



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

# LAMBALLE

## LAMBALLE

par

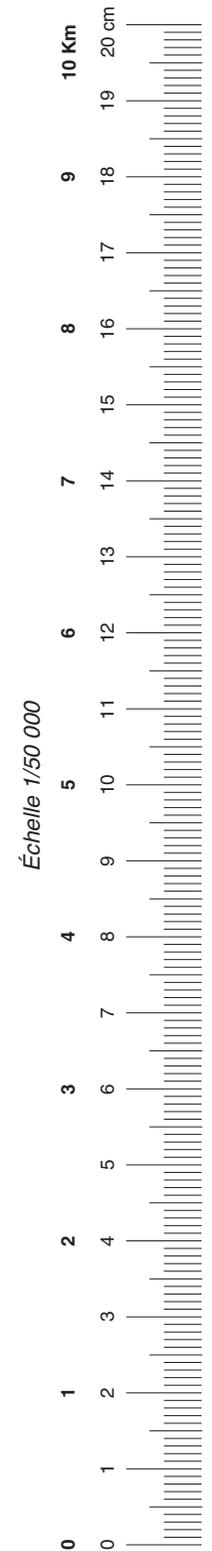
E. THOMAS, B. HALLÉGOUËT, B. MOUGIN,  
L. LANGOUËT, J.-L. MONNIER

La carte géologique à 1/50 000  
LAMBALLE est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
à l'Ouest : SAINT-BRIEUC (N° 59)  
à l'Est : DINAN (N° 60)

	Saint-Cast	
		Saint-Malo
Saint-Brieuc	LAMBALLE	Dinan
Moncontour	Broons	Caulnes

*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.*



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

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

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

**par**

**E. THOMAS, B. HALLÉGOUËT, B. MOUGIN,  
L. LANGOUËT, J.-L. MONNIER**

**2010**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : THOMAS E., HALLÉGOUËT B. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lamballe (244). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas E., Hallégouët B., Mougin B., Langouët L., Monnier J.-L., 146 p.

– *pour la notice* : THOMAS E., HALLÉGOUËT B., MOUGIN B., LANGOUËT L., MONNIER J.-L. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lamballe (244). Orléans : BRGM, 146 p. Carte géologique par Thomas E., Hallégouët B. (2011).

© BRGM, 2010. 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 : 978-2-7159-1244-1

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	8
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE - GÉOMORPHOLOGIE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
<b>Travaux récents concernant la chaîne cadomienne</b>	17
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	23
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS</b>	26
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL</i>	26
<b>Unités cadomiennes</b>	26
<b>Roches plutoniques</b>	63
<i>FILONS</i>	64
<b>FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES</b>	67
<i>INTRODUCTION</i>	67
<b>TERTIAIRE</b>	67
<i>FORMATIONS RÉSIDUELLES</i>	68
<b>Altérites</b>	68
<b>Formations paléogènes</b>	74
<b>QUATERNAIRE</b>	75
<b>Dépôts fluvio-marins et marins</b>	75
<b>Dépôts de versants</b>	79
<b>Dépôts fluviatiles et lacustres (Holocène à actuel)</b>	81
<b>Dépôts éoliens</b>	84
<b>Dépôts anthropiques</b>	86
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	86
<i>NÉO-PROTÉROZOÏQUE – BASE DU PALÉOZOÏQUE</i>	86
<b>Unité de Saint-Brieuc</b>	86
<b>Unité d'Yffiniac – Belle-Île-en-Terre</b>	87
<b>Unité de Saint-Malo</b>	88
<b>Unité de Fougères</b>	91
<i>PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN</i>	92

<b>Le massif de Bobital</b>	<b>92</b>
<b>Les filons doléritiques</b>	<b>93</b>
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	<b>93</b>
<i>DÉFORMATIONS</i>	<b>93</b>
<b>Structuration cadomienne</b>	<b>93</b>
<b>Structuration cassante tardi à post-hercynienne</b>	<b>96</b>
<i>MÉTAMORPHISME</i>	<b>97</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>100</b>
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET BASE DU PALÉOZOÏQUE :</i>	
<i>HISTOIRE CADOMIENNE</i>	<b>100</b>
<i>PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN</i>	<b>103</b>
<i>ÉVOLUTION MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	<b>105</b>
<i>ÉVOLUTION PLIO-PLÉISTOCÈNE – QUATERNAIRE</i>	<b>107</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>109</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>109</b>
<b>Les aquifères du socle breton</b>	<b>109</b>
<b>Les dispositifs de captage</b>	<b>111</b>
<b>Les captages d'alimentation en eau potable (AEP)</b>	<b>114</b>
<b>Qualité chimique de l'eau souterraine</b>	<b>114</b>
<b>Le suivi des niveaux des nappes</b>	<b>117</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>117</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>118</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>119</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	<b>119</b>
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	<b>121</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>125</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>137</b>

#### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte des pentes (> 4 %), morphologie et toponymie	<b>10</b>
Fig. 2 - Organisation de la chaîne cadomienne armoricaine (Chantraine <i>et al.</i> , 2001, modifié)	<b>14</b>
Fig. 3 - Découpage en unités lithotectoniques de la feuille Lamballe	<b>16</b>
Fig. 4 - Interprétation des profils sismiques ARMOR et SWAT 10 ( <i>in</i> colloque GeoFrance 3D, 1999)	<b>18</b>

Fig. 5 - Unités de la chaîne cadomienne en Bretagne Nord (d'après Égal <i>et al.</i> , 2005)	19
Fig. 6 - Structures géologiques du domaine mancellien (Ballèvre <i>et al.</i> , 2001, modifié)	50
Fig. 7 - Carte géologique du complexe de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)	54
Fig. 8 - Analyses modales des termes de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)	56
Fig. 9 - Analyses chimiques des termes de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)	58
Fig. 10 - Diagramme AFM. Th : champ tholéiitique, CA : champ calco-alcalin (modifié de Le Gall et Barrat, 1987)	59
Fig. 11 - Diagramme $Al_2O_3-FeO + Fe_2O_3 - MgO$ des termes de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)	60
Fig. 12 - Spectres de Terres Rares des gabbros de Trégomar (modifié de Le Gall et Barrat, 1987)	61
Fig. 13 - Spectres de Terres Rares des cumulats de Trégomar (modifié de Le Gall et Barrat, 1987)	62
Fig. 14 - Géométrie des corps sédimentaires de Saint-Samson (a), coupe lithologique synthétique (b), paléocourants (c) (Brault, 2000)	<b>Hors texte</b>
Fig. 15 - Faciès, processus hydrodynamiques et milieux de sédimentation à Saint-Samson (Brault, 2000)	76
Fig. 16 - Estimation des conditions métamorphiques de pression et de température au sein des formations cadomiennes (modifié de Ballèvre <i>et al.</i> , 2001)	98
Fig. 17 - Évolution de la marge cadomienne (Chantraine <i>et al.</i> , 2001)	104
Fig. 18 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns, 1998 et 2004)	108
Fig. 19 - Participation globale annuelle des eaux souterraines au débit des rivières	112
Fig. 20 - Localisation des bassins versants modélisés et résultats obtenus	113
Fig. 21 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Lamballe	114
Fig. 22 - Liste des captages d'alimentation en eau potable de la feuille Lamballe (244)	116



## RÉSUMÉ

La feuille Lamballe se situe dans un domaine septentrional du Massif armoricain. Elle concerne essentiellement des terrains protéro-paléozoïques témoins directs de l'élaboration, depuis 780 Ma jusque vers 535 Ma, d'une chaîne de montagne (cadomienne) au-dessus d'une zone de subduction. Cette chaîne cadomienne bretonne ne représente qu'un segment d'un ensemble bien plus vaste appelé chaîne panafricaine.

Sur cette feuille, les principales unités litho-tectoniques de l'orogène cadomienne, définies par des travaux récents du lever géologique de la France au 1/50 000 et par la synthèse majeure effectuée dans les années 2000 à la suite d'un vaste programme de prospection sismique, géochimiques, magnétique, gravimétrique (GeoFrance 3D – Armor 1), sont représentées, excepté les unités les plus occidentales de l'orogène. Ainsi, dans le Nord de la feuille, l'Unité de Saint-Brieuc montre des faciès d'origine plutonique (diorites, gabbros), des faciès volcaniques (basaltes) et des faciès volcano-sédimentaires. Plus au Sud, l'Unité de Saint-Malo consiste majoritairement en des sédiments peu métamorphiques (schistes et grès) où sont intrusifs quelques granites le long de grande failles. Tardivement dans l'histoire cadomienne, et selon un processus qui est encore mal connu, ces sédiments ont subi un épisode de fusion partielle et dont l'exhumation a engendré le « dôme » migmatitique de Saint-Malo. Entre les deux unités, l'Unité d'Yffiniac, très particulière, montre des faciès qui indiquent des conditions de pression et de température importantes : elle représente sans doute la semelle d'un arc volcanique exhumée à la faveur du jeu décro-chevauchant de grandes failles (qui séparent les unités), responsables d'un épaississement crustal qui reste modéré en Bretagne. L'histoire cadomienne se termine par la mise en place d'un massif basique (Gabbro de Trégomar) au sein de l'Unité de Saint-Malo alors qu'un important magmatisme a lieu dans l'Unité de Fougères, au Sud-Est de la carte Lamballe : l'origine de ce magmatisme tardif, qui scelle définitivement l'histoire cadomienne est encore débattue.

L'ensemble des déformations et la structuration du domaine est acquis pendant cette histoire cadomienne : dans les temps qui suivent, et notamment au moment de la formation de la Chaîne varisque (Dévonien – Carbonifère), le domaine cadomien de la feuille Lamballe va globalement être épargné. Les intrusions basiques d'un vaste champ filonien (dolérites) et la mise en place dans le coin sud-est de la carte d'un granite leucocrate (Bobital) sont les uniques témoins de l'évolution hercynienne. Des déformations de grande longueur d'onde sont sans doute intervenues, comme en témoignent les plissements observés dans les sédiments ordoviciens présents sur les feuilles adjacentes (Saint-Cast), ainsi que vraisemblablement des déformations localisées par réactivation des grands accidents cadomiens.

L'histoire méso-cénozoïque de ce domaine nord-breton est mal connue parce qu'il n'y a plus de sédiments préservés. Le Massif armoricain dans son ensemble va être soumis à des phases de pénéplanation (post-hercynienne) avant d'être à nouveau sujet à des mouvements verticaux (rift du golfe de Gascogne, poussée pyrénéenne, poussée alpine). Au cours de ces périodes où il est en position altitudinale élevée et sous l'effet catalyseur de climats chauds et humides (Tertiaire), plusieurs phases de latérisation avec développement de grands profils argileux surmontés de cuirasses ferreuses et siliceuses vont se succéder. Sur la feuille Lamballe, on ne rencontre plus aujourd'hui que la base de ses grands profils essentiellement sous forme d'arènes, la partie sommitale ayant été largement érodée.

C'est plus récemment, au début du Quaternaire ou dès la fin du Pliocène, que le réseau hydrographique tel qu'on le connaît aujourd'hui s'individualise. Dans ce même temps, toute la région est soumise aux alternances des périodes glaciaires et interglaciaires. Sur le Massif armoricain, situé alors juste au Sud de la calotte polaire, les phases froides vont entraîner une fragmentation importante des roches dans les premiers mètres du sous-sol (fauchage, gélifluxion...) et les éléments désolidarisés vont constituer les dépôts de versants (« heads »). Lors des périodes d'exondation de la Manche (Saalien, Eémien), les vents dominants vont transporter les fines particules qui s'aggloméreront à terre pour former les épandages lessiques bien représentés dans ce domaine nord-breton.

### ABSTRACT

The Lamballe sheet is located in the northern part of the Armorican Massif. It is mostly underlain by Proterozoic to Paleozoic formations that are the direct witness of Cadomian mountain building over a subduction zone during the interval 780 Ma to 535 Ma. The Cadomian chain in Brittany represents but a small part of the much larger Pan-African mountain belt.

The main litho-tectonic units of the Cadomian orogenesis were defined by the recent 1:50,000-scale geological mapping of France and the major compilation work in the 2000s, based on a vast programme of seismic, geochemical magnetic and gravimetric exploration, called GeoFrance 3D – Armor 1. Except the westernmost ones, all these units of the orogenesis are represented in the map area. In the north of the sheet, the St-Brieuc Unit consists in plutonic (diorite, gabbro), volcanic (basalt) and volcano-sedimentary rocks. Farther south, the St-Malo Unit is mostly composed of sedimentary rock (shale and sandstone) that was little affected by metamorphism, with a few granite intrusions along the main faults. Late in Cadomian history, however, and following an as yet little understood process, these sedimentary rocks were subjected to partial fusion; their exhumation has created the migmatitic “dome” of St-Malo. Between the St-Brieuc and St-Malo units, the very peculiar Yffiniac Unit contains rocks that

show high pressure and temperature conditions; they represent without doubt the sole of a volcanic arc that was exhumed as the result of strike-slip and thrust movements along the main faults that separate the units, and which caused moderate crustal thickening below Brittany. The Cadomian history terminated with the emplacement of a basic massif, the Trégor gabbro, within the St-Malo Unit, whereas major magmatism occurred in the Fougères Unit, in the south-east of the Lamballe map area. The origin of this late-stage magmatism, which definitively sealed the Cadomian history, is still being debated.

Most of the deformation and present structure of the domain were acquired during Cadomian history. During the following periods, especially when the Variscan Chain was formed (Devonian to Carboniferous), the Cadomian domain of the Lamballe sheet was mostly spared. Basic dolerite intrusions of a dyke swarm and the emplacement in the south-east corner of the map area of the Bobital leucocratic granite are the only witnesses of Hercynian activity. It is almost certain that large-wavelength deformation took place, as shown by folds in the Ordovician rocks of the neighbouring St-Cast map area, as well as localized deformation through reactivation of the major Cadomian faults.

The Mesozoic and Cenozoic history of this part of northern Brittany is not well known as no deposits of those ages have been preserved. The Armorican Massif as a whole was subject to post-Hercynian peneplanation before being affected again by vertical crustal movements, such as the Bay of Biscay rifting and the Pyrenean and Alpine thrusting. During these Tertiary periods it was at a high altitude and subject to warm and humid periods, when several laterite-forming phases developed deep clayey soils overlain by ferruginous and siliceous crusts. On the Lamballe sheet, we only find the basal sandy remnants of these great profiles, the overlying part having been eroded.

More recently, during the Early Quaternary or perhaps even from the Late Pliocene, the present drainage network was formed. At the same time, the region as a whole was affected by alternating glacial and inter-glacial periods. On the Armorican Massif, that at the time lay just south of the polar ice cap, the cold phases caused major fragmentation of the first few metres of underlying rock, causing frost creep and bending; the separated elements then created heads along the slopes. During the periods that the Channel fell dry (Saalian, Eemian), the dominant winds transported fine particles that agglomerated into loess deposits, which are well represented in northern Brittany.

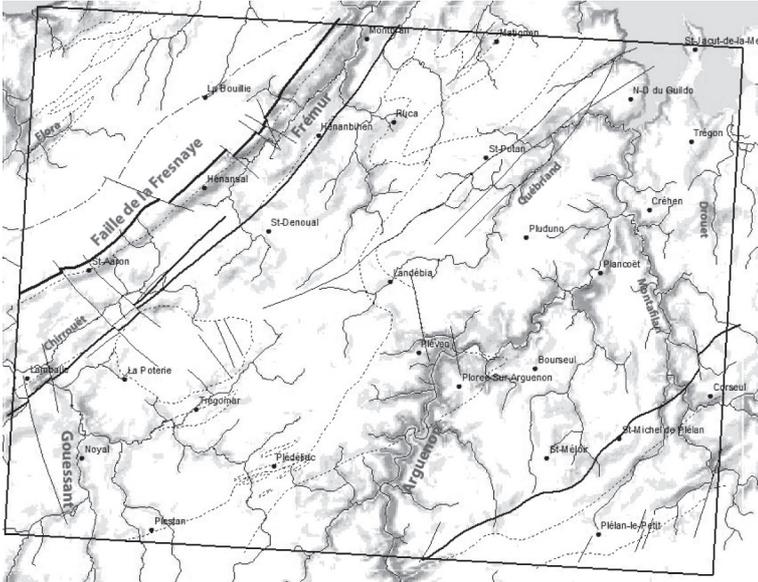


Fig. 1 - Carte des pentes (>4%), morphologie et toponymie

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE*

Située dans le département des Côtes d'Armor, la coupure Lamballe à 1/50 000 couvre un territoire essentiellement rural où l'activité est majoritairement tournée vers l'agriculture, l'élevage (bovins, porcins et chevaux aux Haras Nationaux de Lamballe) et le tourisme (Notre-Dame-du-Guildo, Saint-Jacut-de-la-Mer). Les centres urbains les plus importants sont Lamballe (12 500 h) et Plancoët (2 500 h), auxquels on peut rattacher Matignon dans le Nord de la carte (1 600 h) et Plestan dans le Sud-Ouest (1 600 h). Corseul, ancienne grande capitale des Corsiolites (« peuple qui frappe la monnaie ») qui combattirent les romains avec acharnement, est aujourd'hui un bourg où de nombreux vestiges gallo-romains subsistent et sont mis en valeur. La feuille est traversée par la RN12 (Rennes – Brest) dans les environs de Plestan, Noyal et Lamballe et par la RN176 (qui joint la RN12 à Saint-Malo, via Dinan) dans le Sud-Est de la carte. Le paysage est celui d'un bocage ouvert, typique de Bretagne, où alternent les parcelles en prairies, les champs cultivés, les zones en jachère et de nombreux petits bois dispersés. Deux grandes forêts, essentiellement à essences de feuillus (charmes, ormes, quelques résineux) occupent une part non négligeable de la feuille : au Nord, le bois de Coron est installé sur les vestiges de dépôts limono-lœssiques épais ; au centre, la forêt de la Hunaudaye, à laquelle on adjoint la forêt de Saint-Aubin et la forêt de Coët-Jégu forme une vaste zone plane où les affleurements rocheux sont rares à inexistant. Au voisinage des vallées, et notamment de la vallée d'Arguenon, ce paysage change et les flancs sont recouverts de bois et taillis souvent denses et particulièrement impénétrables ou plus localement, de landes à ajoncs et genêts.

Trois petits fleuves côtiers principaux parcourent la feuille (fig. 1) : dans le Sud-Ouest, le Gouessant est sur la feuille Lamballe un fleuve relativement large qui coule du Sud vers le Nord dans sa plus grande partie mais dont le cours s'infléchit brusquement à Lamballe où il rencontre le granite de Quessoy-Lamballe (contrôle structural et lithologique). Au Nord de la cluse de Lamballe, le Gouessant et le Chirrouët, un de ses tributaires les plus importants pour cette feuille (avec le ruisseau de Saint-Rieul), opèrent leur jonction dans une zone relativement plane où les cours d'eau restent larges : ce n'est qu'au Nord d'Andel, sur la feuille Saint-Brieuc, que le Gouessant incise très fortement le substratum avant de se jeter dans l'Anse de Morieux en baie de Saint-Brieuc à l'Est de la presqu'île d'Hillion. Dans l'Est de la carte, l'Arguenon (dont la source se situe dans la région de Gouray près de Collinée) coule dans une direction globalement S-N dans des domaines migmatitiques et gneissiques sur la feuille Lamballe, et se jette en baie d'Arguenon, au Guildo, à l'Ouest de la presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer. Dans le Nord de la carte, le Frémur, qui prend naissance dans les environs de Saint-Denoual, est un petit fleuve dont le

parcours est largement contrôlé par la géomorphologie particulière de la région (escarpement) et qui se jette plus au Nord, en baie de la Fresnaye.

Globalement, la feuille Lamballe peut-être scindée en deux domaines morphologiques, séparés l'un de l'autre par un grand escarpement que l'on suit depuis l'Ouest de Lamballe (feuille Saint-Brieuc) jusqu'à la mer (Château-Serein, feuille Saint-Cast). Ce trait morphologique, orienté N°55-60 environ, correspond en première approximation au passage d'une structure majeure cadomienne, réactivée dans les périodes récentes. Le compartiment septentrional, relativement peu étendu, est caractérisé par un vaste plateau s'abaissant très graduellement vers le Nord-Est : les altitudes maximales se situent aux alentours de 126 m (Sud-Ouest du bois de Coron) mais l'altitude moyenne de ce plateau jusqu'à la Bouillie avoisine 100 m. À partir de la Bouillie vers l'Est et à partir de la Ville Bricault au Nord, en approchant la façade maritime (non atteinte sur la feuille Lamballe), les bordures de ce plateau sont découpées par les petits fleuves (Nantois) à vallées étroites mais assez fortement incisées. À l'Ouest de ce secteur, la Flora n'incise pas encore très fortement le substratum (elle ne le fera qu'aux approches du Gouessant, au Pont-Neuf sur la feuille Saint-Brieuc) mais une partie de son cours supérieur semble suivre une limite lithologique entre un domaine ganitique et un domaine plus gneissique. Le compartiment méridional constitue les trois-quarts du domaine étudié. Dans ce compartiment, on note une prédominance des plateaux situés à des altitudes voisines de 90-100 m, légèrement plus basses que celles du compartiment septentrional. Les altitudes maximales sont atteintes vers 108 m au Nord-Est du gabbro de Trégomar, vers 107 m sur le granite de Bobital et également vers 106 m sur les schistes briovériens dans la région de Plestan. En fonction des lithologies rencontrées, la rugosité du relief évolue d'un domaine occidental où elle est faiblement prononcée et où le relief est peu marqué (vallées larges, relativement peu encaissées) à un domaine oriental, essentiellement constitué par les migmatites et gneiss de Saint-Malo et de la Richardais, où elle est nettement marquée et où le relief (différence entre les points hauts et les points bas) atteint ses valeurs maximales. Ainsi, l'Arguenon, mais aussi le ruisseau de Montafilan à l'Est et le ruisseau de Québriand à l'Ouest présentent des vallées étroites, de quelques dizaines de mètres de large en moyenne (jusqu'à plusieurs centaines sur l'Arguenon mais le barrage de la Ville Haute, à l'Est de Pléven, l'a modifié artificiellement) et assez fortement incisées : il peut y avoir jusqu'à 60 m de différence altitudinale entre le cours d'eau et le haut du flanc de la vallée (Arguenon à la hauteur de Plancoët et dans toute sa partie en amont de Plorec-sur-Arguenon, Montafilan à la hauteur du château de Montafilan). Au sein de ce compartiment, la structure sub-circulaire du gabbro de Trégomar est très nettement visible depuis l'Ouest ou le Nord : les ruptures de pente sont importantes et peuvent atteindre 30 m entre les schistes briovériens et le gabbro dans les environs de la Doberie (le contact schistes – gabbros se situe au sommet de la rupture de pente). Encore relativement perceptible dans le Sud (région de Trégomar), cette rupture de pente se perd ensuite dans les forêts de la

Hunaudaye et de Saint-Aubin caractérisées par un recouvrement en formations superficielles parmi les plus épais de la carte.

La feuille Lamballe est peu concernée par la frange littorale mais on identifie dans le Nord-Est de la feuille, le fond des baies d'Arguenon et de Baussaie (baie de Lancieux). Excepté au Nord-Ouest de Saint-Jacut-de-la-Mer (feuille Saint-Cast), les flancs des baies ne montrent pas de falaises importantes : l'estran de l'Ouest de la baie d'Arguenon, depuis le Guildo jusqu'à la plage des Quatre Vaux, apparaît relativement déchiqueté (absence de recouvrement par les formations sableuses et vaseuses marines) mais les falaises restent modestes (10 m en moyenne) et assez peu inclinées. Sur la presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer, le long de la plage de la Bissotte en allant vers le port du Chatelet, les falaises sont plus verticales mais encore moins hautes (5 m en moyenne) ; ailleurs, le passage terre-mer est plutôt caractérisé par une rupture de pente faible parfois même quasiment inexistante (vallée du Drouet, baie de Baussaie).

#### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Les terrains rencontrés sur la feuille Lamballe sont principalement, si l'on excepte le massif de Bobital, des terrains attribués au Protérozoïque terminal et au Paléozoïque basal et dont la fourchette d'âge est relativement étroite entre 600 et 540 millions d'années. Ces terrains ont été largement impliqués dans l'élaboration de la chaîne panafricaine pour son segment cadomien et ont été affectés par les manifestations tectoniques et métamorphiques consécutifs à l'orogène. Le domaine cadomien du Nord du Massif armoricain est exposé depuis l'Est de la baie de Morlaix jusque dans le Cotentin et est subdivisé en deux sous-domaines : pour une très grande majorité, les terrains rencontrés sur la feuille Lamballe appartiennent au domaine domnonéen de la chaîne, seules les formations schisto-gréseuses de l'extrême sud-est sont intégrées à son domaine mancennien (fig. 2). Depuis quelques années, les domaines domnonéen et mancennien sont également dénommés, respectivement, domaine cadomien nord-breton et domaine cadomien normano-breton. Ces terrains cadomiens n'ont été que partiellement touchés par les événements paléozoïques liés à l'orogénèse varisque qui ont ailleurs structuré la plus grande partie du Massif armoricain en reprenant ou oblitérant les structures issues des déformations antérieures : l'extrême sud-est de la carte est occupé par le massif granitique de Bobital d'âge hercynien qui a développé dans les schistes encaissants une auréole de métamorphisme très discrète.

Suivant ce qui a été effectué ces dernières années pour les cartes de Guingamp, de Saint-Brieuc ou de Saint-Malo, et qui s'affine au fur et à mesure du levé de la carte de France au 1/50 000 dans ces terrains cadomiens, le découpage des terrains protéro-paléozoïques utilisé pour la carte de Lamballe s'appuie très fortement sur la distinction d'unités

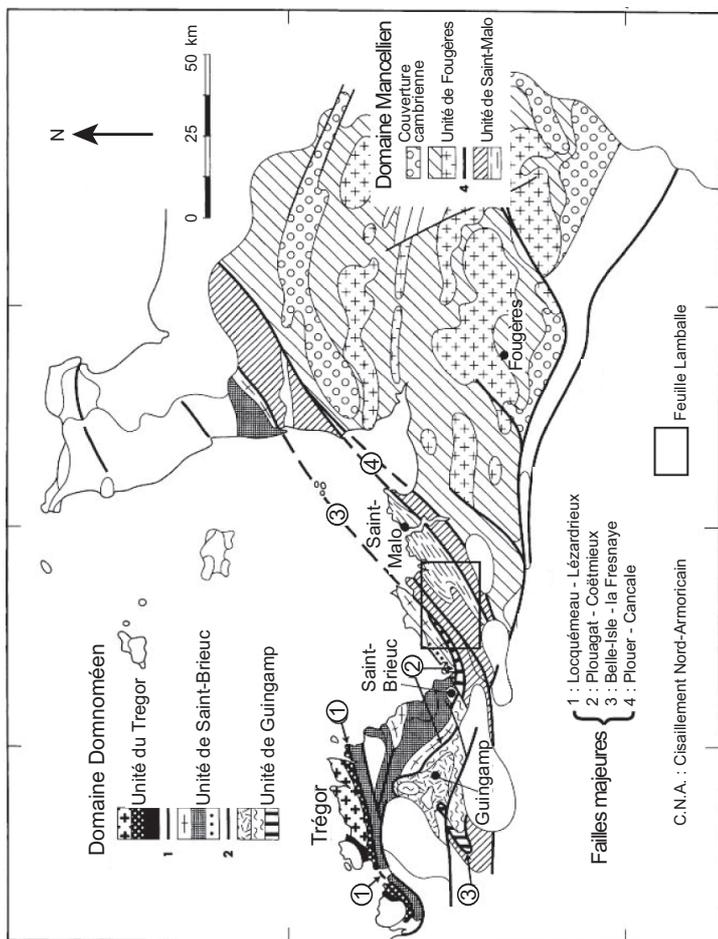


Fig. 2 - Organisation de la chaîne cadomienne armoricaine (Chantraine et al., 2001, modifié)

lithotectoniques (lithologie, métamorphisme, structures) dont on retrouvera l'exhaustivité des définitions dans la notice de la feuille Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005) et celle de Guingamp (Égal *et al.*, 1999). Toutes les unités du domaine cadomien (fig. 5) ne sont pas représentées sur la feuille Lamballe et certaines ne le sont que par deux ou trois membres seulement (fig. 3).

L'Unité de Saint-Brieuc comprend les plus anciennes roches observables sur la feuille Lamballe qui sont représentées par des amphibolites à protolithe volcanique de la Formation de Lanvallon – Erquy. On y distingue également la vaste intrusion de composition intermédiaire de Coëtmieux – Fort-la-Latte, des leucogranites syntectoniques (granite de Planguenoual) et des gabbros (gabbro de Saint-Alban). Les roches de l'Unité de Saint-Brieuc se répartissent dans un quart nord-ouest de la feuille Lamballe. Le passage à l'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre n'est pas très bien exposé car le contact est presque intégralement recouvert par des formations éoliennes récentes (situation à laquelle il convient d'ajouter le caractère très arénisé des roches).

L'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre est essentiellement représentée sur la feuille Lamballe comme ailleurs par des métagabbros et des amphibolites. Le passage vers le Sud à l'Unité de Saint-Malo qui occupe les trois quarts de la feuille s'effectue par le biais de la faille de la baie de la Fresnaye, jalonnée, au Sud, par les volcanites de la Formation de Château-Serein, qui appartiennent à l'Unité de Saint-Malo. L'Unité de Saint-Malo regroupe des faciès pétrographiques extrêmement variés puisque l'on y retrouve la Formation de Lamballe constituée d'une série rythmique de schistes et de grès peu métamorphiques à intercalations de niveaux de phanites et les roches très métamorphiques (méta- et diatexites, parfois granite d'anatexie) du dôme migmatitique de Saint-Malo. Des formations de schistes et micaschistes variés (micaschistes à biotite et muscovite, micaschistes à plagioclase) constituent généralement un domaine de transition entre la Formation de Lamballe et les Migmatites de Saint-Malo. On retrouve également dans l'Unité de Saint-Malo deux massifs plutoniques : le massif granitique de Quessoy-Lamballe (auquel on peut adjoindre le segment de Hénanbihen), allongé le long d'une faille importante interne à l'Unité de Saint-Malo (faille de Saint-Cast) mais parallèle aux failles limites des Unités, qui est affecté localement d'une mylonitisation des bordures et le gabbro de Trégomar de forme sub-circulaire qui s'individualise au sein des schistes et grès de la Formation de Lamballe et qui ne montre quasiment aucun signe de déformation. D'autres petits ensembles de granitiques à deux micas (granites de Trégomar, Plédeliac, Saint-Potan) sont intrusifs dans les séries briovériennes ou dans les migmatites mais leur relation avec des systèmes faillés n'est pas démontrée. Le passage à l'Unité de Fougères (ou de la Mancellia), la plus méridionale, se fait par l'intermédiaire de la branche nord du cisaillement de Plouer-Cancale. Les terrains de l'Unité de Fougères ne sont représentés ici que par des alternances schisto-gréseuses sans intercalations de



phtanites, très semblables en terme de faciès macroscopiques à celles de la Formation de Lamballe (Unité de Saint-Malo). Elles s'en distinguent cependant par l'absence de phtanites intercalées.

Outre ces terrains constituant les unités lithotectoniques cadomiennes des régions de Saint-Brieuc et de Saint-Malo, la feuille de Lamballe ne montre que très peu de roches plus jeunes : dans le coin sud-est de la feuille, la partie septentrionale du granite de Bobital (~ 300 Ma) affleure. La mise en place hercynienne du granite de Bobital au sein des schistes et grès de l'Unité de Fougères n'a que peu d'impact sur ces formations puisque le métamorphisme de contact y reste très modéré. De nombreux filons de dolérites parcourent la moitié est de la carte dans une direction globalement N-S. Très faciles à repérer sur les estrans près de Saint-Jacut-de-la-Mer ou de l'anse d'Arguenon, ils sont très difficiles à suivre plus à l'intérieur des terres. Des filons de dolérites de même nature ont été datés vers 330 Ma dans le secteur de Saint-Malo.

Les formations récentes (tertiaires à actuelles) sont bien représentées sur la feuille de Lamballe puisque toutes les formations présentent des altérations, qui sont généralement d'épaisseur restreinte (5-10 m) mais qui peuvent parfois être relativement développées comme sur les schistes de la Formation de Lamballe en bordure nord du gabbro de Trégomar (30-40 m). Le gabbro de Trégomar est argilisé par secteurs et pendant longtemps, les argiles ont été exploitées à La Poterie, à l'Est de Lamballe. Les formations éoliennes ne sont pas très développées et ne s'individualisent réellement que sur les parties sommitales des domaines interfluves : ailleurs, il s'agit de formations de limons et d'altérites plus ou moins remaniées *in situ*, à composante lèssique mais aussi à composante argileuse généralement importante. Les sédiments fluviaux, excepté quelques rares témoins au Nord de Lamballe, sont quasiment absents sur le domaine couvert par la feuille.

#### *TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

#### **Travaux récents concernant la chaîne cadomienne**

##### **Structure profonde**

La notice de la carte de Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005) propose une rétrospective étayée de l'évolution des concepts et des idées, parfois divergents, sur le contexte géodynamique de l'édification de la chaîne cadomienne : aussi ne seront résumés ici que les principaux enseignements de ces dernières années déduits des données acquises dans le cadre du programme GéoFrance 3D, projet ARMOR (1995-1997 pour sa partie Armor 1 concernant le Cadomien nord-

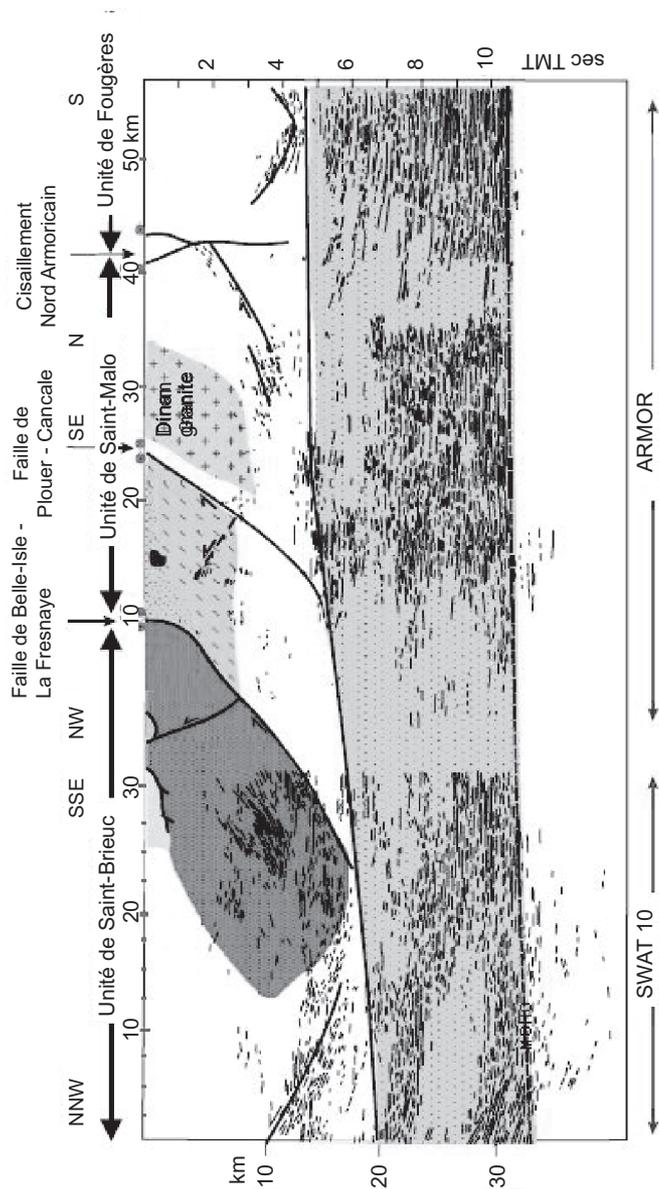


Fig. 4 - Interprétation des profils sismiques ARMOR et SWAT 10 (in Colloque GeoFrance 3D, 1999). La géométrie des failles principales en surface est déduite de réflecteurs peu profonds (Biri *et al.*, 2001) et de la modélisation gravimétrique (Truffert *et al.*, 2001). La géométrie des entités géologiques distinguées dans la croûte supérieure est issue de la modélisation gravimétrique : les entités plus denses de l'Unité de Saint-Brieuc sont représentées en gris plus sombre

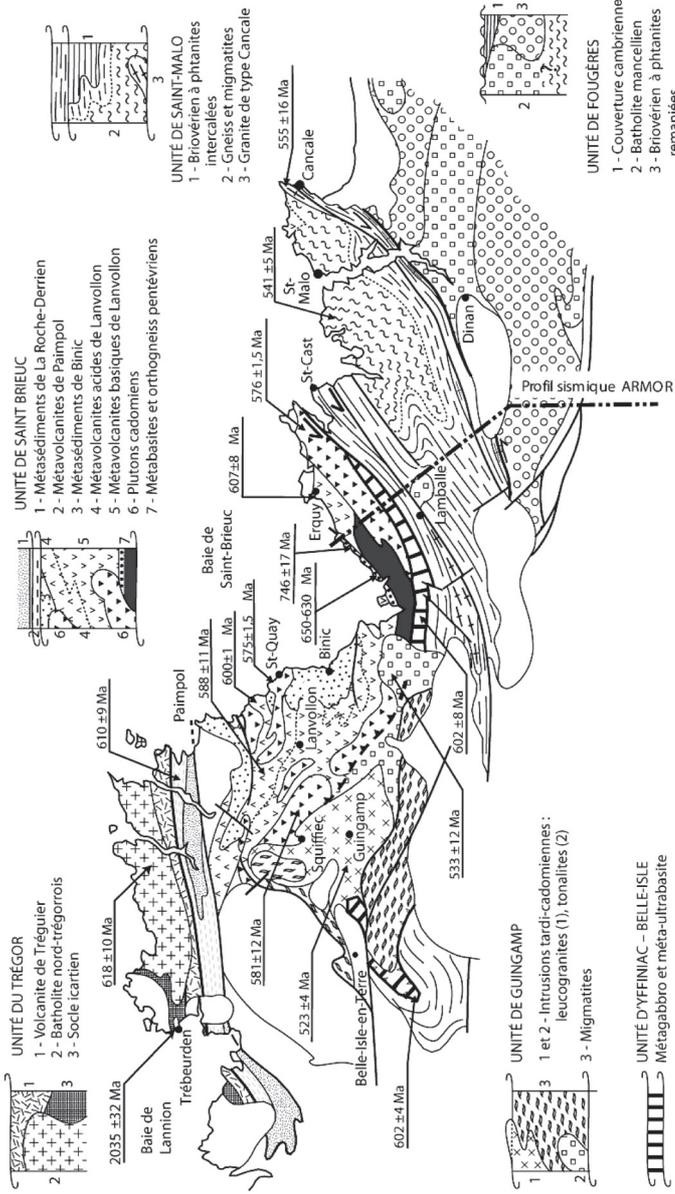


Fig. 5 - Unités de la chaîne cadomienne en Bretagne Nord (d'après Egal et al., 2005)

breton) et de celles obtenues dans le cadre du lever de la carte géologique de la France (feuilles Saint-Brieuc et Guingamp notamment). Les résultats majeurs du profil sismique, qui traverse la feuille Lamballe (fig. 4 et voir localisation fig. 5) perpendiculairement aux structures tectoniques permet d'imager dans la croûte supérieure des réflecteurs peu profonds et assez fortement inclinés aux abords des accidents cadomiens. D'autres réflecteurs plus plats apparaissent en profondeur et les reconstitutions de A. Bitri *et al.* (2001) montrent qu'il est possible de corréliser ces réflecteurs avec des surfaces tectoniques inclinées vers le Nord et s'aplanissant en profondeur pour rejoindre un niveau de décollement majeur (semelle) qui serait situé entre 12 et 15 km de profondeur (base de croûte supérieure).

Ces résultats, couplés à ceux obtenus par aéromagnétisme et aérogravimétrie montrent que le modèle défendu par l'équipe « rennais » (Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun 1992) permet d'intégrer ces nouvelles données : la déformation résulterait d'une convergence orientée globalement NE-SW accommodée par des chevauchements crustaux à vergence SW associés à des décro-chevauchements senestres.

Sur la feuille Lamballe, les migmatites de Saint-Malo affleurent très largement : elles ont une évolution tectono-thermique articulée autour de deux épisodes (Ballèvre *et al.*, 2001) : le premier est lié à une fusion partielle en milieu de croûte, le second est issu de mouvements inverses le long des accidents senestres et conduit à l'exhumation des séries métamorphiques et la formation du dôme migmatitique de Saint-Malo (560-540 Ma).

### **Les grandes unités de l'orogène cadomien sur la feuille Lamballe**

Les travaux récents sur le Cadomien nord-breton permettent de subdiviser l'ensemble des roches en ensembles d'affinités structurales, métamorphiques et lithologiques (fig. 5). Des datations géochronologiques de plus en plus précises viennent renforcer ces subdivisions. On distingue ainsi six grandes unités limitées par de grandes failles crustales (décro-chevauchements senestres) reconnues par ailleurs depuis les premiers travaux sur le bloc cadomien de Bretagne nord. Sur la carte Lamballe, aucune des formations de l'Unité du Trégor (complexe volcano-plutonique : batholite du Trégor, tufs de Tréguier, gneiss paléoprotérozoïques « Icartien ») n'est présente et aucune formation de l'Unité de Guingamp [migmatites, granitoïde de Ploufragan – Saint-Brieuc (533 ± 12 Ma, Hébert *et al.*, 1993, granites leucocrates tardifs (Plouisy, 523 ± 4 Ma, Égal *et al.*, 1999)] localisée plutôt au Sud-Ouest de Saint-Brieuc ne s'individualise.

L'Unité de Saint-Brieuc correspond à un vaste ensemble regroupant des termes très variés : au Nord, les métavolcanites de la Formation de Paimpol (610 ± 9 Ma, Égal *et al.*, 1996b) sont comparables à des tholéiites d'arc, ce qui

suggère une mise en place en contexte de subduction (Auvray, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996a, 1996b). Elles passent plus au Sud à un ensemble de métavolcanites (Formation de Lanvollon – Erquy) surmontées par les sédiments détritiques de la Formation de Binic. Les métavolcanites de la Formation de Lanvollon – Erquy ont été datées à  $588 \pm 11$  Ma (Égal *et al.*, 1994) dans leur partie occidentale, et à  $608 \pm 7$  Ma dans leur partie orientale (« Série d'Erquy », Cocherie *et al.*, 2001). Plusieurs plutons gabbro-dioritiques ou tonalitiques sont intrusifs dans la Formation de Lanvollon – Erquy : Port-Moguer ( $600,4 \pm 0,9$  Ma, Nagy *et al.*, 2002), Squiffiec ( $581 \pm 11$  Ma, Égal *et al.*, 1999), Saint-Quay-Portrieux ( $574,6 \pm 1,8/-1,5$  Ma, Nagy *et al.*, 2002). Ces complexes plutoniques, situés en grande partie à l'Ouest de Saint-Brieuc ne se prolongent pas sur la feuille Lamballe. En revanche, l'intrusion de Fort-la-Latte, de composition globalement dioritique se différencie nettement sur le quart nord-est de la feuille. Un âge de  $593 \pm 15$  Ma (Vidal *et al.*, 1974) a longtemps été retenu mais des datations nouvelles (Nagy *et al.*, 2002) ont permis de « rajeunir » un peu l'âge de la mise en place de l'ensemble plutonique à  $576,3 \pm 1,5/-1,2$  Ma. Le complexe « Pentévrien » (Cogné, 1959 ; Shufflebotham, 1989), qui incorpore les roches les plus anciennes (orthogneiss de Port-Morvan :  $746 \pm 17$  Ma, Égal *et al.*, 1996b ;  $754 \pm 0,8$  Ma et  $746 \pm 0,9$  Ma, Samson *et al.*, 2003 et trondhjémite d'Hillion ( $625,9 \pm 3,6/-1,9$  Ma, Nagy *et al.*, 2002 ;  $643 \pm 9/-7$  Ma, Égal *et al.*, 2005) n'affleure que très localement sur la feuille Lamballe.

L'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre (dite Unité d'Yffiniac par la suite) est distinguée depuis les travaux de É. Égal *et al.*, 1999. Elle correspond à un ensemble de métagabbros, de métavolcanites basiques et de leypinites acides d'une grande variabilité géochimique et dont les relations sont mal connues. Le protolithe des métagabbros, qui affleurent sur la feuille Lamballe, catographiquement entre l'intrusion de Coëtmeux – Fort-la-Latte (Unité de Saint-Brieuc) et les volcanites de Château-Serein (Unité de Saint-Malo), a été daté aux alentours de 600 Ma ( $602 \pm 4$  Ma, Peucat *et al.*, 1981 ;  $602 \pm 8$  Ma, Guerrot et Peucat, 1990). L'étude du métamorphisme affectant ces roches (région d'Yffignac, Hébert, 1993) a montré qu'il correspond à un métamorphisme de haut grade avec des pressions proches de 9 kbar et des températures voisines de 750 °C (Hébert, 1993). Ces caractéristiques particulières en font une écaïlle autonome d'origine profonde (Égal *et al.*, 2005) interprétée comme une suture majeure de l'orogène cadomien (Balé et Brun, 1990 ; Chantraine *et al.*, 2001) : le passage à l'Unité de Saint-Malo, plus méridionale, se fait par l'intermédiaire de la faille de Belle-Isle – La Fresnaye reconnue comme une des structures majeures de l'orogène cadomien (« Main Cadomian Thrust » selon Balé et Brun, 1989 ; Brun *et al.*, 2001 ; « Saint-Brieuc Thrust » selon Balé et Brun, 1990 ; « Fresnaye shear zone » selon Strachan et Roach, 1990, ou encore « Main Cadomian Shear Zone » ou MCSZ selon Égal *et al.*, 1996a).

L'Unité de Saint-Malo regroupe des formations qui constituent les trois-quarts des terrains rencontrés sur la feuille de Lamballe. Elle est limitée au Nord par les volcanites de Château-Serein (Cabanis *et al.*, 1987) qui jalonnent, au Sud, la faille de la Fresnaye. Cette unité montre un fort gradient métamorphique puisqu'elle regroupe les termes épimétamorphiques de la Formation de Lamballe (schistes, grès, tufs et phtanites) et les termes plus fortement métamorphiques (méta- et diatexites, granite d'anatexie :  $p < 4$  kbar,  $T = 700-750^\circ$ , Martin, 1977 ; Weber *et al.*, 1985) des synformes et antifformes migmatitiques de Saint-Malo. Ces deux ensembles sont génétiquement liés puisque les migmatites de Saint-Malo dérivent de la fusion partielle du protolithe volcano-sédimentaire de Lamballe (Brown, 1978, 1979 ; Martin, 1977, 1980) vers 540 Ma (Peucat, 1986). Les passages entre Formation de Lamballe et migmatites de Saint-Malo sont graduels et se font par l'intermédiaire de séries de micaschistes plus ou moins évolués et de composition variable (micaschistes à plagioclase, micaschistes à biotite et chlorite) et de gneiss migmatitiques ou de gneiss fins. Plusieurs petits massifs granitiques très allongés (Trégomar, Plédéliac, Saint-Potan) sont intrusifs au sein des schistes et grès de la Formation de Lamballe. Il est vraisemblable qu'ils correspondent à des équivalents méridionaux du granite de Quessoy – Lamballe qui se morcelle le long de structure faillée de Saint-Cast, parallèle à la faille décrochevauchante de la Fresnaye, jusqu'à Hénanbihen. Ces granites n'ont pas fait l'objet précisément d'une datation mais peuvent être raisonnablement comparés au granite de Cancale dont l'âge est voisin de 550 Ma ( $555 \pm 16$  Ma, Égal *et al.*, 1996b) bien que ce dernier ne se situe pas strictement dans l'Unité de Saint-Malo et soit nettement plus affecté par les phénomènes métamorphiques et tectoniques (mylonitisation). Intrusif au sein de la Formation de Lamballe, le gabbro de Trégomar dessine une structure sub-circulaire dont la forme cartographique semble indiquer de prime abord qu'il est forcément postérieur à la structuration principale de l'Unité de Saint-Malo. Les études des différents faciès pétrographiques (surtout Le Gall et Barrat, 1987) semblent corroborer ce fait car les roches ne présentent pas de structures de déformation ductile ou semi-ductile excepté sur le flanc nord du massif en contact faillé (cisaillement de Saint-Cast) avec les schistes de Lamballe. De part son caractère nettement tardif, ses contacts sécants sur la foliation affectant les Formations briovériennes encaissantes, le Gabbro de Trégomar est plutôt à considérer comme une partie « détachée » de l'Unité de Fougères affleurante au sein de l'Unité de Saint-Malo.

