, que la région est restée émergée et soumise à l'érosion et l'altération (forte hydrolisation sous climats chauds et humides ; Thiry, 1981, 1999 ; Thomas, 1999).

Des éléments laissent supposer, sans certitude absolue, que la mer a pu largement envahir le territoire armoricain au Crétacé supérieur. L'existence de gisements d'argiles à silex dans le Nord du département de la Manche, l'abondance de galets de silex le long de la côte ouest du Cotentin et l'existence de sédiments carbonatés de faciès déjà profond dans le seuil du Cotentin (Cénomanien à orbitolites et Maastrichtien à baculites,), des craies d'âge sénonien datées par microfaune au Sud-Est du phare de l'île de Chausey, en particulier entre Jersey et le plateau des Minquiers (Graindor et Marie, 1959, Hommeril, 1967; Giresse et al., 1972, 1973) permettent d'affirmer qu'au Crétacé supérieur, la mer a recouvert la région située entre Jersey et Chausey et qu'elle a également transgressé une partie de la presqu'île du Cotentin. La présence désormais attestée de dépôts cénomaniens près de Mayenne (Quesnel, communication orale) incite à envisager qu'au Crétacé supérieur, un épisode transgressif ait envahi de larges territoires de l'Armorique, voire ait même totalement recouvert ce territoire au maximum de la transgression.

Cénozoïque

Vraisemblablement dès la fin du Crétacé (avant la fin du Maastrichtien ?) ou sinon, dès le début du Cénozoïque, la Bretagne est soumise à une intense altération de son substrat rocheux mis à l'affleurement. Cette altération des roches détermine l'appellation de « maladie tertiaire » régionale, appellation que l'on retrouve souvent (Kerforne, 1920a et b ; Milon, 1929 ; 1933a et b ; 1937 ; Durand, 1960a et b, Chauris 1970). Ces altérations dépassent vraisemblablement 25 m d'isaltérites (saprolite) et ont une histoire complexe. On trouve ainsi épars en Bretagne des reliques de sols latéritiques, de cuirasses ferrugineuses, de silcrètes, mais aussi des sédiments variés montrant quelques incursions marines (rias) ou des bassin endoréiques lacustres à saumâtres. Ces traces démontrent que la Bretagne a connu une histoire complexe au cours du Tertiaire, sous des climats chauds à frais, et humides ou secs. Ces kaolins sont fréquemment plus développés à proximité des roches de nature granitique : la

préparation de la roche substrat par hydrothermalisme des quartz augmente la porosité du matériaux et facilite la mise en place de ces profils d'altération (Boulvais *et al.*, 2000).

Les traces les plus anciennes et qui semblent cénozoïques dans la région se situent sur la feuille de Dinan : c'est l'ensemble de cuirasses ferrugineuses et siliceuses de Saint-Hélen (Durand, 1960b ; Estéoule-Choux, 1967). Ce site résiduel est un piton d'altitude élevée (80 m NGF) constituant un sommet topographique alors qu'à l'origine ce type de formation se situe généralement en bas de versants : il y a donc eu une érosion intense, avec des inversions de relief dans le paysage, depuis le début du Paléogène. Sur la même commune de Saint-Hélen, au Nord, au Bois du Rocher, les dalles siliceuses employées pour la construction du monument mégalithique reposent directement sur les arènes granitiques. Ces silicifications (« grès ladères ») évoquent des dalles de silcrêtes que l'on attribue fréquemment à l'Eocène (Durand, 1960a et b ; Estéoule-Choux 1967 ; Wyns, 1991 ; 1996 ; Wyns *et al.*, 1997 ; 1999). On retrouve ponctuellement des fragments de ces silicifications sous forme de petits cailloux dans les alluvions de la Rance ou en fragments résiduels (épandages) sur les plateaux du Clos Poulet et au Sud de la baie du Mont.

Les silicifications autour du golfe Normand-Breton se sont développées aux dépens de sédiments très variés d'origine marine et fluviatile, ainsi que d'altérites. Lors de l'orogenèse pyrénéenne, le socle armoricain a certainement été soulevé et la dalle carbonatée laissée par la mer au Lutétien se trouve à plus de 20 m de profondeur au Nord de la baie du Mont-Saint-Michel. Des calcaires caractéristiques de cet étage ont été localisés autour des îles normandes où ils ont pu être préservés à la faveur d'accidents d'origine tectonique (carte géologique de la France à 1/1 000 000).

En domaine continental, à la fin de l'Éocène et au début de l'Oligocène, le rejeu distensif d'accidents anciens (fini-permiens ?) génère des petits bassins subsidents qui assurent le piégeage de sédiments détritiques datés du Ludien supérieur et du Sannoisien (~ 37 Ma ; Estéoule-Choux, 1967 ; 1968 ; Ollivier-Pierre, 1980). Ces petits « bassins » sont le plus souvent la partie affaissée d'hémi-grabens qui se mettent en place le long de failles. Les âges proposés viennent de diverses études, notamment les récentes datations des dépôts du fossé de Céaucé à contrôle tectonique N130, sur la carte de Domfront, (Ollivier-Pierre *et al.*, 1988). Ces petits bassins conservent le témoignage de la « crise détritique fini-éocène » qui par dégradation, a contribué au façonnement du relief (Lautridou, 1993).

À ce jour, rien ne certifie toutefois l'existence d'un « fossé du Bas Couesnon » à la fin de l'Éocène et à l'Oligocène. Les formations du Bois de Launay à Rozsur-Couesnon correspondent d'une part à une dalle siliceuse coiffant le granite de Saint-Broladre (80 m) et d'autre part, à une ancienne vallée (tronçonnée) comblée de sable et de cailloutis de quartz remaniant également des formations siliceuses du Paléogène.

On doit ainsi signaler les argiles palustres de Saint-Jacut-du-Méné (Argiles à flore du Rupélien inférieur, Regnault *et al.*, 1983 ;1984) qui constituent une partie du remplissage d'un de ces petits bassin en hémigraben (200 m d'altitude comme Landéan). De même, plus à l'Ouest ont été signalés des dépôts marins calcaires oligocènes à la Haute Folie, vers 40 m d'altitude, au Sud de Saint-Brieuc (Estéoule-Choux, 1967 ; 1968 ; Estéoule-Choux *et al.*, 1986). À cette même période, au Sud de Dinan, la région est continentale avec des dépressions endoréïques, mais mal connue (Huon, 1944 ; Meynier, 1942).

Au Miocène (Langhien, vers ~ 15 Ma), la mer envahit le pays de la Loire (mer des Faluns). À cette même période, de l'eau salée occupe aussi le bassin de Rennes et la région de Quiou. L'hypothèse d'un bras de mer arrivant au Sud de Dinan, sur la feuille de Caulnes (Paris, 1977; Paris et al., 1977; Guillocheau et al., 1998 ; Bonnet et al. 2000) a été envisagée. Toutefois, les faluns de Tréfumel - le Quiou sont des dépôts de plate-forme carbonatée en mer ouverte dont le rivage était plus élevé en altitude relative. Ces faciès n'apparaissent pas diagnostics d'une sédimentation par décantation dans une ria (marnes à huitres, « vase ») comme celles que que l'on observe à partir du Pliocène. Il semblerait que se soient mis en place, de part et d'autre de la crête de Bécherel - Saint-Pern, des petits fossés tectoniques qui ont piégé les sédiments de la plate-forme carbonatée du Langhien-Serravallien. Cette «ria» très ancienne n'a rien de commun avec la Rance apparue au Pléistocène, mais il n'est pas surprenant que les grandes structures du bâti rocheux déterminent des traits morphologiques analogues à plusieurs millions d'années d'écarts que l'érosion va utiliser selon les mêmes modalités : les zones fragilisées par la tectonique sont plus propices à l'implantation des talwegs. Selon les datations dans la vallée de Pleugriffet - Locminé (Van Vliet-Lanoë et al., 1998; 2008), les entailles d'un premier réseau hydrographique n'apparaissent qu'au Tortonien en Bretagne centrale (Van Vliet-Lanoë et al., 1998; 2008). Il est possible que les sables et graviers de Roz-sur-Couesnon soient préservés dans ce type de piège. Ce réseau hydrographique a été par la suite démantelé au cours du Quaternaire par un nouveau réseau de vallées.

À la fin du Tortonien (vers ~ 7 Ma), survient la première grande glaciation antarctique. Celle-ci provoque un abaissement du niveau marin qui se répercute sur la morphologie (creusement des premières amorces des vallées actuelles). C'est peut-être lors de cette phase que s'effectue la création d'un réseau hydrographique dit « Mio-Pliocène » (Bonnet, 1998). La phase de réchauffement climatique qui suit se traduit par une transgression au Pliocène (5,5 Ma). Cette dernière a concerné la majeure partie du massif armoricain par l'invasion d'eaux marines au sein de rias semble-t-il (Guillocheau *et al.*, 1998) héritées des talwegs Mio-pliocènes. Ce n'est qu'après le dépôt de sables glauconieux et leur altération leur donnant une teinte rougeâtre que se formera ce faciès de « Sables rouges » du Massif armoricain (en gardant en mémoire que tous les sables rouges ne sont pas de cette époque). Ce glacis sert de surface support (bed-rock) à ces alluvions de hauts niveaux dont on retrouve les traces en surface des plateaux, recouvrant les ensembles du Mio-Pliocène mais aussi déconnectées des systèmes générés par l'enfoncement des vallées au Pliocène moyen (vers 0,7 Ma selon Bonnet, 1998).

D'après A. L'Homer (1999b), c'est à partir du Lutétien et jusqu'au Quaternaire récent que s'est peu à peu façonnée la plate-forme marine peu profonde de la baie du Mont-Saint-Michel. Cette plate-forme constitue le niveau de base auquel se raccorde la zone externe de la baie (Lautridou *et al.*, 1999). Si on connaît très en détail l'évolution récente de la baie (L'Homer *et al.*, 1999a et b), le passé anté-holocène reste assez mal connu, y compris quant aux modalités de genèse de la baie à cette échelle de temps.

TERRAINS RÉCENTS

Quaternaire

À la fin du Pliocène, vers - 2,5 Ma, s'installe la première grande glaciation de l'hémisphère nord (dite prétiglienne), dont on connaît les effets sur la sédimentation en plusieurs points de Normandie et de Bretagne (Hallégouët et Van Vliet, 1986 ; Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1995 ; Baize, 1999, Dugué *et al.*, 2000, Bonnet, 1998, Bonnet *et al.*, 2000). Dans la littérature scientifique, cette date constitue souvent le début du Quaternaire des auteurs à l'image de ce que les géologues plus nordiques utilisent. Ce décalage peut apporter des confusions à la lecture si on ne prend pas en compte cet usage. Récemment, le Quaternaire débutait officiellement il y a 1,8 Ma par le Pléistocène, caractérisé par plusieurs périodes de glaciation (s'accompagnant de fortes régressions marines), séparées par des stades interglaciaires à climats tempérés coïncidant avec des périodes de haut niveau marin ; il s'achève par l'actuelle phase interglaciaire de l'Holocène (tabl. 2).

À chaque période glaciaire, des volumes considérables d'eau sont immobilisés sous forme de glace (extension et épaississement des glaciers sur les massifs montagneux, et surtout des inlandsis aux pôles) ; par contrecoup, le niveau des mers s'abaisse de plus de 100 m lors des phases de froid maximum. Les abaissements du niveau de base des fleuves consécutifs aux glaciations successives modifient le profil d'équilibre des vallées ; celui-ci se creuse un peu plus lorsque la régression s'amorce, puis l'alluvionnement l'emporte lorsque les débris fournis par les versants sont trop importants au

				_						
ÂGE	ÉTAGES		PHASES CLIMATIQUES		CHRONOLOGIE D'APRÈS LES GRANDES VARIATIONS CLIMATIQUES				: DÉPÔTS	OLOGIE ORIQUE
EN ANNÉES BP					EUROPE DU NORD		DOMAINE ALPIN (ET MÉDITER- RANÉEN)		TYPES DE	CHRON
					Actuel					Histo
						Dunkerquien III	-1 150			rique
				Z) u	Subatlantique	Dunkerquien II	-1 650			0
3 000	Щ	ant	lire	drie	0.11.7.1	Dunkerquien I	-2 475			due
	CÈN	réce	acia	land	Subboreal	Dunkerquien 0	-3 450 I		es,	olithi
5 700	Ď		Ō	1			Versilien		ngu M ^z	Néc
	오		ost		Atlantique		Veraillerr		, tai	12
7 800			-			-			ons	zilie
9 000		sien			Boréal				sabl	Ithio
3 000		anc			Préboréal (tran	sgression)				ésol
10 200				Ľ.,						ž
10 700					Dryas III					
11 800				aire	Alleröd					ieur
12 000			elie	laci	Drvas II	(v)	Würm	IV	5	pér
13 000			chs	dig	Bölling	07	(récent)		E (F)	ns e
15 000			wei	Ta I	Dovas				tiles, loc	ique
10 000		IL	aire		Diyas				uvia: iens	olith
		óérie	acia	0					é ol	aléc
25.000		Ins	le g	ciair		récent		Ш	asse	۵.
35 000			0 S	glad	Weichselien		(ancien)	11	erra	
				Péri	67	ancien	lancieny	1		
80.000										
00000	ш									yen
110.000	CÊN		aire		£				suo	ŭ
110 000	TO		glaci		Eemien		Interglaciaire		sabl	
	EIS		iterç		(transgression i	marine)	RISS-Wurm			
127 000	Ч		5						(X	
127 000		-		-					es (I	
			ire						iatile	
			acia en		Saalien		-		fluv	
		moyen	Cycle gla saali		(x) Riss			ses y)	ø	
~250 000								(Œ	iqu	
								Ter	olith	
200 000				-					2	alé
			aire							"
			lacia		Holsteinien		Interglaciaire			
			terg		(transgression i	marine)	Mindel-Riss			
~300 000			<u>I</u>							
			10 m m m m m							

Tabl. 2 - Principales subdivisions chronologiques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (stratigraphie, types de dépôts et préhistoire). Concordance entre l'europe du Nord et le domaine alpin, S. Courbouleix *in* A. L'Hommer, 1999

En parallèle de ces niveaux signalant l'érosion régressive, on trouve parfois des terrasses eustatiques fossilisant les terrasses fluviatiles : estuaire de la Rance lors de la transgression marine. Sur les côtes exposées aux vagues, les plages anciennes correspondent à un interglaciaire. C. Barrois (1896), dès la première édition de la carte géologique, signalait des restes d'alluvions anciennes et des plages « perchées » (Morin, 1930 ; 1931), les deux types de dépots et de morphologie associée (alluvions fluviatiles en terrasses et dépôts de plage perchés) ayant parfois été confondus.

Les traces de plages anciennes de la carte sont rares et réduites à des poches de surface réduite, à la surface de platiers anciens fossilisés par les dépôts périglaciaires (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986, 1989). Les dépôts identifiés se situent au-dessous du niveau des plus hautes mers actuelles ce qui traduirait une légère subsidence depuis la dernière période interglaciaire, mais l'ensemble reste mal daté (Loyer *et al.*, 1995).

Réseau hydrographique : Rance et baie du Mont-Saint-Michel

Depuis Barrois et la premiere édition de la carte géologique à 1/80 000 de la région (Barrois, 1896), deux scénarios se dégagent de nombreuses publications :

- Barrois d'abord, puis d'autres (Barré, 1905; Devoir, 1908; Vacher, 1919; L'Homer et al. ; 1999a et b) ont émis l'hypothèse d'une ancienne rivière de Saint-Malo avant un cours amont limité en même temps qu'une paléo-Rance passant par Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine (feuille 1/50 000 de Dinan), grossie d'affluents comme le Biez Jean, et qui se serait dirigée vers Cancale. Barrois, lors du lever de la première édition de la carte géologique à 1/80 000 de Dinan, cartographie aux abords de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine des alluvions anciennes, comme si dans cette zone le substrat était couvert par des formations fluviatiles anciennes. Il signale des niveaux d'alluvions anciennes à plus de 40 mètres au-dessus du niveau actuel dans la Rance, et estime que les réseaux des rivières, dans le secteur de la feuille à 1/80 000 de Dinan, ont dû suivre les structures du substrat rocheux et avoir un axe d'écoulement principal vers le Nord-Est. A. Devoir (1908) parle de lacs de barrage et de rupture pour créer la Rance actuelle, et considère qu'une partie de la Rance passait vers la baie selon un seuil au Sud de Ville-ès-Nonais, vers Saint-Guinoux. Il analyse très judicieusement que la tangue actuelle de la baie du Mont-Saint-Michel provient de la reprise par la mer en transgression, des dépôts fins antérieurs (lœss, heads et altérites remaniées). Mais il parle aussi d'alluvions anciennes jusque vers



44 m d'altitude, à 12-15 m au-dessus du niveau actuel des rivières, simplement en utilisant les données de la carte géologique (pas de coupe ou de description d'affleurement).

Cette paléo Rance aurait été capturée par la rivière de Saint-Malo en amont, la partie aval ayant donné un fond de marais (L'Homer *et al.*, 1999 a et b) : « À une époque mal définie du Pléistocène, mais avant la glaciation saalienne (> 200 000 ans), les eaux de la Rance, d'abord bloquées par la barre d'anatexites qui reliait Plouër-sur-Rance et Ville-ès-Nonais, puis arrêtées par la barre du Mont Gareau, ont débouché dans la baie par débordement latéral, en rive droite, en y créant l'incision occupée aujourd'hui par le marais de Saint-Coulban ». Ce point de vue est associé au constat qu'il existe un talweg creusé dans la baie, au Nord de Saint-Coulban, face à la pointe du Grouin.

– Une autre hypothèse avait été proposée par R. Musset (1927). Selon cet auteur (fig. 30), le Couesnon aurait circulé au Sud du massif de Saint-Broladre et emprunté la vallée du Guioult, puis grossi par la Sélune au Sud du Mont Dol, il serait passé par une paléovallée s'ouvrant entre la Gouesnière et Saint-Malo. En parallèle de ce cours, le Biez Jean et le ruisseau de la Molène se seraient dirigés vers la Rance par Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine. Pour ce talweg, entre la Gouesnière et Saint-Malo, il signale l'existence de paléo-méandres perceptibles vers 30 m d'altitude qu'il attribue à un « Couesnon-Saint-Malo », le Sud de la cloison de Lillemer-Saint-Guinoux étant occupé par une rivière qu'il baptise Ruisseau de Molène-Ile aux Moines. P. Morin (1930 ; 1931) va dans ce sens en évoquant la taille de la vallée entre la Gouesnière et Saint-Malo comme significative d'un écoulement important venant grossir la Rance dans le passé. L'étude détaillée de la morphologie de la région (Cazabat, 1968) confirme cette vallée, et la cartographie des méandres vers 30 m d'altitude.

Lors des levers de terrain effectués pour les cartes de Saint-Malo, puis de Dinan qui se poursuivent en 2007, il a été à ce jour constaté les points suivants :

– il existe, sans doute possible, un talweg qui relie la Gouesnière et Saint-Malo. D'après les travaux récents sur l'évolution des lignes de rivage au Quaternaire de Normandie et les niveaux de base associés (Lautridou, 1985), les divers niveaux de terrasses identifiés dans la région lors des levers des cartes géologiques (B. Hallegouët *in* Égal *et al.*, 1995 et 1996a et b ; Égal *et al.*, 2004 et 2005), ce talweg a pu fonctionner jusqu'à une période relativement récente, il y a moins d'un million d'années. Les excavations ouvertes à l'Ouest de la gare du Limonay révèlent sous les formations du dernier cycle périglaciaire, des alluvions à galets siliceux reposant sur un complexe plus ancien associant des tourbes, des galets et des argiles kaoliniques ;

- les sondages réalisés avec la tarière du BRGM dans les marais de Dol, entre Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine et la mer, ne montrent pas sous la tangue, dans le substrat briovérien, d'incision particulière en correspondance avec le talweg qui s'esquisse en mer au large de la pointe du Grouin. Cette ancienne vallée se poursuit cependant vers Hirel, par une légère dépression correspondant vraisemblablement à un ancien cours du Guiault ;

 il n'a pas été repéré d'alluvions anciennes sur le seuil rocheux de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine;

- ni sur le replat immédiatement à l'ouest de cette petite ville, à environ 10 m au-dessus du niveau de la Rance actuelle ;

 les topographies actuelles de part et d'autre de Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine évoquent une érosion régressive de part et d'autre du seuil pour les périodes récentes (moins de 200 000 ? avant le Weichsélien certainement);

- le col topographique au Sud-Est de Saint-Suliac (feuille de Dinan en cours de lever) n'a jamais fait l'objet de mentions dans la littérature. Quelques galets de quartz émoussés recueillis dans les champs labourés y sont associés. Mais leur faible quantité ne peut certifier un reliquat d'alluvions, ces galets peuvent aussi provenir d'apports anthropiques (épandages de maërl notamment) correspondant à des pratiques agraires récentes.

