

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

LOUDÉAC

par

E. THOMAS, B. SEVIN,
S. LESIMPLE, P. LE BERRE,
T. FULLGRAF, L. BEUCHET, A. CARN





LOUDÉAC

La carte géologique à 1/50 000
LOUDÉAC est recouverte
par la coupure PONTIVY (N° 74)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Quintin	Moncontour	
		Broons
Pontivy	LOUDÉAC	Saint-Méen-le-Grand
Bubry	Josselin	Ploërmel

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : P. GUENNOC ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, F. GUILLOCHEAU, L. JOLIVET, S. LALLIER, D. MARQUER,
P. NEHLIG, E. PALVADEAU, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI,
A. SCHAFF, K. SCHULMANN, Y. SIMEON, D. TESSIER, P. THIERRY,
C. TRUFFERT

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

par

**E. THOMAS, B. SEVIN, S. LESIMPLE, P. LE BERRE,
T. FULLGRAF, L. BEUCHET, A. CARN**

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 É., LESIMPLE S., SEVIN B., LE BERRE P. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Loudéac (314). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas É., Sevin B., Sesimple S., Le Berre P., Fullgraf T., Beuchet L., Carn A. (2010), 112 p.

– *pour la notice* : THOMAS É., SEVIN B., LESIMPLE S., LE BERRE P., FULLGRAF T., BEUCHET L., CARN A. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Loudéac (314). Orléans : BRGM, 112 p. Carte géologique par Thomas É., Lesimple S., Sevin B., Le Berre P. (2010).

© 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 : 978-2-7159-1314-1

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – MORPHOLOGIE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	12
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	14
<i>ROCHES (MÉTA)SÉDIMENTAIRES</i>	14
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	16
Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal	14
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	21
Massif de Plémet-Ménéac	21
Massif de Plouguenast	29
Massif de Saint-Gouéno	30
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	32
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	34
Formations sédimentaires résiduelles	41
Dépôts fluviatiles	42
Dépôts de versant	46
Dépôts éoliens	
CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	47
<i>SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS : CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS ET GÉODYNAMIQUE</i>	47
<i>MASSIF DE PLÉMET-MÉNÉAC</i>	49
<i>MASSIF DE PLOUGUENAST</i>	53
<i>MASSIF DE SAINT-GOUÉNO</i>	55
<i>SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES</i>	57
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	57
<i>STRUCTURES TECTONIQUES</i>	57
<i>MÉTAMORPHISME</i>	65
<i>TECTONIQUE RÉCENTE</i>	67
<i>APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE</i>	71

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	73
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET DÉBUT DU PALÉOZOÏQUE</i>	73
<i>ORDOVICIEN À DÉVONIEN</i>	75
<i>DÉVONIEN À PERMIEN (HISTOIRE VARISQUE)</i>	77
<i>MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	79
<i>PLIO-PLÉISTOCÈNE-QUATÉRNAIRE</i>	81
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	83
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	83
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	86
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	86
Aquifères du socle	86
Dispositifs de captage	88
Alimentation en eau potable (AEP)	90
Qualité chimique de l'eau souterraine	90
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	91
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	93
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	97
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	97
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	101
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	106
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	106
AUTEURS	112

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique schématique du Massif Armoricaïn (Le Corre <i>et al.</i> , 1991)	10
Fig. 2 - Domaines structuraux du Massif armoricaïn (d'après Chantraine <i>et al.</i> , BRGM, 2002)	hors texte
Fig. 3 - Positionnement des cornéennes dans un diagramme P-T à partir des minéraux observés en lame mince	18
Fig. 4 - Coupe transversale dans les massifs de granite de Plémet et Ménéac	24
Fig. 5 - Diagramme KCN sur lequel sont reportés les échantillons de l'étude géochimique de la diorite de Saint-Lubin et du granite de Ménéac	25

Fig. 6 - Diagrammes normatifs : A = Streckeisen (1976), B = O'Connors (1965). Les carrés noirs correspondent à l'orthogneiss de Plouguenast et les carrés blancs à la diorite de Saint-Lubin (Chantraine <i>et al.</i> , 1976)	26
Fig. 7 - Exemple du profil d'altération sur formation schisto- gréseuse (d'après Thomas <i>et al.</i> , 2004)	36
Fig. 8 - Exemple du profil d'altération sur roches de type granitique (d'après Thomas <i>et al.</i> , 2004)	38
Fig. 9 - Carte gravimétrique du Massif armoricain – Bretagne centrale (BRGM, 1967)	50
Fig. 10 - Implantation des coupes de magnéto-tellurie et interprétation (d'après Chantraine <i>et al.</i> , 1984)	51
Fig. 11 - Diagramme isochrone Th/Pb = f (U/Pb) sur monazitze pour le granite de Ménéac	52
Fig. 12 - Datation Ar-Ar de l'orthogneiss de Plouguenast (Gumiaux <i>et al.</i> , 2003)	54
Fig. 13 - Datations Ar-Ar du leucogranite de Saint-Gouéno (Gumiaux <i>et al.</i> , 2003)	56
Fig. 14 - Synthèse des mesures structurales pour les stratifications (S0, S01)	58
Fig. 15 - Synthèse des mesures structurales pour les schistosités S ₁ et S ₂	60-61
Fig. 16 - Log synthétique de la succession lithologique (sondage LC6G1), d'après la Coupe de la Chèze (Chantraine <i>et al.</i> , 1984)	62
Fig. 17 - Carte structurale montrant les grands ensembles dans la région de Plouguenast. Modifié de Gumiaux (2003) Isogrades métamorphiques (d'après Saunier, 1986)	68
Fig. 18 - Les plates-formes d'érosion (selon Gautier, 1947)	69
Fig. 19a - Altitude de la base des formations meubles (krigeage)	hors texte
Fig. 19b - Épaisseur des formations meubles (krigeage)	hors texte
Fig. 20 - Levé aéromagnétique. Gradient vertical réduit au pôle	hors texte
Fig. 21 - Carte régionale du magnétisme. Champ résiduel réduit au pôle	hors texte
Fig. 22 - Carte des concentrations (%) en potassium	hors texte
Fig. 23 - Carte des teneurs équivalentes (ppm) en thorium	hors texte
Fig. 24 - Carte du rapport K/Th : un guide pour l'évaluation de la répartition des altérites	hors texte
Fig. 25 - Modèle géodynamique de subduction ordovicienne (d'après Saunier, 1986)	74
Fig. 26 - Schéma résumant l'évolution au Carbonifère des cisaillements tectoniques (Gumiaux <i>et al.</i> , 2002)	78

Fig. 27 - Évolution de l'altitude du Massif armoricain depuis le Crétacé (d'après Thomas, <i>in</i> Brault, 2002)	80
Fig. 28 - Coupe est-ouest à travers la carrière du Pas (Plémet), d'après des sondages de 1955 (Nicolas, 1958)	94
Fig. 29 - Carte des prospections géochimiques et alluvionnaires en Au dans le secteur de Kerfourn/Rohan/Bréhan	96
Fig. 30 - Carte de localisation des affleurements de l'itinéraire géologique	100

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques	28
Tabl. 2 - Moyenne des analyses chimiques de l'orthogneiss de Plouguenast et du leucogranite de Saint-Gouéno (notice Moncontour ; Chantraine <i>et al.</i> , 1979)	31
Tabl. 3 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur la monazite du granite de Ménéac (LOUDA 11)	53
Tabl. 4 - Caractéristiques des forages d'eau des différents groupes géologiques de la carte de Loudéac	89
Tabl. 5 - Ouvrages d'alimentation en eau potable de la feuille de Loudéac	90
Tabl. 6 - Autres gîtes et indices	98

RÉSUMÉ

La feuille de Loudéac couvre une zone située dans le domaine centre-armoricain. Les terrains rencontrés sur la plus grande partie de cette feuille correspondent à des métasédiments attribués au Protérozoïque supérieur et au début du Paléozoïque : ils font partie du vaste ensemble du « Briovérien » de Bretagne centrale. Une attention toute particulière a été apportée au levé de ces formations et comme dans le cadre du levé des autres cartes à 1/50 000 de Bretagne centrale, une cartographie détaillée en terme de lithofaciès a été réalisée. Excepté aux abords immédiats du massif de Plouguenast où ils montrent des attributs plus complexes, avec notamment des schistosités anté-hercyniennes, ces sédiments présentent, sur le reste de la carte, un épimétamorphisme, une schistosité principale S1 et localement une schistosité ou crénulation secondaire S2 acquis au cours de la phase hercynienne (Dévono-Carbonifère) de la déformation varisque. En Bretagne centrale, cette déformation est caractérisée essentiellement par une compression nord-sud qui a engendré dans un premier temps le plissement des séries sédimentaires protérozoïques et paléozoïques puis, dans un stade plus tardif, le fonctionnement de grands cisaillements crustaux (cisaillements sud et nord armoricains) et la mise en place de granites le long de ces failles.

Au Nord-Est de la feuille de Loudéac, des formations plutoniques sont encaissées dans les sédiments briovériens. Ces massifs sont : le massif de Plouguenast dont le protolite est d'âge ordovicien, le massif de Saint-Gouéno (436 ± 6 Ma, cette étude) et le massif de Plémet-Ménéac très peu étudié par le passé. Dans certains secteurs, le massif de Plémet-Ménéac montre un faciès proche de celui du granite de Pontivy (leucogranite porphyroïde non déformé) situé plus à l'Ouest et a longtemps été comparé à ce dernier ; corollairement un âge hercynien était généralement retenu pour sa mise en place. Les datations nouvelles obtenues au cours de cette étude confèrent au massif de Plémet-Ménéac un âge ordovicien (468 ± 5 Ma sur zircon pour le faciès granitique, 460 ± 7 Ma sur zircon pour le faciès dioritique de Saint-Lubin). Ce massif serait donc à relier au massif de Plouguenast, situé essentiellement sur la feuille Montcontour au Nord, et aux massifs de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas (feuille Broons) également d'âge ordovicien. Les massifs granitiques de cette partie de la Bretagne seront à prendre en considération dans la compréhension d'une tectonique ordovicienne jusqu'à présent sous-estimée.

À l'affleurement, les roches présentent une altération souvent importante consécutive à l'action supergène des eaux météoriques essentiellement lors des périodes chaudes et humides sans doute dès la fin du Mésozoïque. La dernière grande période d'altération s'est déroulée au Cénozoïque, entre la fin du Crétacé et le Priabonien. Ainsi, on observe très souvent, au sommet des versants ou sur les plateaux, des arènes plus ou moins évoluées provenant de

la modification des roches plutoniques et des formations argilo-sableuses dérivant de roches-mères métasédimentaires.

ABSTRACT

The sheet of Loudéac covers a zone located in the center-armoric domain. The greatest part of this sheet is covered by sediments allotted to the superior Proterozoic and Paleozoic base called: the "Brioverian". As for the other recent maps of central Brittany, a detailed cartography in term of lithofacies was carried out. Except on the nearest domains of the Plouguenast complex, these sediments were affected by a single epimetamorphism event and were deformed during the devono-carboniferous variscan period. This hercynian deformation is characterized, in this part of Brittany, by a North-South shortening and the folding of the proterozoic and paleozoic sedimentary sequences and by the developpment of major crustal-scale shearzones (North Armorican Shear Zone and South Armorican Shear Zone) coming with granite production.

In the North-East of this sheet, few granitic to granodioritic bodies are intrusive in the brioverian sediments (contact metamorphism) : the ordovician Massif of Plouguenast , the Massif of Saint-Gouéno (436 ± 6 Ma, this study) and the Massif of Plémet-Ménéac which was very little studied in the past. Because of their similar facies, The Massif of Plémet-Ménéac was always related to the granite of Pontivy (8 Km to the west) which is Carboniferous in age. But a new datation (this study) reveals an ordovician age (468 ± 5 Ma and 460 ± 7 Ma). Then, this granite would be to link to the Massif of Plouguenast but also to the Massifs of St-Jacut-du-Mené and Lanrelas (sheet of Broons) also interpreted as in age. The ordovician granitic massifs in this part of Brittany are thus very important to consider for the comprehension of an ordovician tectonic phase until now underestimated.

Most of the time, the rocks are weathered. One of the major weathering event took place during Cenozoic times. The rocks were then transformed by complex physico-chemical processes. Thus, very often the outcrops of plutonic rocks show sandy arenas whereas those of metasedimentary rocks display argilous and sandy formations.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE – MORPHOLOGIE

La feuille de Loudéac est située à cheval sur le Sud du département des Côtes-d'Armor et le Nord du Morbihan. Cette feuille est couverte par les cartes IGN 1/25 000 de Loudéac pour sa partie occidentale et de la Trinité-Porhoët pour la partie orientale. Loudéac est l'unité urbaine principale de cette région qui présente une situation géographique privilégiée au carrefour des axes nord-sud et est-ouest de la Bretagne. Cette position centrale a permis un essor économique notable et la création de zones industrielles (agro-alimentaires) en périphérie de la ville.

Le paysage est typique de Bretagne centrale : les domaines les plus élevés sont recouverts essentiellement par des forêts mixtes de feuillus et de conifères et de vastes prairies : c'est le cas de la série de hauteurs continues des Landes du Mené qui s'individualise nettement dans la topographie au Nord-Est de Loudéac avec des altitudes dépassant 300 m et qui se poursuit en s'abaissant vers le Sud-Ouest avec la forêt domaniale de Loudéac (2 500 ha) très réputée pour sa diversité arboricole. Les domaines plus bas en altitude (jusqu'à 100 m) et où les pentes sont faibles présentent de très vastes parcelles agricoles où se cultivent essentiellement blé et maïs ou qui restent en pâture. Ce n'est qu'à l'approche immédiate des cours d'eau, quand les pentes deviennent trop importantes, que les terres ne sont plus cultivées et laissées en friche.

Au Sud-Est, la coupole du granite de Ménéac est bien différenciée dans le paysage quand on vient de Plémet. Elle forme un haut topographique dont l'altitude maximale atteint 190 m. Ces altitudes s'abaissent graduellement jusque vers 140 m au Sud dans la région briovérienne, non loin de la Trinité-Porhoët. Les schistes briovériens peuvent aussi dessiner des hauteurs importantes, surtout, comme c'est le cas au niveau de la Ferrière, lorsqu'ils sont recouverts par des cuirasses résistantes qui culminent à 186 m. Une des caractéristiques morphologiques des terrains briovériens situés dans les environs de Loudéac est la préservation de collines allongées. Ce schéma est directement la conséquence d'une érosion différentielle qui est nettement moins efficace sur les roches gréseuses résistantes, les laissant en relief.

Le réseau hydrographique est constitué par la rivière Oust et ses principaux affluents : le Larhon, le Lié et le Ninian. Dans l'ensemble, les vallées ne sont pas très incisées et la rugosité du relief en général peu marquée : il n'y a souvent qu'une différence que de quelques dizaines de mètres entre le fond de la vallée (lit du cours d'eau) et le haut de flancs le plus souvent symétriques.



Fig. 1 - Carte géologique schématique du Massif armoricain (Le Corre *et al.*, 1991).

1 : Domaine cadomien-varisque du Cotentin et des îles ; 2 : Domaine cadomien nord-breton ; 3 : Domaine cadomien normano-breton ; 4 : Domaine varisque du Léon ; 5 : Domaine varisque médio-armoricain oriental ; 6 : Domaine varisque médio-armoricain occidental ; 7 : Domaine varisque de Bretagne centrale ; 8 : Domaine varisque ligéro-sénon ; 9 : Domaine varisque nantais ; 10 : Domaine varisque sud-armoricain breton ; 11 : Domaine varisque sud-armoricain vendéen. F.C.M : Faille cadomienne majeure ; C.N.A : Cisaillement nord-armoricain ; F.L.L : Failles des Landes de Lavaux ; F.N.E : Faille de Nort-sur-Erdre ; C.S.A : Cisaillement sud-armoricain

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille de Loudéac couvre une zone appartenant domaine varisque de Bretagne centrale (fig. 1 et 2, hors texte). Ce domaine est presque exclusivement constitué de roches métasédimentaires au sein desquelles s'individualisent quelques lobes plutoniques. Les dépôts affleurants les plus anciens constituent une puissante série protéro-paléozoïque (anté-Ordovicien) dont les faciès sont regroupés sous le terme de « Briovérien ».

La première reconnaissance des éléments constituant l'ensemble du Briovérien a été entreprise par C. Barrois (1930) qui en a esquissé l'architecture générale dans le cadre de la cartographie régulière à 1/80 000 de la région à la fin du XIX^e et au début du XX^e siècle.

Au cours des années 1990, les études de terrain et les résultats analytiques nouveaux obtenus notamment dans le cadre du levé régulier à 1/50 000 de la France (BRGM), de l'inventaire minier de la France puis plus récemment des programmes scientifiques associés (BRGM – Géosciences-Rennes), ont permis d'affiner les interprétations et de proposer de nouvelles synthèses en ce qui concerne les lithofaciès : les sédiments briovériens, qui recouvrent la plus grande partie de la feuille Loudéac, proviennent vraisemblablement pour une majeure partie de l'érosion de la chaîne cadomienne située au Nord-Est (Chantraine *et al.*, 1988 ; Le Corre *et al.*, 1991) mais également de reliefs encore énigmatiques situés au Sud. Cependant, le contexte géodynamique, l'évolution des milieux de dépôts, la morphologie du bassin restent largement méconnus, essentiellement par faute de marqueur stratigraphique fiable et parce que les séries sont azoïques.

Au Nord-Est de la feuille affleure le pluton granitique de Plémet et la granodiorite de Saint-Lubin qui, rattachés au monzogranite de Ménéac, forment le massif de Plémet-Ménéac (on préférera cette dénomination, plus logique que celle employée sur la feuille adjacente de Saint-Méen-le-Grand où le massif porte le nom de Plémet-Goméné). Ce pluton est intrusif dans les terrains du Briovérien qui ont été métamorphisés à son contact en schistes à muscovite, localement en cornéennes. Le massif de Plémet-Ménéac est maintenant indubitablement à rapprocher du massif de Plouguenast par son âge (460 et 468 Ma pour Plémet-Ménéac, 457 et 495 Ma pour le protolithe de Plouguenast). En revanche, une question cruciale demeure : la différence très nette entre le massif de Plémet-Ménéac où les signes d'une déformation syn- ou post intrusion sont rares à absents et le massif de Plouguenast qui montre presque partout une orthogneissification du protolithe alors que les deux entités ne sont distantes que de quelques kilomètres. Les terrains briovériens présentent aussi des caractéristiques métamorphiques très différentes autour des deux ensembles : ils sont distinctement affectés par un métamorphisme de contact sur le pourtour du massif de Plémet-Ménéac alors qu'ils présentent

toutes les caractéristiques d'un métamorphisme régional autour de celui de Plouguenast. La difficulté dans le levé de la carte a été de reconnaître ces limites particulières ainsi que les domaines de surimposition métamorphique.

Si l'on excepte quelques placages sablo-graveleux qui pourraient représenter les reliques d'un Crétacé transgressif, les sédiments mésozoïques sont absents de cette feuille. Ceci est lié d'une part à des lacunes de sédimentation et d'autre part en grande partie à l'érosion des séries intervenues en plusieurs phases au cours du Cénozoïque (Cuisien, Priabonien, Oligocène supérieur, Pliocène).

De la même façon, les sédiments cénozoïques sont rares : à l'extrémité sud-est de la feuille de Loudéac se situe l'accumulation sédimentaire de la Trinité-Porhoët – Mohon datée, au moins en partie, de l'Éocène inférieur (Ollivier-Pierre, 1974). Quelques rares témoins attribués au Pliocène recouvrent à l'Est ces formations cuisiniennes.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Particulièrement peu de travaux de cartographie ont été réalisés sur le secteur de Loudéac. Les plus importants correspondent aux levés de la carte à 1/80 000 de Pontivy : première édition de C. Barrois (travaux de 1884 à 1886) et deuxième édition de P. Pruvost *et al.* (travaux de 1941 à 1950).

À l'opposé des autres massifs granitiques de Bretagne centrale, le massif de Plémet-Ménéac n'a jamais fait l'objet d'études approfondies autres que cartographiques (feuille Saint-Méen-le-Grand, Thomas *et al.*, 2006). Les données radiochronologiques acquises lors de l'élaboration de la feuille Loudéac montrent que le massif de Plémet-Ménéac est à rattacher au massif de Plouguenast, tout au moins par l'âge ordovicien de sa mise en place.

L'ensemble du « dôme de Plouguenast » constitué par les diorites orthogneissiques de Plouguenast, le leucogranite de Saint-Gouéno et les séries métamorphiques associées a été largement étudié par J. Chantraine *et al.* (1979), J.-F. Saunier (1984) et plus récemment par C. Gumiaux *et al.*, (2003).

Autrefois considérés comme d'âge Protérozoïque supérieur, les dépôts terminaux du Briovérien de Mayenne remanient des éléments cambriens (Guerrot *et al.*, 1992). En Bretagne centrale, aucune étude de ce type n'a été conduite mais la similarité des faciès conduit à imaginer qu'une partie des dépôts de Bretagne centrale sont aussi d'âge Cambrien, même si le diachronisme de la série sur des superficies aussi vastes est probable. Les travaux de cartographie de ces sédiments se sont appuyés sur ceux effectués

sur les cartes contiguës et sur la coupe géologique de la Chèze réalisée par P. Ledru *et al.*, (1984) où la lithologie et la structuration des métasédiments ont été caractérisées dans la bande étroite de la vallée de la Chèze, depuis Rohan jusqu'à la Prénessaye.

Les déformations et les schistogenèses associées à l'orogénèse varisque ont été largement étudiées par C. Le Corre (1977, 1978), plus au Sud, sur les feuilles géologiques de Montfort-sur-Meu, Ploërmel et Guer. Plus récemment, C. Gumiaux (2004), à partir de l'analyse géostatistique des données structurales compilées à travers toute la région et de données de géophysique (sismique, tomographie), a proposé des arguments nouveaux et a apporté des solutions relativement satisfaisantes pour expliquer l'évolution tectono-magmatique de cette portion de Bretagne centrale depuis l'Ordovicien.

En ce qui concerne les formations plus récentes, N. Brault (2000, 2002), dans le cadre d'une thèse de doctorat sur la caractérisation des réservoirs aquifères du Massif armoricain, a entrepris la cartographie des formations d'altération sur un vaste secteur couvrant les Landes du Mené en incluant la zone couverte par la feuille 1/25 000 IGN (0918E) de la Trinité-Porhoët. Son étude a permis une première esquisse de la répartition spatiale et des épaisseurs des altérites sur la partie est de la feuille de Loudéac.

Les levés cartographiques ont été réalisés de septembre 2005 à novembre 2005 sur le quart nord-est par S. Lesimple et B. Sevin, dans le cadre d'un stage de Master Professionnel de l'université d'Orléans. Puis de février 2006 à novembre 2006 par :

- P. Le Berre (BRGM), pour le quart nord-ouest ;
- S. Lesimple pour les quarts sud-ouest et nord-est ;
- B. Sevin pour les quarts sud-est et nord-est ;
- T. Fullgraff (BRGM) pour l'étude structurale d'affleurements remarquables (coupe le long de l'Oust, secteurs de la Chèze et Saint-Lubin).

Une mission complémentaire a été conduite en novembre et décembre 2009 par P. Le Berre (BRGM) et E. Thomas (géologue indépendant) afin d'affiner le dessin des contours cartographiques dans le Briovérien à l'Ouest de la feuille et celui des formations superficielles dans l'Est de la feuille.

Une campagne de sondages a été réalisée au cours du mois de mars 2006 dans le but d'identifier l'altitude de la base des altérites. Des études de lames minces, des analyses géochimiques et des datations radiochronologiques ont également été effectuées sur des échantillons prélevés dans le massif de Plémet-Ménéac et le Briovérien.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES

Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal

Pendant longtemps, le Briovérien a été rattaché exclusivement au Protérozoïque supérieur. On sait depuis une vingtaine d'années, grâce à des datations effectuées sur les populations de zircons extraits du Briovérien du bocage mayennais, que la partie terminale de la série, en Mayenne, est d'âge cambrien (Guerrot *et al.*, 1992). Il existe donc une forte probabilité qu'une partie des sédiments attribués au Briovérien soient également paléozoïques en Bretagne centrale. Longtemps basée sur les travaux de C. Barrois pour les cartes aux 1/80 000, la connaissance de la stratigraphie du Briovérien a évolué en fin du siècle dernier avec la distinction d'un Briovérien inférieur (présence de phanites interstratifiées) et d'un Briovérien supérieur (absence de phanites interstratifiées, mais présence de grains remaniés). À l'aide des études ciblées de l'inventaire minéralogique de Bretagne centrale (Coupe Sérent, Chantraine *et al.*, 1984 et Coupe de la Chèze, Ledru *et al.*, 1984), une cartographie plus détaillée de cette série apparemment monotone en Bretagne centrale s'est développée ces dernières années avec un découpage en lithofaciès, chacun de ces lithofaciès correspondant généralement à un regroupement de plusieurs lithologies. Sur la feuille Loudéac, trois lithofaciès ont été distingués pour le Briovérien : un ensemble à siltites dominantes et grès en bancs centimétriques subordonnés (b2S), un ensemble à grès dominants en bancs épais et siltites subordonnées et un ensemble à lithologies fines (pélites et argilites) et débit ardoisier (bard). Ces lithofaciès ont été définis en fonction des observations de terrain, mais aussi de la cohérence avec les distinctions effectuées sur les cartes à 1/50 000 de Josselin, Ploërmel et Saint-Méen-le-Grand.

b2S. Siltites et grès fins subordonnés. Ce lithofaciès est un ensemble constitué de roches essentiellement silteuses avec intercalations sporadiques de bancs de grès fins peu épais (20-30 cm de puissance en général). La proportion en grès est variable mais sauf exception, ne dépasse pas 20 % du lithofaciès. Dans les ensembles uniquement silteux, les roches, qui sont marquées par une forte schistosité, laissent rarement percevoir la stratification. Ceci explique, en plus du recouvrement important par les formations superficielles, le peu de mesures structurales concernant l'orientation et le pendage des couches sédimentaires dans la partie est de la feuille.