Le domaine de la Mancellia regroupe dans nombre de publications, y compris dans les synthèses récentes (Ballèvre *et al.*, 2001 ; Chantraine *et al.*, 2001), l'Unité de Saint-Malo et l'Unité de Fougères. Pour ce travail, nous avons préféré traiter les deux unités séparément et abandonner la notion de domaine mancélien car des divergences sédimentaires, tectoniques et métamorphiques

peuvent être mises en évidence. L'Unité de Fougères n'occupe qu'une superficie restreinte sur la feuille Lamballe, au Sud du complexe migmatitique de Saint-Malo duquel elle est séparée par un cisaillement senestre bien observable dans les environs de Corseul (faille de Cancale) mais particulièrement difficile à mettre en évidence ailleurs. Sur la feuille Lamballe, l'Unité de Fougères n'est représentée que par une Formation de schistes (et localement de grès fins) peu métamorphiques attribuée au Briovérien supérieur (Protérozoïque terminal). Plus à l'Est (région de Dinan et surtout Fougères), des granodiorites peralumineuses datées vers 540 Ma ( $540 \pm 10$  Ma, Pasteels et Doré, 1982) sont intrusives dans cette pile sédimentaire où elles développent selon des couronnes plus ou moins étendues un thermo-métamorphisme de contact.

#### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Lamballe au 1/50 000 se situe à cheval sur la feuille au 1/80 000 de Saint-Brieuc (Barrois, 1896 pour la première édition, Pruvost et Waterlot, 1941 ; Cogné et Sagon, 1976) à l'Ouest et la feuille au 1/80 000 de Dinan (Barrois, 1896 pour la première édition) à l'Est. Les auteurs de ces deux feuilles dans leurs premières éditions avaient déjà largement reconnu les principales caractéristiques du domaine cadomien nord-breton.

De très nombreux travaux se sont succédés ensuite au cours du siècle dernier dont le propos était la compréhension des structures cadomiennes, les âges de la déformation et du métamorphisme, le contexte géodynamique global : les subdivisions du Briovérien nord-breton ont été discutées par J.-M. Graindor, 1957 ; J. Cogné, 1962 et 1972 ; P. Verdier, 1968 ; D. Jeannette et J. Cogné, 1968 ; D. Jeannette, 1972 et remises en cause par M.-P. Dabard, 1997 ; l'évolution géodynamique et la construction de la chaîne ont été abordées à travers de nombreuses études et modèles entre 1980 et 1990 (Auvray *et al.*, 1980a ; Rabu *et al.*, 1983a et b ; Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1989 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990 ; Rabu *et al.*, 1990 ; Brun et Balé, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*, 1990, 1992, 1996 ; Graviou, 1992 ; Brun, 1992 ; Hébert, 1993 ; Hébert *et al.*, 1993, 1997 ; Brown, 1995). D'autres se sont plus particulièrement focalisés sur des objets géologiques tels que les migmatites de Saint-Malo (Martin, 1977 et 1980 ; Brown 1978 et 1979 ; Brun, 1975 ; Brown, 1995 ; Darlet *et al.*, 1999 ; Milord *et al.*, 2001), les volcanites de Château-Serein (Cabanis *et al.*, 1987), le Gabbro de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987) ou la géochimie des diorites de l'Intrusion de Coëtmeux – Fort-la-Latte (Hallot, 1993).

Les travaux de cartographie géologique ont été moins systématiques sur la feuille Lamballe que sur les territoires couverts par les feuilles adjacentes de Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005), de Guingamp (Égal *et al.*, 1999) et de Saint-Malo (Le Goff *et al.*) mais les avancées significatives effectuées lors des levés

de ces cartes, notamment dans la reconnaissance des unités lithotectoniques ainsi que les résultats de géochimie, géochronologie et métamorphisme (Égal *et al.*, 1996 ; Chantraine *et al.*, 2001 ; Cocherie *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2001) obtenus lors de ces travaux ont très largement inspiré la cartographie au 1/50 000 de la feuille Lamballe. Les concepts sur la structuration de la chaîne cadomienne ont largement bénéficié de l'apport des données obtenues par le programme GeoFrance 3D - Armor1, discutées très amplement et synthétisées dans un numéro spécial de Tectonophysics (The Cadomian active margin, Tectonophysics n° 331, 2001).

Hormis les travaux de cartographie anciens réalisés pour la carte de France à 1/80 000, le seul travail cartographique récent est fourni par R. Hébert, 1993. Cette cartographie relativement imprécise mais qui propose des limites lithologiques cohérentes a été largement utilisée et relativement améliorée en 1995, le long d'une bande de 5 à 10 km de part et d'autre du tracé du tir sismique ARMOR1 (Thomas, inédit) ; cette cartographie s'interrompt aux abords nord du Gabbro de Trégomar.

L'intégralité des levés des terrains de socle de la partie terrestre de la carte à 1/50 000 a été effectuée en 2008 et 2009 par E. Thomas et s'appuie pour partie (quart nord-est de travaux inédits réalisés en 1995, lors du projet ARMOR1 de GeoFrance 3D). Ils ont été complétés en 2009 par les levés de B. Hallégouët pour les formations tertiaires et quaternaires. Les conditions d'affleurement sont très inégales sur la feuille : dans la partie nord-ouest, les roches de l'Unité de Saint-Brieuc sont intensivement altérées en surface et l'absence d'un réseau hydrographique qui entaille le socle rend les distinctions lithologiques particulièrement délicates. En revanche, les volcanites de Château-Serein et les terrains briovériens proches de l'importante rupture de pente au sud de la faille de la Fresnaye sont bien exposés depuis le Nord de Lamballe, jusqu'à Montbran et spécialement le long du flanc sud du Frémur. Dans le vaste secteur qui débute à l'Ouest de Lamballe (feuille Saint-Brieuc) jusqu'à la forêt de la Hunaudaye comprise, les conditions d'affleurement sont particulièrement médiocres : les roches y sont altérées profondément et le recouvrement par des formations limono-loessiques plus ou moins remaniées est largement développé. Les bordures du Gouessant (Noyal) et du ruisseau de Saint-Rieul (Saint-Rieul, Plestan, Trégomar, Plédéliac) offrent néanmoins des affleurements de bonne qualité et permettent notamment la reconnaissance de l'important cortège filonien (quartz, pegmatites, dolérites) et le repérage des niveaux de phtanites. *A contrario*, la moitié est de la feuille offre des conditions d'affleurement particulièrement bonnes le long du ruisseau de Guébriand mais surtout tout au long de l'Arguenon, très encaissé dans les complexes de gneiss et migmatites de Saint-Malo. Dans tout ce domaine, le recouvrement en formation d'altération est relativement abondant sur les interfluves mais n'empêche pas généralement la reconnaissance des roches. Les meilleurs points d'observation se situent évidemment le long des estrans de la baie de l'Arguenon et de la baie de

Lancieux : les falaises de l'anse d'Arguenon permettent de visualiser une coupe quasiment continue depuis les affleurements de la plage des Quatre Vaux jusqu'au port du Guildo, puis du port du Guildo jusqu'à Saint-Jacut-de-la-Mer ; les falaises de la baie de Lancieux sont moins prononcées mais les roches y sont correctement exposées et permettent notamment l'observation des filons de dolérites et de pegmatites qui hachent la pointe de Saint-Jacut dans des directions subméridiennes. Dans le quart sud-est, dans les régions au Sud de Plancoët et à l'Est de Bourseul, jusqu'à Saint-Maudez et Plélan-le-Petit, les conditions sont un peu moins favorables mais les observations demeurent nombreuses et suffisamment bien réparties. En revanche, le granite de Bobital est assez mal exposé et ce n'est que dans le secteur proche de La Landec, où de petites carrières ont été ouvertes autrefois, qu'une roche moins altérée peut-être observée.

Comme pour toutes les cartes récentes concernant le Massif armoricain, la cartographie de la feuille Lamballe intègre les formations superficielles ; elles sont donc nettement plus représentées que sur les cartes périphériques anciennes de Caulnes, Broons et Saint-Cast mais les contours se raccordent harmonieusement à ceux de la feuille Saint-Brieuc levée par les mêmes auteurs, et à ceux de la feuille Dinan réalisée dans le même esprit. Le recouvrement en formations superficielles est néanmoins plus développé que ce qui est représenté sur la carte car le report de l'intégralité des formations superficielles aurait considérablement nuit à une bonne clarté de la carte en ce qui concerne les formations de socle. Aussi, une épaisseur représentative supérieure à 1,5 m a été retenue pour figurer les formations superficielles et particulièrement les formations d'altération. Dans le cas des migmatites de Saint-Malo, la transition entre un domaine « sain » et le domaine altéré superficiel n'est pas franc : il y a un passage graduel entre des formations plutôt argileuses en surface vers des formations argilo-sableuses puis arénisées en profondeur : il peut y avoir quelques divergences par secteurs mais la solution retenue a été de faire figurer les formations nettement arénisées et meubles dans la catégorie des altérites et les arènes plus « consolidées » ou les arènes à blocs préservés dans celle des roches de socle.

Le raccordement des formations de socle avec les feuilles voisines est particulièrement facile avec la feuille récente et détaillée de Saint-Brieuc, sur laquelle l'auteur s'est largement appuyé. Les auteurs se sont aussi assurés des bons raccordements avec la carte de Dinan (à paraître) à l'Est. En revanche, il peut y avoir quelques divergences avec les feuilles plus anciennes de Broons et Caulnes situées au Sud de la feuille Lamballe et celle de Saint-Cast localisée au Nord ; cela concerne essentiellement la nomenclature utilisée puisque ces cartes et notices ont été publiées antérieurement aux travaux d'actualisation et de synthèse sur la chaîne cadomienne.

Dans les disciplines qui étudient les phénomènes d'altération superficielle, peu de travaux ont été entrepris qui concernent directement les formations géologiques de la feuille Lamballe : seule l'altération météorique du Gabbro de Trégomar, qui fournit des argiles d'une qualité exceptionnelle, a été étudiée plus spécifiquement (Estéoule-Choux, 1967). Les dépôts tertiaires de Hénanbihen (Saint-Samson) ont été étudiés dans le détail par N. Brault (2000) où une évolution paléogéographique et tectonique au Pliocène est proposée.

La cartographie des fonds marins, de peu d'extension sur la feuille Lamballe et concernant les abords immédiats des cotes où la bathymétrie reste faible, a été réalisée par P. Guennoc (BRGM) à partir des documents de l'IFREMER et du CNRS (Augris *et al.*, 2000, 2006, 2008 ; Bonnot-Courtois, 2009) ainsi que du BRGM (projet GéoFrance 3D).

## DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

### *PROTÉROZOÏQUE TERMINAL*

#### **Unités cadomiennes**

##### **Unité de Saint-Brieuc**

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

Les roches constitutives du complexe de « Penthièvre » ou « Pentière » (Cogné, 1959 ; Égal *et al.*, 2005) affleurent beaucoup plus largement immédiatement à l'Ouest de la feuille Lamballe où certaines d'entre elles représentent les plus anciennes roches datées dans cette partie orientale de la baie de Saint-Brieuc (750 Ma pour les gneiss de Port-Morvan). Sur la feuille Lamballe, ces formations se biseautent vers le Nord-Est et ne sont plus représentées que très localement par des termes plutoniques qui ont été assimilés aux granodiorites et trondhjémites ( $\gamma^{4-5}$ ) décrites sur la feuille Saint-Brieuc et par une mince bande bordant le Gabbro de Saint-Alban et qui représente vraisemblablement la terminaison orientale de la Formation de Morieux.

$\theta\eta$ - $\gamma^5$ . **Formation de Morieux : gabbro-diorites et amphibolites.** La Formation de Morieux affleure très mal sur la feuille Lamballe et la distinction avec les microdiorites amphibolitisées de la Formation de Lanvollon – Erquy (ci-après) est très délicate, voire même sujette à caution quand on ne dispose que de matériel macroscopique. Il s'y ajoute le fait que sur sa plus grande partie, la formation est altérée et souvent recouverte par quelques décimètres de formations superficielles essentiellement limono-lœssiques. Les rares observations ont été effectuées sur des pierres volantes dispersées autour du château d'eau, sur la D786 ; les contacts avec les lithologies voisines (Gabbro de

Saint-Alban et microdiorites de la Formation de Lanvollon – Erquy) n'ont pas été observés. Les quelques rares pierres volantes sont constituées de roches assez sombres où la foliation est généralement assez fruste mais qui présentent localement des litages ou des rubanements, vraisemblablement d'origine métamorphique faisant alterner des niveaux clairs à quartz-feldspath et des niveaux sombres à amphiboles et biotite, la roche acquérant alors un caractère gneissique prononcé. Sur la feuille Saint-Brieuc, la Formation de Morieux est bien mieux exposée et apparaît constituée d'orthogneiss tonalitiques, d'amphibolites rubanées, des gneiss dioritiques, des gabbro-diorites et des diorites quartzifères : toutes ces roches montrent une déformation hétérogène mais parfois importante, mylonitique à ultramylonitique. Elles présentent aussi pour la plupart des recristallisations importantes qui sont mises en relation avec l'intrusion de filons microdioritiques de la Formation de Lanvollon – Erquy : ceci permet à Égal *et al.* (2005) de considérer que les roches de la Formation de Morieux sont antérieures à celles de la Formation de Lanvollon – Erquy.

<sup>γ</sup><sup>4-5</sup>. **Granodiorites et trondhémites gneissiques.** Immédiatement au Sud du château Bien-Assis, dans les fossés bordant les petites routes de la Ville Maloisel, sous quelques décimètres de limons argileux ocre, une arène relativement claire et grenue à grain moyen peut localement être observée. Elle tranche distinctement par sa couleur et sa granulométrie des altérations plus sombres et plus fines du gabbro de Saint-Alban au Nord mais s'apparente très fortement aux arènes des gabbro-diorites de l'intrusion de Coëtmieux – Fort-la-Latte (ICFL) au Sud. Les très mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas l'étude du contact entre les différentes roches et leur attribution à la période éocadamienne est forcément ici très subjective ; elle s'appuie uniquement sur la comparaison des faciès avec ceux des roches éocadiennes décrites sur la feuille Saint-Brieuc : elles n'ont pas été datées, ni sur la feuille Lamballe, ni sur la feuille Saint-Brieuc, mais des roches similaires sont recoupées par les filons microdioritiques de la Formation de Lanvollon – Erquy immédiatement au Nord-Ouest de Saint-Alban.

À l'affleurement, ces roches apparaissent uniquement sous forme d'arènes évoluées, souvent argileuses, de couleur ocre. Dans les parties les moins altérées, on reconnaît à l'œil du quartz, des feldspaths, de la chlorite parfois abondante (altération de la biotite), quelques lamelles d'un mica clair (séricite ou muscovite). Il n'a pas été effectué de lame dans ces roches, leur degré d'altération ne permettant pas un prélèvement dans de bonnes conditions. Celles étudiées pour la feuille Saint-Brieuc adjacente ont montré des compositions très similaires avec quartz, feldspath plagioclase dominant sur le feldspath potassique, biotite fortement altérée (chloritisation et épidotisation) et des opaques provenant certainement de l'altération de la biotite. L'épidote ou localement la préhnite sont abondantes dans certaines fractures. Les roches étudiées révèlent des compositions qui varient de celle d'une granodiorite dans la région d'Yffiniac, à celle d'une trondhémite dans la région des Ponts-Neufs

ou dans la région au Sud de Pléneuf. À l'opposé de certaines roches observées sur la feuille Saint-Brieuc, celles de la feuille de Lamballe ne semblent pas montrer de déformation particulière, en tous les cas pas la déformation de type mylonitique mentionnée. L'absence de lame n'a pas permis non plus de préciser, sur la feuille Lamballe, la nature de l'influence de la mise en place des différentes formations plutoniques (gabbro de Saint-Alban et ICFL) mais un métamorphisme thermique avec recristallisation partielle du plagioclase et du quartz est décrit sur Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005).

#### **Ensemble volcanique et sédimentaire briovérien de Lanvollon – Erquy**

**μηθ. Formation de Lanvollon – Erquy : microgabbros et microdiorites amphibolitiques à intercalations volcano-sédimentaires.** La Formation de Lanvollon – Erquy, à laquelle on adjoint généralement les métasédiments de Binic, est certainement la formation la plus étendue de l'Unité de Saint-Brieuc puisqu'elle affleure depuis le Nord-Ouest, en limite septentrionale du granite varisque de Bégard jusqu'au Sud du cap Fréhel à l'Est. Ce vaste ensemble est constitué par trois lithologies principales : des lithologies volcaniques et hypovolcaniques basiques (métabasites, métadolérites), des volcanites acides (leptynites) et des métasédiments détritiques (Binic) qui surmontent les termes volcaniques. D'autres ensembles sédimentaires, volcanoclastiques ou mixtes sont intercalés stratigraphiquement dans les faciès volcaniques traduisant le caractère distinctement volcano-sédimentaire de l'ensemble de cette vaste série.

Jusqu'à récemment (périodes précédant les travaux de la carte de France dans la région de Saint-Brieuc), les portions de terrains situés dans la région de Erquy étaient nettement distinguées de celles des terrains de l'Ouest de la baie : on parlait alors à l'Est de Série Volcanique d'Erquy. La distinction était argumentée par le fait qu'il n'y a pas (ou très peu) d'intercalations sédimentaires ou volcano-sédimentaires dans la région d'Erquy mais surtout par le fait que des datations effectuées autrefois sur volcanites acides de la pointe de la Houssaye (ou Heussaye) ( $482 \pm 10$  Ma sur isochrone Rb-Sr, Vidal *et al.*, 1971) et par l'observation de micro-organismes dans les termes sédimentaires (Deunff *et al.*, 1973), attribuait à la série un âge paléozoïque. Il était alors particulièrement difficile d'intégrer cette série dans l'évolution géodynamique cadomienne. Des datations récentes (Cocherie *et al.*, 2001) ont partiellement levé cette difficulté puisqu'un âge de  $608 \pm 7$  Ma (Égal *et al.*, 1996b) particulièrement proche de celui de la Formation de Paimpol (environ 610 Ma) et replacent la série dans un contexte « briovérien ». Il demeure néanmoins des incertitudes quant à la position « stratigraphique » réelle de la Série de Erquy et plus spécialement à son rattachement à la série amphibolitique de Lanvollon puisqu'un écart d'âge significatif (mais non rédhibitoire) existe entre les deux : les termes acides de la Série de Lanvollon sont datés à  $588 \pm 11$  Ma (Égal *et al.*, 1996b). Pour une raison de clarté et d'harmonisation régionale, le parti est pris sur la feuille

Lamballe de suivre ce qui a été effectué sur la feuille Saint-Brieuc et de rattacher les roches observées à la Formation de Lanvollon.

Sur la feuille Lamballe, les roches de la Formation de Lanvollon – Erquy s’observent dans l’extrême nord-ouest de la carte, sur de faibles étendues. Au Sud, elles sont immédiatement limitées par le massif de Saint-Alban (gabbros) qui affleure bien à la Ville-Bricault et au Sud du château d’eau. L’observation se fait dans de bonnes conditions tout le long des routes qui descendent vers la plage des Vallées et la grève du Nantois (château de Nantois, Saint-Mathurin) à l’Est de Pléneuf-Val-André. Sur la surface topographique supérieure, les observations sont correctes le long de la D786 (château d’eau, 114 m, surface « saine » résiduelle) mais deviennent délicates ensuite lorsque l’on se déplace vers la Couture à l’Est. Au Nord de Cargré, le recouvrement en formations lœssiques devient important par place et freine une observation optimale. Ces roches sont peu altérées dans l’ensemble ; ceci vient, non pas de leur chimisme particulier, mais de leur position géographique en bordure de mer : elles sont altérées, comme toutes les autres roches, lorsque la surface topographique dépasse 100 m.

Dans cette partie orientale de la Formation de Lanvollon – Erquy, les roches présentes sur la feuille Lamballe correspondent essentiellement à des microdiorites amphibolisées de couleur sombre alternant avec des métavolcanoclastites de couleur relativement claire (gris-ocre à verdâtre) ou des roches sédimentaires (siltites-arénites), également de couleur claire (grisâtres). Ces intercalations, réduites à quelques mètres de puissance, sont observables dans des conditions correctes le long de la route qui traverse le ruisseau de Nantois, à hauteur du Feu de Noël et plus difficilement vers la cote 71 au Nord de Saint-Mathurin. Les contacts entre les différentes natures de roches sont rarement visibles mais semblent concordants.

**Roches à composition (micro)dioritique** : elles sont observées à l’Est de Pléneuf-Val-André, le long des routes et chemins qui descendent vers la plage des Vallées (feuille Saint-Brieuc), la grève et la plage du Nantois (feuille Saint-Cast) où elles alternent avec des métavolcanoclastites. Observées par J. Cogné *et al.* (1980), elles constituaient ce que les auteurs définissaient comme « entité de Pléneuf ». Il apparaît difficile, et cela rejoint très nettement ce qui avait été signalé pour la feuille Saint-Brieuc, de limiter ces affleurements, d’une part à cause du caractère répétitif des intrusions au sein de l’ensemble volcano-sédimentaire et d’autre part, parce que les affleurements ne permettent pas, dans la partie sud recouverte par des formations récentes, une observation fiable. Dans le détail, il apparaît que la nature des roches semble contrastée avec des domaines (réduits et non distingués sur la carte Lamballe, sur la feuille Saint-Brieuc, ils portent l’indice  $\delta L$ ) à roches sombres, plus ou moins amphibolisées (amphiboles étirées et fragmentée dans le plan de schistosité) et des domaines à roches un peu plus claires, moins déformées mais à grain variable (peu ou pas

de structures pénétratives ?). Les lames minces effectuées sur ce dernier faciès montrent une roche assez homogène en composition (micro-diorite à micro-diorite quartzifère), de texture intersertale à intergranulaire. On distingue des microlattes divergentes de plagioclases (oligoclase-andésine) séparés par des prismes zonés d'amphiboles (se prolongeant par de petites actinotes aciculaires), soit par de la chlorite. L'amphibole ou la chlorite sont associées à des opaques (ilménite ou titano-magnétite) plus ou moins ceinturée de leucoxène. Le quartz est rare à fréquent. L'épidote, l'apatite et la biotite sont éventuellement présents sous forme de minéraux accessoires.

**Méta-volcanoclastites** : les méta-volcanoclastites observées sur la feuille Lamballe correspondent à la prolongation vers l'Est de celles décrites vers Erquy (Formation de la Heussaye) et qui forment une partie des « spilites d'Erquy » (Auvray, 1967). Les termes basiques purement volcaniques (sills), les coulées volcaniques (« pillow lava ») et les filons kératophyriques (acides) n'ont pas été repérés sur la feuille Lamballe mais pourraient éventuellement se différencier dans les domaines malheureusement à fort recouvrement en formations superficielles. Seuls donc les termes volcano-sédimentaires ont été partiellement identifiés avec des pyroclastites (tuffites) et des sédiments (essentiellement arénites) ; les hyaloclastites qui forment la partie septentrionale de la pointe de la Heussaye sont absentes. De structure souvent pyroclastique et de texture généralement aphanitique, les tuffites, parfois litées, sont composées d'albite, d'épidote, de clinopyroxène, de chlorite et de phénoclastes albitiques. Les niveaux tuffacés alternent avec des niveaux plus franchement sédimentaires de siltites, localement d'arénites fines qui remanient des clastes volcaniques et où les structures sédimentaires (litage, stratification entrecroisée) sont parfois visibles.

Depuis les années 1960, des études ont été menées sur les caractéristiques géochimiques des « spilites » d'Erquy (Auvray, 1967 ; Auvray et Hanmeurt, 1971 ; Martineau, 1976 ; Martineau *et al.*, 1975 ; Cabanis, 1986 ; Roach *et al.*, 1990). D'autres ont été effectuées pour leurs équivalents à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Cabanis *et al.*, 1987 ; Lee *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996a et 1996b ; Égal *et al.*, 2005). Dans les premières études (jusqu'en 1975), les spilites d'Erquy étaient considérées comme le résultat d'un volcanisme de point chaud : les teneurs globales en Terres Rares, l'enrichissement en Terres Rares légères (La-Eu) mesuré par le rapport (La-Eu)/(Gd-Lu), les teneurs en d'autres éléments-traces tels que Y, Zr, Nb, le rapport Y/Nb, montraient pour ces auteurs que les spilites de la série volcanique d'Erquy possédaient des caractères de tholéïtes (anorogéniques) de point chaud et qu'elles se différenciaient ainsi des spilites de Paimpol (feuille Saint-Brieuc) pour lesquelles les caractères révélaient plutôt un volcanisme tholéïtique orogénique ou tholéïtique d'arc insulaire. Les études plus récentes complètent cette distinction avec des signatures de tholéïtes d'arc (suites calco-alcalines) pour les spilites de Paimpol et des signatures de tholéïtes continentales pour les roches de la région d'Erquy

(excepté les roches du secteur de Caroual, feuille Saint-Brieuc, qui présentent également des signatures de tholéïtes calco-alcalines-orognéniques) qui sont maintenues dans le Paléozoïque. Plus récemment encore, E. Égal *et al.*, 2005 confirment les particularités géochimiques distinctives des deux suites mais rapportent définitivement les roches d'Erquy au Briovérien : les auteurs concluent à l'existence de deux suites magmatiques tholéïques d'âge sensiblement équivalent mais de contexte géodynamique différent avec des tholéïtes d'arc (secteur de Paimpol et de Caroual) et des tholéïtes continentales (secteur d'Erquy).

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

**η<sub>1</sub><sup>FL</sup>. Gabbro-diorites, diorites (~ 576 Ma).** L'Intrusion de Coëtmieux – Fort-la-Latte (ICFL) forme la partie centrale de ce qui était autrefois appelé le « horst ou môle de Plévenon » (notice de la feuille Saint-Cast). Sur la feuille Lamballe, les roches qui composent l'IFCL affleurent particulièrement mal : elles sont le plus souvent profondément altérées sur plusieurs mètres et/ou recouvertes par l'importante formation limono-lœssique du Bois de Coron. La limite septentrionale du massif avec le Gabbro de Saint-Alban, ainsi que sa limite méridionale avec les amphibolites de l'Unité d'Yffiniac (région de La Bouillie) ne sont jamais visibles et il est probable que les limites réelles soient un peu différentes de celles proposées par défaut d'affleurement sur la carte.

Sur la carte au 1/80 000 établie par J. Cogné *et al.*, 1976, le corps plutonique est scindé en deux parties : un ensemble occidental situé au Sud de Planguenoual et un ensemble oriental situé au Nord de La Bouillie ; entre les deux (Bois de Coron), les auteurs comparent les terrains rencontrés à ceux de l'Unité d'Yffiniac pour laquelle aucune distinction cartographique particulière n'est faite. La feuille au 1/80 000 de Dinan pourtant plus ancienne, mentionne clairement les deux types de terrains en les limitant à quelques centaines de mètres au Nord de La Bouille en ce qui concerne les secteurs les plus proches de la feuille Lamballe. Enfin, sur la feuille Saint-Cast au 1/50 000, la distinction entre les différents faciès est effectuée : au Nord, des diorites à enclaves d'amphibolites et au Sud des amphibolites, le tout étant encore néanmoins considéré comme un ensemble unique. Depuis la distinction de l'Unité d'Yffiniac, les amphibolites qui jalonnent le Sud de l'IFCL lui sont attribuées : l'Unité d'Yffiniac est maintenant définie comme une écaille de terrains profonds et très métamorphiques (présence de serpentinites au Sud-Ouest de Coëtmieux) bordée sur son flanc nord (au Sud de l'IFCL) par la faille majeure de Belle-Isle-en-Terre – La Fresnaye ; malheureusement, les conditions d'affleurement particulièrement mauvaises sur cette partie de la carte empêche toute observation du passage entre les deux unités : le problème de l'antériorité ou de la postérité de l'IFCL par rapport au fonctionnement du décro-chevauchement de la Fresnaye reste posé.

En partie sur la feuille Lamballe, suite à une étude pétrologique détaillée, E. Hallot (1993) avait défini au sein de l'IFCL une zonéographie particulière avec, de la périphérie vers le centre des tonalites, des diorites quartzifères et des diorites. Les conditions d'affleurements font qu'il n'est pas possible de proposer une limite fiable à ces différents faciès. De plus, il semble que les termes les plus acides (tonalites) n'aient pas été reconnus de façon formelle. Les roches les plus fréquentes rencontrées, essentiellement en pierres volantes excepté dans la région du Vauroual ou de la Ville Cario à l'extrême nord-est de la carte, sont des intermédiaires entre des gabbros-diorites et des diorites. Elles se présentent comme des roches grenues à grain moyen ou parfois plus grossier. À l'état non altéré, leurs couleurs varient d'un gris relativement clair (faciès dioritiques) à un gris-noir (faciès plus basiques). Les constituants minéraux sont relativement constants selon les faciès mais varient en proportion. Les minéraux principaux sont représentés par le plagioclase subautomorphe, parfois zoné et à composition d'andésine, généralement très altéré (séricitisé et saussuritisé en amphiboles vert pâle de type actinolite), les amphiboles (hornblende verte), le quartz et la chlorite (remplacement de biotite). Les analyses antérieures (feuille Saint-Cast) avaient montré également que les roches renfermaient des reliques de cristallisations précoces : plagioclases basiques saussuritisés, pseudomorphoses d'éléments ferromagnésiens déstabilisés (amas d'épidote, sphène et petites hornblendes).

De nombreuses enclaves amphibolitiques sont mentionnées sur la feuille Saint-Cast : elles semblent moins nombreuses sur la feuille Lamballe ou en tous les cas plus difficilement distinguables. De rares enclaves peuvent être observées dans les environs de Saint-Laurent ou de la Ville Barqué mais elles ne peuvent pas être figurées cartographiquement. Ce sont des roches sombres, grenues à grain grossier dont la structuration planaire est due à l'allongement des cristaux de hornblende verte et de plagioclase (An 32-35 %) souvent limpides. Le fond coloré de la roche est constitué outre les hornblendes associées aux tablettes de plagioclase, d'amas millimétriques, envahis par de la chlorite, de la zoisite et de la pistacite, mêlés de petits cristaux de hornblende verte semblable aux précédentes. Ces plages présentent sans doute d'anciens pyroxènes déstabilisés au cours du métamorphisme.

L'étude géochimique menée par E. Hallot (1993) avait conclu à l'affinité calco-alcaline des roches de l'IFCL qu'il avait rapproché des laves riches en alumine des environnements de subduction océanique. L'étude menée sur les roches équivalentes sur la feuille Saint-Brieuc a nuancé cette approche : sur cette feuille, les analyses ont montré que les compositions s'étalent depuis celles de monzogabbros jusqu'aux tonalites (diagramme P-Q). Les enclaves présentent des compositions moins variables (gabbros et monzogabbros). Toutes les roches sont riches en alumine mais  $Al_2O_3$  (15-20 %) et  $TiO_2$  (0,6 à 1,6 %) décroissent quand  $SiO_2$  augmente. Dans le diagramme  $SiO_2$  vs  $FeO/MgO$  proposé pour les roches de la feuille Saint-Brieuc, les analyses recouvrent les champs tholéïtiques et calco-alcalins ; ceci est confirmé par les analyses des éléments traces avec un

étalement entre deux pôles géochimiques : l'un, basique (diorite et enclaves synplutoniques), à signature de tholéïtes continentales, l'autre, de composition intermédiaire (diorites quartzifères, tonalites) à signature calco-alcaline. Les conclusions de l'étude sont que l'évolution observée est compatible avec une différenciation par mélange plutôt que par cristallisation fractionnée.

Un âge pour l'IFCL a très tôt été obtenu : pour P. Vidal *et al.*, 1974, un âge à  $593 \pm 15$  Ma par méthode U/Pb sur zircons constituait un âge de mise en place. Des âges à  $579 \pm 12$  Ma au cœur de l'intrusion et  $544 \pm 11$  Ma sur sa bordure (Rb-Sr, Vidal *et al.*, 1974) et  $564,7 \pm 1,6$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphiboles, Dallmeyer *et al.*, 1991a) étaient retenus comme des âges de refroidissement. Enfin, E.-A. Nagy *et al.* (2002) proposent un âge de mise en place à  $576,3 +1,5/-1,2$  Ma (U/Pb sur zircons).

### **Intrusions tardi-cadomiennes (Paléozoïque basal ?)**

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . **Leucogranite de Planguénoual.** Immédiatement au Sud du Gabbro de Saint-Alban, le long de la vallée incisée de la Flora, affleurent des entités granitiques regroupées sous le terme de « granite de Planguenoual » car c'est dans cette localité proche de la feuille Lamballe à l'Ouest que se situe la masse la plus importante. Ces corps granitiques sont généralement de faible dimension, de forme allongée parallèlement aux structures majeures du domaine. Plusieurs autres affleurements montrant des roches altérées se répartissent régulièrement jusqu'aux volcanites de Château-Serein au Sud : ces granites sont intrusifs à la fois dans les métagabbros de l'Unité d'Yffiniac mais aussi dans les diorites de l'IFCL : leur mise en place est par conséquent postérieure à la mise en place de l'IFCL estimée aux alentours de 575 Ma ci-dessus). Ces granites n'ont pas fait l'objet d'une datation, ni sur la feuille de Lamballe, ni sur celle de Saint-Brieuc mais les auteurs (Égal *et al.*, 2005) comparent le granite de Planguenoual au granite de leucogranite de Pabu qui est associé cartographiquement au leucogranite de Plouisy pour lequel un âge de  $523 \pm 4$  Ma a été obtenu (Égal *et al.*, 1999). Le contexte géodynamique préfigurant à la mise en place de ces petits corps granitiques n'est pas connu : sur la feuille Guingamp où affleure le leucogranite de Plouisy, un contexte extensif (dôme asymétrique extensif dans l'Unité de Guingamp) qui clôturerait la tectogenèse cadomienne est évoqué et mis en relation avec un fonctionnement très précoce d'un « proto » cisaillement nord-armoricain.

Excepté dans la vallée de la Flora, ces roches sont toujours difficiles à observer dans des conditions exemptes d'altération superficielle. Les meilleurs affleurements se situent à la Ville-Guilbois et dans les régions immédiatement au Sud-Ouest, sur la rive gauche de la vallée de la Flora. Sur la feuille Lamballe, la roche se présente toujours comme une roche de couleur claire (gris clair à ocre clair), grenue à grain moyen. Elle n'apparaît jamais orientée ici mais sur la feuille Saint-Brieuc voisine, une déformation interne accommodée par le quartz

est localement visible. À l'œil nu se distinguent aisément le quartz, les feldspaths, la muscovite et plus localement la biotite. Les lames minces montrent des feldspaths perthitiques (plus rarement microcline) en cristaux de plus grande taille et dominant sur les plagioclases. Le quartz est le plus souvent xénomorphe mais la muscovite est généralement automorphe à subautomorphe en cristaux bien individualisés. Elle est associée généralement à de petits cristaux de séricite, également subautomorphes. La biotite, habituellement plus rare que la muscovite, forme des cristaux souvent de petite taille mais certains échantillons montrent des cristaux de biotite altérée et de muscovite de dimension et d'importance sensiblement équivalentes. Le grenat n'a pas été observé : il est présent mais peu abondant dans les roches de la feuille de Saint-Brieuc où il se présente de manière subautomorphe ou de façon très relictuelle (cristaux éclatés par recristallisation du quartz), tous les intermédiaires entre ces deux formes pouvant coexister.

θ. **Gabbro de Saint-Alban.** Le Gabbro de Saint-Alban affleure très distinctement immédiatement à l'Ouest de Saint-Alban, jusqu'à Bel Orient. Plus à l'Est, les affleurements sont très rares, sauf au Sud de Cargré où l'on rencontre les roches assez saines à la faveur de l'entaille du ruisseau du Nantois. Sur le plateau (Château Bien-Assis, la Couture) les roches montrent une altération assez développée, la roche se présentant alors comme une arène sombre à grain fin, que l'on distingue dans ce secteur assez nettement de celle de l'IFCL mais plus difficilement de celle des diorites de la Formation de Lanvollon – Erquy. À l'Ouest de Bel-Orient, la roche est sombre, grenue à grain fin (au Sud de Cargré, quelques secteurs présentent des roches à grain moyen). Elles ne paraissent pas particulièrement orientées ni foliées même si au contact de l'ICFL au Sud de la Couture, des arènes semblent présenter des orientations minérales frustes. Les contacts avec les formations adjacentes ne sont malheureusement jamais visibles. La forme cartographique trapue du « Gabbro » sur la feuille de Saint-Brieuc associé à son caractère nettement intrusif dans la Formation de Lanvollon – Erquy ainsi que l'absence de déformation suggèrent aux auteurs (Égal *et al.*, 2005) la nette postérité du massif par rapport aux autres membres de l'Unité de Saint-Brieuc et un âge paléozoïque est envisagé. Ces caractères ne peuvent être confirmés sur la feuille Lamballe : le massif est allongé dans une direction W-E comme les autres formations de l'Unité de Saint-Brieuc et les contacts semblent parallèles et localement déformés. La prolongation cartographique vers l'Est du massif (feuille Saint-Cast) où il est cartographié pour partie sous l'appellation d'« amphibolites sombres », pose de nombreux problèmes d'harmonisation : les limites avec l'IFCL sont cohérentes avec celles proposées pour la carte Lamballe, même si la part entre le Gabbro *s.s.* et des amphibolites (Formation de Erquy ?) litées est difficile à faire. Par rapport à la feuille de Saint-Cast, les limites avec la Formation de Lanvollon – Erquy (Formation de la Heussaye indifférenciée sur la carte Saint-Cast) sont repoussées vers le Nord pour la carte Lamballe (dans la prolongation des limites proposées sur la feuille Saint-Brieuc) ; il est vrai que l'arénisation marquée du

secteur empêche les observations fiables et le positionnement de cette limite septentrionale reste délicat.

La minéralogie de la roche est constituée essentiellement de plagioclases (An 30-35 altérés) et d'amphiboles (hornblende verte). S'y ajoutent du clinopyroxène (également transformé) et des minéraux sombres ferro-titanés (oxydes altérés - leucoxène). Les minéraux accessoires habituels sont l'épidote et la chlorite. Des lames minces effectuées pour la feuille Saint-Brieuc avaient montré de la présence de prehnite et de séricite dérivant certainement de l'altération des plagioclases (saussuritisations). Les analyses menées sur les échantillons des feuilles voisines (Shufflebotham, 1987 ; Hallot, 1992 ; Égal *et al.*, 2005) montrent qu'une partie des gabbros est particulièrement riche en alumine ( $Al_2O_3 = 15,2$  à  $23,94$  %) et en CaO (12 à 15 %) et pauvre en  $TiO_2$  ( $< 0,4$  %) et Zr ( $< 30$  ppm) En tenant compte du faible rapport FeOt/MgO, une nature cumulative pour ces gabbros est proposée avec cumulation de plagioclases pour les roches les plus alumineuses et/ou de ferro-magnésiens pour les gabbros riches en MgO, CaO et Cr. Les autres gabbros se placent dans les champs entre gabbro et diorite quartzifère (diagramme P-Q) et les teneurs modérées en  $TiO_2$  (0,84 à 1,3 %) et leur position dans le diagramme  $SiO_2$  vs FeOt/MgO suggère (Égal *et al.*, 2005) une affinité calco-alcaline. Cependant des analyses effectuées dans le cadre des levés de la feuille Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005) montrent des microgabbros dont les signatures géochimiques (faibles rapports Th/Ta et La/Nb) sont celles de basaltes tholéitiques anorogéniques

### **Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre**

L'Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre affleure dans une « fenêtre » structurale et métamorphique entre les volcanites de Château-Serein de l'Unité de Saint-Malo au Sud et les diorites de l'ICFL de l'Unité de Saint-Brieuc au Nord. Les contacts avec ces deux lithologies ne sont pas visibles sur la feuille Lamballe : classiquement, le passage brusque entre les laves peu métamorphiques de l'Unité de Saint-Malo et les amphibolites de l'Unité d'Yffiniac et le passage de ces mêmes amphibolites avec les diorites de l'ICFL sont interprétés comme le résultat du fonctionnement de failles majeures à l'échelle de la chaîne cadomienne : le décro-chevauchement de Belle-Isle – La Fresnaye au Sud et la faille de Plouagat – Coëtmieux au Nord. L'essentiel de la formation est constitué par des roches basiques (amphibolites de protolithe gabbroïque) dans lesquelles s'intercalent en lentilles plus ou moins importantes de faciès acides (leyptinites). Des termes ultrabasiques ont été reconnus autrefois dans cette Unité : les serpentinites du Sud de Coëtmieux et de la région d'Yffiniac et les serpentines cromifères (sondage, Coëtmieux) ne semblent pas avoir d'équivalent développé sur la carte Lamballe mais les affleurements étant très dégradés et les UB très rares, il est vraisemblable que quelques petites lentilles métriques ou plurimétriques puissent s'intercaler dans les amphibolites.

λ. **Leypitinites**. Les termes acides de l'Unité d'Yffiniac sont extrêmement rares sur la feuille Lamballe. Le seul domaine figuré sur la carte constitue la prolongation orientale d'une petite lentille reportée sur la feuille Saint-Brieuc adjacente même si les roches n'ont jamais été observées à l'affleurement. Les roches en pierres volantes sont des roches claires, quartzo-feldspathiques, généralement très fortement foliées. Les analyses menées sur des échantillons prélevés dans la carrière du Vaugas (feuille Saint-Brieuc, Hébert, 1993 ; Égal *et al.*, 2005) montrent que le quartz est abondant (50-55 %), suivi par les feldspaths (plagioclases et potassiques). Dans les faciès examinés, le grenat (almandin) est fréquent, entouré de chlorite à proximité de microfractures. La muscovite et les minéraux opaques (ilménite) sont peu nombreux à rares.

Mθ. **Métagabbros (amphibolites), microdiorites**. Sur la feuille Lamballe, l'observation des roches basiques qui constituent la quasi-totalité de l'Unité d'Yffiniac est difficile : les roches sont souvent altérées et recouvertes par les dépôts limono-lœssiques récents. À la faveur de petites incisions liées au passage de cours d'eau étroits, les meilleurs points d'observation se situent au Launay-Congard et au Nord de Saint-Samson. Ailleurs, il s'agit essentiellement d'arènes fines, sombres qui se distinguent assez mal de celles de l'IFCL quand l'altération est poussée. Les roches de l'Unité d'Yffiniac montrent sur la feuille Lamballe, des faciès macroscopiques qui sont relativement homogènes : ce sont typiquement des faciès amphibolitiques relativement massifs ou, vers Saint-Samson, des faciès amphibolitiques lités dont on retrouve des blocs dans les formations de versant qui nappent le flanc sud de l'escarpement. Les amphibolites de la région de Saint-Brieuc ont notamment été étudiées par R. Hébert (1993) qui avait distingué trois lithologies sur des critères de composition minéralogique : des amphibolites *s.l.*, des amphibolites à grenat et des amphibolites à clinopyroxène dont l'origine était interprétée comme une variation dans la composition chimique du protholite.

Les amphibolites communes, de texture granolépidoblastique, sont constituées d'un assemblage à amphibole (hornblende), plagioclase (andésine), quartz. Des faciès lités équivalents à ceux rencontrés sur la feuille Lamballe ont été analysés plus à l'Ouest : en plus de l'assemblage à plagioclase, quartz et amphiboles (magnésio-hornblende) des amphibolites communes, il faut ajouter un clinopyroxène calcique (diopside-salite). Il se présente généralement sous forme d'agrégats de petits grains subautomorphes allongés dans le plan de foliation.

Les analyses menées sur les roches de l'Unité d'Yffiniac montrent des variabilités géochimiques très importantes. Pour les roches ultrabasiqes, non observées sur la feuille Lamballe, deux types sont définis (Égal *et al.*, 2005) : anciens cumulats amphibolitisés ( $\text{SiO}_2 < 45\%$ ,  $\text{MgO} > 15\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,7$  à  $11,8\%$ ,  $\text{TiO}_2 < 02\%$ ,  $\text{Zr} < 20$  ppm) où les teneurs en Co (80-140 ppm) et Ni (240-380 ppm) témoignent de l'abondance de l'olivine serpentinisée et

cumulats riches en plagioclases ( $\text{SiO}_2 < 45 \%$ ,  $\text{CaO} = 12,5\text{-}14,2 \%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,6$  à  $22,2 \%$ ,  $\text{TiO}_2 < 0,1 \%$ ,  $\text{Zr} < 25 \text{ ppm}$ ). Les amphibolites dérivant de protolites basiques, se classent majoritairement dans le champ des tholéiites dans un diagramme  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeOt/MgO}$  mais quelques échantillons se rangent dans le champ des roches calco-alcalines où les rapports  $\text{FeOt/MgO} < 1$  suggèrent une cumulation de minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxène et plagioclases) plutôt que d'olivine ( $\text{Co} = 20\text{-}40 \text{ ppm}$  et  $\text{Ni} = 80\text{-}125 \text{ ppm}$ ). L'ensemble des analyses menées sur les gabbros (hors cumulats) montrent une répartition des roches dans le champ orogénique ( $\text{TiO}_2 < 1 \%$ ) à celui des roches des suites tholéitiques océaniques ( $\text{TiO}_2 = 3,5$  à  $5,5 \%$ ). L'Unité d'Yffiniac associe donc des roches cumulatives, des roches à signature océanique (E-Type MORB) et des roches à signature orogénique (tholéiites d'arc).

L'étude métamorphique de R. Hébert (1993) suggère un métamorphisme de basse à moyenne pression et de haute température dans le faciès amphibolite de haut degré. L'auteur suggère à partir de l'examen de plusieurs thermobaromètres dans les amphibolites à grenats de la feuille Saint-Brieuc, des conditions de température et de pression respectivement autour de  $700 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$  et de  $9 \pm 1 \text{ Kbar}$ .

## Unité de Saint-Malo

### Roches sédimentaires et volcanosédimentaires épimétamorphiques

**bL. Formation de Lamballe : grès et pélites, tufs, phtanites (Briovérien).** La Formation de Lamballe occupe toute une moitié sud-ouest de la feuille et se prolonge vers le Nord-Est dans les environs de Hénanbihen et Montbran. Les affleurements sont souvent de qualité médiocre au Sud de Lamballe, dans les régions de Noyal et de Saint-Rieul, où les roches sont largement affectées par les phénomènes d'altération et où l'observation est rendue difficile par l'importance des dépôts limono-lœssiques. Cependant, la vallée du Ruisseau de Saint-Rieul et dans une moindre mesure celle du Gouessant, assez fortement encaissées, offrent de bons points d'observation dans de petites carrières artisanales aujourd'hui délaissées. Entre le granite de Quesoy-Lamballe, intrusif dans la formation, et les volcanites de Château-Serein, les affleurements sont rarissimes dans tout le secteur situé au Sud de Saint-Aaron, recouverts généralement par des dépôts de versant d'épaisseur variable mais qui nappent tout le glacis qui descend vers le Chirrouët. En revanche, à partir de Quintenic et dans les secteurs de Saint-Denoual, Hénansal, l'Ouest de Ruca et Montbran, les roches sont relativement fréquentes à l'affleurement même si elles ne constituent que rarement des ensembles continus de grande qualité. Les rives du Frémur, en amont de Montbran, présentent assez régulièrement des roches déstructurées et/ou assez fortement altérées ; à partir de Montbran, le Frémur incise fortement le substratum et quelques bonnes observations peuvent être effectuées le long de la rive nord, jusque sur la feuille Saint-Cast où des carrières ont autrefois été ouvertes.