Au vu de ces éléments, les auteurs de la carte pour ces dépôts récents, B. Hallegouët et P. Lebret, considèrent que :

– une rivière d'ampleur notable a circulé selon un axe SE-NW et a créé un couloir entre la Gouesnière et Saint-Malo. Cette rivière pourrait être, comme l'a publié R. Musset, un ancien cours du Couesnon ou plutôt la coalescence de ruisseaux et rivières issues de la région de Dol;

- rien ne permet de penser à un écoulement récent (fin du Pléistocène moyen ou Pléistocène supérieur) de la Rance vers la baie du Mont-Saint-Michel. À cette échelle de temps, le seuil de séparation qui subsiste sur Châteauneufd'Ille-et-Vilaine est une limite d'érosion régressive de part et d'autre d'une bande de roche plus résistante. Le replat à l'Ouest de la ville, semble avoir été généré par un écoulement des eaux du Biez Jean et du Ruisseau de Molène, vers la vallée de la Rance. La taille des élargissements de la morphologie de la vallée est tout à fait compatible avec cet écoulement qui devait avoir de fortes capacités érosives en période froides (climats périglaciaires);

– pour la butte du Mont Gareau, se dressant à 80 m d'altitude, au Sud de Saint-Suliac, il reste difficile de préciser son origine en l'absence d'alluvions pléistocènes et de plages anciennes. On peut à première vue penser à un méandre recoupé ayant ensuite été insularisé. Mais le seuil de la Baguais, qui s'abaisse à 15 m au Sud de la butte, entre la Rance et le polder de Saint-Suliac, pourrait aussi correspondre à l'ancien cours du ruisseau de Molène avant la capture de celuici par le ruisseau de la Goutte reculant sa source vers Châteauneuf-d'Ille-et-Vilaine.

Au vu de ces points, il semble plus que vraisemblable, comme l'a proposé R. Musset (1927), d'envisager que les marais de Dol proviennent d'un élargissement récent du fond de la baie par érosion régressive à la suite d'un détournement vers le Nord des cours de rivières qui devaient se diriger anciennement vers la vallée de la Rance. Les rivières débouchant à l'Est de la baie se sont encaissées et ont élargi leur vallée dans le substrat briovérien. À l'Ouest, leurs affluents ont capturé successivement la rivière de Dol et le ruisseau de Molène, en amputant la basse Rance de ses affluents. Les ruisseaux de Molène et du Biez Jean confluant avec le Guioult se sont alors encaissés au cours des phases de régression du niveau marin pour former le talweg submergé localisé au large de Cancale. Pour retracer l'histoire pléistocène de la baie on ne dispose que du gisement paléolithique du Mont-Dol ainsi que de quelques lambeaux de terrasses anciennes et de heads saaliens dans la partie orientale de la baie. Le plancher de la baie dériverait d'une plate-forme marine miocène dégradé en glacis par les rivières (Lautridou et al., 1995). C'est vraisemblablement au cours du Plio-Quaternaire que se sont opérées les captures de la partie occidentale de la baie. Les érosions qui ont déterminé la forme si particulière de la partie occidentale du marais de Dol se sont exercées pendant tout le Pléistocène avec un décapage important des formations du substrat de la baie lors de chaque glaciation. La configuration de la baie devait déjà être peu différente de l'actuelle dès l'Holsteinien.

Les prismes sédimentaires de remplissage du marais de Dol pendant les phases interglaciaires ont entièrement disparu à l'exception d'un témoin attribué à l'Eémien par Monnier *et al.* (1995) à l'abri de la falaise du Mont-Dol. On constate aussi l'absence de tangues anciennes dans l'estuaire de la Rance, ainsi que de terrasses fluviatiles, bien que la haute terrasse de cette rivière soit à 50 m d'altitude relative en amont de Dinan. Les faibles épaisseurs de formations périglaciaires sur les versants littoraux des massifs de Dinard et de Saint-Malo indiquent également un décapage important qui a fait disparaître les dépôts de versants anciens. La présence d'une semelle de cailloux éolisés entre les altérites et les limons périglacaires des plateaux montre aussi une déflation puissante lorsque les vents glacés venant de l'inlandsis britannique soufflaient sur les collines du Clos Poulet. Les actions éoliennes et fluviatiles ont donc pu évider la cuvette du marais de Dol dans les schistes briovériens altérés à l'Est du massif cristallin de Saint-Malo.

Entre 80 000 et 70 000 BP, au début de la phase de refroidissement marquant l'amorce de la glaciation weichsélienne, la baie présentait un paysage de steppe herbeuse habitée par la petite et la grande faune caractéristique de ce type d'environnement (site du Mont-Dol, L'Homer *et al.*, 1999a et b). Les sols correspondants sont localement conservés à la base des coulées périglaciaires de part et d'autre de l'estuaire en amont de l'usine marémotrice (feuille Dinan, en cours de lever).

Glaciation weichsélienne

Les processus de gélifraction et de solifluxion, à l'origine de la formation du *head*, et *pro parte* des colluvions en pédiments de reliefs, sont actifs dès le début du cycle weichsélien (Lautridou, 1985). Cette dynamique liée aux périodes froides et humides des glaciations a existé bien avant le Weichsélien mais seule partiellement la dernière phase froide du Saalien (après - 200 000 ans) et la dernière glaciation (Weichsélien) sont plus ou moins bien bien enregistrées dans ces dépôts de versants.

Au Pléniglaciaire, la région se situe dans un contexte suffisamment froid pour que soit attestée la présence de grandes fentes de gel liées à des pergélisols (Lautridou et Sommé, 1981). Des vents violents balayent les surfaces planes et dénudées du plateau continental de la Manche, alors émergé. Ils transportent des sables à grains éolisés qui s'accumulent en nappe dans le golfe normand-breton, jusqu'au pied des falaises mortes du littoral, dans les fonds de vallons et sur les glacis en pente douce plutôt ouverts vers l'WNW (fond de la baie du Mont-Saint-Michel vers Saint-Jean-le-Thomas) arrière du « replat » de Saint-Malo.

Au-delà, vers l'intérieur, les vents, freinés par les premiers reliefs, déposent des sablons fins puis surtout des poussières qui sont à l'origine des vastes couvertures de lœss et de limons lœssoïdes, généralement dénommés limons des plateaux sur les cartes anciennes (Baulig, 1933).

Après la dernière phase de refroidissement, entre -27 000 et -15 000 BP, un réchauffement s'amorce progressivement.

Tardiglaciaire

À la fin du cycle glaciaire weichsélien, vers 15 000 BP, le réchauffement déclenche la fonte des glaciers et des inlandsis nordiques (Morzadec-Kerfourn, 1977a et b). Les volumes d'eau immobilisés retournent progressivement aux océans.

Sur le continent, le froid persiste et l'alternance de phases de dégel et de gel favorise les processus de cryoturbation, de solifluxion, de gélifluxion, voire de ruissellement sur les versants. Les eaux de fonte ravinent les berges et le lit des rivières connaît encore des purges drastiques ne laissant subsister en fond de lit que les sédiments les plus grossiers (= gravier de base). Des décharges importantes de sédiments occupent les fonds du golfe normano-breton où ils se mêlent aux sables éoliens de couverture.

Après une dernière récurrence du climat très froid entre 12 500 et 11 000 BP (Dryas récent), survient une phase de réchauffement, comme le montre la date de 10 980 ± 2 30 BP obtenue pour un niveau de boue organique dans la vallée du Biez Jean à Vildé-Bidon (Morzadec-Kerfourn, 1974, 1977a). La fonte des glaces qui en résulte provoque une transgression marine rapide. La mer s'insinue alors dans les vallées fluviatiles en y générant des contextes estuariens qui migrent vers l'amont au fur et à mesure de la transgression holocène.

Holocène et remblaiement flandrien

La fin de la glaciation fige une grande partie de la topographie acquise à la fin de la dernière glaciation (Weichsélien). Tous les effets induits par la dynamique de gel-dégel sont stoppés et les formations superficielles de versants sont fossilisées (heads, arènes fauchées, etc.). La pédogénèse provoque l'apparition progressive d'un sol brun et de rankers (milieux plus acides) tandis que le climax le plus fréquent est la forêt de feuillus (hêtraie - chênaie sur la façade nord-ouest de la France).

Dans les vallées principales, le système en chenaux anastomosés qui existait s'arrête et généralement, sur les graves de fond, seul un chenal reste fonctionnel, tandis que les autres bras se comblent peu à peu. Les rivières occupant les fonds alluviaux ne transportent plus que des particules fines à très fines qui s'étalent latéralement lors des crues. Ainsi peu à peu se met en place un fond de vallée plat, limono-argileux, nourri également par des apports colluviaux à partir des versants.

Cette tendance sera ensuite renforcée par les activités anthropiques (défrichements, mises en culture). La remobilisation des matériaux fins des plateaux et des versants (silts, argiles) va engendrer des décharges de silts dès la fin du Néolithique, avec des accélérations en fonction de l'intensité de l'agriculture (fin du XV^e, et surtout à partir de 1960 avec la destruction des haies et la motorisation des labours).

La transgression accompagnant le retour à des conditions interglaciaires a permis une remobilisation des dépôts mis en place au pléniglaciaire précédent. Les vagues et le vent au cours de la transgression flandrienne ont poussé vers le fond du golfe normand-breton une partie des sédiments tapissant les fonds de la gouttière de la Manche. La plate-forme littorale a été progressivement nettoyée, la mer a réoccupé la base de l'abrupt littoral et la marée a remonté les vallées. Sur la frange côtière, les débris soustraits par les vagues aux formations périglaciaires et aux substrats ameublis par le gel, ont été triés et transportés par les courants ils se sont mêlés aux particules bioclastiques produites par la fragmentation de la microfaune et de la macrofaune marine. Les sables ont sédimenté largement à l'Ouest et occupé les dépressions de la plate-forme à écueils et les rentrants du littoral. Ils ont formé des bancs à l'abri des îlots, ainsi que des flèches littorales parfois éphémères qui ont pu dans un passé récent permettre l'accès à des îles aujourd'hui séparées de la terre par des bras de mer (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002a et b). Le sable des plages remobilisé par le vent a formé des dunes souvent plaquées contre le versant littoral. Lorsque les conditions étaient favorables des cordons dunaires ont également isolé des dépressions en particulier au Nord du massif de Saint-Malo : Sillon de Paramé, tombolo de l'île Besnard et cordon de l'anse du Guesclin. Les dépôts tourbeux formés à l'abri de ces cordons affleurent actuellement sur les plages en avant des dunes, jusqu'au niveau des basses mers, ce qui montre une permanence de flèches littorales, durant les derniers millénaires, lorsque la topographie de la plate forme l'a permis.

Aucun cordon dunaire ne s'est formé au Sud de la baie du Mont-Saint-Michel au cours de l'Holocène. Ce rentrant du littoral a constitué un piège sédimentaire où se sont déposés en alternance des particules sableuses, silteuses et argileuses. Les sédiments fins se sont également décantés dans l'estuaire de la Rance et la petite ria du Frémur. Dans le Marais de Dol, les sondages, les études palynologiques et les datations ont permis de reconstituer l'évolution holocène de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel (Morzadec-Kerfourn, 1974 et 2002). La principale difficulté rencontrée, pour l'interprétation des sondages est l'absence de coupe dans ces sédiments dont la géométrie reste mal connue (fig. 29, hors texte). Des travaux d'analyse sédimentologique par sismique très haute résolution devraient permettre de progresser (travaux en cours).

Les analyses polliniques indiquent que les faciès subtidaux à supratidaux se sont succédés en fonction du déroulement de la transgression marine, sans événements brutaux catastrophiques. Les dates radiocarbone BP, calibrées en dates calendaires BC et AD, permettent de suivre les variations du niveau marin dans le temps, mais la position de la ligne de rivage et l'altitude atteinte par la mer ne peuvent être qu'approximatives en raison de la compaction des sédiments, les tourbes en particulier (Clet *et al.*, 1981; Coutard, 2003; Délibrias et Morzadec-Kernourn, 1975; Fairbridge, 1961).

Au début de l'Holocène, la mer s'avance près du littoral actuel, tandis que des marécages d'eau douce s'installent en amont dans les parties basses et le fond des vallées. Autour du Mont-Dol, entre 19 et 16 m sous la surface actuelle, la sédimentation d'une argile grise s'échelonne entre 9 800 et 8 200 BP.

Après 8 200 BP, la mer envahit la baie jusqu'au pied de la falaise fossile (transgression T1). Des sables coquilliers présents à -12,30 m près du Mont-Dol, ont été datés de 6 900 BP. Un schorre, culminant vers -10 m dans le marais de Châteauneuf est daté à 7 050 BP. Lorsque la transgression ralentit, la tangue succède aux sables fins. Chaque extension temporaire des schorres est associée à une accumulation de sédiments au niveau de la haute slikke L'un de ces schorres à hydrobies a été daté de 6 700 BP (6 205-5 380 BC cal.). Ces ralentissements sont généralement de courte durée, les schorres se déplacent alors vers le Nord. Dans la dépression de Châteauneuf, l'anse se transforme progressivement à partir de 5 600 BP (4 730-3 995 BC cal.) en tourbière. Il en est de même entre le Mont-Dol et le versant continental au Sud (4 550-3 895 BC, 4 105-3 390 BC).

Une reprise de la transgression (T2) se produit à partir de 5 000 BP. La mer recouvre alors les schorres et les marais entre 4 800 et 4 400 BP (3 880-3 190 à 3 490-2 675 BC) et l'influence marine est perceptible dans le Biez Jean jusqu'à Vildé-Bidon. La transgression marque ensuite un net fléchissement. Autour du Mont-Dol, le schorre et les marais s'étendent à nouveau vers le Nord entre 3 900 et 3 450 BP (2 865-1 995 à 2 080-1 575 BC). Une nouvelle tourbière s'installe dans la vallée du Biez Jean et le fonctionnement du marais de Châteauneuf se poursuit. Après une période de relative stabilité des dépôts fins de tangue recouvrent les anciens schorres et des chenaux de marée pénètrent dans les marais au sud. Cette transgression (T3) est suivie par un ralentissement entre 2 700 et 2 300 BP.

La dernière transgression (T4) n'est enregistrée avec certitude que dans l'estuaire du Biez Jean vers 1 850 BP (Ie siècle de notre ère). A cette époque le drainage du marais s'effectuait d'Est en Ouest, par des chenaux recoupant les dépôts tourbeux plus anciens. En raison du tassement différentiel, ces chenaux comblés par la tangue sont actuellement légèrement en relief par rapport à la surface du marais entre le Mont-Dol et la Gouesnière : Grand Sillon et Sillon de La Fresnais (Morzadec-Kerfourn *et al.*, 1995a et b).

Dans le Marais de Dol, après une transgression rapide au début de l'Holocène, on observe donc trois périodes de ralentissement de 5 900 à 4 900 BP, de 4 200 à 3 300 BP et de 2 700 à 2 300 BP. Ces phases de ralentissement sont encadrées par des phases d'accélération de la remontée marine. Le schéma de la transgression holocène dans le marais de Dol est comparable à celui obtenu aux Pays-Bas. La transgression majeure (T1) de 8 200 à 5 850 BP correspond aux transgressions Calais I et II, la transgression (T2) de 5 400 à 3 900 BP, aux transgressions Calais III et IV, la transgression (T3) de 3 400 à 3 000 BP, à la transgression Dunkerque 0. Les transgressions équivalentes des phases Dunkerque I et II ne sont pas bien identifiées dans la baie du Mont-Saint-Michel. L'une des dernières incursions marines, vers le premier siècle de notre ère, correspond aux sillons de tangue immédiatement au Sud de la feuille Saint-Malo : transgression T4. Les briquetages à sel au Sud de Hirel ont été recouverts par la tangue. Seuls les sites les plus tardifs se situant au début du IV^e siècle, montrent un environnement correspondant au ralentissement ou à l'arrêt de la transgression.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Géographie humaine

Saint-Malo, par la conformité de ses îles et rochers autour du littoral, a depuis très longtemps été un port apprécié. Lors de la période napoléonienne, Surcouf fut un des corsaires les plus connu de cette ville forte.

Le bord de côte a vu l'implantation à la fin du XIX^e siècle de villes balnéaires comme Dinard, Saint-Malo se transformant peu à peu aussi en commençant à s'étendre hors remparts. Si au début les zones rocheuses furent privilégies pour les bâtiments les plus importants, très vite l'élargissement urbain a joué. Il est vraisemblable que l'ancienne corderie (site près de la gare de Saint-Malo) a fait l'objet de fondations avec pieux de bois.

Cette urbanisation est d'abord restée concentrée en bord de mer puis, peu à peu, s'est étendue au-delà du centre ville initial. Depuis les années 1960, l'urbanisation a progressé pour ne faire plus qu'une zone construite sur la plus grande partie du littoral entre les abords de Saint-Malo et au-delà de Dinard.

Dans l'arrière pays, en dehors de l'aérodrome international de Plérin, on peut signaler que les champs à maraîchage sont surtout les zones où il existe une couverture de lœss. Leur capacité drainante, leur moindre acidité, et peut être aussi le fait qu'ils soient proches du littoral (effets de microclimat de bord de cote ?) expliquent ces cultures qui restent généralement circonscrites à ces lœss. Les principales cultures sont les choux et choux-fleurs et dans une moindre mesure, en 2006, les artichauts. Signalons au passage que divers essais d'amendements pour constituer des sols à maraichages plus productifs (apports d'algues, de composts variés, etc..) font que désormais, il faut être beaucoup plus méfiant en cartographie par pierre volante : il peut y a voir des apports exogènes difficiles à distinguer, des galets, etc.

À l'opposé les zones où le terrain est plat et mal drainé, avec une couverture d'altérites argileuses sont plutôt occupées de forêts ou de champs de grande culture industrielle où le sol n'est presque plus qu'un support physique, les nutriments étant apportés pendant les pratiques agraires.

ELÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Sur le territoire de la carte on peut identifier les points suivants :

 les zones de tangues et de vasières littorales peuvent avoir des eaux salées qui peuvent poser des problèmes de stabilité dans le temps aux bétons non prévus pour cela; ces mêmes terrains, et les zones de marais ou de tourbes sont potentiellement des terrains compressibles sous la charge et toute construction lourde doit prendre en compte ce point;

 – on évitera de trop pomper sans maitrise, dans les marais pour des problèmes de tassement différentiel si bâtiments concernés, mais aussi pour éviter de faire progresser le coin salé dans les terrains ;

- sur le littoral ou en bordure de thalweg, on évitera aussi dans la mesure du possible des terrassements et constructions dans les heads. Ces dépôts de versant peuvent être très fragiles lors de fortes pluies et fluer d'autant plus aisément qu'ils sont modifiés à leur base ;

– dans le même esprit, on évitera des terrassements et bien sur des constructions sans précaution dans les zones de roches altérées. Des tassements différentiels, des portances très contrastées de sols entre des pointements de roches dures et des zones plus altérées peuvent provoquer des défauts aux bâtiments, dès le chantier ou lors de changement d'état des couches supports (sècheresse ou inversement saturation en eau);

 les bases d'arènes ou de head sont aussi souvent le siège de concentrations d'eau qui peuvent provoquer des venues d'eau lors de terrassement ;

- la marée et/ou les cycles de vidange de la Rance gérés par l'usine marémotrice sont aussi à prendre en compte pour les ouvrages littoraux (on évitera de couler les piliers et fondation à marées basses).

– enfin pour les remblais (anciennes carrières, dépôts d'ordures), une analyse géotechnique avant construction peut être utile, ainsi qu'une vérification de la chimie des matériaux traversés.

RESSOURCES EN EAU

Aquifères bretons du socle

Les formations géologiques qui couvrent la feuille de Saint-Malo sont uniquement des formations de socle (Brault, 2002).

Modèle conceptuel des aquifères de socle

Dans les socles anciens comme le Massif armoricain, les roches, généralement métamorphiques ou intrusives, sont massives et imperméables. La présence éventuelle d'eau souterraine dépend des modifications physiques subies par ces massifs rocheux postérieurement à leur formation, et notamment de la fracturation et de l'altération.