À l'affleurement et lorsque les roches ne sont pas trop altérées (carrières de Trévé, carrière du petit Kerbourhis), ces siltites se reconnaissent à leur couleur généralement bleu-noir assez sombre. Sur la grande majorité des affleurements, elles alternent avec des siltites de couleur franchement plus verdâtres, souvent « tendres ». Dans nombre de secteurs, la rareté en

affleurements a conduit à pratiquer une cartographie « à la volante » : dans les champs et les fossés, ces roches se présentent plutôt sous une forme tabulaire, formant des plaquettes à débit centimétrique grossier.

En lame mince, les siltites ont une composition assez constante de grains de quartz de 20 à 60 μm (de 5 à 15 % de la roche) dispersés dans une matrice à séricite dominante, de l'ordre de 10 μm en moyenne (avec plus ou moins de chlorite, et assez peu de silice). Les séricites semblent disposées selon une légère orientation préférentielle, avec une extinction des minéraux comprise dans une fourchette d'une vingtaine de degrés.

b2G. Grès et siltites subordonnées. Dans certains secteurs, les bancs gréseux deviennent prédominants (en nombre et épaisseur) par rapport aux bancs silteux. Ces zones à grès dominants sont particulièrement nombreuses à l'Ouest de la carte de Loudéac où elles arment les hauts topographiques. Plus résistants que les siltites avoisinantes, les grès peuvent « émerger » au sein de faciès silteux altérés, ce qui complique fréquemment le dessin des domaines d'altération. Ces zones à grès, topographiquement élevées, sont également caractérisées par des épandages latéraux de blocs souvent anguleux emballés dans une matrice argilo-silteuse ocre (voir Eb2G). Dans ces régions, une cartographie à la « pierre volante » s'avère généralement inefficace.

À l'affleurement, les grès sont le plus souvent bien différenciables des siltites gréseuses de l'ensemble b2S, d'abord par leur granulométrie plus grossière, par la présence de petits filons de quartz associés et par une couleur plus claire lorsque les roches ne sont pas altérées. Ils ont généralement un aspect massif, sans débit visible à l'œil nu. Il est à noter que, sans pouvoir en faire des ensembles bien définis, on trouve parfois des passées de grès feldspathiques, ou plus fréquemment de grès quartzitiques intercalées au sein des grès « communs ». L'impossibilité de donner une continuité géographique à ces faciès particuliers, souvent à occurrence très ponctuelle, a conduit à leur intégration au sein de l'ensemble b2G.

En lame mince, le caractère bimodal de la texture est particulièrement net, ces grès contenant toujours :

- une matrice abondante formée de petits grains quartzeux et surtout de fines paillettes phylliteuses (chlorite et séricite) d'une taille inférieure à 30 μm , le plus souvent de l'ordre de 10 μm . Cette matrice représente de 15 à 35 % de la roche ;
- des éléments figurés : grains de quartz, d'une taille de 150 à 400 μm , mais aussi parfois des grandes paillettes de muscovite et biotites détritiques, de grains de feldspaths généralement peu abondants...

bard. **Siltites fines à débit ardoisier.** Dans le Nord-Ouest de la feuille, dans la région de Saint-Thélo et de la Motte, d'importants niveaux de siltites fines sont intercalées dans la série briovérienne. Cette observation rejoint celle effectuée sur la feuille Saint-Méen-le-Grand où des niveaux ardoisiers noirs à pyrite avaient été mis en évidence dans l'extrême nord de la feuille. Ailleurs, ces niveaux assez caractéristiques existent mais sont nettement réduits en puissance et difficilement repérables sur de grandes distances. Ils réapparaissent, au Sud, sur la feuille Josselin où ils forment de longues bandes orientées globalement E-W mais où ils restent aussi d'importance relativement mineure par rapport aux faciès typiques de la série.

La composition minéralogique de ces siltites fines n'est pas différente de celle des siltites de l'ensemble b2S. La schistosité, très marquée dans ces faciès, se caractérise par un débit très fin, millimétrique (qui pourrait être interprété comme une conséquence d'une variation dans la granulométrie et/ou une différence d'intensité de déformation).

À l'affleurement comme en pierres volantes, les siltites fines se reconnaissent assez aisément par ce débit millimétrique, la couleur grise sombre voire « noire », parfois un à éclat un peu « métallique ». Des bancs gréseux s'individualisent parfois au sein de ces ensembles très fins : ce sont également des faciès relativement fins, de composition minéralogique identique à celle des grès présents dans l'ensemble b2S. Les lames minces effectuées dans les faciès silteux montrent une matrice à grain fin, de l'ordre de 10 µm constituée de silice (quartz) et surtout de séricite. On note l'absence de plus gros grains, tels le quartz ou les micas, mais aussi l'orientation très marquée des séricites parallèlement à des microfissures.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Kbi. **Cornéennes.** En auréole autour du massif de Plémet-Ménéac s'observent des cornéennes provenant de la recristallisation presque totale des roches briovériennes lors du thermo-métamorphisme de contact engendré par la remontée du pluton dans son encaissant sédimentaire. Cette recristallisation poussée est responsable de la grande dureté des roches et de leur résistance particulière aux agents d'altération et donc de leur mise en relief par rapport aux sédiments briovériens peu métamorphiques avoisinants. Les cornéennes apparaissent comme des roches massives à cassure cornée, brunâtres à verdâtres et présentent une texture granoblastique à grain fin.

Le contact avec le granite apparaît parfois très nettement, comme cela peut être observé dans une ancienne carrière artisanale au Sud de la Tiolais près du ruisseau du Cancaval. Plus au Sud encore, au niveau du ruisseau de la Chotinière près de Rohan-Boudard, un très bel affleurement de cornéennes

mouchetées peut être observé, les taches correspondent à des porphyroblastes de silicate de métamorphisme (andalousite). Il est très difficile à l'Est et au Sud-Est de la carte d'observer la stratification ou la schistosité dans ce type de roches. En revanche, près de Saint-Sauveur-le-Haut, une orientation est visible à l'œil nu, mais il n'est pas aisé de déterminer si cette orientation correspond aux plans de stratification ou aux plans de schistosité.

Les cornéennes sont affectées par des fractures horizontales et verticales qui confèrent localement à la roche un débit en « briques ». Les fractures horizontales correspondent probablement à l'horizon fissuré situé sous les altérites (Wyns 2005).

Les cornéennes sont composées de biotite et muscovite enchevêtrées et de quartz. Elles ne contiennent pas de feldspath. Leur texture est granoblastique et non orientée. L'observation au microscope des cornéennes mouchetées montre que les taches correspondent à des cristaux d'andalousite répartis dans une matrice de micas finement enchevêtrés. Certains cristaux d'andalousite montrent à leur bordure une transformation en fibres de sillimanite (remobilisation de l'aluminium). Cette transformation implique une augmentation conjointe de la température et de la pression. La présence d'andalousite et de sillimanite dans les cornéennes au contact du granite de Ménéac, permet d'estimer la température de recristallisation autour de 550 °C pour une pression proche de 0,5 GPa (fig. 3) : il s'agit donc typiquement un métamorphisme de contact basse pression et haute température. On peut aussi noter un début de séricitisation autour des andalousites. Il n'a pas été observé de cordiérite dans les lames décrites mais ce minéral a été régulièrement observé dans les cornéennes entourant ces massifs (carte géologique à 1/80 000 de Pontivy, Pruvost 1959).

Protérozoïque – Paléozoïque anté-ordovicien métamorphisé

Des terrains de plus haut grade métamorphique affleurent sur la feuille Loudéac, au Nord du massif de Plémet-Ménéac et à l'Est des terrains orthogneissiques de Plouguenast. Faisant partie de ce que l'on nomme « les enveloppes » externes du dôme métamorphique de Plouguenast, ces roches sont difficiles à étudier dans leur continuité sur la feuille Loudéac à cause d'une altération relativement importante sur les hauts topographiques des Landes du Mené. Ce travail s'est donc largement inspiré de la carte et de la notice de la feuille Montcontour au Nord où ces terrains affleurent dans de bonnes conditions et surtout où ils ont fait l'objet d'une étude détaillée (Saunier, 1986) : les tracés figurés sur la carte Loudéac sont d'ailleurs une retranscription de la carte n° 1 présentée en annexe de la thèse de Saunier.

$b\xi_{m-b}^{1-2}$. **Micaschistes à muscovite, biotite et chlorite.** Les schistes et grès du Briovérien peu métamorphiques passent graduellement, sans qu'il soit

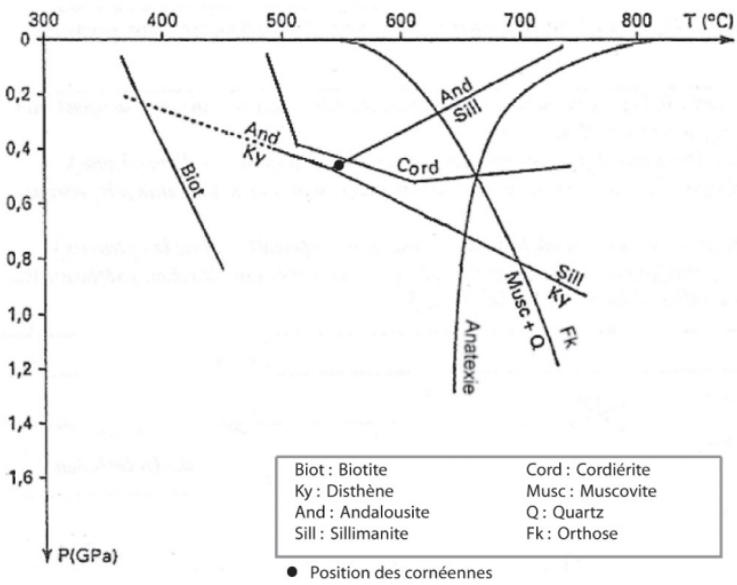


Fig. 3 - Positionnement des cornéennes dans un diagramme P-T à partir des minéraux observés en lame mince

possible de positionner une limite franche, à des schistes à muscovite, biotite et chlorite. Ils sont particulièrement difficiles à observer à l'Ouest du Ninian, en bordure de forêt de Loudéac mais quelques bons affleurements, dont celui de la Picardière, près de La Motte et celui, récent, mis à jour au Nord de Launay sur la D792, permettent des observations de bonne qualité.

Macroscopiquement, ces micaschistes se présentent comme des roches particulièrement foliées (schistosité de type flux à flux ardoisier) et se montrent globalement sous deux faciès principaux, dérivant de la nature de la roche initiale : des schistes satinés à muscovite abondante et de grande taille et des schistes à alternances de niveaux phylliteux et de niveaux plus quartzeux. La texture de la roche est lépidoblastique dans les niveaux satinés et grano-lépidoblastique dans les micaschistes riches en quartz et micas. Les observations pétrographiques faites par J.-F. Saunier (1986) montrent que le quartz, lorsqu'il est présent, est allongé dans le plan de foliation principal et présente toujours une structure de déformation plastique (extinction roulante, structures denticulée). Les micas sont représentés par des micas blancs (muscovite, séricite) et des micas noirs (biotite).

Les micas blancs sont généralement allongés dans le plan de foliation principal mais J.-F. Saunier, plus au Nord dans la région de Collinée (feuille Montcontour), avait remarqué qu'il existait deux autres générations de micas blancs : une première, antérieure à la schistosité principale mais allongés dans un ancien plan de foliation (dénommé F1 dans l'étude de Saunier) ; une seconde, qui recoupe le plan de foliation principal (dénommé Fm), est constituée par des micas blancs subautomorphes. Tout comme les micas blancs, la biotite, automorphe, englobe les minéraux d'une première foliation et sont déformés par la foliation principale. Enfin, la chlorite est associée aux micas blancs dans l'ancien plan de foliation et dans le plan de la foliation principale. Les minéraux accessoires sont représentés par du rutile, de la tourmaline et par des opaques. Ils se présentent en grain ou tablettes automorphes soulignant ou recoupant nettement le plan de foliation principale.

$b_{a}^{\xi 1-2}$, $b_{a-s}^{\xi 1-2}$, $b_{a-st}^{\xi 1-2}$. **Micaschistes à andalousite.** Les micaschistes à muscovite et biotite passent au nord à un domaine à andalousite. Ce domaine peut-être lui-même divisé en trois sous-ensembles pétrographiques :

- 1 - un domaine à micaschistes à andalousite seule ($b_{a}^{\xi 1-2}$) ;
- 2 - un domaine à micaschistes à andalousite et sillimanite ($b_{a-s}^{\xi 1-2}$) ;
- 3 - un domaine à micaschistes à andalousite et staurotide relique ($b_{a-st}^{\xi 1-2}$).

Les limites entre ces différents ensembles ne sont pas positionnées avec une grande certitude sur la carte Loudéac, d'une part car il n'a pas été possible d'effectuer des analyses de lames minces de façon continue et d'autre part parce qu'en remontant vers les hauteurs des Landes du Mené, les

affleurements sont de qualité médiocre et la couverture en altérites en place ou solifluées est importante.

De plus, à l'Ouest, le passage à des cornéennes, assez énigmatiques, le long de la vallée du Lié, empêche l'observation des faciès micaschisteux aux points les plus bas où ils seraient mieux conservés. Pour J.-F. Saunier, les roches à andalousite sont situées sous les micaschistes à micas précédemment décrits mais cela ne peut être confirmé sur la feuille Loudéac. Ces micaschistes à andalousite se présentent à l'affleurement comme des alternances irrégulières de lits sombres phylliteux et de lits clairs quartzo-feldspathiques. La texture de ces micaschistes est grano-lépidoblastique avec parfois une foliation métamorphique déformée par des plis secondaires asymétriques à axes verticaux. L'analyse pétrographique montre que les micas et la biotite sont abondants dans ces roches. Des micas blancs et des biotites de première génération ont cristallisé dans le plan de foliation principal ; des micas subautomorphes de seconde génération recourent ce plan. Le quartz et les plagioclases sont souvent déformés : la déformation plastique qui affecte le quartz se traduit par un étirement dans le plan de foliation, une extinction roulante, des structures denticulées, des recristallisations en rubans. Les plagioclases, qui ne sont pas déterminables optiquement, se présentent en petits individus arrondis.

L'andalousite est le silicate d'alumine dominant dans ces micaschistes : elle est pœciloclastique et englobe les minéraux qui ont cristallisé dans le plan de foliation principal (micas blancs, biotites, minéraux accessoires). Certains individus apparaissent étirés dans ce plan de foliation, d'autres le recourent plus franchement. En bordure, l'andalousite peut-être rétrotransformée en micas blancs et chlorite. Entre les micaschistes à andalousite seule et les micaschistes à disthène-staurotide (voir ci-dessous), deux bandes plus ou moins continues s'individualisent, l'une au Sud à andalousite-staurotide relique, l'autre, à andalousite et sillimanite, plus réduite et limitée au Nord du ruisseau de Léry.

Dans la zone à staurotide, ce minéral apparaît sous forme de petits individus subautomorphes ou xénomorphes à bord arrondis, blindé dans l'andalousite. Dans la zone à sillimanite, ce minéral est représenté par de petites fibres prismatiques blindées dans les biotites qui ont cristallisé dans le plan de foliation principal ou en bordure de l'andalousite.

b_C¹⁻²_{d-st.} Micaschistes à disthène et staurotide. Des micaschistes à disthène et staurotide ont été reconnus sur la carte de Montcontour, à Bouchenay au Nord de Langast, où ils apparaissent au contact avec des amphibolites. Il semble que ces micaschistes, peu étendus, se poursuivent au Sud sur la feuille de Loudéac, sur le flanc sud-ouest du granite de Saint-Gouéno. Globalement, ce sont des roches plus massives où la foliation s'estompe plus ou moins.

Péroglyphiquement, ce sont des micaschistes à disthène et staurotide. On y retrouve un peu de muscovite, une grande abondance de produits oxydés, quelques plagioclases, de la biotite, du quartz cataclastique recristallisé (iso- et microgranulaire) dans des fractures ou autour des autres cristaux. Le fait notable est l'apparition de cristaux de disthène et de staurotide (incluant biotite et épidote). J.-F. Saunier avait observé des grenats altérés, chloritisés, centimétriques dans les affleurements plus septentrionaux.

b ξ_{sa}^{1-2} . **Schistes tachetés à silicates d'alumine.** Dans le secteur de Pont Querra (au Sud-Ouest de Plémet) ainsi qu'autour de la Ville Davy près de Coëtlogon, s'observent des schistes tachetés à silicate d'alumine. Il ne s'agit pas de véritables cornéennes car il n'y a pas recristallisation massive. Ces schistes tachetés ont été décrits également sur les feuilles de Saint-Méen-le-Grand et Pontivy où les silicates d'alumine (cordiérites ?) ont été reconnus.

b ξ_{fp}^{1-2} . **Micaschistes feldspathisés et muscovitisés à imprégnations leucogranitiques.** Au Nord-Est de la feuille, des formations de micaschistes à imprégnations granitiques ont été figurées, en continuité de celles mentionnées sur la feuille Montcontour. Sur la feuille Loudéac, ces formations semblent extrêmement peu développées et se biseautent rapidement à l'Ouest. Sur la feuille Montcontour, il semble qu'elles se disposent en couronne autour du massif de Saint-Gouéno dans sa partie orientale puis occupent un espace plus important au Nord du massif, espace dans lequel on retrouve de nombreux pointements granitiques. Ces roches sont décrites comme un assemblage métamorphique complexe où la trame micacée et quartzitique devient progressivement quartzo-feldspathique sans variations structurales notables. Au Nord du massif de Saint-Gouéno, elles prennent l'apparence de gneiss.

ROCHES PLUTONIQUES

Sur la feuille de Loudéac, les roches plutoniques affleurent selon trois ensembles très distincts :

- le massif de Plémet-Ménéac (composé du granite de Plémet, de la granodiorite de Saint-Lubin, du granite de Ménéac et de quatre ou cinq ellipses dispersées dans le Briovérien dont la plus importante correspond à celle de Laurenan) ;
- la terminaison sud du massif de Plouguenast ;
- la terminaison sud du leucogranite de Saint-Gouéno.

Massif de Plémet-Ménéac

Le massif de Plémet-Ménéac s'étire dans une direction W-E depuis la vallée du Lié jusqu'aux environs méridionaux de Laurenan. Il est composé d'un

ensemble principal centré sur Saint-Lubin et Plémet et d'une collection d'affleurements de petite dimension disséminés jusqu'à la vallée du Ninian. À l'Est de la vallée du Ninian affleure l'autre grande partie de cet ensemble, développée sur la feuille Saint-Méen-le-Grand et dénommée dans la littérature comme « granite de Ménéac ». L'ensemble Plémet – Saint-Lubin, Ménéac et les occurrences dispersées font partie d'un même batholite intrusif au sein des dépôts briovériens dont il a largement modifié les paragenèses par métamorphisme de contact.

$\gamma_{P-M}^{1,2}$. **Granites de Plémet et de Ménéac.** Comme signalé plus haut, il ne convient pas de séparer le granite de Plémet et celui de Ménéac : il s'agit du même ensemble mais il existe néanmoins quelques variations pétrographiques :

- le granite de Ménéac apparaît relativement homogène, avec toutefois des zones plus riches en macrocristaux de feldspath potassiques. Le type pétrographique le plus courant est grossier, avec des cristaux presque centimétriques de quartz, feldspath, biotite, un peu de muscovite, et de beaux macrocristaux de feldspath automorphes ;
- le granite de Plémet, à l'opposé du granite de Ménéac, ne contient pas de macrocristaux de feldspath. La texture est grenue et homogène. La roche a une couleur nettement gris bleuté lorsqu'elle est saine. Les profils altérés correspondent typiquement à des arènes grossières de couleur franchement ocre ou/et des arènes plus argileuses de couleur plus pâle.

L'observation de lames minces montre que le massif de Plémet-Ménéac, est composé pour son pôle granitique, de cristaux de quartz, feldspath, biotite et muscovite associés à quelques grenats (qui semblent être limités aux bordures du massif et surtout dans le secteur du granite de Ménéac). La biotite a subi une chloritisation partielle. La texture est granoblastique. Reportées dans un diagramme de Streckeisen, les compositions modales se rapprochent de celle d'un monzogranite fortement potassique (syénogranite).

Le microscope électronique à balayage a permis de mettre en évidence, en plus des minéraux observables en microscopie optique, la présence de magnétite, d'apatite, de pyrite fraîche, de zircon fumé abondant et de monazite. Les zircons sont fortement zonés, souvent très sombres et opaques, fortement dissymétriques et donc difficilement indexables.

En 2005, un âge moyen à 493 ± 5 Ma (Ordovicien) a pu être déterminé par analyse U-Th-Pb (microsonde électronique) sur des monazites d'un échantillon prélevé sur la feuille adjacente de Saint-Méen-le-Grand) : cet âge inattendu pour ce granite que l'on considérerait jusque-là comme varisque a été corroboré en 2007 par un âge à 468 ± 5 Ma obtenu par méthode U/Pb sur zircon. L'héritage en zircon montre que le magma lors

de sa mise en place remanie des roches anciennes (une population de zircon à 1,8 Ga).

ζη¹. Méta-diorite de Saint-Lubin. Les faciès granodioritiques occupent à la moitié ouest du massif de Plémet. Ils présentent un contact le plus souvent net et franc avec les cornéennes et les micaschistes, comme cela est visible sur la route D1 au Nord de la carrière de Saint-Lubin. Les affleurements sont nombreux et l'étude de ces faciès peut se faire avec une qualité exceptionnelle au niveau des fronts de taille de la plus grande carrière de la région, à Saint-Lubin. De nombreuses exploitations plus modestes, maintenant abandonnées, ont été ouvertes dans ce matériau, ce qui permet une cartographie relativement fiable de ce pôle dioritique du massif de Plémet.

À l'affleurement, la roche présente une couleur orange-rouille lorsqu'elle est altérée et gris-blanc en présence de faciès relativement plus sains. Le faciès général de la roche est généralement grenu, avec des passages plus fins de microdiorite mélanocrate. Au sein de la carrière de Saint-Lubin, il est possible d'observer une foliation assez bien marquée (alignement des biotites), mais non uniformément présente, orientée E-W. Cette roche semble à l'œil nu avoir une composition légèrement variable, sa composition se rapprochant sensiblement à l'Est de celle du pôle granitique.

La composition minéralogique est variable (voir ci-dessous) mais dans sa grande majorité est typique des granodiorites quartziques : le plagioclase est dominant à 90 % sur le feldspath potassique. Les micas (biotite et muscovite) sont souvent associés à des « lits » de quartz plus fin. À noter aussi la présence d'apatite en très petites baguettes. Le microscope électronique à balayage a permis de mettre en évidence, en plus des minéraux observables en microscope optique, la présence de magnétite, d'hydroxydes de fer, de grains sombres octaédriques (xénotime, un phosphate d'yttrium YPO_4), d'un minéral uranifère indéterminé, de zircon incolore très fin et de pyrite en traces.

Comme pour le granite de Ménéac, la diorite de Saint-Lubin a fait l'objet d'une datation par le BRGM lors de ce levé. L'âge à 460 ± 7 Ma obtenu par méthode U/Pb sur zircon confirme l'âge ordovicien du massif de Plémet-Ménéac. Comme pour le monzogranite de Ménéac, l'héritage en zircon semble important et plusieurs populations sont individualisées dont une à 1,93 Ga et une autre à 2,61 Ga.