La formation de Lamballe est essentiellement constituée d'alternances d'argilites, de siltites et de grès où sont intercalés régulièrement des niveaux noirs hypersiliceux à matière organique (phanites) et beaucoup plus rarement des niveaux de roches volcano-sédimentaires (tufs), toujours très peu épais (quelques décimètres de puissance pour le plus important observé). Les roches montrent régulièrement, quel que soit le faciès, une schistosité de type fracture bien développée, allant jusqu'à une schistosité de type flux dans certaines lithologies fines (argilites ou siltites fines).

Les lithologies dominantes sont constituées de tous les intermédiaires entre des siltites fines et des siltites grossières de couleur généralement verdâtre ou grisâtre, proches de grès fins. Elles se composent d'un mélange de quartz monocristallin et polycristallin, de feldspaths (potassique et plagioclase), de biotite et de quelques éléments de nature volcanique. Les grès, de couleur plus claire, ocre à beige, sont composés des mêmes éléments avec également du quartz mono- et polycristallin et des feldspaths (potassiques et plagioclase dominant). La matrice est formée par un assemblage de quartz, de chlorite et de petites séricites. Au Nord du Gabbro de Trégomar, des faciès plus fins et plus sombres se différencient dans la région de Fort-à-faire ou la Doberie : il s'agit d'argilites bien schistosées qui renferment quelques éléments sulfurés (pyrite notamment).

**Ph. Phtanites.** Sur la feuille Lamballe, les affleurements de phtanites (ou cherts graphiteux) sont rarissimes : seulement deux endroits montrent ces lithologies en place : la Ville Billy à l'Ouest du Gabbro de Trégomar et Hénanbihen, immédiatement au Sud de la dernière occurrence du Granite de Quessoy-Lamballe. Ailleurs, le repérage des bancs est néanmoins facilité par leur grande résistance à l'érosion et les champs sont recouverts de débris abondants de volumes variés. La distinction à l'aide des formes géomorphologiques ne semble pas pouvoir être appliquée sur cette feuille, les horizons siliceux ne se démarquant pas particulièrement dans le paysage à l'opposé de ce qui a pu être mis en évidence sur les feuilles voisines et notamment sur celle de Saint-Brieuc à l'Ouest. Ces roches sont des roches à cassure conchoïdale, à grain fin à très fin, de couleur généralement sombre, presque noire mais dans le secteur au sud de Quintenic (la Ville Jouet), les roches sont distinctement litées avec des alternances centimétriques ondulées de lits noirs et de lits plus gris, parfois même quasiment blancs mais où se distinguent des éléments noirs. Les phtanites de la région de Lamballe et leur genèse ont été étudiés par M.-P. Dabard (1997, 2000) et M.-P. Dabard *et al.* (1998) : ils sont constitués essentiellement de silice sous forme de quartz et de calcédoine microcristallins, d'un pigment organique (< 1 %) et de pyrite. La fraction terrigène est constituée de phyllites et de grains de rutile. Longtemps considérés comme formant un horizon sédimentaire unique (répété tectoniquement) ou liés à un événement volcanique singulier qui pouvait alors servir de marqueur stratigraphique, il semble aujourd'hui qu'il faille

reconsidérer l'environnement de genèse des phanites : pour M.-P. Dabard et M.-P. Dabard *et al.* (*op. cit.*), le processus dominant la silicification correspondrait à des processus diagénétiques, donc secondaires, intervenant dans un milieu peu profond, sans doute diachroniques ou même polyphasés.

Les niveaux tuffacés ont été rarement observés mais ils pourraient être plus fréquents. D'épaisseur toujours restreinte (20 cm), ils sont interstratifiés au sein des ensembles pélitiques et se présentent toujours sous la forme altérée d'une roche ocre contenant du quartz et des clastes volcaniques milli- à centimétriques, blanchâtres, altérés dispersés dans une matrice essentiellement argileuse.

Dans certains secteurs, notamment au Sud de Lamballe, les roches montrent des cristallisations secondaires de micas blancs (séricite) et plus rarement de micas noirs (biotite), généralement de petites dimensions, qui s'orientent dans le plan de schistosité principal. Des constatations identiques avaient été effectuées sur la feuille Saint-Brieuc à l'Ouest et comme sur cette feuille, la délimitation de ces domaines à néo-formations n'est pas possible sur la feuille Lamballe, faute à la fois au manque d'affleurement et à l'apparente hétérogénéité de la répartition des roches où s'observent ces micas. Sur la feuille Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 2005), leur cristallisation est mise en relation avec l'intrusion du Granite de Quessoy-Lamballe responsable d'un métamorphisme se développant en même temps que la foliation : sur la feuille Lamballe, aucun argument ne permet réellement de suivre cette possibilité pas plus par ailleurs que de l'infirmer ; il est à noter cependant que certaines de ces néo-cristallisations ont été retrouvées jusque dans les secteurs au Nord de Plestan, soit environ à une dizaine de kilomètres au Sud du contact avec le granite mais qu'elles sont peut-être à mettre en relation avec les séries transformées ( $\xi^2$ ) aux approches des migmatites de Saint-Malo.

### Roches métamorphiques

$\xi^2$ . **Schistes et micaschistes à séricite, chlorite et biotite.** Afin de respecter la nomenclature utilisée pour la feuille Saint-Cast et de faciliter la lecture des différentes cartes, les schistes et micaschistes qui marquent la transition entre la Formation de Lamballe et les Migmatites de Saint-Malo ont été subdivisés en un ensemble à biotite ( $\xi^2$ ) et un ensemble sans biotite ( $\xi^1$ ) : cependant, indépendamment de la présence du mica noir, les deux ensembles présentent de telles similitudes à la fois sédimentaires, structurales et géométriques que la distinction macroscopique sur le terrain est extrêmement délicate. Les limites proposées sont donc assez partiellement figuratives (d'autant que les passages apparaissent plutôt graduels) mais à moins d'effectuer des prélèvements importants et continus pour lames minces, un positionnement rigoureux ne peut être proposé.

Les schistes à biotite et à séricite-chlorite ( $\xi^2$ ) constituent une frange transitionnelle, qui reste épimétamorphique, entre la Formation de Lamballe à l'Ouest et au Nord-Ouest et les termes plus métamorphiques (métatexites) du dôme migmatitique de Saint-Malo à l'Est. Les passages entre toutes ces formations semblent progressifs mais le contact septentrional figuré sur cette carte est souligné par une faille orientée N°50-60 dans la région de Saint-Potan jusqu'à la plage des Quatre Vaux. Les meilleurs points d'observation se situent de part et d'autres des rives de l'Arguenon dans le triangle entre Saint-Esprit, Ploeuc-sur-Arguenon, et de Pléven. Des micaschistes sont aussi bien exposés le long des routes (notamment au Sud) qui mènent à Ruca et dans les environs de la plage des Quatre-Vaux, à Sainte-Brigitte et le long de l'estran de la baie d'Arguenon où ils se poursuivent sans discontinuités jusqu'à la Pointe du Bay.

Les roches correspondent essentiellement à des schistes micacés, de couleur vert-noir, finement lités mais on distingue localement des faciès plus grossiers à grès dominants. Elles sont constituées de quartz et de feldspaths détritiques dans une trame micacée formée de séricite, de chlorite et d'un feutrage de biotite.

$\xi^1$  **Micaschistes à séricite-chlorite.** Ceinturés par les schistes à biotite ( $\xi^2$ ), les schistes à séricite-chlorite, moins métamorphiques, sont constitués d'une alternance de lits centimétriques bleu-noir et gris-jaune qui correspondent respectivement à des lits très micacés ou gréseux. Dans les lits micacés, les fines paillettes de séricite et de chlorite, bien orientées dans des plans schisteux, constituent un feutrage dans lequel sont disséminés des grains de quartz, de plagioclase et de microcline. Dans certains horizons, le feutrage phylliteux est pigmenté par des granules de graphite et d'oligiste. Dans les niveaux gréseux, les grains de quartz et de feldspaths, qui ont conservé des formes détritiques, sont entourés de micas néoformés en paillettes mal orientées.

Que l'on considère les schistes à biotite ou les schistes sans biotite, les roches sont intensément structurées. À l'échelle cartographique déjà, les alternances  $\xi^1$  -  $\xi^2$  correspondent sans doute à des unités tectoniquement répétées ; à l'échelle de l'affleurement, les structures les plus anciennes sont des plis isoclinaux accompagnés d'une schistosité de plan axial dans laquelle sont alignées les chlorites et les séricites néoformées. Ces structures et les minéraux qui les accompagnent sont déformés par des plis aux charnières plus arrondies. Cette deuxième génération de structure, déversée vers le Nord-Ouest et aux flancs soulignés par des fractures, détermine la disposition des couches et la superposition des unités. C'est notamment par la reconnaissance de ces deux phases plicatives qu'ont été autrefois définis les cycles Cadomien I et Cadomien II dont les notions sont aujourd'hui obsolètes.

Des bancs de phanites discontinus ont été reportés immédiatement au Nord sur la feuille Saint-Cast : selon les auteurs, ces phanites constituent des successions de vastes amandes qui sont allongées suivant les directions

axiales des plis de deuxième génération : ces horizons siliceux n'ont pas été repérés sur la feuille Lamballe.

ζ<sub>p</sub>. **Gneiss micacés à plagioclase.** À l'Est de Matignon et s'enfonçant vers le Sud-Ouest selon une bande qu'il est très difficile de suivre du fait du recouvrement en formation superficielles, les gneiss à plagioclase définis sur la feuille Saint-Cast, se poursuivent sur la feuille Lamballe jusque dans les environs des Chesnaies, à l'Est de Ruca. Les contacts avec les formations schisteuses à séricite-chlorite ne sont jamais visibles.

Les gneiss à plagioclase se présentent sous deux aspects différents : des gneiss fins très micacés et des gneiss granuleux plus grossiers ; ces derniers étant sur la feuille Lamballe largement subordonnés. Les gneiss fins sont constitués d'un fond quartzo-plagioclasiqum formé de cristaux dont la taille est de l'ordre de 0,15 mm. Les quartz et les plagioclases blastiques (An 12-15 %) entourent et corrodent des plagioclases plus grands (1 à 2 mm) dont la teneur en anorthite se situe entre 20 et 25 %. Ces grands plagioclases altérés, de forme noduleuse, sont de même taille que des petits groupements cristallins de quartz et de plagioclases parfois associés à du microcline. Entre ces cristaux serpente une trame micacée formée de muscovite, de séricite, de biotite en grandes plages chloritisées et de biotites fraîches en petites lamelles. Dans les niveaux de gneiss plus grossiers les composants sont identiques à ceux des gneiss fins mais le quartz et le plagioclase sont plus abondants et les éléments globuleux d'aspect clastique sont plus grands. Dans l'un et l'autre cas, les éléments arrondis et corrodés apparaissent comme des témoins d'une sédimentation détritique.

Comme pour les formations à biotite (+ séricite-chlorite) et celles à séricite et chlorite seules (ζ<sup>2</sup> et ξ<sup>1</sup>), les minéraux néoformés tels que les biotites et les muscovites sont alignés dans la schistosité de plan axial des plis isoclinaux. Ces structures et les minéraux associés sont à leur tour déformés dans des plis et des plans de cisaillement ; une légère rétro-morphose accompagne ces déformations secondaires.

ζ<sup>4</sup>. **Gneiss de Matignon, à feldspath potassique.** Ces roches sont exceptionnellement difficiles à observer sur la feuille Lamballe car les affleurements sont essentiellement constitués d'arènes claires, de couleur ocre, qui bordent le ruisseau à l'Ouest de Matignon. Ce n'est que dans leur partie la plus méridionale et là où la vallée est suffisamment encaissée que l'on atteint des domaines un peu plus résistants, la roche restant néanmoins toujours très altérée ; la reconnaissance de la roche initiale est ainsi très malaisée et seule la comparaison du faciès macroscopique avec les termes sains des gneiss à feldspath potassique observés le long de l'estran au Sud de la Pointe de La Garde sur la carte Saint-Cast adjacente permet un rapprochement des deux lithologies. Dans le secteur au Nord de Matignon, ils ne semblent pas avoir été repérés sur la feuille Saint-Cast mais cela peut s'expliquer par le recouvrement quasiment

ubiquiste en formations limono-lœssiques jusqu'à la mer. Les contacts avec les lithologies voisines (micaschistes à biotite  $\zeta^2$  au Sud et gneiss à plagioclases  $\zeta^P$  au Nord) ne sont jamais visibles sur le terrain : le caractère « interstratifié » de ces gneiss au sein des ensembles micaschisteux, interprété sur la feuille Saint-Cast comme une variation de la nature des constituants d'origine, est maintenu sur la feuille Lamballe. Néanmoins, au Pont Robert, la roche très déformée est vraisemblablement en contact structural inverse avec les paragneiss à plagioclases.

La roche est une roche grenue à grain moyen, où la foliation est toujours bien imprimée et généralement replissée, excepté au Sud du château d'eau où les roches paraissent plus isotropes. Elles sont de couleur relativement claire à ocre et on distingue à l'œil nu, quand l'état d'altération le permet, des cristaux de quartz, de plagioclases (l'analyse menée sur les roches de Saint-Cast montre qu'il s'agit de plagioclase An12-18) et de microcline (2 à 4 mm) en forme d'ellipse ou d'amande allongée. La trame micacée est formée de biotite, en grandes plages chloritisées ou en petites lamelles, de muscovite et de séricite et constitue un feutrage entre les grains ; dans les faciès déformés, les micas sombres forment de petits lits millimétriques ou de petits amas étirés dans la direction du plan de foliation. Localement, des plis pluricentimétriques, bordés par des zones en cisaillement plissent la foliation alors qu'elle reste très planaire par ailleurs : des structures identiques avaient été observées pour les roches similaires de la feuille Saint-Cast où, comme à la plage de la Pissotte, « les lits et les horizons quartzo-feldspathiques ou micacés sont étirés et morcelés. Les différents éléments ainsi formés peuvent alors être isolés et tournés dans les nouvelles structures ce qui contribue à donner localement à ces roches un aspect bréchiq ou agmatitique dans une matrice quartzo-feldspathique et micacée recristallisée ».

**M. Migmatites de Saint-Malo.** Les migmatites de Saint-Malo *s.l.* occupent très largement les deux-tiers de la partie est de la feuille Lamballe. Excepté dans leur extrémité occidentale (région entre Pluduno et Landébia à l'Ouest et Bois de Coët-Jégu au Sud-Ouest), les conditions d'affleurements sont particulièrement bonnes, notamment en bordure de mer (anse d'Arguenon et presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer) et le tout le long de la vallée de l'Arguenon jusqu'à hauteur de Saint-Méloir. Les contacts septentrionaux des migmatites avec des unités moins métamorphiques s'effectue par l'intermédiaire d'une série de failles parallèles entre-elles : ce passage est particulièrement bien exposé sur le flanc nord de la plage des Quatre Vaux où il est jalonné par une intrusion pegmatitique orientée globalement N°50. Au Sud, le passage à des gneiss verts ( $\zeta^M$ - $\zeta^S$  ci-dessous, gneiss de la Richardais sur les feuilles Dinan et Saint-Malo ou gneiss de Cancaval sur des éditions plus anciennes) est progressif, traduisant le gradient dans la fusion des matériaux : ces gneiss verts faisant partie de l'ensemble au sens large des Migmatites de Saint-Malo. En revanche, le passage des gneiss aux unités épimétamorphiques de la Formation de Plélan-le-

Petit (Unité de Fougères) est très net et matérialisé par une faille orientée N°50 interprétée comme le segment le plus septentrional de la faille dite de Plouer – Cancale (autrefois nommée faille de Granville – Drome). Cette transition n'est pas reportée sur la feuille Broons où se prolongent au Sud-Ouest les migmatites : on y distingue un ensemble migmatitique et gneissique au Nord du granite de Montcontour qui passe à un ensemble de gneiss et micaschistes au Nord du granite de Bobital. Sur la feuille Lamballe, compte-tenu des subdivisions actuelles adoptées pour les différentes unités caractérisant les terrains cadomiens et compte-tenu de la reconnaissance dans les environs nord de Corseul d'une faille majeure, les faciès gneissiques ont été rapportés à l'Unité de Saint-Malo et les faciès schisteux et micaschisteux au Sud à celle de Fougères : cette subdivision pouvant paraître ici arbitraire puisque le protolithe à l'origine des migmatites de Saint-Malo est constitué par les schistes et grès des formations briovériennes (Formations de Lamballe et Formation de Plélan-le-Petit, au demeurant fort semblables - phtanites exceptés - et vraisemblablement d'âge relativement voisin).

Dans l'ensemble, les distinctions (macroscopiques) entre les différents termes migmatitiques (métatexites, diatexites et anatexites) est relativement aisée sur le terrain car les affleurements sont souvent de grande dimension et de bonne qualité. En revanche, plus délicat est de proposer une zonéographie à l'échelle de la carte car il semble que les différents faciès soient relativement récurrents, même à l'échelle de l'affleurement. 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. Les minéraux accessoires sont le zircon, la monazite, l'apatite et la tourmaline.

*Métatexites* : les plus beaux affleurements de métatexites peuvent être approchés à marée basse le long de l'anse de l'Arguenon et plus particulièrement le long de la petite falaise bordant la plage de Vauve. À l'Ouest depuis les « roches sonnantes » (dolérites) jusqu'à la plage des Quatre Vaux, l'estran montre des affleurements remarquables qu'il est cependant difficile d'atteindre (roches très découpées et absence de sentier littoral). Sur tous ces affleurements de métatexites rubannées, le paléosome et le néosome sont clairement observables. Le néosome, quelques-fois injecté dans le paléosome, correspond à un leucosome de texture granoblastique et un mélanosome de texture lépidoblastique. Le paléosome est composé de gneiss fins de couleur sombre présentant généralement une foliation bien marquée. Ce paléosome est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite avec localement, de la sillimanite et de la cordiérite (Martin, 1977). Dans le néosome, le leucosome, à caractère isotrope (ou à foliation très fruste), forme des lentilles discontinues ou des rubans : il est constitué à plus de 90 % de quartz, de plagioclase sodique (albite-oligoclase), de feldspath potassique (microcline). Entre le feldspath potassique et le plagioclase se développent quelques

myrmékites. La biotite et la sillimanite sont rares. Le mélanosome est constitué de biotite et de sillimanite soulignant la foliation ainsi que de quelques quartz et feldspaths (plagioclase et feldspath potassique). La cordiérite a également été décrite (Martin, 1977). Des muscovites se développent tardivement aux dépens de la biotite et de la sillimanite. En quelques secteurs de la grève de Notre-Dame-du-Guildo qu'il n'est pas possible de limiter spatialement, le paléosome est très réduit et l'on se rapproche très fortement de diatexites (et même de restites).

*Diatexites* : les diatexites traduisent un stade plus évolué de la fusion. Sur la feuille Lamballe, elles s'observent généralement dans les régions au Nord de Plancoët, Pluduno et au Sud de Bourseul où elles apparaissent constituer le faciès dominant mais elles sont régulièrement associées à des métatexites au Nord et, entre Plancoët et Bourseul, à des produits d'anatexie. Dans des études spécialisées (Milord *et al.*, 2001), des diatexites mélanocrates, des diatexites mésocrates et des diatexites leucocrates sont différenciées essentiellement sur leur proportion en biotite et par le rapport feldspath potassique/plagioclase (et quelques considérations sur les minéraux accessoires comme le zircon, le rutile, la tourmaline, l'apatite) : les levés de terrains permettent d'observer effectivement des variations significatives dans la proportion en biotite visible à l'œil nu mais une ségrégation spatiale dans les faciès de diatexites ne peut être envisagée. Les diatexites sont en général des roches où la foliation est très visible (orientation des biotites et des plagioclases). Elles sont généralement riches en « schlieres » de biotite (+ quartz et minéraux accessoires) de taille variable qui alternent avec des bandes leucocrates (leucosome) formées de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase. L'apatite est également signalée (Milord *et al.*, 2001). Il n'a pas été observé de diatexites nébulitiques sur la feuille Lamballe.

*Anatexites* : les anatexites ou granites d'anatexie peuvent être observés sur quasiment tous les affleurements migmatitiques (excepté vers le Nord, dans la région du Guildo où les occurrences semblent réellement sporadiques) mais il semble se dessiner à l'échelle de la carte, une zonalité avec un cœur centré sur un domaine compris entre Plancoët et Bourseul et où ces faciès deviennent dominants. Les granites d'anatexie constituent le stade ultime de fusion partielle : ce sont des roches généralement claires, à texture grenue à grain grossier à moyen, constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et de muscovite. La part relative des deux familles de micas peut varier : on observe ainsi des granites où la biotite domine la muscovite et des granites à deux micas où les proportions sont voisines. Un troisième type peut être défini comme des granites à tourmaline - micas dont la composition est très voisine de celle des pegmatites. Dans ces roches, les phases accessoires sont le zircon, la monazite et le sphène. L'essentiel de ces granites anatexiques se placent dans le champ des monzogranites (Milord *et al.*, 2001).

L'étude géochimique détaillée réalisée par I. Milord *et al.*, 2001 sur l'ensemble des roches migmatitiques (métatexites, diatexites mélanocrates, mésocrates et leucocrates et antectites) mais également des sédiments et gneiss briovériens dans la région de la Rance (feuilles Saint-Malo et Dinan) a montré 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 (ci-dessous) - diatexites mésocrates, diatexites mélanocrates - schlierens biotitiques, diatexites leucocrates - leucosomes - granites d'anatexie - pegmatites confirmant le caractère graduel du métamorphisme entre gneiss, migmatites et granites confirmant les hypothèses développées par H. Martin (1977 et 1980) et M. Brown (1979), C. Weber *et al.*, (1985), I. Milord *et al.* (2001) proposent également une évolution probable dans les processus de fusion depuis un paléosome sédimentaire du type Gneiss de la Richardais jusqu'aux granites d'anatexie en passant par différents stades de fusion (séparation métatexites - diatexites), de séparation du liquide et du résidu (diatexites mélanocrates et diatexites leucocrates), de cristallisation (diatexites leucocrates vers granite anatectique).

**ζM. Gneiss partiellement migmatitiques, gneiss verts paradérivés - Gneiss de la Richardais.** Des gneiss souvent à grain fin, de couleur typiquement verdâtre ou gris-vert, jalonnent la partie sud des Migmatites de Saint-Malo. Classiquement, ces gneiss étaient incorporés soit à l'ensemble des migmatites, soit à l'ensemble des schistes et micaschistes briovériens de la Mancellia, soit encore à cheval sur les deux ensembles. Sur la feuille Lamballe, ainsi que sur les feuilles Saint-Malo ainsi que Dinan (à paraître), ces gneiss ont été distingués et ont clairement été rattachés à l'Unité de Saint-Malo dont ils constituent la terminaison méridionale. Plusieurs facteurs militent en faveur de ce rattachement : ces gneiss sont séparés de formations épimétamorphiques (Briovérien mancélien) par une faille qu'il est aisé de reconnaître dans la région de la Poissonnaie au Nord de Corseul. De plus, leur limite avec les migmatites de Saint-Malo semble très progressive (excepté au niveau de l'Arguenon où le contact est franc et jalonné par un complexe pegmatitique) et ils admettent très régulièrement des intercalations migmatitiques (voire anatectiques) tout comme les migmatites admettent des intercalations gneissiques dont les faciès sont très semblables à ceux de ces gneiss. Comme signalé plus haut, une telle conception n'est pas particulièrement novatrice : elle est à l'origine (Cogné, 1951 ou Martin, 1977 par exemple dont la carte donnait une extension plus importante à ces gneiss) du concept largement admis que les migmatites étaient des produits évolués de la fusion partielle de ces gneiss. Sur la feuille Lamballe, une bande continue a été dessinée : cela est justifié principalement par la disposition des affleurements visibles, par l'observation des pierres volantes quand cela est possible. On sait (feuille Saint-Malo et feuille Dinan, Le Goff *et al.*, Égal *et al.*, à paraître) que ces gneiss ne sont peut-être pas aussi continus et que leur extension latérale peut être très réduite : il est possible que, au Nord de Plélan-

le-Petit, dans les domaines altérés où toute observation est délicate, la bande soit d'extension moindre, voire absente.

Dans les environs de Corseul ou en limite sud de la feuille dans la vallée d'Arguenon, ces gneiss sont parcourus par des veines blanches quartzo-feldspathiques blanc laiteux, millimétriques à centimétriques, plissés et dont les bordures (épointes) sont parfois tapissées d'un lit de biotite. Dans la vallée d'Arguenon également, une intercalation centimétrique d'une couleur plus bleutée (occurrence unique et de qualité médiocre) pourrait être apparentées aux niveaux calco-silicatés décrits plus à l'Est (pointe de Cancaval, Martin, 1977) et qui ont été interprétés comme soit d'anciens grauwackes calcareuses (Martin, 1977) soit d'anciens lits volcano-détritiques (Darlet *et al.*, 1990).

Ces gneiss verts communs présentent une texture granoblastique à grano-lépidoblastique. La minéralogie est constituée par du quartz, des feldspaths [plagioclase (oligoclase) et feldspath potassique (microcline)], de la biotite, de la sillimanite (blindée au cœur de blastes de muscovite). La codiérite est fréquente. La muscovite est omniprésente mais elle se développe tardivement aux dépens de la biotite et de la sillimanite. Les phases accessoires sont le zircon, l'apatite, la tourmaline, le rutile. Ces gneiss n'ont pas fait l'objet d'étude géochimique pour la feuille Lamballe mais des gneiss très similaires (Gneiss de la Richardais) ont été étudiés en détail par H. Martin (1977) et P.-A. Darlet *et al.*, (1999). Pour les deux études, les gneiss dérivent pour l'essentiel de séries sédimentaires, essentiellement grauwackeuses et riches en alumine pour H. Martin (1977), indifférenciée (shales et wackes) pour P.-A. Darlet *et al.* (1990).

**χ. Grès quartzites et quartzites.** Ces grès quartzites et quartzites, très recristallisés, affleurent au sein des micaschistes selon une direction NNE-SSW. Au sud de Plancoët, ils déterminent une butte exploitée en carrière.

## **Roches volcaniques**

**α-β. Andésites et basaltes (« Série volcanique de Château-Serein »).** Les volcanites de Château-Serein, qui constituent la formation la plus septentrionale de l'Unité de Saint-Malo, bordent le flanc sud de l'Unité d'Yffiniac dont elles sont séparées par la grande faille de La Fresnaye. Elles forment une bande continue de puissance cartographique quasiment constante sur la feuille : elles semblent un peu plus étendues vers Le Verger au Sud du bois de Coron et elles sont décalées à hauteur d'Hénanbihen par une série de failles tardives orientées globalement N°150. Aucun affleurement n'a été décelé au sein des métasédiments de la Formation de Lamballe mais de tels cas de figure ont été observés sur la feuille adjacente de Saint-Brieuc. L'hypothèse retenue ici est que ces volcanites sont subcontemporaines des dépôts du Briovérien de Lamballe : la roche étant particulièrement massive, non orientée et sans figures particulières de flux, les rares secteurs où les contacts avec les sédiments sont

visibles (Saint-Aaron, carrière des Vaux, Saint-Samson) n'apportent pas vraiment de renseignements sinon que les limites lithologiques semblent plus ou moins concordantes avec la stratification du Briovérien. Dans les travaux antérieurs et notamment sur la carte de Saint-Cast, ces volcanites étaient considérées comme une formation cambro-ordovicienne et étaient rattachées à la Série de la Heussaye (Série d'Erquy).

Les laves présentent des textures microlitiques intersertales plus ou moins porphyrique. Elles ont une composition andésitique à basaltique : on distingue des microlithes et quelques phénocristaux de plagioclase auxquels s'ajoutent dans les faciès basaltiques de nombreux prismes de clinopyroxène partiellement altérés. Des produits phylliteux fins (chlorite et argiles), des prismes de zoisite et des granules d'opacques altérés (leucoxène) sont observés en position interstitielle.

### Roches plutoniques

73. **Granite de Quessoy – Lamballe, granite de Hénanbihen.** Sur la carte Lamballe s'observe la terminaison orientale du granite de Quessoy – Lamballe qui est un corps plutonique relativement étroit (quelques centaines de mètres à Lamballe au mieux) allongé selon une direction ENE-WSW. Le massif est en réalité ici constitué d'une succession de corps intrusifs en relief par rapport à l'encaissant schisteux (La Baudramière, La Doberie) qui s'étendent jusqu'à Hénanbihen où la récurrence la plus septentrionale du granite forme un corps très étiré (10 km de long pour seulement 200 m de large). Les meilleurs affleurements sont ceux de l'Est de la ville de Lamballe où le massif forme une paroi nettement dessinée sur son flanc sud, en relation avec la grande faille bordière parallèle à la faille de La Fresnaye et emprunté par le Gouessant. Cette faille (« cisaillement de Saint-Cast ») a une importance régionale, puisqu'elle se prolonge à travers la feuille Saint-Brieuc jusque sur la feuille Montcontour où elle est à l'origine de mouvements chevauchants. Vers le Nord, elle se prolonge jusque vers Saint-Cast où la cinématique en cisaillement senestre a clairement été mise en évidence (Balé et Brun, 1990 ; Strachan, *et al.*, 1989). D'autres affleurements peuvent aussi être approchés dans de bonnes conditions, notamment dans le village de Hénanbihen le long de toutes les petites routes qui divergent de la voie principale (D43) et où les contacts, finalement peu déformés, avec des micaschistes chloriteux, au Nord, sont bien exposés.

Il s'agit d'un monzogranite (Chantraine *et al.*, 1979) de couleur claire, crème à grise lorsqu'il est sain, nettement plus ocre dans un état altéré. Sur la feuille Lamballe, la roche est grenue à grain moyen à grossier, mais jamais porphyrique comme cela a pu être observé plus à l'Ouest sur la feuille Saint-Brieuc. Les cristaux sont bien visibles à l'œil nu et consistent pour les plus représentatifs en du quartz, des feldspaths et de la biotite auxquels s'ajoute de la muscovite assez développée pour l'occurrence de la Doberie. La texture est en général non

orientée à faiblement orientée, excepté systématiquement le long des flancs sud des occurrences où le monzogranite montre une déformation parfois importante, allant jusqu'à une proto-mylonitisation ; des termes mylonitiques ont été observés plus à l'Ouest sur la feuille Saint-Brieuc mais il semble que la déformation soit ici moins importante, éventuellement parce que les contraintes ont été réparties sur deux segments de failles parallèles. Les études au microscope de lames minces (Égal *et al.*, 2005 ; Chantraine *et al.*, 1979) montre que la minéralogie est constituée d'un assemblage de quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite. Le plagioclase, souvent de type oligoclase (An20-30) est souvent maclé ; le feldspath potassique, perthitique, est parfois de type microcline. La muscovite primaire, lorsqu'elle est présente, constitue de petites paillettes qui circonscrivent les plagioclases. Des amas de micas blancs secondaires sont aussi visibles (séricite ?). Des micas secondaires, d'une nature proche et associés à de la biotite, ont également été observés sur les affleurements de la feuille de Saint-Brieuc et sur ceux de la feuille de Montcontour : ces micas pseudo-morphoseraient de gros cristaux définis comme pouvant être d'anciennes cordiérites.

Dans les domaines déformés, les minéraux sont toujours reconnaissables mais sont généralement fracturés (feldspaths). Le quartz peut-être entièrement recristallisé et former des amas bordés par des lits de micas (muscovite) et de phyllites (séricite), la biotite semblant rester secondaire.

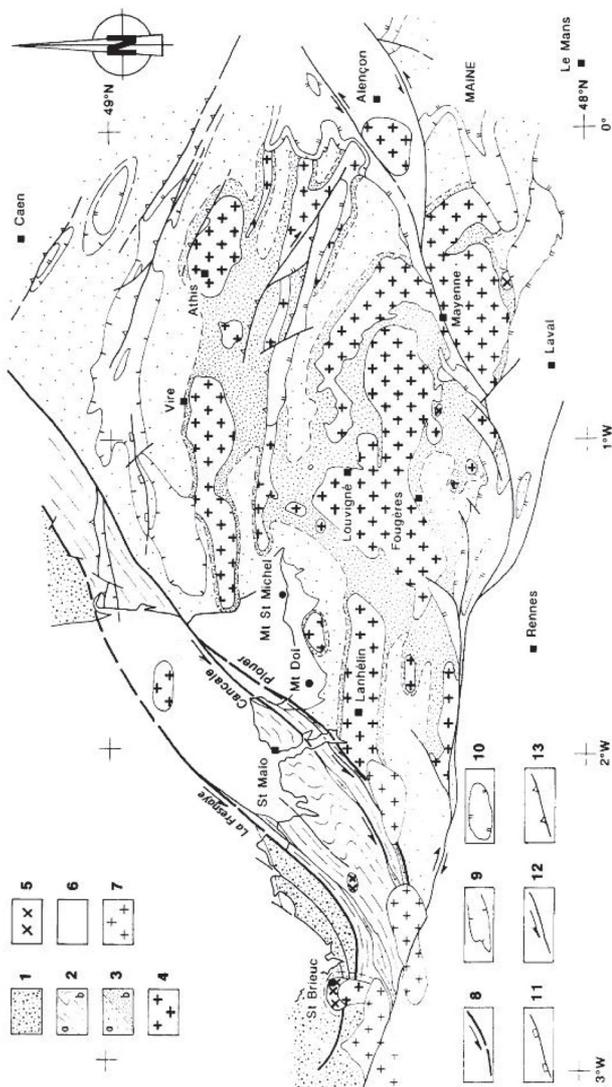
**γ<sup>23</sup>. Granites de Plédéliac et de Trégomar.** Au Sud de Trégomar et au village de Plédéliac, plusieurs corps granitiques étroits et allongés dans une direction N°70-80 sont intrusifs dans les sédiments péliques de la Formation de Lamballe où un léger métamorphisme par développement de petits micas brillants est décelable. Les affleurements sains sont rares : la route qui descend depuis Trégomar vers la vallée du Ruisseau de Saint-Rieul, au niveau de la station d'épuration, montre des affleurements assez continus d'une roche claire, peu altérée. Dans le village de Plédéliac, le meilleur affleurement se situe à l'extrémité nord du parking du cimetière installé vraisemblablement (?) dans un ancien lieu d'extraction. Ailleurs, la roche se présente sous forme d'une arène grenue grossière, souvent peu argileuse, de couleur ocre clair : ces arènes sont bien exposées dans le village de Trégomar ainsi que dans les environs de Bel-Air (Ouest de Trégomar) où l'ouverture récente d'une voie agricole permet de suivre des alternances métriques à pluri-métriques de granite souvent altéré (mais parfois encore résistant) et de schistes à micas souvent en petites plaquettes. Cet affleurement, peu profond (fossé) mais orienté d'abord E-W puis N-S en remontant vers le Champ du Bois et la D52a, est important car il montre le caractère répétitif et subparallèles des différents petits corps granitiques dont seulement une toute petite partie peut être représentée à l'échelle de la carte. Dans les environs de Plédéliac, l'observation est plus difficile mais de la même façon qu'à Trégomar, plusieurs petits corps s'échelonnent de part et d'autre de l'intrusion principale ; au Sud de Plédéliac, en allant vers la forêt de Coët-Jégu,

les arènes s'enrichissent en argiles où localement la kaolinite devient prépondérante.

La roche est une roche grenue à grain moyen à grossier. Le faciès est isogranulaire, non orienté, apparemment peu déformé. La paragenèse est constituée par du quartz xénomorphe à subautomorphe, des feldspaths potassiques (microcline essentiellement), des plagioclases subautomorphes, des micas noirs (biotite brune) et des micas blancs (muscovite). Ces granites ne sont pas datés et ne peuvent être classés en fonction du faciès puisqu'ils ressemblent à la fois au Granite de type Quessoy – Lamballe (tardi-cadomien ?) mais également aux monzogranites varisques comme certains types isogranulaires observés dans le massif de Quintin, de Montcontour et même parfois de Bobital.

$\gamma^{2-3}$  **SP. Granites de Saint-Potan et de Trégon.** Jalonnant la faille bordière septentrionale des migmatites de Saint-Malo (« cisaillement de Saint-Cast »), le petit ensemble de Saint-Potan n'affleure qu'à la faveur d'une très ancienne carrière aujourd'hui en cours de comblement presque total. D'autres toutes petites intrusions, non cartographiables à l'échelle de la carte, peuvent être rencontrées, toujours le long de la faille bordière et toujours « dans » le domaine des migmatites. Ces faciès se distinguent de ceux des anatexites de Saint-Malo : ils sont à grain plus fin, non déformés. Ils avaient été rapprochés sur les anciennes feuilles au 1/80 000 (Dinan notamment) des granites apparaissant dans les environs de Trégomar et de Plédéliac (voir ci-dessus) mais les faciès ne semblent pas rigoureusement identiques (taille du grain et moins de muscovite). Sur ces anciennes feuilles, ils étaient distinctement reportés comme des granites tardifs, recoupant les structures et les foliations migmatitiques mais aucune observation, si ce n'est l'apparente orientation générale de ces petits corps, ne permet de confirmer cette hypothèse. Dans la carrière de Saint-Potan, les parties encore accessibles montrent une arène pulvérulente ocre, se transformant facilement en sable grossier non consolidé. Quelques gros blocs, disposés autrefois en base de carrière, le long du ruisseau permettent de voir une roche isogranulaire, équante, de couleur crème à gris-blanc à la cassure, formée de quartz, de feldspaths potassiques, de micas noirs (biotites) et parfois de petites muscovites. Les carrières ouvertes autrefois dans les bois (actuels) qui bordent la jonction entre la D768 venant de Trégon et la D126 venant de Saint-Jacut-de-la-Mer, présentent une roche beaucoup moins altérée, grenue à grain moyen à fin et toujours isogranulaire à texture équante. Les minéraux sont identiques à ceux des carrières de Saint-Potan avec du quartz, des feldspaths, de la biotite mais très peu ou pas de muscovite selon les endroits.

Il est à noter que des roches présentant des caractères très communs avec ceux des granites décrits ci-dessus peuvent être observées dans les bois qui frangent l'Arguenon au Nord de la Ville Lambert où de très anciennes traces d'exploitation subsistent (propriété privée). Ces roches granitiques, qui forment des filons peu épais, de l'ordre de 1 à 2 m de puissance, recoupent très nettement



**Fig. 6 - Structures géologiques du domaine mancelien (Ballèvre *et al.*, 2001, modifié).** 1 : Associations volcaniques et plutoniques du domaine d'arc (Unité de Saint-Brieuc) ; 2 : Séries sédimentaires de faible à moyen grade (a) ou migmatites (b) de l'Unité de Saint-Malo ; 3 : Sédiments briovériens non-métamorphiques (a) ou avec métamorphisme de contact (b) ; 4 : Granites peralumineux ; 5 : Diorites et gabbros post-orogéniques ; 6 : Sédiments paléozoïques ; 7 : Granites varisques ; 8 : Cisaillements cadomiens ; 9 : Base du Cambrien (discordance) ; 10 : Base de l'Ordovicien (discordance) ; 11 : Failles paléozoïques précoces peu inversées par la tectonique varisque ; 12 : Chevauchements varisques ; 13 : Cisaillements transcurrents varisques. La couverture sédimentaire du bassin de Paris n'est pas figurée. Sources : Jonin, 1981 et Chantraine *et al.*, 1996 avec les informations complémentaires du levier au 1/50 000 de la carte Géologique de la France

les structures (et notamment la schistosité) des gneiss et schistes micacés qui les encaissent.

## **Unité de Fougères**

### **Roches sédimentaires épimétamorphiques**

**bP. Formation de Plélan-le-Petit : grès et pélites (Protérozoïque terminal).** La Formation de Plélan-le-Petit a été rattachée à l'Unité de Fougères sur des critères qui prennent plutôt en compte les géométries et les structures régionales que de réelles variations dans les faciès observés. En effet, par rapport à la Formation de Lamballe, très peu de différences existent entre les deux macrofaciès les plus communs (schistes et grès fins). En revanche, la Formation de Plélan-le-Petit se distingue clairement par l'absence de niveaux de phanites interstratifiés ainsi que par l'absence (ou en tous les cas ils n'ont pas été observés) des faciès volcano-sédimentaires. Sur la base de cette disparition des niveaux hypersiliceux, ces sédiments épimétamorphiques ont été rapportés, dans les travaux du siècle dernier, au Briovérien supérieur. Aujourd'hui, les notions de Briovérien inférieur et Briovérien supérieur n'ont pas vraiment lieu d'être et le terme de « Protérozoïque terminal » sera plus volontiers employé ; dans les parties plus orientales de l'Unité de la Mancellia, les granodiorites du « batholite mancellien », dont la mise en place est voisine de 540 Ma (fig. 6), sont intrusives dans ces sédiments qu'elles métamorphisent parfois assez profondément (cornéennes, schistes tachetés) selon des couronnes péri-batholites qui restent cependant relativement étroites (quelques centaines de mètres). L'âge du dépôt se situe donc vraisemblablement entre 570 (exhumation de l'orogène cadomien) et 540 Ma.

La Formation de Plélan-le-Petit ne s'observe que rarement dans de bonnes conditions et en tous les cas jamais dans des conditions exemptes d'altération excepté sur les fronts de taille de la grande carrière de Brandefert, à l'Est de Saint-Maudez. Quelques affleurements disparates s'échelonnent entre Saint-Maudez et Plélan-le-Petit notamment dans la vallée étroite du Montafilan. Le passage au Nord à des schistes ou micaschistes à muscovite dominante semble relativement franc mais des sédiments apparemment peu modifiés peuvent se retrouver (bosse de Quémion, Sud de Saint-Michel-de-Plélan et Sud de Corseul) au sein d'un ensemble qui apparaît plus métamorphique.

La Formation est composée d'associations rythmiques et monotones de sédiments détritiques de texture et de nature immatures. Les figures sédimentaires ne sont pas aisées à reconnaître : les plus fréquentes sont les lamines planes et subparallèles mais des figures de stratifications entrecroisées peuvent être vues à la carrière de Brandefert. Quelques niveaux à figures de charge ont aussi été observés dans le village de Plélan-le-Petit. À l'opposé de ce qui peut être observé sur d'autres secteurs appartenant au Briovérien mancellien (feuilles Mont-Saint-Michel et Dol-de-Bretagne par exemple) mais dans la

continuité de ce qui est observé sur la feuille Caulnes et dans une moindre mesure sur la feuille Broons, les faciès dominants sont de nature essentiellement silteuse, voire argileuse : les grès fins ou plus grossiers sont localement interstratifiés mais ne représentent qu'un volume relativement restreint des différentes associations.

Les siltites se présentent comme des roches gris verdâtre, plus sombres lorsqu'elles sont plus saines. La schistosité y est souvent marquée et correspond globalement à une schistosité de fracture. Ces siltites sont composées essentiellement de grains de quartz, de quelques micas détritiques, de rares feldspaths (plagioclases) dans une matrice argilo-micacée (chlorite-illite). Quelques niveaux d'argilites sombres sont interstratifiés : leur composition est voisine de celle des siltites avec une prédominance des minéraux argileux (illite) et des phyllites (séricite et chlorite) sur de très petits grains de quartz arrondis.

Les grès se présentent en niveaux ne dépassant généralement pas 20 cm de puissance. Les roches sont de couleur habituellement jaunâtre, ocre si l'altération est plus avancée ou en présence d'oxydes de fer. La schistosité y est souvent fruste mais les roches sont souvent intensément fracturées en un réseau de diaclases qui découpe des parallépipèdes plus ou moins rectangles de diverses dimensions. Les contacts avec les siltites (ou argilites) sont parfois des contacts érosifs (ravinement) mais le plus souvent des contacts simples. Aucun granoclassement n'a été observé sur l'emprise de la feuille mais ils ont été mentionnés sur les feuilles avoisinantes. Ces grès contiennent des éléments détritiques plus ou moins grossiers (jusqu'à 1 mm, mais cela reste rare), anguleux, rarement classés, parfois plus ou moins orientés : quartz en grains assez peu roulés (~ 65 %), feldspath alcalin (~ 1,5 %), plagioclase acide anguleux (~ 15 %), muscovite plus fréquente que la biotite toujours chloritisée, zircon et tourmaline en quantité variable, ilménite-leucoxène et hématite-limonite moins fréquents, éléments lithiques (~ 14 %) plus ou moins anguleux (quartzites, phtanites, roches volcaniques microlithiques, roches plutoniques finement grenues ou roches volcanogènes).

## **Roches métamorphiques**

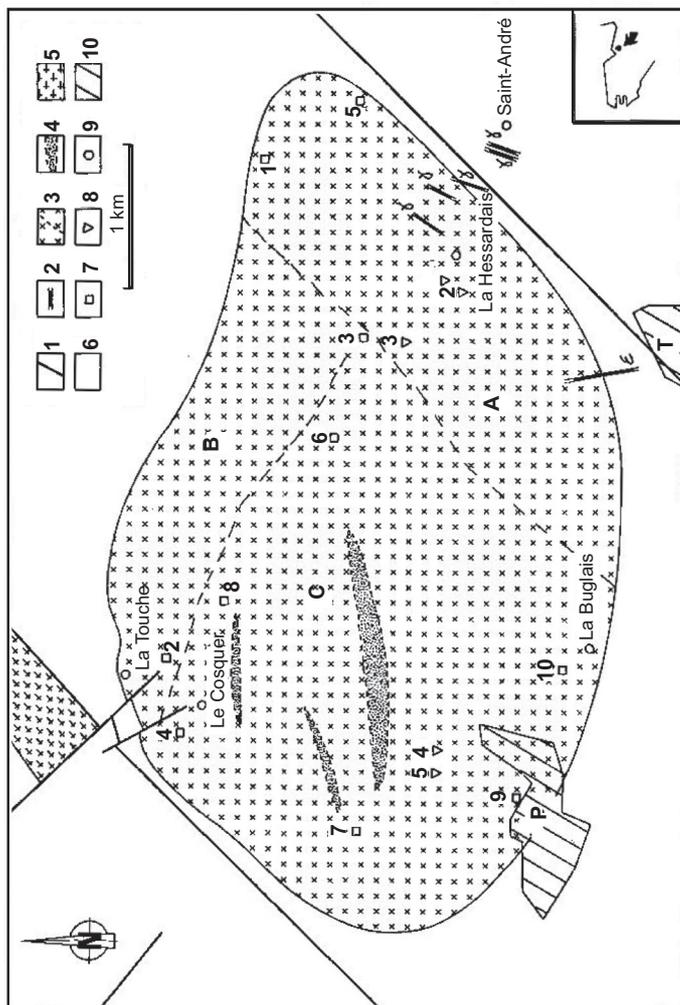
**ξbP. Formation de Plélan-le-Petit métamorphisée au contact du granite de Bobital : schistes et grès muscovite (± biotite).** Au Nord de la Formation de Plélan-le-Petit et au Sud de la branche nord de la faille de Cancale-Plouer, les schistes s'enrichissent considérablement en éléments micacés. Le contact, qui se suit particulièrement bien au Sud de la D41 et le long de la vallée amont du Montafilan semble brutal mais il n'a pas été mis en évidence de structures particulières indiquant la présence d'un accident ; la localisation d'une structure de moindre envergure, parallèle à la faille de Cancale pourrait être néanmoins invoquée pour expliquer à la fois le caractère brutal de la transition ; son rôle pourrait être également envisagé dans le léger « saut »

métamorphique observé. Au sein de ces schistes à micas, les éléments gréseux apparaissent largement minoritaires (Corseul, Saint-Michel-de-Plélan), voire absents. En terme de pétrographie, il ne s'agit pas de micaschistes : les alternances caractéristiques de cette catégorie de roches n'ont pas été observées (pas de lits micacés alternant avec des lits quartzo-feldspathiques). La composition de ces schistes diffère peu de celle des schistes de la Formation de Plélan-le-Petit, ce qui conforte l'idée d'une origine commune : quartz, quelques micas détritiques, rares plagioclases détritiques. À ces minéraux, s'ajoutent vers Corseul des biotites néoformées et de rares muscovites de petite taille et, à partir de Saint-Michel-de-Plélan, des muscovites néoformées de grande taille qui s'alignent dans un plan de foliation toujours très bien défini. Il apparaît ainsi que le grade métamorphique de ces schistes est légèrement supérieur à celui des schistes plus méridionaux ; il reste cependant très inférieur à celui des gneiss de la Richardais localisés au Sud du complexe migmatitique de Saint-Malo, et qui les bordent au Nord.