On schématise le profil des terrains de haut en bas de la façon suivante : – un niveau d'altération plus ou moins évolué constitué, sous le sol ou les dépôts contemporains du sol, d'allotérites caractérisées par une réduction de volume par rapport à la roche mère initiale ; la texture de la roche mère n'est pas alors préservée puis des isaltérites (jusqu'à une à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) où la texture de la roche initiale est préservée. Dans ces derniers niveaux, les éléments chimiques évacués par dissolution sont remplacés par des vides. Il en résulte une porosité importante, permettant à cet horizon de jouer un rôle capacitif vis-à-vis des eaux d'infiltration ;

– un niveau fissuré plus ou moins épais (jusqu'à 40 à 70 m): cet horizon, situé dans la partie supérieure du substratum, est caractérisé par une très forte fissuration dont l'intensité décroît vers le bas. Dans les 15 premiers mètres, la distance moyenne entre fissures est décimétrique et celles-ci sont ouvertes. L'espacement entre fissures (et donc leur probabilité d'interconnexion) diminue au fur et à mesure que l'on descend dans le profil. Ce niveau fissuré peut contenir de grandes quantités d'eau ;

– localement, un niveau fracturé : les zones où préexistaient des réseaux de fracture d'origine tectonique permettant la circulation de l'eau ont constitué, par la multiplication des surfaces de contact entre eau et roche, des lieux privilégiés où l'action de l'altération a été décuplée. Cette addition de phénomènes (fracturation tectonique, altération et fissuration) a particulièrement fragilisé les lieux où elle s'appliquait, conduisant à la formation de couloirs fracturés et fissurés où l'altération a pénétré plus profondément. Ces couloirs constituent des drains privilégiés pour l'eau souterraine, alimentés par les horizons altérés et fissurés plus superficiels.

Alimentation en eau des nappes

L'alimentation en eau de nappes est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 30 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

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

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long, (de l'ordre de 10 à 30 ans) selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltre et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes »; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la -ou des- décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Dispositifs de captage

Les puits

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

– soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;

- soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de 10 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

 - aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée);

- et à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui est fortement marqué pour tous les captages exploités.

Les forages

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

FORAGES DE SOCLE – RÉSULTATS CONNUS

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 243 forages implantés sur le territoire de la feuille de Saint-Malo (tabl. 3).

Unité géologique	Nombre de forages	Débit moyen m ³ /h	Profondeur moyenne m
Métasédiments Briovériens	42	13,1	62,4
Migmatites de Saint-Malo	174	11	61,1
Gneiss de la Richardais	27	15,4	60,2
Total des forages de la feuille	243	11.9	61

Tabl. 3 - Caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille 207

La profondeur moyenne des ouvrages est de 61 m (valeurs extrêmes : 16 et 152 m) et le débit instantané moyen : 11,9 m³/h (valeurs extrêmes : 0,2 et 85 m³/h).

Trois formations géologiques sont bien représentées sur la feuille de Saint-Malo :

- la Formation de Saint-Malo constituée de migmatites ;
- la Formation de la Richardais composée de Gneiss ;
- la Formation de Lamballe qui correspond à des métasédiments briovériens.

Pour chaque unité, les moyennes des débits et des profondeurs des forages ont été calculées. Les profondeurs des forages sont équivalentes, entre 60 et 62 m, mais les débits sont significativement différents, les Gneiss de la Richardais apparaissent les plus intéressants avec des débits instantanés de l'ordre de 15 m³/h, puis les Métasédiments briovériens avec des débits de 13 m³/h, et enfin les Migmatites de Saint-Malo avec des débits de l'ordre de 11 m³/h.

Il faut noter que pour la Bretagne, des débits instantanés de cet ordre de grandeur, de 11 à $15 \text{ m}^3/\text{h}$ sont excellents pour des forages de socle. Compte tenu de leur profondeur, ils dépassent l'altération de surface et recoupent des zones fracturées et fissurées très développées.

RISQUE D'INVASION D'EAU SALÉE DANS LA NAPPE D'EAU DOUCE

Il faut attirer l'attention sur le risque d'invasion d'eau salée dans les nappes d'eau douce sur la feuille de Saint-Malo à cause de la proximité immédiate de la mer. Le nombre important de forages profonds (plus bas que le niveau de la mer) dans la région de Saint-Malo – Cancale, aux débits importants et sans aucun contrôle de la salinité et du niveau de la nappe en cours d'exploitation représente un risque certain pour la qualité des nappes de bord de mer.

DÉBIT INSTANTANÉ ET DÉBIT D'EXPLOITATION

Il faut distinguer le débit instantané d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité locale autour de l'ouvrage et le débit d'exploitation pérenne qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

Alimentation en eau potable (AEP)

Aucun forage ou puits ne participe à l'adduction d'eau potable sur la feuille de Saint-Malo, la région est alimentée par la retenue de Sainte-Suzanne sur la commune de Saint-Coulomb.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le reste à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, les préconisations techniques de réalisation de forages de la nouvelle Loi sur l'Eau, notamment la cimentation et la protection de la tête de l'ouvrage, devraient, si elles sont correctement appliquées, pouvoir protéger les nappes de toute pollution ponctuelle.

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

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

Dénitrification naturelle en sous-sol

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

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

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Si autrefois, de nombreuses petites carrières ou excavations permettaient la construction de maisons individuelles, elles ont aujourd'hui disparu du territoire de la coupure de Saint-Malo.

La bande côtière très fortement urbanisée interdit désormais toute exploitation sur ces sites (Saint-Malo sens large, Dinard...), comme en mer (Cressard et Augris, 1982).

D'anciennes carrières ont été exploitées dans le passé sur Dinard, à des endroits où il était possible d'obtenir des granulats (schistes cornéeifiés, faciès plus aplitiques- ou assimilé- sur roche de type « granitique ») et ou les roches plus saines, moins altérées étaient aisément accessibles. Ces sites sont simples : ce sont les bas de versant, que l'on soit sur des flancs de thalwegs ou en bordure littorale.

Hormis les granulats, il ne semble pas avoir eu d'autres substances exploitées sur le territoire de la feuille (Nicolas, 1957, 1964). Plus anciennement, tout matériau local a servi pour la construction (roches dures pour moellons, limons et altérites argileuses pour torchis...).

- 137 -

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Indices miniers

La synthèse de J. Meloux (1978) (Chauris et Houlgatte, 1993 ; Chauris, 1997), toujours d'actualité, signale 3 indices sur la feuille de Saint-Malo :

– le Lupin : (X = 285,0 – Y = 118,0 ; lambert I, Z = 0m) : Filon de galène dans les « Mignatites de Saint-Malo (BSS 0207-7X-4001) » ;

- montagne Saint-Joseph : (X = 281, 5 - Y = 114, 1; lambert I, Z = 0m) : Filon de galène dans les « Mignatites de Saint-Malo (BSS 0207-7X-4002) »;

- Saint-Lunaire : (X = 272, 1 - Y = 114, 5; lambert I, Z = 0m) : Filon de galène dans les « Mignatites de Saint-Malo (BSS 0207-7X-4002) ».

DOCUMENTATIONS COMPLÉMENTAIRES

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le Paléolithique moyen est présent sur le littoral actuel et sur les bords de la ria de la Rance, associé aux dépôts pléistocènes. Il s'agit de sites qui appartenaient, aux époques des occupations, au domaine continental, compte tenu des régressions marines. La plupart de ces occupations se placent en fin d'interglaciaire-début glaciaire, c'est-à-dire entre les stades isotopiques 5d et 4. Le silex, provenant de galets marins collectés dans les cordons littoraux, est souvent mis en ouvre, parfois accompagné de roches plus locales (quartz de filon, grès éocènes). Le Paléolithique supérieur est actuellement inconnu sur l'aire de cette feuille (Monnier, 1980, 2007).

Le Mésolithique existe, sous la forme de petits sites, souvent colluviés, notamment sur des promontoires littoraux (pointe du Grouin, Port-Briac, pointe du Nid, pointe du Meinga, Ile Besnard... L'industrie de la pointe de la Varde (Saint-Malo) est en silex, grès éocènes, quartz (hyalin et amorphe), phtanite, accessoirement grès armoricain et autres quartzites. La technique de débitage des petits galets sur enclume, dite « débitage côtier » est avérée. L'utilisation de roches locales ou sub-locales, en complément du silex, peut s'expliquer par l'éloignement des cordons de galets en raison de la position de la ligne de rivage, nettement en retrait de l'actuelle. Typologiquement cette industrie de La Varde correspondrait à une phase récente du Mésolithique moyen.

Des monuments mégalithiques datant du Néolithique sont connus (Giot *et al.*, 1995, 1998). À signaler, un groupe de menhirs à Bonaban (la Gouesnière), des menhirs à la Gaudichais, au lieu-dit le Haut-Bout (Cancale) et un alignement en partie détruit à Saint-Briac (la Ville-Hue). De dernier, long initialement de 1 000 m, il ne reste que 25 à 30 pierres sur 100 m. Un dolmen

ruiné est signalé sur la même commune, sur le versant sud-est de la Garde Guérin. L'allée couverte du Moulin de la Roche-Plate (Saint-Lunaire) comprend encore 8 dalles et 19 orthostates en quartzite et en grès. Par ailleurs une douzaine d'occupations avérées, signalées par la présence d'artefacts, souvent rapportées au Néolithique final, ont été signalées sur Saint-Malo, Saint-Lunaire, Saint-Méloir-des-Ondes, Saint-Coulomb et Cancale. Sur la rive droite de la Rance, dans l'Anse du Rosais, un habitat du Néolithique récent (alignements de pieux de bois dans une tourbière) était installé au bord d'un marais d'eau douce derrière un cordon alluvionnaire, vers le niveau des plus basses mers actuelles (Prigent *et al.*, 1981).

Une fouille récente à Saint-Malo intra muros, place des Frères Lamennais, a découvert un sol ancien scellé par une couche de sable dunaire. Des structures anthropiques ont été mises au jour (fosses, tranchée de palissade, trous de poteaux, foyer, empierrements). L'industrie lithique est issue du débitage de petits galets de silex côtier ; la céramique (décors digités, au peigne ou à la coquille) se rattache au Néolithique final (Campaniforme). Il est remarquable que ce site se soit conservé quasi intact, en milieu fortement urbanisé. Il s'agissait à l'origine d'un habitat sur une butte en bord de mer.

Trois éperons barrés, pouvant dater des Âges du Bronze ou du Fer, jalonnent la côte septentrionale du Clos-Poulet, entre Saint-Malo et Cancale : les pointes de la Varde, du Grouin et du Meinga. Sur ce dernier, le rempart de protection est encore nettement visible.

Le promontoire de la Cité d'Alet, en Saint-Malo, sur la rive droite de la Rance est aussi un éperon barré datant de l'Âge du Fer. Les nombreuses fouilles qui y ont été menées par le Centre Régional d'Archéologie d'Alet (Ce.R.A.A.) ont montré une occupation commençant vers 80 av. J.-C. Une station portuaire, dénommée *Reginca*, existait dans l'anse Solidor, mais la topographie du lieu était différente. Un cordon alluvionnaire, allant de la pointe de la Briantais (ancrage droit du barrage de la Rance) à la pointe de la Cité (marégraphe). Le port d'échouage se trouvait sur la face maritime de ce cordon tandis que l'actuelle anse Solidor était protégée de la mer. À l'aplomb du bastion Solidor, subsiste un bassin losangique, destiné à stocker l'eau douce.

Sur le promontoire d'Alet (14 hectares), existait une importante agglomération occupée par les Coriosolites. Celle-ci fut détruite vers 25 après J.-C., sans doute pour obliger les habitants à aller peupler Corseul (*Fanum Martis*), le nouveau chef-lieu de la civitas des Coriosolites créé ex nihilo par les Romains au tout début du I^{er} siècle après J.-C (Langouët, 1988, 1996).

Durant le Haut-Empire, l'activité portuaire de *Reginca* se poursuivit, voire se développa. Mais, dans la première moitié du III^e siècle, un danger vint de la

mer : les pirates. Dans la civitas des Coriosolites, au lieu d'entourer le chef-lieu d'un rempart (comme à Rennes, Nantes, Vannes, etc..), on réactiva, vers 270 après. J.-C., le site d'Alet en l'entourant d'un rempart maçonné de 1 800 m de long (restes visibles au-dessus de l'anse des Bas-Sablons) et en y implantant une véritable structure urbaine. Le port connut un grand développement ; dans l'aiguade d'eau douce, on remplaça une pompe en bois à 3 cylindres par un modèle similaire à 8 cylindres. Dans l'anse Solidor, à marée basse, on peut facilement voir les deux bassins rectangulaires de la station de pompage galloromaine et les voies qui conduisaient soit au port d'échouage, soit à une lagune située derrière le cordon alluvionnaire (Lebesconte, 1898).

Mais la montée du niveau marin allait entraîner de profondes modifications dans la topographie de *Reginca*. Au milieu du IV^e siècle, le cordon alluvionnaire fut éventré, sans doute à l'occasion d'une grande marée combinée à une tempête. La mer envahit définitivement l'anse Solidor : la station d'alimentation des navires en eau douce devint inutilisable, une nécropole à inhumations dut être abandonnée dans l'anse Saint-Père où le port d'échouage se déplaça ; le rocher de Solidor prit une valeur stratégique (protection de la partie basse des remparts et du nouveau port) au point d'y construire peu après un *castellum* militaire (mur à chaînage de briques visibles depuis la cale Solidor). Globalement, Alet, avec ses remparts et son port abrité, prit une valeur stratégique concrétisée par l'implantation d'un commandement militaire (le Préfet des soldats *Martenses*).

Les prospections intensives du Ce.R.A.A. ont permis de déceler, soit d'avion, soit au sol, plus de 70 gisements gallo-romains qui sont très majoritairement des exploitations agricoles. Celles-ci existaient généralement dès l'époque pré-romaine mais ont connu un changement dans la construction des bâtiments. À l'époque gallo-romaine, les murs étaient maçonnés, au moins leurs bases, et les toitures étaient en tuiles. Ce sont ces derniers éléments qui permettent assez facilement de les localiser au sol (Langouët, 1991).

Au début du V^e siècle, avec le départ de l'administration romaine, le site d'Alet tomba en désuétude. Il faudra attendre les immigrations bretonnes des IV^e et VI^e siècles pour que la ville retrouve une certaine activité. L'immigrant le plus connu, Malo (ou *Machutus*) débarqua à Cézembre puis Alet tandis que plusieurs autres, ayant aussi traversé la Manche, s'installaient autour de Saint-Malo. Leurs implantations ont laissé des traces dans la toponymie communale : Saint-Briac, Saint-Énogat, Saint-Coulomb, Saint-Ideuc, Saint-Lunaire, Saint-Méloir. Au milieu du IX^e siècle, lors d'une mise en place d'une organisation épiscopale, Alet devint le siège d'un évêché avec une cathédrale (vestiges visibles au centre du promontoire). Mais les normands (vikings) occupèrent durant 30 ans la ville au début du X^e siècle ; leur occupation a été retrouvée dans le jardin du Château de Solidor. À la même époque, ils occupèrent, à Dinard, la pointe du Moulinet en y implantant un « château ». Après leur départ (939 après J.-C.), de profondes modifications intervinrent à cause de la montée du niveau marin. D'une part, la ville d'Alet s'était avérée difficile à défendre avec un rempart très long (1 800 m) et était en mauvais état, d'autre part, le port devenait insuffisant pour l'activité maritime qui se développait. Or, la montée de la mer avait entraîné un assainissement naturel des marais qui se trouvaient à l'Est de l'île de Saint-Malo (*Canalch*, à l'époque gauloise), en les transformant en zone vaseuse d'échouage. C'est ainsi que l'activité maritime se transféra naturellement à l'abri de l'île de Saint-Malo, devenu habitable. Au milieu du XII^e siècle, les autorités religieuses suivirent ce mouvement et transférèrent le siège de l'évêché d'Alet sur l'île de Saint-Malo et fortifièrent le site (une portion du rempart crénelé subsiste au dessus de la plage de Bon Secours).

En 1255, lors d'une révolte locale, les principaux monuments d'Alet (cathédrale, *castellum*, remparts) furent détruits et le site retomba dans l'oubli alors qu'il peut être considéré comme le berceau antique de la ville de Saint-Malo.

Sur les vestiges du *castellum*, à la fin du XIV^e siècle, on construisit la Tour Solidor ; sa base inclut une tour gallo-romaine, visible à l'Ouest, soutenue préalablement par trois renforts.

Cézembre (*segisama briga*, la hauteur la plus forte) n'a pas toujours été une île. Jusqu'au XV^e siècle, lors des grandes marées, on pouvait s'y rendre à pied. Il existait un «gué», plus ou moins empierré, long de plus de 4 km ; celui-ci partait du Grand Bé et passait près des Roches aux Anglais et des Pierres aux Normands. Ainsi, d'après sa *vita*, Saint-Malo a débarqué à Cézembre puis est venu à pied à la Cité d'Alet. Lors de l'occupation viking, il y eut une bataille sur l'île de Cézembre, rendue possible par son accessibilité par marée basse.

Cancale (*cancavena*, *i.e.* anse de la rivière, en 1008) tire son nom de sa situation au bord de l'écoulement des eaux du Guyoult (*Gubiolus*) et du Meneuc avant les endiguements du marais de Dol. La passe de la « vieille rivière » conserve le souvenir de cet ancien état hydrologique.

Dans le Clos-Poulet, les nombreuses malouinières correspondent à des propriétés d'armateurs malouins des XVII^e et XVIII^e siècles.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

(voir localisation fig. 28, hors texte)

La carte géologique de Saint-Malo est constituée de deux unités géologiques distinctes : l'unité de Fougères (partie sud-est) constituée de sédiments peu L'unité de Fougères (arrêt 1 et 2) s'étend depuis Cancale jusqu'à la basse Normandie, à travers la baie du Mont-Saint-Michel. Cette unité est intrudée par des plutons granitiques à granodioritiques datés à 540 Ma à et dont les pointements les plus remarquables sont le Mont-Dole et le Mont-Saint-Michel.

L'unité de Saint-Malo (arrêts de 3 à 6) s'étend depuis Cancale jusqu'à la baie de la Fresnaye à l'Ouest. Elle est constituée pour l'essentiel de métasédiments métamorphisés à des degrés divers : micaschistes, gneiss et migmatites.

Arrêt 1 – Les métasédiments briovériens - Cancale. Au port de Cancale, se diriger vers le Nord. À marée basse, depuis la cale jusqu'à la pointe du Hock, on peut observer en falaise ou sur le platier des alternances centimétriques à décimétriques schisto-gréseuses gris-bleu à beiges. Ces roches représentent d'anciens sédiments néoprotérozoïques (entre 1 000 et 540 Ma) dits « briovériens » faiblement métamorphisés. L'alternance schisto-gréseuse définit une ancienne stratification à laquelle se superpose une schistosité. Au large, l'île des Rimains et le Rocher de Cancale sont constituées des mêmes roches.

Arrêt 2 – Au lieu-dit « Port Briac », les métasédiments briovériens sont intrudés par le granite de Cancale qui développe un métamorphisme de contact. Dans les métasédiments, s'observent alors des minéraux néoformés de cordiérite transformés ultérieurement en agrégats de micas blancs. Cette zone correspond par ailleurs au **contact entre l'Unité de Fougères et l'unité de Saint-Malo** et se caractérise par une faille ou zone de cisaillement ductile importante, le long de laquelle se met en place le granite de Cancale daté à 555 Ma.

Arrêt 3 – La Pointe du Grouin – Cancale. La pointe du Grouin en Cancale constitue un des sites géologiques les plus remarquables de la carte de Saint-Malo. Depuis la rade de Cancale, on peut découvrir par temps clair, non seulement le paysage de l'ensemble de la baie, mais encore les côtes de falaises (migmatites) en direction de Saint-Malo. À marée basse, les marques laissées sur la longue île des Landes traduisent la grande amplitude du marnage.

Au-delà du sémaphore et du blocaus, on observe des roches de couleur beige claire, à grains fins, et présentant une orientation planaire subverticale N20-30. Cette même orientation s'observe très nettement sur l'île des Landes où les roches forment des éperons escarpés. Ces granites très déformés (mylonitiques) montrent de très nombreuses bandes de
cisaillement senestre qui témoignent de la mise en place de ce granite le long d'une faille ductile majeure.

Arrêt 4 – **Anse Duguesclin – Les métatexites et gneiss fins**. À partir de la Pointe du Grouin, prendre la D201 en direction de Saint-Malo par la côte et s'arrêter à la plage Duguesclin. À droite de l'anse, on peut observer de beaux affleurements de gneiss migmatitiques de type métatexite. Il s'agit de gneiss bleu sombre au sein desquels s'observent des lits quartzo-feldspathiques appelés leucosomes bordés de niveaux biotitiques sombres appelés mélanosomes. Ces leucosomes sont issus de la fusion partielle des gneiss fins.