L'observation d'une série de lames minces régulièrement espacées entre le pôle granodioritique de Saint-Lubin et le pôle granitique de Ménéac confirme qu'il n'y a pas un passage franc mais une « série continue » : de Saint-Lubin jusqu'à Plémet, les compositions sont typiques d'une granodiorite très riche en quartz (45 à 55 %) avec des plagioclases dominant les feldspaths potassiques ; à l'Est de Plémet, les plagioclases deviennent de moins en moins dominants

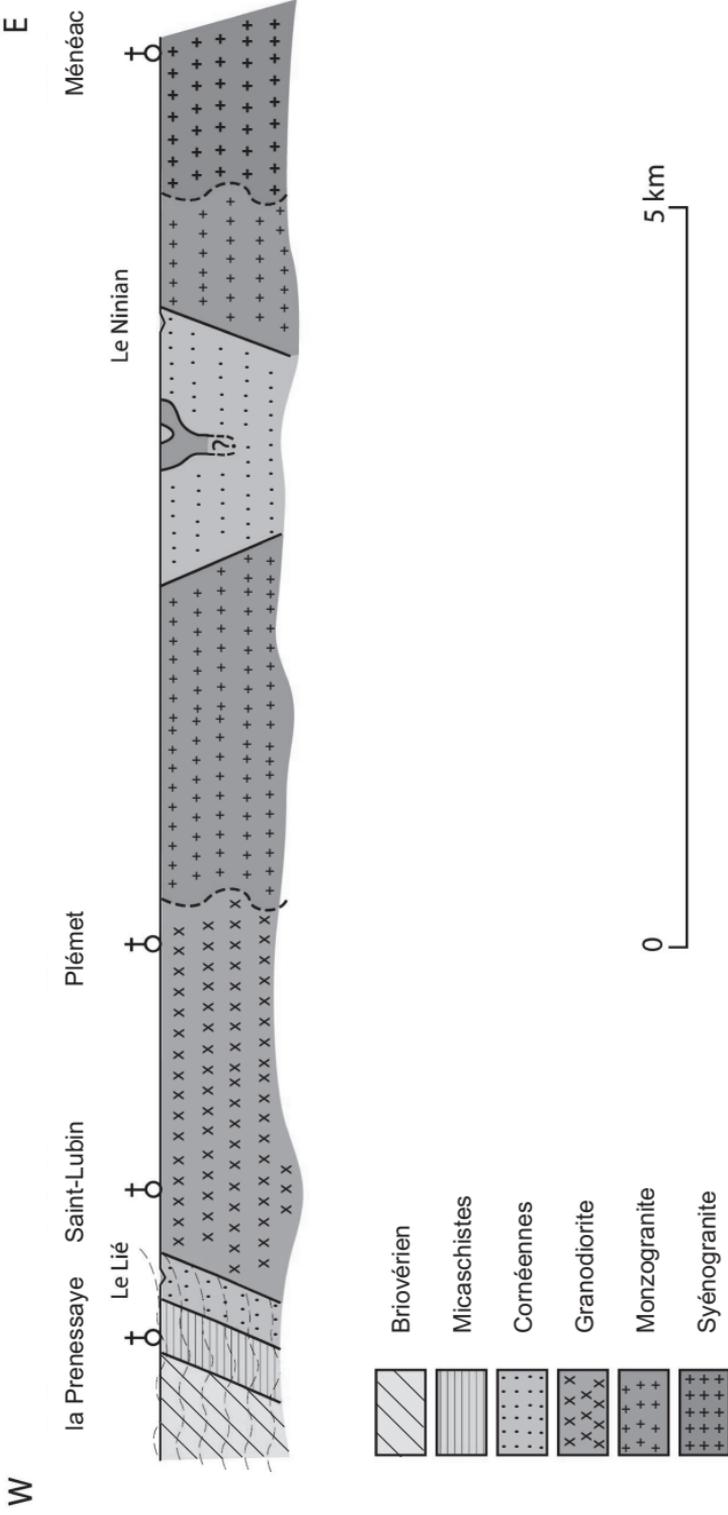


Fig. 4 - Coupe transversale dans les massifs de granite de Plémet et Ménéac

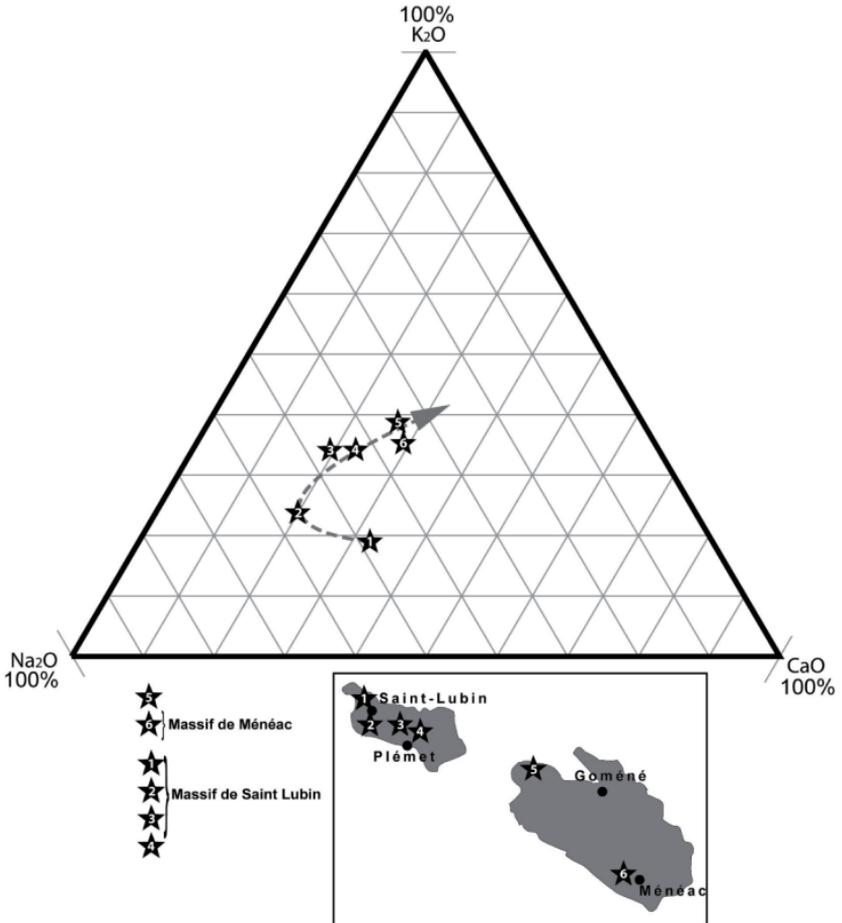


Fig. 5 - Diagramme KCN sur lequel sont reportés les échantillons de l'étude géochimique de la diorite de Saint-Lubin et du granite de Ménéac

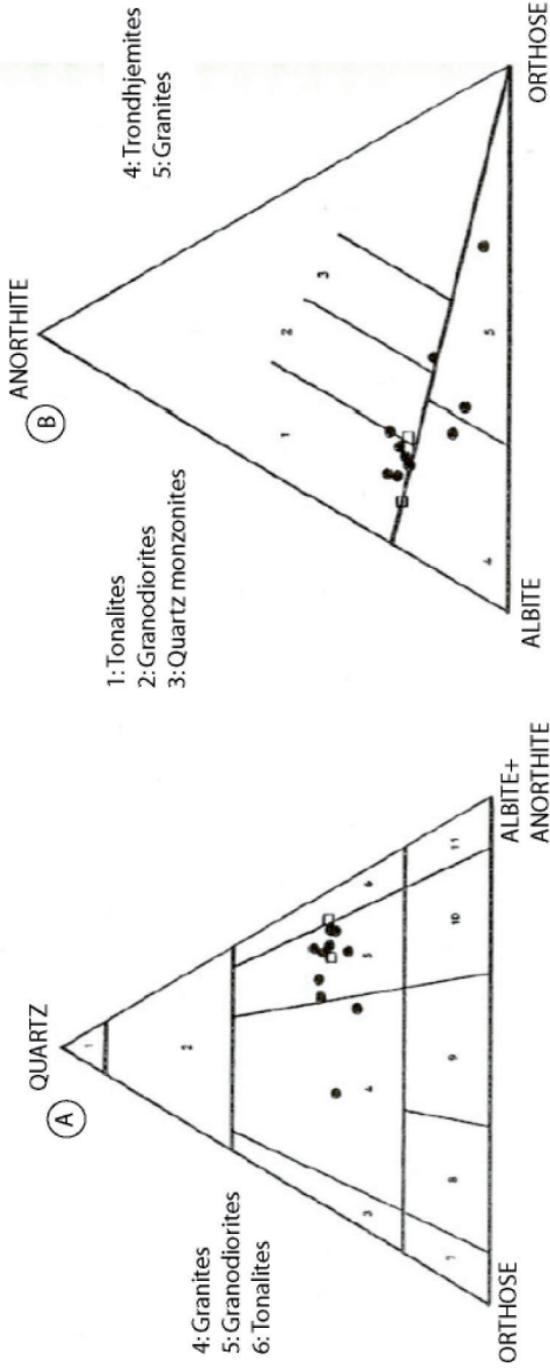


Fig. 6 - Diagrammes normatifs : A = Streckeisen (1976), B = O'Connors (1965).

Les carrés noirs correspondent à l'orthogneiss de Plouguenast et les carrés blancs à la diorite de Saint-Lubin (Chantraine et al., 1976)

alors que le grain augmente en taille. Le report de ces données dans un diagramme de Streckeisen montre que les compositions se situent entre granodiorite et monzogranite.

Les lames minces effectuées sur le granite de Ménéac (bord de la route N164, la Ville Hervé, Ménéac) mettent en évidence une forte proportion de feldspaths potassiques (en proportion égale ou supérieure aux plagioclases) et la présence de phénocristaux de feldspath potassiques caractérise les échantillons de Ménéac, au cœur du massif : la composition évolue depuis celle d'un monzogranite (bordure ouest) à celle d'un monzogranite fortement potassique au cœur (fig. 4).

Des analyses chimiques ont été réalisées sur six échantillons : quatre dans la partie granodioritique de Saint-Lubin, deux dans la terminaison ouest du granite de Ménéac et une dans une microdiorite de la carrière de Saint-Lubin.

Les roches analysées sont relativement acides : SiO_2 est supérieur à 70 %, sauf pour les deux échantillons du granite de Ménéac (64 et 66 %). L'ensemble des échantillons est très alumineux (14 à 17 % de Al_2O_3).

La somme $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO}$ est variable : de 2,5 à 4,5 % dans la granodiorite, de 5,7 à 6,5 % dans le granite. Cette valeur est assez faible, ce qui est conforme avec l'aspect très leucocrate de la diorite, un peu moins marqué pour le granite qui est un peu plus riche en biotite. Dans les deux cas, on dénote une dominance de la phase quartzo-feldspathique dans ces roches.

Les teneurs en alcalins et en Ca sont aussi très variables. Elles reflètent les variations des proportions en feldspath potassique et en plagioclase et la tendance granodioritique ou granitique de la roche.

Le report de ces analyses dans un diagramme $\text{K}_2\text{O}.\text{CaO}.\text{Na}_2\text{O}$ permet de visualiser (fig. 5) cette évolution, le chemin montrant le passage d'un pôle granodioritique (échantillon de la carrière de Saint-Lubin) à un pôle plus granitique (échantillon de la carrière de Ménéac).

Enfin, la comparaison de ces analyses avec celles réalisées sur l'orthogneiss de Plouguenast (Saunier, 1986) dans un diagramme normatif de type Streckeisen montre une analogie entre cet orthogneiss et la granodiorite de Saint-Lubin (fig. 6).

En conclusion, la cartographie de terrain, l'étude des lames minces ainsi que les analyses chimiques menées sur l'ensemble des faciès granodioritiques et granitiques montrent que l'ensemble Saint-Lubin – Plémet-Ménéac constitue vraisemblablement une intrusion unique avec différenciation interne : il y a passage progressif entre les faciès et aucune donnée jusqu'à aujourd'hui ne

Éléments majeurs

Élément	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	PF (1 000 °C)	Total
LQ	0,2	0,05	0,02	0,05	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,05	0,1	%
LOU-D - A 01	73,5	0,16	13,9	1,71	0,08	0,03	0,4	1,2	3,2	3,07	2,03	99,28
LOU-D - A 02	70,3	0,44	14,7	3,33	0,16	0,06	1,3	2,8	4,1	1,61	0,83	99,63
LOU-D - A 03	65,4	0,72	15,2	5,07	0,29	0,09	2,4	4,2	3,9	1,66	0,77	99,7
LOU-D - A 04	61,1	0,99	22,2	3,24	< LQ	< LQ	0,7	< LQ	0,5	4,59	5,31	98,63
LOU-D - A 06	73,8	0,25	13,9	1,95	0,05	0,03	0,6	1,4	4	1,77	1,67	99,42
LOU-D - A 08	73,2	0,21	14,1	1,73	0,13	0,03	0,5	1,5	3,7	2,65	1,35	99,1
LOU-D - A 09	72,6	0,24	14,3	2,21	0,12	0,05	0,6	2,4	4	1,82	0,96	99,3
LOU-D - A 09K	75,1	0,3	15,3	4,49	< LQ	< LQ	0,3	1,3	0,63	5,1	98,52	
LOU-D - A 10	64,8	0,63	16,1	4,89	0,3	0,07	1,5	2,5	3,2	3,67	1,64	99,3
LOU-D - A 11	66,7	0,55	15,5	4,2	0,25	0,07	1,5	2,9	3,6	3,5	0,58	99,35

Éléments traces

Élément	V	Cr	Co	Ni	Zr	Nb	Ta	Hf	Th	U	Ba	Sr	Rb
LQ	10	10	5	10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	10	5	1
LOU-D - A 01	< LQ	10	< LQ	< LQ	90	4,8	0,6	2,6	5	2,6	383	57	104
LOU-D - A 02	36	37	7	< LQ	127	5,1	0,3	3,4	3,9	1,4	262	111	61
LOU-D - A 03	63	90	12	13	127	5,8	0,4	3,5	6,5	2,2	279	111	51
LOU-D - A 04	167	143	< LQ	< LQ	175	15	1	5,3	11	4,6	975	34	130
LOU-D - A 06	10	< LQ	< LQ	< LQ	100	3,5	0,4	3,1	7,1	3,1	318	101	46
LOU-D - A 08	< LQ	12	< LQ	< LQ	83	4,4	0,4	2,7	4,5	3,3	443	86	66
LOU-D - A 09	10	< LQ	< LQ	< LQ	108	4,2	0,3	2,8	3,8	1,7	240	102	56
LOU-D - A 09K	16	< LQ	< LQ	< LQ	148	5	0,4	3,8	5,2	2	209	66	19
LOU-D - A 10	59	33	7	< LQ	285	12	0,4	7,1	20	4,4	1353	418	128
LOU-D - A 11	48	32	6	< LQ	241	10	0,5	5,9	19	4,8	907	370	129

Terres Rares

Élément	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Lu
LQ	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
LOU-D - A 01	11	23	2,7	10	2,3	0,4	2,5	0,4	2,1	12	0,4	1,2	0,2	1,3
LOU-D - A 02	12	25	3,1	12	2,6	0,7	2,8	0,4	2,4	13	0,5	1,5	0,2	1,5
LOU-D - A 03	20	46	5,7	22	4,6	1	4,6	0,7	3,9	20	0,8	2,4	0,3	2,4
LOU-D - A 04	40	80	10	38	7,4	1,5	7	1	5,9	30	1,2	3,8	0,6	3,7
LOU-D - A 06	20	41	4,9	18	3,7	0,6	3,3	0,4	2,2	10	0,4	1,2	0,2	1,3
LOU-D - A 08	13	23	3	11	2,5	0,5	2,6	0,4	2,3	13	0,5	1,3	0,2	1,3
LOU-D - A 09	13	26	3	12	2,8	0,6	3	0,5	2,6	14	0,5	1,4	0,2	1,4
LOU-D - A 09K	20	43	5	21	5	1,2	5,4	0,8	4,8	28	1	3	0,4	3
LOU-D - A 10	54	110	13	48	8	1,7	7,5	0,9	4,3	23	0,8	2,4	0,3	2
LOU-D - A 11	47	95	11	40	6,7	1,4	6,3	0,8	4	23	0,8	2,3	0,3	2,1

Tabl. 1 - Analyses chimiques

permet de conclure à des intrusions emboîtées ou diachroniques. Il demeure cependant une question essentielle : pourquoi la granodiorite est-elle si déformée à Saint-Lubin alors que les faciès granitiques de Plémet et Ménéac, pourtant également d'âge ordovicien, ne montrent que de très frustes foliations (Plémet) ou aucune déformation à Ménéac ? Dans le même ordre d'idée, on verra ci-dessous que les faciès du protolite du massif de Plouguenast ont été très déformés et métamorphisés (orthogneissification) : le massif de Plouguenast, de même âge de mise en place que celui de Plémet-Ménéac n'est situé qu'à quelques kilomètres au Nord-Ouest : cela semble militer en faveur d'une très forte localisation de la déformation et du métamorphisme dont il faudra essayer de déterminer à la fois l'âge et les modalités.

Massif de Plouguenast

$\zeta\gamma^5$. **Méta-diorite quartzique de Plouguenast.** Au Nord de la feuille, à proximité du Gué Jouan affleure une roche gneissique attribuée au massif de Plouguenast. Les conditions d'affleurement sur la carte ne permettent pas de fournir une bonne description de cette roche qui affleure principalement sur la feuille au 1/50 000 de Moncontour (Chantraine *et al.*, 1979).

Les analyses chimiques publiées dans la notice de la feuille de Moncontour indiquent que cet orthogneiss correspond à une ancienne diorite quartzique. Un caractère trondhjémitique, relativement siliceux y a été décelé (analyses chimiques tabl. 1). Jusqu'à aujourd'hui, l'orthogneissification de la diorite était attribuée à :

- 1 - une déformation d'âge hercynien faisant apparaître une schistosité de direction N80° à N90° (S1) ;
- 2 - un dôme thermique lié à la mise en place, au Carbonifère inférieur, du leucogranite de Saint-Gouéno.

Compte tenu des données radiochronologiques nouvelles obtenues au cours de cette étude, ainsi que celles obtenues par J.-F. Saunier (1986) et C. Gumiaux *et al.* (2003), il semble qu'il faille réviser cette chronologie.

Les datations géochronologiques Rb/Sr (Vidal, 1976) ont fourni un âge de 495 ± 40 Ma (Ordovicien) pour la mise en place de cet ancien massif dioritique. Un âge plus récent a été obtenu au cours de ce levé : 457 ± 10 Ma : cette datation confirme bien l'âge ordovicien du protolithe de Plouguenast mais cela en fait un massif plus jeune que celui de Plémet-Ménéac, ce qui pose question ; cependant, cet âge est en accord très fort avec celui obtenu sur la granodiorite de Saint-Lubin considérée jusqu'alors comme l'équivalent méridional du massif de Plouguenast. L'âge Ar/Ar de $328,9 \pm 0,6$ Ma recalculé par C. Gumiaux *et al.*, 2003 laisserait supposer une reprise hercynienne accompagnée d'un métamorphisme rétrograde.

En lame mince, on remarque de nombreux feldspaths (An 20-30) brisés. Le quartz est très abondant, la biotite fine et écrasée est altérée fréquemment en chlorite. Muscovite et séricite sont aussi très présentes et ces différents minéraux, associés au quartz, se moulent autour des blastes constitués de feldspaths associés à du quartz. On ne rencontre qu'exceptionnellement des biotites fraîches et ça et là quelques fantômes de microcline. On note aussi la présence d'épidote, apatite et zircon.

Dans la zone de fracturation du Lié d'orientation N140-180°, la roche revêt un caractère mylonitique. J. Chantraine *et al.*, (1976) ont émis l'hypothèse que la granodiorite de Saint-Lubin serait l'équivalent non métamorphisé de l'orthogneiss de Plouguenast, en se fondant sur la similitude des compositions normatives des deux massifs (fig. 6). En lame mince, on remarque de nombreux feldspaths (An 20-30) brisés. Le quartz est très abondant, la biotite fine et écrasée est altérée fréquemment en chlorite. La muscovite et la séricite sont aussi très présentes et ces différents minéraux, associés au quartz, se moulent autour des blastes constitués de feldspaths associés à du quartz. On ne rencontre qu'exceptionnellement des biotites fraîches et ça et là quelques fantômes de microcline. On note aussi la présence d'épidote, apatite et zircon.

Massif de Saint-Gouéno

γ². Leucogranite de Saint-Gouéno. Ce leucogranite forme un massif d'environ 8 km de long sur 6 km de large plus au Nord sur la carte de Montcontour, encaissé dans des roches très métamorphiques (gneiss migmatites) sur sa bordure occidentale et plutôt d'un grade moindre sur sa bordure orientale (micaschistes à biotite et muscovite). Sur la feuille Loudéac, quelques affleurements permettent de situer sa limite méridionale, aux abords de la Motte-ès-Ribourdouille. Il est très difficile de corréler les observations de terrain effectuées sur Loudéac à celles effectuées pour la feuille Montcontour : il semble que l'étendue du granite ait été un peu surestimée sur la feuille Montcontour.

Ce granite est constitué de quartz, de feldspath et de muscovite et il est à noter que la biotite est absente du granite affleurant sur la feuille de Loudéac. Le granite étant largement altéré, la biotite disparaît à l'avantage de la chlorite, la roche prend une teinte blanchâtre et un aspect poudreux dû à la kaolinisation des feldspaths (à l'origine de l'important gisement de kaolin de Kerrouet sur la feuille de Moncontour). L'alignement des chlorites montre une structure nettement orientée.

L'âge du granite fait encore largement débat : un âge Rb-Sr de mise en place ordovicien à 455 ± 10 Ma a été proposé par P. Vidal en 1976, âge que l'on considérait peu fiable jusqu'aux nouvelles datations sur les granites de

Ménéac et Saint-Lubin. Un âge à 436 ± 6 Ma obtenu au cours de ce levé confirme l'âge ordovicien du massif dont la mise en place succéderait de 20 à 30 Ma à celle du massif de Plémet-Ménéac. Comme pour ce dernier, l'héritage en zircon est important et au moins cinq populations se distinguent, la plus récente datée aux alentours de 495 Ma, la plus ancienne vers 2,44 Ga. De même que pour l'orthoigneiss de Plouguenast, les datations Ar-Ar (Gumiaux *et al.*, 2003) indiquent que les minéraux (mucovites) ont subi un ré-équilibre hercynien entre 350 Ma et 322 Ma.

La géochimie (tabl. 2) montre que la roche est un granite sodi-potassique (Chantraine *et al.*, 1979), à tendance très peu calcique et à caractère leucocrate, la tendance sodique l'emportant nettement.

	Orthogneiss de Plouguenast	Leucogranite de Saint-Gouéno
SiO ₂	74,53	73,95
TiO ₂	0,25	0,19
Al ₂ O ₃	13,83	14,05
Fe ₂ O ₃	0,43	0,33
FeO	1,58	1,10
MgO	0,62	0,5
CaO	2,17	0,75
Na ₂ O	3,9	3,38
K ₂ O	2,12	4,52
H ₂ O ^{+et-}	0,83	0,95
TOTAL	100,26	99,72

Tabl. 2 - Moyenne des analyses chimiques de l'orthoigneiss de Plouguenast et du leucogranite de Saint-Gouéno (notice Moncontour ; Chantraine *et al.*, 1979)

En lame mince, les plagioclases (An 10 %) apparaissent petits mais abondants. Le feldspath potassique parfois perthitique est fréquent et bien cristallisé. Le quartz est bien exprimé et associé aux feldspaths, formant des lits quartzo-feldspathiques, entre lesquels vient se nicher la muscovite lamellaire.

Le leucogranite de Saint-Gouéno présente un faciès à grain fin (f^{L}) qui n'est observable sur la feuille Loudéac autrement que sous sa forme altérée d'arènes sablonneuses, parfois argileuses fines. Sur la feuille Montcontour, ce faciès fin est décrit comme un granite à structure équante, plus potassique que le faciès à grain grossier. Sur les rares affleurements de fond de fossé, on distingue encore souvent les muscovites en lames assez importantes et les biotites en nombreux petits amas ; les feldspaths quant à eux semblent avoir été profondément altérés (présence de kaolinite). Le débit en dalles, fréquent sur la bordure méridionale du granite de Saint-Gouéno n'est plus vraiment distinguable sur ces affleurements très modifiés.

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz. Seuls, les filons de quartz les plus importants ont été reportés sur la carte car il s'avère que le quartz est omniprésent dans tout le Briovérien, du filonnet centimétrique au filon plumétrique. On retrouve souvent les filons démantelés sous forme de pierres « volantes », parfois en blocs métriques, à la surface des champs : le quartz étant bien moins sensible à l'altération, il arrive fréquemment que les blocs soient majoritaires sur certains secteurs, ceci étant lié essentiellement au dégagement progressif des produits d'altération. Il reste alors la « stone line » qui est un niveau à blocs de quartz de toute dimension emballés dans une matrice argileuse se situant au-dessus des profils d'altération et qui épouse souvent la morphologie du relief. Systématiquement, ce niveau est piégé sous les limons quaternaires quand ils sont présents.

Il est possible de démarquer deux grandes directions pour ces filons : on distingue une population où les épontes des filons sont parallèles à la schistosité du Briovérien, généralement de N80 à N120 et une population sécante sur la schistosité, observable au Sud-Ouest de la feuille. Cette dernière famille semble être liée à un grand accident orienté N50 à N80 (au Nord de Rohan).

Plusieurs types (habitus) de quartz peuvent être distingués :

- un quartz blanc, laiteux, massif : le plus fréquent, on le retrouve dans les sédiments briovériens ;
- un quartz fumé, bleu-noir : plus rare, dans le Briovérien (la couleur est liée à la présence d'éléments radioactifs U et Th) ;

– un quartz d'exsudat : plus cristallin, souvent associé à des oxydes de fer, on le retrouve surtout dans la zone des landes du Mené, dans les micaschistes et schistes satinés.