ξ. **Micaschistes à biotite et muscovite.** Une mince frange de roches thermo-métamorphisées (quelques dizaines, voire une centaine de mètres de large au mieux) apparaît le long du flanc nord du batholithe de Bobital. Ce métamorphisme de contact reste difficilement perceptible et semble particulièrement discontinu (absent dans les environs de la Chapelle Rault puis en allant vers l'Est (Dinan) ainsi que au Sud de Plélan-le-Petit même si une auréole continue à cet endroit est figurée sur la carte). Dans les schistes de la Formation de Plélan-le-Petit, ce métamorphisme fruste se traduit par l'apparition de quelques muscovites subautomorphes qui sont généralement (mais pas systématiquement) orientées dans le plan de la schistosité régionale et par des recristallisations de quartz en petites plaques. Dans les faciès plus gréseux s'observent à la fois des amas de micas blancs et de petits ensembles d'un mica noir (biotite ?). Les amas micacés qui correspondraient à des pseudomorphoses d'andalousite (feuille Broons, au Sud) n'ont pas été repérés.

## **Roches plutoniques**

θ7. **Gabbro de Trégomar.** Le massif de Trégomar est une entité géographique et géologique remarquable sur la feuille Lamballe. Il s'agit d'un corps plutonique de forme elliptique de quelques dizaines de kilomètres carrés dont le grand axe est orienté NNW-SSE. Il se détache particulièrement bien dans la topographie : au Nord et à l'Ouest, le contact entre le massif et son encaissant est marqué par une rupture de pente relativement importante, de l'ordre d'une trentaine de mètres de dénivelé (le contact se situant au sommet de la rupture). Au Sud, entre La Poterie et Trégomar, les dénivelés sont moins marqués mais la morphologie reste perceptible. En revanche à l'Est de Trégomar et dans la forêt de la Hunaudaye, aucune différence d'altimétrie n'est observable et les limites sont très difficiles à positionner. Les conditions d'affleurements sont assez hétérogènes et les roches sont souvent altérées à très altérées excepté sur la



**Fig. 7 - Carte géologique du complexe de Trégomar de Le Gall et Barrat, (1987).** 1 : faille supprimée ; 2 : filons de dolérites (e) et de microgranites, d'aplite ou de pegmatites (g) ; 3 : gabbros et ultrabasites (tiretés = limites entre zone A, B et C) ; 4 : enclaves phanitiques ; 5 : granite de Quessoy-Lamballe ; 6 : Schistes et phanites de la Formation de Lamballe ; 7 : points de prélèvement pour analyse chimique ; 8 : lieux des sondages carottés ; 9 : lieux-dits ; 10 : villages (P = La Poterie, T = Trégomar). Les formations superficielles ne sont pas représentées

Landes des Potiers (Nord de La Poterie) où de nombreux affleurements existent : il s'agit d'affleurements d'arènes en talus (La Poterie, La Villeneuve, le Verger, Nord de Trégomar), d'affleurements de roches peu altérées (La Poterie, La Moulinière, la Maritaine et une grande partie de la voie ferrée qui traverse le Nord du massif dans une direction E-W), d'affleurements de type « boules » en place (Le Cosquer, La fontaine Saint-Antoine). Au cœur du massif, les affleurements deviennent moins nombreux mais le nombre de pierres volantes demeure important (L'Ecobue) ; de très nombreuses boules, de dimensions très variées sont également entreposées en bordure des champs ou dispersées dans les landes, prairies et bois : elles sont certes déplacées mais leur transport fut très local.

Peu de travaux de cartographie précis ont été effectués : outre la première carte au 1/80 000 de C. Barrois (1893-1896), les seuls travaux concernent une note plus détaillée en 1936 par L. Berthois, la cartographie au 1/80 000 de J. Cogné *et al.* (1976) et l'étude de J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987, fig. 7) associée à des descriptions pétrographiques et géochimiques rigoureuses.

Sur la carte au 1/80 000 de J. Cogné *et al.* (1976), une incohérence géologique majeure est observée : les auteurs figurent des bancs de phanites qui courent depuis l'encaissant Briovérien (où ils sont interstratifiés) jusque dans le massif, en traversant sans être affectés les limites lithologiques. La carte de J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987) rectifie cette erreur et signale que les phanites se présentent en enclaves dans le massif (silexites relictuelles). Elles furent utilisées pour l'élaboration d'outils taillés : un biface indique une présence humaine dès le Paléolithique ancien (plus de 100 000 ans). De nombreuses séries d'éclats et d'outils sur éclats (dont la série du bois de Plessix) pourraient dater du paléolithique moyen (entre -100 000 à -80 000 ans). D'autres éléments datés du Paléolithique supérieur (entre -35 000 et -10 000 ans) puis du Néolithique (-4 500 à -2 500 ans) ont aussi été découverts. C'est à cette dernière période aussi qu'il faut attribuer les mégalithes (menhir de Guihalon, allée couverte du bois de Plessix). Le secteur est beaucoup plus connu en Bretagne pour les argiles d'altération et des tessons de poteries retrouvés attestent une exploitation très ancienne (période médiévale) à la Lande des Houssa (La Poterie) qui s'est poursuivie jusqu'au XVIII<sup>e</sup> siècle. Le paysage, en partie façonné par les potiers, se décompose en une diversité de milieux terrestres ou palustres, variables selon la topographie, l'exposition, l'humidité, la qualité des sols et du sous-sol (argiles à Ca, Na) : il y a passage progressif des têtes de rocher aux pelouses, puis aux landes d'humidité croissante, puis aux tourbières. La valeur écologique et biologique exceptionnelle des landes de la Poterie se traduit par une diversité floristique (*Luronium natans*) et faunistique (amphibiens, odonates et insectes aquatiques notamment avec *Triturus cristatus*) particulièrement rare et 60 ha ont fait l'objet d'un arrêté préfectoral de protection de biotope (1989) et d'une demande de classement (2002) en zone Natura 2000. Des sondages de prospection ont été effectués dans les années 80 (P. Bos, 1983) afin de définir les

potentialités du massif pour les pierres ornementales mais les travaux ont conclu à une trop grande hétérogénéité des matériaux avec des domaines argileux dépassant 20 m d'épaisseur par endroit.

*Pétrographie et zonalité dans l'intrusion*

Les descriptions pétrographiques et géochimiques qui suivent sont très largement inspirées des travaux de J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987). Tous les faciès rencontrés sont grenus, de couleur généralement sombre avec une taille des grains qui varie entre des grains fins (microgabbros, microgabbro-norite) et des faciès quasi pegmatitoïdiques où la taille des cristaux de plagioclase peut être pluri-centimétrique. Généralement, les cristaux n'ont pas d'orientation préférentielle mais un litage magmatique est souvent visible. Selon J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987), les faciès peuvent être regroupés (fig. 8) en trois ensembles : des gabbros à olivine, des norites et des termes sans olivine associés à des cumulats (anorthosites, clinopyroxénites). Aucune différenciation dioritique n'est observée.

	pl	ol	opx	cpx	amp	bi	qz	op	acc
Gabbro lité à olivine									
TLP 29	36,6	16,6	4,4	41,0	1,4	0,0	0,0	< 0,1	0,0
TLP 30	82,2	4,8	< 0,1	10,8	2,2	0,0	0,0	< 0,1	0,0
Microgabbro à olivine									
TLP 11	57,4	13,2	< 0,1	25,6	3,4	0,0	0,0	0,4	0,0
TLP 32	49,8	3,0	26,8	9,2	10,6	< 0,1	0,0	0,6	0,0
Norite									
TLP 20	43,8	0,0	46,2	5,0	4,8	0,0	0,0	0,2	0,0
Anorthosite									
TLP 16	92,6	0,0	0,0	0,0	7,4	0,0	0,0	< 0,1	0,0
Gabbro									
TLP 6	55,6	0,0	0,0	41,6	0,0	1,6	0,0	1,2	0,0
TLP 19	57,2	0,0	0,0	37,2	0,0	3,2	1,4	1,0	< 0,1
TLP 1	38,2	0,0	0,0	60,2	0,0	0,0	0,0	< 0,1	1,6
Clinopyroxénite									
TLP 36	0,8	0,0	0,0	96,0	0,0	0,0	0,0	0,6	2,6

**Figure 8 - Analyses modales des termes de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)**

*Les gabbros à olivine* : il s'agit de termes à gros grain, généralement lités et de termes à grain très fin, très sombres ; les rapports entre les phases sont identiques pour les deux mais on observe des variations de modalité. Les gabbros à olivine sont constitués par une charpente de plagioclases automorphes basiques (An86-60) dont l'importance est variable d'un échantillon à l'autre (de 35 % à plus de 80 % dans certains niveaux anorthositiques). Les pyroxènes se répartissent en clino- et orthopyroxène. Le clinopyroxène (9 à 45 %) à rares exsolutions d'orthopyroxène se développe surtout en plages poecilitiques englobant toutes les autres phases ; il présente fréquemment un clivage supplémentaire (diallage). Ces plages contiennent souvent un peu de hornblende brune (< 11 %) sans forme cristalline mais qui couronne ces plages aux contacts

des plagioclases. L'amphibole contient des micro-inclusions de rutile et est parfois cernée par quelques paillettes de biotite. L'orthopyroxène, quelquefois absent, est automorphe sans pléochroïsme. Il est fréquent dans les microgabbros où il forme des assemblages polycristallins autour des olivines. Dans les gabbros à plus gros grain où ses teneurs ne dépassent pas 5 %, il apparaît en cristaux automorphes, rarement poecilites, frangés de fibres d'amphiboles vert brunâtre qui l'envahissent également au niveau des fractures. Les olivines se présentent sous forme de cristaux arrondis et occupent moins de 25 % du volume de la roche ; des réactions coronitiques (orthopyroxène enveloppant l'olivine bordée par des fibres radiales d'amphibole) sont observées lorsque les olivines sont en contact avec les plagioclases.

*Les norites* : ces roches sombres semblent rares dans le massif. Elles n'ont pas été observées dans le cadre du levé de la carte mais ont été décrites à l'Est de Cosquer. Ce sont des roches litées à grains millimétriques. Elles sont composées de 45 % de plagioclase zoné (An86-72) et d'orthopyroxène automorphe incolore frangé par de rares amphiboles. Les phases interstitielles sont de la hornblende brune et du clinopyroxène auxquels s'ajoutent des traces d'opaques.

*Les termes sans olivine* : les gabbros sans olivine de texture intragranulaire à subophitique, sont particulièrement abondants. Ils renferment des plagioclases (~ 50 %) à teneur en anorthite supérieure à 50 %, des clinopyroxènes plus ou moins ouralitisés (~ 40 %), des biotites en voie de chloritisation (< 4 %), des traces d'amphiboles brunes et exceptionnellement des orthopyroxènes automorphes. On y rencontre aussi du quartz (< 2 %), des traces de sphène, de calcite, d'apatite et de zircon. Ces gabbros passent progressivement à des termes très plagioclasiques par diminution des teneurs en ferromagnésiens, parfois même à de véritables anorthosites : cet enrichissement en labrador peut être suivi dans les Landes du Houssa où la disparition des phases interstitielles semble se faire d'Est en Ouest pour aboutir au Nord-Ouest à des anorthosites contenant plus de 90 % de plagioclase (An80 en moyenne), un peu d'amphibole verte fibreuse et des traces d'opaques. L'évolution inverse existe aussi comme au Bois du Plessis où la roche contient près de 60 % de clinopyroxène en voie d'ouralitisation, des plagioclases (An65) et des traces de sphène, d'épidote, de calcite et d'opaques. À la Mare (la Buglais), des faciès voisins à grain fin se rencontrent : ils possèdent des plagioclases un peu plus basiques (An70 ou plus) et de minces lits riches en sulfures. Ces faciès côtoient des clinopyroxénites composées de lits de clinopyroxènes subautomorphes à xénomorphes zonés associés à des quantités très faibles de plagioclases très calciques, d'opaques, de sphène, de calcite et d'épidote.

À l'échelle du massif, les auteurs proposent une répartition des faciès (fig. 7) avec une zone A à gabbros lités à gros grain, à olivine où le litage est souligné par des anorthosites gabbroïques avec ou sans olivines ; une zone B à faciès à gros grain et faciès pegmatitoïdes à olivine absente ou peu abondante ;

une zone C constituée de gabbros à grain moyen, sans olivine, s'enrichissant localement en pyroxènes (jusqu'à des termes extrêmes de clinopyroxénites ou anorthosites) ou plagioclases. Des gabbros à quartz et des norites litées y sont associés. Des petits stocks de microgabbros et de microgabbro-norite à olivine sont présents en zone A et C. Cette distinction, comme le mentionnent les auteurs, est dans la réalité très schématique d'autant que les passages de l'une à l'autre des zones n'ont pas été observés. Sur la carte Lamballe au 1/50 000, le parti a été pris de ne pas considérer ces subdivisions qui apparaissent trop délicates à limiter : il est néanmoins certain, en accord avec ce qu'avaient décrit J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987) que l'intrusion revêt un caractère zoné non concentrique, et vraisemblablement stratifié.

*Géochimie* : couplée à des analyses chimiques d'autres gabbros du Massif armoricain (Saint-Quay, Brée, Pédernec, Ernée), l'étude géochimique (Le Gall et Barrat, 1987) menée sur les majeurs, les traces et les Terres Rares conclut au lien de parenté entre tous ces massifs, qu'ils comparent également à leurs équivalents des îles anglo-normandes de Jersey et Guernesey.

Les gabbros de l'intrusion de Trégomar se caractérisent par des teneurs en SiO<sub>2</sub> (fig. 9) qui varient assez peu (47,5 à 51,5 %), des teneurs élevées en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (> 17 %), en magnésium (7 à 14 %) et en calcium (jusqu'à 16 %). L'examen de l'ensemble des analyses chimiques souligne que l'aluminium et le magnésium subissent de fortes variations dont le contrôle est exercé par la cristallisation de

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	49,06	48,81	50,24	51,53	47,61	48,29	47,39	50,11	51,42	52,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,70	16,18	17,20	17,95	16,86	20,19	30,88	15,50	8,23	6,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,14	7,61	4,93	5,82	7,83	6,44	1,15	6,67	6,09	4,78
MnO	0,10	0,14	0,10	0,11	0,12	0,11	0,03	0,12	0,11	0,11
MgO	9,34	10,46	7,08	8,04	13,72	10,67	1,93	16,29	11,07	13,42
CaO	11,82	11,53	16,05	10,95	9,84	11,04	14,47	10,10	19,26	21,83
Na <sub>2</sub> O	2,49	2,19	1,94	2,55	2,20	2,24	2,02	0,90	0,97	0,33
K <sub>2</sub> O	0,18	0,28	0,16	0,47	0,26	0,18	0,12	0,22	0,47	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,68	0,60	0,49	0,36	0,70	0,06	0,32	0,57	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr	tr	tr	tr	tr	0,04	tr	tr	tr	0,01
P.F.	1,17	1,61	1,08	1,51	1,26	0,47	1,00	0,41	0,84	0,84
Total	100,39	99,45	99,38	99,42	100,06	100,37	99,05	98,64	99,03	100,22
Qz	-	-	-	0,26	-	-	0,66	0,03	0,01	0,29
C	-	-	-	-	-	-	1,14	-	-	-
Or	1,08	1,70	0,97	2,65	1,37	1,02	0,72	1,33	2,84	0,75
Ab	21,33	18,72	16,77	22,13	16,97	19,08	17,45	7,80	8,40	2,99
An	45,33	34,65	38,57	37,11	36,04	44,80	73,29	38,51	17,11	15,39
Di	31,19	19,41	34,23	14,96	10,99	8,03	-	10,18	64,32	74,39
Ky	6,04	11,87	7,01	20,42	6,31	8,83	6,37	40,05	4,85	4,51
Ol	13,16	10,62	0,19	-	23,74	15,35	-	-	-	-
Ne	1,13	1,70	1,10	1,30	1,74	1,41	0,26	1,49	1,36	1,05
Il	0,75	1,33	1,16	0,96	0,70	1,34	0,12	0,62	1,11	0,58
Ap	-	-	-	-	-	0,10	-	-	-	0,02
Ba	29	59	67	117	67	35	52	29	86	37
Co	50	53	42	46	96	65	67	106	74	88
Cr	399	1 315	193	345	291	419	82	673	261	30
Cu	35	< 10	12	10	87	56	10	22	< 10	< 10
Ni	140	139	50	65	468	237	36	175	118	52
Sr	117	122	361	219	185	151	346	228	207	244
V	180	234	230	246	163	138	96	246	251	21
Rb	15	13	< 10	13	24	< 10	< 10	< 10	16	< 10

Fig. 9 - Analyses chimiques des termes de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)

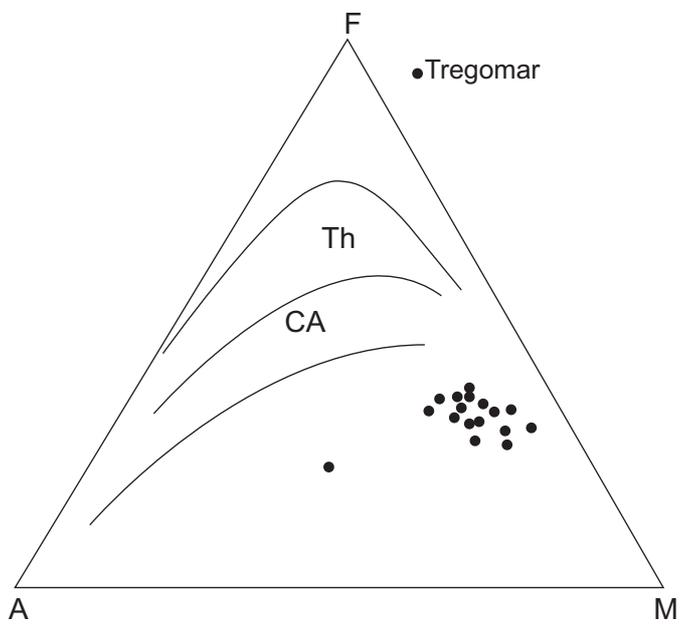


Fig. 10 - Diagramme AFM. Th : champ tholéitique, CA : champ calco-alcalin (Modifié de Le Gall et Barrat, 1987)

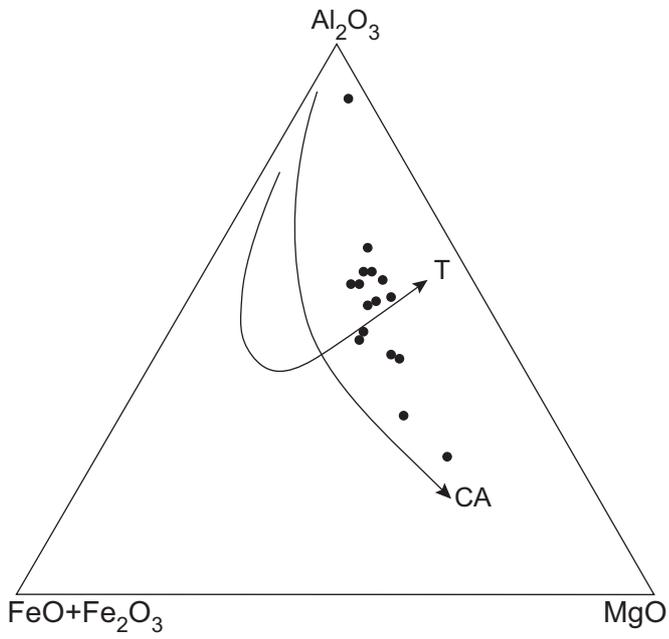


Fig. 11 - Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  des termes de Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987)

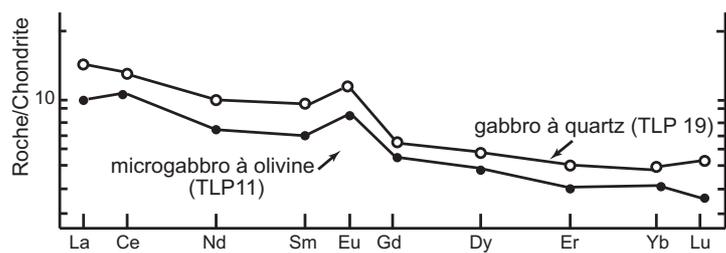


Fig. 12 - Spectres de Terres Rares des gabbros de Trégomar (modifié de Le Gall et Barrat, 1987)

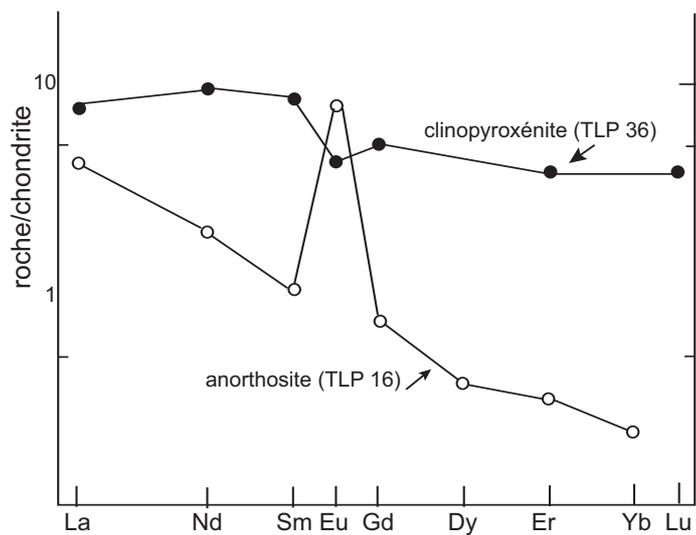


Fig. 13 - Spectres de Terres Rares des cumulats de Trégomar (modifié de Le Gall et Barrat, 1987)

l'olivine, de pyroxènes mais surtout de plagioclases calciques. Dans un diagramme AFM (fig. 10), et hormis pour une anorthosite analysée, les points se placent tous dans le domaine non discriminant des cumulats basiques et une légère dérive vers le pôle des alcalins s'explique par l'abondance des plagioclases.

Dans un diagramme  $Al_2O_3/MgO/Fe_2O_3^*$  (fig. 11), le nuage de points s'allonge entre le pôle anorthosique ( $Al_2O_3$ ) et le domaine des cumulats calco-alcalins (clinopyroxénites). Cette distribution qui s'enracine dans un domaine attribué aux séries calco-alcalines souligne l'importance des plagioclases dans les variations chimiques.

Afin de discuter de la source des gabbros de Trégomar, les Terres Rares ont été également analysées (fig. 12) : tous les spectres montrent un enrichissement modéré en LREE. Le fractionnement du cérium à l'ytterbium est faible et régulier. L'influence des phases cumulus est parfois nette : faibles concentrations en REE et anomalie positive en europium (effet cumulatif du plagioclase, TLP 16). L'examen du spectre de TLP 36 (fig. 13) montre que ses caractères sont proches de ceux des liquides initiaux (origine mantellique ?), mais l'insuffisance des données ne permet pas de préciser la source. Enfin, l'observation de La et Yb et surtout des rapports La/Yb normalisés suggèrent à J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987) une origine par fusion à de très forts taux d'une source mantellique de type lherzolite à grenat.

L'âge de mise en place du gabbro de Trégomar n'est pas connu mais il est rapproché de celui du volumineux plutonisme granitique et granodioritique finicadomien ( $540 \pm 10$  Ma (Pasteels et Doré, 1982) sur granodiorites peralumineuses, ou  $525 \pm 9$  Ma sur leucogranite peralumineux de type Mont-Saint-Michel ou Mont-Dol (Jonin et Vidal, 1975) de la Mancellia provenant d'une anatexie crustale dont le moteur est discuté : le mécanisme déclencheur de cette anatexie pourrait être l'injection et l'ascension de magmas juvéniles profonds chauds en base de croûte (Ballèvre *et al.*, 2001) mais la question reste posée et d'autres processus (qui regroupent parfois migmatitisation - individualisation du dôme de Saint-Malo et mise en place du batholite mancennien) ont été évoqués. Le gabbro de Trégomar ne semble pas développer une auréole de métamorphisme de contact très marquée : au Nord et à l'Est, aucun critère dans l'encaissant briovérien ne permet d'évaluer ce thermométamorphisme. À l'Ouest et au Sud, les schistes et grès s'enrichissent parfois en petites paillettes de micas blancs dont la cristallisation pourrait être le résultat de l'intrusion du massif basique.

## Roches plutoniques

$\gamma^3$ . **Monzogranite isogranulaire de Bobital.** Le granite de Bobital affleure peu sur la feuille Lamballe dans l'extrême sud-est de la feuille. Les affleurements sont rares réside systématiquement sous des formes altérées, soit en arènes sablonneuses, soit en argiles assez peu sableuses, blanchâtres et proches d'allotérites, excepté à la Porte Barbier où deux petits ensembles de roches plutôt saines émergent au cœur des altérites. En revanche, le granite est très bien exposé dans les environs de la Landec, le long de la route qui mène de la N176 au village ainsi que dans la petite vallée qui longe la Landec à l'Ouest et où d'anciennes carrières ont été ouvertes autrefois (propriété privée aujourd'hui). Le granite se présente invariablement comme une roche grenue à grain moyen ou plus généralement à gros grain, de couleur fréquemment jaunâtre, plus gris-blanc lorsque la roche est vraiment plus saine. Ce faciès correspond dans les grandes lignes, au faciès reporté dans la littérature sous le nom de « faciès du Hinglé » ; le faciès grenu à grain fin ou moyen, connu sous le nom de « faciès de Languédia » n'apparaît pas ici former des entités cartographiables à l'échelle de la carte. Sur les cartes Broons et Caulnes, au Sud, le granite semble présenter des secteurs franchement porphyroïdes qui n'ont pas non plus été reconnus sur la feuille Lamballe. La minéralogie consiste en un assemblage classique de feldspaths perthitiques d'assez grande dimension qui englobent des plagioclases automorphes, des biotites et du quartz. Ils sont accompagnés de plagioclases (An15-25) zonés. La matrice est constituée de plagioclases trapus, de quartz xénomorphe et de biotite plus ou moins chloritisée, avec parfois un peu de muscovite. À la limite des microclines et des plagioclases, des bourgeons de myrmékite sont fréquents. La biotite plurimillimétrique contient des inclusions de zircon. On note, comme minéraux accessoires, l'apatite et de rares tourmalines. Les enclaves micacées (biotite) décrites plus au Sud n'ont pas été observées.

### *FILONS*

**P. Pegmatites.** Les formations pegmatitiques sont très nombreuses sur la feuille Lamballe, ainsi par ailleurs que sur les feuilles voisines de Saint-Cast, de Broons, de l'Est de Saint-Brieuc où elles n'ont pas été systématiquement reportées. On note néanmoins une dispersion des occurrences qui n'est sans doute pas uniquement liée aux conditions d'affleurement même si ces filons, souvent étroits, se distinguent évidemment mieux aux abords immédiats des vallées incisées : ainsi, un domaine au Sud de Lamballe allant de Trégomar à Saint-Rieul et Plestan, concentre des filons pegmatitiques, parfois épais de plusieurs mètres mais souvent de peu d'extension (forme lenticulaire ?). Un autre secteur se situe entre Pléven et Pléuc-sur-Arguenon mais faut-il sans doute voir là des conditions favorables d'observation plutôt qu'une réelle « concentration ». Ailleurs, il est vraisemblable que nombre de filons, de toute

dimension, aient échappé aux investigations, notamment dans les terrains migmatitiques. Les seuls domaines de la carte où aucun indice n'a été répertorié se situent au Nord de la faille de la Fresnaye (Unité d'Yffiniac et de Saint-Brieuc). Sur l'ensemble de la carte et si l'on excepte deux ou trois filons dont la direction a peut-être mal été évaluée, ces pegmatites sont quasiment toutes orientées dans une direction N°70-80, bien souvent parallèle à la direction principale de schistosité ou de foliation. Elles sont composées de minéraux qu'il est très aisé de distinguer à l'œil nu : il y a toujours du quartz, des feldspaths, de l'apatite et de la muscovite en lamelles plus ou moins développées mais pouvant être pluricentimétriques. Occasionnellement, on peut y trouver de la biotite, de la tourmaline ferrifère (schörl), parfois de dimension spectaculaire (10 cm ou plus) et des béryls verdâtres, non-gemmes, plus petits. Ces particularités ont fait de ces pegmatites, surtout dans la presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer et des petites îles au Nord, un objectif particulier pour les collectionneurs de minéraux. Au Tertre Corieux, à l'extrême nord-est de la carte, « l'imprégnation » est si importante que l'on aurait pu cartographier toute la pointe au Sud des dunes en pegmatites. Il est à noter également que ces pegmatites montrent souvent (mais ce n'est pas systématique) une zonalité interne avec généralement un cœur composé presque exclusivement de quartz (et dans lequel se développent de très gros minéraux comme la tourmaline et le béryl) passant latéralement à des faciès où peuvent dominer les feldspaths et où les minéraux, plus nombreux mais toujours bien formés, sont de moins grande dimension.

L'âge de ces pegmatites n'est pas contraint : elles sont postérieures à la fusion partielle et mise en place des migmatites (~ 540 Ma) et elles sont antérieures à l'individualisation du complexe doléritique principal (~ 330 Ma) puisqu'elles sont recoupées par ce dernier (la Touche Cadieu, Nord de Plestan). Ces roches pegmatitiques sont, à de très rares exceptions près, déformées et parcourues par un réseau très dense de microfractures qui « hachent » la roche en épargnant parfois le cœur quartzique.

**dβ. Dolérites.** Les roches basiques qui forment parfois des filons très rectilignes de plusieurs centaines de mètres sont bien exprimées dans l'Est de la carte, et particulièrement dans les migmatites de Saint-Malo. On en trouve aussi ailleurs, notamment intrusives dans la Formation de Lamballe au Sud de Lamballe jusque vers Plestan mais aussi dans les environs de Montbran. Il n'y a que dans l'Unité de Saint-Brieuc qu'elles n'ont pas été mises en évidence mais ceci traduit des conditions très médiocres d'affleurement et non l'absence systématique de ces roches. Plus au Nord, elles sont mentionnées intrusives dans les sédiments ordoviciens du Cap Fréhel (feuille Saint-Cast). Sur l'ensemble de la carte, les affleurements sont relativement peu nombreux mais il est certain que certaines occurrences ont pu échapper aux investigations. En revanche, le parti est pris sur cette carte, à l'image de ce qui avait été fait (et commenté) pour la feuille Saint-Brieuc, de ne pas tenter des corrélations sur de trop longues distances comme cela a été entrepris autrefois pour les cartes au 1/80 000.

Sur la feuille Lamballe, les roches présentent quasiment toujours, lorsqu'elles sont saines, le même faciès macroscopique : il s'agit d'une roche résistante, de teinte noire à vert sombre, à grain fin, parfois à grain moyen. Elles peuvent être observées dans des conditions optimales sur la presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer et surtout le long de la falaise qui borde la plage de la Bissotte jusqu'au port du Chatelet ainsi qu'au Guildo, à 200 m du port vers le Nord, le long de l'Arguenon, où un lieu-dit bien connu des promeneurs porte le nom de « Pierre Sonnante ». Toutefois, et même en bordure de mer, les filons sont souvent démantelés car ils sont souvent intensément fracturés : le long des estrans, l'attaque des vagues déchausse régulièrement des blocs parfois volumineux (plusieurs m<sup>3</sup>) et plus à l'intérieur des terres, l'altération météorique le long des plans de fractures fait qu'il ne subsiste bien souvent en surface que des boules plus ou moins massives au sein d'une arène de couleur brune à rouille.

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

Quelques analyses géochimiques ont été menées (Lahaye *et al.*, 1995) sur les dolérites de la région de Saint-Malo. Reportées dans les diagrammes (Th-Ta)<sub>N</sub> vs (Tb-Ta)<sub>N</sub>, ces analyses se classent en grosse majorité dans le champ WPAB, c'est-à-dire celui des basaltes intraplaques alcalins à transitionnels mais quelques mesures s'échelonnent jusqu'au champ des tholeiites continentales. Toujours dans la région de Saint-Malo, une mesure radiochronologique par méthode K/Ar a donné un âge de 330 ± 10 Ma (Perroud *et al.*, 1986), ce qui en fait des entités relativement précoces, antérieures même à certains granites hercyniens qui les recourent (granite de Quintin par exemple, carte Guingamp, Égal *et al.*, 1999).

**Q. Quartz.** Les filons de quartz sont particulièrement nombreux sur la feuille Lamballe, notamment dans les migmatites de Saint-Malo où ils forment parfois des masses assez compactes avec les pegmatites périphériques. Seuls les filons les plus importants en terme de puissance ont été reportés sur la carte. Il s'agit essentiellement de filons de quartz blanc, le plus souvent amorphe. En de rares localités comme au Sud de la Poterie, ou le long de la voie ferrée à La Guérisvais dans le Gabbro de Trégomar, les filons sont vacuolaires et montrent parfois de belles cristallisations translucides qui restent néanmoins de modeste dimension. Certains filons intrusifs dans la Formation de Lamballe (échangeur de la Corne du cerf et filons méridionaux) montrent des domaines à silice crytocristalline rosâtre, parfois rouge, qui pourrait être de la calcédoine. Enfin, le quartz est aussi présent sous forme d'exudats translucide blanc ou noir dans certains micaschistes qui bordent les migmatites comme au Nord de la plage des Quatre Vaux ou de façon plus spectaculaire, en lentilles métriques dans les gneiss au Nord de la plage du Tertre Corieu (limite de la feuille Dinan).

## FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

### INTRODUCTION

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

- *les formations résiduelles*, regroupant les altérites et les cuirasses sommitales ;
- *les dépôts de versants* sont constitués par des éléments qui ont subi un transport, généralement de faible amplitude, et qui sont temporairement immobilisés sur des glacis à pente variable (mais souvent faible), le long des vallées du réseau hydrographique actuel ou dans les dépressions à la naissance des cours d'eau permanents ou intermittents ;
- *les dépôts fluviaux et lacustres* correspondent aux sédiments déposés par les rivières (alluvions) ainsi que les sédiments fins présents dans le fond des vallées des drains secondaires du réseau hydrographique actuel (colluvions de fond de vallon) mais aussi des sédiments fluvio-deltaïques plus anciens ;
- *les dépôts fluvio-marins et marins* sont des sédiments dont l'origine est mixte (terrigène et marine) ou strictement marine. Les plus anciens s'échelonnent en altitude le long du littoral et plus loin à l'intérieur des terres. Sur les estrans, il s'agit surtout de sables fins, parfois vaseux avec de rares formations de galets ;
- *les dépôts éoliens* sont représentés principalement par des lœss qui proviennent de la remobilisation et l'accumulation par les vents de fines particules (silts) sous des climats secs et froids.

### TERTIAIRE

#### III. Accumulations de Lamballe : sables et argiles (Éocène ?).

Signalée autrefois sous l'appellation Pb et attribuée au cycle pliocène, l'accumulation de Lamballe n'est aujourd'hui absolument plus visible dans des conditions qui lèveraient l'ambiguïté sur sa réelle nature (bâti urbain). Quelques affleurements de mauvaise qualité demeurent le long de la voie de chemin de fer à l'Est de la gare de Lamballe. L'attribution au Pliocène de ces terrains est très certainement liée au fait qu'à l'époque des premiers levés de carte au 1/80 000 du Massif armoricain (notamment par Barrois, entre 1880 et 1900), on considérait que les altérites constituaient des dépôts argileux que l'on rapportait à la dernière grande transgression de la fin du Pliocène : la « maladie tertiaire » n'avait pas encore été décrite par Milon. « L'accumulation » de Lamballe appartient vraisemblablement à ce groupe (argiles d'altération principalement) mais des caractères un peu spéciaux viennent tempérer l'attribution : les affleurements consistent en une succession de dépôts à large dominante

argileuse, de couleur gris clair, quelquefois blanchâtre (kaolinite). Parfois intercalés, sans qu'il soit réellement possible de distinguer l'organisation interne, des lentilles ou bancs irréguliers plus sableux et de couleur plus ocre semblent dessiner une stratification fruste. Aucune marque de déformation (schistosité, fractures) ne peut y être observée : il ne s'agit donc pas d'isaltérites. Il ne s'agit pas non plus d'allotérites car la position du gisement argileux, à moins qu'il ne soit contrôlé par des failles bordières qui n'ont pas été mises en évidence, est basse, proche de 60 m d'altitude alors que les rares niveaux d'allotérites préservés sur la feuille (si l'on excepte les argiles kaoliniques piégées dans l'anse de Lancieux (baie de Baussaine) sont systématiquement situés au-dessus de 105-110 m. Il est ainsi plus aisé ici, mais sans argument vraiment valable, de considérer que « l'accumulation » de Lamballe consiste en un piégeage d'argiles d'altération avec apports sporadiques de détritiques plus grossiers. Des exemples de piégeage de cette sorte ne sont pas légion en Bretagne mais on en connaît quelques occurrences en Centre-Bretagne, dans les secteurs de Mohon, de La Trinité-Porhoët, de Mauron où il a été prouvé (Olivier-Pierre, 1974) que le remplissage s'était initié au Cuisien : pour ces raisons de similitude de faciès et d'environnement, les argiles sans doute resédimentées et les sables fins associés de l'accumulation de Lamballe sont maintenues dans le Tertiaire.

### FORMATIONS RÉSIDUELLES

#### Altérites

Les formations d'altération dérivent, par modifications *in situ* des propriétés physiques et chimiques, de roches mères (méta)sédimentaires ou plutoniques sous l'action principale des eaux météoriques. Localement, on peut être amené à différencier géochimiquement des altérations issues de l'action et la circulation de fluides de moyenne ou haute température d'origine endogène (*i.e.* profonde). Si dans les processus supergènes (qui se déroulent en surface), les climats chauds et humides du Tertiaire (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Ollivier-Pierre, 1980) ont pu être d'excellents catalyseurs des transformations physico-chimiques, engendrant, sur tout le Massif armoricain, de véritables profils latéritiques à kaolinite, parfois épais (40 m en moyenne dans la région de Scaër dans le Finistère sud, 20 à 30 m dans les zones effondrées à l'Ouest de Rennes), on pense maintenant (Wyns, 1991, 1996 ; Quesnel, 1996 ; Thomas, 1999) que la position altimétrique de la surface continentale par rapport au niveau marin relatif et, à une échelle régionale, l'absence de pentes fortes (Wyns et Guillocheau, 1999), ont pu conditionner très largement le développement ou la destruction des profils d'altération, peut-être même sous des climats dits « hydrolysants ». Des lambeaux de surface continentale subsistent peut-être très localement au Nord de Créhen en allant vers Saint-Jacut-de-la-Mer. L'apparition de ces formations marque l'arrêt du fonctionnement du profil d'altération, consécutivement à des changements climatiques et/ou une variation de l'altitude

moyenne de la surface continentale. Elles sont donc les témoins d'une histoire postérieure à la latérisation et peuvent constituer un repère stratigraphique dans les séries azoïques (Thiry, 1999).

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

*NB : les altérites sont représentées sur la carte par une teinte atténuée de la formation d'origine et indiquées par un A, suivi ou précédé de la notation de la formation d'origine. Comme sur la feuille Lamballe, il s'agit d'isaltérites, le nom de la formation est suivi par le A (il serait précédé par ce A dans le cas d'allotérites).*

### **Zone fissurée**

Au-dessus de la roche-mère, s'individualise le domaine fissuré. Son épaisseur est variable : moins d'une dizaine de mètres localement sur les migmatites de Saint-Malo dans les domaines de métatexites par exemple, à plus de 20 ou 30 m dans ces mêmes migmatites, notamment lorsqu'elles sont constituées d'anatexites. Sur tout type de lithologie, le domaine fissuré est caractérisé par une fracturation importante qui décroît en profondeur et qui provient de l'éclatement de la roche sous l'effet des contraintes produites par les changements de phases des minéraux (hydratation des ferro-magnésiens - biotite - avec augmentation de volume, oxydation des sulfures...). Cette zone fissurée, particulièrement bien mise en évidence dans les domaines à roches plutoniques grenues (cette fissuration est horizontale et donc facile à voir dans les roches isotropes ou semi-isotropes) telles que le granite de Bobital, le Leucogranite de Lamballe, les migmatites de Saint-Malo ou encore les diorites de l'IFCL, est beaucoup plus difficile à caractériser dans les domaines métasédimentaires (Briovérien) et métavolcaniques, notamment en raison de la fragmentation importante de la zone généralement observable. Pour des raisons d'homogénéité sur l'ensemble de la feuille, et surtout pour les raisons évoquées en introduction (recouvrement important), cette zone fissurée n'a pas été reportée en tant que telle. Sur les domaines granito-migmatitiques, lorsque l'affleurement présentait une fracturation intense et/ou une lithologie proche des altérites, il a été classé parmi les isaltérites ; lorsque la fracturation apparaissait moins développée (ou en tous cas moins perceptible) et la roche beaucoup plus résistante, il a été classé avec la roche saine.

## Isaltérites

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

*Arènes sablo-argileuses sur migmatites de Saint-Malo* : dans l'ensemble, les migmatites de Saint-Malo sont transformées en arènes sableuses micacées, grenues grossières au-dessus d'une cote altimétrique voisine de 80-85 m dans le Sud de la carte (Sud de Plancoët) mais plus proche d'une cote de 50-55 m dans le Nord de la feuille. Sur le terrain, rien ne permet de préciser s'il s'agit de deux surfaces décalées ou s'il s'agit d'une diminution de l'altitude de base des profils : la diminution semble continue et régulière ce qui permet de penser que l'on a affaire à une surface inclinée vers le Nord-Nord-Est plutôt qu'à des décalages contrôlés tectoniquement. On peut noter que, régulièrement, des ensembles de roches plus saines (et qui ne portent elles-mêmes jamais d'altérites) réapparaissent pour des cotes altimétriques qui sont voisines de 90-95 m : sur la feuille Lamballe, il est difficile de trancher entre préservation locale et l'identification d'une surface plus haute et donc plus ancienne.

*Arènes sablo-argileuses sur IFCL* : les arènes de l'IFCL sont constituées majoritairement de sables fins de couleur ocre à gris clair où la proportion en argiles peut parfois être relativement importante. La base des altérites se situe vers 90 m dans la région de la Flora et vers 70-75 m dans la région de Saint-Laurent : ceci traduit éventuellement un léger basculement vers le Nord-Est de la base du profil, qui est également décelable pour les altérites de l'Unité d'Yffiniac.

*Arènes sablo-argileuses sur métagabbros d'Yffiniac* : les arènes issues de l'altération superficielle des métagabbros d'Yffiniac sont visibles quasiment dans tous les fossés et notamment au Sud du Bois de Coron et dans les environs de la Bouille, particulièrement le long de la D52. Ce sont des arènes

généralement assez grossières, de couleur généralement sombre excepté vers la Ville Téhars puis au Nord de Saint-Jean où elles sont de couleur nettement plus claire (ocre-blanc), moins grossières et plus argileuses, ce qui pourrait traduire des variations géochimiques ou une nature de roche différente (intrusion ?) dont il n'est pas possible de limiter l'extension. Beaucoup plus rarement sur la feuille Lamballe, mais plus communément sur les feuilles de Saint-Cast et de Saint-Brieuc, des domaines à arènes très sombres, presque noires et nettement plus grenues, qui semblent former des lentilles orientées parallèlement aux structures principales et où une foliation est nettement imprimée, correspondent vraisemblablement à des amphibolites foliées altérées. Sur l'ensemble de la Formation d'Yffiniac, l'altitude de la base des altérites déduite des tracés géologiques montrent peu de variations régionales : elle fluctue entre 90 (Ouest) et 100 m, ce qui suppose des épaisseurs d'altérites relativement modérées (10-15 m au mieux, souvent moins) et une surface légèrement basculée vers le Nord-Est (cf. altérites de l'IFCL). Dans, et au Sud-Ouest du Bois de Coron où les altitudes maximales pour la feuille Lamballe sont observées, les épaisseurs ne sont sans doute pas plus importantes mais il faut rajouter au profil 5 à 10 m de formations remaniées et de formations lœssiques en place.

***Arènes sablo-argileuses et argileuses (allotérites) sur gabbro de Trégomar :*** le gabbro de Trégomar est connu régionalement pour avoir fourni des argiles de qualité exceptionnelle qui étaient exploitées au Nord de la Poterie jusque dans les années 1950. L'altération du gabbro de Trégomar conduit dans un premier temps (base du profil meuble -isaltérites) à une arène sombre, relativement grenue puis, en remontant dans le profil, à des argiles calco-magnésiennes blanches qui ont conduit à l'installation de sols neutres rares en Bretagne et où une flore particulière a pu se développer. Les profils peuvent parfois être relativement épais puisque des sondages avaient montré jusqu'à 20 m d'argiles avant d'atteindre les arènes. La géométrie d'ensemble de ces altérations ne peut être mise en évidence facilement à moins de procéder à une série de sondages : néanmoins, à l'échelle du massif, l'altitude de base des altérites meubles semble se situer vers 80-85 m, valeur finalement assez proche des valeurs observées pour les roches encaissantes (Formation de Lamballe).

***Altérites argileuses sur Briovérien de la Formation de Lamballe et de la Formation de Plélan-le-Petit :*** les sédiments protéro-paléozoïques sont généralement assez fortement altérés dans tous le secteur du quart sud-ouest, dans les régions de Lamballe, Noyal, Plestan et Saint-Rieul. Les observations de terrains ont montré que les altérites argileuses à fragments de schistes, phanites et grès se rencontraient généralement pour des altitudes topographiques supérieures à 70-75 m dans le secteur au Sud de Lamballe et pour des altitudes supérieures à 80-85 m dans la région de Plestan. Comme dans le cas des migmatites de Saint-Malo, cet abaissement de l'altitude de base des altérites meubles apparaît progressif. Les épaisseurs déduites sont donc généralement faibles et ne dépassent que rarement 10 m excepté au Nord-Ouest de Noyal, à la

Grande Hêche et la Lande Boudan où les profils semblent plus épais (de l'ordre de 15 à 20 m) : ceci est peut-être à mettre en relation avec l'influence des filons de quartz abondants dans ce secteur qui ont pu favoriser une circulation des eaux plus profonde. Dans la région de Plélan-le-Petit, les caractéristiques des isaltérites des formations schisto-gréseuses sont identiques à celles des schistes et grès de la Formation de Lamballe : les formations d'altération meubles se présentent comme des argiles blanches à ocre au sein desquelles sont encore discernables par endroit des fragments de roches et filons de quartz plus ou moins démantelés. L'altitude de la base des altérites est à peine plus élevée que du côté ouest, sur la Formation de Lamballe : la base des altérites se situe globalement vers 80-85 m mais, comme dans le cas des migmatites de Saint-Malo, des roches plus saines apparaissent régulièrement au-dessus d'une cote altimétrique voisine de 95 m (les Epivents, Taumatz) : dans ce cas, à l'inverse de ce qui est proposé pour le secteur de Noyal, le filon de quartz mis en évidence a pu constituer un domaine de plus grande résistance (ce qui est de toute façon valable aujourd'hui puisque ce filon est en relief et arme une colline allongée bien individualisée).

**Altérites sablo-argileuses sur granite de Bobital** : le granite isogranulaire de Bobital est altéré systématiquement là où les altitudes dépassent 100 m. En règle générale, les fonds de fossé où ses altérites sont visibles montrent des arènes grossières, de couleur ocre, normalement assez peu argileuses et où se distinguent encore clairement le quartz, paillettes de micas et feldspaths. La fraction argileuse n'est pas dominante excepté dans l'extrême coin sud-est de la carte, où, à des altitudes proches de 105 m, les arènes s'enrichissent en argiles ; le long des quelques rares chemins agricoles, certains secteurs montrent même une formation argileuse blanche à ocre clair à fraction sableuse très faible : ces altérites pourraient constituer la partie basale d'un horizon d'allotérites par ailleurs décapé. L'épaisseur des altérites reste modérée, de l'ordre de 5 à 10 m et l'interface roche « saine », altérites est très certainement ondulé comme le prouve la réapparition de domaine moins altérés (La Touche Barbier) au cœur des domaines arénisés. L'altitude de la base des altérites est donc relativement voisine de celle observée pour les métagabbros de l'Unité d'Yffiniac et les diorites de l'IFCL.