À gauche de l'anse, en suivant le chemin côtier, on observe de nombreux affleurements de gneiss gris fins entrelacés de filonnets quartzeux millimétriques à centimétriques. Ces gneiss fins sont équivalents à ceux que l'on peut observer à la pointe de Quémeur en val de Rance.

Arrêt 5 – **Le Tombolo restauré de l'île Besnard**. Ce tombolo constitue un ensemble sédimentaire holocène remarquable : outre le tombolo, on peut y voir une dune en cours de stabilisation, un fond de baie avec slikke et schorre d'un coté de la flèche sableuse tandis que l'autre façade est ouverte sur les houles de la Manche. De plus, les aménagements réalisés pour restaurer cet environnement dans une ambiance de très forte pression touristique d'été constitue un point complémentaire à ne pas oublier.

Arrêt 6 – Rothéneuf – Les rochers sculptés – Granite d'anatexie et gneiss diatexiques nébulitiques. Au centre du bourg de Rothéneuf, suivre les pancartes « les rochers sculptés ». Ce lieu présente un intérêt tant touristique que géologique. De 1893 à 1909, plus de 300 statues furent sculptées à même le rocher, par un prêtre, l'abbé Fouré, devenu sourd et muet. Ce lieu fantasmagorique relate la légende d'une famille tantôt corsaire, tantôt pirate, les Rothéneuf, ayant vécu sur la côte d'émeraude au XVI^e siècle. Nul ne sait si l'abbé Fouré avait quelques connaissances en géologie. Il utilisa néanmoins les caractéristiques texturales et pétrographiques des roches pour façonner ses personnages. Ainsi les photos 6 et 7 sont sculptées dans le granite d'anatexie, d'aspect massif, qui permet à l'abbé Fouré d'obtenir des formes arrondies.

Sur la photo 7, il utilise un rod de quartz, très commun dans les migmatites et gneiss de Saint-Malo pour représenter la bouche du personnage. L'abbé Fouré utilise la foliation (photo 8) pour sculpter un personnage allongé dans un granite d'anatexie légèrement déformé. Le personnage de la photo 9 est sculpté dans une migmatite diatexite de type nébulitique. Les parties claires constituées de quartz et feldspath sont parsemées de tâches sombres biotitiques. L'alignement de ces tâches laisse deviner une foliation. **Arrêt 7** – **Migmatites rubanées, granite d'anatexie et filon doléritique** – **Saint Enogat**. À partir de Saint-Malo, prendre la direction de Dinard puis la plage de Saint-Énogat.

Le chemin côtier entre Saint-Énogat et Dinard permet d'observer la partie nord de l'Unité de Saint-Malo. Les migmatites rubanées (métatexites et diatexites), possédant de fréquentes lentilles de quartz, sont les faciès dominants. Ils sont constitués d'une alternance de leucosomes à quartz + plagioclase sodique + microcline et rares biotite et sillimanite, et de mélanosomes essentiellement biotitiques avec parfois quartz, feldspaths, sillimanite et cordiérite. Les leucosomes sont isotropes tandis que les mélanosomes soulignent fortement la foliation pentée ici vers le N-NE. Des muscovites se développent tardivement aux dépens de la biotite et de la sillimanite. Ce rubanement est parfois recoupé par des veines pegmatitiques. Des niveaux centimétriques à décimétriques de gneiss fins lités à Qtz + Plg + Kfs + Bt représentent des termes non fondus étirés dans la foliation. Des poches métriques, à contours diffus, de forme ovoïde, sont des diatexites contenant fréquemment des Schlieren biotitiques et passent parfois en l'absence de ces derniers à des faciès granitiques. Les migmatites sont recoupées par des filons doléritiques métriques à décamétriques d'orientation moyenne N-S.

Arrêt 8 – Migmatite et granite de La Dame Jouanne – Saint-Briac (fig. 9). Le lieu-dit La Dame Jouanne se situe à l'extrémité ouest de la carte entre la Pointe de la Haye et la pointe de la garde Guérin. À partir de Saint-Briac, prendre la D786 en direction de Saint-Lunaire puis bifurquer vers la D3 en direction de la Pointe de la Haye. La Dame Jouanne se trouve sur l'estran et est bien accessible à marée basse. En faisant le tour des rochers, on observe progressivement des métatexites rubanées, des diatexites rubanées puis nébulitiques et enfin des granites. Des filons doléritiques métriques recoupent à l'emporte-pièce ces formations.

Une description détaillée et abondamment illustrée des différents paysages de la baie du Mont-Saint-Michel, de son évolution et de ses aménagements pourra être consultée dans le document collectif de C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Homer et M. Le Vot (2002) et on peut consulter le guide géologique de la Bretagne (Durand et coll., 1977).

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS C.J.D. (1976) – Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.

- AÏFA T., LEFORT J.-P. (2001) Relationship between dip and magma flow in the Saint-Malo dolerite swarm (Brittany, France). *Tectonophysics*, vol. 331, n° 1-2, pp. 169-180.
- AUBRY J. (1982) Formations permiennes et triasiques du bassin de Carentan, thèse de 3^e cycle Université de Caen, 285 p.
- AUGRIS C., BLANCHARD M., BONNOT-COURTOIS C., HOULGATTE E., LE VOT M. (2000) – Carte des formations superficielles sous-marines entre le Cap Fréhel et Saint-Malo. Echelle 1/20 000. IFREMER Éditions.
- AUGRIS C., BONNOT-COURTOIS C., EHRHOLD A., MAZÉ J.-P., LE VOT M., BLANCHARD M., SIMPLET L. (2008) – Carte des formations superficielles du domaine marin côtier de Saint-Malo à Granville. Échelle 1/50 000. IFREMER Éditions.
- AUGRIS C., BONNOT-COURTOIS C., MAZÉ J.-P., LE VOT M., CRUSSON A., SIMPLET L., BLANCHARD M., HOULGATTE E. (2006) – Carte des formations superficielles du domaine marin côtier de l'anse de Paimpol à Saint-Malo (Côtes d'Armor – Ille-et-Vilaine). Echelle 1/50 000. Éditions IFREMER.
- AUGRIS C., HAMON D. et coll, (1996) Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). Éditions IFREMER, 72 p.
- AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. (1979) Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM*, I, 4, p. 277-292.
- AUVRAY B. (1979) Genèse et évolution de la croûte continentale dans le nord du Massif armoricain. Thèse Univ. Rennes, France, 681 p., inédit.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980a) Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.
- AUVRAY B., MACÉ J., VIDAL P., VAN DER VOOR (1980b) Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany: implications for the age of red beds (« Séries rouges ») in the northern Armorican Massif. J. Geol. Soc. London, vol. 137, p. 207-210.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, 5, p. 953-957.
- BAIZE S. (1999) Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). Documents du BRGM, 289, 366 p.
- 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.P. (1989) Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse doct. univ. Rennes I, inédit.
- BALLÈVRE M., LE GOFF É., HÉBERT R. (2001) The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, p. 19-43.
- BARDY P., LEFORT J.-P. (1987) Structure et stratigraphie des formations anté-mésozoïques du golfe normano-breton d'après l'interprétation des données sismiques. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 304, sér. II, p. 997-1000.
- BARRÉ O. (1905) Origines tectoniques du golfe de Saint-Malo, Annales de géographie, XIV n° 74, pp.23 -35, 2pl ht.
- BARROIS C. (1888) Constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne, Ann. Soc. Géol. Nord, 16, p. 1-11.
- BARROIS C. (1895) Sur les poudingues de Cesson (Côtes-du-Nord). Ann. Soc. Géol. Nord, 23, p. 26-29.
- BARROIS C. (1896) Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 1^{re} édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- BARROIS C. (1899) Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1934) Observations sur la carte géologique de Saint-Brieuc. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 57, p. 207-237.
- BARROIS C. (1937) Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 2^e édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- BARROIS C. (1964) Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 3^e édition – réimpression de la 2^e édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- 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.
- BAULIG H. (1933) À propos du relief armoricain et de l'origine des lœss bretons. Bull. Ass. Géog. Fr., Paris, 67, p. 51-55.
- BÉZIER T. (1922) Les grès dits à sabals reconnus à Saint-Hélen (Côtes du Nord). *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, Rennes, III, 1, p. 46-56.
- BIGOT B. (1986) Essai de modélisation de l'apport lœssique en Bretagne (France). *C.R. Acad. Sc.*, t. 303 (II), fasc. n° 10, pp. 919-921.
- BIGOT B., MONNIER J.-L. (1987) Stratigraphie et sédimentologie des lœss récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sable-d'Or-les-Pins et Pot Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire, n.s.*, 29, p. 27-36.
- BILLEAUD I. (2007) Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire en régime mégatidal (la baie du Mont-Saint-Michel). Thèse université de Caen, Basse-Normandie, 239 p.

- BIRKETT D.A., MAGGS C.A., DRING M.J. (1998) Maerl. An overwiew of dynamic and sensitivity charasteristics for conservation management of marine SACs Project), 5, 116 p.
- BITRI A., BRUN J.P., TRUFFERT C., GUENNOC P. (2001) Deep seismic imaging of the cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, 331, p. 65-80.
- BIZIEN-JAGLIN C. (1995) Approche de la sédimentologie des périodes historiques dans le marais (Communes de Roz-sur-Couesnon et de Hirel). *In* Baie du Mont-Saint-Michel et Marais de Dol. Milieux naturels et peuplements dans le passé. *Centre Rég. Arch. Alet*, Saint-Malo, p. 81-94.
- BOGDANOFF S., JULIEN M. avec la collaboration de LAFOND R.-L., CARN A., VAGINAY M. (1996) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). BRGM : Orléans, 47 p. Carte géologique par S. BOGDANOFF, C. JULIEN, R.L. LAFOND. (1997).
- BOGDANOFF S., JOURDAN C., LAFOND R.-L. (1997) Carte géol. France (1/50 000), feuille Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM. Notice explicative par BOGDANOFF S. et JULIEN M. avec la collaboration de LAFOND R.-L., CARN A., VAGINAY M. (1996), 47 p.
- BONNEFILLE R. (1975) Les réalisations d'Electricité de France concernant l'énergie marémotrice. Rapport EDF, n° F40/75/02, 117 p., 42 fig., 12 pl.
- 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. Geophy. Res., 105, B8, p. 19273-19288.
- BONNOT-COURTOIS C., AUGRIS C., BLANCHARD M., HOULGATTE E. (2002) Répartition des formations superficielles du domaine marin côtiers entre le Cap Fréhel et Saint-Malo. *Géologie de la France*, 3, 31-42.
- BONNOT-COURTOIS C., CALINE B., L'HOMER A., LE VOT M. (2002b) La Baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnement sédimentaires, aménagements et évolution récente. *Bull Centres Rech. Explor. Prod. Mémoire*, 26, 256 p.
- BOURCART J., BOILLOT G. (1960) Étude des dépôts flandriens de l'anse Duguesclin, près de Cancale (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, t. II, p. 45-49.
- BOULVAIS P., VALLET J.-M., ESTÉOULE-CHOUX J., FOURCADE S., MARTINEAU F. (2000) – Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168, p. 211-223.

- BOUVIER S. (1993) Morphogenèse et morphosédimentologie des vastes estrans plans en Bretagne septentrionale. Thèse Université de Bretagne Occidentale, École Pratique des Hautes Études.
- BRAULT N. (2002) Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse Univ. Rennes 1, 188 p. + annexes + 3 planches couleur.
- BROWN M. (1978) The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the Saint-Malo region, Armorican Massif, France. *Precambrian 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 Jahrb. Mineral. Abhandlungen*, 135, p. 48-74.
- BROWN M. (1995) The late precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): distorsion 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'LEMOS R. (1991) The cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France: relationship to the Saint-Malo magmatit belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Res.* 51, p. 393-427.
- BROWN M, SOLAR G.S. (1998) Shear zone sysems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *J. Struct. Geol.*, 20, p. 211-228.
- BRUN J.-P. (1975) Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de Saint-Malo (Massif armoricain), analyse de la déformation. Thèse de 3^e cycle, Rennes, 99 p.
- Brun J.-P. (1992) Discussion on the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany). J. Geol. Soc. London, 149, p. 151-155.
- BRUN J.-P., BALÉ P. (1990) Cadomian tectonics in Northern Brittany. In R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». Geol. Soc. Sp. Publ., 51, p. 95-114.
- BRUN J.-P, BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian flod 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.
- BRUN J.-P., MARTIN H. (1978) Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution géodynamique d'un dôme migmatitique : le massif de Saint-Malo (France). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XX, p. 91-101.

- CABANIS B. (1986) Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse Univ. Paris., Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie, 690 p.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1987) Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the Northern Armorican Massif (France) - Implications for geodynamic evolution during the Cadomian. *In* « Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites ». *Geol. Soc.* Sp. Publ. 33, p. 525-539.
- CABAZAT C. (1968) Le massif de Saint-Malo. Étude de géomorphologie littorale. Diplôme E.P.H.E., Dinard, 386 p, 2 tomes + 1 vol. cartes.
- 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.
- CARRIC G, CHANTRAINE J., DADET P., FLAGEOLLET J.-C., SAGON J.-P., TALBO H., MULOT B. (1979) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Moncontour (279). Orléans: BRGM, 43 p. carte géologique par Guéranger B., Chantraine J., Dadet P., Sagon J.-P., Tegyey A., Carric G, Flageollet J.-C. (1979).
- CAUVIN-CAYET C., GALDEANO A., ÉGAL E., POZZI J.-P., TRUFFERT C. (2001) Magnetic modelling in the French Cadomian belt (Northern Armorican Massif) - (Armor Project, GeoFrance 3D Programm). *Tectonophysics*, 331, p. 123-144.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.(J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogenèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, IV, 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN M., VILLEY M. (1983) – Inventaire lithologique et sructural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. *Documents BRGM*, vol. 67, 185 p.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE GOFF E., BALLÈVRE M., GUENNOC P. (2001) – The Cadomian active margin. *Tectonophysics*, 331, p.1-18.
- CHAURIS L. (1969) Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. C.R. Acad. Sci. Paris, 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1970) Silicification et kaolinitisation hydrothermales entre Moustéru et Saint-Julien (Côtes-du-Nord). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., Paris, fascicule 8, p. 292-293.
- CHAURIS L. (1997) Les sables noirs à ilménite et magnétite de la baie de Saint-Brieuc en Bretagne septentrionale. *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest de la France*, nouvelle série, t. 19, 2, p. 84-95.

- CHAURIS L, HOULGATTE E. (1993) Y-a-t-il de l'or dans les Côtes d'Armor ?. *Mém. Soc. Émul. Côtes d'Armor*, t. CXXII, p. 164-180.
- 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. Linn. Normandie*, 109, p. 3-20.
- COCAIGN J.-Y, BIZIEN-JAGLIN, REGNAULT H. (1996) Les sites protohistoriques de l'anse du Verger en Cancale (35) dans leur cadre archéologique et environnemental. *Centre Rég. Aarch. Alet.*, 24, p.71-84
- COCHERIE A., CHANTRAINE J., FANNING C.-M., DABARD M.-P., PARIS F., LE HÉRISSÉ A., ÉGAL É. (2001) – Datation U/Pb : âge Briovérien de la Série d'Erquy (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sci. Terre planètes, 333, p. 427-434.
- COGNÉ J. (1951) Remarques sur les schistes cristallins des eaux inférieures de la Rance (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 1, p. 139-145.
- COGNÉ J. (1959) Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, I, 1, p. 112-118.
- COGNÉ J., (1962) Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, IV, 3, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. Intern. CNRS, Paris, 192 -Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 236, p. 193-218.
- COGNÉ J., WRIGHT A.E. (1980) L'orogenèse cadomien : vers un essai d'interprétation paléogéodynmique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. *Mémoires BRGM*, n° 108, p. 29-35.
- COUTARD S. (2003) Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche. Tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Université Caen, UFR Sciences. Thèse de Doctorat. 446 p.
- CRESSARD A.-P., AUGRIS C. (1982) Recherche de granulats marins dans le golfe Normand-Breton. Rapport CNEXO COB, 36 p. + Annexes.
- D'LEMOS R.S., BROWN M., STRACHAN R.A. (1992) Granite magmageneration, ascent and emplacement within a transpressional orogen. J. Geol. Soc., London, 149, p. 487-490.
- 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., BEURRIER M., LAUTRIDOU J.-P. (1984) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247).
 Orléans : BRGM, 26 p. Carte géol. par Dadet P., Lautridou J.P., Beurrier M., Le Métour J. (1983).
- DADET P., LAUTRIDOU J.-P., BEURRIER M., LE MÉTOUR J. (1983) Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans: BRGM. Notice explicative par Dadet P., Beurrier M., Lautridou J.P (1984), 26 p.
- DAGORNE A. (1966) Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique du littoral et du prélittoral de la région de Dinard, Saint-Briac (Ille-et-Vilaine). Thèse univ. Rennes, EPHE, 373 p.
- DALLMEYER R.D., D'LEMOS 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., STRACHAN R.A., D'LEMOS 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.
- DANGEARD L. (1922) Calcaires éocènes roulés des grèves de Paramé. Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, Rennes 1922, p. 310-314
- 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., Série 2, vol. 310, n° 6,, 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, sér. II, p. 83-88.
- DELIBRIAS G., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1975) Evolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien. Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire, n°43-2, p. 59-70.
- DENIS E. (1988) Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale. Thèse Univ. Rennes, Mém. et Doc. CAESS, 18, 223 p.
- DESDOIGTS J.-Y. (1970) Le marais de Dol occicental : étude géomorphologique. Mémoires du laboratoire de géomorphologie de l'École Pratique des Hautes Études, vol. 18, 227 p.
- DEVOIR A. (1908) Essai sur les mouvements de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel (Époques actuelle et préhistorique), Bulletin de l'Institut océanographique, n° 125, p. 1-54.

- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, IV, 5, p. 801-814.
- D'LEMOS R.S., BROWN M. (1993) Sm-Nd isotope charactéristics of late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geol. Mag.*, 130, p. 797-804.
- D'LEMOS 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.
- DUGUÉ O., POUPINET N., BAIZE S., AUFFRET J.-P., COUTARD J.-P., OZOUF J.-C., CLET-PELLERIN M. (2000) – Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie : les séries marines et fluviatiles des bassins du Seuil du Cotentin, Géologie de la France, n° 3-2000, p. 99-125, 11 figs., 1 tabl., 4 ann.
- 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. (1960a) 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. (1960b) Le tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Rennes, 2, p. 71-80.
- DURAND S. coordonnatrice (1977) Bretagne. Guides géologiques régionaux. Paris, Masson éd., 208 p.
- EDELINE P. KRIEGK O. (1977) Étude pédologique et hydrodynamique d'une zone test du marais de Dol de Bretagne. INRA Chambre d'agriculture d'Ille-et-Vilaine. Doc. Dactylo., 72 p.
- ÉGAL E., GUENNOC P., LE GOFF E., THIÉBLEMONT D., LEBRET P., HALLÉGOUET B. (1996A) – Carte géol. France (1/50 000) feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer (204) BRGM, Orléans ; notice explicative par Égal E., Le Goff E., Guennoc P., Thiéblemont D., Halégouët B., Houlgatte E., Callier M., Carn A. (1995), 194 p.
- ÉGAL E., 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 E., LE GOFF E., GUENNOC P., THIÉBLEMONT D., HALÉGOUËT B., HOULGATTE E., CALLIER M., CARN A. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (150 000), feuille Pontrieux-Etables (204). Orléans : BRGM, 194 p. Carte géologique par Égal E., Guennoc P., Le Goff E., Thiéblemont D., Lebret P., Hallégouët B. (1996).