Enfin, on notera que des minéralisations aurifères sont associées à ces filons de quartz. En effet (cf. chapitre « Gîtes et indices minéraux »), l'or a été exploité dans des filons de quartz aurifère et à sulfures situés dans l'encaissant briovérien comme par exemple dans le district de Kerfourn/Bréhan.

dβ. Dolérites. Ces roches magmatiques, massives et compactes, de couleur gris-noir à vert sombre, peuvent être observées fréquemment sous forme de filons démantelés ou peu continus dans le Briovérien. Cependant, les travaux de la mise en quatre voies de la N164 aux environs de Loudéac et de Saint-Caradec, permettent d'observer de beaux filons *in-situ*. Il est intéressant de noter qu'à l'approche des filons les plus épais (5-10 m), les couches sédimentaires silto-gréseuses du Briovérien sont rebroussées selon des caractéristiques qui indiqueraient des mises en place filoniennes dans des contextes de cisaillements dextres orientés globalement N30-50°.

Les dolérites sont le plus souvent ouralitisées (transformation des pyroxènes en amphiboles) et sont alors fréquemment appelées « diabase » sur les feuilles plus anciennes. À l'affleurement, elles sont généralement très altérées et se présentent sous l'aspect d'une arène argileuse sombre à grain fin où dominent les grains blanchâtres de plagioclases. Lorsque les grains sont moins visibles ou la roche très altérée, la distinction entre dolérites et grès altérés avoisinants devient souvent problématique. Un des plus beaux affleurements de la carte a été observé près de Loudéac vers Saint-Bugan où un terrassement était en cours pendant l'été 2006. Ce dernier a permis de mettre en évidence un filon de dolérite très peu altéré et des échantillons ont ainsi pu être prélevés dans de bonnes conditions. L'étude de ces lames minces montrent que les dolérites, à Saint-Bugan, sont principalement constituées de grandes lattes de plagioclase partiellement altéré dont les espaces sont comblés par du pyroxène amphibolitisé (texture ophitique). Il s'y ajoute de nombreux minéraux opaques.

Ces dolérites n'ont pas encore fait l'objet de datation en Bretagne centrale (un essai d'extraction de zircon sur la dolérite de Saint-Bugan s'est révélé négatif). Plus au Nord, dans les régions de Saint-Malo et Saint-Brieuc, le champ filonien a été daté à 330 ± 10 Ma par méthode K/Ar sur roche totale ; cet âge étant confirmé par des mesures paléomagnétiques (Perroud *et al.*, 1986). À l'heure actuelle, tout ce que l'on peut dire sur l'âge des dolérites de Bretagne centrale est qu'il est postérieur à la schistosité régionale (les filons recoupent ces plans) qui traduit la phase paroxysmale de la déformation hercynienne.

Certaines roches sombres ont été aussi observées dans la granodiorite de Saint-Lubin (chemin du petit train) ainsi que dans l'orthogneiss de Plouguenast (à proximité de la carrière du Gué-Jouan) mais n'ont pu être attribuées à des filons, faute de continuité d'affleurement. Des filons, déjà reportés avec l'appellation « dolérite » sur la carte à 1/80 000 de Pontivy, mais non observés lors des levés, ont été indiqués également sur la carte de Loudéac.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

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 formés plutôt qu'en fonction de leur âge, généralement largement méconnu ou très incertain (formations azoïques pour la plupart). On distingue ainsi quatre ensembles :

- les *formations résiduelles* regroupant les altérites et les cuirasses sommitales ;
- les *dépôts de versants* correspondant aux formations provenant du remaniement des formations meubles (altérites, limons anciens...) ;
- les *dépôts fluviaux* regroupe les 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 à façonnage fluvio-deltaïques plus anciens ;
- les *dépôts éoliens* sont représentés principalement par des lœss qui proviennent de la remobilisation et accumulation par les vents de fines particules (silts) sous des climats secs et froids.

Les formations résiduelles : altérites et cuirasses

Altérites meubles : les formations d'altération dérivent de l'action principale des eaux météoriques qui modifient *in situ* les propriétés physiques et chimiques des roches mères métasédimentaires ou plutoniques. Localement, on peut être amené à différencier géochimiquement (Boulvais *et al.*, 2000) des altérations issues de l'action et la circulation de fluides de moyenne ou haute température d'origine endogène (*i.e.* profonde). Dans les processus supergènes (qui se déroulent en surface), les climats chauds et humides peuvent être d'excellents catalyseurs des transformations physico-chimiques. Plusieurs périodes d'altération se sont vraisemblablement succédées au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, engendrant des surfaces polyphasées et des talus de raccordement qu'il est extrêmement difficile de mettre en évidence.

On attribue généralement la genèse des derniers profils épais au Tertiaire (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Ollivier-Pierre, 1980) où les agents météoriques ont, sur tout le Massif armoricain, généré 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, 1991a, 1996 ; Quesnel, 1997 ; Thomas, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 1999) que c'est aussi la position altimétrique de la surface continentale par rapport au niveau marin relatif, associés à l'absence de pentes fortes à l'échelle régionale, qui ont pu conditionner très largement le développement ou la destruction des profils d'altération, peut-être même sous des climats dits « hydrolysants ».

Cuirassements : des lambeaux de surface continentale subsistent très localement sur la feuille Loudéac, dans les secteurs topographiquement élevés des Landes du Mené (Brault, 2002) et à la Ferrière. Ces lambeaux peuvent être repérés par la présence de formations silicifiées, d'origine pédologique, en dalles ou le plus souvent en blocs épars sur des points hauts (Landes du Mené) ou/et des cuirasses ferrugineuses qui coiffent le profil d'altération (la Ferrière). L'apparition de ces formations marque l'arrêt du fonctionnement du profil d'altération, consécutivement à des changements climatiques et à un affaissement de l'altitude moyenne de la surface continentale. Elles sont donc les témoins d'une histoire postérieure à la latérisation et peuvent constituer un repère stratigraphique dans les séries azoïques (Thiry, 1999). À côté de ces transformations supergènes, vraisemblablement tertiaires (anté-Éocène supérieur, âge communément admis pour les silcrètes armoricaines), il est probable que d'autres périodes d'altération aient pu intervenir, postérieurement au Tertiaire, éventuellement sous les climats tempérés du Plio-Quaternaire (Estéoule-Choux, 1967, 1968b, 1982).

La carte des altérites constitue un document d'infrastructure indispensable tant dans le domaine de la recherche scientifique que dans ceux de l'aménagement et des risques naturels. Elle a un intérêt économique important dans l'aménagement de l'espace (implantation d'installations, exploitation des ressources naturelles...). Ces altérites peuvent être aussi des aquifères de surface mais elles constituent le plus souvent une zone « tampon » sensible à toute forme de pollution : la connaissance de ces formations résiduelles est indispensable à une gestion durable des eaux souterraines.

On distingue le long d'un profil complet et non tronqué, exceptionnel dans le Massif armoricain, deux niveaux superposés à transition verticale graduelle, auquel se superpose de manière ponctuelle un niveau de cuirassement sommital :

– les allotérites caractérisées par la disparition de la structure originelle de la roche-mère, avec perte de masse et de volume. Elles constituent la partie supérieure (en général 10 à 15 m) du profil d'altération ;

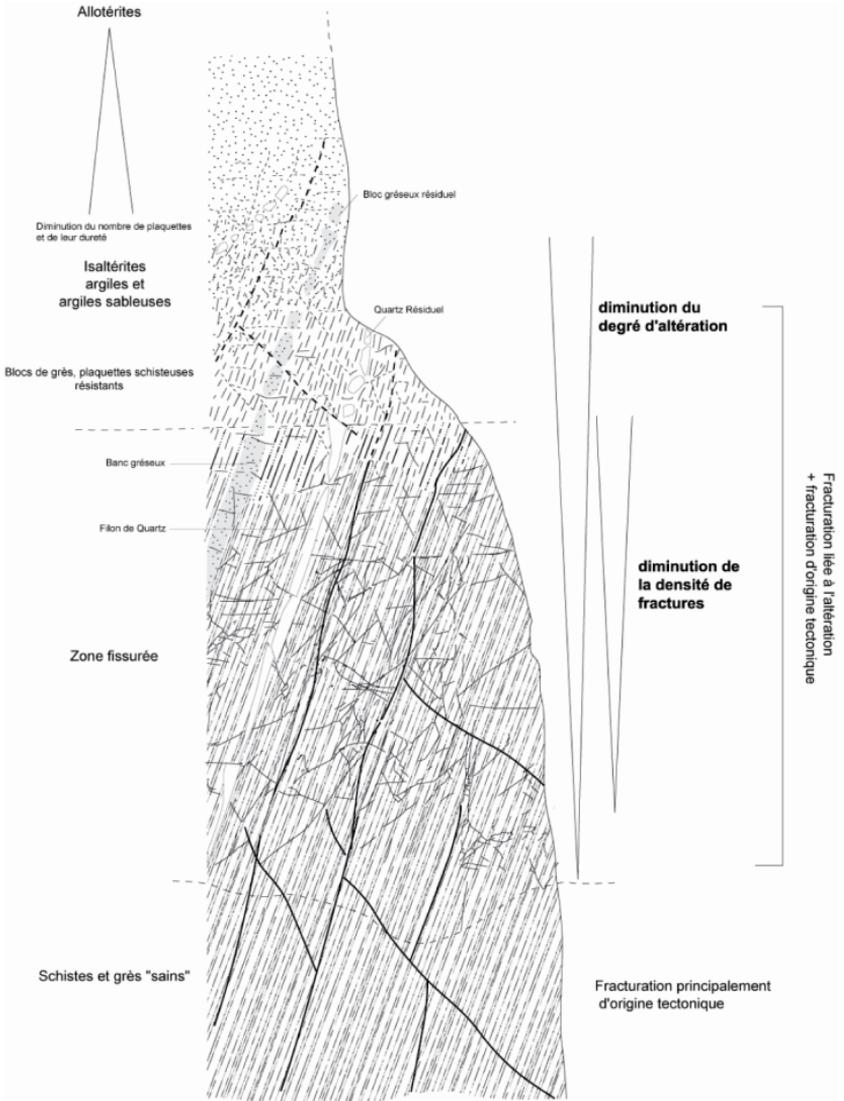


Fig. 7 - Exemple du profil d'altération sur formation schisto-gréseuse.
Les épaisseurs des différents domaines ne sont que figuratives (d'après Thomas *et al.*, 2004)

– les isaltérites, où la structure originelle (stratification, schistosité, filons...) est conservée, avec perte de masse sans perte de volume. Elles constituent la partie inférieure (20 à 30 m) du profil d'altération.

Allotérites

$\mathcal{A}b_2S$, $\mathcal{A}P^{1-2}$ - M , $\mathcal{A}b_{\xi}^{1-2}m$ - b . **Argiles kaoliniques blanches.** Les allotérites des roches briovériennes, du Protérozoïque métamorphisé mais aussi celles du granite de Plémet ont une composition voisine : il s'agit d'argiles blanches à grises, essentiellement kaoliniques. Ces argiles sont généralement homogènes et très peu remaniées.

Ces allotérites argileuses (kaolinite et séricite) sont observables au niveau d'anciennes excavations actuellement en partie ennoyées dans les Landes du Mené, au Nord de Fafeleau, à l'Est de la D792. À proximité du village de Pastoger au Nord-Est de Plémet a été ouverte une très grande carrière, maintenant envahie par les eaux, où il est possible d'observer une kaolinisation aux dépens du granite de Plémet parcouru par des filons quartzeux. On retrouve ce même type de gîte, au Nord de Plémet, aux carrières de Riades (réhabilitée) et des Landelles (ennoyée).

Isaltérites

b_2S , b_2G , ba . **Isaltérites des roches briovériennes : sables et argiles.** Les isaltérites du Briovérien couvrent une grande partie de la carte de Loudéac où elles recouvrent des surfaces étagées selon une géométrie sans doute la plus explicite en Bretagne centrale. Quelle que soit leur altitude, elles sont caractérisées par des argiles grises à noires renfermant encore localement des fragments moins altérés de siltites ou de grès (fig. 7). Comme il l'a été précisé auparavant, la cartographie du Briovérien sur la carte de Loudéac s'est faite en partie grâce à la reconnaissance des pierres volantes à la surface des champs : on observe une très nette diminution des morceaux de siltites et de grès dans ces zones altérées. Une grande zone où les altérites montrent encore un profil épais, assez peu différent sans doute du profil originel, se localise aux alentours du village de la Ferrière et s'étend jusqu'à Plumieux. Cette particularité a été signalée par N. Brault (2000, 2002), M. Gauthier (1947), B. Hallégouët *et al.* (1972).

$b_{\xi}^{1-2}m$ - b , $b_{\xi}^{1-2}a$, $b_{\xi}^{1-2}a$ - st , $b_{\xi}^{1-2}d$ - st . **Isaltérites des roches briovériennes métamorphisées : argiles.** Les isaltérites des roches métamorphiques sont relativement bien développées dans les Landes du Mené au-dessus d'une altitude voisine de 230 m. Elles sont très proches en apparence et en composition des isaltérites du Briovérien. On observe ainsi une grande zone d'isaltérites englobant la Croix du Perron et la Vieille Lande au Nord-Est

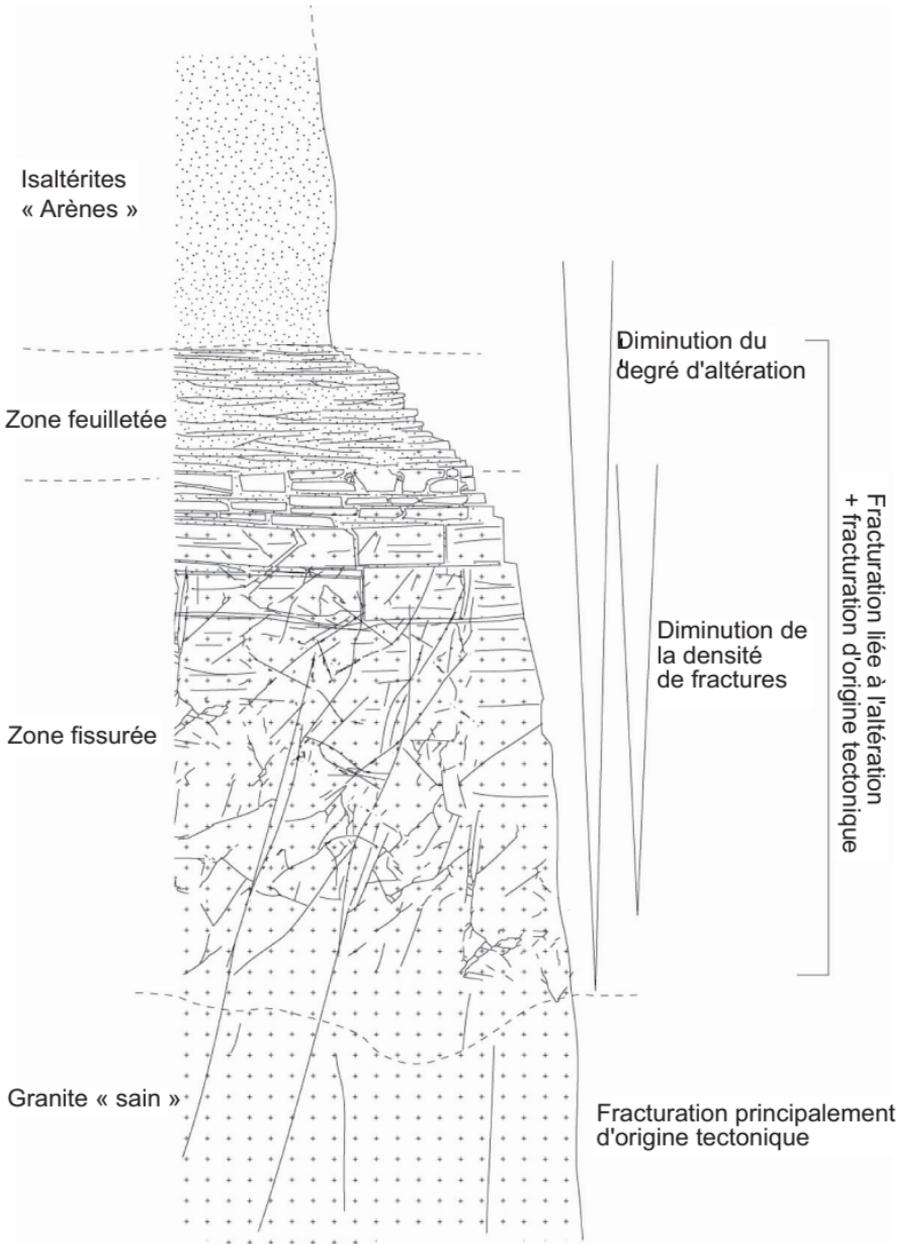


Fig. 8 - Exemple du profil d'altération sur roches de type granitique (d'après Thomas et al., 2004). Les épaisseurs des différents domaines ne sont que figuratives. Certaines tranches, comme par exemple la zone feuilletée, ne sont pas toujours représentées sur le profil

de la carte. L'observation des isaltérites dans les micaschistes sur la feuille de Loudéac reste néanmoins relativement difficile car les Landes du Mené sont recouvertes de prairies et de forêts et les affleurements demeurent rares. Un très bel exemple récent peut néanmoins être observé immédiatement au Nord, sur la feuille de Montcontour où des travaux pour un site d'enfouissement de déchets inertes sont en cours : ce sont en général des argiles, parfois plastiques, de couleur caractéristique gris-métal alternant avec des niveaux très sombres, noirs et des niveaux bien plus ocre, ces variations traduisant certainement des compositions de roche-mère dissemblables.

Kbi. **Isaltérites des roches cornéifiées : argiles grises.** Les isaltérites issues des cornéennes sont beaucoup moins développées que celles issues des formations précédentes ; très certainement parce que ces roches, souvent recristallisées, sont extrêmement résistantes à l'altération. L'ensemble centré sur le Breil-Tual, à l'Est de Plémet permet d'observer des alternances d'argiles grisâtres à verdâtres et de sables argileux ocre correspondant aux anciens bancs gréseux. Ces altérites affleurent aussi de façon correcte dans l'ancienne carrière du Gué Jouan où elles correspondent à des argiles grises.

$\zeta\eta^1$, γ^2 -M, $\zeta\gamma^5$. **Méta-diorite de Saint-Lubin, du monzogranite de Plémet-Ménéac, de la méta-diorite quartzique de Plouguenast et du faciès fin du leucogranite de Saint-Gouéno : arènes sablo-argileuses.** Il n'est pas rare sur la feuille de Loudéac d'observer la granodiorite de Saint-Lubin ou les granites de Plémet et Ménéac sous forme d'arènes. De magnifiques profils d'altération sont ainsi observables autour de la carrière de Saint-Lubin (fig. 8).

Les arènes sont en général constituées par un sable grossier comprenant des minéraux variés (surtout quartz et feldspath) et présente une faible proportion d'argile.

Dans les granites altérés se développe, entre l'horizon fissuré et l'arène meuble, un horizon intermédiaire caractérisé par un gonflement en masse des biotites, entraînant un intense feuilletage de la roche. C'est ce que l'on observe par exemple à la carrière artisanale au Sud de la Tiolais. Les altérations en boule ne sont pas observables sur la carte de Loudéac mais elles ont été connues dans la région (granite de Ménéac, feuille Saint-Méen-le-Grand). Le faciès fin du leucogranite de Saint-Gouéno ne se présente à l'affleurement que sous sa forme altérée. Dans l'ensemble, les minéraux sont encore reconnaissables (muscovite, biotite, quartz et feldspaths) mais de manière plus localisée, on note une très nette kaolinisation de la roche (et notamment des feldspaths potassiques). Ailleurs, ce petit corps détaché du massif principal est peu distinguable des gneiss et micaschistes également intensément altérés dans ce secteur des Landes du Mené : la roche altérée se présente couramment en arènes finement sablonneuses, dont la couleur ocre à blanchâtre tranche avec celle des arènes plus sombres issues des méta-sédiments encaissants.

Cuirasses

Les cuirasses sont des formations fortement indurées, résistantes, qui s'observent au sommet des profils d'altération les plus complets. Ces formations peuvent être épaisses de plusieurs mètres. Sur la feuille de Loudéac, on retrouve deux types de cuirasses : un type de cuirasse à ciment ferrugineux (ferricrètes) et un type de cuirasse à ciment siliceux (silcrètes).

F. Ferricrètes. Les ferricrètes apparaissent au sommet de profils d'altération latéritique. Ces cuirasses sont issues de processus d'altération soustractifs, c'est-à-dire qu'elles résultent d'un mécanisme d'hydrolyse par l'eau d'infiltration des minéraux primaires associé à un appauvrissement progressif en cations par mise en solution et lessivage. Le cuirassement est lié à précipitation d'oxydes de fer (goéthite, hématite) dans l'horizon supérieur du profil latéritique.

Les plus beaux affleurements situés sur la carte de Loudéac sont ceux du « Bois du Minerai » qui culminent à 186 m au Nord du bourg de la Ferrière : ces ferricrètes y ont été autrefois exploitées. Ce « Bois du Minerai » a la particularité de présenter un profil latéritique très complet : ainsi, en plus de la cuirasse ferrugineuse sommitale, il est possible d'observer de haut en bas une brèche de quartz imprégnée de fer, des argiles kaoliniques ocre (allotérites du Briovérien) et enfin les isaltérites des siltites briovériennes.

Les échantillons de cette cuirasse sommitale sont très pauvres en argiles et sont uniquement constitués d'oxydes de fer. La plupart des échantillons observés présentent des pisolithes avec des restes de cuirasses d'hématite envahis par des croûtes mamelonnées de goéthite. Ainsi, il apparaît bien que cette cuirasse soit marquée par une succession d'épisodes correspondant à une première ferruginisation intense formant le fond relictuel (hématite), la dégradation de cette ancienne cuirasse étant directement liée à la formation d'un nouvel hydroxyde de fer (goéthite). La cuirasse présente donc clairement un faciès de goéthisation ou dit de « destruction de la cuirasse », car l'apport saisonnier d'eau par les pluies réhydrate l'hématite de la cuirasse qui re-précipite en goéthite ($\text{Fe}_2\text{O}_3, 2\text{H}_2\text{O}$) \pm limonite ($\text{Fe}_2\text{O}_3, 3\text{H}_2\text{O}$).

Il est aussi possible d'observer au « Bois du Minerai » des échantillons scoriacés, les vacuoles étant vraisemblablement le témoin d'une attaque d'un niveau hydrostatique ayant déblayé des lentilles argileuses (Estéoule-Choux, 1967).

Ce type de gisement de fer a été aussi décrit à la « Butte du Minerai » au Nord de Plémet près de l'ancienne carrière des Riades (Pruvost, 1959).

S. Silcrètes. Les silcrètes résultent de processus d'altération additive, c'est-à-dire qu'elles correspondent toujours à un apport net de matière par précipitation d'éléments chimiques apportés par l'eau.

Il a été possible de retrouver des fragments de silcrètes, de couleur beige clair, au niveau de la Croix du Perron au Nord-Est de la carte (altitude : 263 m). Ces fragments, qui se localisent au-dessus des allotérites de micaschistes, se composent de petits galets de quartz dont le diamètre est généralement inférieur à 5 cm, très bien roulés, et assemblés par un ciment siliceux fin. En l'occurrence, il s'agit de silicification d'éléments transitant sur la surface continentale : elle devait former un niveau plus ou moins continu sur l'ancienne surface continentale démantelée depuis. On ne connaît pas l'âge de ces silicifications sur le Massif armoricain mais pas analogie avec celles observées sur les bodures du bassin de Paris, un âge Éocène terminal (Bartonien) est communément retenu.

Formations sédimentaires résiduelles

III, P. Sables et argiles tertiaires - Pliocène probable et Éocène reconnu. L'accumulation tertiaire de Mohon est située à l'angle sud-est de la carte de Loudéac, entre les bourgs de Mohon au Sud et de la Trinité-Porhoët au Nord. Il se prolonge légèrement vers le Sud en bordure nord-est de la carte de Josselin.

Le piégeage des sédiments, ainsi que leur préservation ultérieure est très probablement lié au fonctionnement de failles orientées N°150 et conjuguées N°80 mais devant le trop faible nombre de sondages de reconnaissance, il est à l'heure actuelle, impossible de figurer correctement ces failles : il est probable que la vallée du Ninian située à l'Ouest et orientée N150 utilise l'une d'entre elles. Principalement mise en évidence par sondages, cette accumulation sédimentaire a fait l'objet d'une exploitation pour l'eau et d'une exploitation en carrière pour la production de sables et graviers à béton (activités arrêtées depuis une dizaine d'années).