**Altérites sablo-argileuses sur schistes micacés et micaschistes** : les altérites sablo-argileuses que l'on rencontre sur les micaschistes (partie nord de la feuille : micaschistes à séricite-chlorite et ± biotite et partie sud de la feuille : micaschistes à muscovite) ne sont guère différentes de celles des sédiments peu métamorphiques des formations de Lamballe et de Plélan-le-Petit. On peut noter néanmoins qu'elles demeurent toujours plus riches en paillettes de micas et qu'elles ont généralement une teinte plus sombre. Dans nombre de cas, il s'agit essentiellement d'une arène à grain fin à très fin où la fraction argileuse ne devient dominante que dans les parties les plus superficielles du profil. Globalement, l'altitude de base du profil d'altération se situe vers 85-90 m dans

les régions méridionales (Plédéliac) et vers 55-60 m dans les régions plus au Nord-Est (Saint-Potan, Matignon, Sainte-Brigitte) : on note ainsi, comme dans le cas des migmatites de Saint-Malo, une décroissance régulière de l'altitude de base du profil, qui, en l'absence de faille clairement identifiée, pourrait traduire un léger basculement vers le Nord-Est, à l'image de ce qui est observé également pour l'altitude de la base des altérites des Unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac (à la différence altimétrique près).

*Altérites sablo-argileuses sur granite de Quessoy – Lamballe* : le granite de Quessoy – Lamballe est altéré en arènes sableuses ocre clair relativement grossières dans le secteur au Nord-Est de Lamballe et dans un secteur au Sud de Hénanbihen. Dans le secteur de Lamballe, ces altérites se rencontrent pour des altitudes supérieures à 70 m environ : leurs épaisseurs sont faibles avec un maximum de 8 m déduit des contours cartographiés. Dans le secteur de Hénanbihen, le recouvrement est moins régulier : les altérites se rencontrent également pour des altitudes qui dépassent globalement 70 m mais l'étude des rares petites excavations qui subsistent au Sud du château d'eau montre que sous les formations limono-léssiques de surface (2 m environ), il n'y avait souvent que 2 ou 3 m d'arènes meubles : l'altitude de la base des altérites semble ainsi relativement fluctuante comme souvent dans les domaines magmatiques mais elle est toujours plus basse de celle des altérites des Unités de Saint-Brieuc et d'Yffiniac.

**Δ. Cailloux éolisés de grès ladères. Dalle siliceuse remaniée.** À l'Est de la dépression du Drouet, une nappe de cailloux de grès éolisés repose sur les altérites occupant le plateau de Ploubalay : surface commerciale et nouveaux lotissements au Sud-Ouest du bourg. Ils présentent une surface vernissée, jaunemiel et un ciment très fin correspondant à une fine poussière de quartz et d'argile englobant les grains de sable. Ces cailloux sont également visibles sur les bords du polder de Ploubalay et sont englobés dans la nappe alluviale affleurant au milieu des polders du Drouet en amont de la route de Trégon à Plessix-Balisson.

**RQ<sub>AK</sub>. Recouvrement à éléments quartzeux résiduels des altérites remaniées.** Des bandes de roches siliceuses très fragmentées en surface affleurent d'une manière discontinue au Sud de Lamballe, ainsi que vers Plélan-le-Petit en position sommitale. Elles résultent de processus de silicification hydrothermale et présentent parfois une structure bréchiqque avec localement un ciment ferrugineux. Latéralement les roches encaissantes sont plus ou moins kaolinisées et en surface, des argiles ocre-blanc englobent des cailloux de quartz de calibre variable. Ces formations remanient quelquefois de rares quartz roulés correspondant aux reliques de formations marines, ou d'épandages fluviales en période de régression marine, avant l'encaissement du réseau hydrographique.

**RQb<sub>AF</sub>. Altérites remaniées à débris de cuirasses.** Des altérites argileuses remaniées emballant des débris de cuirasse ferrugineuse et des roches

siliceuses éolisées (association ponctuelle avec Phtr autour du moulin des Houssas ?) occupent souvent la surface du gabbro de Trégomar où d'importants travaux de recherche de minerais de fer avaient été effectués en 1924 (Pierrot *et al.*, 1975). Ces formations pourraient correspondre au démantèlement de formations ferrallitiques en partie éliminées, lors des transgressions marines du Néogène par la suite.

### Formations paléogènes

*J.* **Sables et cuirasses silico-ferrugineuses de la Haute-Mettrie.** La feuille Lamballe est encadrée par les accidents N150 de la baie de Saint-Brieuc et du golfe de Saint-Malo. Des altérites profondes kaoliniques apparaissent au Sud-Ouest de la carte aux environs de Lamballe, ainsi que dans le coin nord-est entre Trégon et Plouballay. Aucun indice d'Oligocène marin n'a été identifié, mais des formations continentales siliceuses et ferrugineuses comparables à celles des feuilles de Saint-Brieuc, Broons, Dinan et Dol ont été découvertes dans la vallée du Drouet.

À l'Est du bourg de Trégon, entre le château de la Haute-Mettrie et la Ville Jouan, des sables à grain fin ou moyen reposent sur des altérites argileuses de granite et de gneiss. À la Haute-Mettrie, les sables observés en sondage correspondent à une arène remaniée avec une majorité de grains sub-émoussés mats associés à quelques grains luisants mieux émoussés. Plus au Sud, à la Ville Jouan, les sables montrent une majorité de grains sub-émoussés et émoussés luisants à la taille de 0,315 mm, tandis qu'à la taille de 0,5 mm, les quartz émoussés sont souvent picotés et parfois mats. On constate sur le site l'absence de galets et de graviers de quartz.

Les sables en surface sont légèrement cimentés et englobent de nombreux éclats de quartzite correspondant à un atelier de débitage paléolithique. Des blocs de quartzite plus importants ont servi à l'édification de talus et on peut supposer que les populations du Néolithique ont prélevé sur le site de la Haute-Mettrie une partie des dalles de couverture des dolmens édifiés sur le plateau entre le Drouet et l'Arguenon. On observe aussi des dalles ferrugineuses et des blocs montrant parfois des successions de plages irrégulières de silice et de fer. Les grandes dalles des dolmens présentent parfois des structures analogues à celles des silcrètes de la Lande du Gras et du Bois du Rocher (feuilles 1/50 000 Saint-Brieuc et Lamballe). On y voit aussi des cuvettes pré mégalithiques de désilicification. Le fer provient de l'altération de filons de dolérite locaux.

Les quartzites de la Haute-Mettrie sont présent vers le Nord jusqu'au château de Beaussais, où ils ont été exploités pour la construction de la digue. Une très grande dalle a été également repérée au Sud des marais du Drouet, à l'Est de Launay-Trégon.

La cuirasse silico-ferrugineuse de Trégon montre des analogies avec celle du Clos Rouge à Saint-Hélen (feuille Dinan). Au Bois du Rocher, un sable fin stérile a été également observé à la base du banc de grès.

L'âge de ces silicifications a été maintes fois débattu par le passé (voir pour synthèse E. Thomas, 1999 et N. Brault, 2002). En règle générale, on considère que les silicifications présentes sur le Massif armoricain, qui montrent de nombreux caractères communs avec celles du bassin de Paris, ont un âge compris entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur, postérieur à la période latéritante. En effet, le développement de cuirassements siliceux nécessite des périodes d'évaporation pendant lesquelles la concentration des solutions du sol va augmenter durant leur migration vers la base du profil. La nécessité d'approvisionner les horizons silicifiés en silice amène à considérer des environnements marqués par des alternances de périodes humides et sèches, mais toujours chaudes. Le temps de développement du cuirassement siliceux (quelques millions d'années) implique des conditions géomorphologiques stables pendant cette période. On retrouve des fragments de silicifications, emballés dans une formation principalement constituées d'argiles kaoliniques resédimentées sous l'Oligocène inférieur : la période propice à l'élaboration des silicifications s'est donc interrompue avant le Rupélien, peut-être déjà dès le Bartonien supérieur ou le Priabonien.

## QUATERNAIRE

### Dépôts fluvio-marins et marins

**P. Sables rouges et galets des plateaux.** Adossés à la faille de la Fresnaye, les sédiments de Saint-Samson sont localisés au Nord d'Héanbihen et reposent en contact érosif à la fois sur les sédiments briovériens au Sud et sur les volcanites de Château-Serein au Nord. Le gisement, encore exploité aujourd'hui, a été largement étudié par N. Brault (2000) et c'est de ce travail détaillé dont proviennent les descriptions ci-après. L'étude de l'architecture sédimentaire a montré que ces sédiments étaient divisés en deux unités hétérogènes (fig. 14, hors texte) sablo-conglomératiques interprétées comme la signature de deux réseaux fluviaux distincts.

Onze faciès sédimentaires ont été reconnus, ce qui en fait, en nombre de faciès, l'une des accumulations la plus diversifiée de Bretagne, devant les grandes accumulations de Réguiny (Josselin) ou du Rheu (Rennes). La granulométrie des sédiments varie des argiles aux blocs : ils sont pour la plus grande majorité constitués de galets de quartz, de quartzites, de roches plutoniques grenue altérée et de galets d'argiles. La figure 15 résume les faciès sédimentaires, les processus hydrodynamiques et les milieux de sédimentation.

Cdm	Conglomérat à blocs métriques à joints à la base, grandocroissant et à matrice dominante vers le sommet, essentiellement constitués d'éléments anguleux à subanguleux de roche altérée (type granite), micas et sables fins. Les structures sédimentaires se limitent à de rares indications. Épaisseur : 2 à 3 mètres.	Écoulements gravitaires de type coulées de débris proximales de faible densité. CONE ALLUVIAL.
Cjn	Conglomérat à blocs (50 cm) joints à la base formés d'éléments anguleux à subanguleux de roche altérée (type granite) et de schistes issus du socle sous-jacent, matrice de sables grossiers. Les structures sédimentaires se limitent à de rares indications. Épaisseur : 2 à 3 mètres.	Écoulements gravitaires de type coulées de débris proximales de faible densité. CONE ALLUVIAL.
Cd1	Conglomérat à blocs (10 cm) constitués d'éléments anguleux à subanguleux de roche altérée (type granite), matrice de sables grossiers dominante. Les structures sédimentaires sont restreintes à quelques auges. Épaisseur : 2 à 2 mètres.	Écoulements gravitaires de type coulées de débris distales de fortes densités CONE ALLUVIAL.
Cj1	Conglomérat à blocs joints (10 cm) formés d'éléments anguleux à subanguleux, voire arrondis, de roche altérée (type granite), de quartz, de quartzites et parfois de schistes provenant du socle sous-jacent. Les structures sédimentaires sont éparpillées et limitées à quelques auges. Épaisseur : 50 centimètres à 1,2 mètres.	Écoulements gravitaires de type coulées de débris proximales de faible densité. CONE ALLUVIAL.
Cjd	Conglomérat à blocs (10 cm) joints à la base et à matrice dominante au sommet, constitué d'éléments anguleux à subanguleux, voire arrondis, de roche altérée (type granite), de granite, de quartz et de quartzites, avec de sables grossiers. Les structures sédimentaires, mes, se limitent à des auges et à quelques indications. Épaisseur : 20 centimètres à 1,5 mètres.	Écoulements gravitaires de type coulées de débris proximales de faible densité. CONE ALLUVIAL.
Cj2	Conglomérat à graviers (2 à 3 cm) joints formés d'éléments anguleux à subanguleux de quartz et de quartzites avec de rares galets de roche altérée (type granite) et de nombreux galets d'argile, matrice de sables grossiers. Les structures sédimentaires sont essentiellement des auges et quelques mégarides 2D. Épaisseur : 1 mètre.	Remplissage de chenaux secondaires et migration de barres longitudinales TRANSITION CONE ALLUVIAL/RESEAU FAIBLEMENT SINUEUX.
G	Graviers à sables grossiers à mégarides 2D. Épaisseur : 20 à 50 centimètres.	Migration de barres longitudinales. RESEAU FAIBLEMENT SINUEUX.
Sag1	Sables moyens à grossiers à galets (2 mm) d'argile et/ou à galets anguleux (2 mm) de roche altérée (type granite), de quartz et quartzites, avec par place des passées plus grossières constituées de graviers de roche altérée (type granite). Les structures sédimentaires les plus fréquentes sont des mégarides 2D avec parfois quelques litages plans subhorizontaux ou des auges. Épaisseur : 20 à 50 centimètres.	Rempissage des chenaux secondaires et migration de barres longitudinales RESEAU FAIBLEMENT SINUEUX.
Sag2	Sables grossiers à argiles. Les structures sédimentaires, soutenues par les argiles, correspondent à des mégarides 2D, à des rides de courant unidirectionnel et à des litages ondulés subhorizontaux. Épaisseur : 30 centimètres à 3 mètres.	ESTUAIRE INTERNE ?
Saf1	Sables fins bien classés, à graviers et à galets de roche altérée (type granite), voire à lentilles d'argiles siliceuses. Les structures sédimentaires se résument à des rides et lentilles d'argiles siliceuses. Épaisseur : 30 centimètres à 2 mètres.	Migration de barres longitudinales. RESEAU FAIBLEMENT SINUEUX.
Saf2	Sables fins à lentilles argilieuses, voire à passées argilieuses ou plus grossières (sables grossiers), voire à lentilles micacées. Les structures sédimentaires se résument à des rides et lentilles argilieuses souterraines par les argiles ou à quelques litages plans subhorizontaux. Ce faciès vient mouler les conglomérats sous-jacents. Épaisseur : 20 centimètres à 1 mètre.	ESTUAIRE INTERNE ?

Fig. 15 - Faciès, processus hydrodynamiques et milieux de sédimentation à Saint-Samson (Braut, 2000)

Les structures sédimentaires qui s'expriment en majorité sont des litages obliques de courant 2D, des auges, des imbrications de galets et parfois des rides de courant qui restent toujours frustes. Les fossiles et les bioturbations sont inexistantes.

#### *Interprétation de milieux de dépôts*

Les indices d'écoulement oscillatoire de type HCS ou de ride de vague sont absents. L'absence de fossiles et de bioturbation, le caractère grossier des sédiments, les figures sédimentaires typiques d'écoulement unidirectionnel et le manque de structures oscillatoires montrent un environnement continental. La granulométrie particulièrement grossière des faciès Cdm, Cjm, Cd1, Cj1, Cj2, Cjd et G (fig. 15), les structures sédimentaires typiquement unidirectionnelles des faciès G, Sag1 et Saf1 indiquent un mode de transport en traction sur le fond d'un chenal. Ce mode de transport, associé à des mégarides 2D sans mégarides 3D (faciès G, Sag1 et Saf1) est typique des rivières faiblement sinueuses.

La granulométrie et le caractère jointif des éléments des faciès Cdm, Cjm, Cj1 et Cjd sont caractéristiques de coulées de débris mises en place dans la partie proximale d'un cône alluvial. Le caractère dominant de la matrice dans le faciès Cd1 indique la partie distale d'un cône alluvial. Par ailleurs, la granulométrie et les figures sédimentaires du faciès Cj2 vont dans le sens d'un domaine de transition entre un cône alluvial et un réseau faiblement sinueux.

Les sédiments d'Hénanbihen sont attribués au Pliocène mais par comparaison avec les sites de Bretagne centrale, la base pourrait correspondre au Messinien tandis que les formations supérieures appartiendraient au Pliocène (Zancléen ou Piacenzien). Ces dépôts traduisent un domaine continental marqué par un ensemble de cônes alluviaux et de systèmes fluviaux de type légèrement sinueux. La présence d'argile dans le faisceau de lamines des mégarides du faciès Sag2 et l'existence de rides soulignées par des lits argileux dans le faciès Saf2 pourraient indiquer des milieux à influences estuariennes. Cependant les indices restent frustes et très peu révélateurs. La sédimentologie de faciès ne permet pas de trancher entre un domaine continental et un domaine à influence marine.

#### *Analyse des paléocourants*

L'analyse des paléocourants (fig. 14c) réalisée sur les imbrications de galets et sur l'orientation des mégarides et des auges, montre l'existence de deux réseaux fluviaux. Le premier réseau s'écoulait vers le Nord-Ouest (N°290) et le second (N°70), installé au droit du premier, vers le Nord-Est, parallèlement à la faille de la Fresnaye.

### *Déformations*

À Hénanbihen, les sables sont adossés à la faille décrochante majeure senestre de la Fresnaye. Les sédiments sont déformés par des plis N100 et par une faille normale synsédimentaire de direction N°30 scellée par le deuxième réseau fluvial. Un modèle de déformation en cisaillement simple permet de rendre compte des observations : il impliquerait une direction de raccourcissement globalement orientée NE-SW avec rejeu de la faille de la Fresnaye en décrochement senestre ; ce rejeu étant à l'origine de la destruction du premier réseau et de l'installation du second parallèlement à la faille. Ce schéma conforte l'hypothèse (déjà envisagée pour les sédiments pliocènes de Chanteloup, Rennes, Réguiny) d'un régime de déformation en compression du Massif armoricain durant le Pliocène.

### **Autres indices**

Des placages de sables rouges et de galets sont notés sur la feuille Dinan au 1/80 000 à proximité de Matignon et sur la feuille Saint-Cast au 1/50 000 au Nord de la carte. Ils sont sans doute réduits à des poches peu profondes, comme les indices visualisés autour de poteaux EDF et Télécom, au Sud-Ouest de la carte. Près de Plédéliac, au Sud de la forêt de Saint-Aubin, des sables rouges étaient exploités dans une carrière que S. Durand (1960) situait à Launay-Chauvin. Le site d'exploitation n'est plus visible, mais un peu plus au Sud en bordure de la route de Plédéliac à la Ville Amizeul, ces formations rubéfiées affleurent au fond des fossés. Les sables sont mêlés à des graviers émoussés et les grains de quartz présentent une forte usure. Ils occupent le sommet du plateau, vers 100 m d'altitude, mais la présence de limons ne facilite pas leur observation. Enfin, le dépôt occupant la butte de Gouavra culmine vers 125 m d'altitude au Nord de la voie Corseul – Jugon. Il s'agit d'une nappe à galets de quartz n'excédant pas la taille du poing, correspondant dans l'ensemble à des émoussés de caractère fluvial. Les galets se concentrent autour du bois situé entre la Ville Auffret et la Charbonnière et latéralement, ils se mêlent aux limons. Ils reposent sur les altérites de la formation de Corseul recoupées par de nombreux filons de quartz.

**Conclusion :** à l'échelle de la carte, deux compartiments morphologiques (voir chapitre Introduction – morphologie) sont mis en évidence, séparés par un escarpement important qui se suit dans une direction N°70 à travers toute la feuille et qui signe une activation récente d'une des failles cadomiennes majeures (faille de la Fresnaye). Cette compartimentation morphologique se retrouve si l'on étudie la position altitudinale de la base des altérites : sur le compartiment septentrional, la base des altérites se situe vers 90 m à l'Ouest pour descendre vers 60 m vers le Nord-Est. Sur le compartiment méridional, l'altitude de base des altérites se situe vers 80 m à l'Ouest pour descendre très graduellement à 55-50 m au Nord-Est. Ainsi, les deux compartiments semblent suivre une même règle avec pour les deux, un léger basculement vers le Nord-

Est de l'altitude de base des altérites. Néanmoins, entre les deux compartiments, une différence altimétrique est observée avec le compartiment méridional en position plus basse (en ce qui concerne la base des altérites) : on met ainsi certainement en évidence la participation de la réactivation récente (10-15 m de rejet) de la faille de la Fresnaye. Dans le détail, il se peut que les failles parallèles à cette grande faille aient pu avoir un rôle mais cela ne semble pas flagrant au vu des levers de terrains et de la configuration morphologique actuelle de ces failles satellites. De la même façon, aucune faille de direction N°140 à mouvement significatif n'a été mise en évidence à terre (sauf celle qui borde la vallée du Drouet en baie de Baussaie, dont le mouvement préserve 10 à 15 m d'argiles kaoliniques – sondages pour carte Dinan) mais elles peuvent avoir un rôle (certainement minime) à l'échelle locale.

### Dépôts de versants

*Alls*. **Altérites remaniées sur versant.** On aurait pu considérer qu'une partie des dépôts indicés S décrits auparavant puissent entrer dans cette catégorie. Il a été choisi de ne finalement limiter *Alls* que sur les roches schisteuses de la Formation de Plélan-le-Petit mais elles sont nettement plus développées sur l'ensemble de la carte que ce qui est figuré (limitées par soucis de lisibilité et souvent parce qu'elles ne forment simplement que des drapages peu épais, théoriquement non cartographiables à l'échelle 1/50 000). Ces formations sont essentiellement argileuses (à l'opposé des formations indicées S qui présentent fréquemment une fraction sableuse) et ne se distinguent que peu des altérites qu'elles bordent et desquelles elles sont immédiatement issues. Si dans les altérites en place, les structures (surtout schistosité et veines de quartz) sont encore bien visibles à l'Est de Saint-Maudez, dans les formations remaniées, ces structurations disparaissent complètement. De plus, elles englobent très fréquemment au sein d'une matrice argilo-limoneuse ocre à jaunâtre des galets de quartz, dont la taille va du gravier au bloc : la plupart de ces galets sont nettement émoussés, arrondis ce qui traduit une phase de transport sur des distances indéterminées (mais longues ?) alors que d'autres sont sub-anguleux (les deux types se cotoyant sans tri), ce qui semble indiquer des provenances locales, peut-être depuis les gros filons de quartz qui arment la butte au Sud-Ouest.

**PhIR. Formation à phtanites résiduelles sur le gabbro de Trégomar (représentation ponctuelle).** Au Nord de La Poterie, la surface du plateau et les versants autour du gabbro de Trégomar sont souvent occupés par des cailloux éolisés de phtanite qui ont été exploités par les populations du Paléolithique pour la confection d'outils (station du bois du Plessis). Ces phtanites graphiteux enclavés dans le gabbro, ont été libérés par l'altération de ce dernier et les blocs non éolisés montrent un concassage par le gel très marqué.

**SE. Dépôts hétérométriques soliflués.** Le long de l'escarpement dominé par les volcanites de Château-Serein, des dépôts souvent assez pauvres en matrice argilo-sableuse nappent les glacis qui descendent vers le Chirrouët et le Frémur ; leur étendue réelle est très difficile à apprécier mais il est vraisemblable qu'ils occupent une place plus importante que celle figurée sur la carte. Les épaisseurs ne semblent jamais très importantes : de l'ordre de 2 à 3 m dans les environs de Saint-Aaron à moins de 1m dans les environs de Saint-Jean. Le plus souvent, ces éboulis à matrice non dominante passent en profondeur à des formations à matrice limono-argileuse dominante qui nappent régulièrement l'escarpement dans ses deux-tiers supérieurs et qui proviennent d'une solifluxion lente des éléments meubles sur cette surface inclinée. Les éléments reconnus sont essentiellement des fragments, parfois arrondis, de roches sombres, litées qui s'apparentent aux roches de l'Unité d'Yffiniac mais on trouve aussi des blocs de grès et de phtanite (Formation de Lamballe) et des roches ignées de nature sans doute très différentes qui peuvent provenir de l'IFCL. Les éboulis cartographiés sur la feuille Saint-Brieuc et qui s'étendent sur le Sud du granite de Lamballe n'ont pas vraiment été repérés en tant que tels sur la feuille Lamballe.

**S. Dépôts à éboulis dominants.** En bordure maritime, les dépôts de pente périglaciaires (heads weichséliens) correspondent à des mélanges résultant de la gélifraction des roches et d'apports éoliens ruisselés. Leur granulométrie dépend de la lithologie du substrat et de son altération. La majeure partie de ces formations s'est mise en place par fauchage, cryoreptation et gélifluxion au cours de la dernière glaciation. Cependant dans le vallon de Nantois en bordure du littoral au Nord-Ouest de la carte, sur la feuille Saint-Brieuc, des formations saaliennes sont bien exposées en falaise sous les dépôts weichsélien. Au Nord du Val André, les éboulis saaliens de Piégu ont livré une faune abondante de grands mammifères (site de boucherie du Paléolithique Moyen). Les formations périglaciaires de la plage des Vallées au Nord de Piégu ont fourni également des défenses de mammoth et des dents de cheval. La préservation de ces faunes dépend de la présence de dépôts éoliens carbonatés (sables et limons) mais ces formations n'ont pas été reconnues sur les plateaux et les versants de la feuille Lamballe.

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

sous-jacents (cas des dépôts sur Briovérien bordant la vallée du Gouessant ou du ruisseau de Rieul par exemple).

**Cz. Colluvions post-glaciaires.** En bas de pente, la décantation des eaux de ruissellement chargées de limons a engendré des accumulations de dépôts fins se chargeant progressivement en matière organique depuis les défrichements agricoles et la mécanisation de l'agriculture. Ce colluvionnement a commencé avec le réchauffement post-glaciaire et se poursuit actuellement. Il correspond à une redistribution des limons pléniglaciaires dont les profils sur les plateaux et les versants, ont été peu à peu tronqués.

### Dépôts fluviatiles et lacustres (Holocène à actuel)

**Fv. Alluvions des hautes terrasses.** Un lambeau de terrasse noté Pb, figure sur la 2<sup>e</sup> édition à 1/80 000 Saint-Bricuc sur la rive gauche du Gouessant, de part et d'autre de l'embranchement des voies ferroviaires à l'Est de l'agglomération de Lamballe. Il s'agit d'un poudingue ferrugineux à galets de quartz peu émoussés constituant des dalles et des blocs que les agriculteurs rejetaient en bordure des parcelles. Le replat correspondant vers 65 m d'altitude, est actuellement urbanisé et les poudingues de cette haute terrasse ne semblent pas avoir été conservés pour l'ornementation des pelouses des lotissements.

**Fx. Alluvions des moyennes terrasses.** En bordure du Gouessant, une formation à galets de quartz mal roulés occupe le versant de la vallée, entre Belle Issue et la Morandais. Quelques blocs de poudingue ferrugineux remaniés à partir d'une terrasse supérieure sont observables jusqu'au bas de versant en bordure de la voie ferrée. Au Sud de Noyal, en amont, la rive convexe du méandre de Coudray est également garnie de graviers fluviatiles englobant des galets peu émoussés. L'affleurement situé près de la Fontaine Froide sous les limons couvrant le replat, montre de nombreux éléments granitiques provenant du massif de Moncontour.

**Fy. Nappes alluviales weichséliennes.** En bas de versant, à la limite du remblaiement holocène, une basse terrasse s'esquisse parfois lorsque la vallée s'élargit. Ces dépôts sont généralement masqués par les formations périglaciaires s'étalant en bas de versant.

**Fz. Alluvions des fonds de vallées.** Les dépôts lacustres et fluviatiles quaternaires sont particulièrement absents sur la feuille Lamballe : très peu de formations alluviales n'ont été reconnues sur le secteur si ce ne sont les formations alluviales actuelles. Les colluvions de fond de vallons, qui occupent plutôt les drains secondaires du réseau hydrographique passent de façon graduelle aux alluvions récentes au niveau des drains principaux (Arguenon, Québriand, Frémur, Chirrouët et Gouessant). L'observation de ces alluvions est

limitée, car la plupart de ces fleuves côtiers incisent profondément le substratum rocheux, les vallées sont étroites ainsi que le lit majeur du cours d'eau : les sédiments sont généralement peu épais et sont majoritairement constitués de silts gris qui proviennent essentiellement du remaniement des loëss et des formations d'altération et où localement la fraction sableuse et micacée peut être plus importante (comme par exemple pour l'Arguenon qui draine essentiellement les migmatites de Saint-Malo). Il est probable que dans certains secteurs, ces alluvions holocènes recouvrent des sables et graviers roulés représentant les alluvions weichséliennes (partie aval du Frémur notamment, partie du Gouessant qui circule entre Plestan et Lamballe). Certains domaines, plutôt en position actuelle d'interfluve, et particulièrement sur les migmatites de Saint-Malo (Bourseul, Le Temple), montrent parfois, à la faveur de labours récents, des galets de quartz, de migmatites (granite d'anatexie) ou localement de quartzites très émoussés, emballés dans des matrices sablonneuses à sablo-argileuses plus ou moins rougeâtres et souvent micacés : ces formations pourraient représenter des reliques alluviales plus anciennes encore, peut-être présaaliennes, mais la dispersion des observations ainsi que l'absence d'une reconnaissance irréfutable d'un modelé morphologique n'a pas permis de proposer des contours.

**C. Colluvions de fond de vallée.** Le ruissellement diffus affectant les versants apporte des particules fines qui viennent progressivement colmater les fonds des vallées des ruisseaux intermittents ou des ruisseaux à faible débit. Ces sédiments, silto-argileux, localement sableux (quelques niveaux à graviers de granites et migmatites ou de quartz centimétriques roulés peuvent être observés dans les parties supérieures du profil de rivière, notamment sur les migmatites de Saint-Malo) proviennent du remaniement de toutes les formations meubles situées à l'amont du réseau hydrographique : altérites en place, altérites litées éventuellement, dépôts de pente, loëss... Elles sont généralement dépourvues de structures sédimentaires et il n'est pas rare qu'au niveau de replats, elles s'enrichissent en matières organiques. L'âge du début de mise en place de tels dépôts ne peut être clairement avancé à partir des observations effectuées sur la feuille Lamballe : un âge holocène (post-glaciaire à actuel) est proposé pour les feuilles Guingamp (Égal *et al.*, 1999) et Pontrieux – Étables-sur-Mer (Égal *et al.*, 1996a) où il a été montré qu'elles recouvrent les formations de head significatives des « climats périglaciaires du Pléistocène ».

#### **Formations marines littorales (Holocène)**

Actuellement les vagues engendrent des érosions et des dérives sédimentaires vers le fond des baies de Lancieux et de l'Arguenon. La mobilisation des sédiments par les courants et les houles amène des changements continus dans la configuration des bancs et des chenaux sur les estrans. La sédimentation fine dans les zones d'amortissement des courants et des vagues a favorisé la formation des schorres en avant de la ligne de rivage.

La comparaison des nivellements entre 1889 et 1962, montre que le secteur littoral, au Nord-Est de la carte est légèrement subsident (0 à -0,2 mm/an). En direction de Lamballe, vers l'Ouest, les mouvements verticaux sont par contre positifs (Lenôtre *et al.*, 1999).

Lors de la transgression flandrienne, la sédimentation marine a comblé les dépressions littorales de part et d'autre de la crête de Saint-Jacut-de-la-Mer. Le schéma de la transgression holocène semble comparable à celui qui a été enregistré dans le marais de Dol-de-Bretagne à l'Est de la Rance. Après 8 200 BP, la mer a envahi les vallées de l'Arguenon et du Drouet et s'est avancée jusqu'au pied des falaises fossiles. Cette première transgression (T1) fossilise les formations périglaciaires de versant, des sols de marais et les alluvions fluviatiles du Drouet. À partir de 5 600 BP, un ralentissement important de la transgression se caractérise au fond du golfe Normand-Breton par un déplacement de la ligne de rivage vers le Nord et la formation de tourbes dans le marais de Châteauneuf (Morzadec-Kerfourn, 2002). Ces dernières ont été observées vers la cote 1 m au centre du marais de Trégon (sondage 9/7). Par la suite, la transgression reprend à partir de 5 000 BP et dépose des tangués et des sables parfois coquilliers (T2). Elle marque un net fléchissement entre 3 900 et 3 450 BP ; des tourbes silteuses et des schorres se forment alors dans les marais du Drouet et occupent la dépression de Lancieux. Après cette période de stabilisation, des tangués couvrent les anciens schorres, mais la sédimentation par la suite ne révèle pas de nouvelles oscillations du niveau marin de part et d'autre de l'étranglement, entre les marais de Ploubalay et de Trégon.

On n'observe pas de dépôts littoraux pléistocènes au-dessus du niveau marin actuel à l'Est du cap Fréhel. Pourtant, les plages anciennes et les encoches d'abrasion marine sont fréquentes sur la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc, où elles s'élèvent jusqu'à 6-7 m au-dessus de la ligne de rivage : la Fosse Eyrand à Erquy et Port Barrier à Fréhel. Les plages anciennes se situant entre le niveau marin actuel et 2 m au-dessus à Pléneuf-Val-André et Erquy, ont livré des faunes permettant de leur attribuer un âge éémien, confirmé par les datations radiométriques effectuées sur les formations associées. Quelques cordons littoraux interstratifiés dans les formations de versant seraient antérieurs à l'Éémien et pourraient correspondre à des interglaciaires plus anciens, comme les plages perchées des falaises d'Erquy et de Fréhel. L'absence de lignes de rivage soulevées autour de Saint-Jacut-de-la-Mer, et vers la baie du Mont-Saint-Michel, résulterait d'un mouvement de subsidence de la région du golfe de Saint-Malo, dès le Pléistocène.

**MzP. Prises et polders.** Les moines dès le XVI<sup>e</sup> siècle, ont enclos les schorres au Sud de Lancieux. À partir du XVIII<sup>e</sup> siècle, le paysage de la baie de Lancieux a commencé à se modifier en raison de l'endiguement du Drouet, entre Ploubalay et Trégon par une digue-chaussée, construite vers 1760. À l'Ouest de la baie, une digue fut également édifiée pour élargir l'isthme de Saint-Jacut. La

digue des Marais Neufs à l'Ouest de Ploubalay, a été réalisée au début du XIX<sup>e</sup> siècle. Sur les rives de l'estuaire de l'Arguenon, de petites prises ont été également opérées aux dépens des schorres de méandres.

**MzTV. Tangues sablo-argileuses.** Au fond de la baie de Lancieux lors du flot, les herbues retiennent les particules argileuses. La progression des schorres au cours des temps historiques a facilité les endiguements. Dans l'estuaire de l'Arguenon, les fines sont plus abondantes et des vases thixotropiques occupent les rives du chenal canalisé jusqu'à Plancoët en amont.

**MzT. Tangues limoneuses.** Les baies encadrant la presqu'île de Saint-Jacut constituent des sites de décantation pour les fines en suspension dans les eaux du golfe de Saint-Malo. Des tangues sablo-limoneuses se déposent lorsque l'énergie des vagues décroît, devant la plage de la Banche et de part et d'autre de la baie de Lancieux. Les tangues sont constituées de sablons et de silts enrichis de débris fournis par les coquilles et le maërl du domaine marin. Elles sont finement stratifiées et leur teneur en carbonates s'élève jusqu'à 60 %.

**MzSf. Sables fins d'estran.** Les bas d'estran des baies de l'Arguenon et de Lancieux sont occupés par des sables fins et des sablons. La divagation des chenaux ainsi que les courants de marée et de dérive engendrent des bancs éphémères de sables plus grossiers.

**MzS. Plages sableuses (non cartographiée).** De part et d'autre des baies de Lancieux et de l'Arguenon, la dérive littorale transporte des sables moyens nourrissant des plages : la Pissotte et la Manchette, à l'Est de Saint-Jacut ; la Banche et Vauvert à l'Ouest de la presqu'île.

**Mz. Dépôts marins soumis à la dynamique littorale.** Sur les rivages exposés aux houles obliques, la mer redistribue les sédiments littoraux en fonction des événements météorologiques et des courants. La granulométrie des plages, ainsi que leur profil sont donc variables dans le temps. Localement après les tempêtes, les accumulations coquillières peuvent être importantes. On note alors l'arrivée de galets encroûtés, transportés avec les algues depuis le bas estran. Les silex jaunâtres et les graviers de grès éocène fréquents sur les estrans de la feuille Saint-Malo, sont également représentés dans les accumulations littorales de part et d'autre de la presqu'île de Saint-Jacut.

## Dépôts éoliens

### Formations dunaires

**Dz. Cordons dunaires littoraux (Holocène).** Les dunes flandriennes sont peu développées en bordure des rivages. La dune parabolique voyageuse en

bordure la plage des Briantais est actuellement stabilisée. Les premiers apports dunaires se caractérisent par la présence de *Pomatias elegans* dont quelques individus survivent encore sur les falaises limoneuses de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc.

Au Sud de la pointe du Tertre Corieux, une petite flèche dunaire a servi de point d'appui aux moines pour endiguer les schorres de Lancieux. À l'Ouest de la baie, la pointe de la Justice abrite un autre massif qui a également servi l'appui à la digue de l'isthme de Saint-Jacut. À l'Est de la baie de l'Arguenon, la dune de la Banche a disparu sous les apports anthropiques, mais plus au Sud, les plages du Ruet et de Vauvert exposées au Nord-Ouest continuent à alimenter en sable des dunes plaquées à la base du versant littoral.

### **Formations limoneuses lœssiques**

**Œy. Lœss de couverture (Weichsélien supérieur).** Entre la baie de Saint-Brieuc et celle du Mont-Saint-Michel, des limons lœssiques occupent les plateaux et les crêtes d'interfluve. Leur puissance dépasse parfois 2 m à l'Ouest de la carte, mais vers l'Est, elle excède rarement le mètre. En bas de versant, des accumulations plus importantes peuvent subsister au sommet de coulées périglaciaires. La pédogenèse holocène a abouti à une décalcification et à une argilisation de ces dépôts qui prennent alors une teinte ocre. Dans les dépressions, l'hydromorphie leur donne une coloration gris-bleu. Localement, ils présentent des fentes de dessiccation verticales de teinte grise, qui se sont développées après le maximum glaciaire dans les sols dégelés. Les limons des plateaux ne montrent pas de discontinuités stratigraphiques et reposent généralement sur une nappe de cailloux quartzeux, patinés et éolisés, coiffant le substrat altéré ou des formations solifluées plus anciennes dans les dépressions. Les limons saaliens présents dans la coupe de Nantois sur le littoral, au Nord-Ouest de la feuille, n'ont pas été identifiés dans les grandes vallées traversant la feuille Lamballe.

Les sables éoliens weichséliens associés localement aux lœss sur la feuille Saint-Malo n'ont pas été reconnus à l'Est de la Rance, sur le littoral des baies de Lancieux et de l'Arguenon, ni sur les côtes de la baie de Saint-Brieuc. Les côtes de Penhièvre semblent être restées alors à l'écart des vents d'WNW balayant une aire de déflation située au large du golfe Normand-Breton.

**Œyr. Lœss de couverture remaniés, mélange argileux surfacique (Weichsélien à Actuel).** Sur le territoire de la carte, les surfaces planes sont souvent occupées par des formations limoneuses mêlées à des éléments plus grossiers issus du substrat. Ces limons correspondent bien souvent à l'association de particules issues de la fragmentation des roches locales pendant les périodes froides et de poussières lœssiques apportées par le vent lors des maximum glaciaires. Ils sont plus ou moins argileux en fonction de l'altération

du substrat et des évolutions pédogéniques. Localement au Sud-Ouest de la carte, ils remanient sans doute des limons argileux antérieurs au Weichsélien.

### Dépôts anthropiques

**Cordons d'enrochements (notation ponctuelle).** Un cordon d'enrochements protège la digue de pierre et de béton de la façade occidentale de l'isthme de Saint-Jacut. D'autres enrochements englobant des blocs de grès tertiaires ont été également disposés au fond de la baie de Beaussais.

**Digues - barrage (notation ponctuelle).** En bordure de la baie de Lancieux, des digues de tange revêtues de pierres ont permis la conquête de bas champs et la protection de marais drainés : estuaire du Drouet entre Trégon et Ploubalay.

**X. Remblais - décharges.** Sur le tracé de voies de chemin de fer et de routes, des remblais importants ont été apportés pour franchir les vallées : Gouessant à l'Ouest et à l'Est de Lamballe. Les anciennes carrières ont servi bien souvent au dépôt de matériaux et d'ordures : Landes des Moines, à la Poterie. Des fonds de vallées sont parfois utilisés comme site de décharge : la Fougeraie au Nord-Est de Lamballe.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *NÉO-PROTÉROZOÏQUE – BASE DU PALÉOZOÏQUE*

#### **Unité de Saint-Brieuc**

#### **Les métavolcanites et métadiorites de la Formation de Lanvallon – Erquy**

Les roches basiques de la Formation de Lanvallon – Erquy sont des roches d'origine volcanique, interstratifiées en sills ou coupant en dykes des sédiments à proportion volcanodétritique importante. Sur la feuille Saint-Brieuc voisine, les dykes de la Formation de Lanvallon – Erquy recourent le socle pentévrien ; toujours sur cette même feuille, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, à la pointe de Roselier ainsi qu'à l'Est, en presqu'île de la Heussaye, à Erquy, certaines de ces laves montrent les caractères de laves en coussins propres aux épanchements sous-marins. La plupart des protolithes possèdent les caractères de laves tholéitiques continentales et dans les modèles les plus récents (Chantraine *et al.*, 2001), elles sont interprétées comme un volcanisme d'arc insulaire se développant concomitamment à la création d'un domaine aminci (extension) où sont remobilisés les éléments d'un volcanisme d'arc continental antérieur.

### **L'intrusion de Coëtmieux – Fort-la-Latte**

L'intrusion de de Coëtmieux – Fort-la-Latte (ICFL) est interprétée par E. Hallot (1993) comme un pluton « orogénique » à composition de « high-alumina basalt ». Même si l'affinité orogénique dominante du massif n'a pas à être remise en cause, une certaine modulation peut être apportée à ces conclusions. En particulier, l'examen de certains diagrammes d'éléments majeurs ou d'éléments traces montre que la variabilité de l'ICFL ne peut être interprétée en terme de différenciation en système clos d'un magma unique : cette éventualité avait déjà été mentionnée dans les travaux, déjà anciens, qui avaient été effectués sur le « horst » de Plévenon et notamment lors des levés cartographiques de la feuille Saint-Cast. Pour E. Égal *et al.*, (2005) la participation d'au moins deux « pôles » géochimiques doit être envisagée : l'un à affinité orogénique, représenté par les roches intermédiaires constituant le plus gros du massif (diorites quartzifères, tonalites), et l'autre à affinité « anorogénique », représenté par les roches basiques parmi lesquelles l'ensemble des enclaves et filons microgrenus. Cette variabilité, observée également au sein de la Formation de Lanvollon – Erquy s'insère dans une histoire qui ferait alterner des épisodes de magmatisme « orogénique » en régime de subduction et des épisodes de magmatisme « anorogénique » en régime d'extension intra ou avant-arc.

### **Le gabbro de Saint-Alban**

Antérieurement aux travaux effectués sur la feuille de Saint-Brieuc, les analyses menées sur le Gabbro de Saint-Alban (Sufflebotham, 1987 et Hallot, 1992) avaient conclu à une nette dominance des phases cumulatives et les diagrammes géochimiques plaçaient une grande partie des roches dans le champ calco-alcalin. Lors de l'établissement de la feuille Saint-Brieuc, deux autres analyses ont été menées sur des échantillons de micro-gabbro. Les résultats sont nettement différents puisque les roches présentent des signatures géochimiques de basaltes tholéïtiques anorogéniques.

## **Unité d'Yffiniac – Belle-Isle-en-Terre**

### **Métagabbros et amphibolites**

Les analyses géochimiques menées sur les roches constituant l'Unité d'Yffiniac présentent des hétérogénéités très importantes qu'il est difficile d'interpréter ensemble et qui ont donné lieu à plusieurs hypothèses : pour J.-P. Brun et P. Balé (1990) ainsi que pour M.-M. Sufflebotham (1990), le caractère calco-alcalin des roches s'accordait avec une mise en place en contexte d'arc insulaire. Pour C. Guerrot et J.-J. Peucat (1990), elles constituent un magmatisme d'arrière-arc. Les interprétations les plus récentes, étayées par des analyses géochimiques nouvelles (Égal *et al.*, 1999) et une meilleure

connaissance des conditions de métamorphisme et de déformation, proposent que l'Unité d'Yffiniac représente une unité profonde, écaillée au sein de l'Unité de Guingamp à l'Ouest et écaillée entre l'Unité de Saint-Brieuc et l'Unité de Saint-Malo à l'Est (feuille Lamballe). Pour J. Chantraine *et al.*, 2001, ainsi que M. Ballèvre *et al.*, 2001, l'Unité d'Yffiniac représenterait une racine d'arc volcanique : E. Égal *et al.*, 2005 rejoint cette possibilité en admettant que la présence d'ultrabasites (sur la feuille Saint-Brieuc) et de gabbros à signature de cumulats s'accorde bien avec l'hypothèse d'une racine volcanique exhumée et juxtaposée avec des roches épimétamorphiques au moment du paroxysme tectonique cadomien.

## **Unité de Saint-Malo**

### **La Formation de Lamballe**

Les alternances rythmiques de siltites, argilites et grès, l'observation de séquences de « Bouma » incomplètes avaient amené les auteurs, jusqu'à récemment, à considérer un bassin profond, soumis aux apports turbiditiques plus ou moins réguliers, dont les éléments proviendraient essentiellement de la destruction de reliefs engendrés par l'orogène cadomien. Envisager de tels environnements reste certainement d'actualité pour une partie des dépôts : le bassin « briovérien » est étendu, variable dans sa géométrie et les sédiments forcément diachrones de part et d'autre du bassin ; les éléments terrigènes provenant effectivement essentiellement d'une érosion de la chaîne cadomienne émergée. L'étude de M.-P. Dabard (1997) sur les sédiments de la Formation de Lamballe avait conclu que les sédiments s'étaient mis en place dans des environnements de haute énergie, peu profonds et comme une partie de ceux de Bretagne centrale soumis aux vagues de tempêtes (~ 120 m de bathymétrie au maximum) ; l'auteur n'excluant pas par ailleurs la possibilité d'environnement plus profonds. Le domaine de dépôt pour une partie des sédiments pourrait se situer sur la plate-forme continentale et être associé à des contextes deltaïques. Il est bien évident que dans la fourchette d'âge envisagée pour le Briovérien (plusieurs dizaines de millions d'années), les fluctuations liées à l'eustatisme d'une part, à la tectonique « locale » (faille) ou régionale (orogène - volcanisme) ont régulièrement modifié les conditions et les aires de sédimentation mais comme partout quasiment en Bretagne, l'absence d'affleurements continus et de niveaux stratigraphiques fiables pouvant servir de repère empêche une reconstitution fine de la géométrie du bassin.

Toujours pour M.-P. Dabard, la genèse des phtanites est clairement à dissocier d'un épisode volcanique particulier (le niveau ne pouvant pas servir alors de niveau repère), ne peut pas être d'origine biochimique (antérieur à l'apparition des organismes à tests siliceux) mais serait plutôt le résultat de processus diagénétiques avec migration d'eau froide et d'eau salée au cours d'épisodes

successifs de variations du niveau marin, dans des environnements peu profonds.

En fonction des différents modèles proposés à la fin des années 1990 (Dissler *et al.*, 1988 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Roach *et al.*, 1990) sur l'organisation de la chaîne cadomienne, le contexte géodynamique du bassin du Briovérien inférieur n'a pas toujours eu la même signification. Nous retiendrons ici le modèle qui nous apparaît le plus approprié et que les investigations récentes et les avancées significatives effectuées suite au programme GeoFrance 3D ont confirmé (Chantraine *et al.*, 2001) : le bassin dans lequel se sont déposés les sédiments essentiellement terrigènes du Briovérien inférieur, interstratifiés localement avec des éléments d'origine volcanique ou volcano-clastique, correspond typiquement à un bassin aminci de type arrière-arc. Les sédiments de la Formation de Lamballe sont postérieurs à ceux de la Formation de Binic (métamorphisés par les intrusions gabro-dioritiques vers 580 Ma, feuille Saint-Briec, Égal *et al.*, 2005) et dont le bassin aurait pu s'initier entre 590 et 600 Ma (Chantraine *et al.*, 2001) et antérieurs à 555 Ma environ, âge de l'intrusion des granites de type Cancale (qui métamorphisent les sédiments sur la feuille Saint-Malo, Le Goff *et al.*, 2009).

### **Les andésites et basaltes de la « série volcanique de Château-Serein »**

On ne connaît pas l'âge de mise en place du complexe volcanique de Château-Serein. Généralement, deux hypothèses sont retenues : elles sont contemporaines des séries sédimentaires de la Formation de Lamballe ou elles leur sont postérieures et mises en place lors du rapprochement tectonique entre l'Unité de Saint-Malo et l'Unité d'Yffiniac. Aucun argument de terrain ne permet à l'heure actuelle de trancher raisonnablement entre les deux possibilités. Les analyses géochimiques menées sur ces laves ont montré qu'elles avaient une affinité alcaline (Cabanis *et al.*, 1987). Pas plus que l'âge, le contexte de mise en place ne peut être clairement défini : contexte de mise en place intracontinental pour certains (Chantraine *et al.*, 1988, 2001 ; Rabu, 1990) ou océanique (Graviou, 1992) avec intégration tectonique au sein d'un prisme d'accrétion (Unité de Saint-Malo).