- ÉGAL E., LE GOFF E., LEBRET P. (1999a) Carte géol. France (1/50 000) feuille Guingamp (242). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Égal, E. Le Goff, P. Lebret avec la collaboration de Barrat J.A., Carn A., Chantraine J., Cocherie A., Guerrot C., Hallegouët B., Monnier J.-L. (1999), 148 p.
- ÉGAL É., LE GOFF E., LEBRET P. AVEC LA COLLABORATION DE BARRAT J.A., CARN A., CHANTRAINE J., COCHERIE A., GUERROT C., HALLEGOUËT B., MONNIER J.-L. (1999b) – Notice explicative, Carte géol. France (150/000), feuille Guingamp (242). Orléans : BRGM, 148 p. Carte géologique par Égal E., Le Goff E., Lebret P. (1999).
- ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., THOMAS E., GUÉNNOC P., HALLÉGOUËT B., AVEC la collaboration de Carn A., Chantraine J., Guerrot C., Houlgatte E., Le Berre P., Martelet G., Monnier J.-L., Tegyey M., Truffert C. (2004), Notice explicative, Carte géol. France (150 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM, 221 p. Carte géologique par Égal E., Thomas E., Guénnoc P. Hallégouët B., Houlgatte J. (2005).
- ÉGAL E., THOMAS E., GUÉNNOC, P. HALLÉGOUËT B., HOULGATTE J. (2005) Carte géol. France (1/50 000) feuille Saint-Brieuc (243). BRGM, Orléans; notice explicative par ÉGAL E., Thiéblemont D., Thomas E., Guinnoc P., Hallégouët B., avec la collaboration de Carn A., Chantraine J., Guerrot C., Houlgatte E., Le Berre P., Martelet G., Monnier J.-L., TEGYEY M., Truffert C. (2004), 221 p.
- EGUILUZ L., APRAIZ A., ABALES B., MARTINEZ-TORRES L.M. (1995) Évolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Protérozoïque supérieur : corrélations avec l'orogenèse cadomien nord-armoricain. *Géologie de la France*, vol. 1995, n° 3, p. 35-46.
- EHRHOLD A. (1999) Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal : exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel. Thèse de Doctorat de l'Université de Caen, 294 p.
- EHRHOLD A., AUFFRET J.-P. (2001) Carte spéciale «G» de nature de fond de la Pointe du Grouin à la Pointe d'Argon (feuille 7156 G). Publication du SHOM.
- EHRHOLD A., GUILLOU S., AUFFRET J.-P., GARLAN T., DAN NGUYEN K. (2003) – Modélisation des flux sédimentaires charriés dans la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France).
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Rennes, 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968) L'Éocène du Massif armoricain. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographiques et paléoclimatiques. Colloque sur l'Éocène, Paris, mai 1968, Mém. BRGM, 58, p. 416-425.

- ESTÉOULE-CHOUX J., MARGEREL J.-P., GUERNET C., RIVOALLAND H. (1986) Données nouvelles sur le bassin stampien de Quessoy (Massif armoricain). Étude sédimentologique et micropaléontologique du gisement du Moulin du Boguet. *Revue de Micropaléontologie*, 28, 4, p. 243-254.
- FAIRBRIDGE R.W. (1961) Discussion sur la datation par radiocarbone de tourbes flandriennes de la côte bretonne (à propos d'une note de MM. J. Bourcart ET G. Boillot). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., Paris, 5, p. 138-139.
- FOURCADE S., MARTIN H., DE BRÉMOND D'ARS J. (1992) Chemical exchange in migmatites during coaling. Lithos 28, p. 43-53.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.-P., WHATLEY R.C., MAYBURY C., MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1989) – Les argiles pliocène de Saint-Jean-La-Poterie (Morbihan). Sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). Géologie de la France, 1-2, p. 55-78.
- GALDÉANO A., ASFIRANE F., TRUFFERT C., ÉGAL E., DEBEGLIA N. (2001) The aeromagnetic map of the French Cadomian belt. *Tectonophysics*, 331, p. 99-108.
- GILL J.B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag ed., Berlin, 390 p.
- GIOT P.-R., BRIARD J., PAPE L. (1995) Protohistoire de la Bretagne. Editions Ouest-France, Coll. Université, 448 p.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L., L'HELGOUACH J. (1998) Préhistoire de la Bretagne. Éditions Ouest-France, coll. Université, 589 p.
- GIRESSE P., HOMMERIL P., LAMBOY M. (1972) Résultats préliminaires d'une campagne de sismique réflexion dans le golfe normand-breton, *Mémoire du BRGM*, Orléans, n° 79, p. 193-201.
- GIRESSE P., LAUTRIDOU J.-P. (1973) –Les formations quaternaires du littoral du golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, 2, p. 89-101.
- GRAINDOR M.-J. (1957) Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 211, 52 p.
- GRAINDOR M.-J. (1958) Sur la présene de gros blocs encastrés dans les sables du golfe normano-breton. *C.R. Acad. Sci.*, vol. 246, n° 14, p. 2134-2136.
- GRAINDOR M.-J., MARIE P. (1959) La découverte du Sénonien inférieur au SSW des îles Chausey (Manche). C.R. somm. soc. géol. Fr., p. 56.
- GRAINDOR M.-J., ROBLOT M.-M. (1976) Géologie sous-marine de la baie du Mont-Saint-Michel et de ses bords. E.D.F., *Bull. de la Direction des Études et Recherches*, Série A Nucléaire, Hydraulique, Thermique, n° 1/2, 266 p, 1 carte h.t.

- GRANDJEAN G., GUENNOC P., RECQ M., ANDRÉO P. (2001) Refraction/wide angle reflection investigation of the Cadomian crust between Northern Brittany and the Channel Islands. *Tectonophysics*, 331, 1-2, p. 45-64.
- GRAVIOU P. (1984) Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse Univ. Rennes, 236 p., inédit.
- GRAVIOU P. (1992) Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la Chaîne cadomienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1799-1802.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1990) Late Precambrian M-type granitoid genesis in the Cadomian belt of NW France. *In* R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc.* Sp. Publ., 51, p. 231-244.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.-J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif - Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, IV, 1, p. 1-13.
- GUENNOC P. (1996) Géologie. Substratum rocheux, couverture sédimentaire meuble. *In* Atlas Thématique de l'environnement marin de la baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). C. Augris et D. Hamon coord. ; Éditions IFREMER, p. 17-26, incl. 2 cartes à 1/100 000.
- GUÉRANGÉ B., CHANTRAINE J., DADET P., SAGON J.-P., TEGYEY A., CARRIC G., FLAGEOLLET J.-C., (1979) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Moncontour (279). Orléans : BRGM. Notice explicative par Carric G. *et al.*, 1979, 43 p.
- 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, Mém. Doc. CAESS, Rennes, 25, 164 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.-J. (1990) U-Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. *In* R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc.*, Sp. Publ., 51, p. 13-26.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M., THOMAS E. (1998) – Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. C.R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planètes, 327, p. 237-243.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1980) Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne, *in* Chaline J. : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes », Colloque Dijon (1978), 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, et *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, 25-26, p. 127-138.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1989) Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain (France). *Géographie Physique et Quaternaire*, Montréal, Canada, 43, 2, p. 223-232.
- 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 lowpressure 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.
- HIRBEC Y. (1979) Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain. Thèse 3^e cycle, Rennes, 152 p.
- HOMMERIL P., 1967 Etude de géologie marine concernant le littoral basnormand et la zone pre-littorale de l'archipel anglo-normand. Thèse Univ. Rouen, 324 p., 27 pl.
- HUON R. (1944) Sur quelques traits du relief aux environs de Saint-Brieuc. In Chroniques géographiques des Pays celtes. Annales de Bretagne, Rennes, LI, p. 108-113.
- JEANNETTE D. (1972) Analyse tectonique de formations precambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne (thèse d'État, Strasbourg). *Sci. Géol.*, Strasbourg, mém. 36, 175 p.
- JEANNETTE D., COGNÉ J. (1968) Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. C.R. Acad. Sci., Paris, 266, p. 2211-2214.
- JONIN M. (1981) Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Thèse d'État, Brest, 319 p.

- JONIN M., VIDAL P. (1975) Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 12, n° 6, p. 920-927.
- KENYON M.H., STRIDE A.H. (1970) The tide swept continental shelf sediments between Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, p. 159-173.
- KERFORNE F. (1920a) Contribution à l'étude des minerais de fer du département des Côtes du Nord, Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, t1, fasc. 4, p. 292-332.
- KERFORNE F. (1920b) Quelques observations sur la mer rédonienne en Bretagne, C.R. Acad. Sci., t 170, p. 185-186.
- LAHAYE Y., BLAIS S., AUVRAY B., RUFFET G. (1995) Le volcanisme fissural paléozoique du domaine nord-armoricain. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 166, 5, p. 601-612.
- LANGEVIN C., MINOUX L., BEURRIER M., VILLEY M., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.-P. (1984a) – Carte géol. 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. (1984), 54 p.
- LANGEVIN C., MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.-P., DASSIBAT C., VERRON G. (1984b) – Notice explicative, Carte géol. 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).
- LANGOUËT L. (1988) Les Coriosolites ; un peuple armoricain de la période gauloise à l'époque gallo-romaine, *Centre Rég. Arch. Alet.*, Saint-Malo, 279 p.
- LANGOUÊT L. (1996) La Cité d'Alet ; de l'agglomération gauloise à l'île de Saint-Malo, *Centre Rég. Arch. Alet.*, Saint-Malo, 128 p.
- LANGOUËT L. Dir. (1991) Terroirs, territoires et campagnes antiques, *Revue Archéologique de l'Ouest*, supplément n° 4, 292 p.
- LARSONNEUR C. (1982) La baie du Mont Saint-Michel, un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Rev. Palais de la Découverte*, Paris, vol. 10, n° 94, p. 50-69.
- LARSONNEUR C., AUFFRET J.-P., CALINE B., GRUET Y., LAUTRIDOU J.-P., L'HOMER A., MIGNIOT C., NIKODIC J., SORNIN J.-P. (1982) – La baie du Mont-Saint-Michel, guide d'excursion de l'Association des sédimentologistes français, labo. géol. marine édit., Caen, 76 p.
- LARSONNER C. et coll. (1987) La baie du Mont-Saint-Michel : un modèle de sédimentation en zone tempérée. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, 46, p. 5-73.

- 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 – Centre géomorphologie CNRS Caen édit., 908 p, 2 t., 191 fig., 60 tabl., 19 pl. photos.
- LAUTRIDOU J.-P. (1991). Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). Z. Geomorph. N.F, suppl. Bd. 90, p. 123-130.
- LAUTRIDOU J.-P. (1993). La grande crise détritique fini-éocène dans le Bocage normand. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 116, pp.41-44.
- LAUTRIDOU J.-P., CLET-PELLERIN M. (1982) Annoville Hauteville : Flandrien, Weichseilien, Eémien, faune Waltonienne. *Bull. Centre Géomorph. CNRS*, Caen, 26, p. 63-65.
- LAUTRIDOU J.P., CLET-PELLERIN M., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1995) Evolution de la baie du Mont-Saint-Michel : Pléistocène et Holocène. In Baie du Mont-Saint-Michel et marais de Dol, milieux naturels et peuplements dans le passé. Centre Rég. Arch. Alet., p. 27-31.
- LAUTRIDOU J.-P., SOMMÉ J. (1981) L'extension des niveaux-repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest. *Biuletyn Periglacjalny*, Lodz, n° 28, p. 179-185.
- LE CORRE C. (1977) Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. Bulletin du BRGM. Section 1 : *Géologie de la France*, n° 3, p. 219-253.
- LE GALL J. (1999) Les dolérites et basaltes tholéiitiques varisques du domaine nord-armoricain. *Géologie de la France*, 4, p. 3-26.
- LE GOFF E., BALLÈVRE M. (1996) Migmatites à staurotide dans la chaîne cadomienne : implications régionales de l'évolution rétrograde quasiisobare. Réunion des Sciences de la Terre, XVI, Orléans, SGF éditeur, 90 p.
- LE GOFF E., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1994) Structures et champ de déformation dans la Chaîne cadomienne à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Nord du Massif armoricain, France). C.R. Acad. Sci, Paris, 319, p. 31-238.
- LE MOUËL J.-L. (1969) Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, Paris, 154 p.
- LEBESCONTE P. (1898) Périodes géologiques gallo-romaine et franque. Leurs relations avec le Quaternaire, le Pliocène et l'époque moderne. B.S.S.M.O., t. 7, p. 354-405.
- LEFORT J.-P. (1975) Le socle péri-armoricain. Étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse d'État, Rennes. Mém. Soc. géol. Fr., 130 (1977), 68 p.

- LEFORT J.-P., AÏFA T. (1996) Origin and structuration of the North Armorican dyke swarm. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 323, p. 981-986.
- LEFORT J.-P., DEUNFF J. (1971) Esquisse géologique de la partie méridionale du golfe normano-breton (Manche). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 272, p. 16-19.
- L'HOMER A., CALINE B., BONNOT-COURTOIS C. (1995) Intérêt archéologique des bancs coquilliers du secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel. *In Centre Rég. Arch. Alet.*, p. 47-58.
- L'HOMER A., COURBOULEIX S., BEURRIER M. BONNOT-COURTOIS C., CALINE B., EHROLD A., LAUTRIDOU J.-P., LE RHUN J., SIMÉON Y., THOMAS Y., VILLEY M. (1999a) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans BRGM. Notice explicative par L'Homer A., Courbouleix S., Chantraine J., Deroin J.-P., avec la participation de C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. Ehrhold, J.-P. Lautridou, M.-T. Morzadec-Kerfourn (1999), 184 p.
- 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.(1999b) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM, 184 p. Carte géologique par L'Homer A., Courbouleix S., Beurrier M., Bonnot-Courtois C., Caline B., Erhold A., Lautridou J.-P., Le Rhun J., Siméon Y., Thomas Y., Villey M. (1999).
- LOYER S., VAN VLIET-LANOÉ, MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., MERCIER N. (1995) – La coupe de Nantois (baie de Saint-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne. *Quaternaire*, 6, p. 21-33.
- 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.
- MELOUX J. (1078) Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Nantes, Massif armoricain, BRGM Orléans, 1 carte, notice 74 p.
- MEHNERT K.R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Ed., *Elseiver Publ. Co.*, 393 p.
- MEURISSE M. (2007) Enregistrement haute résolution des massifs dunaires, Manche, Mer du Nord et Atlantique. Le rôle des tempêtes. Thèse, Université Sciences et Techniques de Lille, 299 p.
- MEYNIER A. (1942) Plateforme d'érosion dans les pays hercyniens de l'Europe de l'Ouest. Chronique géographique des Pays celtes. *Annales de Bretagne*, Rennes, p. 2-4.

- MILON Y. (1933a) Application des méthodes pétrographiques à l'étude de quelques problèmes géographiques de Bretagne. Bull. Ass. Géogr. Français, 65, p. 8-13.
- MILON Y. (1933b) Les enveloppes de la baie de Saint-Brieuc. C. R. Somm. Soc. Géol. Minéralo. Bretagne, Rennes, 1-5, p. 9-13.
- MILON Y. (1937) Contribution à l'étude de la transgression pliocène. C. R. Somm. Soc. Géol. Minéralo. Bretagne, Rennes, 3-4, p. 3-6.
- 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. (1974) Les dépôts pléistocènes de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et préhistoire. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, (C), VI, p. 43-62.
- MONNIER J.-L. (1979) Stratigraphie et sédimentologie des læss récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sable-d'Orles-Pins et Pot Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire, Paris*, n.s., 29, p. 27-36.
- MONNIER J.-L. (1980) Le paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. *Travaux labo. anthropo. préhist. protohist. et Quat. armoricain*, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.-L., (2007) Les premiers peuplements de l'Ouest de la France : cadre chronostratigraphique et paléoenvironnemental. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco*.
- MONNIER J.-L., BIGOT B. (1987) Stratigraphie des dépôts pléistocènes du Nord de la Bretagne (France). Les formations de Port-Morvan et de la haute-Ville. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 30, p. 93-104.
- MONNIER J.-L., FALGUÈRES C., LAURENT M., BAHAIN J.-J., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SIMONET P. (1995) – Analyses des données anciennes et contributions nouvelles à la connaissance et à la datation du gisement moustérien de Do., *Rev. Archéo. Armor.*, suppl. 1995 n° R, p. 3-26.
- MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1982) Formations périglaciaires et formations marines, stratigraphie des sols, biostratigraphie et industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 12, p. 185-194.
- MONNIER J.-L., VAN VLET-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. 25-26 (1986-1/2), p. 119-126.

- MORIN P. (1930) Sur la formation du golfe Normand-Breton. Bull. Association Géographes Français, 42 Mai 1930, p. 45-51.
- MORIN P. (1931) Le golfe Normand-Breton ; sa formation et ses vicissitudes quaternaires. *Annales de Géographie*, 223-XL^e année, p. 1-23, 6 figs.
- MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1974) Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Mineralo. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977a) Évolution paléogéographique du marais de Dol-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine) durant le Flandrien. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, série C, t. 7, fasc. 1, 1975, p. 49-55, 8 cartes.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977b) La baie du Mont-Saint-Michel et le marais de Dol. *In* Durand S., guides géologiques régionaux, Bretagne, Masson éd., p. 28-30.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1995a) Coastline Changes in the Armorican Massif (France) during the Holocène. *Journ. Coast. Res.* Sp. Issue, n°17: Holocène cycles: Climate, Sea Levels and sedimentation, p. 197-203.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1999) La sédimentation holocène dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. L'évolution du marais de Dol. *in* Bonnot-Courtois *et al.*, la baie du Mont-Saint-Michel et la Rance. 4 p, 7 pl. couleur.
- 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* La Baie du Mont-Saint-Michel et l'Estuaire de la Rance : Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente. *Mémoire EPHE*, Paris, 26, p. 153-163.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T., MEURY J. (1995b) La signification géomorphologique du Grand Sillon dans le Marais de Dol, *in* Baie du Mont-Saint-Michel et Marais de Dol. *Centre Rég. Arch. Alet*, Saint-Malo, p. 59-65.
- MUSSET R. (1927) Note sur l'évolution des cours d'eau IV Un ancien réseau hydrographique dans la région du marais de Dol et de la Rance inférieure, *Bull. Soc. Minéralo. Bretagne*, Rennes, t. 8, pp. 70-81.
- NAGY E.A, SAMSON S.D, D'LEMOS R.S. (2002) U-Pb geochronological constraints on the timing of Brioverian sedimentation and regional deformation in the Saint-Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, northern France. *Precambrian Res.*, 116, p. 1-17.
- NICOLAS J. (1957) Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse, Paris, Soc. Fr. Céramiques, 251 p.
- NICOLAS J. (1964) Le gisement de kaolin de Quessoy, *Industrie Céramique*, n° 563.

- OLLIVIER-PIERRE M., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.-P., CAVELIER C. (1988) Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) du massif armoricain : sédimentologie, paléontologie et tectonique. *Géol. de la France* n° 1, 1988, p. 51-60, 4 fig.
- 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.
- PARIS F. (1977) Carte géol. France (1/50 000), feuille Caulnes (281). Orléans: BRGM. Notice explicative par Paris F., Estéoules-Choux J., Jégouzo P. (1977), 28 p.
- PARIS F., ESTÉOULES-CHOUX J., JÉGOUZO P. (1977) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Caulnes (281). Orléans : BRGM. 28 p, carte géol. par Paris F. (1977).
- PARIS F., JÉGOUZO P. (1976) La bordure Mancellia synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. RAST (Soc. géol. France éd.), II, p. 317.
- 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.
- 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., 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.
- PEUCAT J.-J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHET 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.
- PHILIPPONEAU M. (1956) La baie du Mont-Saint-Michel; étude de morphologie littorale, Mém. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, t. 11, p. 1-125.
- POWER G.M., BREWER T.S., BROWN M., GIBBONS W. (1990) Late Precambrian foliated complexes of the Channel Islands and La Hague: early Cadomian plutonism. *In* R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds): « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc.*, Sp. Publ., 51, p. 215-229.
- PRIGENT D., VISSET L., MORZADEC-KERFOURN M.-T., LAUTRIDOU J.-P. (1981) – Human occupation of the submerged coast of the massif armoricain and postglacial sea level changes. *In Quaternary coastline submarine Archeology*, Academic Press, p. 303-327.

- QUESNEL F. (1996) Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. *Documents BRGM*, 263, 266 p. et annexes.
- QUESNEY A. (1983) Manche occidentale et celtique : études des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. Thèse 3^e cycle, université de Caen, 157 p.
- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DENIS E., BALÉ P., BARDY P. (1990) – The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. *In* R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds): « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc.* Sp. Publ., 51, p. 81-94.
- RABU D, CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DENIS E., BALÉ P., BARDY P. (1988) La chaîne cadomienne dans le massif armoricain. Principaux résultats scientifiques. *Géologie de la France*, BRGM, vol. 1988, p. 92-93.
- RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J. (1983a) Le domaine interne de la Chaîne cadomienne dans le Massif armoricain : étude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en baie de Saint-Brieuc. *Documents BRGM*, 66, 31 p.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983b) Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérein (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, XXV, 4, p. 615-621.
- REGNAULT S., RABU D., PARIS F., ROBARDET M (1983) Carte géol. France (1/50 000), feuille Broons (280). Orléans: BRGM. Notice explicative par Regnault S., Rabu D., Paris F., Robardet M. (1984), 59 p.
- REGNAULT S., RABU D., PARIS F., ROBARDET M (1984) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Caulnes (281). Orléans : BRGM. 28p, carte géol. par Regnault S., Rabu D., Paris F., Robardet M (1983).
- REGNAULT H., COCAIGN J.-Y., SALIÈGE J.-F., FOURNIER J. (1995) Mise en évidence d'une continuité temporelle dans la constitution de massifs dunaires du sub-Boréal (3600 BP) à l'Actuel sur le littoral septentrional de la Bretagne. Un exemple dans l'Anse du Verger (Ille-et-Vilaine). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 321, série II a, p. 303-310.
- ROACH R.A., LEES G.J., SHUFFLEBOTHAM M.M. (1990) Brioverian volcanism and Cadomian tectonics, baie de Saint-Brieuc, Brittany: stages in the evolution of a late precambrian ensialic basin. *In* R.S D'LEMOS, R.A. STRACHAN, C.G. TOPLEY (eds): « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Amer.*, Sp. Publ., 51, p. 41-67.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, 3, p. 3-31.