Les échantillons de deux sondages à vocation hydrogéologique réalisés à proximité de la station de pompage de Casteldeuc, en bordure ouest de la route D793 ont été étudiés par J. Estéoule-Choux et M.F. Ollivier-Pierre (1973, 1980). L'étude palynologique des niveaux argileux gris et bruns a permis de déterminer pour les associations sporo-polliniques observées, un âge éocène (passage Cuisien-Lutétien). À cette époque, les latérites issues d'une première grande période d'altération au Tertiaire, ont été décapées et se sont accumulées dans des dépressions alors qu'à certaines périodes arrivaient des débris végétaux et pollens. Ceci évoque un paysage de forêts palustres bordant des étendues marécageuses d'eau douce.

La carrière de granulats en exploitation jusqu'en 2002, se situait à environ 1 km de Casteldeuc et à environ 500 m de la chapelle Saint-Marc. Les matériaux extraits étaient principalement composés de sables et graviers à galets. D'après les sondages de reconnaissance, ces matériaux grossiers occupaient une

dépression de l'ordre de 300 m de large dans le sens nord-sud, au sein des formations tertiaires du bassin de Mohon, et reposaient sur le substratum par l'intermédiaire de silts gris (jusqu'à 30 m au Sud du bassin) non datés. Ces sédiments, comme globalement tous ceux de cette partie de Bretagne, sont azoïques et non-caractéristiques. Comme pour les accumulations de même nature (par exemple la Chapelle Caro – feuille Saint-Méen-le-Grand), un âge pliocène est retenu par défaut : ces sédiments reposent sur des sédiments datés de la fin de l'Éocène et sont recouverts par les premières alluvions du Quaternaire ; les sédiments oligocènes et miocènes de Bretagne étant drastiquement différents et témoignant d'environnements de dépôts particulier (domaines lacustres confiné ou saumâtres à franchement marins).

Dépôts fluviatiles

Le réseau hydrographique est principalement constitué par l'Oust qui traverse la carte du Nord-Ouest au Sud-Est, à l'Ouest de Loudéac et par trois de ses affluents, le ruisseau du Lahron, le Lié et le Ninian.

Le canal de Nantes à Brest emprunte la vallée de l'Oust à partir de Saint-Samson, au Nord de Rohan. La jonction entre les vallées du Blavet et de l'Oust est assurée par le bief de partage d'Hilvern d'une longueur de 5 km.

p-IV. **Épandages à alets. Pliocène à éo-Quaternaire.** Comme sur les cartes avoisinantes de Ploërmel et de Saint-Méen-le-Grand, des épandages à galets sont signalés sur la feuille de Loudéac. Le plus important se situe à l'Ouest de Rohan, en position d'interfluve, à des altitudes variant de 125 à 130 m. Il peut être comparé à l'épandage du Vot sur la feuille Saint-Méen-le-Grand qui se situe également dans cette même gamme d'altitude. En revanche, il est très certainement à dissocier des conglomérats à ciment ferrugineux signalés en plusieurs endroits (Castelnouët, Saint-Vran...) sur la feuille Saint-Méen-le-Grand et qui occupent des positions altimétriques plus élevées (185-190 m). Comme beaucoup de leurs équivalents en Bretagne centrale, ces nappes résiduelles ne peuvent clairement être rattachées à un cours d'eau actuel en particulier et ces dépôts fluviatiles sont attribués par défaut à un Pliocène tardif ou un Quaternaire précoce antérieur au creusement des vallées actuelles. La lithologie de ces alluvions se compose de niveaux de galets bien roulés, essentiellement de quartz ou quartzites, démantelés en surface, qui alternent avec des niveaux plus fins de graviers voire de sables rubéfiés. Aucune observation verticale n'est possible sur la feuille Loudéac mais sur celle de Ploërmel au Sud, l'affleurement de la Ville Buo (ancienne petite carrière) montrait que les niveaux alluvionnaires à galets étaient chenalisants dans es niveaux plus fins où des figures de courant (mégarides à litage oblique tabulaire) étaient fréquentes.

C. Colluvions des vallons (Holocène). Les colluvions sont des dépôts qui ont subi un faible transport à la différence de la plupart des alluvions. Ces formations peu compactes sont essentiellement constituées d'une fraction fine composée de limon et d'argile (avec parfois quelques galets anguleux de quartz). Ces colluvions sont de couleur jaunâtre à brunâtre et contiennent localement de la matière organique. Elles sont constituées d'éléments hétérogènes provenant des formations meubles situées en amont du réseau hydrographique (par exemple des altérites). Leur épaisseur est de quelques centimètres à 1 mètre.

Fw. Alluvions des hautes terrasses (Pliocène-Éoquaternaire ?). Ce sont les formations alluvionnaires les plus hautes que l'on trouve sur la carte de Loudéac, uniquement en deux endroits vers Saint-Étienne-du-Gué-de-l'Isle (sur les rives du Lié) et entre Saint-Maudan et Saint-Samson (sur les rives de l'Oust). Elles sont caractérisées par une altitude supérieure à 20 m au-dessus du cours actuel et s'étalent régulièrement (pente, gravité) au-dessus d'alluvions plus récentes. Les dépôts observés sont constitués de galets de quartz parfois de grande dimension, leur diamètre pouvant dépasser 20 cm, et de graviers.

Fx. Alluvions des moyennes terrasses Pléistocène moyen à supérieur (?). On trouve, notamment sur les rives de l'Oust mais aussi du Lié, un système alluvionnaire situé entre 10 à 20 m au-dessus du cours actuel : ce sont principalement des alluvions composées de galets de quartz dont le diamètre reste inférieur à 10 cm. Au sein de ces formations à galets s'individualisent localement des lentilles métriques contenant des sables rouges, grossiers, sans tri sédimentaire visible (par exemple vers Château Gaillard) ou des niveaux d'argiles grises ou ocre homogènes.

Tout comme à la base des terrasses Fy, on a pu trouver des traces de conglomérats (Fxf) à la base de certaines formations alluviales identifiées comme appartenant à l'ensemble Fx (rive de l'Oust entre Kermelin et la Métairie de la Plaisse, au Nord de Rohan).

Fy. Alluvions des basses terrasses (Pleistocène supérieur ?). Ces alluvions comblent les terrasses (replats) les plus récentes mais aussi les plus basses, de 3 à 10 m au-dessus du niveau actuel du cours d'eau. Les matériaux constituant les alluvions sont assez hétérogènes : on observe en général une fraction graveleuse à éléments sub-anguleux centimétriques, essentiellement représentés par du quartz et plus rarement des grès plus ou moins quartzitiques et une fraction fine argilo-sableuse. Dans certains secteurs, les blocs peuvent être plus émoussés et de plus grandes dimensions avec des diamètres qui avoisinent parfois 20 cm : il s'agit alors vraisemblablement d'une reprise récente d'éléments alluvionnaires plus anciens.

Fz. Alluvions actuelles et récentes. Les alluvions récentes des petits affluents sont en général assez limoneuses. Ces matériaux sont peu compacts,

la fraction fine est composée de 50 % de sable, de 30 % de limon et 20 % d'argile, le tout ayant une teinte jaunâtre à noirâtre (enrichissement en matière organique). La fraction grossière est constituée essentiellement de quartz très légèrement émoussé. Le sommet de ces alluvions est situé 2 à 3 m au-dessus du cours d'eau qui les entaille. Il n'est pas rare que ces formations soient recouvertes de sables limoneux fins très récents (limons de débordement). Ces formations sont considérées comme holocènes. L'extension de ces alluvions récentes correspond aux zones inondables.

FL. Zones hydromorphes limoneuses. On observe sur la région de Loudéac quelques cuvettes ennoyées riches en limon noirâtre (matière organique). Le substratum ne semble pas avoir un rôle prépondérant : on trouve ainsi ce type de formation sur les schistes satinés près de la ville Gourhan au Nord-Ouest de Laurenan où le paysage est très marécageux, près de Kerbussot sur le granite mais aussi au niveau de la Chêze et à proximité de la forêt de Branguily sur un substratum de siltites.

Fw_F, Fy_F, Fx_F. Indurations ferrugineuses. Il existe deux types distincts de conglomérat ferrugineux.

Le premier, référencé Fy_F et Fx_F, représente des conglomérats issus de l'induration par un ciment ferrugineux de la base de certains niveaux de formations alluviales, vraisemblablement par un phénomène de « battement de nappe ». Sur la carte de Loudéac : on retrouve ces indurations à la base des alluvions des basses et moyennes terrasses. Ils sont présents le long de l'Oust, en particulier entre Kermelin et la Métairie de la Plaisse ainsi qu'à la ville Tumel où ces blocs ont été mis à jour à la faveur de travaux d'aménagement d'un élevage avicole. Il est possible d'observer le contact entre les siltites du Briovérien et une dalle de conglomérat ferrugineux au Nord de Rohan (la ville Moizan).

La composition de ces conglomérats est assez semblable à celle du sédiment alluvial originel : galets de quartz plus ou moins émoussés, de taille variable allant de quelques centimètres à 30 centimètres, mais aussi sables et graviers inclus dans le ciment ferrugineux, et parfois éléments de roche briovérienne peu remaniés. Ces divers faciès peuvent-être observés sur les blocs ayant été utilisés pour la construction de l'église d'Hémonstoir qui montrent de nombreuses plaquettes de siltites incluses dans la matrice ferrugineuse.

Les plus gros blocs observés semblent indiquer que la puissance de ce type de formation n'a pas dépassé 2 à 3 m.

Enfin, on retrouve ponctuellement, au Sud de la carte, vers Gohuen, le Fougeray, quelques blocs disséminés. À ces endroits, ils ne semblent pas reliés à des formations alluviales et ne se conforment pas non plus aux critères des formations des hauts topographiques car ils se situent en zones planes et

basses (110 m) présentant peu d'altérites. Ils pourraient correspondre à un remaniement fluvial d'anciennes alluvions ou d'anciens sédiments marins d'âge inconnu.

Dépôts de versant

Les dépôts de versant sont composés d'éléments ayant subi les actions conjointes de la gravité et du ruissellement. Ces éléments ont été immobilisés, après un transport peu important, sur des glaciés à pente généralement faible soit le long des vallées du réseau hydrographique actuel, soit dans des dépressions.

III-R. **Altérites remaniées.** C'est un assemblage assez répandu sur la feuille Loudéac. Sous les limons lacustres sommitaux lorsqu'ils sont préservés (région de la Trinité-Porhoët), il nape la plus grande majorité des versants dans les quarts sud-est et sud-ouest de la feuille. Le parti a été pris de le distinguer des autres formations quaternaires sur des critères de composition et sur l'observation des contacts géométriques avec les formations sus et sous-jacentes.

Ces altérites remaniées correspondent à un ensemble épais de 3 à 5 m constitué de blocs de quartz emballés dans une matrice silto-argileuse ocre à brune. Les blocs de quartz, de dimensions extrêmement variables (métrique parfois) montrent des caractères d'un transport long (très émoussés) dans les premiers mètres puis apparaissent de moins en moins usés vers le sommet de la formation. Le mur de cette formation, lorsque les conditions d'affleurement permettent une observation fine, ravine distinctement, les altérites sous-jacentes alors que les limons sus-jacents semblent en discordance nette par endroit, quasiment en continuité stratigraphique à d'autres endroits.

Une telle formation a déjà été décrite aux alentours de Rennes (Estéoule *et al.*, 1972) mais elle semble ici bien plus riche en blocs quartzeux de grande dimension. L'origine de ces blocs de quartz est certainement à rechercher dans le démantèlement des puissants cortèges filoniens très importants dans ces secteurs sud de la feuille Loudéac. La fraction argileuse de la matrice silto-argileuse enveloppant ces blocs est constituée d'un complexe vermiculite-chlorite qui devient prépondérant en sommet de formation sur un assemblage kaolinite-micas blancs. C'est l'apparition de ce complexe (critère distinctif) qui traduit directement et de façon apparemment générale en Bretagne centrale, le passage aux limons quaternaires (Estéoule *et al.*, 1972).

Comme pour les limons ocre qui les surmontent, l'origine des silts argileux est allochtone (voir OE) mais ils ont été repris une seconde fois dans un cycle gravitaire qui est à l'origine de l'incorporation des blocs quartzeux avec remaniement de la partie supérieure des profils d'altération. Le dépôt des

premiers limons s'est vraisemblablement effectué en période froide peut-être au cours du Saalien (Riss) ou de au début de l'Éémien ; le remaniement pouvant s'être opéré à l'Éémien (interglaciaire tempéré – Riss-Würm) ou au début du Périglaciaire inférieur (Weichsélien).

AIII-S. Altérites solifluées. Comme sur les feuilles voisines de Saint-Méen-le-Grand ou de Josselin, il a paru judicieux de distinguer cette formation des altérites « classiques » car elles si elles sont « génétiquement » équivalentes aux altérites en place, ces formations argileuses remaniées ont subi un déplacement qui abouti à la non-conservation des structures originelles (stratification et schistosité) et du volume de la roche. Bien que son transport ait été souvent faible, cette formation ne correspond pas au profil d'altération *sensu-stricto*. Ces altérites déplacées couvrent les altérites en place, la transition entre altérites meubles et roches « saines » ou plus ou moins altérées sur parfois plusieurs mètres et se stabilisent sur les zones en replats à l'approche des vallées, en amont de la rupture de pente. Elles possèdent les mêmes caractéristiques que les altérites quant à leur description pétrographique, ce qui permet une distinction assez nette d'avec les formations de versants généralement situées topographiquement plus haut (AIII-R et OE). De plus, leur couleur, même si c'est un critère à manipuler avec prudence, les rapprochent très largement des altérites (gris, blanc). Elles emballent fréquemment des fragments de quartz anguleux et généralement de dimension réduite ainsi que des plaquettes de schistes ou micaschistes jaunâtres très tendres provenant d'un substratum immédiat mais en quantité bien moindre que les formations de pied de pente (S).

S. Dépôts de pied de pente, soliflués. Ces dépôts meubles tapissent le pied des pentes, où ils se superposent le plus souvent aux formations du socle. Ils sont formés de débris du substratum issus de processus de fauchage, cryoptation, géluflexion emballés dans une matrice argilo-sableuse. Ces formations sont assez fréquentes, mais seules les formations les plus importantes (plurimétriques) on été reportées dans un souci de clarté. Ces formations d'origine périglaciaire ont été édifiées durant la dernière glaciation du Pléistocène supérieur (Würm), mais leur formation se poursuit encore sous l'action conjuguée de la gravité et d'une mise à l'état solifluidal (ruissellement).

Dépôts éoliens

Œ. Limons éoliens. Ces formations résultent du piégeage par une végétation herbacée dense de particules fines transportées en suspension dans l'air. Les limons récents seraient vraisemblablement weichséliens et se seraient déposés pendant la dernière glaciation. La puissance de ces formations est en général faible et ne dépasse jamais 5 m. Les limons éoliens sont silteux (environ 60 % de silts), de couleur ocre-brun-jaune. On observe en général une discordance nette avec le socle et souvent avec les formations tertiaires qu'ils peuvent

recouvrir. L'unique ensemble de limons observé apparaît sur la bordure est de la carte au niveau de Coueslouars. Cette organisation est semblable à celle observée sur la carte de Saint-Méen-le-Grand qui montre que ces limons semblent disparaître aux approches du massif de Plémet-Ménéac et sont absents sur le glacis incliné qui descend des Landes du Mené, jusqu'au voisinage de Merdrignac (Thomas, 2004). Ils sont aussi complètement absents de toute la partie ouest de la feuille de Loudéac : il est vraisemblable que cela traduise des changements dans la direction ou l'intensité des vents dominants venant de l'Est au passage de la barrière géomorphologique que devait déjà représenter le massif de Plémet-Ménéac mais aussi certainement les Landes du Mené.

CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS : CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS ET GÉODYNAMIQUE

Le découpage entre un Briovérien inférieur et un Briovérien supérieur est basé sur la présence de niveaux phtaniques interstratifiés pour le Briovérien inférieur et de phtanites remaniées pour le Briovérien supérieur. En Bretagne centrale, aucune intercalation siliceuse n'a été découverte jusqu'à ce jour ; en revanche, les éléments phtaniques remaniés sont nombreux dans les grès et dans le « conglomérat » de Gourin : pour cette raison essentiellement, les terrains de Bretagne centrale ont été attribués au Briovérien supérieur.

L'âge de mise en place des sédiments reste encore incertain, notamment pour la limite inférieure, que, raisonnablement, on ne peut fixer en Bretagne centrale. Plus à l'Est, en Mayenne, les datations effectuées sur une fraction de zircons remaniés dans le Briovérien détritique (Guerrot *et al.*, 1992) indiquent, pour la population la plus récente, un âge de cristallisation avoisinant 540 Ma (âge du batholite mancellien). Ainsi, certains terrains, attribués au Protérozoïque supérieur, en Mayenne, ont probablement un âge postérieur à 540 Ma (Cambrien). Les sédiments briovériens de Bretagne centrale sont recouverts en discordance par les dépôts sédimentaires de la Formation de Pont-Réan. Des mesures effectuées sur des volcanites interstratifiées dans ces séries proposent un âge de 486 ± 28 Ma (méthode Pb/Pb sur monozircon) à Réminiac (Guerrot *et al.*, 1992). On peut donc conclure, si l'on admet que les terrains briovériens de Mayenne sont les équivalents des terrains briovériens de Bretagne centrale, à une sédimentation qui s'est déroulée principalement entre 540 et 485 Ma, mais qui a pu évidemment débiter bien antérieurement...

Il n'est donc pas exclu que sur la feuille Loudéac, comme d'ailleurs partout en Bretagne centrale, certaines parties du Briovérien aient un âge cambrien. Il est aussi parfaitement vraisemblable que, comme l'ont proposé F. Trautmann *et*

al. (2000), les sédiments briovériens soient diachrones sur l'ensemble du domaine centre-armoricain.

En 1978, C. Le Corre invoque, en ce qui concerne l'origine de la sédimentation du Protérozoïque supérieur, un démantèlement rapide et une érosion profonde d'une chaîne plus ancienne, plissée et métamorphisée et non seulement le décapage d'une cordillère précoce. En Bretagne centrale, il ne s'agirait pas d'un flysch, ce qui suppose une tectonique synsédimentaire (jamais mise en évidence sur le terrain) mais plutôt d'une molasse correspondant à des dépôts anorogéniques ou de fin de tectogenèse.

Il est à noter que la disparition progressive du matériau conglomératique (« conglomérat de Gourin ») vers le Nord (voir feuilles Janzé, Montfort-sur-Meu, Rennes et Ploërmel), associé à une décroissance de la granulométrie pourrait traduire une composante d'alimentation continentale résultant de l'érosion de reliefs situés au Sud du Massif armoricain.

J.F. Saunier et J.J. Chauvel, en 1986 décrivent, au sein des sédiments du Briovérien supérieur, des volcanites d'affinité tholéïtique interstratifiées dans des dépôts briovériens localisés près du dôme de Plouguenast. Ces volcanites se mettraient en place dans un environnement géodynamique plutôt de nature extensive.

Les différents arguments conduisent à considérer que les sédiments briovériens correspondent à une ou plusieurs mégaséquences de comblement d'un bassin d'avant-pays (ou peut-être bassin arrière-arc) au Sud de la chaîne cadomienne. Dans les bassins d'avant-pays, comme dans les bassins d'arrière-arc (contexte général compressif) des domaines en extension sont reconnus : il n'y a ainsi pas d'opposition entre les différentes observations, même si la géodynamique globale du bassin n'est pas encore très documentée.

L'organisation sédimentaire est, de la même façon, difficile à appréhender dans sa globalité mais l'étude de J. Chantraine *et al.*, 1982, seule étude menée à l'échelle du bassin briovérien (depuis la Bretagne centrale, jusqu'en Normandie), apporte une vue d'ensemble et surtout permet des corrélations à l'échelle régionale : les conclusions de cette étude en Bretagne centrale montrent entre autres que les sédiments constituant les séries briovériennes observées sur la feuille Loudéac sont immatures en texture, mais généralement matures en composition. Ces caractéristiques conduisent à considérer ces sédiments de Bretagne centrale comme les termes ultimes de la série briovérienne. Le caractère rythmique de la sédimentation, avec des évidences de granoclassement, la présence locale de chenaux, d'intercalations conglomératiques et de figures de charge, conduisent à imaginer un environnement turbiditique de bathymétrie difficilement appréciable même si quelques rares affleurements montrent des figures témoignant de l'action des

vagues de tempêtes (profondeur sous tranche d'eau de l'ordre de 120 m). Excepté un microbios (microsphères proches des cyanophycées (genres *Paleocryptidium* et *Favosphaera*, Mansuy, 1983) difficilement utilisable et des traces relativement énigmatiques (*Montfortia filiformis*, Lebesconte, 1886), la série est dépourvue d'organismes et de traces fossiles qui pourraient renseigner sur l'environnement et la bathymétrie des dépôts.

MASSIF DE PLÉMET – MÉNÉAC

Gravimétrie : (fig. 9) le levé gravimétrique de Bretagne centrale a été réalisé par le BRGM en 1967. Cette carte montre clairement les anomalies négatives associées aux plutons hercyniens méridionaux (massif de Pontivy – Rostrenen ; massif de Guéhénno) et aux plutons septentrionaux (Moncontour, Quintin...). Le massif de Plémet-Ménéac, quant à lui, présente une signature gravimétrique très peu marquée, voire nulle. Les isanomales positives « traversent » le massif sans connaître de variations ou d'organisations locales liées à la présence d'un corps dense à enracinement « profond ». Ces variations très peu marquées peuvent avoir globalement deux explications selon E. Thomas (2004) : 1) le granite à une densité proche de celle de son encaissant et les faibles variations ne sont pas perceptibles à l'échelle de l'échantillonnage ou 2) le granite ne présente pas d'épaisseur significative qui permette de le discrétiser par rapport à son encaissant.

Magnéto-tellurie : (fig. 10) la magnéto-tellurie est l'analyse de la propagation des champs électrique et magnétique dans le sol créés par les émetteurs de radiodiffusion. Des sondages magnéto-telluriques ont été réalisés en cinq stations suivant un profil ouest-est allant de Rohan à Mauron (Chantraine *et al.*, 1984). La station 1 montre l'existence en profondeur d'un massif granitique dont le toit pourrait se situer à moins de 1 km de profondeur. La station 2 met en évidence la présence d'une grande faille passant par la Chèze. À l'Est de cette faille, le massif granitique disparaît et fait place à un Briovérien en mégastratification horizontale. On peut en déduire qu'il n'y a pas continuité vers le Sud du massif de Plémet-Ménéac en profondeur, mais que le massif de Pontivy (hercynien) pourrait être rattaché à un batholite à l'Ouest de la faille Rohan-Prénessaye. Il est à noter qu'un tel batholite n'apparaît toutefois pas en gravimétrie.

Âge du massif : l'analyse U, Th et Pb sur monazite du granitoïde de Ménéac a été effectuée dans le cadre du levé de la carte de Saint-Méen-le-Grand. Elle a permis d'obtenir un âge de 493 ± 5 Ma (tabl. 3 et fig. 11). Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place du granitoïde. La mise en place de ce massif apparaîtrait donc sub-contemporaine de celle du protolithe des orthogneiss de Plouguenast. Cependant, les datations effectuées sur zircons témoignent d'un âge un peu plus récent (468 ± 5 Ma).