### **Les migmatites de Saint-Malo, gneiss paradérivés et micaschistes limitrophes**

Les migmatites de Saint-Malo, au sens large, ont largement été étudiées par le passé, notamment dans les domaines de la Rance (feuille Saint-Malo, feuille Dinan, à paraître) où elles affleurent le mieux et en continu et où les passages graduels de sédiments peu métamorphiques jusqu'aux diatexites et anatectites peuvent être observés dans d'excellentes conditions : dans ce secteur, tous les travaux récents corroborent l'interprétation de J. Cogné (1951) selon laquelle il existe un gradient métamorphique croissant du Sud vers le Nord depuis les

métasédiments jusqu'aux migmatites de Saint-Malo. Dans le détail, ce vaste ensemble appelé communément « dôme migmatitique de Saint-Malo » correspond à une succession de synformes (Cancaval, Langrolay) et d'antiformes (Port-Saint-Hubert, Dinan) où l'antiforme migmatitique de Saint-Malo n'est que l'élément le plus vaste. Même si quelques divergences apparaissent en fonction des auteurs, il est admis que les migmatites de Saint-Malo correspondent, au stade ultime de l'histoire cadomienne, à la fusion partielle à divers degrés des sédiments briovériens avec des différences ou des variations latérales qui proviennent essentiellement de la nature minéralogique du protholite et en particulier avec l'identification d'un pôle gauwackeux au Nord et d'un pôle pélitique plus au Sud.

Les migmatites de Saint-Malo correspondent au terme le plus oriental des domaines migmatitiques qui s'étendent depuis l'Ouest de la région de Saint-Brieuc avec les migmatites de Guingamp ; pendant longtemps, les deux termes ont été rassemblés au sein d'un ensemble unique (Chantraine *et al.*, 1988 ; Brun et Balé, 1990 ; Égal *et al.*, 1996a et b). Il semble cependant qu'il convienne de faire une distinction entre ceux deux « compartiments ». En effet, les migmatites de Guingamp, qui dérivent également probablement de la fusion partielle de sédiments ou gneiss briovériens, montrent des associations métamorphiques qui indiquent des pressions légèrement plus élevées (6 kbar) que celles enregistrées par les unités métamorphiques de Saint-Malo (4 kbar). Dans l'Unité de Guingamp, la fusion partielle et la succession paragénétique à disthène sont attribuées au chevauchement de l'Unité de Saint-Brieuc sur l'Unité de Guingamp générant un épaissement modéré (Hébert *et al.*, 1997 ; Ballèvre *et al.*, 2001 ; Égal *et al.*, 2005) suivi par une exhumation des migmatites associée à la mise en place d'un dôme migmatitique extensif (syn- ou post épaissement) par failles ductiles normales (Le Goff *et al.*, 1994). Les différentes études menées sur les migmatites de Saint-Malo (voir Ballèvre *et al.*, 2001) indiquent cependant des conditions de métamorphisme et de mécanisme d'exhumation différents : la migmatitisation du protholite gneissique briovérien ne peut être imputée à un épaissement crustal ; les indicateurs thermobarométriques signent des pressions inférieures à 4 kbar pour des températures proches de 650-700 °C (Martin, 1977, 1979). Pour M. Brown *et al.* (1979), les pressions pourraient avoir été plus importantes (jusqu'à 7 kbar) mais les arguments de M. Ballèvre *et al.* (2001), pour qui la succession paragénétique déduite du gradient métamorphique ainsi que l'absence systématique du grenat, du disthène et du staurotide alors que les assemblages à biotite-cordiérite-sillimanite demeurent fréquents, témoignent nécessairement en faveur de pressions très modérées. Ces résultats mettent ainsi en évidence le très fort gradient géothermique à l'origine de la fusion partielle mais les idées s'opposent encore quant à l'origine de la migmatitisation dans l'Unité de Saint-Malo ; le haut gradient thermique pourrait avoir été généré :

– au cours de l’extension d’un bassin dans lequel se sont déposés les sédiments briovériens dont la fusion partielle aurait pu produire l’inversion (Brown *et al.*, 1990 ; D’Lemos et Brown, 1991 ; Brown, 1995) ;

– lors de la relaxation thermique suivant l’épaississement crustal (Brun et Balé, 1990) ;

– ou encore lors de la fusion d’un prisme d’accrétion (Graviou, 1992 ; Hébert, 1993).

L’âge de la migmatitisation est incertain et la meilleure mesure ne peut fournir qu’une valeur indirecte : dans la région de Saint-Briac, immédiatement à l’Est de Saint-Jacut-de-la-Mer, une isochrone Rb-Sr sur roche totale a fourni un âge de  $542 \pm 62$  Ma (mais la faible dispersion des valeurs du rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  explique une forte incertitude sur cet âge). Des analyses par méthode U-Pb sur zircon menées sur un granite d’anatexie ont donné un âge de  $541 \pm 5$  Ma. Il apparaît ainsi, même si les incertitudes demeurent importantes, que la migmatitisation dans la région de Saint-Malo soit postérieure à celle de la région de Guingamp.

## Unité de Fougères

### Les schistes et grès de Plélan-le-Petit

Les sédiments de Plélan-le-Petit sont très voisins de ceux de la Formation de Lamballe. L’attribution de ces sédiments au Briovérien supérieur ne repose finalement que sur l’apparente absence de niveaux de cherts interstratifiés dans les séries détritiques, ce qui, depuis les travaux de M.-P. Dabard (1997) ne constitue plus vraiment un argument d’âge irréfutable. Il n’est pas non plus nécessaire d’invoquer des modifications des environnements de dépôt : une partie des dépôts du Briovérien supérieur appartient sans doute au domaine profond où domine une sédimentation turbiditique (Garland, 1985), une autre partie pouvant s’effectuer dans des environnements de plate-forme continentale. Le contexte géodynamique en revanche est vraisemblablement différent de celui des sédiments et volcano-clastites de la Formation de Lamballe : les sédiments du Briovérien supérieur, qui remanient en partie des éléments attribués au Briovérien inférieur (avec notamment la présence, dans les niveaux gréseux, de grains de phtanites) par destruction rapide des reliefs cadomiens, se déposent dans un bassin de type bassin intracontinental. Ces sédiments sont affectés, dans des domaines plus internes de l’Unité de Fougères, par le métamorphisme de contact engendré par la mise en place du batholite mancellien, vers 540 Ma : ils sont donc antérieurs à 540 Ma mais la limite basse inférieure est difficile à positionner ; on peut raisonnablement penser néanmoins qu’ils sont postérieurs aux sédiments de la Formation de Lamballe, métamorphisés par des intrusions (Cancale) vers 555 Ma.

## **Le massif de Trégomar**

Dans l'Unité de Fougères, les intrusions sont surtout représentées par des granodiorites où sont distinguées trois types (Jonin, 1981) : des granodiorites à biotite + cordiérite (type « Vire »), des granodiorites à biotite (types « Lanhélin » et « Louvigné-du-Désert ») datées à  $540 \pm 10$  Ma (Pasteels et Doré, 1982). Les massifs leucogranitiques à biotite + muscovite daté à  $525 \pm 9$  Ma (Jonin et Vidal, 1975) sont plus rares et constituent en particulier les pointements du Mont-Dol, du Mont-Saint-Michel et de Tombelaine. Ces massifs plutoniques sont intrusifs dans les sédiments briovériens où ils développent un métamorphisme de contact (muscovite, biotite, cordiérite) parfois étendu. Seul le massif basique d'Ernée est reconnu au cœur même du domaine mancellien ; le gabbro de Trégomar offre la particularité de faire partie de l'Unité de la Mancellia mais il en est excentré et intrusif dans les sédiments de la Formation de Lamballe (Briovérien inférieur). Tout comme les granodiorites, les leucogranites ou les termes basiques du massif d'Ernée, le gabbro de Trégomar ne montre pas de déformation interne.

Selon l'étude de J. Le Gall et J.-A. Barrat (1987), la fusion d'une source mantellique de type lherzolithe à grenat pourrait être à l'origine de la genèse de magmas juvéniles basiques dont la remontée ou l'injection en base de croûte serait à l'origine de la fusion partielle (Georget, 1986 ; Guerrot, 1989 ; Brown et D'Lemos, 1991), dans l'Unité de Fougères, d'un matériel essentiellement sédimentaire.

### *PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN*

#### **Le massif de Bobital**

Le massif de Bobital constitue le massif de plus oriental parmi les corps plutoniques qui « jalonnent » le cisaillement nord-armoricain et qui sont regroupés dans l'ensemble du « batholite nord-armoricain ». Bien que difficilement dissociables des autres massifs tels que celui de Quintin ou celui de Montcontour ou même des massifs encore plus occidentaux de Huelgoat, Plouaret, Plounéour, on note que le massif de Bobital est relativement écarté au Nord de la trace principale du « cisaillement » nord-armoricain et qu'il n'apparaît que très peu affecté par les déformations qui ont pu être reconnues sur d'autres massifs (déformations ductiles pour le massif de Quintin, déformation cataclasique pour le massif de Montcontour). Le massif de Bobital, comme beaucoup de ses homologues varisques est un massif zoné avec à la périphérie un ensemble de géochimisme monzonitique calco-alcalin et au cœur un ensemble peralumineux à grain fin, pouvant par ailleurs être considéré comme un stock tardif. Comme la plupart des granites varisques tardifs, y compris ceux localisés près du cisaillement sud-armoricain, le granite de Bobital provient de la fusion d'un matériel crustal.

## Les filons doléritiques

Sur la partie est de la feuille Lamballe se situe l'important cortège de filons doléritiques que C. Barrois (1896) avait considérablement « grossi » sur les anciennes éditions de la carte au 1/80 000. Les filons, dans la réalité, sont nettement moins continus et, en tous les cas, il n'est pas possible « objectivement » de rattacher un segment observé au Nord à un segment plus méridional : les filons sont extrêmement nombreux, voisins parfois de quelques dizaines de mètres ou moins et d'épaisseur très variable. Les plus importants, c'est-à-dire ceux qui pouvaient se suivre sur une certaine distance (100-200 m), ceux dont la direction est connue et ceux dont l'épaisseur était suffisante (5-10 m) ont été reportés sur la carte. Dans leur grande majorité, ces filons s'orientent selon une direction subméridienne (N°20 à N°145) : ils ont été datés du Carbonifère inférieur ( $330 \pm 10$  Ma par méthode K/Ar) dans la région de Saint-Malo (Perroud *et al.*, 1986) et une l'étude géochimique de Y. Lahaye *et al.* (1995) a démontré leur composition basaltique à caractère tholéitique anorogénique. Ces filons se sont vraisemblablement mis en place en contexte extensif et pour Y. Lahaye *et al.* (1995), ils résulteraient du fonctionnement du cisaillement nord-armoricain responsable de la formation en pull-apart des bassins centro-armoricains (Chateaulin, Laval).

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

### DÉFORMATIONS

#### Structuration cadomienne

Sur la feuille Lamballe, seules sont perceptibles les déformations liées à l'orogénèse cadomienne ; les terrains protéro-paléozoïques qui composent l'essentiel des unités lithotectoniques n'ont pas été affectés par la tectonique varisque. Le granite de Bobital, qui se met en place assez tardivement dans l'histoire hercynienne, ne présente pas de structure pénétrative.

Les structures majeures cadomiennes sont identifiées depuis de nombreuses années : seule leur importance dans l'évolution de la chaîne a pu être discutée et interprétée différemment en fonction des auteurs. Ces failles ne sont quasiment jamais perceptibles directement sur le terrain sur la feuille Lamballe mais dans les domaines côtiers de Saint-Cast et de Saint-Malo, elles sont facilement mises en évidence. Sur la carte Lamballe, deux de ces grandes failles séparent les unités lithostructurales ; elles ont des noms qui ont évolué au cours des études mais selon les synthèses les plus récentes ce sont, du Nord vers le Sud :

– la faille de Belle-Isle-en-Terre – La Fresnaye qui sépare l'Unité d'Yffiniac au Nord de celle de Saint-Malo au Sud, bien mise en évidence particulièrement dans la baie de la Fresnaye. Sur la feuille Lamballe, cette structure majeure de

l'orogène cadomien (« Main Cadomian Thrust » des auteurs) n'est pas visible : comme dans de nombreux secteurs de la feuille Saint-Brieuc adjacente, elle est mise en évidence par le saut métamorphique important entre les amphibolites à protholite gabbroïde de l'Unité d'Yffiniac et les laves épimétamorphiques de la Formation de Château-Serein (Unité de Saint-Malo) ;

– la branche septentrionale de la faille de Plouer – Cancale qui sépare l'Unité de Saint-Malo au Nord de celle de Fougères au Sud, qui est distinctement mise en évidence au Nord de Corseul. La branche méridionale de cette faille n'est pas atteinte sur la feuille Lamballe ; elle est en tout état de cause oblitérée par l'intrusion du massif de Bobital plus au Sud : en revanche, elle est parfaitement caractérisée sur la feuille Saint-Malo, dans la région de Cancale (zone mylonitique NE-SW le long de laquelle se met en place le granite de Cancale lui-même mylonitisé).

Une faille cisailante, qui serait une prolongation orientale de la faille de Plouagat – Coëtmieux est souvent positionnée (Ballèvre *et al.*, 2001 par exemple) entre l'Unité de Saint-Brieuc (IFCL) au Nord et l'Unité d'Yffiniac au Sud. Sur la feuille Lamballe, aucune structure particulière n'a été observée entre les diorites de l'IFCL et les métagabbros d'Yffiniac et cette faille n'est donc pas reportée. Cependant, le caractère trop sporadique des observations dans ce secteur et l'altération souvent développée des affleurements, empêchent une grande précision. La présence ou l'absence d'une telle faille pose par ailleurs le problème encore non résolu de l'antériorité ou de la postérité de la mise en place de l'IFCL par rapport à la phase d'exhumation de l'Unité d'Yffiniac.

Au sein de l'Unité de Saint-Malo, plusieurs grandes structures sont aussi identifiées : elles ne portent pas toujours de noms particuliers car elles ne sont pas reconnues comme des structures fondamentales de l'orogène cadomien. Immédiatement au Sud de Lamballe, bordant le granite de Quesoy – Lamballe mylonitisé à l'Ouest sur la feuille Saint-Brieuc, le cisaillement de Saint-Cast est bien visible sur la feuille Lamballe où il est régulièrement jalonné de granites leucocrates comme à Hénanbihen. Dans le détail, il s'avère qu'il s'agit sans doute d'une structure complexe faisant intervenir des relais notamment au Nord du Gabbro de Trégomar. Cette faille de Saint-Cast est distinctement observable plus au Nord, sur la feuille Saint-Cast et particulièrement à la Pointe de la Garde (Gapais et Brun, 1990) où le contact entre gneiss micaschisteux et migmatites est intensément déformé (mylonitisation) et où les critères structuraux indiquent une cinématique en cisaillement senestre à composante normale. On peut également noter que la déformation mylonitique affecte les « anciennes » métatexites rubannées et que par conséquent, la déformation principale est postérieure à la fusion partielle, sans que l'on puisse pour autant affirmer qu'elle soit hercynienne comme cela est proposé dans la notice de la feuille Saint-Cast.

Toujours au sein de l'Unité de Saint-Malo, la faille des Quatre-Vaux met en contact les migmatites de Saint-Malo (non visibles directement à cet endroit) et

des métasédiments à chlorite-séricite. Cette faille est jalonnée sur la plage des Quatre-Vaux par un filon de pegmatite plurimétrique, entièrement cataclaté. Les critères de déformation sont difficiles à définir par l'absence à l'affleurement immédiat d'un des compartiments (migmatites) et par le caractère extrêmement fin des micaschistes vers le Nord. Les mesures de foliations et de linéations d'étirement, ainsi que l'observation de plans de cisaillement oblique par rapport à la foliation (Brun et Balé, 1990) militent cependant également en faveur d'un accident cisailant senestre. On ne peut suivre sur la feuille Lamballe la prolongation occidentale de cette faille sous le recouvrement important en formations superficielles de la forêt de la Hunaudaye. Certaines cartes mentionnent une extension jusque sur le flanc sud du gabbro de Trégomar, d'autres l'associent aux intrusions granitiques de Trégomar et/ou Plédéliac. Lors des levés de terrain, aucune donnée particulière (déformation) ne permet de corroborer de telles possibilités : le gabbro de Trégomar, dans ce secteur, ainsi que le leucogranite de Trégomar ne présentent pas de déformation perceptible. En revanche, le granite de Plédéliac apparaît orienté par secteurs et sa localisation serait peut-être à relier au passage d'un accident parallèle au cisaillement de Saint-Cast, ou parallèle à la limite cartographique entre migmatites et micaschistes.

Sur l'ensemble de la feuille, les terrains protéro-paléozoïques sont affectés par une schistosité et une foliation généralement bien développées et qui ne montre pas vraiment de gradient régional. Seul le gabbro tardif de Trégomar (partiel), le gabbro de Saint-Alban (?) et le granite varisque de Bobital ne montrent aucune déformation interne. Ces plans principaux, de direction globalement N°60 à N°80 (excepté dans les migmatites de Saint-Malo) ont un pendage toujours relativement élevé (50 à 90° Sud mais plus souvent Nord) et résultent vraisemblablement d'un évènement structurant principal. Dans les sédiments de la Formation de Lamballe, cette schistosité est plan axial de pli décimétriques à métriques souvent déversés vers le Sud. Leurs plongements axiaux sont faibles et se rangent dans une gamme allant de 8 à 25°, toujours vers le Nord-Est. Dans les micaschistes des environs de Matignon, et en quelques localités seulement, la foliation semble replissée en plis plus ouverts, à charnières arrondies mais il n'a pas été possible de déterminer des plongements axiaux. Aucune schistosité secondaire n'a pu être observée dans ce cas. Régulièrement en revanche, la schistosité principale est affectée d'une schistosité de crénulation qui, dans certains cas (micaschistes de l'Arguenon), est suffisamment développée pour être comparable à une seconde schistosité plan axial de pli de seconde génération : les rares mesures qui ont pu être effectuées, notamment en bordure de l'Arguenon où les affleurements sont bien exposés, montrent que cette seconde schistosité est oblique sur la première (N°50 en moyenne mais variant de N°30 à N°60 pour N°72 à N°86 pour la première schistosité) et qu'elle la plisse selon des plis décimétriques à plongement d'une vingtaine de degrés vers le Sud-Ouest. Enfin, le long du ruisseau de Saint-Rieul, à l'Ouest de Trégomar, à la Ville Baudouin, à Pléven et dans les environs de Ruca, une famille de plans

cisaillants orientés quasiment N-S (N°2 à N°8) et à pendages généralement faibles (20°W) à composante décrochante systématiquement dextre recourent et décalent toutes les structures antérieures.

Le gabbro de Trégomar dans son ensemble, n'est pas déformé. Cependant, le long de la voie ferrée au Nord-Est du massif, les roches montrent une zone de déformation assez fortement prononcée mais étroite dont les critères cinématiques indiquent globalement des mouvements cisaillants senestres. Il pourrait s'agir d'une manifestation tardive d'une faille subparallèle à la faille des Quatre-Vaux, ou bien même encore (très hypothétique) de sa prolongation vers l'Ouest.

Les migmatites de Saint-Malo sont déformées mais la foliation n'est pas exprimée de la même façon en fonction des lithologies. Dans les métatexites et les diatexites rubanées, la foliation est généralement parallèle au rubanement ou/et semble définir le plan axial de plis pygmatitiques (leucosome). Dans les faciès anatectiques, cette foliation n'est jamais bien exprimée : les quelques mesures réalisées montrent que dans l'ensemble néanmoins, elles sont concordantes en direction avec celles mesurées dans les méta- et diatexites environnantes et qu'elles sont quasiment toujours concordantes avec la direction des épontes. Il n'est pas particulièrement aisé sur la feuille Lamballe de mettre en évidence le caractère « en dôme » des migmatites, ni même la succession d'anticlinaux et de synclinaux de second ordre. Les mesures effectuées montrent une dispersion directionnelle et des variations de pendage qui ne permettent pas vraiment de définir une structure particulière. Dans le Sud-Ouest de la feuille, la foliation est globalement parallèle à celle définie dans les sédiments environnants : la direction N°60-70 est relativement constante, le pendage alternativement vers le Nord ou vers le Sud sans qu'il soit possible de définir une règle. Dans le Nord de la carte, dans les environs du Guildo et Créhen, les foliations sont également orientées N°70 en moyenne mais les pendages qui restent forts, sont majoritairement vers le Sud. Les différences par rapport à ces orientations moyennes sont observées à l'Est de Pléven où les mesures montrent une orientation dominante à N°110 avec des pendages qui sont très majoritairement vers le Sud et qui restent souvent très élevés (> 70°). Les trajectoires de foliation semblent ainsi mouler le contact entre migmatites et gneiss micaschisteux. Plus à l'Est, dans les régions de Plancoët, de Bourseul et le long de l'Arguenon, des orientations fréquentes à N°20 en moyenne associées à des pendages qui peuvent être parfois faibles : ces virgations traduisent éventuellement la présence de fermetures périclinales de second ordre.

### **Structuration cassante tardi à post-hercynienne**

Plusieurs accidents cassants ont été mis en évidence par décalage des contours cartographiques des Unités ou Formations géologiques. Ces failles sont

rarement visibles sur le terrain, excepté lorsqu'elles sont accompagnées d'un cortège filonien, essentiellement à quartz amorphe. Il est vraisemblable que sur l'emprise de la feuille, il y ait d'autres structures que celles reportées mais leur influence est moindre. Globalement, deux directions semblent se dessiner : une direction plutôt NE-SW, surtout perceptible dans le quart sud-est de la feuille où elles apparaissent décaler les limites entre les schistes épimétamorphiques de la Formation de Plélan-le-Petit et le granite de Bobital. Ce sont des failles qui restent modestes et qui n'ont pas de prolongation régionale ou d'équivalent à grande échelle. L'autre famille, orientée NNW-SSE est bien plus marquée et on la repère parfaitement au niveau du gabbro de Trégomar par exemple où elle est jalonnée de filons quartzeux, mais aussi dans les domaines situés à la limite entre l'Unité d'Yffiniac et l'Unité de Saint-Malo (volcanites de Château-Serein) où une série de failles tronçonne et décale par secteurs le grand cisaillement cadomien de La Fresnaye. Ces failles sont plus ou moins parallèles au grand faisceau de faille de Quessoy – Nort-sur-Erdre localisé plus à l'Ouest en baie de Saint-Brieuc dont elles représentent vraisemblablement des satellites. Réputées post-hercyniennes, ces failles se sont néanmoins initiées auparavant (Dévonien) et ont été réactivées une première fois sans doute lors de l'étalement gravitaire de la chaîne. À plusieurs périodes ensuite, elles ont dû rejouer mais on ne garde des traces globalement que de leur dernière phase de mouvement où elles ont permis la préservation de profils latéritiques quasiment complets ainsi que les sédiments tertiaires (peut-être mésozoïques dans le cas de l'hémi-graben de Rennes). La faille qui borde à l'Ouest la baie de Baussaie possède également cette orientation : les sondages effectués dans le cadre du lever de la feuille de Dinan voisine à l'Est de celle de Lamballe ont montré qu'il s'agissait d'une faille bordière d'un hémi-graben où jusqu'à 15 m de profil latéritique kaolinique étaient préservés sous les tangles et sédiments holocènes.

#### MÉTAMORPHISME

Les conditions de métamorphisme ont déjà été abordées au cours de différents chapitres de cette notice (description des terrains, présentation de la carte) pour la plupart des unités. Aussi ne seront ici résumées que leurs caractéristiques principales (voir également fig. 16).

**Unité de Saint-Brieuc** : les amphibolites de la Formation de Lanvallon – Erquy, que ce soit à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, sur la presqu'île d'Hillion (feuille Saint-Brieuc) ou plus à l'Est, dans le secteur d'Erquy, témoignent d'un métamorphisme dans des conditions proches du faciès amphibolites. D'Ouest en Est, il semble cependant à E. Égal *et al.*, 2005, R. Hébert, 1993 et R. Hébert *et al.*, 1997 qu'il se dessine un gradient avec des conditions métamorphiques sans doute plus faibles, à la limite du faciès schiste vert - amphibolites vers l'Est. Les gabbros et diorites de la Formation de Morieux sont à divers degrés affectés par des phénomènes de geissification avec recristallisation et montrent une

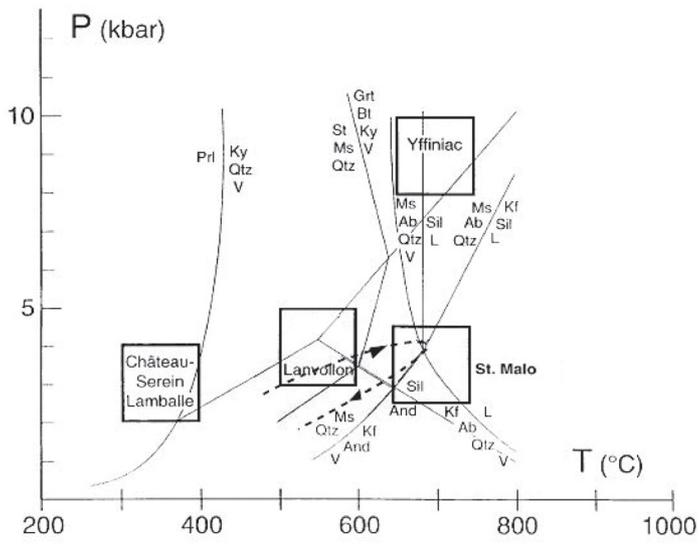


Fig. 16 - Estimation des conditions métamorphiques de pression et de température au sein des formations cadomiennes (modifié de Ballèvre *et al.*, 2001)

amphibolitisation complète : les conditions métamorphiques sont certainement un peu plus élevées que dans la Formation de Lanvallon – Erquy mais E. Égal *et al.*, 2005 insistent sur la part du métamorphisme de contact engendré par la mise en place du système filonien de la Formation de Lanvallon – Erquy dans la Formation de Morieux, ainsi que sur la participation éventuelle de l'intrusion de l'IFCL.

**Unité d'Yffiniac** : les roches de l'Unité d'Yffiniac montrent qu'elles ont subi les conditions de pression et de température les plus élevées du domaine cadomien. Les paragenèses métamorphiques n'ont pas été spécialement étudiées sur la feuille Lamballe : plus à l'Ouest, R. Hébert (1993) ; R. Hébert *et al.*, 1997 ; M. Ballèvre *et al.*, 2001 mentionnent trois stades métamorphiques : ils reconnaissent des assemblages (variations de la composition initiale) à clinopyroxènes (amphiboles + clinopyroxène + plagioclase + quartz) et des assemblages à grenat (amphibole + grenat + plagioclase + quartz) au sein d'assemblages dominants à quartz + plagioclase + amphibole. La paragenèse à grenat incite R. Hébert (1993) à envisager des températures autour de  $700 \pm 50$  °C et des pressions aux alentours de  $9 \pm 1$  kbar : cela caractérise un premier stade avec un métamorphisme moyenne pression, haute température de faciès amphibolites de haut degré. Le deuxième stade est caractérisé par une diminution de la teneur en anorthite dans les plagioclases accompagnée par une diminution des teneurs en Ti dans les amphiboles. Pour M. Ballèvre *et al.*, 2001, ces conditions traduisent éventuellement une baisse de température à mettre en relation avec l'exhumation de l'unité. Enfin, le troisième stade métamorphique consiste par une surimposition statique en faciès schistes verts marquée essentiellement par la chloritisation de la biotite et l'altération des plagioclases.

**Unité de Saint-Malo** : les roches de l'Unité de Saint-Malo montrent certainement la plus grande variabilité métamorphique si l'on considère les températures mais une quasi-constance quant aux pressions. Les schistes et grès de la Formation de Lamballe et les laves de Château-Serein sont épimétamorphiques : les minéraux métamorphiques sont représentés par des phyllites de type séricite associées à de la chlorite. Les conditions de métamorphisme (fig. 16) dans la Formation de Lamballe sont estimées à 300-400 °C pour des pressions variant entre 2 et 4 kbar (Ballèvre *et al.*, 2001). Dans les migmatites de Saint-Malo, qui dérivent de la fusion partielle des sédiments de la Formation de Lamballe, les différentes études menées sur les paragenèses métamorphiques dans la partie est, le long de la Rance, s'accordent globalement pour reconnaître un gradient plus ou moins continu entre des termes « externes », peu affectés par la fusion partielle, et les termes internes les plus touchés et où se localisent principalement les faciès anatectiques. Les analyses montrent que les roches ont subi une phase rétrograde et que les chemins P-T sont rarement préservés, notamment dans leur partie prograde. Les températures estimées pour la partie « migmatites » sont de l'ordre de 550 à 750 °C et les pressions ne dépassent pas 4 kbar, ce qui signifie un gradient thermique

extrêmement important, qui, pour M. Ballèvre *et al.*, 2001, ne peut s'expliquer par un surépaississement crustal (à l'opposé des migmatites de Guingamp), ni par une relaxation thermique post-épaississement.

**Unité de Fougères** : comme ceux de la Formation de Lamballe, les schistes de la Formation de Plélan-le-Petit sont épimétamorphiques et ne semblent pas, sur la feuille Lamballe (comme sur une grande partie de celle de Dinan, Égal *et al.*, à paraître) concernés par le thermométamorphisme de contact lié à l'intrusion du Massif cadomien de Dinan. En revanche, il est possible d'attribuer certaines néo-cristallisations (micas blancs) au métamorphisme de contact engendré par la mise en place du granite varisque de Bobital. Dans d'autres domaines de l'Unité de Fougères, les auréoles de contact liées au magmatisme mancellien (granodiorites et leucogranites) tardi-cadomien sont bien plus développées (fig. 6) et les transformations métamorphiques atteignent fréquemment la cornéification aux abords des plutons.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### *PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET BASE DU PALÉOZOÏQUE : HISTOIRE CADOMIENNE*

Les roches les plus anciennes rencontrées sur la feuille Lamballe appartiennent au « complexe pentévrien » mis en évidence par J. Cogné dès 1959, abandonné, puis finalement réhabilité par les travaux récents sur la chaîne cadomienne (Programme GéoFrance 3D puis lever des cartes géologiques au 1/50 000 de Guingamp et de Saint-Brieuc, Égal *et al.*, 1999, 2005). Sur la feuille Lamballe, seule une infime partie de ce socle ancien affleure (Formation de Morieux, trondhjémite gneissique), en petites unités bordées par des intrusions plus récentes (gabbro de Saint-Alban, IFCL). Les lithologies sont extrêmement variées, de géométries parfois mal connues et de chimismes qui indiquent des sources multiples. La déformation et le métamorphisme postérieurs sont toujours importants et il est difficile de concevoir un modèle simple pour ce magmatisme éocadomien. Les datations effectuées sur les feuilles voisines montrent que ce socle pentévrien est constitué de roches qui se sont différenciées entre 750 Ma (gneiss de Port-Morvan, Égal *et al.*, 1996 ; Samson *et al.*, 2003) et 645-625 Ma (trondhjémite d'Hillion, Balé, 1986 ; Nagy *et al.*, 2002 ; Égal *et al.*, 2005). Le contexte géodynamique ayant prévalu dans ces temps éocadomiens est relativement mal connu : les études pétrographiques et géochimiques récentes (Thiéblemont *et al.*, 1999), couplées à celles menées par les équipes anglaises sur les terrains similaires des îles anglo-normandes permettent d'envisager un complexe d'arcs océaniques (Strachan *et al.*, 1996 ; Power *et al.*, 1990 in Égal *et al.*, 2005). Les terrains pentévriens subissent au moins un épisode de déformation et de métamorphisme avant la mise en place des terrains cadomiens représentés sur la feuille Lamballe par la Formation de Lanvollon –

Erquy : ces déformations, parfois intenses puisqu'ayant entraîné parfois l'ultramylonitisation des roches pourraient s'être déroulées dans un contexte tectonique faisant intervenir des décrochements dextres N-S et des chevauchements à vergence sud comme cela peut être observé dans certaines îles anglo-normandes (Tribes *et al.*, 1996 in Égal *et al.*, 2005). Dans une partie septentrionale du domaine cadomien, aujourd'hui rassemblée dans l'Unité du Trégor, la mise en place du vaste batholite du Trégor (615 ±13, -7 Ma, Graviou *et al.*, 1988) et les tufs de Tréguier témoignent d'un magmatisme important. L'unité du Trégor, qui ne sera que très partiellement touchée par la tectogenèse cadomienne postérieure, comprend également des éléments gneissiques témoins d'un socle ancien (« Icartien ») disloqué et rapporté au Paléoprotérozoïque : plusieurs éléments sont datés autour de 2 000 Ma (Adams, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Vidal *et al.*, 1981). Le complexe volcano-plutonique du Trégor présente une affinité calco-alkaline et il a été interprété (Auvray, 1979) comme un magmatisme de marge active. Cependant, les signatures géochimiques (Égal *et al.*, 1996b) et isotopiques (Guerrot, 1989) témoignant d'une forte contamination crustale : le contexte géodynamique de l'Unité du Trégor pose encore de nombreux problèmes d'intégration dans l'histoire cadomienne *s.l.* et il est clairement à dissocier de l'Unité de Saint-Brieuc (laves tholéïtiques de la Formation de Paimpol, Égal *et al.*, 1996b ; Chantraine *et al.*, 2001) avec laquelle il est en contact par l'intermédiaire d'une faille majeure (Thiéblemont *et al.*, 1996).

Les événements cadomiens *s.s.* débutent globalement vers 600 Ma (avec quelques variantes en fonction des auteurs et des avancées sur les datations géochronologiques). Plusieurs modèles ont été proposés afin d'interpréter les chaînes cadomienne bretonne. Si les deux principales propositions s'accordent avec une convergence orientée globalement vers le Sud-Ouest, les auteurs anglo-saxons (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*, 1992) considèrent que la chaîne résulte en l'accolement de terrains de nature et d'origine différentes (« terranes ») sans épaissement crustal important ; la convergence étant accommodée essentiellement par le jeu de grands décrochements senestres associés à des chevauchements mineurs. L'autre modèle (Brun et Balé, 1983, 1989 ; Balé et Brun, 1990 ; Brun, 1992) implique la participation de chevauchements majeurs (« thrusts ») à composante décrochante senestre. Le programme GeoFrance3D notamment, où sont couplées entre autres les études sismiques (Bitri *et al.*, 2001), pétro-métamorphiques (Ballèvre *et al.*, 2001), géodynamique (Chantraine *et al.*, 2001) entre autres ont permis de conforter le second modèle, en y incorporant finalement le premier : le consensus actuel est articulé sur la mise en évidence d'une surface chevauchante majeure en profondeur (Brun *et al.*, 2001), relayée plus en surface par des décrochements senestres. Ces événements cadomiens, qui se déroulent entre 600 et 570 Ma, s'amorcent par un magmatisme de grande ampleur : il est représenté à l'échelle régionale par les volcanites de Paimpol (tholéïtes d'arc) et de Lanvollon – Erquy (tholéïtes d'arc pour une faible partie et tholéïtes continentales), les

intrusions basiques à intermédiaires de Squiffiec (termes cumulatifs d'une suite tholéitique selon Égal *et al.*, 2005), Saint-Quay-Portrieux et Coëtmeux – Fort-la-Latte (IFCL) ; cette dernière montrant à la fois les caractères d'un magmatisme orogénique et ceux d'un magmatisme anorogénique en domaine d'extension intra ou avant-arc. Le magmatisme basique à ultrabasique dominant dans l'Unité d'Yffiniac correspondrait à une racine d'arc volcanique (Hebert *et al.*, 1997), écaillée plus tardivement entre les Unités de Saint-Brieuc et celle de Saint-Malo. Dans les modèles les plus récents (Chantraine *et al.*, 2001), l'Unité d'Yffiniac marque la suture majeure de l'orogène cadomien. À ces épisodes magmatiques, ou conjointement à la fin de la mise en place des plutons (580-570 Ma environ), succède un épisode tectonique majeur : la convergence se poursuit et elle est accommodée essentiellement par des systèmes décrochevauchants senestres qui n'engendrent que des épaissements modérés mais suffisants pour provoquer le fort métamorphisme des roches de l'Unité d'Yffiniac ainsi que la fusion partielle des gneiss et sédiments dans la région de Guingamp, conduisant à leur migmatitisation partielle (chevauchement de l'Unité de Guingamp par l'Unité de Saint-Brieuc). Cette fusion crustale se poursuit régionalement par l'intrusion anatectique de Ploufragan et celle de Saint-Brieuc qui recoupent les migmatites de Guingamp et scellent le rapprochement tectonique entre les Unités de Saint-Brieuc, d'Yffiniac, de Guingamp et de Saint-Malo (Égal *et al.*, 2005). Alors qu'elle semble s'amortir à l'Ouest, l'histoire cadomienne se poursuit à l'Est par un épisode de fusion partielle aux dépens de gneiss et de sédiments grésopélitiques briovériens qui donne naissance aux migmatites de Saint-Malo. Le contexte géodynamique ne peut être équivalent à celui qui a engendré les migmatites de Guingamp : les faibles pressions et les assemblages métamorphiques principaux témoignent uniquement d'un fort gradient géothermique : les principales caractéristiques des contextes géodynamiques de l'Unité de Saint-Malo et de l'Unité de Fougères ont été résumées et discutées dans M. Ballèvre *et al.*, 2001 (et références incluses) : pour ces auteurs, les mécanismes et le contexte dynamique de la fusion partielle qui est intervenue dans un laps de temps très voisin pour les deux unités, ne sont pas pour autant identiques : ceci s'oppose à l'idée jusque là plus ou moins admise que les migmatites de Saint-Malo représentaient les équivalents profonds du magmatisme mancelien. De nombreux problèmes demeurent encore dans la compréhension et la chronologie des événements mais on ne peut raisonnablement accepter que dans l'Unité de Saint-Malo, et même si le contexte régional reste celui d'un domaine en compression, la migmatitisation soit une conséquence d'un épaissement crustal ; cependant aucun modèle (relaxation thermique, extension et fusion partielle des sédiments qui induit l'inversion du bassin) n'est actuellement satisfaisant. Dans l'Unité de Fougères, pour ces mêmes auteurs, c'est l'ascension de magmas basiques juvéniles au sein de la croûte qui auraient été à l'origine de la fusion partielle des métasédiments et mise en place des granodiorites manceliennes : le gabbro de Trégomar, et celui d'Ernée plus à l'Est pourraient être les témoins de ces magmas juvéniles. Un problème corolaire est d'identifier réellement la nature du

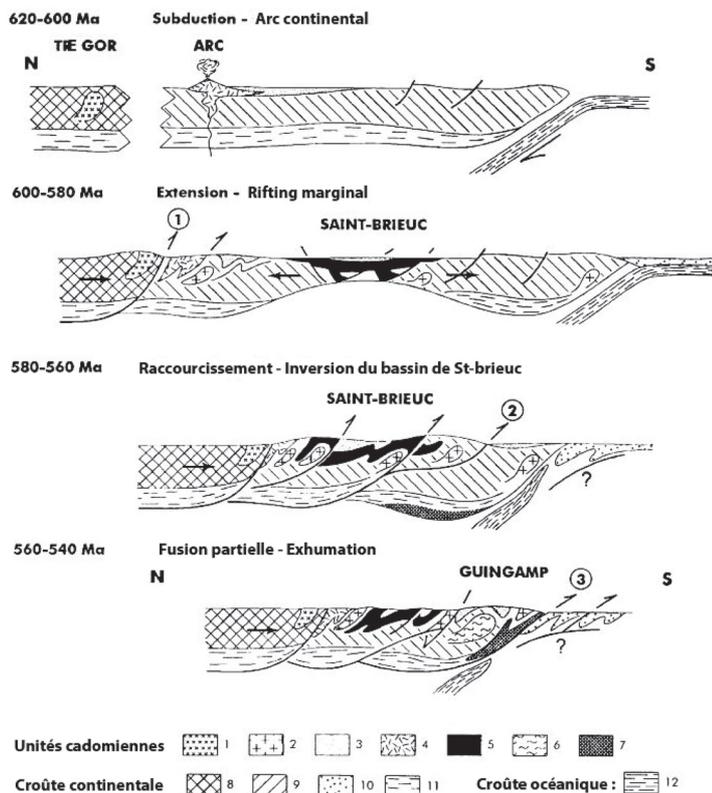
contact entre l'Unité de Saint-Malo et l'Unité de Fougères : dans nombre de publications (y compris les publications de synthèse de Ballèvre *et al.*, 2001 et Chantraine *et al.*, 2001), l'Unité de la Mancellia regroupe l'Unité de Saint-Malo et celle de Fougères car la faille de Plouer-Cancale, si elle est reconnue comme une structure importante de l'orogène cadomien, ne l'est pas en tant que structure dominante. Les concepts résumés ci-dessus et dans les chapitres de description des terrains incitent à distinctement séparer les deux unités (et surtout à éviter d'utiliser le terme ambigu de « Unité de la Mancellia »).

Le modèle récent de l'évolution de la chaîne cadomienne (fig. 17) nord-bretonne proposé par J. Chantraine *et al.*, 2001 permet d'incorporer l'essentiel des caractères magmatiques, géochimiques et tectoniques, avec une subduction orientée vers le Nord et une suture cadomienne représentée globalement par la faille de la Fresnaye et l'Unité d'Yffiniac. Dans ce modèle récent, la signification du magmatisme trégorrois demeure discutée et il n'a pas encore été incorporé de manière satisfaisante.

### *PALÉOZOÏQUE POST-CAMBRIEN*

Aucune roche sédimentaire paléozoïque post-cambrienne n'est préservée sur la feuille Lamballe. Sur la feuille Saint-Cast, un peu plus au Nord, les sédiments rouges du Cap Fréhel sont attribués à l'Ordovicien. Dès la fin du Cambrien mais plus sûrement à l'Ordovicien basal, le Massif armoricain connaît une période d'extension généralisée matérialisée par l'individualisation de bassins syn-tectoniques dans lesquels vont s'effectuer des dépôts essentiellement continentaux d'abord (cônes alluviaux) puis marins qui constitueront, en Bretagne centrale, les « Séries rouges ». Les modalités de cette extension sont assez mal connues, d'autant que des datations effectuées sur les plutons intrusifs du centre-Bretagne (Plouguenast, Ménéac, Plémet) traduisent un épisode magmatique d'assez grande ampleur jusque-là sous-estimé et difficile à intégrer pour l'instant de manière satisfaisante : l'association dans des domaines qui se joutent de granodiorites, de leucogranites peu déformés et d'orthoigneiss très déformés, tous d'âge sensiblement équivalent, rend complexe la compréhension de cette phase magmatique et tectonique.

L'intrusion vers 300 Ma du granite de Bobital (et corollairement le métamorphisme de contact des sédiments de la Formation de Plélan-le-Petit) et le développement du champ filonien doléritique sont les uniques signes sur la feuille Lamballe d'une tectonique éovarisque (pour le champ filonien) à varisque tardif (pour le granite de Bobital), même s'il apparaît assez évident que les grands cisaillements cadomiens aient pu être partiellement réactivés. La mise en place du batholite est synchrone du fonctionnement du cisaillement dextre nord-armoricain mais, à l'opposé des granites sensiblement de même âge (Moncontour, Quintin), il est relativement éloigné vers le Nord de la trace de la



**Fig. 17 - Évolution de la marge cadomienne (Chantraine et al., 2001)**

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

structure majeure ; il s'agit, de plus, du massif le plus oriental parmi les massifs varisques. En carte, ce granite apparaît comme un granite zoné de forme générale assez « ronde » à l'opposé des formes lobées des autres granites plus occidentaux et d'âge sensiblement plus ancien (Plouaret par exemple). L'emplacement tardif de ce granite ainsi suggéré par sa forme est conforté par l'absence de déformation interne, qu'elle soit ductile comme pour le granite de Plouaret, semi-ductile à cataclastique pour les massifs de Quintin et Moncontour.

### *ÉVOLUTION MÉSO-CÉNOZOÏQUE*

Aucun témoin méso-cénozoïque, si l'on excepte les deux petites accumulations tertiaires de Saint-Samson et de Lamballe, n'est préservé. De manière générale, on ne connaît pas le comportement du Massif armoricain au cours du Mésozoïque car les études ne peuvent pour l'instant s'appuyer sur aucun témoin sédimentaire triasique, jurassique ou crétacé. On sait cependant que les limites actuelles de ces sédiments sur les bordures du Massif armoricain avec les bassins sédimentaires limitrophes (bassin de Paris, bassin d'Aquitaine) sont des limites érosives : les sédiments ont pu être bien plus représentés avant d'être érodés dans leur totalité (sauf éventuellement dans la région de Rennes où ils auraient pu préservés être dans un héli-graben limités par des failles N150° environ : une prospection par sondage carotté est prévue dans ce graben dès 2010). On sait aussi que le Massif armoricain, après avoir vraisemblablement subi une phase de pénéplanation post-hercynienne dont les éléments érodés se déposent dans les bassins péri-armoricains, se trouve en position altimétrique « haute » au moment de l'ouverture de l'Atlantique et particulièrement au moment du rifting dans le golfe de Gascogne dont il forme l'épaule septentrional : cette position « élevée » et donc le différentiel d'altitude entre surface continentale et niveau marin relatif, a favorisé une altération importante, qui a modifié les roches du socle protéro- et paléozoïque mais aussi celles du Jurassique et du Crétacé, comme cela peut être observé dans certains secteurs des Pays de la Loire et de Vendée. Il est probable que ces phases d'altération anté-cénozoïques aient largement affecté le Massif armoricain dans sa partie bretonne mais jusqu'à aujourd'hui, aucun profil n'a pu raisonnablement être rapporté à ces périodes d'altération crétacée. Les études récentes sur le Cénozoïque armoricain (Wyns, 1991 ; Wyns, 1996 ; Quesnel, 1996 ; Thomas, 1999 ; Wyns et Guillocheau, 1999 ; Brault, 2000 et 2002) ont montré que dès la fin du Crétacé, l'essentiel du Massif armoricain est émergé : ce fait est à relier à la compression pyrénéenne et aux déformations de grande longueur d'onde qui affectent la lithosphère au front des domaines orogéniques (flambage). Comme au Crétacé inférieur, la position haute du massif et l'action de climats chauds et humides vont favoriser une altération importante qui va générer des profils épais (de l'ordre de 25 à 30 m). Aujourd'hui, sur la feuille Lamballe, seules subsistent les racines profondes de ces profils, excepté sur le gabbro de Trégomar où une vingtaine de mètres d'argiles a été exploité dans les Landes des Potiers. Le

développement des profils d'altération et l'aplanissement progressif de la surface continentale ont pu s'opérer globalement jusqu'à l'Éocène supérieur où les conditions climatiques ainsi que le régime de contrainte tectonique évoluent.