- Armoricain. *Sciences de la Terre*, 20, 324 p. RUELLAN F., BEIGBEDER Y., DAGORNE A. (1967) – Répartition des fonds
- Sédimentaires détritiques dans la partie méridionale du golfe normanobreton (au Sud du parallèle de 48° 46'48"-54G20'). C.R. Acad. Sci., Série D. : Sciences naturelles, vol. 264, p. 1580-1583.
- SAGON J.-P. (1976) Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Quintin (278), Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Notice explicative par Sagon J.P. (1977), 43 p.
- SAMSON S.D., D'LEMOS 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.
- SAWYER E.W. (1998) Formation and Evolution of granitic magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *J. of. Petrology* 39, p. 1147-1167.
- STRACHAN R.A., BROWN M., DALLMEYER R.D., D'LEMOS R.S. (1992) Discussion of the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany): reply. J. Geol. Soc., London, 149, p. 151-155.
- STRACHAN R.A., D'LEMOS 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.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. *In* R.S D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds): « The Cadomian Orogeny ». *J. Geol. Soc.*, Sp. Publ., 51, p. 133-150.
- STRACHAN R.A., TRELOAR P.J., BROWN M., D'LEMOS R.S. (1989) Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. J. Geol. Soc., London, 146, p. 423-426.
- TESSIER B. (1990) Enregistrements des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Thèse 3^e cycle. Université de Caen, 218 p.
- 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. (1981) Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnaciens du bassin de Paris. Thèse d'État Sciences, *Sci. Géol.*, 64, Strasbourg, 173 p.
- 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 ans 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.
- TRELOAR P.J., STRACHAN R.A. (1990) Cadomian stike-slip tectonics in NE Britany. In D'Lemes R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (Eds). The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. London*, Spec. Publ., 51, p. 151-168.
- TRIBE I.R., STRACHAN R.A., D'LEMOS 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., GUENNOC 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 ancien tracé de la vallée de la Rance, C.R. Acad. Sci., CLXVIII, 1919-1, p. 353-355.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLEGOUËT B., MARGEREL J.P., CHAUVEL J.J. MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F., VAUTHIER S. (1998) – Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sciences de la terre et des planètes. Elsevier, Paris, 1998. 326, p. 333-340.
- VAN VLIET-LANOË B., HIBSCH C., CSONTOS L., HALLÉGOUËT B., LAURENT M., MAYGARI A., MERCIER D., VOINCHET P. (2008) – Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany. *Int. Journal Earth Sci.* (Geol Rundsch), Springer Verlag pub., DOI 10/1007, *in press.*
- VELDE D. (1970) Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 7, XII, 5, p. 843-855.
- VERDIER P. (1968) Étude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Côtes-du-Nord, Finistère). Thèse Univ. Strasbourg, 51 p., inédit.
- VERGER J. (1972) Le gisement coquillier de l'anse de la Houle, près de Cancale, est d'âge historique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 275, p. 649-650.

- 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.
- VIDAL P., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J., JEANNETTE D. (1971) Données géochronologiques sur la Série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. C.R. Acad. Sci., Paris, série D, 373, p. 132-135.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNÉ J. (1974) Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. C.R. Acad. Sci., Paris, 279, sér. D, p. 631-634.
- VISSET L., GIRARDCLOS O. ET LAMBERT G.-N. (1994) La forêt de chênes sur tourbes à l'Île d'Errand, dans les marais de Brière. Palynologie et premiers résultats dendrochronologiques, *Quaternaire*, 5/2, 1994, p. 69-77.
- WALKER P. (2001) Dynamique sédimentaire dans le golfe Normand-Breton : intérêt de l'imagerie par sonar à balayage latéral. Thèse de Doctorat de l'Université de Caen, 260 p.
- WATTS, M.J., WILLIAMS G.D. (1979) Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. J. Struc. Geol., 1, p. 323-332.
- WEBER C., BARBEY P., CUNEY 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.*et al.*, 1985.
- 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 stratographiques et géomorphologiques, Réunion SGF - ASF, Rennes, Octobre 1996.
- WYNS R., ESTÉOULE J., MOGUEDET G., VAUTHIER S., (1997) Paléoaltérations et paléosurfaces d'érosion au passage socle armoricain – couverture sédimentaire (Bretagne, Anjou, Vendée, Poitou). Tournée du 27 au 29 novembre 1997, 10 p.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. *In*: Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23-24 novembre 1999, 1999. Éditions BRGM, p. 103-108.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Le lecteur pourra examiner les collections de lames-minces de roches du socle au BRGM-Orléans (E. Le Goff, 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 executés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional « Bretagne » (Rennes-Atalante-Beaulieu, 2 rue de Jouanet, Bâtiment D, 35700 Rennes), soit au BRGM à la Maison de la géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), soit par internet sur le site Infoterre du BRGM (www.brgm.fr).

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

AUTEURS

Les auteurs remercient Y. SIMÉON, J.-P. BRUN, D. GAPAIS et H. MARTIN pour leur contribution.

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

- Introduction : E. LE GOFF, P. LEBRET et P. GUENNOC ;

Descriptions des terrains : E. LE GOFF (formations anciennes),
 B. HALLÉGOUËT, P. LEBRET, É. THOMAS et S. COURBOULEIX (dépôts littoraux et formations superficielles), P. GUENNOC (Géologie marine) pour les terrains du socle ;

- Géologie marine : P. GUENNOC, avec E. HOULGATTE ;

Corrélations géologie - géophysique : G. MARTELET et F. PLUQUET,
 C. BONNOT-COURTOIS, A. EHRHOLD, C. AUGRIS, A. BITRI ;

Conditions de formation des entités géologiques : E. LE GOFF,
 P. GUENNOC, E. ÉGAL et D. THIÉBLEMONT ;

- Évolution tectono-métamorphique : E. LE GOFF ;

Synthèse géodynamique régionale : E. LE GOFF, B. HALLEGOUËT,
 P. LEBRET, E. ÉGAL et D. THIÉBLEMONT, P. GUENNOC (géodynamique récente);

Géologie de l'environnement : A. CARN (Ressources en eau), P. LE
 BERRE (Substances utiles), J. CHANTRAINE (Gîtes et indices minéraux),
 É. ÉGAL (autres chapitres) ;

- Documentation complémentaire : E. LE GOFF et B. HALLÉGOUËT (Itinéraire géologique) ;

- Préhistoire, archéologie : L. LANGOUËT et J.-L. MONNIER.



ANNEXES



Sigles et abréviations

AD	Anno Domini = après JC.					
BC	Before Christ = avant JC.					
BP	Before Present, avant l'actuel (= avant 1951, date de					
	référence pour les datations par ¹⁴ C).					
¹⁴ C	Isotope radioactif du carbone utilisé pour dater les objets					
	plus récents que 50 000 ans.					
BRGM	Bureau de recherches géologiques et minières.					
BSS	Banque des données du sous-sol (gérée par le BRGM).					
CNES	Centre national d'études spatiales.					
EPSHOM	Établissement principal du service hydrographique et					
	océanographique de la Marine.					
ESR	Résonance de spin électronique.					
IFREMER	Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer.					
IGN	Institut géographique national.					
INSU	Institut national des sciences de l'univers (CNRS).					
LCHF	Laboratoire central hydraulique de France.					
Ма	Millions d'années.					
MKS	Échelle d'évaluation de l'intensité des séismes en un lieu,					
	qui compte 12 degrés.					
NGF	Nivellement général de la France.					
GPS	Global Positioning System (système de positionnement p					
	satellites).					
SEUM	Service d'études de l'usine marémotrice (EDF).					
SOGREAH	Société grenobloise de recherche, d'études et d'aménagement					
	hydraulique.					

Termes techniques et locaux

Bied, bié ou bieu : formes phonétiques régionales correspondant au français standard *bief*, probablement prononcé *bié* entre le XIII^e et le XVI^e siècles. Son étymon est le gaulois *bedum* = canal, fossé.

Bourban : façon de désigner les troncs d'arbres trouvés dans les sols marécageux. Dérive probablement de *bourbe*, du gaulois *borvo* (boue qui s'accumule au fond des eaux stagnantes).

Chénopodiacées : famille de plantes dicotylédones apétales bien représentée dans la végétation du schorre (Artiplex, obione ou pourpier de mer, salicornes, soude ou *Sueda maritima*).

Coërons : nom breton désignant dans le marais de Dol, les vieilles souches d'arbres noircies et conservées dans les horizons tourbeux. De *coët* ou *coât* : bois forestier et *ronn* ou *rann* signifiant renversé et morceau.

Colluvions : dépôt de bas de pente, relativement fin pas ou peu structuré, dont les éléments ont subi un faible transport. La structuration qui se traduit par l'apparition de figures sédimentaires correspond théoriquement au passage aux alluvions.

Criche : désigne les ruisseaux qui entaillent l'herbu et en assurent le drainage. Ce nom a la même origine que crique et dérive du scandinave *kirki* qui signifie *creux, cavité, anse*. Le sens de ruisseau existe dans le moyen néerlandais *creke* et dans l'anglais *creek*.

Cryoreptation : processus de déplacement des formations superficielles provoqué par le gel – dégel. Il se forme lors de l'engel des lentilles de glaces dans le sol qui dégèlent chaque année. Ce phénomène permet aux matériaux en surface de glisser peu à peu sur le versant.

Dick : ce terme a pour origine le moyen néerlandais *dije* qui a pénétré à travers les parlés gallo-romans limitrophes des Flandres. Attesté en français dès 1293, sous la forme de *diic*, puis de *dike*, il désigne un remblai ou une construction qui sert de rempart contre les eaux d'un fleuve ou de la mer. Le « Grand dick » (près de Saint-Léonard), le « Vieux dick » (protégeant le marais d'Ardevon), le Dick de Lieuy à Roz-sur-Couesnon. Dick a donné « digue » en français.

Enclos : terme utilisé pour désigner les terrains gagnés sur la mer dans la baie et protégés par des digues de tangues. En 1856, la Cie Mosselman introduisit le terme néerlandais de *polder* qui correspond à un autre mode de conquête sur la mer.

Flot : marée montante par opposition au jusant, marée descendante (dict. Littré).

Gélifraction : processus de fractionnement des roches par le gel.

Gley : horizon (noté Gr) ou type de sol hydromorphe subissant un engorgement permanent lié à une nappe phréatique (suintements) ou plus souvent alluviale, présentant une couleur gris-bleu ou verdâtre caractéristique, due à des sels ferreux formés en conditions réductrices (anaérobiose). L'existence de phases intermittentes de réoxydation, consécutives au battement de la nappe, se traduit par l'apparition de quelques taches rouille et/ou de concrétions ferromanganiques : c'est le gley oxydé (horizon Go). Le profil d'un gley est donc constitué des horizons suivants : Ag/(Go)/Gr. Il en existe plusieurs variantes selon l'acidité : eutrophe, mésotrophe, oligotrophe.

Head : terme d'origine anglaise utilisé dans le Massif armoricain et en Normandie pour désigner des dépôts périglaciaires de versants formés de roches gélifractées, hétérométriques (« diamicton ») plaquées contre les reliefs schisteux ; formation que l'on trouve « en tête » des carottes forées dans le sous-sol. Les heads sont généralement siliceux, non carbontatés. Ils se mettent en place par des processus de gélifraction, gélifluxion, cryoreptation et parfois de ruissellement. La disposition apparemment chaotique des blocs est en fait généralement orientée : grand axe parallèle à la pente, tête des blocs se relevant vers le haut (« blocs laboureurs »). Si de nombreux géologique, aucun terme de remplacement qui désigne ce complexe de formations surpeficielles périglaciaires n'a été proposé et retenu à ce jour. L'usage a pour le moment consacré ce terme.

Horizon : couche élémentaire d'un sol, généralement parallèle à la surface, distinguée des couches susjacentes et sousjacentes d'après quelques caractères apparents, comme la couleur, la texture, la structure ou les éléments grossiers.... puis située, avec la considération éventuelle de quelques paramètres physicochimiques mesurés en laboratoire, dans une classification et une nomenclature à peu près normalisées au niveau international, contrairement à celles des sols eux-mêmes. L'épaisseur des horizons dans les sols sous climat tempéré varie de quelques centimères à quelques décimètres.

Hydromorphe : marqué par l'hydromorphie ; qualificatif s'appliquant à des horizons et surtout à des sols à titre de processus principal (les sols de la classe des sols hydromorphes : gleys, stanogleys, pseudogleys, planosols....) ou comme caractère accessoire de sols relevant d'un autre processus dominant (sol brun à pseudogley, sol lessivé à pseudogley, par exemple).

Hydromorphie : ensemble de caractères physionomiques associés à un mauvais drainage interne du sol, créés par une redistribution du fer -associé ou non au manganèse- à l'état réduit-soluble, suivie ou non d'un réoxydation sous la forme de taches rouille, de concrétions noirâtres, et parfois d'une exportation hors du profil (sols planosoliques*).

Jusant : reflux de la marée.

Knick Point : point particulier du cours d'un fleuve qui correspond à la limite d'influence des marées

Ladère : issu de ladre (lépreux), ce terme désignait autrefois dans la région de Chartres, des terrains aux propriétés agronomiques médiocres au sein desquels il était fréquent de trouver de fortes concentration de grès. Par extension, l'expression « grès ladères » désigne depuis le siècle dernier ces blocs de grès résiduels dans l'Ouest de la France.

Lutites : ensemble des sédiments détritiques à éléments inférieurs à 62,5 microns.

Marnage ou amplitude de la marée : différence de niveau entre une pleine mer et une basse mer consécutives.

Mascaret : lame déferlante occupant tout le lit d'un fleuve ou d'un estuaire et remontant ces derniers au tout début du flot en période de vive eau (forts coefficients).

Pléniglaciaire : période recouvrant la phase de froid maximal d'un cycle glaciaire. Pour le dernier cycle ou cycle weichsélien, le refroidissement maximal est centré autour de -20 000 ans BP.

Pergélisol : sol gelé en permanence des régions arctiques. Synonyme du terme anglo-saxon *permafrost* souvent utilisé aussi.

Progradant (prograder, progradation): phénomène de l'avancée progressive vers le large du talus oblique du front d'un delta sous-marin ; le terme est ici appliqué à la progression du rivage littoral vers le large.

Quokelunde (ou coquelonde) : de *Quokel-Lundr* (termes anglo-saxons et de vieux norois, littéralement, la « forêt des coques ».

Schorre : (nom néerlandais) Désigne la zone supratidale colonisée par la végétation halophyle. Équivalents régionaux : prés-salés, herbus.

Slikke : (nom néerlandais) - En environnement estuarien, désigne l'espace intertidal moyen qui relie en pente douce le schorre à la zone intertidale inférieure (« Tidal flats » et chenaux de marée).

Solifluxion : glissement sur une pente de terrains gorgés d'eau, qui s'écoulent comme une masse boueuse.

Ubiquiste : se dit des minéraux lourds communs à la fois aux granitoïdes et aux roches métamorphiques.

Uranium-thorium (U-Th) : méthode de datation fondée sur la mesure de la désintégration naturelle de l'Uranium-230. Cette méthode est utilisée pour la datation d'échantillons constitués de carbonates ou de phosphates de calcium dont l'âge est compris entre 350 000 et 10 000 ans. Les âges obtenus sont sujets à caution si des circulations d'eau importantes ont affecté les sols contenant les échantillons analysés.

Wadden : (du néerlandais *De Wad*, cf. *Waddenzee*) - Espace intertidal inférieur sableux à sablonneux ; correspond aux « grèves » de la baie du Mont-Saint-Michel. Ce terme est apparenté à l'allemand « Das Watt » et à l'anglais « The Wash » (côte orientale de la Grande-Bretagne).

COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX SONDAGES

Carte 207 - Saint-Malo

N° BSS	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur	Description lithologique	Âge
2078X-32 BRGM (GT-6)	Saint-Méloir des Ondes	X = 289,35 Y = 112,47 Z (NGF) = + 6 m Prof. : 12,20 m	0,0/3,50 m : tangue argileuse puis sableuse 3,50/10,90 m : limon argileux 10,90/11,00 m : limon tourbeux 11,00/11,50 m : limon argileux 11,50/12,20 m : schistes	Holocène Holocène Holocène Altérite socle Briovérien
2078X-33 BRGM (SB-1)	Saint-Benoît- des-Ondes	X = 290,15 Y = 110,00 Z (NGF) = + 5 m Prof. : 19,70 m	0,0075,00 m : limon argileux 5,00710,00 m : tangue silto-sableuse 10,00717,60 m : sables marins fins 17,60718,00 m : argile et tourbe 18,0079,50 m : schiste altéré 19,50719,70 m : schiste	Holocène Holocène Holocène Altérite socle Briovérien
2078X-34 Mazelier (MAZ-5)	La Fresnais les Longrais	X = 290,47 Y = 108,80 Z (NGF) = + 5 m Prof. : > 15,30 m	0,000,55 m : terre všgétale puis tourbe 0,55%,40 m : sablon argileux 8,409,90 m : tangue sableuse 9,90/11,40 m : sable jaune 11,40/12,60 m : tangue argileuse 12,60/15,30 m : argile sableux à débris schisteux 15,30/7 : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Altérite socle Briovérien
2078X-35 BRGM (HI-1)	La Fresnais La Quesnière	X = 293,72 Y = 108,80 Z (NGF) = + 7 m Prof. : 25,70 m	0.00/7,20 : limon argileux 7,20/11,50 : tangue silto-sableuse 11,50/23,00 m : sable fin marin 23,00/23,40 m : argile 23,40/23,75 m : sable 23,75/23,90 m : tourbe 23,90/24,40 m : sable éolien 24,40/25,50 m : argile d'attération 25,50/25,70 m : schiste	Holocène Holocène Holocène Pléistocène Pléistocène Pléistocène Altérite socle Briovérien
2078X-36 SEUM (S-100)	Estran : 3 km NNE de Saint-Benoît- des-Ondes	X = 294,18 Y = 112,60 Z (NGF) = - 1 m Prof. : 18,70 m	0,00/15,70 m : tangue 15,70/16,40 m : gravier 16,40/17,80 m : sable fin 17,80/18,50 m : gravier 18,50/18,70 m : schiste	Holocène Holocène Holocène Holocène Briovérien
02078X0046 SM1	Pistes kart D6 Croisement sud déchetterie Saint-Méloir- des-Ondes	X = 289 675 Y = 2411 630 Z (NGF) = 6 m Prof. : 17,10 m	0/0,5 m : remblai 0,5/1,5 m : tangue grise avec quelques racines 1,5/8,5 m : tangue grise Holocène 8,5/9 m : tangue grise Holocène 8,5/9 m : tangues plus argileuse avec taches plus sombres (plus résistant) 9,5/10,4 m : sable fin argileux gris plus sombre 10,4/11,4 m : sable fin argileux gris plus sombre 13,5/14,2 m : récupération mauvaise (sable fin moins argileux) 13,5/14,2 m : récupération mauvaise (sable fin moins argileux) 14,2/14,5 m : sable plus sombre avec taches vertes 14,5/16 m : sable vert micacé Holocène 16/16,5 m : atlérite gris vert Pleistocène supérieur ?/ altération « tertiaire » 16,5/17,1 m : attérite gris vert avec débris de schistes briovériens Pleistocène supérieur ?/altération « tertiaire » 17,1 m : arté- targire ne passe plus	Actuel Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène