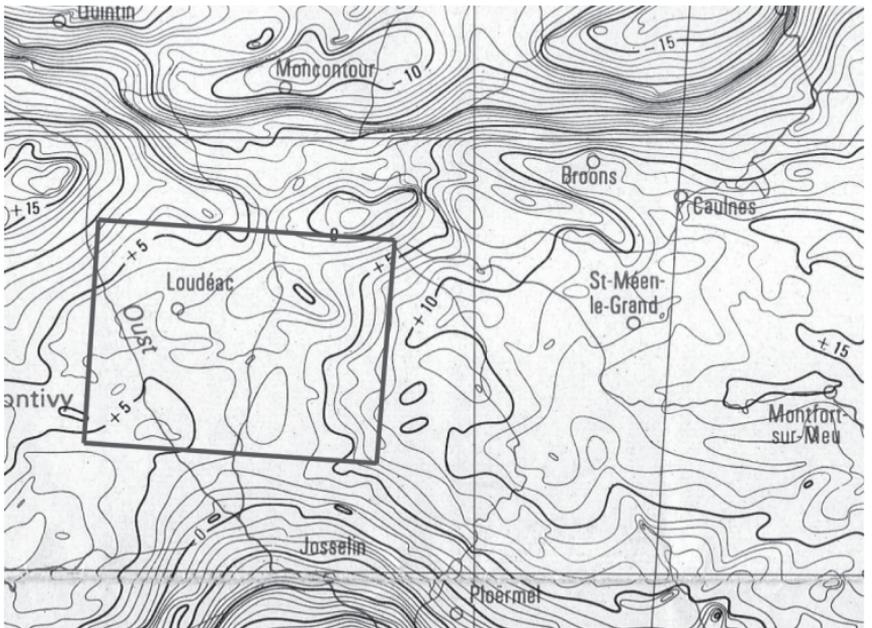


Fig. 9 - Carte gravimétrique du Massif armoricain - Bretagne centrale (BRGM, 1967)

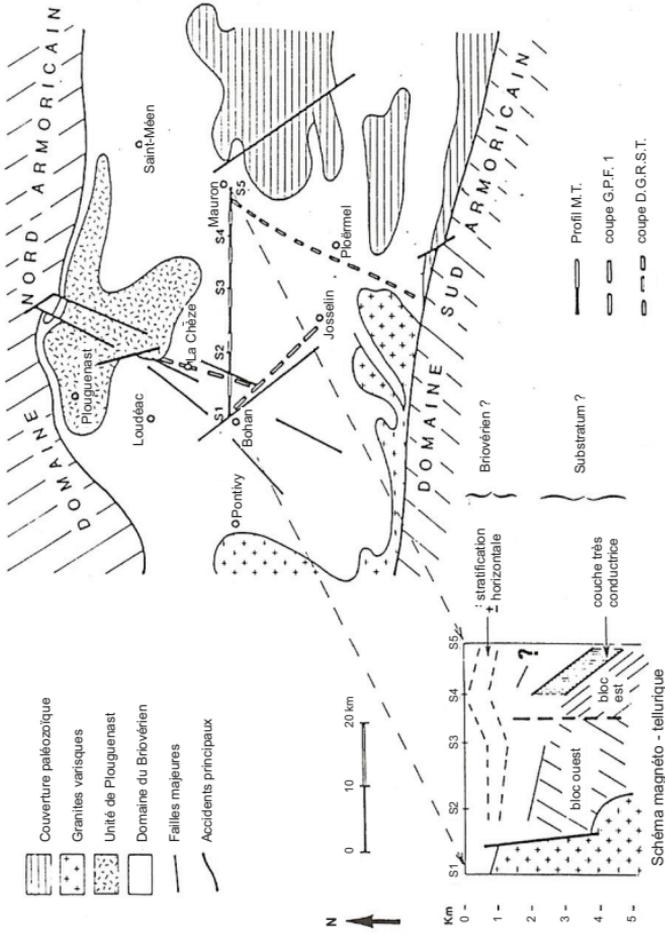


Fig. 10 - Implantation des coupes de magnéto-tellurie et interprétation (d'après Chantraine et al., 1984)

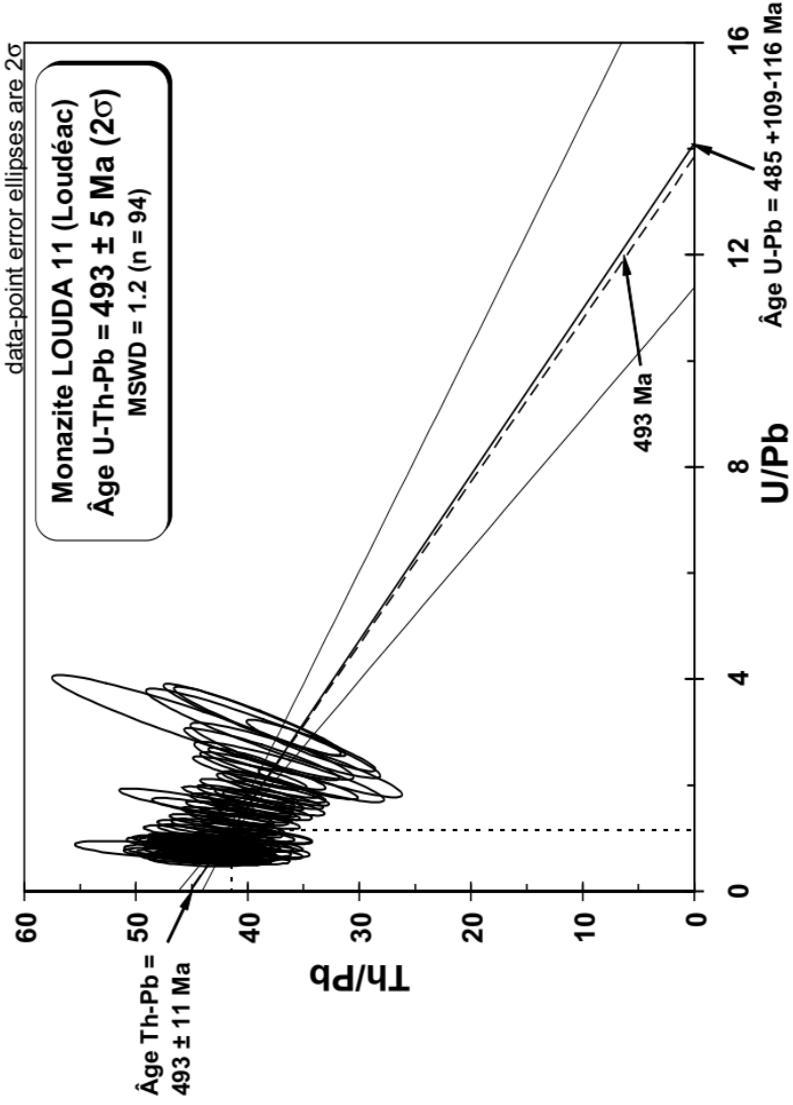


Fig. 11 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) sur monazite pour le granite de Ménéac

Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Th*(U) ± σ	Âge isochrones ± 2σ Ma
LOUDA 11 1 307 ± 287	1 552 ± 658	54 376 ± 12 647	59 489 ± 12 771	493 ± 5 (n = 94)

Tabl. 3 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur la monazite du granitoïde de Loudéac (LOUDA 11. Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses

Origine et mise en place : le massif de Plémet-Ménéac, le massif de Plouguenast ainsi que les massifs de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas constituent un vaste ensemble plutonique qui s'est mis en place à l'Ordovicien. Jusqu'à aujourd'hui, seul le protolite dioritique des orthogneiss de Plouguenast avait révélé un tel âge (495 ± 40 Ma, Rb/Sr, Vidal, 1980) mais il apparaît maintenant que c'est l'ensemble des massifs plutoniques de cette région qui entrent dans cette catégorie. Longtemps mise de côté parce qu'incompatible avec l'évolution structurale présumée (Ledru *et al.*, 1984), la datation (455 ± 10 Ma, Rb/Sr, Vidal, 1980) du granite de Saint-Gouéno reprend de la vigueur, accompagnée aujourd'hui par une datation à 436 ± 6 Ma mesurée au cours de ce levé. Deux thèses (extension ou transpression vs compression) s'opposent encore quant au contexte géodynamique et elles ne trouveront peut-être une solution acceptable que par l'intermédiaire d'études structurales et surtout géochimiques très détaillées.

MASSIF DE PLOUGUENAST

Gravimétrie : (fig. 9) tout comme le massif de Plémet-Ménéac, ce massif ne s'individualise pas, en gravimétrie, de son encaissant sédimentaire, la densité des deux formations devant être voisine.

Âge du massif : les datations géochronologiques (Rb/Sr) réalisées par P. Vidal (1976) ont fourni un âge ordovicien pour la mise en place de cet ancien massif dioritique : 495 ± 40 Ma. Un âge plus récent a été obtenu au cours de ce levé : 457 ± 10 Ma qui confirme bien l'âge ordovicien du protolithe de Plouguenast.

Un âge Ar/Ar à $328,9 \pm 0,6$ Ma (Gumiaux *et al.*, 2003) (fig. 12), signe la fermeture des muscovites liées à une dernière phase de métamorphisme, signature vraisemblable d'une composante hercynienne.

Origine et mise en place : J.-F. Saunier (1986) a montré que le massif de Plouguenast ne représente pas le soubassement affleurant du Briovérien mais qu'il constitue un dôme, considéré comme d'âge ordovicien, et lié à la mise en place d'un leucogranite syntectonique : le leucogranite de Saint-Gouéno, daté (Rb-Sr) à 455 ± 10 Ma (Vidal, 1976). Cette hypothèse semble être confortée par

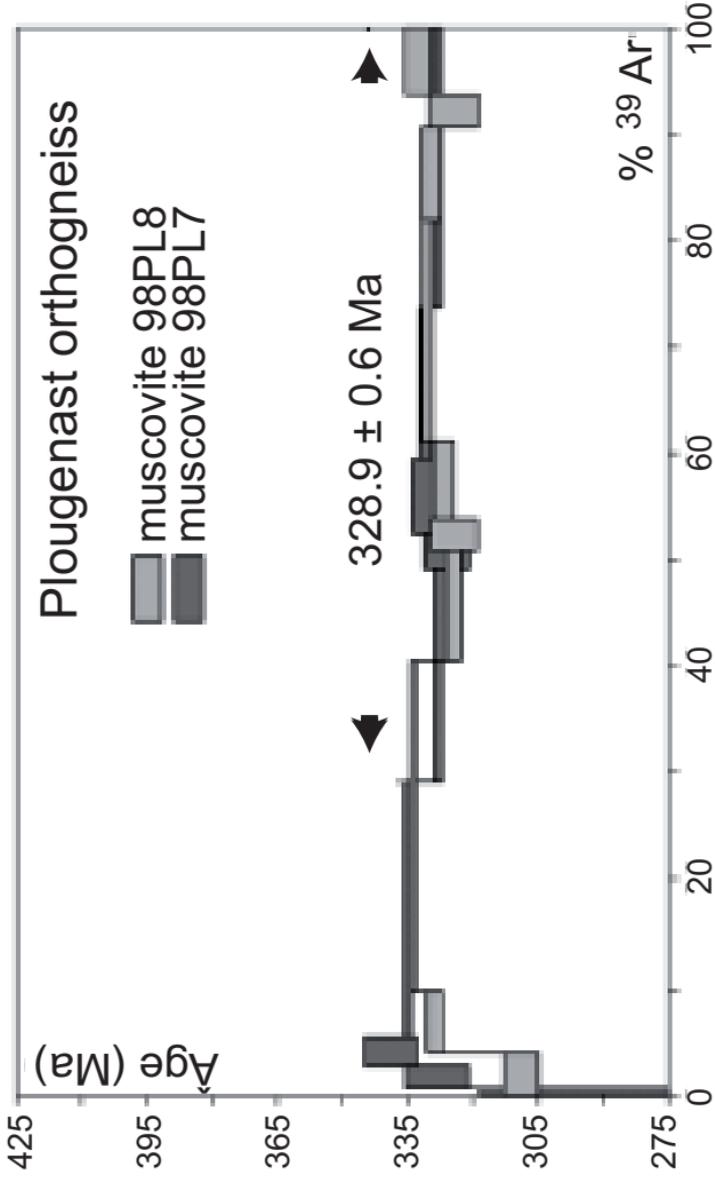


Fig. 12 - Datation Ar-Ar de l'orthogneiss de Plougenast (Gumiaux *et al.*, 2003)

l'âge à 436 ± 6 Ma obtenu pour le leucogranite de Saint-Gouéno, dans le cadre du lever de la carte de Loudéac.

MASSIF DE SAINT-GOUÉNO

Gravimétrie : à l'inverse des autres massifs, ce dernier se distingue nettement en gravimétrie en déterminant une nette anomalie négative (fig. 9). La densité globale de ce massif doit donc être plus faible que celle des massifs de Plouguenast et Plémet-Ménéac, ce qui peu révèle indubitablement des différences de composition et vraisemblablement de genèse.

Âge du massif : l'âge du leucogranite de Saint-Gouéno pose question et finalement contraint quasiment toute l'idée de l'évolution structurale ou dynamique que l'on peut envisager pour cette partie de Bretagne centrale. Le leucogranite de Saint-Gouéno était corrélé, tout comme le massif de Plémet-Ménéac, avec le granite de Pontivy dont l'âge varisque ne fait aucun doute. Cependant, un âge Rb/Sr de 455 Ma avait été obtenu (Vidal, 1976) et un âge très proche (457 ± 23 Ma) avait été recalculé (Saunier, 1986). Cependant, pour P. Ledru *et al.*, 1984, cet âge serait incompatible avec les déductions chronologiques faites à partir des observations sur le terrain.

Les datations effectuées dans le cadre de ce levé de carte présentent de nouveaux âges ordoviciens indubitables pour le granite de Ménéac et la granodiorite de Saint-Lubin et le granite de Saint-Gouéno (436 ± 6 Ma).

Si l'âge ordovicien du leucogranite déformé de Saint-Gouéno est confirmé, il est alors contemporain de l'orthogneissification du dôme de Plouguenast. Ceci a une implication régionale d'envergure puisque on mettrait ainsi en évidence une phase de déformation qui n'a que très rarement été caractérisée dans cette partie de la Bretagne (ancienne phase « calédonienne ») se caractérisant entre-autres par une schistogenèse antérieure à la schistogenèse varisque.

D'autres problèmes connexes ne sont pas résolus : pourquoi le leucogranite de Saint-Gouéno est-il déformé alors que celui de Plémet-Ménéac, excepté dans sa partie granodioritique de Saint-Lubin, ne présente pas de traces évidentes de déformation ? Si la foliation principale observée au cœur du dôme de Plouguenast est contemporaine de la mise en place du massif de Saint-Gouéno (Ordovicien), qu'advient-il de la déformation varisque dans ce domaine ?

De nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été conduites sur l'orthogneiss et le leucogranite (Gumiaux *et al.*, 2004). Pour le leucogranite de Saint-Gouéno (fig. 13), les âges obtenus (qui ne correspondent pas à la mise en place des unités magmatiques) suggèrent un événement métamorphique se déroulant au Carbonifère inférieur vers 350 Ma (pour la cristallisation des micas les plus

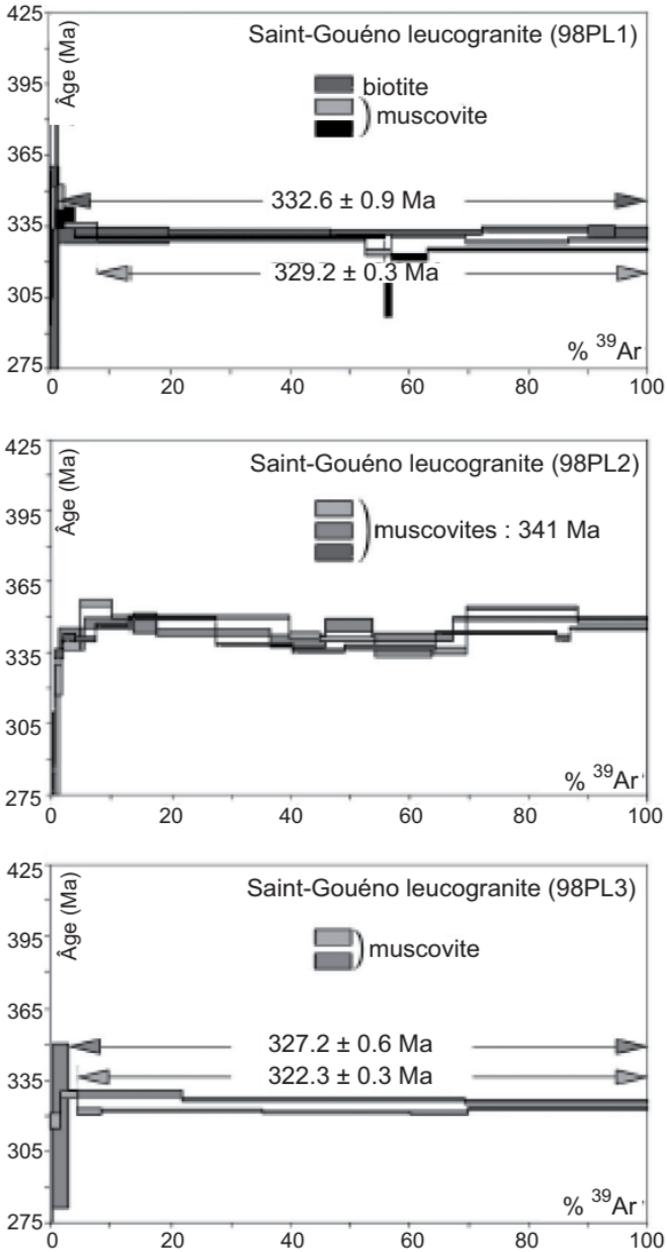


Fig. 13 - Datations Ar-Ar du leucogranite de Saint-Gouéno (Gumiaux *et al.*, 2003)

anciens), suivi probablement d'une longue histoire thermique et/ou de déformation et de recristallisation, les âges les plus jeunes datant l'exhumation et la fermeture du système isotopique des muscovites autour de 322 Ma.

SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES

Sur la feuille de Loudéac, l'origine des dépôts de conglomérats à galets de quartz (ceux situés à des altitudes importantes et qui ne paraissent pas associés aux alluvions), cimentés ou non par des oxydes de fer et de la silice, reste encore méconnue. De tels dépôts ont été cartographiés un peu partout dans ce secteur de Bretagne centrale, les plus connus étant ceux de la Belle Étoile dans la région de Plumieux, le Bois du Minerai au Nord de la Ferrière, Quévrant au Nord de Launay, la Bosse et la Forêt de Bocquen au Nord de Saint-Jacut-du-Mené. Beaucoup de ces dépôts ont été indicés Pb par les premiers cartographes (feuille 1/80 000 de Pontivy, 1959) qui les attribuaient, sans argument, au cycle Pliocène. Sur la carte Broons, il a toutefois été établi que des dépôts similaires ravinent les argiles lacustres attribuées au Stampien (Oligocène inférieur). Si l'on admet que ces dépôts sont partout contemporains, tout ce que l'on peut affirmer dans l'état des connaissances actuelles, est qu'ils sont au moins post-oligocènes.

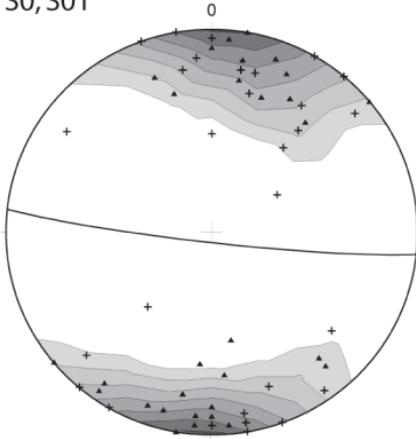
Le bassin tertiaire de Mohon – la Trinité-Porhoët aurait été comblé par des sédiments argilo-sableux d'âge cuisien (d'après les données palynologiques) d'origine continentale déposés dans une « cuvette » plus ou moins endoréique qui recevait des eaux par intermittence. Ces sédiments cuisien ont été localement recouverts par des sables, graviers et galets pliocènes.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

STRUCTURES TECTONIQUES

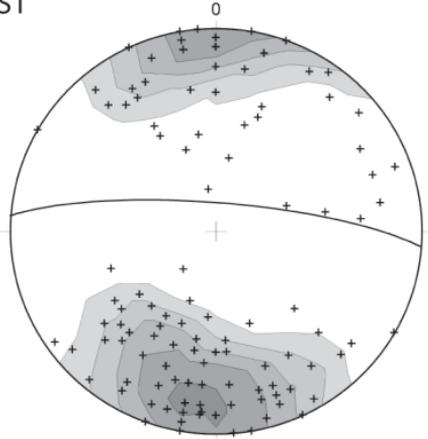
– **Stratification.** La stratification S0 est aisément identifiable sur l'ensemble des formations de la carte hormis sur le quart nord-est où l'augmentation du degré de métamorphisme ainsi que l'apparition d'une seconde schistosité la rendent difficilement observable. Cette stratification est soulignée dans les séries briovériennes par l'intercalation de bancs de grès centimétriques au sein des siltites, ou encore par la présence des lamines qui se distinguent plus aisément dans les formations gréseuses que dans les formations silteuses, la schistosité S1 étant trop marquée dans ces dernières. On observe en général une direction N100° (fig. 14 et 15), très proche de la direction de S1.

S0,S01



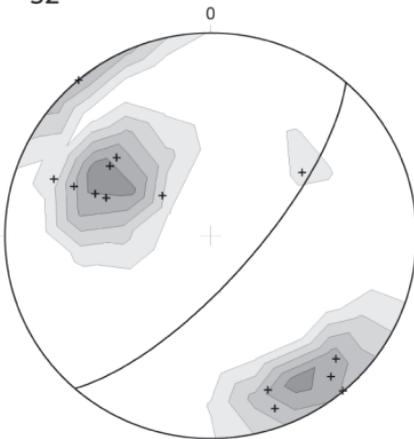
+ n=31 (P)
▲ n=29 (P)
n=1 (P)
num total : 61
Contours at:
0.50, 1.00, 1.50, 2.00,
2.50, 3.00, 3.50, 4.00,
(Multiples of random distribution)

S1



+ n=133 (P)
n=133 (P)
max. dens.=3.17 (at 192/15)
min. dens.=0.01
Contours at:
0.50, 1.00, 1.50, 2.00,
2.50, 3.00,
(Multiples of random distribution)

S2



+ n=14 (P)
n=1 (P)
Num vtal : 15
n=14
max. dens.=5.87 (at 300/36)
min. dens.=0.00
Contours at:
1.00, 2.00, 3.00, 4.00, 5.00,
(Multiples of random distribution)

Fig. 14 - Synthèse des mesures structurales pour les stratifications

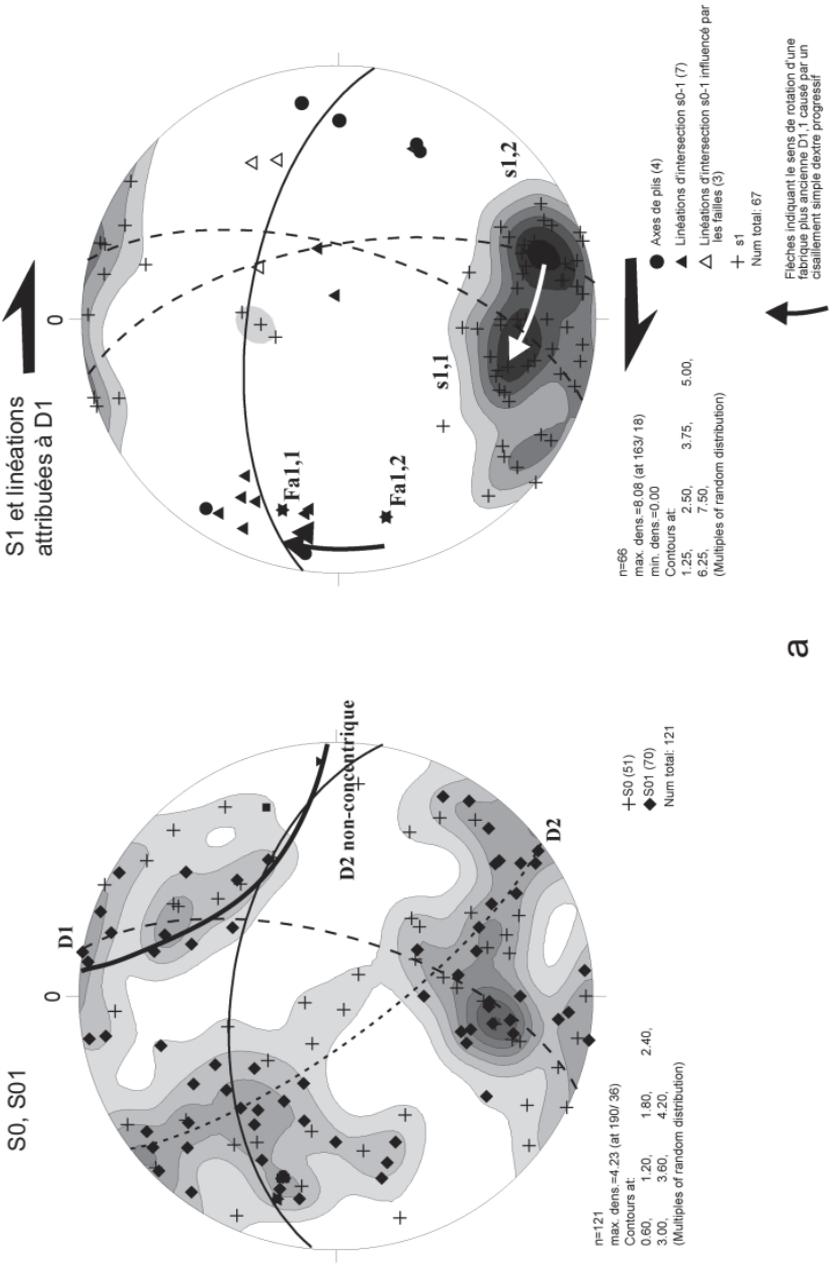
– **Déformation(s) ordovicienne(s) dans le dôme de Plouguenast.** On ne peut guère apporter d'arguments supplémentaires à ceux proposés par J.-F. Saunier (1986) dans son étude sur le dôme de Plouguenast et l'on se rangera *pro-parte* à ses observations. Dans le domaine cristallophyllien de Plouguenast, J.-F. Saunier a montré que l'on pouvait reconnaître une foliation fl (déformation D1), une foliation métamorphique mésozonale fm orientée N°60 au Sud du massif de Plouguenast, associée à des plis N°90-100 et une linéation subhorizontale de même direction (déformation D2) et une déformation D3 caractérisée par des plis N°60, dissymétriques verticaux et horizontaux, sans schistosité associée. La déformation D1 est très difficile à observer et n'a été reconnue à l'état de relique que dans quelques faciès micaschisteux à andalousite et sillimanite (conservation de microlithons limités par la foliation fm). La déformation D2 à laquelle J.-F. Saunier associe la foliation fm est responsable de la structuration majeure du domaine cristallophyllien. Cette foliation métamorphique fm est orientée globalement N°60-80 et possède un pendage vers le Sud au Sud du massif de Saint-Gouéno. Des plis admettent fm en plan axial et crénelent fl. Les conclusions de J.-F. Saunier concernant cette déformation D2, majeure pour le domaine, indiquent qu'il s'agit d'une déformation non-coaxiale dont les critères sont les critères de cisaillement dextre. Dans le granite de Saint-Gouéno, des structures frustes de fluidalité sont reconnues : elles possèdent une orientation globalement N°100 et un pendage de l'ordre de 40 à 50° en bordure sud du massif (feuille Loudéac).