Les silicifications rencontrées sur la feuille Lamballe ne sont pas datées, comme d'ailleurs sur l'ensemble du Massif armoricain. Elles sont rapprochées de celles du bassin de Paris pour lesquelles l'âge Éocène moyen – Éocène supérieur est admis. Ces silicifications ne sont pas en place sur la feuille Lamballe car nulle part ne sont préservés les profils d'altération dans leur entier. On peut imaginer que pour un développement moyen de 15 à 20 m d'altérites, cela signifie qu'elles se situaient à des altitudes dépassant 120 ou 130 m : ceci met en évidence un léger différentiel par rapport à celles du bassin de Paris préservées sur les bordures du Massif armoricain où l'altitude de 100 m est généralement observée. L'apparition de ces silicifications marque un changement dans les conditions climatiques et tectoniques : à la fin de l'Éocène supérieur (Priabonien), le climat s'aridifie et les saisons deviennent contrastées, la topographie évolue avec la création de petits domaines plus ou moins endoréiques qui vont recevoir les produits de démantèlement partiel des profils d'altération. L'accumulation de Lamballe pourrait correspondre à l'un de ces domaines. Le mécanisme de création de ces domaines en subsidence est encore incertain mais on peut raisonnablement le rapprocher d'un phénomène qui commence à prendre de l'ampleur partout en Europe et qui est l'individualisation du « Rift ouest-européen ». Cet événement extensif généralisé, qui va utiliser sur le Massif armoricain, les failles orientées N°140 (faisceau de Quessoy par exemple) va provoquer l'abaissement du bâti et permettre, alors que le niveau marin reste globalement constant, l'envoyage progressif du massif (argiles stampiennes de Quessoy, Stampien de Saint-Jacut-du-Mené, Rupélien marneux puis calcaire marin du Sud de Rennes par exemple). À la fin de l'Oligocène inférieur, tout le domaine armoricain se trouve à nouveau et très rapidement émergé, ceci étant vraisemblablement la conséquence d'une variation eustatique très rapide. Érosion et incisions vont reprendre sur le Massif armoricain, modelant un nouveau relief. Au Miocène moyen (Llanghien – Serravalien), la grande transgression de la « mer des faluns » (faciès dominants : sables calcaires coquilliers, calcaires dolomitiques caractérisant une mer épicontinentale chaude) va envoyer une topographie irrégulière (subsidences locales, dépressions, paléovallées...) avec développement d'une surface d'abrasion marine même si certaines localités montrent la présence d'altérites sous les dépôts miocènes (bassin du Quiou – Tréfumel, accumulation de Landujan en Bretagne centrale à 60-70 km au Sud-Est de la feuille Lamballe). L'envoyage du Miocène moyen fut certainement très important : un large golfe devait se développer entre la Normandie et l'Anjou et s'étendre très largement vers l'Ouest de Rennes. Les études récentes (Wyns, 1991 ; Thomas, 1999) admettent cependant que certains secteurs (Paléozoïque du Sud de Rennes, « hauts » granitiques...) n'ont certainement pas été immergés alors que les hauts niveaux marins auraient dû le

permettre : la surface continentale paléogène ne se présentait (altitude - géométrie) pas encore dans son état actuel (Wyns, 1991).

### *ÉVOLUTION PLIO-PLÉISTOCÈNE – QUATERNAIRE*

Une chute importante du niveau de base à lieu vraisemblablement au Tortonien (environ 11 Ma). Elle est, selon les études récentes (Guillocheau *et al.*, 1998 ; Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000 ; Brault, 2002), à l'origine de l'individualisation de paléorivages et de paléovallées qui seront comblées, lors de deux périodes de remontées du niveau marin. Entre les deux, le Messinien (5,5 Ma ?) est vraisemblablement une période de chute du niveau de base et d'événement tectoniques mal contraints, où les incisions ont pu reprendre. Le comblement sédimentaire est représenté par des dépôts détritiques (« sables rouges ») de milieu d'estuaire interne (sédiments marins) et par des sédiments fluviatiles déposés par des rivières en tresses ou faiblement sinueuses. Le maximum transgressif est sans doute atteint au Reuvérien terminal (âge des argiles noires de Saint-Jean-la-Poterie : 2,4-2,7 Ma ; Morzadec-Kerfourne *in* Fourniguet *et al.*, 1989). Les sédiments de Hénanbihen (Saint-Samson) correspondent à des sables grossiers surmontant un niveau conglomératique. Les études récentes (Brault, 2000 et 2002) montrent que ces dépôts se sont mis en place dans des environnements de type « cône alluvial distal » puis dans des environnements de type « cône alluvial proximal » évoluant vers des rivières à faible sinuosité. N. Brault (2000) propose de reconnaître deux unités dans ces dépôts grossiers qui sont le reflet de deux réseaux fluviatiles successifs (paléocourants à 90° les uns des autres) : ceci signifie qu'au Pliocène, les quelques rares témoins préservés enregistrent des mouvements tectoniques et que ces mouvements, en tous les cas sur la feuille Lamballe, apparaissent résulter de contraintes compressives et utilisent les anciennes directions cadomiennes. À titre d'hypothèse, on pourrait les rapprocher des déformations engendrées par la poussée alpine. À l'heure actuelle, en raison du trop faible nombre d'affleurements et en l'absence de datations et de corrélations fiables, reconstituer la paléogéographie du Mio-Pliocène sur le Massif armoricain.

Dès la fin du Pliocène (Prétiglien), le Massif armoricain va être soumis à des conditions climatiques particulières qu'il n'avait pas connues pendant tout le Tertiaire. Les alternances climatiques vont déterminer des périodes froides et humides (climat périglaciaire) alternant avec des périodes tempérées plus courtes (interglaciaires). Lors des périodes froides, la combinaison des phases de fauchage, gélifluxion, cryoturbation et des phases de stabilisation ont vu se mettre en place les dépôts de head particulièrement bien représentés sur la bordure littorale. À terre, l'âge de l'individualisation des premières terrasses fluviatiles, incisées par le réseau actuel, est mal connu. Des arguments archéologiques (bassin versant de la Vilaine ; Monnier *et al.*, 1981) permettent de proposer une âge « Cromérien », c'est-à-dire entre 700 000 et 500 000 ans.

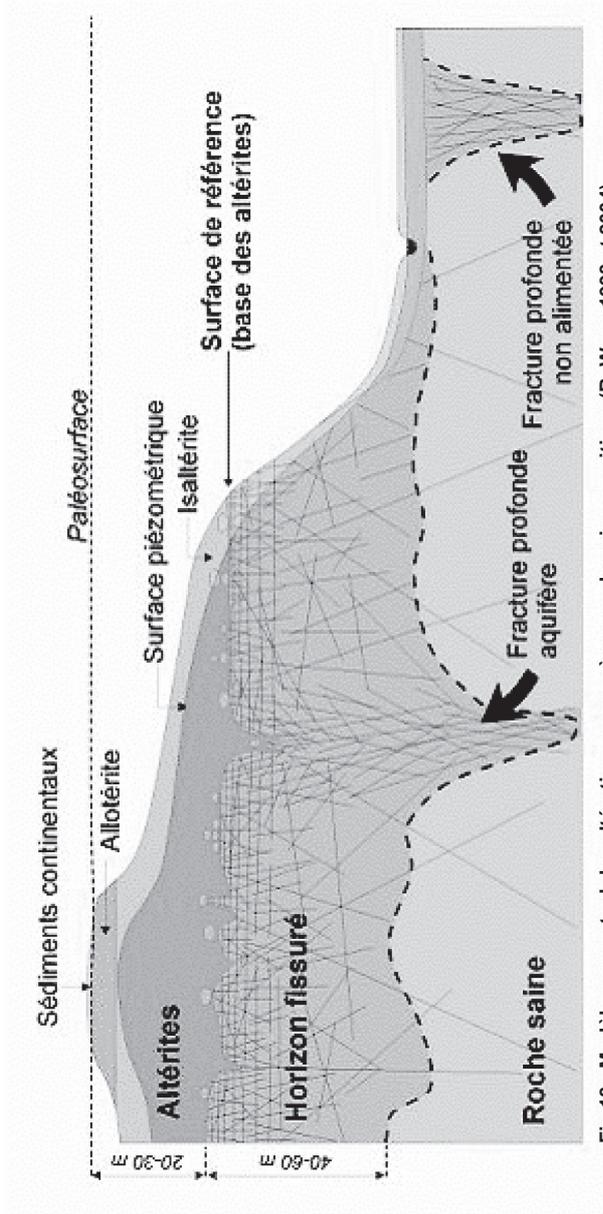


Fig 18 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (R. Wyns 1998 et 2004)

Le remplissage sédimentaire des terrasses est vraisemblablement d'origine climatique (Bonnet, 1998). Il pourrait correspondre, compte tenu du régime hydraulique contrasté des rivières pendant ces périodes froides, à des débâcles temporaires intervenant soit au passage glaciaire-interglaciaire, soit lors d'un court réchauffement au sein d'un épisode glaciaire ; l'incision et le façonnement des terrasses ne pouvant, selon S. Bonnet (1998), intervenir qu'en dehors des maxima glaciaires. La feuille Lamballe ne présente que de très rares témoins sédimentaires associés à cette période, alors qu'ils peuvent être relativement bien conservés en d'autres secteurs du Massif armoricain. Ceci traduit vraisemblablement une histoire érosive récente dans le Centre-Nord du Massif armoricain.

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

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

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RESSOURCES EN EAU

#### Les aquifères du socle breton

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (des fractures ouvertes et productrices à plus de 200 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI : Recherche d'Aquifères Profonds dans le SOcle dans le Département d'Ille-et-Vilaine ; A. Carn-Dheilily *et al.* (2008)), est venu récemment s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (Lachassagne *et al.*, 2001). Cet aquifère multicouches comprend (fig. 18) :

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

Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération. Comme cela a été expliqué précédemment, sur la carte de Lamballe, les altérites sont bien développées sur toutes les formations de socle : migmatites, schistes et grès, micaschistes, granites, gabbros.

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

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. Selon la période de l'année, la profondeur de la nappe varie entre des niveaux hauts l'hiver et bas l'été (*cf.* notamment chapitre 4).

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

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

Sur la feuille de Lamballe, les écoulements de trois rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES (Gouessant, Arguenon et Rosette) (Mougin *et*

*al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface et en écoulement souterrain. Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières : celle-ci est d'environ 50 %. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous (fig. 19).

## Les dispositifs de captage

### Les puits

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

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

- recoupent le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- ou coiffent des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de quelques m<sup>3</sup> à 250 m<sup>3</sup>.

Les puits sont très sensibles :

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

### Les forages

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

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 404 forages implantés sur le territoire de la feuille de Lamballe (voir la Banque des données du Sous-sol, BSS). Les formations géologiques ont été regroupées par lithologie et les moyennes des débits et profondeurs calculées (fig. 20).

Rivière	Dépt	Station hydrologique	Número station	Superficie BV (km <sup>2</sup> )	Période modélisation	Pluie totale (mm/an)	Evapo-transpiration réelle (mm/an)	Pluie efficace (mm/an)	Ecoulement rapide (mm/an)	Ecoulement rapide (%)	Ecoulement lent (mm/an)	Ecoulement lent (%)
Gouessant	22	Andel	J1313010	242	1995-2002	787	600	187	79	42	108	58
Arguenon	22	Jugon-les-Lacs	J1103010	104	1995-2000	861	590	271	156	57.5	115	42.5
Rosette	22	Mégrit	J1114010	102	1995-2000	828	621	207	105.5	51	101.5	49

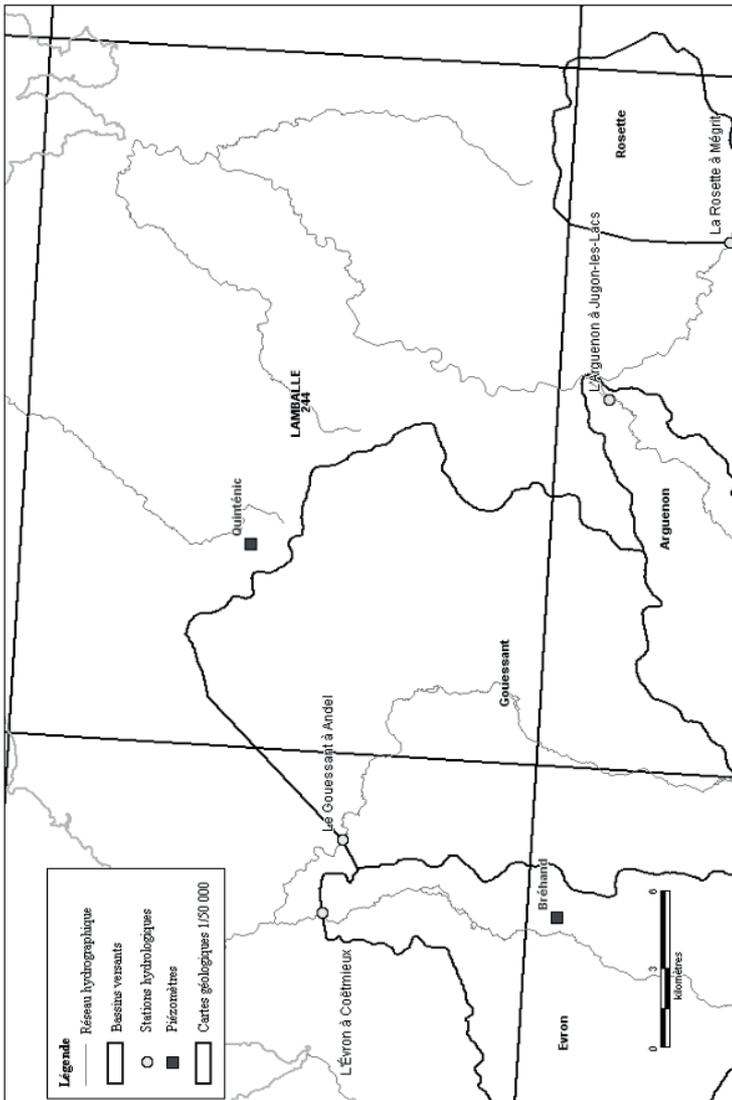


Fig. 19 - Localisation des bassins versants modélisés et résultats obtenus

Unité géologique	Nombre de forages	Débit moyen (m <sup>3</sup> /h)	Profondeur moyenne (m)
Micaschistes	43	10.5	69.0
Grès, Pélites et Tufs	138	10.2	58.5
Migmatites et Gneiss	146	8.5	75.8
Gabbros, Diorites, Amphibolites	53	7.3	56.3
Andésites et Basaltes	11	6.2	71.1
Granites	13	4.4	63.5
<b>Total et moyennes</b>	<b>404</b>	<b>7.8</b>	<b>65.7</b>

Fig. 20 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille de Lamballe

La profondeur moyenne des ouvrages est de 65,7 m (valeurs extrêmes : 10 et 250 m) et le débit instantané moyen : 7,8 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0 et 60 m<sup>3</sup>/h). 60 forages ont une profondeur égale ou supérieure à 100 m. On notera que les forages sont, en moyenne, profonds entre 56 et 71 m. Ceci est dû à la nature de l'altération des formations géologiques de la carte qui conduisent à l'approfondissement des ouvrages pour obtenir les débits recherchés (autour de 5 m<sup>3</sup>/h).

Ce sont les micaschistes et les grès, pélites et tufs qui sont les plus performants avec un débit moyen entre 10,5 et 10,2 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne relativement élevée, 69 m, pour les Micaschistes et moins importante, 58,5 m pour les autres.

Viennent ensuite migmatites et gneiss dont le débit moyen atteint également un débit intéressant, 8,5 m<sup>3</sup>/h pour une profondeur moyenne de foration conséquente, 75,8 m.

Les gabbros, diorites et amphibolites sont un peu moins productifs, 7,3 m<sup>3</sup>/h, mais pour des ouvrages en moyenne moins profonds, 56,3 m.

Peu d'ouvrages traversent les deux formations géologiques restantes, les andésites-basaltes et les granites, aussi les moyennes annoncées sont à prendre à titre indicatif. Les roches volcaniques apparaissent plus performantes que les Granites avec un débit moyen de 6,2 m<sup>3</sup>/h pour une profondeur moyenne élevée

de 71,1 m alors que les granites ont des débits faibles, 4,4 m<sup>3</sup>/h pour des profondeurs moyennes de 63,5 m.

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

### Les captages d'alimentation en eau potable (AEP)

En 2010, quatre forages sont exploités pour l'adduction d'eau potable. Ils sont implantés sur deux communes différentes et recourent soit les Migmatites de Saint-Malo, soit les Micaschistes de Lamballe (fig. 21).

Commune	Lieu-dit	N° BSS (N° SISE- Eaux)	Nature de l'ouvrage	Géologie (code hydro- géologique)	Profondeur (m)	Débit annuel en m <sup>3</sup> (2009)	Teneur en nitrates moyenne en mg/l (période concernée)
BOURSEUL	LA LANDE JACQUES - J1	02448X0060 (22001635)	Forage	Migmatite de St-Malo (N022)	145	42 306	0 (2007)
PLEDELIAC	LE PAS D'EREUC	02447X0076 (22001439)	Forage F0	Micaschistes de Lamballe (M019)	120	47 021	< 2 (2009)
PLEDELIAC	BELOUZE FORAGE PRES STATION	02447X0077 (022001568)	Forage F3	Micaschistes de Lamballe (M019)	192	49 856	2 (2009)
PLEDELIAC	BELOUZE FORAGE AMONT STATION	02447X0078 (022001567)	Forage F4	Micaschistes de Lamballe (M019)	199	43 989	29 (2009)

Fig. 21 - Liste des captages d'alimentation en eau potable de la feuille de Lamballe (244). Sources documentaires : ARS22, Conseil Général 22 et communes

### Qualité chimique de l'eau souterraine

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

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et une agressivité marquée : la teneur en  $\text{CO}_2$  libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

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

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : ce phénomène est lié à des réactions biochimiques, engendrées par la présence de pyrite en profondeur ( $\text{FeS}_2$ ). La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est limitée (fonction de la teneur en pyrite), elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles.

Quelle que soit la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle, ceux-ci ne dispensent pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse un délai pour agir.

L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités (couleur rouille) dans le forage et les installations. Toutefois le traitement du fer est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

En juillet-août 2007 dans le cadre du contentieux européen « nitrates eaux brutes » de plusieurs prises d'eau potable de surface bretonnes, le BRGM a réalisé une campagne de prélèvements d'eau souterraine sur le bassin versant de l'Arguenon à l'amont de la prise d'eau de Pléven (388  $\text{km}^2$ ) (Mougin *et al.*, 2008). 46 ouvrages ont été prélevés (teneurs en nitrates de 0 à 151 mg/l, moyenne 27,4 mg/l) et des phénomènes de dénitrification ont été mis en évidence sur 27 points. La rivière présente des teneurs en nitrates fortes en hautes eaux (70-100 mg/l) et faibles en basses eaux (10-20 mg/l). Ces minima d'étiage peuvent être, en partie, liés à l'importante participation des eaux souterraines dénitrifiées à l'écoulement de l'Arguenon.

Au niveau du site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <http://www.ades.eaufrance.fr> puis recherche par code BSS), un suivi régulier de la qualité des eaux souterraine, opéré par les ARS et l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, est disponible sur les cinq ouvrages suivants :

– captages AEP : le forage du Pas d'Ereuc à Plédéliac (02447X0076), et les forages de Bélouze à Plédéliac (02447X0077/F3 et 02447X0078/F4). Le suivi

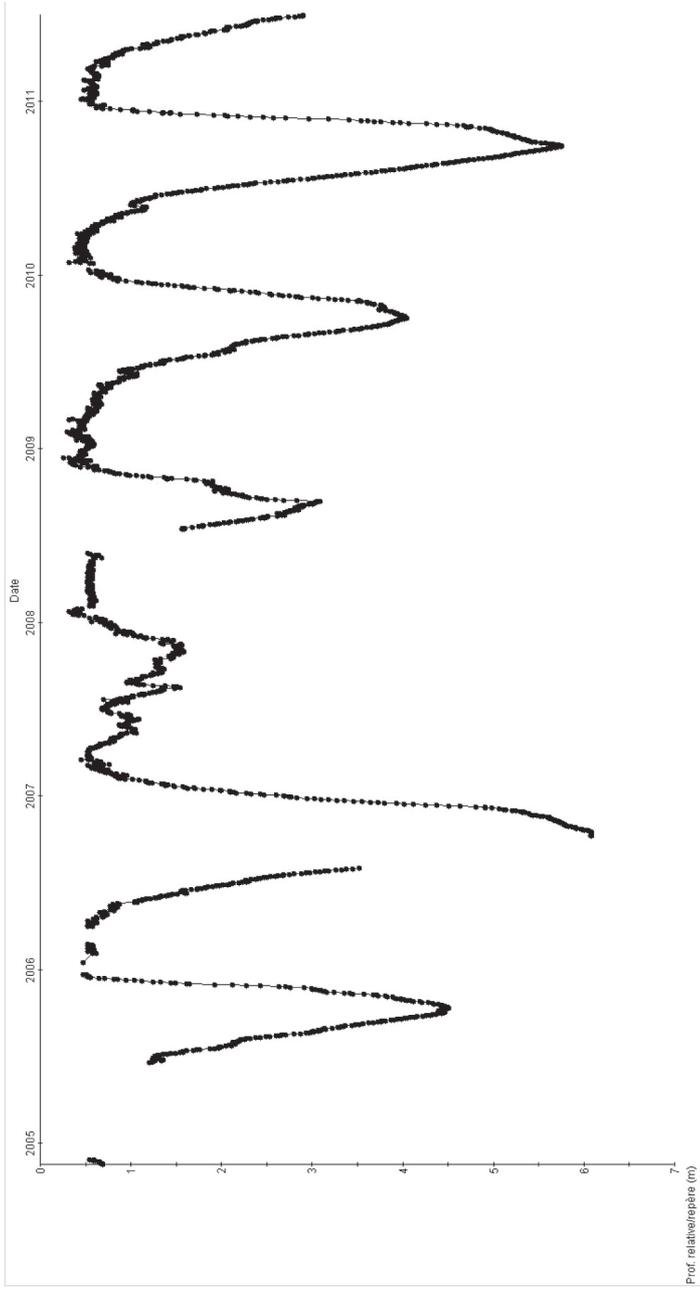


Fig. 22 - Chronique piézométrique de la station de Quinténic (02442X0111/F)

est opéré respectivement depuis septembre 2001, janvier 2006 et décembre 2005 ;

– qualitomètre Agence : le puits du Vau Couronné à Quinténic (02442X0081, suivi de septembre 2001 à mai 2005), le puits de Bélouze à Plédéliac (02447X0057, suivi depuis septembre 2007).

### **Le suivi des niveaux des nappes**

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

– le piézomètre de La Vallée situé sur la commune de Quinténic (02442X0111/F), suivi depuis le 18/11/2004 ;

– le piézomètre des Portes Cargouët situé sur la commune de Bréhand (02794X0063/PZ), suivi depuis le 21/06/2006.

Les deux ouvrages sont implantés dans les Grès, Pélites et Tufs (Formation de Lamballe).

Le suivi des niveaux de nappe à Quinténic (*cf.* fig. 22) montre qu'ils sont assez peu réactifs aux précipitations (pas de successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'ils suivent un battement annuel. Au droit du piézomètre de Quinténic, la nappe peut même dépasser le sol en période de hautes eaux : 0.16 m au-dessus du sol mesuré le 29/01/2010, et 0.22 m au-dessus du sol mesuré le 13/12/2008.

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

Sur l'emprise de la feuille Lamballe, les exploitations en carrière furent rares et de faible importance généralement excepté en deux endroits : la Lande des Potiers (La Poterie) où l'on exploitait les argiles issues de l'altération du gabbro de Trégomar et Les Vaux (Corseul) où subsiste aujourd'hui encore une des plus grandes carrières de granulats et concassés de Bretagne. Autrefois, et particulièrement le long des cours d'eau, là où une roche plutôt saine était accessible, de nombreuses petites excavations ont été réalisées : pour la plupart d'entre-elles, elles fournissaient des matériaux utilisés très localement pour la construction, essentiellement pour les demeures de « maître », les manoirs ou les châteaux. Lorsque la roche résistante était trop profonde à atteindre (Sud-Ouest de la feuille), la méthode du torchi a été utilisée jusqu'au milieu du siècle

dernier : sur une assise en pierre (toute provenance et toute lithologie), on montait des murs constitués d'un amalgame de limons, argiles et paille.

La Lande des potiers : située au Nord de La Poterie, au moulin des Houssas, elle fût le siège, dès le bas Moyen-Âge ou peut-être avant encore, d'une extraction et modelage de l'argile provenant de l'altération du gabbro de Trégomar. Au plus fort de l'activité, au début du XVIII<sup>e</sup> siècle, plus de 70 potiers étaient établis et faisaient vivre toute une communauté dont les activités principales dépendaient plus ou moins directement du travail de l'argile. Le dernier four en activité s'est éteint en 1928. Aujourd'hui, ce domaine très particulier, à la fois pour l'histoire locale mais aussi pour la richesse en végétaux très exceptionnels, est préservé (arrêté préfectoral de protection du biotope, décembre 1989) : un sentier de découverte y a été aménagé et un musée associatif permanent (« l'hoté d'potier ») a été créé dans une ancienne maison de potier (1787) à La Poterie.

#### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

La feuille Lamballe est très pauvre en indices et gîtes minéraux. Aucun n'a fait l'objet d'exploitation si ce n'est dans un passé très lointain le gîte à étaing du Tertre de Brandefér au Sud de Plancoët.

Cuivre : l'inventaire minéralogique de la France (Pierrot *et al.*, 1975) ne signale qu'un gisement métallique, situé dans la partie nord du gabbro de Trégomar : à la Maritaine, dans la commune de Saint-Aaron, un puits de recherche de 22 m a été foncé de septembre 1940 à juillet 1941. On y recherchait essentiellement les minéralisations en cuivre : chalcopryrite et pyrrotite mais l'absence de potentiel significatif a empêché l'ouverture d'une exploitation.

Fer : aucun gisement significatif de fer n'est présent sur la feuille Lamballe. Très souvent, les niveaux de phtanites et particulièrement les niveaux les plus graphiteux contiennent des cristaux de sulfure de fer (pyrite), très souvent altérés.

Or : les filons de quartz ont été prospectés au Nord de La Guérinais, commune de Plancoët. Les trop faibles teneurs et l'extension très limitée des filons et filonnets quartzeux n'ont pas permis une exploitation.

Étain : le domaine des quartzites du Tertre de Brandefér, au Sud de Plancoët fût exploité jusqu'au milieu du siècle dernier pour l'obtention d'une roche de construction très résistante. Il est probable qu'en réalité se soit superposées deux périodes d'occupation du Tertre de Brandefér puisque les carrières ont ré-ouvert sur le flanc nord du Tertre, d'anciennes ouvertures datées de l'âge du fer et qui

ont pu être d'anciennes galeries minières, notamment pour l'extraction de l'étain disséminé.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

Pour la Préhistoire, le Paléolithique est peu représenté sur la feuille de Lamballe. Seul le secteur des landes de La Poterie a livré des indices de Paléolithique inférieur, Paléolithique moyen et peut-être Paléolithique supérieur. Un fait essentiel est la présence de matières taillables (phtanites et surtout silicifications de type « silcrètes »). L'exploitation de ces matériaux a manifestement duré du Paléolithique ancien au Néolithique, de sorte que l'individualisation des sites est difficile. Au Néolithique, si le silex apporté de la côte a été utilisé, d'autres roches plus locales ont été mises en œuvre : grès éocènes, quartzites, phtanites, tufs, dolérites, quartz, cornaline. Des sites d'occupation, marqués par des industries sur éclats, parfois des haches polies, ont été reconnues sur les communes d'Hénansal, La Bouillie, Plédéliac, Saint-Aaron, Trégomar. Une étude, entre Gouessant et Frémur, a montré que les sites néolithiques sont surtout sur des plateaux et des versants, moins souvent sur des sommets. Ils sont généralement associés à des sols assez profonds et de bonne qualité agronomique.

Par contre le Néolithique est bien représenté. Tout d'abord on peut identifier des sépultures mégalithiques remarquables. L'allée couverte de La Hautière à Trégon est située sur un versant ; c'est un monument long de 16 m, en partie fait de dalles de grès éocène et aussi de dolérite, avec 4 supports « orthostates » du côté est et 11 du côté ouest ; six tables sont en place dont la plus grande est large de plus de 3 m. Sur la même commune, le dolmen de La Ville-Tinguy, très ruiné, se présente comme une « table » de 3,20 sur 2,10 m, inclinée et s'appuyant sur 2 piliers ; quelques chicots de roches émergeant du sol sont probablement des restes d'orthostates. Sur la même commune, existe une autre allée couverte ruinée (La « Grosse Roche » à La Ville-Goudié). L'allée couverte de La Ville-Gesnouan, à Créhen, longue de 13 m, est orientée du Nord-Est au Sud-Ouest ; elle comprend cinq tables de couverture, larges d'environ 3 m, inclinées vers le Nord-Ouest par suite de l'affaissement des supports de ce côté ; au Sud-Est par contre on voit 12 supports encore bien plantés et doublés par six contreforts ; l'extrémité sud-ouest est fermée par une grosse dalle verticale, tandis que celle du Nord-Est semble ouverte. Pour la petite histoire, il semblerait que Chateaubriand se soit inspiré de ce site pour Les Martyrs (épisode de la druidesse Velléda). L'allée couverte de Lorgeril, dite « la Roche-Couverte », à Hénanbihen est longue de 17 m et large de 1,75 m ; orientée nord-est/sud-ouest, elle est constituée de dalles de quartzite ou de phtanite et de dolérite. L'allée couverte de La Ville-Bellanger à Hénansal, dite « La Roche aux Fées », est

construite en granodiorite et composée d'une galerie sans vestibule, de 13 m de long, 0,90 m de haut et 1,30 m de large ; elle a 11 supports, 7 tables dont 2 seulement sont en place (dimensions 2 à 3 m). À Plédéliac, l'allée couverte de Saint-André est longue de 23 m, large de 2,10 m et conserve 40 blocs (piliers et dalles) en gabbro de Trégomar ; à l'extrémité nord-est, une *cella* terminale au sol empierré était adossée à la dalle de chevet de la chambre. Ce monument est associé à un alignement de menhirs (une dizaine de blocs de gabbro aujourd'hui abattus sont disposés dans l'axe du monument sur une centaine de mètres. Sur la même commune, l'allée couverte des Jeannetières est longue de 12 m ; il n'en reste que quelques orthostates et une dalle de couverture. Construite en gabbro local, comme celle de Saint-André, l'allée couverte du Chêne-Hut, à Saint-Aaron, est orientée est-ouest ; elle comprend 11 supports (7 debout, 4 tombés) et des tables, l'ensemble étant long de 11 m et large de 1,50 m. Sur La Poterie-Lamballe, une allée couverte et un dolmen dans le secteur du Bois-du-Plessis ont subi de fortes destructions. Une allée couverte, longue de 8 m, existe aussi à La Croix Jaunet, en Saint-Rieul.

De plus, des menhirs sont à signaler. Celui de La Ville-Goudier (Trégon), dit le « menhir de Grosse-Roche » est haut de 2,60 m sur autant de large et porte plusieurs cupules sur la face ouest. Au même lieu-dit, existe une petite pierre dressée, haute de 1 m et d'un diamètre de 80 cm. Le menhir de Saint-Malen, à Plédéliac, est situé en fond de vallée de l'Arguenon ; haut de près de 2 m pour sa partie non enterrée, il aurait été submergé par les eaux du barrage de l'Arguenon s'il n'avait pas été déplacé. Le menhir de Guihallon, à Trégomar-Lamballe, est en gabbro local ; haut de plus de 5 m, il est situé sur un point culminant. Le menhir du Bois-es-Lucas, en Saint-Cast a une hauteur de 2 m et celui de Launay, en Trégon, est haut de 2,60 m.

L'occupation à l'Age du Bronze est signalée par des dépôts à Corseul, Créhen, Lamballe.

La feuille de Lamballe est entièrement incluse dans le territoire du peuple gaulois des Coriosolites. Les prospections intensives du Centre Régional d'Archéologie d'Alet (CeRAA), menées d'avion ou au sol depuis près de quarante ans, ont permis d'identifier une cinquantaine d'établissements agricoles protohistoriques sur cette feuille. La plupart se matérialisent par des enclos à fossés.

Après la victoire des troupes de Jules César sur la coalition gauloise au milieu du I<sup>er</sup> s. av. J.-C., l'empereur Auguste a divisé la Gaule en civitates ; en ce qui concerne les Coriosolites, au début du siècle ap. J.-C., il crée ex *nihilo* le chef-lieu de la *civitas* à Corseul (*Fanum Martis*). Une structure urbaine, reposant sur un quadrillage orthogonal de rues, est implantée. Grâce à la prospection aérienne et à des fouilles, le plan antique de la ville et son histoire sont relativement bien connus. On peut en visiter le quartier de Monterfil mis en valeur à la suite de

fouilles exhaustives. Ce chef-lieu se développa jusqu'au III<sup>e</sup> siècle mais connaîtra un déclin au cours du IV<sup>e</sup> siècle. Un musée local permet de voir les nombreuses découvertes faites dans la ville antique.

Un réseau de voies romaines desservait alors la région ; ces voies marquent encore le paysage. La plus importante allait de Corseul à Carhaix (*Vorgium*) en passant au sud de la baie de Saint-Brieuc ; elle traversait l'Arguenon à Plancoët, puis passait par les bourgs de Pluduno et Hénanbihen pour rejoindre le Chemin-Chaussée, à La Bouillie (les routes D204, 206 et D17 ont repris ce tracé antique). À cet endroit existait une étape routière (*mansio*) qui se présentait comme un petit vicus. De là, partait une voie secondaire qui permettait de rejoindre le site portuaire d'Erquy. De Pluduno, une autre voie secondaire se dirigeait vers Alet en passant par Saint-Lormel. Une seconde voie, remarquable par sa linéarité, quittait Corseul vers le sud-ouest pour rejoindre Vannes (*Darioritum*). Des bornes milliaires jalonnaient ces voies mais elles ont souvent été déplacées. Deux fragments de ces bornes ont été retrouvés à Ruca et Saint-Potan. Un troisième milliaire, entier et daté du III<sup>e</sup> siècle ap. J.-C., est visible dans le bourg de Saint-Méloir-des-Bois. Un dernier est aussi conservé à Saint-Lormel dans le parc d'un château.

À l'époque gallo-romaine, comme à l'époque gauloise, la zone couverte par la feuille de Lamballe était une zone essentiellement agricole. Les prospections, au sol ou d'avion, ont permis d'y localiser près de 200 établissements gallo-romains.

Pour l'époque médiévale, une quinzaine de mottes castrales matérialisent les pouvoirs seigneuriaux. La moitié d'entre elles est répartie le long des rivières de l'Arguenon et du Frémur qui, orientées sud-ouest/nord-est, marquent le paysage ; manifestement ces mottes assuraient la perception de droits de passage sur des gués. Au sein de la forêt de la Hunaudaye, une grande clairière correspond à une zone défrichée par le monastère de Saint-Aubin. Le développement de Plancoët au Moyen Âge a reposé sur deux facteurs : d'une part, le passage d'une voie, d'autre part, sa situation au point de rupture de charge pour une navigation fluviale sur l'Arguenon.

#### *SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE*

La carte de Lamballe se prête malheureusement moins facilement à la découverte géologique que ses voisines, essentiellement parce qu'elle ne possède que très peu de façade maritime avec des estrans dégagés. Aussi ne seront pas définis ici des circuits de visite mais plutôt une liste (non exhaustive) des affleurements qui présentent des conditions d'observations correctes. Certains se situent dans d'anciennes carrières qui sont sporadiquement en cours de comblement ou le long de talus de route ; aussi leur pérennité n'est pas assurée.

Certains autres sont situés à l'entrée de la presqu'île de Saint-Jacut-de-la-Mer, dans l'anse d'Arguenon, et il est largement préférable d'attendre une marée basse pour s'y rendre.

**Granite de Bobital** : le granite de Bobital n'offre qu'une toute petite partie observable sur la feuille Lamballe et rarement dans des conditions exemptes d'altération. Les affleurements les plus sains se situent au Sud du bourg de La Landec. À partir de la N176, prendre à droite vers le bourg de La Landec sur la D62 qui rejoint Corseul. Au lieu-dit les Touches, une petite vallée s'amorce qui s'enfonce vers le Nord-Ouest. L'affleurement localisé immédiatement en début de vallée, consiste en une ancienne carrière aujourd'hui réhabilitée (propriété privée, autorisation souhaitable) dont il subsiste le front de taille est, d'une puissance de 5 à 6 m. On y observe un granite homogène à gros grain, de teinte généralement jaunâtre du fait d'un début d'altération, tronçonné par plusieurs familles de diaclases.

**Granites de Trégomar et Plédéliac** : le petit massif granitique de Plédéliac n'est observable quasiment qu'à l'Est du cimetière de Plédéliac où un parking a été aménagé en empiétant de quelques dizaines de mètres sur la colline. L'affleurement, d'une puissance inférieure à 2 m, est de qualité très médiocre : on y observe un granite leucocrate altéré où l'on distingue aisément le quartz, les feldspaths et les grandes lames de muscovite. Ailleurs, la cartographie a été réalisée par l'observation des formations superficielles car les arènes granitiques tranchent des formations plus fines et plus argileuses provenant de l'altération des schistes et micaschistes encaissants. Le granite de Trégomar est mieux représenté : on l'observe aisément à l'Est de Bel-Air où la route aménagée pour l'accès à la station d'épuration a recoupé ce granite dans des niveaux assez sains : le long de la route, on distingue un granite clair homogène où les minéraux sont de plus petite dimension que ceux du granite de Plédéliac. À l'heure des levés, la piste qui mène de la station d'épuration vers le Champ du Bois au Nord avait été élargie et permettait d'observer sur plusieurs centaines de mètres d'affleurement continu les récurrences très nombreuses des arènes du granite sous forme de filons de 2 à 5 m de puissance au sein d'un encaissant délité en plaquettes de schistes micacés.

**Gabbro de Trégomar** : il est très difficile d'observer le gabbro de Trégomar à l'affleurement ; le plus souvent, il se présente en « boules » éparpillées dans les champs ou en bordure des cultures ou en arènes grenues sombres. Récemment, l'élargissement de la D52a, dans une partie un peu encaissée, entre La Poterie et le Champ du Bois permet d'observer un talus de route où la roche affleure. Elle est néanmoins caractérisée par une altération importante, et présente assez rarement le faciès sain. Au droit d'une habitation (attention, route passante et aucun dégagement), un gabbro plus sain, plus sombre mais très fracturé, peut être correctement observé : il s'agit dans l'ensemble d'un faciès à gros grain au sein duquel se différencient très localement des passages beaucoup

plus lités et à grain plus fin. On peut également observer la roche en place le long de la voie ferrée au lieu-dit Montjugien : c'est une roche sombre à grain moyen qui présente des signes d'une intense déformation et qui est parcourue dans une direction N-S par un dense réseau de filons de quartz (parfois cristallisé). Ce sont finalement les « boules » éparses (ou les blocs à la surface des champs en période de labours) qui permettent une meilleure observation : au Nord, la zone du Cosquer avec son allée couverte, en remontant vers la cote 108 ; au Sud près du menhir de Guihalon et de la fontaine Saint-Antoine (observation des arènes sombres) et en remontant vers l'Ecobue.

NB : le sentier de découverte des Landes du Houssas serpente au milieu des anciennes carrières d'argiles utilisées par les potiers de La Poterie. Aujourd'hui site protégé, les cavités d'extraction ne sont quasiment plus visibles : elles se sont progressivement remblayées naturellement ou ont permis la création (naturelle) de petites mares à faune et flore riches et très particulières. Au Coude de la D28 à hauteur du Moulin des Houssas, les champs sont parsemés de débris de cherts siliceux (PhtR) qui font vraisemblablement partie d'une vaste enclave siliceuse préservée au cœur du gabbro de Trégomar.

**Migmatites de Saint-Malo** : c'est à l'exutoire de l'Arguenon, dans les environs de Notre-Dame-du-Guildo, que l'on peut le plus facilement observer les migmatites de Saint-Malo. Deux solutions sont envisageables à partir des parkings du port de Notre-Dame-du-Guildo : la première consiste à laisser son véhicule au parking du port et longer la grève vers le Nord sur quelques centaines de mètres en rive gauche d'Arguenon. Au passage, on croisera un filon de dolérite d'une puissance voisine de 5 m et qui, par altération le long des fissures puis dégagement par action marine, libère des « boules » d'une dolérite sombre très résistante. Le terme de « Pierres sonnates » provient du fait que cette dolérite sous forme de boule est extrêmement difficile à casser et que les objets métalliques « rebondissent » en faisant « sonner » la roche. Ces filons, d'orientation globalement N-S, sont la manifestation d'un évènement tardif et font partie de l'ensemble du champ filonien doléritique s'étendant largement dans tout l'Est du Massif armoricain. En poursuivant vers le Nord en longeant l'estran, on peut observer le domaine migmatitique quasiment en continu jusqu'à la plage des Quatre Vaux. Cependant, cet estran demeure relativement dangereux (présence de vases « mouvantes », très rares possibilités de remonter). Pour l'observation des migmatites, il est alors préférable d'envisager l'autre possibilité qui consiste à traverser le pont qui enjambe l'Arguenon, à longer la plage sur un petit sentier qui passe aux pieds du château du Guildo. De là, traverser le petit ruisseau puis longer la petite falaise sur 100 m environ, en rive droite d'Arguenon. On arrive alors rapidement dans une anse bien dégagée et ensablée avec un très bel affleurement en falaise (5 m de haut) de migmatites rubannées constituées d'une alternance de leucosomes à quartz, plagioclase sodique, microcline et rares biotite, et de mélanosomes essentiellement biotitiques avec parfois quartz, feldspaths. La sillimanite et cordiérite ont été

observées sur des affleurements très similaires dans les environs du Nord de Dinard. Les leucosomes semblent plutôt isotropes tandis que les mélanosomes soulignent fortement la foliation pentée ici assez faiblement vers le Nord-Ouest. Les lentilles quartzieuses sont très fréquentes, étirées dans le plan de foliation.

Evidemment, de par sa très forte représentation sur la carte, la Formation des migmatites de Saint-Malo peut être observée en de très nombreux autres endroits : les anciennes carrières le long du Québriand à son intersection avec la D19, le domaine nord de Plancoët dans les environs de Saint-Lormel, le domaine sud de Plancoët, jusqu'à Bourseul et Saint-Méloir et bien évidemment tout le long de l'Arguenon où des sentiers de randonnée permettent de faire le tour complet de la retenue d'eau depuis le pont de la Ville Thanet. Même si cette excursion peut paraître un peu longue, elle est particulièrement enrichissante car elle permet d'observer en place quasiment tous les faciès de migmatites (métatexites, diatexites et anatexites) et de mesurer leur récurrence. Ce parcours croise aussi régulièrement de gros filons de pegmatites, essentiellement à quartz et feldspaths mais certains d'entre eux présentent de belles minéralisations en tourmaline (schörl), en muscovite et en béryl (pierreux, verdâtre).

**Volcanites de Château-Serein** : les volcanites de Château-Serein qui occupent une longue bande étroite à la bordure nord de l'Unité de Saint-Malo peuvent être facilement observées à l'ancienne carrière des Vaux, immédiatement au Sud-Est d'Hénanbihen : on y observe le contact entre les éléments de la Formation de Lamballe, très schistosés, dans l'extrême sud de la carrière, aujourd'hui envahi par une végétation dense et des volcanites beaucoup plus homogènes et massives, grises qui occupent tout l'imposant front de taille nord de la carrière : le contact entre les deux formations semble néanmoins concordant et ne paraît pas s'effectuer par l'intermédiaire d'un domaine déformé (faille *s.l.*) : ceci renforce l'idée d'une quasi-contemporanéité entre les laves et les sédiments.

**Formation de Lamballe** : la Formation de Lamballe est très difficile à observer dans un état sain. La plupart des affleurements présentent une altération très importante ou se limitent à quelques éléments (plaquettes, blocs de grès, cherts noirs) emballés dans une matrice limono-argileuse dominante. Néanmoins, quelques petits affleurements situés aux abords immédiats des cours d'eau offrent des conditions un peu meilleures : signalons par exemple les anciennes petites carrières aux bords du ruisseau de Saint-Rieul, au Nord de Saint-Sulien, l'ancienne petite carrière située au lieu-dit l'Étang dans la partie sud-ouest de la carte le long du Guessant, les affleurements situés aux pieds de la tour de Montbran sur la route qui mène de Montbran à la Bouillie. Les meilleurs points d'observation des phtanites se situent à Hénanbihen, immédiatement au Sud de l'église où un éperon siliceux noir est préservé « en place » ainsi qu'au Sud de Quintenic, aux lieux-dits la Chopinerie et la

Cocheriaie et où de très nombreux fragments anguleux de phanites litées noires et blanches parsèment les champs (conditions de sub-affleurement).

#### BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.-D. (1976) - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.
- AUGRIS C., HAMON D. *et al.*, (1996) - Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor). Éditions IFREMER, 72 p.
- 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 à 1/20 000. IFREMER, Brest.
- 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 Saint-Malo à Granville (Ille-et-Vilaine – Manche). Échelle 1/50 000, éditions QUAE 2006.
- 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 l'anse de Paimpol à Saint-Malo (Côtes d'Armor – Ille-et-Vilaine). Échelle 1/50 000, éditions QUAE 2008.
- AUVRAY B. (1967) - La série volcanique de la pointe de la Heussaye (Erquy : Côtes du Nord). Thèse spécialité, Paris, 1967.
- 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., HAMEURT J. (1971) - Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, III, 2, p. 59-76.
- AUVRAY B., LEFORT J.-P., MONNIER J.-L. (1976) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM. Notice explicative par Auvray B., Lefort J.-P., Monnier J.-L., 26 p.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, 5, p. 953-957.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980a) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.
- BALÉ P. (1986) - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord - Interaction décrochement - chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Thèse Univ. Rennes, France, 361 p., inédit.
- BALÉ P., BRUN J.-P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C. R. Acad. 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.
- 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.
- BARROIS C. (1896) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 1<sup>ère</sup> 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., PRUVOST P., WATERLOT G. (1939) - Révision de la feuille Saint-Brieuc : structure du Briovérien. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 34, 197, p. 6-10.
- BERTHOIS L. (1936) - Le massif de gabbro de Trégomar (C.-du-N.). *Bull. Soc. Lin. Normandie*, (8), 9, p. 80-83.
- BITRI A., BRUN J.-P., TRUFFERT C., GUENNOG P. (2001) - Deep seismic imaging of the cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, 331, p. 65-80.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse Université de Rennes, *Mémoires Géoscience Rennes*, 86, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) - Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.
- BONNOT-COURTOIS C., MAZÉ J.-P., LE VOT M., AUGRIS C., EHRHOLD A., SIMPLET L., BLANCHARD M. (2009) - Carte morpho-sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel. Ille-et-Vilaine et Manche. Éditions QUAE 2009.
- BOS P. (1983) - Actions du BRGM en faveur de l'industrie granitière de Bretagne. Rapport exercice 1981-82. BRGM, 83 SGN 122 BRE.
- BRAULT N. (2000) - Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne - Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Rapport d'avancement n° 2, sept. 1999 - sept. 2000. Université de Rennes I, inédit.
- 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.
- BROWN M. (1978) - The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the Saint-Malo region, Armorican Massif, France. *Precambrian Research*, 6, p. 1-21.
- BROWN M. (1979) - The petrogenesis of the Saint-Malo migmatite belt, Armorican Massif, with particular reference to the diatexites. *Neues Jarhb. Mineral. Abhandlungen*, 135, p. 48-74.

- BROWN M. (1995) - The late precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): distortion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie de la France*, 3, p. 3-22.
- 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<sup>e</sup> cycle, Rennes, 99 p.
- BRUN J.-P. (1992) - Discussion on the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany). *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 151-155.
- BRUN J.-P., BALÉ P. (1990) - Cadomian tectonics in Northern Brittany. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): « The Cadomian Orogeny ». *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 95-114.
- BUN J.-P., GUENOC P., TRUFFERT C., VAIRON J. (2001) - Cadomian tectonics in Northern Brittany: a contribution of 3D modelling on a crustal scale. *Tectonophysics*, 331, p. 229-246.
- CABANIS B. (1986) - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris VI, *Mém. Sci. Terre*, Univ. P. et M. Curie, 690 p.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1987) - Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the Northern Armorican Massif (France) - Implications for geodynamic evolution during the Cadomian. In « Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites ». *Geol. Soc. Sp. Publ.* 33, p. 525-539.
- CALVEZ J.-Y., VIDAL P. (1978) - Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of Western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 395-399.
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (2008) - RAPSODI Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR, 108 p, 68 ill.
- CHANTRAINE J., CARRIC G., DADET P., FLAGEOLLET J.-C., GUÉRANGÉ B., SAGON J.-P., TÉGUYEY A. (1979) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Moncontour (279). Orléans : BRGM. Notice explicative par Carric G. *et al.* (1979), 43 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, IV, 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., ÉGAL É., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE GOFF É., BALLÈVRE M., GUENOC P. (2001) - The Cadomian active margin. *Tectonophysics*, 331, p. 1-18.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C., *et al.* (1996) - Carte géologique de la France au millionième, 6th ed, BRGM, Orléans.