N° BSS	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur	Description lithologique	Âge
0207 8X 0047 SM2	Croisement le crapaud d'eau	X = 290 085 Y = 2 410 450	0/0,5 m : sol agricole de polder 0,5/1,5 m : tangue grise avec traces de	Actuel Holocène
	sud camping les Dis Décharge agricole Saint-Benoit- des-Ondes	Z (NGF) = 6 m Prof. : 19,7 m	racines 1,5/3 m: tangue grise 3/3,5 m: tangue grise plus foncée 3,5/4 m: tangue plus grise 4/6,5 m: tangue plus grise 6,5/7 m: tangue plastique plus argileuse, eau 7/8,5 m: tangue grise 8,5/10 m: tangue grise 8,5/10 m: tangue sableuse 10/10,5 m: sable fin gris plus foncé 10/5/11,5 m: sable fin gris plus foncé 10/5/1,5 m: sable fin gris plus foncé débris coquilliers (coques) et remontés d'eau 12,5/13,5 m: sable fin gris à débris de coques (récup mavaise) 14,5/14,7 m: sable fin peu argileux, débris de coquilles 14,7/17,5 m: sable gris fin peu argileux avec qqes coquilles 17,5/18 m: sable gris vet (débris de schistes?)	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène
			à débris de schiste 19 m : arrêt tarière sur schistes briovériens	Pléistocène ?
0207 8X 0048	500 m sud de	X = 291 305	aiteres 0/0.5 m : sol de polder tanqueux	Actuel
SM3	la ville au Jarrets entrée de champ, délaissé de voirie Vilde la marine-	Y = 2 409 465 Z (NGF) = 6 m Prof. : 21,5 m	0.5/2,5 m: tangue grise avec quelques traces beiges 2,5/3,5 m: tangue grise avec quelques 3,5/4,5 m: tangue plus ou moins grise passant progressivement à un sable fin tangue plus ou moins grise	Holocène Holocène Holocène
	Hirel		4,5/6,5 m : sable fin gris plus sombre 6,5/7,1 m : sable fin gris plus argileux 7,1/7,9 m : sable plus gris 7,9/8,9 m : sable plus gris moins argileux	Holocène Holocène Holocène Holocène
			8,9/9,8 m ⁻ : sable gris argileux 9,8/10,2 m ⁻ : sable gris plus argileux fin 10,2/11,5 m ⁻ : limon argileux gris 11,5/12,2 m ⁻ : sable fipe ul imoneux avec quelques débris coquilliers 12,2/14 5 m ⁻ : sable fip (majuvaise	Holocène Holocène Holocène Holocène Holocène
			récupération) sans gros débris coquilliers 14,5/15,4 m : mauvaise récupération avec sable fin et débris coquilliers millimétriques	Holocène
			15,4/15,5 m : sable coquilliers à la reprise 15,5/19,5 m : sable coquilliers fin, peu de matrice à partir d e 18,5 m environ	Holocène Holocène
			19,5/19,7 m : sable sans matrice fine, gris 19,7/20,5 m : argile vert jaune et concrétions (Fe?)	Holocène Pléistocène ?
			20,5/21,5 m : argile vert jaune 21,5 m : arrêt tarière (fin de tiges) sur altérite de schistes briovériens ?	Pléistocène ? Pléistocène ?
N° BSS	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur	Description lithologique	Âge
---------------------	--------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------
0207 8X 0049 SM4	750 m bout de la ville ; délaissé voirie <u>Hirel La</u> <u>Fresnais</u>	X = 292 500 Y = 2 408 885 Z (NGF) = 5 m Prof. : 16,5 m	0/0,5 m : remblai coquilles de la baie 0,5/1 m : sol de polder tangueux 1/1,8 m : tangue grise sèche 1,8/2,1 m : tangue gris foncé : sol fossile 2.1/2 7 m : tangue: taches beige oxydation	Actuel Holocène Holocène Holocène Holocène
			Fe 2,7/3,1 m : tangue plastique gris bleu 3,13,6 m : tangue limoneuse gris bleuté 3,6/5,5 m : tangue limoneuse gris bleuté 5,5/6,1 m : sable gris avec débris coguiliers	Holocène Holocène Holocène Holocène
			7,3/7,5 m : sable fin gris débris coquilliers	Holocène
			7,5/9,3 m : sable gris plus sombre, debris coquilliers? 9,3/9,7 m : sable gris et débris coquilliers	Holocène
			plus nombreux 9,7/11,3 m : sable fin gris plus clair 11,3/11,5 m : sable fin gris plus clair avec	Holocène Holocène
			quelques coquilles 11,5/13,8 m : sable fin gris plus clair avec coquilles moins nombreuses	Holocène
			13,8/15,5 m : contact avec altérites jaune rouille ± indurées : altérites de briovérien arcileux jaune è ocre vert	Pléistocène ?
			15,5/16,5 m : altérites argileuses ocre jaune	Pléistocène ?
			16,5 m : arrêt tarières sur altérite de schistes briovériens	Pléistocène ?
0207 8X 0050	750 m sud	X = 293 230	0/0,3 m : remblai	Actuel
SIVIS	la Fresnais	Z (NGF) = 7 m	remanié	Holocene
	<u>Hirel La</u> <u>Fresnais</u>	Prof. : 21 m	0,5/0,8 m : tangue grise devenant plus claire	Holocène
			0,8/1,8 m : tangue gris clair silteuse (limon	Holocène
			1,8/2,6 m : tangue gris bleu plus argileuse 2,6/3 m : tangue gris bleu argileuse plus	Holocène Holocène
			humide 3/3,8 m : tangue grise plastique argileuse	Holocène
			3,8/11,2 m : tangue grise mouillée homogène	Holocène
			11,2/12 m : tangue limoneuse grise	Holocène
			12/12,8 m : sable fin gris coquillier, eau	Holocène
			12,8/15 m : sable plus argileux, sature en eau, peu de récupération	Holocene
			15/17 m : sable gris clair moyen, saturé en eau, assez propre	Holocène
			17/18,2 m : sable gris clair moyen, saturé en eau, récupération mauvaise : sable plus	Holocène
			grossier ? 18,2/18,6 m : sable fin gris avec débris de coquilles	Holocène
			18,6/21 m : sable fin gris, débris coquilliers 21 : arrêt tarière: fin de tige altérite de substrat pas atteinte)	Holocène Pléistocène ?

N° BSS	Commune Lieu-dit	Coordonnées (Lambert-1) Profondeur	Description lithologique	Âge
0207 8X 0051	La Quesnière	X = 293 695	0/0,2 m : humus	Actuel
SM6	D75 (250 m au	Y = 2 408 830	0,2/1 m : limon silteux plus ou moins oxydé	Holocène
	Sud-Ouest)	Z (NGF) = 7 m	1/2,1 m : tangue (= lœss lavé) grise	Holocène
	піе	PIOL 21,5 m	2,1/2,3 m : vase argileuse grise	Holocène
			2,3/3,4 m : vase plastique collante	Holocene
			3 1/3 6 m : eau vase grise argileuse	Holocène
			collante	Holocene
			3,6/3,8 m : pélites taches noires (pyriteux ?)	Holocène
			3,8/5,9 m : vase grise argileuse collante	Holocène
			5,9/6,2 m : vase grise collante avec points noirs (Mat. Org.)	Holocène
			6,2/8,2 m : vase grise argileuse collante	Holocène
			8,2/8,6 m : vase plastique grise collante,	Holocène
			argileuse avec taches organiques	
			8,6/9,8 m : vase plastique grise collante	Holocène
			11,5/12,2 m : sable peu limoneux avec quelques débris coquilliers	Holocéne
			12,2/13,4 m : sable gris un peu plus	Holocène
			grossier peu de recuperation	Holocàno
			pyrite	riolocene
			13,8/14 m : sable gris moyen, faible	Holocène
			recuperation	11-1
			14/14,3 m : sable gris fin à moyen	Holocene
			15/15 5 m : points blongs (coguillos 2)	Holocène
			points noirs (Mat. Org 2)	Holocene
			15.5/17.5 m : sable gris fin à moven propre	Holocène
			17,5/8 m : sable gris fin à moyen lavé,	Holocène
			points noirs et blancs	
			18/20,3 m : sable gris fin à moyen lavé	Holocène
			20,3/20,5 m : silt tourbeux noir	Holocène
			20,5/21,5 m : silt tourbeux	Holocène
0007 01/ 0050	DI 1.05		21,5 m : arrêt tarière : fin de tige	Holocéne
0207 8X 0052	Blessin SE	X = 288 805	0/0,4 m : terre vegetale	Actuel
Sivio	des-Ondes	T = 2411535 T (NGE) = 5 m	0,4/0,6 m : rembiai organique	Holocene
	400 011400	Prof. : 10 m	1 1/2 8 m : vase de plus en plus plastique	Holocène
			et argileuse teneur en eau élevée	riolocene
			28 m : niveau piézo à 02 m près	Holocène
			2.8/4.8 m ; tangue gris clair, plastique,	Holocène
			argileuse	
			4,8/5 m : argile plastique grise	Holocène
			5/5,8 m : argile grise à petits granulés	Holocène
			5 8/6 m : silt tourbeux ou sol tourbeux poir	Holocène
			6/6.4 m : silt noir homogène pas de débris	Holocène
			de roche	
			6,4// m : sédiment gris noir humique	Holocéne
			///,6 m : sable fin gris à petits points noirs	Holocène
			7,6/8 m : sable a callioux gris debris	Holocene
			8/8.5 m : argile grise	Holocène
			8.5/10 m : roche pourrie, altérite de schiste	Pléistocène ?
			10 m : arrêt tarière sur altérites de schiste	Pléistocène ?
			récupération faible	

Coupes résumées des principaux sondages. Carte 207 - Saint-Malo.

Indices miniers

La synthèse de Meloux (1978), toujours d'actualité, signale 3 indices sur la feuille de Saint-Malo :

– le Lupin : (X = 285,0 - Y = 118,0 ; lambert I, Z = 0 m) : filon de galène dans les « Mignatites de Saint-Malo » (BSS 0207-7X-4001) ;

– Montagne Saint-Joseph : (X = 281,5 - Y=114,1 ; lambert I, Z = 0 m) : filon de galène dans les « Mignatites de Saint-Malo » (BSS 0207-7X-4002) ;

- Saint-Lunaire : (X = 272, 1 - Y = 114, 5; lambert I, Z = 0 m) : filon de galène dans les « Mignatites de Saint-Malo » (BSS 0207-7X-4002).

TABLEAU DE DATATIONS PAR ¹⁴C

Carte Mont-Saint-Michel (208) - (Palynologie d'après M. CLET-PELLERIN)

N° BSS du sondage	Altitude (NGF) en m	Âge BC Date ¹⁴ C	Nature du dépôt	Zone pollinique (Holocène)
2095X-29 (GT4)	+ 4,80	3 430 ±240	tourbe	non étudié
2088X-5 (E 3)	+ 4,00	3770 ±110	tourbe	Subboréal
2088X-6 (E9)	+ 4,30 + 3,10 + 1,20	4380 ±110 5120 ±120 5790 ±130	niveau tourbeux niveau tourbeux tourbe	Subboréal à Atlantique Atlantique

Carte Dinan (245)

N° BSS	Altitude	Âge BC	Nature du dépôt	Zone
du sondage	(NGF)			pollinique
	en m	Date ¹⁴ C		(Holocène)
2454X-31 (GT5)	- 14,40	9 770 ±450	tourbe	non étudié

Rappel des Datations d'échantillons de sondage par ¹⁴C cités dans la présente notice (L'Homer *et al.*, 1999b)

Commune	lieu dit ou assimilé	N°-Sacs	Х	Y	L	Nature
Saint-Malo	La garde	27 a - b	282 730	2 412 170	2	Loess sableux
						sables et argile
La Gouènières	Bord VF La landelle	23c	286 530	2 410 300	2	blancs
	Bassin de réception					
La Gouènières	Est la landelle	23 - 2a - 2b	286 650	2 410 350	2	argile grise
	Bassin de réception					
La Gouènières	Est la landelle	23d 1 - 2	374 790	2 368 920	2	sable gris
	Bassin de réception					
La Gouènières	Est la landelle	23	374 790	2 368 920		Tourbe

Résultats d'analyses effectuées au BRGM sur quelques formations superficielles

RÉSULTATS DES ANALYSES

DÉTERMINATION DES TENEURS EN CARBONATES DE CALCIUM

Pour la réalisation des analyses, les échantillons ont été séchés et broyés à 80 $\mu m.$

Référence échantillons	CALCITE - CO3Ca (%)
Lœss sableux : (27a et b)	Chacun : 3,5

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

Pour la réalisation des analyses granulométriques, une prise de l'échantillon brut sec est effectuée.

Ce prélèvement est mis en suspension, puis lavé sur un tamis de $80 \mu m$. La fraction supérieure à $80 \mu m$ est séchée, pesée et traitée par tamisage en voie sèche, la fraction inférieure à $80 \mu m$ est analysée par sédimentation avec l'appareil SEDIGRAPH 5100.

Références échantillon : 23c

Intervalle	Granulométrie	% dans	%]	Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés		granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	1	de 80 à 100 µm	0,10000	6,29	49,62
de 16 à 20 mm	20,00000	3,15	100,00		de 63 à 80 µm	0,08000	0,22	43,33
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	96,85		de 50 à 63 µm	0,06300	1,04	43,11
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,84	96,85		de 40 à 50 µm	0,05000	2,04	42,07
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	96,01		de 31,5 à 40 µm	0,04000	3,47	40,04
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,95	96,01		de 25 à 31,5 µm	0,03150	3,90	36,57
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,00	95,06		de 20 à 25 µm	0,02500	3,73	32,67
de 4 à 5 mm	5,00000	0,48	95,06		de 16 à 20 µm	0,02000	3,42	28,95
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,41	94,59		de 12,5 à 16 µm	0,01600	3,25	25,52
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,64	94,18		de 10 à 12,5 µm	0,01250	2,56	22,27
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,52	93,54		de 8 à 10 µm	0,01000	2,25	19,72
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,55	93,03		de 6,3 à 8 µm	0,00800	2,17	17,46
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	0,74	92,48		de 5 à 6,3 µm	0,00630	1,91	15,30
de 1 à 1,25 mm	1,25000	0,73	91,74		de 4 à 5 µm	0,00500	1,65	13,39
de 0,8 à 1 mm	1,00000	0,81	91,01		de 3,15 à 4 µm	0,00400	1,47	11,74
de 630 à 800 µm	0,80000	0,84	90,20		de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	1,17	10,27
de 500 à 630 µm	0,63000	1,53	89,37		de 2 à 2,5 µm	0,00250	1,04	9,10
de 400 à 500 µm	0,50000	1,82	87,83		de 1,6 à 2 µm	0,00200	0,87	8,06
de 315 à 400 µm	0,40000	2,63	86,01		de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	0,91	7,19
de 250 à 315 µm	0,31500	4,20	83,38		de 1 à 1,25 µm	0,00125	0,82	6,28
de 200 à 250 µm	0,25000	4,21	79,18		de 0,8 à 1 µm	0,00100	0,78	5,46
de 160 à 200 µm	0,20000	7,69	74,98		de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	0,82	4,68
de125 à 160 µm	0,16000	8,43	67,29		de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	1,17	3,86
de 100 à 125 µm	0,12500	9,24	58,86		< 0,5 µm	0,00050	2,69	2,69



Références échantillon : 23d1

Intervalle	Granulométrie	% dans	%	1	Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés		granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	1	de 80 à 100 µm	0,10000	8,61	43,00
de 16 à 20 mm	20,00000	0,00	100,00		de 63 à 80 µm	0,08000	1,24	34,39
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	100,00		de 50 à 63 µm	0,06300	2,82	33,16
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,00	100,00		de 40 à 50 µm	0,05000	4,57	30,34
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	100,00		de 31,5 à 40 µm	0,04000	5,33	25,76
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,00	100,00		de 25 à 31,5 µm	0,03150	4,30	20,43
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,33	100,00		de 20 à 25 µm	0,02500	2,99	16,13
de 4 à 5 mm	5,00000	0,18	99,67		de 16 à 20 µm	0,02000	2,03	13,14
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,06	99,48		de 12,5 à 16 µm	0,01600	1,58	11,11
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,13	99,42		de 10 à 12,5 µm	0,01250	1,07	9,53
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,30	99,29		de 8 à 10 µm	0,01000	0,89	8,46
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,47	98,99		de 6,3 à 8 µm	0,00800	0,86	7,57
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	0,71	98,52		de 5 à 6,3 µm	0,00630	0,72	6,71
de 1 à 1,25 mm	1,25000	1,23	97,81		de 4 à 5 µm	0,00500	0,62	5,98
de 0,8 à 1 mm	1,00000	1,51	96,58		de 3,15 à 4 µm	0,00400	0, 58	5,37
de 630 à 800 µm	0,80000	1,95	95,07		de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	0,45	4,78
de 500 à 630 µm	0,63000	3,54	93,11		de 2 à 2,5 µm	0,00250	0, 38	4,33
de 400 à 500 µm	0,50000	3,84	89,58		de 1,6 à 2 µm	0,00200	0, 38	3,96
de 315 à 400 µm	0,40000	4,76	85,74		de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	0,48	3,58
de 250 à 315 µm	0,31500	5,74	80,98		de 1 à 1,25 µm	0,00125	0,41	3,10
de 200 à 250 µm	0,25000	6,52	75,24		de 0,8 à 1 µm	0,00100	0,34	2,68
de 160 à 200 µm	0,20000	8,88	68,73		de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	0,34	2,34
de125 à 160 µm	0,16000	8,30	59,85		de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	0,34	1,99
de 100 à 125 µm	0,12500	8,55	51,55		< 0,5 µm	0,00050	1,65	1,65



Références échantillon : 23d2

Intervalle	Granulométrie	% dans	%	Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés	granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	de 80 à 100 µm	0,10000	8,41	36,23
de 16 à 20 mm	20,00000	0,00	100,00	de 63 à 80 µm	0,08000	1,00	27,81
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	100,00	de 50 à 63 µm	0,06300	1,78	26,81
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,00	100,00	de 40 à 50 µm	0,05000	2,75	25,03
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	100,00	de 31,5 à 40 µm	0,04000	3, 39	22,28
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,00	100,00	de 25 à 31,5 µm	0,03150	2,89	18,89
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,00	100,00	de 20 à 25 µm	0,02500	2,20	15,99
de 4 à 5 mm	5,00000	0,12	100,00	de 16 à 20 µm	0,02000	1,81	13,80
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,06	99,88	de 12,5 à 16 µm	0,01600	1,59	11,99
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,28	99,82	de 10 à 12,5 µm	0,01250	1,17	10,40
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,31	99,54	de 8 à 10 µm	0,01000	0,97	9,23
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,38	99,23	de 6,3 à 8 µm	0,00800	0,83	8,26
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	0,80	98,85	de 5 à 6,3 µm	0,00630	0, 78	7,43
de 1 à 1,25 mm	1,25000	1,36	98,06	de 4 à 5 µm	0,00500	0,70	6,65
de 0,8 à 1 mm	1,00000	1,81	96,70	de 3,15 à 4 µm	0,00400	0,64	5,95
de 630 à 800 µm	0,80000	2,22	94,89	de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	0,53	5,31
de 500 à 630 µm	0,63000	4,08	92,66	de 2 à 2,5 µm	0,00250	0,45	4,78
de 400 à 500 µm	0,50000	4,49	88,58	de 1,6 à 2 µm	0,00200	0, 39	4,34
de 315 à 400 µm	0,40000	5,65	84,09	de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	0,47	3,95
de 250 à 315 µm	0,31500	7,17	78,43	de 1 à 1,25 µm	0,00125	0,45	3,48
de 200 à 250 µm	0,25000	6,98	71,26	de 0,8 à 1 µm	0,00100	0,42	3,03
de 160 à 200 µm	0,20000	10,48	64,28	de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	0,36	2,61
de125 à 160 µm	0,16000	9,14	53,80	de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	0,25	2,25
de 100 à 125 µm	0,12500	8,44	44,66	< 0,5 µm	0,00050	2,00	2,00



Références échantillon : 23-2a

Intervalle	Granulométrie	% dans	%	Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés	granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	de 80 à 100 µm	0,10000	3,06	90,08
de 16 à 20 mm	20,00000	0,00	100,00	de 63 à 80 µm	0,08000	1,48	87,02
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	100,00	de 50 à 63 µm	0,06300	2,52	85,54
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,00	100,00	de 40 à 50 µm	0,05000	3,92	83,02
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	100,00	de 31,5 à 40 µm	0,04000	5,40	79,10
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,00	100,00	de 25 à 31,5 µm	0,03150	5,74	73,71
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,00	100,00	de 20 à 25 µm	0,02500	5,22	67,96
de 4 à 5 mm	5,00000	0,07	100,00	de 16 à 20 µm	0,02000	4,70	62,74
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,20	99,93	de 12,5 à 16 µm	0,01600	4,79	58,04
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,23	99,73	de 10 à 12,5 µm	0,01250	3,74	53,26
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,53	99,50	de 8 à 10 µm	0,01000	3,22	49,52
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,63	98,97	de 6,3 à 8 µm	0,00800	3,65	46,30
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	0,75	98,35	de 5 à 6,3 µm	0,00630	3,74	42,64
de 1 à 1,25 mm	1,25000	0,76	97,60	de 4 à 5 µm	0,00500	3,65	38,90
de 0,8 à 1 mm	1,00000	0,60	96,83	de 3,15 à 4 µm	0,00400	3,74	35,24
de 630 à 800 µm	0,80000	0,47	96,24	de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	3,39	31,50
de 500 à 630 µm	0,63000	0,50	95,77	de 2 à 2,5 µm	0,00250	3,05	28,11
de 400 à 500 µm	0,50000	0,33	95,27	de 1,6 à 2 µm	0,00200	3,05	25,06
de 315 à 400 µm	0,40000	0,33	94,94	de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	3,65	22,02
de 250 à 315 µm	0,31500	0,38	94,61	de 1 à 1,25 µm	0,00125	3,31	18,36
de 200 à 250 µm	0,25000	0,61	94,24	de 0,8 à 1 µm	0,00100	2,61	15,05
de 160 à 200 µm	0,20000	0,79	93,63	de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	2,26	12,44
de125 à 160 µm	0,16000	1,16	92,84	de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	2,00	10,18
de 100 à 125 µm	0,12500	1,60	91,68	< 0,5 µm	0,00050	8,18	8,18