Les conclusions de J.-F. Saunier sur la chronologie des événements indiquent que la mise en place du granite de Saint-Gouéno est synchrone de l'épisode de déformation D2 (foliation fm et métamorphisme M2, voir ci-après) et est responsable de l'orthogneissification du protolithe de Plouguenast ; aucune déformation D1 n'ayant été observée au cœur des diorites de Plouguenast, l'intrusion de ces diorites post-date la déformation D1. D3 (rétromorphose M3) est postérieure à la structuration majeure du domaine.

– **Déformation régionale (D1).** On observe sur la carte de Loudéac, une déformation régionale (D1) qui a développé une schistosité S1. Cette déformation D1 est une déformation régionale qui s'est déroulée au début du Carbonifère.

La schistosité S1, associée à la déformation D1, est le plus souvent une schistosité de flux pénétrative, avec une orientation et une croissance des minéraux tels que muscovite, chlorite ou séricite (croissance perpendiculaire à la direction principale de raccourcissement). Mais elle apparaît parfois du type fracture, avec des plans distincts parallèles entre eux.

On observe une direction générale N100° (fig. 14 : N99-70NE et fig. 15 : N94-78NE) avec un pendage variable. Sur la figure 17, on observe deux maxima notés S1, 1 et S1, 2 aux pôles N09-30SW et N163-18SE correspondant



a

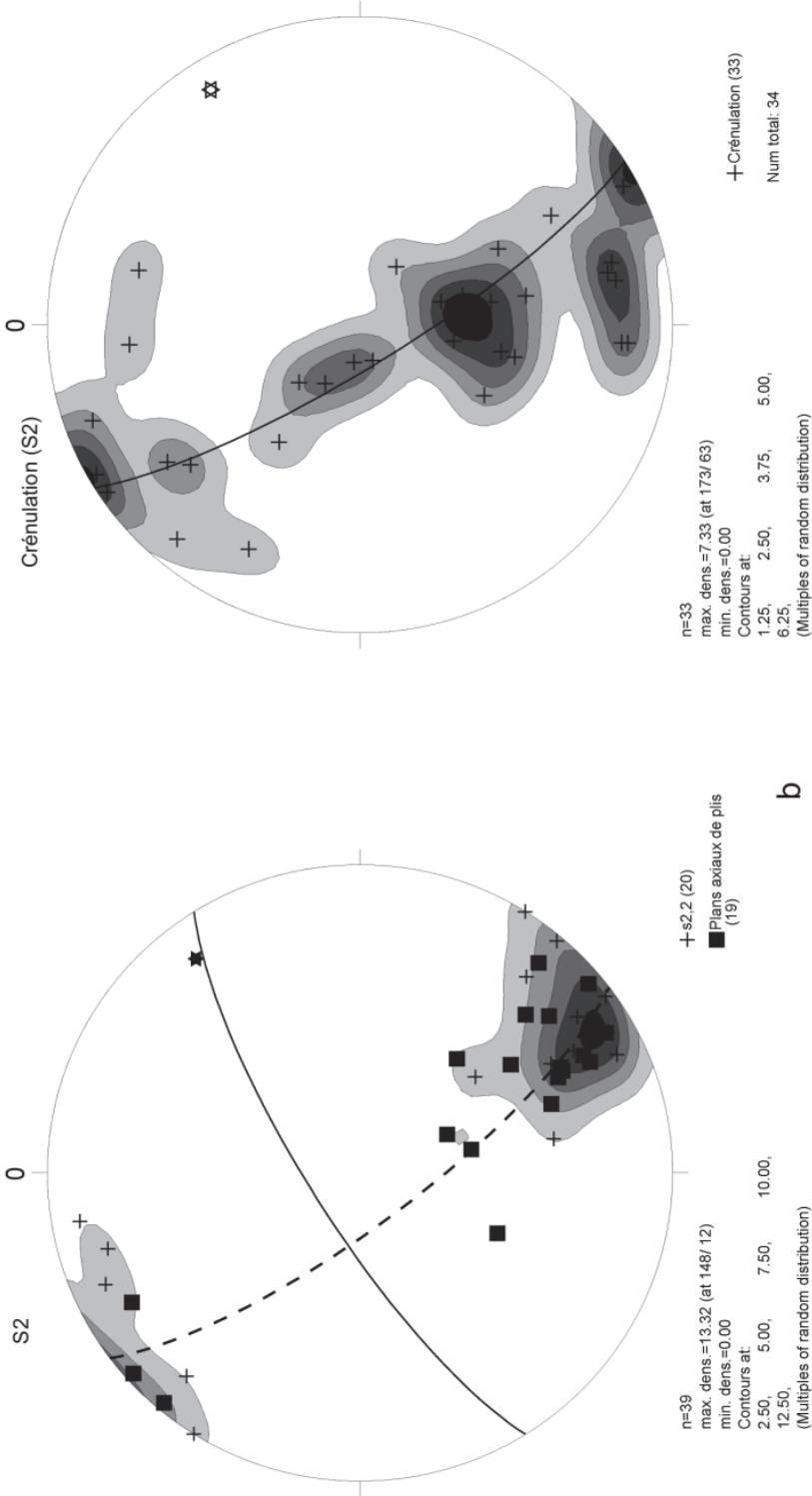


Fig. 15 a et b - Synthèse des mesures structurales pour les schistosités S_1 et S_2

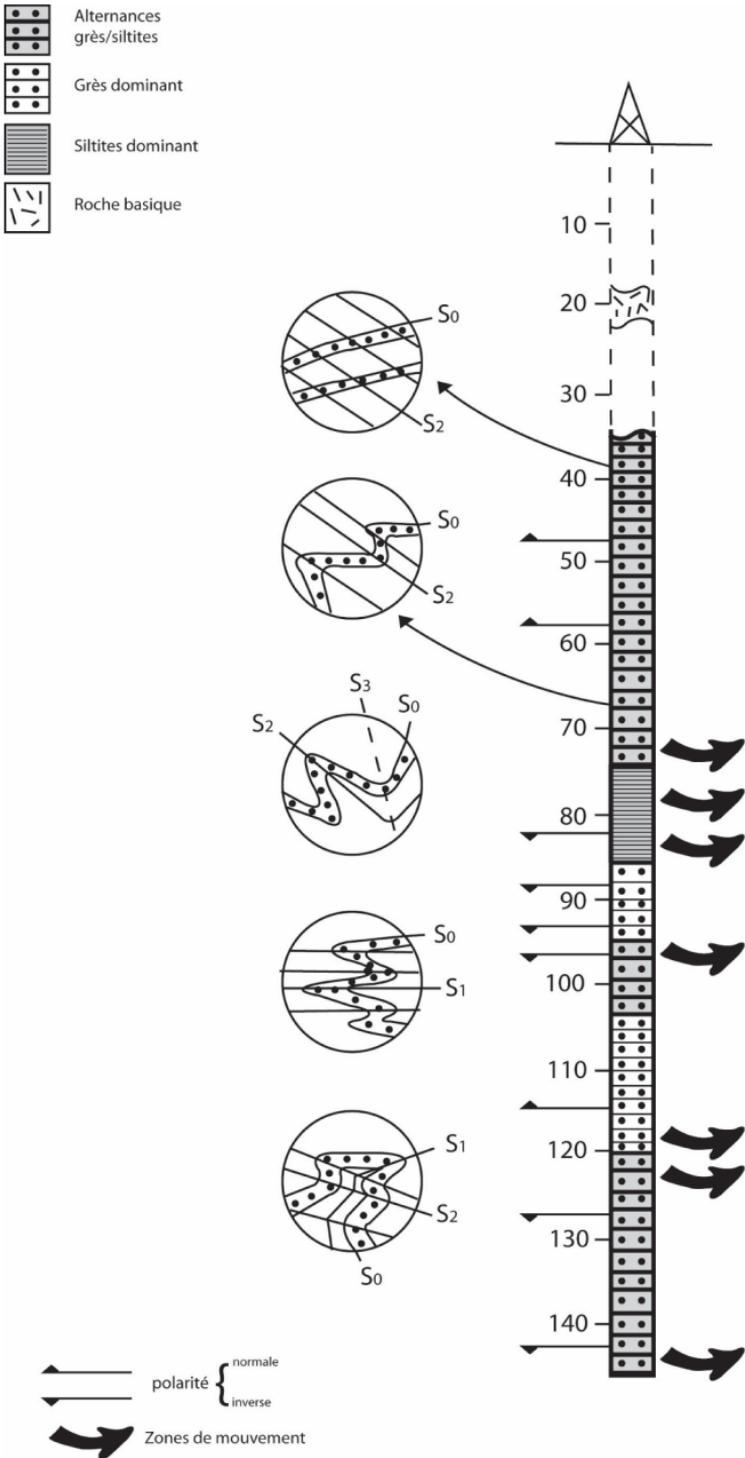


Fig. 16 - Log synthétique de la succession lithologique (sondage LC6G1), d'après la Coupe de la Chèze (Chantraine *et al.*, 1984)

à des plans de S1, 1 et S1, 2 de N99-60NE et N73-72NE, respectivement. Il pourrait donc s'agir d'une ancienne schistosité S1, 1 qui aurait subi une rotation horaire d'environ 30°. Ce type de rotation suggère un cisaillement simple dextre qui agirait progressivement sur une fabrique plus ancienne, elle aussi associée à D1). Sur la figure 15, on observe en général une variation (non systématique) de S1 (indiqué par les grands cercles dans chaque diagramme) du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

La modification de la direction de S1 à l'approche du massif de Plémet-Gomené, pourrait s'expliquer par une différence de compétence entre les matériaux lors de la déformation.

Les linéations associées à D1 (fig. 15) incluent les axes de plis et les linéations d'intersection. Aucune linéation d'étirement n'a été observée. Le nombre limité de mesures, du fait du peu d'affleurements ou de leur qualité médiocre, ne permet pas de déterminer avec certitude si cette déformation est coaxiale (déformation pure) ou non coaxiale (cisaillement simple) bien que les linéations semblent plonger de façon dominante vers une seule direction (fig. 15), ce qui suggérerait plutôt une déformation coaxiale. La plupart des intersections de linéations S0-S1 plongent faiblement vers le WNW, coïncidant avec l'axe de pli D1 défini par les plans S0 et S1. À certains endroits, leur orientation est clairement troublée par les failles qui induisent un plongement plus fort vers l'ENE.

– **Déformation (D2) et les failles associées.** Deux types de fabriques S2 pénétratives associées à une déformation D2 peuvent être distinguées :

- dans les endroits où la schistosité S1 est faiblement marquée et de petit angle avec S2, le terme « S2 » est utilisé pour caractériser la schistosité de plan axial de plis D2 ;
- si la schistosité S1 est bien exprimée et l'angle formé avec S2 plus élevé, D2 induit une crénulation de S1.

La déformation D2 est bien observable au Sud du massif de Plémet-Ménéac et plus particulièrement le long du Lié (la Chèze) et de l'Oust dont les vallées correspondent à un réseau de failles décrochantes (sondage de Rohan, fig. 16). Cette déformation tardive est généralement associée à des failles et considérée comme locale (Coupe de la Chèze, Ledru *et al.*, 1984). De même P. Dadet (1988), attribue cette déformation D2 aux failles décrochantes, le plus souvent N40-60 ou N140-160 (conjuguées).

La faille la plus importante de la région de Loudéac est la faille la « Prénessayé » déjà représentée sur les cartes géologiques à 1/80 000. Les grandes failles étant difficilement identifiables sur le terrain, une étude du modèle numérique de terrain ombré a été entreprise pour tenter de localiser les

linéaments majeurs. Cette étude confirme l'existence d'un réseau de failles d'orientation N140-160 (dont la celle de la vallée de l'Oust) et de failles N40-60 ou N20-40 dont la faille de la Prénessaye).

Des structures D2 ont été identifiées de Saint-Samson à Rohan et des plans axiaux de plis D2 ont été observés en plusieurs endroits dans la région de Josselin. Ces observations pourraient attester d'une répartition spatiale hétérogène et militeraient en faveur d'une localisation de la déformation ou d'une modification du style tectonique par évolution du système de contraintes.

S0 et S1 sont plissées par de nombreux plis millimétriques admettant S2 en plan axial. C'est pourquoi on peut parfois observer une dispersion des orientations de S0 et S1 mesurées sur le terrain. Les mesures réalisées permettent de restituer une direction générale N 50 (fig. 15 : N58-78NW et fig. 14 : N41-72SE). Ces mesures sont confirmées par les observations de terrain montrant, à l'échelle de l'affleurement, des vergences NW aussi fréquentes que des vergences SE (toutes deux à pendage élevé).

La géométrie des plis macroscopiques associés à D2 est caractérisée par une amplitude allant du centimètre à la dizaine de mètres, par des plans axiaux dont le plongement varie de subvertical à modéré vers le Nord-Ouest (ou Sud-Est) et par un angle d'ouverture allant du pli ouvert au pli fermé. On peut observer que les plans S2 forment un angle de 40° et 15° avec S1, 1 et S1, 2 respectivement. [Ceci suggère que D2 fasse partie du même ensemble tectonique marqué par le cisaillement dextre et la rotation des fabriques pendant la déformation progressive].

Des très bons affleurements (Rohan, la Chèze) permettent de mettre en évidence les mouvements décrochants associés à S2. À la Chèze près de Kergador, la schistosité S2 crénule S0 et S1 parallèles. Les microplis observés apparaissent comme asymétriques et typiques d'un cisaillement sénestre.

Sur un miroir de faille d'extension métrique longe le chemin parallèle au Lié, on a pu observer un mouvement dextre au Nord de la Chèze près du moulin de l'Abbaye, à proximité de failles d'orientation N140 à N160. Ces failles N140-160 font partie du système de failles de Quessoy-Nort-sur-Erdre et sont l'expression d'une tectonique en extension. Cette extension s'est manifestée vraisemblablement après le Silurien inférieur mais avant la schistogénèse (Dadet *et al.*, 1995). Ces failles ont ensuite été réactivées en contexte extensif vraisemblablement au Permo-Trias (étalement gravitaire de la chaîne hercynienne ?) et au Cénozoïque (Éocène supérieur, Oligocène) lors de l'ouverture du Rift Ouest-européen. Il est à noter que, pour ce type de failles, des rejets importants ont été déduits. Ainsi sur la carte de Pipriac et celle de Janzé, des rejets pouvant atteindre 1 000 m sont envisagés.

Enfin, il a été possible d'observer sur la feuille Loudéac des veines de quartz orienté NE-SW. Deux hypothèses pourraient expliquer leur formation :

– pour la plupart, ces veines semblant s'aligner selon les directions de cisaillement senestre N°20-40, tout particulièrement le long de la grande faille de la Prenéssaye où elles pourraient représenter des fentes de tension de grande échelle ;

– des veines lenticulaires se trouvent aussi tout au long de l'Oust que l'on pourrait associer à un corridor de cisaillement dextre. Elles semblent se présenter selon des fentes en échelon d'échelle régionale et pourraient donc être considérées comme des veines en extension, associé au régime cinématique de mouvement latéral dextre associé au corridor de cisaillement de l'Oust.

Les travaux de la mise en quatre voies de la N164 aux environs de Loudéac et de Saint-Caradec, permettent d'observer de beaux filons de dolérite. Il est intéressant de noter qu'à l'approche des filons les plus épais (5-10 m) les couches sédimentaires silto-gréseuses du Briovérien sont rebroussées selon des caractéristiques qui indiqueraient des mises en place filoniennes dans des contextes de cisaillements dextres orientés globalement N30-50°.

Évènements tardifs (D3 et D4). Des plis associés à un troisième évènement ont été observés en un seul point (Rohan, Haute-Ville). Ces plis ont des axes plongeant vers l'Ouest (N90-28N). La longueur d'onde est d'échelle décimétrique, l'amplitude de plusieurs centimètres et l'angle d'ouverture ondulant. Le plan axial des plis est parallèle à un clivage espacé peu développé et plongeant fortement vers le Nord. On observe aussi localement, des kinks bands liés à D3.

Enfin, un évènement D4, très énigmatique, est caractérisé par une compression verticale dont le résultat peut être le développement d'une schistosité subhorizontale, espacée résultant de la formation de plis en chevron symétriques ou des kinks asymétriques suggérant une direction de mouvement vers le Sud. Le plissement D4 a été observé uniquement à Rohan (Haute-Ville, carrière). Ce plissement est caractérisé par une longueur d'onde d'une dizaine de mètres, une amplitude de plusieurs mètres, un angle ouvert, un plan axial couché et l'axe de pli subhorizontal (ou plongeant faiblement vers le Sud). Cet aplatissement vertical a aussi été observé près de Saint-Thélo.

Si D3 peut représenter une phase tardive d'un évènement en transpression, il n'est pas possible de donner une explication fiable concernant l'évènement D4.

MÉTAMORPHISME

Comme pour les phases de déformations, seule l'étude de J.-F. Saunier permet d'approcher la distinction des épisodes métamorphiques dans le domaine de

Plouguenast. Plusieurs épisodes de métamorphisme ont été distingués (Saunier, 1986) :

- un épisode de métamorphisme (MI) caractérisé par de moyennes à hautes pressions ;
- un épisode de métamorphisme M2 (en succession continue de M1), de basse pression ;
- un épisode de métamorphisme M3 (rétromorphose en faciès schistes verts).

Les nouvelles datations effectuées sur les granites de la carte Loudéac n'incitent plus à revoir cette chronologie. Ainsi, les nouveaux âges ordoviciens obtenus pour le granite de Ménéac et la granodiorite de Saint-Lubin ne rendent plus caduque l'âge ordovicien qui avait été obtenu autrefois pour le granite de Saint-Gouéno. Il est certain que nombre d'incertitudes ne pourront être résolues dans le cadre du lever de la carte. Si le leucogranite de Saint-Gouéno est d'âge ordovicien, la phase métamorphique M2, considérée comme synchrone de la mise en place du granite, ne pourrait être maintenue dans son âge hercynien. Si la création d'un dôme thermique à l'Ordovicien semble actuellement faire l'unanimité (Saunier, 1986 ; Gumiaux, 2004), il n'en va pas de même pour le moteur de la fusion partielle et l'on doit bien admettre que l'on ne connaît pas vraiment les processus à l'origine de la remontée diapirique de magmas peu denses au sein de leur encaissant.

Métamorphisme MI (Ordovicien). Le métamorphisme précoce MI ne peut être observé dans les gneiss qu'au Nord de la carte de Montcontour et nous ne ferons que le mentionner ici. Les études géothermométriques du couple grenat-biotite et géobarométrique du couple grenat-plagioclase ont révélé que la paragenèse MI de ces gneiss devait être stable à des pressions supérieures à 7 kbar et à des températures supérieures à 680 °C. Ce métamorphisme MI aurait donc un caractère assez proche de celui d'un métamorphisme régional.

Métamorphisme M2 (Ordovicien). Le métamorphisme M2 est contemporain de la mise en place du granite de Saint-Gouéno. Sur la feuille Montcontour, au Nord du domaine cristallophyllien de Plouguenast, la succession des deux paragenèses MI et M2 est bien mise en évidence dans les micaschistes à andalousite. L'étude minéralogique réalisée (Saunier, 1986) a permis d'établir les réactions métamorphiques qui ont accompagné le passage de l'une à l'autre. La présence de staurotite (MI) blindée dans l'andalousite (M2) est le résultat d'une réaction continue rétrograde, liée à la baisse des conditions de pression et de température. En effet, selon la position des points triples des silicates d'alumine dans un diagramme PT, la cristallisation de l'andalousite nécessite des pressions inférieures à 5 kbar et des températures inférieures à 650 °C.

Métamorphisme M3 (Carbonifère ?). Ce troisième métamorphisme est enregistré au sein du domaine de Plouguenast (orthoigneiss). Il est postérieur aux métamorphismes M1 et M2 et correspond à une rétro-morphose en faciès schistes verts. Il ne semble être associé à aucune phase de déformation. Des âges Ar-Ar sur muscovite aux alentours de 330 Ma ont été obtenus et récemment, des âges très proches ont été calculés par C. Gumiaux *et al.* (2004) pour le granite de Saint-Gouéno : de 322 à 341 Ma. Il apparaît ainsi que ce rétro-métamorphisme M3 pourrait correspondre à un événement métamorphique (thermique) hercynien.

Les observations structurales (fig. 17), la reconnaissance des phases de métamorphisme ainsi que les nouvelles datations obtenues pour les massifs plutoniques de la feuille Loudéac semblent converger pour esquisser une évolution tectono-métamorphique qui va à l'encontre des propositions les plus récentes mais qui rejoint très largement celles proposées antérieurement par J.-F. Saunier (1986). Le fait important est le synchronisme de la mise en place du granite de Saint-Gouéno, de l'évènement métamorphique M2 et de la déformation responsable de la structuration du domaine de Plouguenast et de l'orthoigneissification des diorites de Plouguenast. Un âge hercynien pour cet évènement ne semble plus pouvoir être retenu et un épisode majeur tectono-métamorphique et magmatique doit être envisagé à l'Ordovicien. Si les évènements hercyniens semblent être enregistrés comme phénomène thermique, on se heurte toujours au problème récurrent de la schistosité. Si la schistosité majeure du dôme de Plouguenast est d'âge ordovicien et la schistosité majeure de l'encaissant briovérien d'âge hercynien : pourquoi il n'y a pas de schistosité hercynienne dans le dôme, comment se ferait le passage de l'une à l'autre ? Une solution déjà envisagée par les auteurs anciens consisterait à considérer le dôme de Plouguenast comme un « môle induré » épargné par une structuration hercynienne : l'épisode structurant hercynien développant des contraintes parallèles aux structures ordoviciennes du dôme.

TECTONIQUE RÉCENTE

Dès la première moitié du XX^e siècle, de nombreux géographes ont étudié l'évolution des reliefs au cours du Cénozoïque : R. Musset (1928, 1934), E. De Martonne (1906, 1942), A. Meynier (1940), A. Guilcher (1948, 1949a, 1975), et surtout M. Gautier (1947) et son « étude géographique de Bretagne centrale ».

Ce dernier propose un schéma des plates-formes d'érosion (fig. 18) qui se répartissent ainsi : la plate-forme du Mené (ou surface supérieure) qu'il compare à la plate-forme du Menez-Hom ou d'Arrée de R. Musset, la plate-forme de Guémené correspondant à l'équivalent oriental de la plate-forme de Sainte-Marie-du-Menez-Hom décrite notamment par A. Guilcher et s'étageant entre 180 et 200 m et une plate-forme basse, qu'il nomme surface inférieure, d'altitude inférieure à 120 m, et qu'il compare à la plate-forme du Léon de R. Musset.