- CHAPPELL B.-W., WHITE A.-J.-R. (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, p. 173-174.
- COCHERIE A., CHANTRAINE J., FANNING C.-M., DABARD M.-P., PARIS F., LE HÉRISSÉ A., ÉGAL É. (2001) - Datation U/P : âge Briovérien de la Série d'Erquy (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci., Paris, Sci. Terre planètes*, 333, p. 427-434.
- COGNÉ J. (1951) - Remarques sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille-et-Vilaine) - *Bull. Soc. Géol. France*, p. 139-146.
- COGNÉ J. (1959) - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, I, 1, p. 112-118.
- COGNÉ J. (1962) - Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, IV, 3, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. Intern. CNRS, Paris, 192 - Notes et *Mém. Serv. Géol. Maroc*, 236, p. 193-218.
- COGNÉ J., SAGON J.-P. (1976) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 3<sup>e</sup> édition, Orléans, BRGM.
- COGNÉ J., LE MÉTOUR J., AUVRAY B., JEANNETTE D., LARSONNEUR C., LEFORT J.-P., MORZADEC M.-T. (1980) - Carte géologique de France à 1/50 000, feuille Saint-Cast, Orléans : BRGM.
- 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.
- DABARD M.-P., LOIS A (1998) - Environnement de dépôts des formations à phtanites interstratifiés du Protérozoïque supérieur armoricain (France) : conséquences sur la genèse des phtanites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 326, p. 763-769.
- DABARD M.-P. (2000) - Petrogenesis of graphitic cherts in the Armorican segment of the cadomian orogenic belt (NW France). *Sedimentology*, 47, p. 787-800.
- DALLMEYER R.-D., STRACHAN R.-A., D'LEMS R.-S. (1991a) - Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the baie de Saint-Brieuc (North Brittany), France: evidence from Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> mineral ages. *Can. J. Earth. Sci.*, 28, p. 762-773.
- DALLMEYER R.-D., D'LEMS 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.

- DARLET P.-A, DABARD M.-P, CHAUVEL J.-J. (1990) - Les Métasédiments brioveriens de la Rance (Bretagne du Nord) dans l'évolution cadomienne du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sc.*, série 2, 310, p. 779-786.
- DEUNFF J., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J., JEANNETTE D., VIDAL P. (1973) - Confirmation micro-paléontologique de l'âge radiométrique Ordovicien inférieur du groupe spilitique d'Erquy (Côtes-du-Nord), *C. R. Acad. Sci., Paris*, série D, 276, p. 935-937.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, IV, 5, p. 801-814.
- D'LEMONS R.-S., BROWN M., STRACHAN R.-A. (1992) - Granite magma-generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc., London*, 149, p. 487-490.
- D'LEMONS R.-S., BROWN M. (1993) - Sm-Nd isotope characteristics of late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geol. Mag.*, 130, p. 797-804.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In D'lemons R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): The cadomian orogeny. *Geol. Society, Spec. Publ.*, 51, p. 115-131.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- ÉGAL É., GUENNOC P., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., LEBRET P., HALLÉGOUET B. (1996a) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Pontrieux – Étables-sur-Mer (204) BRGM, Orléans ; notice explicative par Égal É. *et al.*, 1995, 194 p.
- ÉGAL É., GUERROT C., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996b) - The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany. In « Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic ». *Geol. Soc. Amer. Sp. Publ.*, 304, p. 218-318.
- ÉGAL É., LE GOFF É., LEBRET P. (1999) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Guingamp (242). BRGM, Orléans ; notice explicative par Égal É. *et al.*, 1999, 194 p.
- ÉGAL É., THOMAS É., GUENNOC P., HALLÉGOUET B., HOULGATTE E., AUGRIS C. (2005) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM. Notice explicative par Égal É., Thiéblemont D., Thomas É., Guennoc P., Hallégouet B., avec la collaboration de Cam A., Chantraine J., Guerrot C., Houlgatte E., Le Berre P., Martelet G., Monnier J.-L., Teygey M., Truffert C. (2005), 221 p.

- ÉGAL É., THIÉBLEMONT D., THOMAS É., GUENNOC P., HALLÉGOUET B., avec la collaboration de CARN A., CHANTRAINE J., GUERROT C., HOULGATTE E., LE BERRE P., MARTELET G., MONNIER J., TEYGEY M., TRUFFERT C. (2005) - Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM, 221 p. Carte géologique par Égal É., Thomas É., Guennoc P., Hallégouët B., Houlgatte E., Augris C. (2005).
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- 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, ostracode et palynologie). *Géologie de la France*, 1-2, p. 55-78.
- 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 D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (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). Augris C. et Hamon D. coord. ; Éditions IFREMER, p. 17-26, incl. 2 cartes à 1/100 000.
- GUERROT C. (1989) - Archéen et Protérozoïque dans la Chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et chronologie U-Pb sur zircons. Thèse Rennes et Mém. Doc. CAESS, Rennes, 25, 164 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.-J. (1990) - U-Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (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 É. (1998) - Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C. R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 327, p. 237-243.

- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1980) - Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne, in Chalain J. : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes ». Colloque Dijon (1978), *supp. Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire, Paris*, n.s. 1, p. 211-225.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire, Paris*, n.s. 29, p. 119-126, ou *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, 25-26, p. 127-138.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1989) - Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain (France). *Géographie Physique et Quaternaire*, Montréal, Canada, 43, 2, p. 223-232.
- HALLOT E. (1993) - Injection dans les réservoirs magmatiques - Contraintes pétrologiques (massifs de Fort la Latte et de Saint-Brieuc, Bretagne nord) et modélisation analogique. Thèse Univ. Rennes., *Mém. Géosciences Rennes*, 49, 281 p.
- HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif Armoricaïn). Thèse Univ. Rennes, *Doc. BRGM*, 228, 355 p.
- HÉBERT R. (1995) - Evidence for multiple high-T metamorphism and regional migmatization within the Cadomian belt of northern Brittany, France. *J. Geol. Soc., London*, 152, p. 213-216.
- HÉBERT R., BALLÈVRE M. (1993) - Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern brittany (France): constraints on low-pressure metamorphism. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, 164, 2, p. 215-228.
- HÉBERT R., HALLOT E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1993) - New structural, petrological and 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 É., BALLÈVRE 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.
- JEANNETTE D. (1972) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne (thèse d'État, Strasbourg). *Sci. Geol. Strasbourg*, mém. 36, 175 p.
- JEANNETTE D., COGNÉ J. (1968) - Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 266, p. 2211-2214.
- 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, France). *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 12, n° 6, p. 920-927.
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - *Groundwater*, vol. 39, (4), p. 568-581
- LAHAYE Y., BLAIS S., AUVRAY B., RUFFET G. (1995) - Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. Geol. Fr., Paris*, 166, 5, p. 601-612.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'État, Géographie, Université Caen, Groupe Seine édit., 908 p.
- LE GALL J., BARRAT J.-A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- LEES G.-J., ROACH R.-A., SHUFFLEBOTHAM M.-M., GRIFFITS N.-H. (1987) - Upper Proterozoic basaltic volcanism in the Northern Massif Armorican, France. In: *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic suites. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 33, p. 503-523
- LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) - Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, 303, p. 1587-1592.
- LE GOFF É., ÉGAL É., CHANTRAINE J. (1994) - Structures et champ de déformation dans la Chaîne cadomienne à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (Nord du Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 319, p. 231-238.
- LENÔTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R., BROCHARD G. (1999) - Two comparative levelling methods for demonstrating current vertical movements and their application to Brittany (France). *Tectonophysics*, 301, p. 333-344.
- 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<sup>e</sup> 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.
- MARTINEAU F. (1976) - L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy. Arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des éléments en traces. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes 1976, ronéo, 76 p.
- MARTINEAU F., VIDAL PH., AUVRAY B., HAMEURT J. (1975) - Caractérisation à l'aide des éléments traces du volcanisme paléozoïque d'Erquy. Cadre géotectonique. 3<sup>e</sup> réun. ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 249.

- MILORD I., SAWYER W., BROWN M. (2001) - Formation of diatexite Migmatite and Granite magma during Anatexis of Semi-pelitic Metasedimentary Rocks: an exemple from Saint-Malo, France. *Journal of petrology*, 42, 3, p. 487-505.
- MONNIER J.-L., JUMEL G., JUMEL A. (1981) - Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine) : stratigraphie et industrie. *Bull. SPF*, vol. 72, p. 317-382.
- 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. La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. TOTAL FINA ELF, mém. 26, p. 153-163.
- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration Jegou J.-P., Lachassagne P., Stollsteiner P., Wyns R. (2008) - SILURES Bretagne - Rapport final, Année 5, BRGM/RP-56457-FR, 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- MOUGIN B., ALLIER D., PUTOT E., SEGUIN J.-J., STOLLSTEINER P., SCHROETTER J.-M. (2008) - Bassins versants bretons en contentieux européen : typologie et modélisation de l'évolution des concentrations en nitrates. Phase 2 - Rapport final - BRGM/RP-56408-FR - 128 p., 68 ill., 3 ann.
- NAGY E.-A., SAMSON S.-D., D'LEMONS R.-S. (2002) - U-Pb geochronological constraints on the timing of Brioverian sedimentation and regional deformation in the Saint-Brieuc region of the Neoproterozoic Cadomian orogen, northern France. *Precambrian Res.*, 116, p. 1-17.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) - Études palynologiques (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 25, 239 p.
- PASTEELS P., DORÉ F., (1982) - Âge 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., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine central-armoricain. *Bull. BRGM*, 4, p. 349-356.

- PEUCAT J.-J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHE J. (1981) - Late Proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex: a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology*, 9, p. 169-173.
- PEUCAT J.-J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J.-Y. (1984) - Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricaire : géochronologie Rb-Sr. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 6, p. 1365-1373.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1975) - Côte du Nord – Inventaire minéralogique de la France n° 5. BRGM, 220 p.
- PRUVOST P., WATERLOT G. (1941) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (59), 2<sup>e</sup> édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- QUESNEL F. (1996) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. *Doc. BRGM*, 263, 266 p. et annexes.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983a) - Le domaine interne de la Chaîne cadomienne dans le Massif armoricaire : étude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en baie de Saint-Brieuc. *Doc. BRGM*, 66, 31 p.
- RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983b) - Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Brioverien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif armoricaire). *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, XXV, 4, p. 615-621.
- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DENIS E., BALÉ P., BARDY P. (1990) - The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 81-94.
- ROACH R.-A., LEES G.-J., SHUFFLEBOTHAM M.-M. (1990) - Brioverian volcanism and Cadomian tectonics, baie de Saint-Brieuc, Brittany: stages in the evolution of a late precambrian ensialic basin. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 41-67.
- SAMSON S.-D., D'LEMOIS R.-D., BLICHERT-TOFT J., VERVOORT J. (2003) - U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: new evidence for a unique juvenile terrane. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 208, p. 165-180.
- SHUFFLEBOTHAM M.-M. (1987) - The evolution of the Penthièvre crystalline massif and the adjacent Brioverian supracrustal rocks, Northern Brittany, France. PhD. thesis, University of Keele.
- SHUFFLEBOTHAM M.-M. (1989) - Geochemistry and Geotectonic interpretation of the Penthièvre crystalline massif, Northern Brittany, France. *Precambrian Research*, 45, p. 247-261.

- SHUFFLEBOTHAM M.-M. (1990) - The geology of the Penthièvre crystalline massif : a reappraisal of the type. Pentevrian area, northern Brittany. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 27-39.
- STRACHAN R.-A., TRELOAR P.-J., BROWN M., D'LEMOIS R.-S. (1989) - Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. *J. Geol. Soc., London*, 146, p. 423-426.
- STRACHAN R.-A., ROACH R.-A. (1990) - Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. In D'Lemos R.-S., Strachan R.-A., Topley C.-G. (eds): "The Cadomian Orogeny". *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 133-150.
- STRACHAN R.-A., BROWN M., DALLMEYER R.-D., D'LEMOIS 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'LEMOIS R.-S., DALLMEYER R.-D. (1996) - Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France. In "Avalonian and Related Peri - Gondwanan Terranes of the Circum - North Atlantic". *Geol. Soc. Amer. Sp. Publ.*, 304, p. 319-332.
- THIÉBLEMONT D., ÉGAL É., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1999) - Témoins d'une subduction « éocadomienne » (665-655 Ma) en Bretagne nord : arguments géochimiques. *Géologie de la France*, 1, p. 3-11.
- THIRY M. (1999) - Diversity of continental silicifications features: examples of the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), Paleoweathering, Paleosurfaces and related continental deposits. Inter. Ass. Sediment. Special Publications, 27, p. 87-127.
- THIRY M., KOENIGUER J.-C., MÉNILLET F. (1988) - Les silicifications de surface : la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, p. 5-14.
- 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.
- TRIBE I.-R., STRACHAN R.-A., D'LEMOIS R.-S. (1996) - Neoproterozoic shear zone tectonics within the Icartian basement of Guernsey and Sark, Channel Islands. *Geol. Mag.*, 133, 2, p. 177-192.
- TRUFFERT C., ÉGAL É., LE GOFF É., GUENNOU P. (2001) - From 2.5D gravity modelling to structural geometry understanding - the North-Brittany Cadomian active margin. *Tectonophysics*, 331, p. 81-97.
- VAN-VLIET LANOË B., BONNET S., LAURENT M. (1995) - Évidences d'une activité sismique au Pléistocène moyen et supérieur dans le Massif armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. Ass. Fr. Périglaciaire. Environnements périglaciaires et C. R. *Groupe Régionalisation de Périglaciaire*, n° XX, 2, p. 4-22.

- 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*, sér. D, 373, p. 132-135.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNÉ J. (1974) - Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 279, sér. D, p. 631-634.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R., COGNÉ J. (1981) - Precambrian 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.
- WEBER C., BARBEY P., CUNNEY M., MARTIN H. (1985) - Trace element behaviour during migmatitisation. Evidence for a complex melt-residuum-fluid interaction in the St. Malo migmatitic dome (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, p. 52-62.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.
- WYNS R. (1996) - Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. In : Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF - ASF, Rennes, Octobre 1996.
- WYNS R. (1998) - Ressources en eau de la Margeride ouest - PRD 324 - Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif Central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors-texte.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In : Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23-24 novembre 1999, 1999. Éditions BRGM, p. 103-108.
- WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, t. 175, n° 1, p. 21-34.

**ANNEXE**



**GABBRO – DIORITE – AMPHIBOLITES**

A006 : Gabbrodiorites et amphibolites de la Formation de Morieux (Complexe de Penthièvre)

A009 : Métagabbros, métadiorites

D003 : Gabbro de Trégomar

D008 : Microgabbros et microdiorites amphibolitisées de la Formation de Lanvollon-Erquy

D046 : Gabbro de Saint-Alban

N023 : Intrusion de Coëtmieux-Fort-la-Latte : gabbrodiorites, diorites, tonalites

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m <sup>3</sup> /h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02441X0037	A006	2,00	34	244368,642	2410355,49	100	1
02441X0119	A006	2,5	60	244960	2410540		2
02441X0036	A006	3,00	62	245147,93	2410727,6	85	3
02441X0118	A006	12	70	244950	2410530		4
02441X0015	A009	18,00	27	246989,716	2406530,88	111	5
02441X0009	A009	12,00	30	246516,782	2403788,71	114	6
02441X0014	A009	20,00	30	247867,188	2407623,63	99	7
02445X0057	A009	6,00	37	241972,807	2400935,87	106	8
02442X0108	A009	2,5	40	249920	2407820	76	9
02441X0041	A009	9,00	42	247869,594	2406683,37	100	10
02441X0024	A009	2,50	43	243788,931	2402601,22	115	11
02442X0049	A009	3,00	43	248711,894	2405925,28	90	12
02442X0060	A009	10,00	46	249908,78	2407288,86	86	13
02441X0026	A009	18,00	46	241578,81	2402415,28	124	14
02441X0016	A009	12,00	48	247463,223	2405251,74	97	15
02442X0097	A009	3,00	51	249430,805	2408327,99	87	16
02442X0031	A009	15,00	51	251853,334	2409604,73	88	17
02442X0059	A009	6,00	52	250515,415	2408670,89	74	18
02442X0064	A009	7,00	52	249219,657	2406866,91	89	19
02442X0032	A009	3,00	55	250173,66	2409290,24	77	20
02442X0098	A009	7,50	70	249205,794	2408317,33	85	21
02442X0048	A009	5,00	79	248527,211	2407725,36	97	22
02442X0061	A009	2,50	80	249640,463	2406587,94	84	23
02442X0062	A009	25,00	80	249640,463	2406587,94	84	24
02445X0069	D003	0,10	10	247054,676	2396978,13	87	25
02445X0139	D003	5	40	246690	2396850	93	26
02446X0021	D003	10,80	40	249229,281	2399294,46	102	27
02445X0048	D003	20,00	46	245900,409	2398475,53	97	28
02445X0093	D003	2,50	54	246734,689	2397007,23	94	29
02445X0097	D003	2,40	58	245332,498	2397623,83	85	30
02445X0134	D003	11,7	64	246380	2396460	91	31
02445X0140	D003	6	80	246681	2396865	92	32
02441X0008	D008	2,00	31	243616,85	2410953,64	64	33
02441X0006	D008	7,50	34	243078,154	2410381,95	90	34
02441X0030	D046	3,00	27	241862,708	2408498	113	35
02441X0028	D046	4,00	45	242662,962	2408530,2	113	36
02441X0007	D046	6,00	55	245228,585	2410527,68	83	37
02441X0031	D046	2,50	77	241921,939	2408798,29	106	38
02441X0029	D046	7,00	100	242703,06	2408470,28	112	39
02441X0013	N023	8,00	25	247573,781	2408833,23	80	40
02441X0039	N023	4,00	33	241531,379	2405196,06	90	41
02441X0038	N023	20,00	52	243580,876	2405611,59	110	42
02441X0052	N023	7	61	242330	2407570	102	43
02441X0048	N023	1,50	63	247904,652	2408589,09	80	44
02441X0084	N023	4	67	244370	2406430	106	45
02441X0034	N023	10,00	70	242779,935	2405859,52	100	46
02441X0047	N023	1,20	76	242606	2407069	98	47
02441X0046	N023	3,00	76	245130	2409897	81	48
02441X0033	N023	9,00	82	243987,476	2406983,19	110	49
02441X0032	N023	5,50	88	243436,979	2407061,79	103	50
02441X0049	N023	0,20	100	247583,863	2408798,29	80	51
02442X0106	N023	3	100	248108	2407925	91	52
02441X0050	N023	11,00	103	247842,671	2409364,13	79	53
<b>MOYENNE</b>		<b>7,25</b>	<b>56,32</b>				

**GRANITES**

G038 : Granite de Quesoy-Lamballe

G040 : Monzogranite isogranulaire, localement porphyroïde (Massif de Dinan)

G111 : Leucogranite de Planguénoual

G120 : Granites de Plédéliac et de Trégomar

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m <sup>3</sup> /h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02445X0044	G038	3,00	31	240914,548	2396411,71	49	1
02445X0092	G038	10,00	54	241582,82	2397153,76	53	2
02442X0153	G038	1	64	251930	2405870		3
02442X0154	G038	2	67	251940	2405880		4
02448X0047	G040	2,5	10	265925	2390855	99	5
02448X0022	G040	4,80	37	264665,871	2390461,42	100	6
02448X0065	G040	15	41	263160	2390170	103	7
02448X0008	G040	2,50	67	265163,781	2391362,84	96	8
02448X0901	G040	3,00	70	265742,69	2391874,38	78	9
02448X0064	G040	0	112	265860	2390810	96	10
02441X0027	G111	3,00	79	242179,258	2406047,98	101	11
02446X0031	G120	3,6	83	248160	2395870	85	12
02446X0071	G120	7	110	250460	2393800	95	13
<b>MOYENNE</b>		<b>4,42</b>	<b>63,46</b>				

**MICASCHISTES**

**M018 : Micaschistes à biotite-muscovite (Formation de Corseul)**

**M019 : Micaschistes plagioclasiques (Formation de Lamballe)**

**C005 : Micaschistes à biotite-muscovite (Formation de Corseul) au contact du granite de Dinan**

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m <sup>3</sup> /h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02448X0011	M018	7,70	40	261659,85	2392554,34	112	1
02448X0013	M018	2,00	49	265542,655	2395854,91	75	2
02448X0031	M018	10,00	70	264495,509	2394611,97	87	3
02448X0052	M018	13,00	73	264395,148	2394734,79	91	4
02448X0025	M018	18,00	82	262849,174	2392997,49	100	5
02448X0014	M018	5,00	103	266838,986	2397478,56	65	6
02443X0023	M019	8,00	30	255223,794	2406052,1	77	7
02447X0027	M019	7,00	31	257427,957	2396854,86	77	8
02443X0040	M019	3,00	35	254876,998	2400879,5	55	9
02447X0014	M019	10,00	37	255405,956	2397429,87	86	10
02442X0067	M019	1,40	40	254025,418	2401347,51	77	11
02445X0086	M019	4,00	40	245810,015	2391003,33	89	12
02443X0035	M019	25,00	40	255464,844	2405682,62	77	13
02442X0116	M019	3	41	252182	2406562	64	14
02443X0032	M019	7,00	42	257858,96	2408309,54	61	15
02447X0024	M019	13,50	43	255048,735	2400179,72	57	16
02447X0026	M019	1,60	46	257427,957	2396854,86	77	17
02446X0020	M019	3,50	46	251944,3	2393820,08	98	18
02447X0013	M019	18,00	50	254081,9	2394985,8	78	19
02447X0025	M019	2,40	52	255051,484	2399119,51	84	20
02443X0041	M019	7,00	52	254876,998	2400879,5	55	21
02443X0073	M019	13	58	259680	2407010	61	22
02446X0016	M019	4,90	60	253361,271	2395133,94	106	23
02447X0018	M019	5,60	60	257448,35	2396724,94	73	24
02443X0029	M019	8,00	65	257218,528	2408368,09	48	25
02446X0018	M019	15,00	67	248419,289	2391530,34	97	26
02447X0061	M019	18,00	70	255016,77	2399009,41	88	27
02443X0036	M019	3,50	71	255529,574	2403832,25	66	28
02442X0102	M019	4,5	71	254307	2400898	71	29
02442X0068	M019	9,00	71	254025,418	2401347,51	77	30
02447X0032	M019	18,00	72	254061,621	2395025,79	85	31
02447X0028	M019	2,40	75	258277,131	2397267,07	45	32
02443X0067	M019	15	76	258400	2408600	52	33
02446X0025	M019	14,10	81	253940,753	2395375,56	91	34
02447X0060	M019	10,00	85	255967,68	2396811,09	69	35
02447X0017	M019	5,00	86	255581,932	2399040,81	75	36
02443X0106	M019	3	100	255150	2400600		37
02443X0072	M019	10	100	254780	2400990	63	38
02443X0054	M019	29,00	100	259733,512	2406803,78	58	39
02443X0104	M019	8	110	255520	2403910		40
02447X0077	M019	60	196	254140	2394990	82	41
02447X0078	M019	24,5	199	254140	2394990	82	42
02448X0023	C005	<b>1,80</b>	<b>53</b>	263954,178	2391049,73	103	43
<b>MOYENNE</b>		<b>10,52</b>	<b>69,02</b>				

**MIGMATITES ET GNEISS**

**N002 : Trondhjenite orthogneissique**

**N022 : Migmatites de Saint-Malo indifférenciées (à reliques de gneiss fins)**

**N024 : Orthogneiss (de Matignon)**

**N058 : Gneiss fins (de la Richardet) à passées migmatitiques**

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m <sup>3</sup> /h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02443X0108	N002	3,5	90	257270	2404010	55	1
02448X0075	N022	1	19	262105	2398240	29	2
02448X0074	N022	2	19	262160	2398470	32	3
02448X0066	N022	1	20	261925	2398120	27	4
02448X0067	N022	1	22	261820	2398320	27	5
02448X0073	N022	4	24	261790	2398460	30	6
02447X0015	N022	1,20	28	254779,501	2392096,87	30	7
02447X0012	N022	14,00	30	257417,761	2392953,84	87	8
02444X0032	N022	0,00	31	264923,418	2403545,83	49	9
02447X0062	N022	0,7	31	260267	2397207	65	10
02444X0070	N022	4,00	31	266028,765	2409630,73	25	11
02445X0067	N022	0,10	34	241627,043	2398294,34	87	12
02447X0011	N022	10,00	34	256527,801	2392901,48	80	13
02443X0020	N022	10,00	37	258996,844	2405361,49	46	14
02444X0067	N022	1,50	40	266110,222	2408990,65	10	15
02444X0084	N022	20	40	262615	2409393	63	16
02444X0037	N022	7,00	42	265672,689	2403897,78	49	17
02447X0021	N022	5,00	43	259541,612	2395639,87	72	18
02444X0034	N022	18,00	43	262135,419	2406379,77	46	19
02448X0005	N022	12,00	45	263434,385	2398940,56	50	20
02443X0068	N022	2,7	46	258400	2402815	48	21
02448X0010	N022	3,50	46	262637,568	2397588,2	34	22
02447X0022	N022	6,00	46	254549,679	2391996,28	54	23
02443X0021	N022	28,00	46	260079,85	2404343,9	50	24
02445X0075	N022	7,00	47	244750,266	2394611,51	55	25
02444X0038	N022	1,00	49	264160,399	2408625,63	40	26
02444X0015	N022	9,00	49	263368,738	2405202,36	32	27
02443X0074	N022	2	50	259650	2401870	68	28
02447X0029	N022	3,50	50	258858,332	2396858,52	67	29
02444X0076	N022	5,00	50	265628,352	2407659,03	35	30
02444X0090	N022	5	50	265630	2407670	34	31
02444X0085	N022	7	50	263885	2404330	16	32
02444X0035	N022	7,50	50	263603,487	2407373,75	57	33
02443X0028	N022	13,50	50	256002,623	2402703,07	58	34
02443X0037	N022	2,00	51	260199,802	2400392,93	64	35
02444X0043	N022	9,10	51	265360,951	2400595,83	43	36
02448X0009	N022	1,20	52	262027,611	2397506,63	25	37
02447X0033	N022	5,50	52	256643,399	2390731,34	101	38
02448X0029	N022	7,20	52	264036,437	2398201,83	46	39
02444X0072	N022	50,00	52	266288,146	2407885,76	11	40
02447X0020	N022	4,20	53	259890,584	2396060,91	60	41
02447X0023	N022	5,00	53	254219,725	2391945,3	63	42
02444X0075	N022	5,00	53,5	265676,928	2408269,33	24	43
02443X0059	N022	6,00	54	259626,965	2405418,09	57	44
02447X0035	N022	6,00	54	259502,888	2399100,72	60	45
02445X0071	N022	3,00	55	246587,241	2395956,53	81	46
02448X0053	N022	6	55	261149	2396724	43	47
02446X0019	N022	15,00	55	253002,56	2390681,96	78	48
02444X0080	N022	18,00	55	263398,64	2405262,51	33	49
02444X0089	N022	18	55	263383	2405262	34	50
02447X0034	N022	20,00	55	256643,399	2390731,34	101	51
02443X0026	N022	5,00	56	260914,13	2402715,44	56	52
02443X0025	N022	6,00	56	260635,617	2402144,55	62	53
02443X0066	N022	1,5	58	260518	2401255	58	54
02444X0074	N022	1,80	58	265786,34	2408534,67	15	55
02444X0016	N022	5,40	58	263822,998	2403553,04	25	56
02447X0084	N022	4	60	257390	2393050		57
02447X0085	N022	4	60	257400	2393050		58
02447X0083	N022	10	60	257380	2393050		59
02444X0041	N022	3,00	61	262000,802	2404218,68	54	60
02445X0062	N022	5,00	61	242977,449	2398298,01	64	61
02447X0016	N022	10,80	61	259483,755	2398750,61	55	62
02445X0073	N022	11,00	61	244899,662	2394921,88	71	63
02443X0024	N022	18,00	61	260480,034	2400313,65	53	64
02446X0015	N022	30,00	62	253795,71	2393434,68	64	65
02445X0070	N022	9,00	64	247266,397	2396368,52	74	66
02444X0083	N022	20	64	268845	2405440	10	67
02444X0093	N022	1,5	70	263310	2408460	53	68
02444X0094	N022	1,5	70	263310	2408450	53	69
02443X0070	N022	1,8	70	259940	2401670	49	70
02444X0078	N022	3,00	70	262440,971	2404179,73	51	71
02444X0042	N022	3,60	70	261528,899	2400906,42	25	72
02444X0118	N022	3,6	70	261970	2401300		73
02444X0091	N022	4	70	263130	2408030	57	74

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m <sup>3</sup> /h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02446X0029	N022	5,00	70	252896	2393222	55	75
02448X0028	N022	12,50	72	264036,437	2398201,83	46	76
02443X0046	N022	5,00	73	258299,128	2400408,17	69	77
02448X0027	N022	10,80	73	264036,437	2398201,83	46	78
02444X0036	N022	20,00	73	265283,962	2403386,58	33	79
02444X0062	N022	42	73	266243	2407991	18	80
02444X0129	N022	2	76	263930	2401370		81
02444X0092	N022	3,5	76	264240	2406650	26	82
02443X0047	N022	4,00	76	255334,237	2402011,08	62	83
02448X0030	N022	23,00	76	264143,901	2399222,39	49	84
02444X0069	N022	60,00	76	265594,096	2407383,72	39	85
02447X0019	N022	2,00	79	259470,466	2396059,87	71	86
02443X0044	N022	8,00	79	260682,016	2403555,11	60	87
02447X0089	N022	3	80	260430	2397720	68	88
02444X0040	N022	3,50	80	261569,341	2404727,7	55	89
02448X0026	N022	9,00	80	263463,485	2399330,78	51	90
02444X0086	N022	9,5	80	264560	2406815	26	91
02444X0117	N022	22	80	261960	2401300		92
02448X0019	N022	4,00	83	261637,967	2397295,71	35	93
02444X0066	N022	1,00	85	262862	2407812	51	94
02448X0020	N022	3,70	85	261082,659	2399364,92	38	95
02444X0068	N022	6,80	88	265374,47	2407208,2	40	96
02447X0087	N022	6	90	259880	2396700	68	97
02447X0088	N022	7	90	259890	2396710	68	98
02444X0017	N022	0,20	91	262729,91	2400649,33	30	99
02444X0079	N022	6,00	91	263466,808	2405962,97	41	100
02447X0073	N022	12,2	91	258730	2395770	81	101
02445X0074	N022	7,00	92	245259,748	2394902,86	67	102
02444X0088	N022	4,8	93	265450	2407190	42	103
02444X0020	N022	0,50	100	262429,628	2400728,61	15	104
02444X0018	N022	1,00	100	262709,975	2400669,27	30	105
02443X0045	N022	2,20	100	260372,455	2403314,29	54	106
02444X0026	N022	2,30	100	262679,844	2400649,22	39	107
02444X0025	N022	2,50	100	262779,747	2400699,51	28	108
02444X0039	N022	4,50	100	263068,915	2405121,7	34	109
02447X0030	N022	5,00	100	259065,355	2398079,24	24	110
02447X0086	N022	8	100	260530	2397570		111
02444X0077	N022	8,50	100	265397,957	2405777,72	41	112
02448X0049	N022	10,20	100	264683	2399473	50	113
02443X0069	N022	12	100	259947	2402232	65	114
02444X0024	N022	14,50	100	262849,862	2400719,68	25	115
02444X0019	N022	0,50	103	262879,879	2400669,73	25	116
02444X0022	N022	0,50	103	262499,973	2400618,74	50	117
02444X0045	N022	1,40	103	261730,309	2400356,73	15	118
02447X0031	N022	9,00	103	259779,339	2396550,68	67	119
02444X0023	N022	0,10	109	262699,435	2400869,42	23	120
02444X0048	N022	2,20	109	261931,26	2400017,15	38	121
02444X0027	N022	10,00	109	262629,892	2400649,1	41	122
02444X0130	N022	10	110	262340	2402250		123
02444X0081	N022	20	117	265863	2407670	31	124
02444X0131	N022	20	117	265890	2407700		125
02444X0029	N022	10,00	121	264873,696	2403455,55	49	126
02448X0035	N022	44,00	121	261811,537	2399896,74	25	127
02444X0031	N022	6,50	130	264783,531	2403505,38	49	128
02444X0046	N022	6,80	130	261880,507	2400287,18	35	129
02444X0047	N022	8,30	130	261930,802	2400207,22	37	130
02444X0087	N022	26	130	264290	2404080	27	131
02444X0030	N022	11,00	133	264923,418	2403545,83	49	132
02444X0073	N022	2,00	151	266289,062	2409511,35	22	133
02444X0021	N022	5,00	151	262630,007	2400619,09	37	134
02444X0071	N022	14,40	166	265958,993	2409485,35	22	135
02448X0059	N022	6,2	199	261792	2398233	32	136
02448X0061	N022	16,2	199	261915	2398296	32	137
02448X0062	N022	16,9	199	261899	2398641	34	138
02448X0060	N022	13	250	261702	2398336	36	139
02443X0058	N024	3	40	257825	2409860	51	140
02443X0062	N024	4,00	69	257916,358	2409320,14	54	141
02448X0007	N058	3,60	31	266736,563	2398498,67	70	142
02448X0018	N058	7,50	70	266516,937	2398327,97	63	143
02448X0016	N058	10,00	70	264940,832	2396543,69	64	144
02448X0054	N058	9	76	266180	2398205	52	145
02448X0048	N058	10,80	124	265341	2396484	70	146
<b>MOYENNE</b>		<b>8,52</b>	<b>75,78</b>				

**GRÈS- PÉLITES ET TUFES**

**S008 : Grès, pélites et tufs de la Formation de Lamballe**

**E000 : Grès, pélites et tufs de la Formation de Lamballe**

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m³/h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02442X0092	S008	10,00	19	254276,206	2408905,75	35	1
02445X0060	S008	10,00	22	242764,698	2400317,77	85	2
02446X0010	S008	20,00	29	247878,874	2399310,84	90	3
02445X0053	S008	3,60	30	246147,187	2392124,48	75	4
02445X0050	S008	9,40	30	245313,594	2393422,53	88	5
02443X0033	S008	10,00	31	260637,45	2409317,05	73	6
02445X0054	S008	14,00	31	243180,577	2394377,22	55	7
02442X0030	S008	20,00	31	248272,986	2401612,62	75	8
02445X0096	S008	3,70	32	245254,363	2393172,43	89	9
02445X0173	S008	3	33	243350	2393240		10
02445X0066	S008	6,00	33	245786,414	2399985,64	68	11
02445X0051	S008	9,00	34	244488,365	2391560,01	87	12
02442X0054	S008	4,50	35	253683,893	2405798,11	32	13
02446X0009	S008	4,50	36	248625,739	2400603,28	95	14
02445X0123	S008	20	37	243560	2393810	77	15
02445X0055	S008	3,50	39	244755,536	2396411,94	96	16
02443X0065	S008	4,50	39	260777	2409597	71	17
02445X0052	S008	3,00	40	241276,123	2399593,59	85	18
02445X0047	S008	4,10	40	241943,249	2393263,63	90	19
02446X0008	S008	4,50	40	252805,962	2397113,09	111	20
02445X0045	S008	7,00	40	244653,915	2397061,88	80	21
02443X0064	S008	9,00	40	261087	2409458	72	22
02442X0099	S008	10,00	40	248023	2401402	77	23
02446X0011	S008	10,00	40	249149,198	2399334,33	102	24
02442X0045	S008	3,00	42	253439,062	2403776,68	80	25
02442X0096	S008	12,00	42	248293,265	2401502,63	81	26
02442X0119	S008	4	43	252978	2402683	65	27
02442X0120	S008	6	43	253520	2403708	78	28
02442X0029	S008	10,80	43	250905,746	2400869,3	97	29
02445X0196	S008	1	45	243930	2400610		30
02445X0098	S008	5,00	45	243633,921	2396969,08	70	31
02445X0125	S008	6	45	243490	2391750	74	32
02442X0066	S008	9,00	45	250312,172	2408019,45	32	33
02443X0022	S008	12,00	45	254711,448	2406901,05	33	34
02441X0035	S008	6,00	46	247717,105	2403781,84	67	35
02441X0025	S008	30,00	46	244142,371	2401371,68	92	36
02442X0039	S008	12,00	48	251592,693	2406002,84	62	37
02442X0033	S008	15,00	48	253025,13	2409127,55	30	38
02445X0198	S008	2	50	241040	2399340		39
02442X0038	S008	2,50	50	250879,396	2407171,31	25	40
02441X0019	S008	2,70	50	247042,646	2401589,36	76	41
02442X0035	S008	10,00	50	252138,034	2407874,87	30	42
02445X0061	S008	10,00	50	242545,53	2399987,02	86	43
02445X0065	S008	18,00	50	244054,498	2400521,25	77	44
02442X0041	S008	36,00	50	249965,95	2404528,01	64	45
02445X0145	S008	3	52	244790	2392025	68	46
02442X0055	S008	6,00	52	250723,928	2405440,31	50	47
02445X0082	S008	7,00	52	245304,2	2393212,53	84	48
02445X0049	S008	10,80	52	242165,624	2392364,04	87	49
02442X0094	S008	13,50	52	251153,785	2401645,27	90	50
02442X0093	S008	18,00	52	250200,011	2401092,59	81	51
02441X0017	S008	20,00	52	246271,264	2402027,58	75	52
02445X0081	S008	20,00	52	244383,994	2393200,04	65	53
02445X0079	S008	3,60	53	245812,65	2393853,99	84	54
02445X0088	S008	4,00	53	243523,363	2393377,85	76	55
02443X0030	S008	5,00	53	256642,483	2406746,04	52	56
02445X0091	S008	27,00	53	244675,339	2392750,71	78	57
02442X0058	S008	18,00	54	251397,355	2404131,61	75	58
02442X0052	S008	8,00	55	251272,133	2402300,59	83	59
02446X0030	S008	8,00	55	248167,813	2399761,78	90	60
02442X0044	S008	9,00	55	251880,83	2406773,76	46	61
02445X0056	S008	13,50	55	241450,953	2397843,58	52	62
02445X0085	S008	30,00	56	246168,955	2391474,31	95	63
02443X0042	S008	10,00	58	255174,873	2409503,22	29	64
02443X0060	S008	10,00	58	257286,008	2407452,92	54	65
02445X0059	S008	14,00	58	242074,2	2400405,99	96	66
02443X0063	S008	15,00	58	259910,29	2408069,75	75	67
02443X0077	S008	6	60	259280	2407080	66	68
02441X0020	S008	9,00	60	245979,46	2402657,01	79	69
02442X0107	S008	2	61	248075	2404490	90	70
02445X0046	S008	2,50	61	243646,409	2396008,89	92	71
02442X0109	S008	7	61	253700	2402635	68	72
02446X0017	S008	10,00	61	247061,55	2394377,45	90	73
02445X0089	S008	12,00	61	243055,355	2392596,39	73	74
02443X0061	S008	18,00	61	255279,932	2409483,51	38	75
02442X0037	S008	8,00	62	250889,821	2407021,23	39	76

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m3/h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02441X0042	S008	9,00	62	246898,177	2403279,57	66	77
02442X0046	S008	7,20	63	251866,051	2404723,01	55	78
02445X0090	S008	20,00	63	242590,211	2394465,67	74	79
02442X0103	S008	1,8	64	250000	2402500	56	80
02445X0072	S008	3,60	64	244558,366	2395351,16	90	81
02446X0012	S008	20,00	64	252785,913	2397153,08	111	82
02445X0192	S008	4	65	241710	2396820		83
02445X0193	S008	4	65	241720	2396830		84
02441X0054	S008	4,5	65	245330	2401895	83	85
02445X0063	S008	7,00	65	243478,911	2398799,18	57	86
02445X0077	S008	7,70	65	244060,226	2394589,52	73	87
02445X0190	S008	20	65	241620	2393610	83	88
02445X0191	S008	30	65	241630	2393620	83	89
02442X0057	S008	3,50	67	251397,355	2404131,61	75	90
02446X0014	S008	7,00	67	249939,828	2395365,25	99	91
02445X0064	S008	4,00	69	243609,747	2398539,46	73	92
02442X0105	S008	2	70	250000	2402495	49	93
02445X0197	S008	2	70	243940	2400620		94
02442X0104	S008	3	70	249985	2402490	49	95
02445X0078	S008	15,00	70	245162,136	2393972,34	78	96
02446X0034	S008	18	70	247570	2393590	90	97
02446X0035	S008	18	70	247580	2393592	90	98
02445X0136	S008	20	70	241660	2398370	72	99
02445X0136	S008	20	70	241660	2398370	72	100
02441X0021	S008	4,10	72	246619,09	2402928,77	77	101
02442X0100	S008	15,00	73	248053	2401427	77	102
02442X0101	S008	15	73	248068	2401422	77	103
02445X0068	S008	3,50	76	243801,075	2398039,83	73	104
02442X0028	S008	4,10	76	251066,599	2404440,83	85	105
02445X0076	S008	14,00	76	246451,822	2394205,83	84	106
02446X0013	S008	20,00	76	252856,028	2397123,18	109	107
02442X0095	S008	3,60	79	252251,112	2400907,8	86	108
02441X0018	S008	9,00	80	245243,364	2401124,56	77	109
02445X0087	S008	10,00	80	243859,504	2391078,25	90	110
02442X0056	S008	12,00	80	251397,355	2404131,61	75	111
02445X0124	S008	12	80	243555	2393800	77	112
02445X0144	S008	18	80	243140	2395530	55	113
02445X0121	S008	25,00	80	243412	2393928	72	114
02442X0051	S008	4,50	82	247674,486	2400960,96	76	115
02445X0084	S008	9,00	82	244026,314	2392268,95	78	116
02442X0042	S008	12,00	88	251187,582	2404081,09	66	117
02445X0080	S008	10,50	90	246661,939	2394176,39	83	118
02442X0065	S008	9,00	91	250312,172	2406019,45	32	119
02442X0063	S008	9,00	95	251586,506	2404522,29	75	120
02445X0122	S008	8	97	244010	2398250	76	121
02442X0034	S008	2,80	100	252525,616	2408826,13	57	122
02442X0050	S008	4,00	100	248928,427	2403454,86	44	123
02445X0135	S008	5	100	246618	2393363	92	124
02445X0195	S008	10	100	243040	2398330	57	125
02442X0152	S008	30	100	254740	2408380		126
02442X0043	S008	8,00	110	251237,419	2404141,12	67	127
02448X0006	E000	13,30	37	262553,132	2391356,31	94	128
02448X0017	E000	4,70	40	266414,055	2395417,04	63	129
02448X0050	E000	25,00	40	266494,83	2395107,02	72	130
02448X0024	E000	2,50	50	260922,952	2391302,23	117	131
02448X0055	E000	8	50	264700	2392610	97	132
02448X0056	E000	8	50	264710	2392610	97	133
02448X0012	E000	2,20	52	266524,498	2395257,22	72	134
02448X0063	E000	5	52	264511	2392678	98	135
02448X0051	E000	25,00	55	264547,064	2393962,03	65	136
02448X0057	E000	5	100	266393	2392710	74	137
02448X0058	E000	7	100	264520	2392680	98	138
<b>MOYENNE</b>		<b>10,21</b>	<b>58,51</b>				

**ANDÉSITES ET BASALTES**

**V026 : Andésites et basaltes (Série volcanique de Château-Serein)**

C_MINIER	Géologie	DÉBIT (m <sup>3</sup> /h)	PROF(m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	CDZ	Nombre
02442X0090	V026	5,00	30	251067,63	2407872,01	46	1
02442X0047	V026	10,00	54	250131,499	2406239,08	65	2
02441X0023	V026	4,00	57	245438,702	2402915,71	107	3
02441X0051	V026	2	58	243670	2401390	107	4
02442X0110	V026	4	61	250505	2407345	65	5
02441X0022	V026	0,70	64	245438,702	2402915,71	107	6
02441X0053	V026	2,7	67	247463	2404025	95	7
02441X0117	V026	8	91	243210	2401180		8
02442X0091	V026	18,00	91	249951	2406168	85	9
02441X0121	V026	4	100	243350	2401250	98	10
02445X0058	V026	10,00	109	242063,086	2400826,11	100	11
<b>MOYENNE</b>		<b>6,22</b>	<b>71,09</b>				

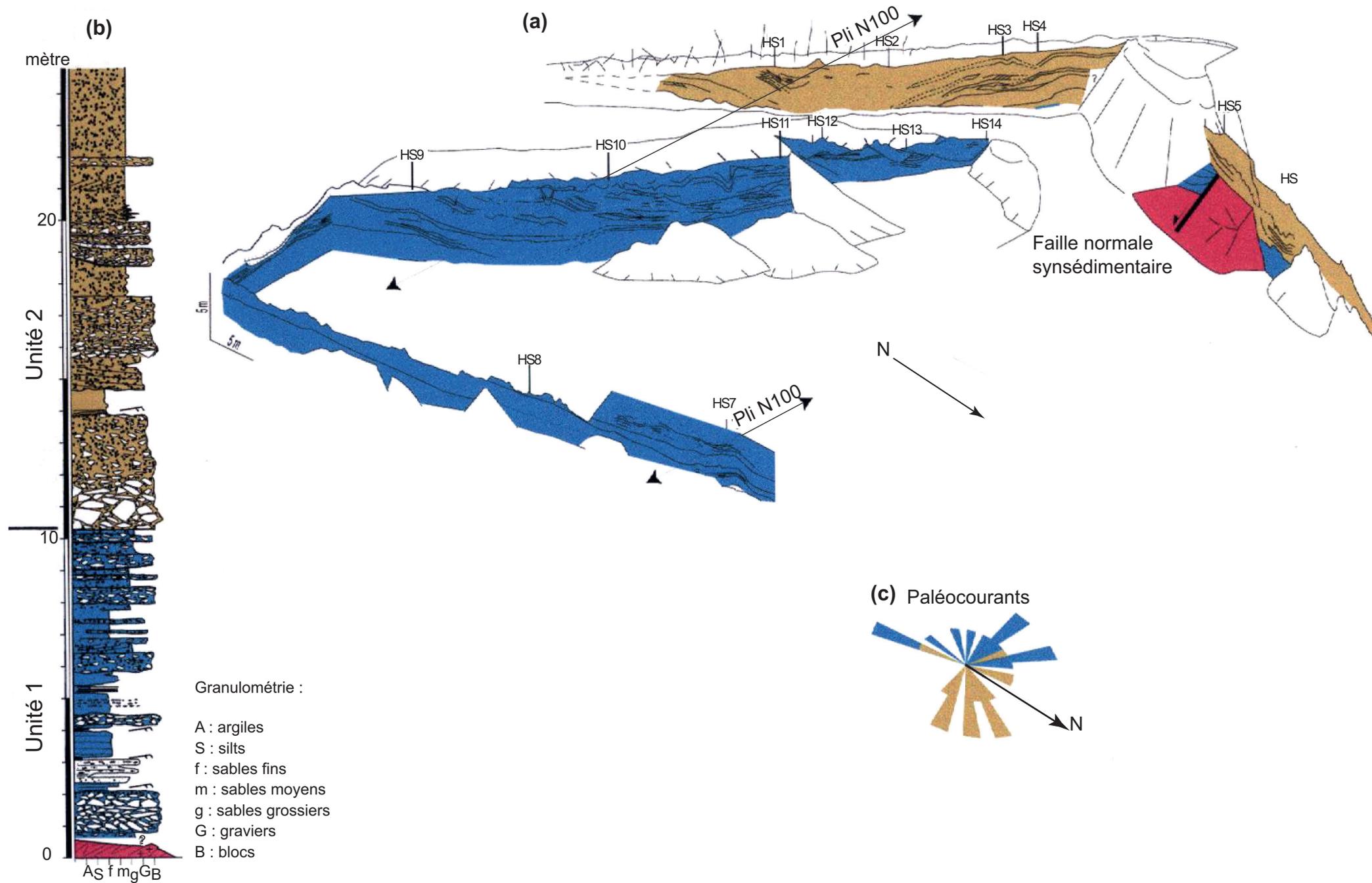


Fig. 14 - Géométrie des corps sédimentaires de Saint-Samson (a), coupe lithologique synthétique (b), paléocourants (c) (Brault, 2000)