Références échantillon : 23-2b

Intervalle	Granulométrie	% dans	%		Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés		granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	1	de 80 à 100 µm	0,10000	1,65	91,90
de 16 à 20 mm	20,00000	0,00	100,00		de 63 à 80 µm	0,08000	0,54	90,25
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	100,00		de 50 à 63 µm	0,06300	1,71	89,71
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,00	100,00		de 40 à 50 µm	0,05000	3,07	87,99
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	100,00		de 31,5 à 40 µm	0,04000	4,51	84,92
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,00	100,00		de 25 à 31,5 µm	0,03150	4,69	80,41
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,13	100,00		de 20 à 25 µm	0,02500	4,15	75,72
de 4 à 5 mm	5,00000	0,06	99,87		de 16 à 20 µm	0,02000	3, 97	71,57
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,08	99,81		de 12,5 à 16 µm	0,01600	4,15	67,59
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,06	99,73		de 10 à 12,5 µm	0,01250	3,43	63,44
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,18	99,67		de 8 à 10 µm	0,01000	3,16	60,01
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,09	99,49		de 6,3 à 8 µm	0,00800	3,34	56,86
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	0,21	99,40		de 5 à 6,3 µm	0,00630	3, 34	53,52
de 1 à 1,25 mm	1,25000	0,22	99,19		de 4 à 5 µm	0,00500	3, 52	50,18
de 0,8 à 1 mm	1,00000	0,20	98,97		de 3,15 à 4 µm	0,00400	3, 97	46,66
de 630 à 800 µm	0,80000	0,24	98,77		de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	3, 52	42,69
de 500 à 630 µm	0,63000	0,36	98,52		de 2 à 2,5 µm	0,00250	3,43	39,17
de 400 à 500 µm	0,50000	0,39	98,16		de 1,6 à 2 µm	0,00200	3,43	35,74
de 315 à 400 µm	0,40000	0,43	97,77		de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	3,61	32,31
de 250 à 315 µm	0,31500	0,58	97,34		de 1 à 1,25 µm	0,00125	3,16	28,70
de 200 à 250 µm	0,25000	0,51	96,75		de 0,8 à 1 µm	0,00100	2,89	25,54
de 160 à 200 µm	0,20000	0,94	96,24		de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	3,16	22,65
de125 à 160 µm	0,16000	1,20	95,30		de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	3,43	19,49
de 100 à 125 µm	0,12500	2,20	94,10		< 0,5 µm	0,00050	16,06	16,06



Références échantillon : 27a

Intervalle	Granulométrie	% dans	%		Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés		granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	1	de 80 à 100 µm	0,10000	10,50	43,48
de 16 à 20 mm	20,00000	0,00	100,00		de 63 à 80 µm	0,08000	1,32	32,98
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	100,00		de 50 à 63 µm	0,06300	4,09	31,66
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,00	100,00		de 40 à 50 µm	0,05000	6,17	27,57
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	100,00		de 31,5 à 40 µm	0,04000	5,87	21,40
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,00	100,00		de 25 à 31,5 µm	0,03150	3,20	15,53
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,10	100,00		de 20 à 25 µm	0,02500	1,52	12,33
de 4 à 5 mm	5,00000	0,12	99,90		de 16 à 20 µm	0,02000	0,89	10,82
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,19	99,78		de 12,5 à 16 µm	0,01600	0,76	9,93
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,24	99,59		de 10 à 12,5 µm	0,01250	0,53	9,17
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,36	99,35		de 8 à 10 µm	0,01000	0,40	8,64
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,47	98,99		de 6,3 à 8 µm	0,00800	0,46	8,24
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	0,86	98,52		de 5 à 6,3 µm	0,00630	0,46	7,78
de 1 à 1,25 mm	1,25000	0,97	97,65		de 4 à 5 µm	0,00500	0,40	7,32
de 0,8 à 1 mm	1,00000	1,06	96,68		de 3,15 à 4 µm	0,00400	0,43	6,93
de 630 à 800 µm	0,80000	0,93	95,62		de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	0,43	6,50
de 500 à 630 µm	0,63000	1,36	94,69		de 2 à 2,5 µm	0,00250	0,36	6,07
de 400 à 500 µm	0,50000	1,29	93,33		de 1,6 à 2 µm	0,00200	0,26	5,71
de 315 à 400 µm	0,40000	1,83	92,04		de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	0,40	5,44
de 250 à 315 µm	0,31500	2,82	90,21		de 1 à 1,25 µm	0,00125	0,46	5,05
de 200 à 250 µm	0,25000	3,83	87,39		de 0,8 à 1 µm	0,00100	0,46	4,58
de 160 à 200 µm	0,20000	12,91	83,56		de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	0,49	4,12
de125 à 160 µm	0,16000	17,10	70,65		de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	0,53	3,63
de 100 à 125 µm	0,12500	10,07	53,55		< 0,5 µm	0,00050	3,10	3,10



Références	écł	anti	llon	:	27	b

Intervalle	Granulométrie	% dans	%]	Intervalle	Granulométrie	% dans	%
granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés		granulométrique	(mm)	l'intervalle	cumulés
> 20 mm	31,50000	0,00	100,00	1	de 80 à 100 µm	0,10000	8,94	40,36
de 16 à 20 mm	20,00000	0,00	100,00		de 63 à 80 µm	0,08000	1,60	31,42
de 12,5 à 16 mm	16,00000	0,00	100,00		de 50 à 63 µm	0,06300	3,83	29,82
de 10 à 12,5 mm	12,50000	0,00	100,00		de 40 à 50 µm	0,05000	6,38	25,98
de 8 à 10 mm	10,00000	0,00	100,00		de 31,5 à 40 µm	0,04000	6,53	19,60
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,00	100,00		de 25 à 31,5 µm	0,03150	3,58	13,07
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,10	100,00		de 20 à 25 µm	0,02500	1,60	9,49
de 4 à 5 mm	5,00000	0,09	99,90		de 16 à 20 µm	0,02000	0,85	7,89
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,10	99,80		de 12,5 à 16 µm	0,01600	0,63	7,04
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,17	99,70		de 10 à 12,5 µm	0,01250	0,44	6,41
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,50	99,53		de 8 à 10 µm	0,01000	0,31	5,97
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,78	99,03		de 6,3 à 8 µm	0,00800	0,25	5,66
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	1,23	98,25		de 5 à 6,3 µm	0,00630	0,28	5,40
de 1 à 1,25 mm	1,25000	1,22	97,02		de 4 à 5 µm	0,00500	0,31	5,12
de 0,8 à 1 mm	1,00000	1,10	95,80		de 3,15 à 4 µm	0,00400	0,31	4,81
de 630 à 800 µm	0,80000	0,93	94,69		de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	0,35	4,49
de 500 à 630 µm	0,63000	1,18	93,76		de 2 à 2,5 µm	0,00250	0,22	4,15
de 400 à 500 µm	0,50000	1,04	92,58		de 1,6 à 2 µm	0,00200	0,22	3,93
de 315 à 400 µm	0,40000	1,41	91,53		de 1,25 à 1,6 µm	0,00160	0,41	3,71
de 250 à 315 µm	0,31500	2,36	90,13		de 1 à 1,25 µm	0,00125	0,25	3,30
de 200 à 250 µm	0,25000	4,17	87,77		de 0,8 à 1 µm	0,00100	0,22	3,05
de 160 à 200 µm	0,20000	14,37	83,60		de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	0,35	2,83
de125 à 160 µm	0,16000	17,27	69,23		de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	0,47	2,48
de 100 à 125 µm	0,12500	11,61	51,96		< 0,5 µm	0,00050	2,01	2,01



ANALYSES MINÉRALOGIQUES PAR RAYONS X – DIFFRACTOMÉTRIE

Nature de l'essai

La fraction phylliteuse des échantillons est déterminée par diffractométrie des rayons X à partir de lames orientées normales, glycolées pendant 12 heures en tension de vapeur puis chauffées à 490 °C pendant 4 heures. Les proportions sont estimées à partir de l'aire des pics. Il faut bien tenir compte que les pourcentages indiqués sont des valeurs relatives des phases phylliteuses présentes dans la fraction dite « < 2 microns » de l'échantillon.

Appareillage et conditions expérimentales :

Appareillage : Diffractomètre SIEMENS D5000 automatisé

Conditions expérimentales :

- balayage de 2 à 36°2 θ ;

- vitesse de balayage de 0,02°2 θ /seconde ;

- temps de comptage : 1 seconde par pas ;
- échantillon fixe ;

– tube au Cobalt ($\lambda \text{ K}\alpha 1 \approx 1,789 \text{ Å}$).

Traitement des diagrammes : Logiciel DIFFRAC^{plus}

Résultats d'analyses

Échantillon La Garde 27a et b

La fraction phylliteuse de cet échantillon est représentée par (sur base 100) :

– interstratifié smectite/chlorite et vermiculite : ~ 25 % ;

- illite et/ou micas : $\sim 29 \%$;

- kaolinite : ~ 46 %.

Échantillon bord VF la Landelle 23c

La fraction phylliteuse de cet échantillon est représentée par (sur base 100) :

- illite et/ou micas : ~ 13 %;
- kaolinite : ~ 87 %.

Échantillon bassin de réception Est la Landelle 23-2a et 23-2b.

La fraction phylliteuse de cet échantillon est représentée par (sur base 100) :

interstratifié smectite/chlorite : ~ 36 %;

- illite et/ou micas : ~ 8 % ;

- kaolinite : ~ 56 %.

Échantillon bassin de réception Est la Landelle 23d1 et 23d2.

La fraction phylliteuse de cet échantillon est représentée par (sur base 100) :

interstratifié smectite/chlorite : ~ 13 %;

- illite et/ou micas : ~ 18 %;

- kaolinite : ~ 69 %;

- interstratifié smectite/illite possible.

La Gouesnière (35) : Palynologie

Analyse palynologique de l'échantillon prélevé dans un niveau tourbeux, à 1,5 m sous la surface, au dessous d'un niveau de limon à cailloux, ruissellés (colluvions, remblais archéologique ?) situé sur le territoire de la Gouesnière (Ille-et-Vilaine, France), lieu-dit la Landelle, en X = 374 790 ; Y = 2 368 920 (Lambert II étendu). L'analyse provient d'Eradata (Le Mans - étude 118/05-07/FR)

Introduction

Un échantillon prélevé) dans la région du Mont-Dol (appelation Eradata) a été fourni par Patrick LEBRET (BRGM, Orléans) à la société ERADATA pour une étude stratigraphique en appui aux levers de car-tographie de la carte géologique de Saint-Malo (Ille-et-Vilaine, France).

L'échantillon a été étudié sur la fraction palynologique à des fins de calage et de reconstitution du paléoenvironnement.

Mode de préparation

Les différentes phases résumées sont :

– destruction de l'éventuelle phase carbonatée par l'acide chlorhydrique (HCl) à 50 % ;

– destruction de la silice et des silicates par l'acide fluorhydrique (HF) à 70 % ;

– dissolution des fluosilicates formés à l'aide d'acide chlorhydrique (HCl) à 50 % ;

- oxydation sélective des fines particules charbonneuses et humiques par la potasse à 10 % ;

 – enfin, élimination de la pyrite et éclaircissage du matériel palynologique par action de l'acide nitrique (HN03).

À l'issue de chaque attaque, le résidu obtenu est rincé à l'eau puis centrifugé. Le résidu est ensuite concentré par tamisage sur des tissus synthétiques extrêmement fins à maille de 10 μ m, ne servant qu'une seule fois.

Les préparations sont montées dans la glycérine entre lame et lamelle pour observation au microscope.

Principaux résultats

La diagnose détaillée ci-jointe contient toutes les données analytiques.

Les calages dans le Néogène, et en particulier ceux de l'Holocène, sont basés sur une succession de climats et donc de paysages marqués par des flores différentes et correspondant en termes d'espaces temporels à des écozones ; c'est pourquoi un calage déduit de l'étude d'un échantillon isolé même avec une remarquable richesse floristique doit toujours être utilisé avec une certaine précaution.

Ce sédiment s'est déposé dans un milieu de forêt humide bordant une rivière au cours d'un épisode tempéré de l'Holocène. Les arbres dominants sont l'aulne et le chêne. A partir de la comparaison détaillée de la flore obtenue avec celles trouvées dans la région par M. CLET (1988, 1993), il est très probable que cet échantillon se soit déposé à l'Holocène récent, durant la fin de la période romaine entre le 1^{er} siècle avant J.-C. et le 1^{er} siècle après J.-C.

Conclusion

Cet échantillon déposé durant l'Antiquité renferme les vestiges d'une ancienne forêt qui bordait une rivière à la fin de la période romaine.

Liste des constituants palynologiques (lame palynologique n° « Mont-Dol P.L » - archivage Eradata)

Aulne (Alnus) : 40 % Chêne (Quercus) : 20 % Peuplier (Populus) Orme (Ulmus) arbres bien représentés Saule (Salix) typiques d'une ripisilve Charme (Carpinus) Noyer (Juglans) Sapin (Abies) Poaceae assez abondantes : 12 % absence de pollen de céréale abondantes spores de Ptéridophytes (fougères)

Calage biostratigraphique

Discussion

Il s'agit sans aucun doute d'un dépôt interglaciaire compte tenu de la richesse en pollens d'arbres, et même d'un interglaciaire récent vu l'absence de tout élément thermophile disparu au cours du Pléistocène de la région (*Carya, Pterocarya, Tsuga* par exemple). En effet, la région est riche en flores polliniques de référence du Pléistocène et de l'Holocène. Dans les interglaciaires du Pléistocène récent, le Noisetier (*Corylus*) occupe toujours une place importante (Clet, 1988), ce qui n'est pas le cas dans la flore pollinique de cet échantillon de Saint-Malo.

Les seuls exemples régionaux de sédiments riches en Aulne et en Chêne mais pauvres en Noisetier, Hêtre (*Fagus*) et en Céréales datent de la fin de la période romaine (1^{er} siècle avant et après J.-C.) (Clet *et al.*, 1993).

Proposition déduite

Holocène, Antiquité, fin de la période romaine, dans l'intervalle - 100 ans avant J.-C. à + 100 ans après J.-C.

Paléoenvironnement

Milieu forestier de milieu humide peuplant un bord de rivière, dit « ripisilve », d'un épisode interglaciaire tempéré.





Fig. 4 - Représentation cartographique du Massif de Saint-Malo par Jeannette (1974)



Fig. 6 - Photos des faciès migmatitiques : (a) et (b) - métatexites rubanées, (c) diatexites rubanées, (d) diatexites nébulitiques, (e) et (f) granite d'anatexie avec passées biotitiques



Fig. 7 - Localisation des différents faciès migmatitiques



Fig. 8 - Localisation des paragenèses métamorphiques observées dans les migmatites et les gneiss



Fig. 12 - Localisation des Pointés des lignes sismiques Armor and BIRPS–ECORS SWAT 10. Carte géologique de Chantraine *et al.*, (2001). BILF : faille de Belle-Isle-La Fresnaye, CP : Faille de Cancale - Plouer Fault, NASZ : Cisaillement Nord armoricain ; Unité du Trégor : (1) Socle Icartien : gneiss, (2) batholite, (3) métavolcanites (Formation de Tréguier) ; Unité de Guingamp : (4) métagabbro (Formation de Belle-Isle), (5) migmatite, (6) leucogranite, (7) plutons tardifs ; Unité de Saint-Brieuc : (8) métagabbro (Formation d'Yffiniac), (9) orthogneiss (Formation de Morieux-Port-Morvan, métavolcanites (10) basiques et (11) acides (Formation de Lanvollon), (12) métasediments (Formation de Binic), (13) Tonalite de Saint-Quay, (14) métabasaltes (Formation de Paimpol), (15) métasédiments (Formation de La-Roche-Derrien); Unité de Saint-Malo : (16) Schistes briovériens à phtanites intercalés, (17) Gneiss et migmatites, (18) granite de Cancale ; Bretagne centrale : (19) Schistes briovériens à phtanites remaniés, (20) batholite, (21) sédiments paléozoïques indifférenciés et granites varisques







Fig. 14 - Anomalies du champ total réduites au pole, compilation à l'altitude de 450 m. Compilation aéromagnétique du Nord-Est de la Bretagne



Fig. 15 - Anomalies du champ total réduites au pole, région de Saint-Malo avec localisation de l'emprise de la carte



Fig. 16 - Pointé des lignes sismiques SWAT et ARMOR

Unité de Saint-Malo



Fig. 18 - Représentation cartographique des isogrades du métamorphisme le long de la vallée de la Rance (Martin, 1977)



Fig. 20 - Allure des trajectoires de déformation (foliation, linéation) sur la carte de Saint-Malo et de Dinan d'après le lever cartographique de Saint-Malo et les levers inédits d'Yves Siméon (carte de Dinan) et stéréogramme des pôles de foliation (projection hémisphère inférieur) A : à l 'Ouest de la Rance ; B : à l'Est de la Rance. 1 : Unité des Migmatites de Saint-Malo ; 2 : Formation des gneiss fins de La Richardais ; 3 : Leucogranite de Cancale ; 4 : Métasédiments briovériens ; 5 : Sédiments quaternaires de la baie du Mont-Saint-Michel





Fig. 25 - Carte synthétique de la chaîne cadomienne en Bretagne Nord et localisation des données géochronologiques (Egal et al., 2006). Localisation des coupes de la figure 27


Fig. 26 - Coupes synthétiques des Unités et formations constituant la chaîne cadomienne en Bretagne Nord (Chantraine et al., 2001). 1 : Socle icartien ; 2 : Volcanites de la Formation de Tréguier ; 3 : Batolithe North Trégorois ; 4 : Volcanites de la Formation de Paimpol ; 5 : métasédiments des formations de La-Roche-Derrien et de Binic Fms ; 6 : Tonalite cadomienne ; 7 : Formation de Lanvollon, métavolcanites acides ; 8 ; Formation de Lanvollon, métavolcanites basiques ; 9 : Métagabbro de Squiffiec ; 10. Socle pentévrien ; 11 : Plutons tardifs ; 12 : Leucogranite ; 13 : Migmatites de Guingamp ; 14 : Roches métabasiques et ultrabasiques de Yffniac–Belle-Isle ; 15 : Métasédiments de Lanvolle ; 16. Granite de type Cancale ; 17 : Migmatites de Saint-Malo ; 18 : Métasédiments de l'Unité de Fougères, failles cadomiennes majeures. (1) Locquémeau–Lézardrieux ; (2) Plouagat-Coëtmieux ; (3) Belle-Isle–La Fresnaye ; (4) Plouer–Cancale, failles varisques majeures : (5) Trégor ; (6) Baie de Saint-Brieuc ; (7) Cisaillement Nord-armoricain



Unités cadomiennes ; 1 : Batholite du Nord Trégor ; 2 : Autres plutons cadomiens ; 3 : Sédiments brioveriens ; 4 : Volcanites de Paimpol ; 5 : Volcanites de Lanvollon ; 6 : Migmatiles de Guingamp ; 7 : Lambeau d'Yffiniac-Belle-Ile, croute continentale ; 8 : croute supérieure icartienne ; 9 : Croute supérieure pentévrienne ; 10 : Prisme d'accrétion ou marge continentale ; 11 : Croute inférieure, croute océanique ; 12 : (le manteau supérieur n'est pas représenté).

Failles majeures (1) Locquémeau-Lézardrieux ; (2) Plouagät-Coëtmieux ; (3) Belle-Isle-La Fresnaye



Fig. 28 - Itinéraires géologiques et localisation des arrêts



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.