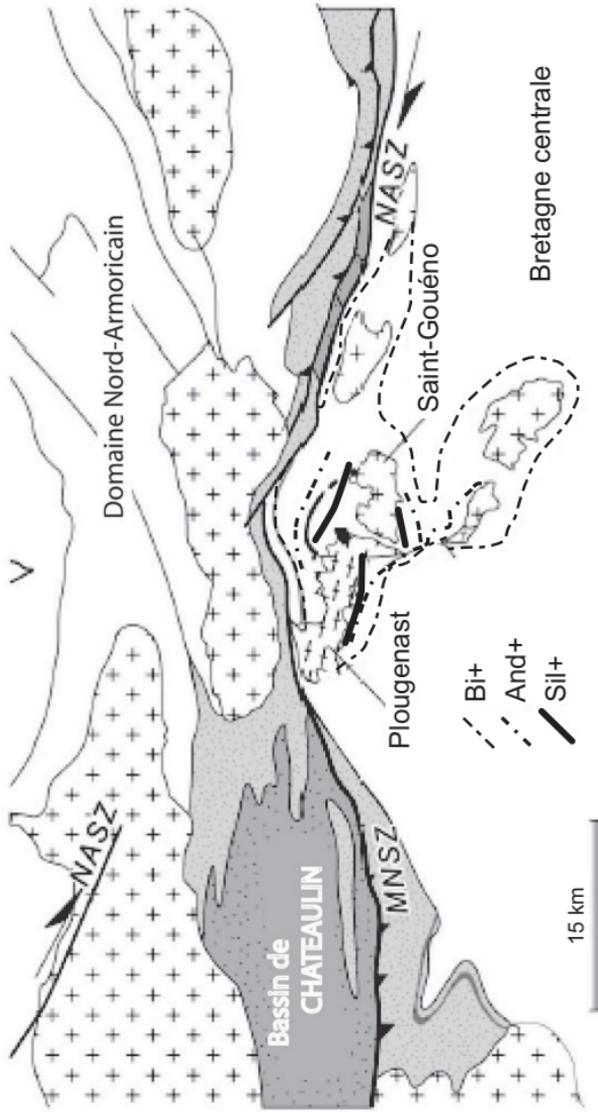


Fig. 17 - Carte structurale montrant les grands ensembles dans la région de Plougenast, repris de Gumiaux (2003). Isogrades métamorphiques d'après Saunier (1986). NASZ : Zone de Cisaillement Nord Armoricain (North Armorican Shear Zone) ; SASZ : Zone de Cisaillement Sud Armoricain (South Armorican Shear Zone)

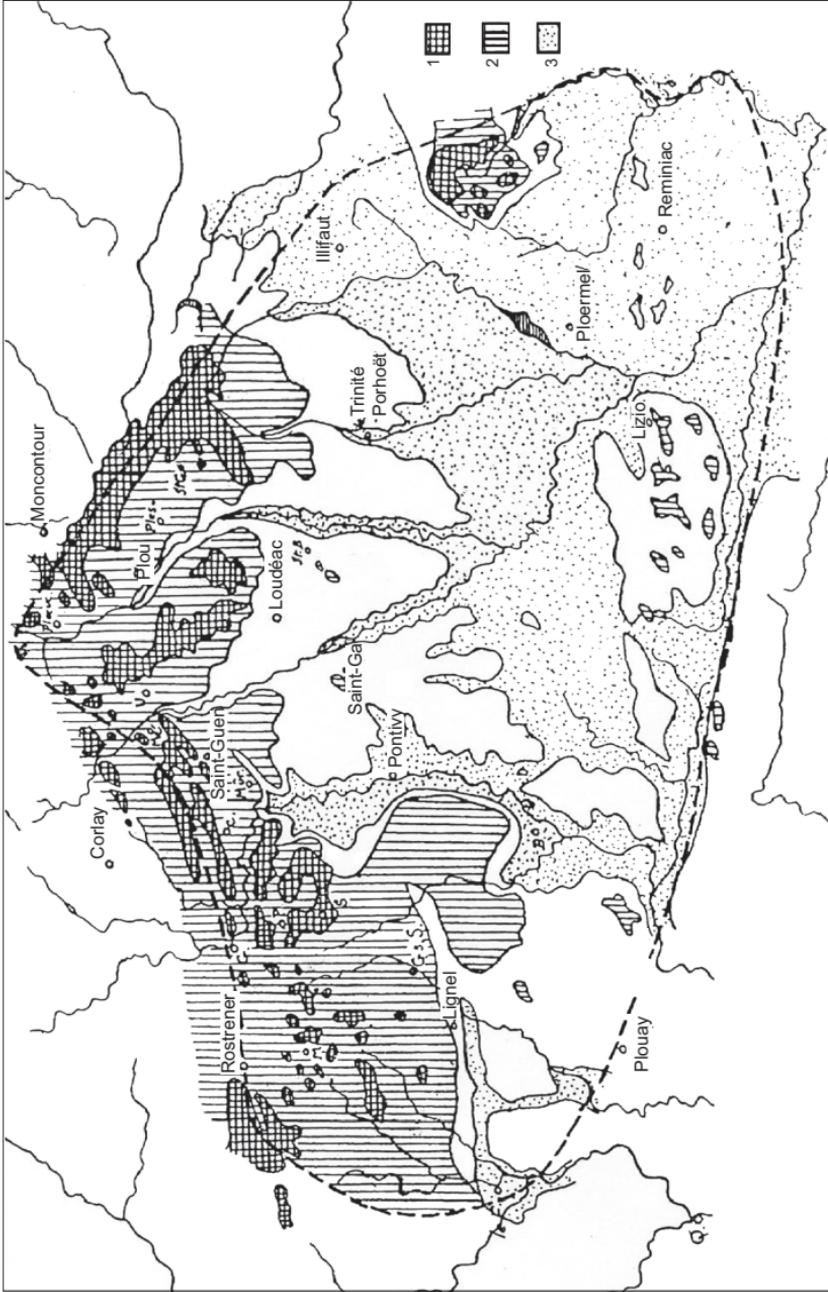


Fig. 18 - Carte structurale montrant les grands ensembles dans la région de Plouguenast. Modifié de Gumiaux (2003).
Isogrades métamorphiques d'après Saunier (1986). 1 : Plate-forme du Menet ; 2 : Plate-forme de Guéméné-sur-Scorff ;
3 : Partie comprise au-dessous de la courbe de 120 m

Après avoir reconnu les lambeaux de surfaces continentales, l'auteur propose une évolution articulée autour de cinq étapes fondamentales avec :

- 1 - formation de la plate-forme du Mené ;
- 2 - basculement de cette plate-forme autour des « grandes failles du Mené » ;
- 3 - formation de la plate-forme de Guémené ;
- 4 - gauchissement de l'ensemble ;
- 5 - érosion et formation d'une plate-forme plus basse.

Pour M. Gautier, les deux premières plates-formes seraient mésozoïques et correspondraient grossièrement à deux états successifs de la « pénéplanation » post-hercynienne, la troisième surface étant considérée comme « éogène ». Cette chronologie, si elle a le mérite de jeter les premières bases à l'étude des mouvements méso-cénozoïques dans cette partie particulièrement mal documentée de Bretagne, est faillible sur au moins deux points d'après E. Thomas (2004) : (1) la reconnaissance des surfaces est uniquement conditionnée par l'altitude des lambeaux qu'il reconnaît, ce qui sous-estime vraisemblablement les effets d'une ou plusieurs tectoniques superposées méso-cénozoïques, (2) les réseaux fluviaux sont considérés comme établis plus ou moins dans leur caractéristiques actuelles.

Une estimation de l'altitude de la base et de l'épaisseur des formations superficielles (altérites, mais aussi alluvions, formations sédimentaires tertiaires) a été réalisée, dans le cadre du levé de la carte de Loudéac, à partir des coupes géologiques des sondages du Référentiel Géologique de la France et des observations sur le terrain (calcul par krigeage des données sous logiciel GDM de gestion des données géologiques et minières du BRGM).

L'observation des cartes de l'altitude de la base et de l'épaisseur des formations meubles (fig. 19a et 19b, hors texte), montre une structuration assez semblable à celle que M. Gautier avait déjà observé avec :

1 - la surface supérieure des Landes du Mené où la base des altérites se situe à des altitudes supérieures à 230 m (jusqu'à 252 m). Au niveau des Landes du Mené où les altérites paraissent bien conservées, l'épaisseur peut atteindre 40 m, confirmant ainsi les observations de N. Brault (2002). Cette surface supérieure semble s'abaisser progressivement vers l'Ouest et la forêt de Loudéac où l'épaisseur des altérites est plus faible et d'environ une dizaine de mètres en moyenne ;

2 - lorsqu'on se dirige vers le Sud, on observe ensuite une surface (intermédiaire) qui se situe à des altitudes comprises entre 150 et 180 m. À l'Est, cette plate-forme est marquée par la Ferrière et la grande zone d'altérites qui l'entoure et qui s'abaisse progressivement vers le Sud. Ce domaine montre en général un recouvrement en altérites assez important, d'épaisseur moyenne de 15 à 20 m

mais pouvant aller jusqu'à une épaisseur de 25 m (reconnu par sondage à proximité du Bois du Minerai ; 03148X0047) ;

3 - sur les parties sud, sud-ouest et ouest de la carte, une troisième surface (basse) est caractérisée : c'est celle qui se généralise ensuite au Sud sur les cartes de Josselin et de Ploërmel. Son altitude varie de 100 m à environ 150 m. L'épaisseur des altérites paraît relativement faible sur cette plate-forme (5 à 10 m). Il est délicat de préciser la nature du raccordement de cette surface la plus basse avec celle de « la Ferrière » car le recouvrement en formations déplacées masque presque partout les niveaux de jonction ; il ne semble pourtant pas y avoir de roches saines à l'affleurement entre les deux surfaces.

La surface intermédiaire en revanche semble très nettement « déconnectée » de la surface supérieure des Landes du Mené. N. Brault (2002) avait proposé que le décalage altitudinal entre ces deux surfaces soit la conséquence de mouvements verticaux à relier avec une faille orientée globalement E-W, difficile de toute façon à positionner. La cartographie effectuée sur la feuille Loudéac milite plutôt en faveur d'un talus de raccordement, où réapparaissent les roches saines, entre deux surfaces d'âge différent. Sur la surface supérieure sont reconnus quelques lambeaux (très rares sur la feuille Loudéac) de silcrètes (Croix du Perron), qui, par analogie avec celles du Bassin parisien, permettraient de positionner une surface dite « éocène » mais ces fragments sont très disparates et ne paraissent pas en place. Les deux surfaces inférieures qui portent aussi des altérites, parfois des cuirasses comme à la Ferrière sont donc nécessairement moins anciennes si l'on considère des transitions par talus de raccordement. Malheureusement, rien ne permet à l'heure actuelle de dater ces surfaces avec précision.

À l'opposé de ce qui se passe plus au Nord ou plus à l'Est sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, il semble que les accidents orientés N120-140° ne prennent pas ici une importance notable : il n'y a pas de décalage de l'altitude de la base des altérites le long de la faille de l'Oust ou de son conjugué (faille du Lié). Les accidents orientés N°50 dits de la Prénessayé n'ont de la même façon aucune influence et on peut considérer que ces fractures n'ont pas joué postérieurement à l'établissement des surfaces continentales successives. En revanche, la partie méridionale de la faille du Ninian, orientée N°140, a sans doute joué postérieurement à l'Éocène, permettant la préservation des sédiments.

APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE

De la mi-juillet à la fin octobre 1998, le BRGM a conduit une campagne de géophysique aéroportée dans le Massif armoricain (Bretagne, Pays de Loire et une partie de la Basse-Normandie). Deux objectifs principaux ont motivé ce projet : la reconnaissance de l'organisation des systèmes de failles qui ont un

rôle prépondérant dans le transport et le stockage des eaux souterraines en domaine de socle et la cartographie des zones à fort potentiel d'émanation de radon. Deux types de levés ont été réalisés simultanément : un levé aéromagnétique et un levé aéropectrométrique (uranium, thorium, potassium).

Le levé aéromagnétique : la carte du Gradient vertical réduit au pôle (fig. 20, hors texte) montre que les massifs de roches plutoniques (Saint-Lubin, Ménéac, Plouguenast et Saint-Gouéno) ne sont pas discernables de leurs enveloppes sédimentaires et métamorphiques. Le socle semble très fortement structuré au Sud-Ouest de la carte selon une direction approximative N100, recoupée par des structures N40 à N50. Cette structuration magnétique particulière ne semble correspondre à aucune observation de surface, si ce n'est la direction E-W qui reste similaire à l'orientation des bancs de Briovérien : il semble donc que l'on observe là la signature d'éléments profonds, dont la nature reste indéterminée (batholites ordoviciens, ou contact entre le Briovérien profond et le socle sous-jacent ...). En rapprochant la carte des anomalies magnétiques du secteur de Loudéac de celle du secteur de Saint-Méen-le-Grand (Thomas, 2004) à l'Est, on note une continuité des bandes à forte anomalie E-W qui semblent contourner l'ensemble cristallin de Saint-Lubin et Ménéac.

Contrairement à l'Est de la carte de Saint-Méen-le-Grand, où le relevé magnétique redevient homogène, l'Ouest de la carte de Loudéac semble bien plus complexe, perturbé par ces structures N40 et N100. Enfin, la carte révèle une forte bande anomalique positive de direction N30 qui semble se confondre avec la rivière du Lié, où l'on a identifié une grande faille grâce à l'observation du MNT.

L'étude de la carte du levé magnétique (champ résiduel réduit au pôle) à l'échelle du Massif armoricain (Perrin, 1999) (fig. 21, hors texte) permet d'avoir une vision plus globale du phénomène. Sur toute la zone ouest de Loudéac (dans un polygone limité par Locminé, Ploërmel, Loudéac, Pontivy), on observe une série d'anomalies magnétiques structurées selon des lignes est-ouest et nord-est/sud-ouest qui se recoupent. Le contraste est très fort et bien visible à cette échelle avec le bassin briovérien de Rennes, très homogène. Les éléments de terrain ne permettent pas d'expliquer ces anomalies.

Les levés aéropectrométriques : ces levés ont porté sur trois éléments radiogéniques : le potassium, le thorium et l'uranium. Seul le cas du potassium et celui du thorium seront abordés ici, l'uranium ayant un comportement complexe vis-à-vis de l'altération :

– le potassium (K) est un élément très mobile, donc très sensible aux phénomènes d'altération. On a généralement un appauvrissement en cet élément dans les zones fortement altérées. L'étude de la carte des concentrations en K (fig. 22, hors texte) montre tout d'abord, une réponse très faible des zones de forêt et des cours d'eau. Des zones riches en potassium ressortent assez

nettement au niveau du granite de Ménéac, du leucogranite de Saint-Gouéno et du Briovérien au Nord-Ouest de la carte alors que la granodiorite de Saint-Lubin semble assez pauvre. À noter aussi les forts appauvrissements en K dans les zones d'altérites reconnues, comme les Landes du Mené, ou le Sud de la Ferrière, mais aussi au niveau des sables éo-pliocènes ;

– le thorium (Th) est un élément qui reste très stable vis-à-vis de l'altération. *A contrario* du potassium, on aura donc vraisemblablement un enrichissement relatif en Th dans les terrains altérés. La carte des concentrations en Th (fig. 23, hors texte) montre la très faible réponse des forêts, tout comme pour le K. Seul le granite de Ménéac est relativement riche en Th. La granodiorite de Saint-Lubin et le leucogranite de Saint-Gouéno sont pauvres.

Le rapport des concentrations K/Th entre un élément mobile (K) et un élément plus stable (Th) constitue un bon marqueur de l'altération des roches. La carte de variation de ce rapport K/Th (fig. 24, hors texte) montre une bonne corrélation entre répartition géographique des faibles valeurs de ce rapport et des altérites : les zones très altérées des Landes du Mené et de Ferrière sont clairement mises en évidence.

Pour ce qui concerne les massifs granitiques, il convient toutefois de prendre d'abord en compte la composition propre de chaque massif et les traiter séparément. Le granite de Ménéac semblerait ainsi avoir subi une altération plus forte que la granodiorite de Saint-Lubin. À noter aussi la très forte réponse du leucogranite de Saint-Gouéno, qui selon les critères serait alors très sain, alors que son altération est comparable à celle des autres massifs. Il semble que cette anomalie ne soit due qu'à la très faible teneur en Th initiale du leucogranite (fig. 23). Pour ce qui concerne les formations de surface, les données ne permettent pas de distinguer les sables pliocènes des altérites.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET DÉBUT DU PALÉOZOÏQUE

Les premières séries sédimentaires observées en Bretagne centrale sont attribuées au Briovérien dont le dépôt débute au Protérozoïque pour se poursuivre vraisemblablement au Paléozoïque basal, la partie sommitale se déposant vraisemblablement au Cambrien. Cet ensemble, qui couvre une vaste partie du Massif armoricain, notamment en Bretagne centrale, commence à être bien connu depuis les études synthétiques des années 80 auxquelles s'ajoutent les levés récents des cartes au 1/50 000. Le Briovérien est défini classiquement comme l'ensemble des formations azoïques se situant sous la discordance du Paléozoïque régional rapportée à l'Arénig inférieur selon la nomenclature stratigraphique actuelle. Les sédiments constituant l'ensemble des séries briovériennes sont immatures en texture, mais généralement matures en

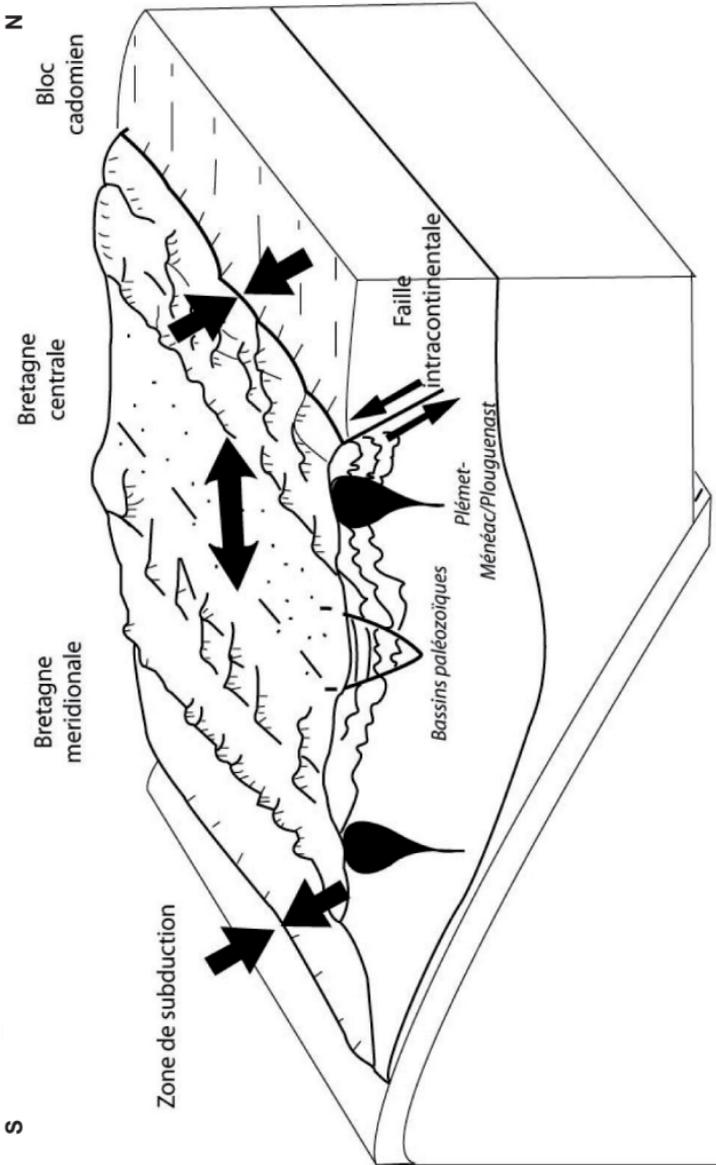


Fig. 25 - Modèle géodynamique de subduction ordovicienne (d'après Saunier, 1986)

composition. Le caractère rythmique de la sédimentation, avec des évidences de granoclassement, la présence locale de chenaux et d'intercalations conglomératiques, ainsi que l'absence de figures sédimentaires caractéristiques de vagues, conduisent à imaginer un environnement turbiditique de type pro-delta, de bathymétrie difficilement appréciable. Les sédiments proviennent très certainement de la destruction avancée du segment occidental de la chaîne cadomienne et l'axe d'alimentation pourrait avoir une direction NE-SW, comme le laisse envisager l'analyse des gradients de maturité des sédiments et d'apport de matériel d'origine volcanique dans tout le centre Bretagne (Chantraine *et al.*, 1982). Il est à noter que la présence du matériel conglomératique au Sud (feuilles Janzé, Montfort-sur-Meu, Rennes, Ploërmel) et sa disparition progressive vers le Nord), en même temps qu'une décroissance de la granulométrie selon ces mêmes axes géographiques pourrait traduire une composante d'alimentation continentale résultant de l'érosion de reliefs situés au Sud du Massif armoricain et qui se manifesterait de moins en moins vers le Nord). Le contexte géodynamique qui prévalait en Bretagne centrale pendant ces périodes est mal documenté ; il est vraisemblable que la sédimentation au Protérozoïque supérieur – Paléozoïque basal se soit déroulée dans un domaine intraplaque aminci au Sud de la chaîne cadomienne.

ORDOVICIEN À DÉVONIEN

La Bretagne centrale est, à l'Ordovicien, le siège d'évènements tectono-métamorphiques accompagnés de manifestations magmatiques importantes : c'est à cette époque qu'intervient une fusion partielle générant en profondeur un dôme thermique qui engendre la remontée diapirique du protolithe dioritique du massif de Plouguenast, le granite de Plémet-Ménéac, et probablement, sans doute un peu plus tardivement le leucogranite de Saint-Gouéno dont la remontée sera à l'origine de l'exhumation de l'ensemble du dôme.

Une tectonique en compression, avec élaboration d'un domaine de subduction (fig. 25) au cœur de la Bretagne, comme proposée par J.-F. Saunier (1986) ne peut être incorporée, pour l'instant, dans le schéma classiquement admis pour la Bretagne centrale à l'Ordovicien. Pour mémoire, J.-F. Saunier proposait que la tectonique ordovicienne de la région de Plouguenast pourrait être due à une compression intra-continentale entre le bloc Domnonéo-Mancellien induré au Cadomien et le bloc centre-armoricain, le long d'une faille parallèle à la limite de ces blocs. Les surépaississements résultants seraient à l'origine, par anatexis de la base de la croûte chevauchée, des magmas de composition analogue à celle des massifs étudiés. Ces derniers se mettraient en place le long de la faille limitrophe.

On peut opposer à ce modèle le fait que de tels surépaississements en base de croûte, qui seraient forcément accompagnés d'un métamorphisme de hautes

pressions, n'ont pas été systématiquement observés. On y opposera aussi le fait que de nombreuses études ont montré que la Bretagne centrale était un domaine en extension dès l'Ordovicien basal : en effet, la discordance infra-arénigienne a été classiquement interprétée comme le résultat d'une tectonique distensive synsédimentaire des premiers dépôts de l'Arénig. Il est ainsi plus aisé de considérer le magmatisme de la région de Plouguenast comme la conséquence d'un amincissement crustal, avec remontée d'un dôme migmatitique dans un contexte général d'extension (type « basin and range ») ou de transpression (pull-appart). Des investigations géochimiques seront nécessaires pour privilégier l'un ou l'autre des modèles avec notamment une caractérisation géodynamique des formations magmatiques.

Il est vraisemblable que les sédiments briovériens aient subi un épisode de déformation antérieur à la déformation hercynienne. Les travaux de cartographie les plus récents (feuilles Janzé, Montfort, Ploërmel) semblent mettre en évidence dans le Briovérien de grandes structures plicatives dont les axes sont décalés (entre 10 et 15° au maximum) par rapport à ceux des plis hectométriques affectant le Paléozoïque. À l'échelle de l'affleurement, il n'est pas rare d'observer un Briovérien plissé directement sous les séries ordoviciennes, plis localement tronqués par la surface de discordance. D'après les travaux de C. Le Corre (1978), une déformation anté-hercynienne est généralement admise pour la Bretagne centrale. Elle est caractérisée par son âge au moins anté-transgression, par l'absence de schistosité associée et par son orientation plutôt subméridienne.

Cette déformation est difficile à caractériser du fait surtout de l'oblitération des structures par la déformation synschisteuse (hercynienne), mais, par comparaison avec les séries briovériennes du Finistère (Darboux, 1973 ; Darboux *et al.*, 1975), l'origine des plis observés n'est peut-être pas purement tectonique mais résulterait d'un glissement gravitaire d'une couverture meuble par rapport à un socle (slumps).

L'hypothèse d'une tectonique arénigienne en blocs basculés, émise à partir de l'observation des angles de discordance entre Briovérien et séries rouges (Ballard *et al.*, 1986), rendrait compte de l'organisation discontinue et hétérogène des sédiments arénigiens qui correspondraient alors à des dépôts de cônes alluviaux se disposant sur les talus des failles normales actives ; aujourd'hui la configuration géométrique de ces blocs (et notamment la localisation précise des failles normales principales) dans le domaine centre-armoricain n'est pas connue avec précision. Cependant, l'existence d'un épisode distensif semble être confirmée par la présence des laves rhyodacitiques de la Formation de Marsac (feuilles Pipriac, Ploërmel) dont les caractères s'accordent parfaitement avec ceux de laves émises lors d'un volcanisme effusif de contexte extensif. Ces deux arguments confortent l'hypothèse d'un contexte géodynamique en extension pour la Bretagne centrale à l'Ordovicien inférieur.

Cette tectonique semble s'amortir à l'Arénig moyen avec le dépôt de la Formation du Grès armoricain (maximum transgressif) dont les dépôts gréseux matures assurent alors une transition vers une plate-forme épicontinentale stable qui s'installe avec les formations caradociennes [Fm de Traveusot (Arénig-Caradoc)]. En effet l'importante transgression marine sur le socle armoricain permet la création d'une vaste plate-forme peu profonde sur laquelle se déposent des sables, puis de façon plus ou moins régulière de l'Ordovicien au Dévonien et en fonction de la profondeur d'eau, des subsidences locales variables, des communications plus ou moins régulières avec le domaine marin et des premiers contrecoups de la tectonique varisque, des sédiments schisteux ou argileux, des sédiments plus ou moins gréseux ou sableux, des schistes ampélitiques des argiles organiques. Ces formations, depuis celles de l'Ordovicien jusqu'à celles du Dévono-Carbonifère, sont souvent riches en fossiles (trilobites, bivalves, brachiopodes...).

DÉVONIEN À PERMIEN (HISTOIRE VARISQUE)

Si l'on excepte l'environnement proche du dôme de Plouguenast, on considère que l'essentiel des caractères structuraux observés sur la feuille de Loudéac (plissement, schistosité) a été acquis au cours de la phase hercynienne de l'orogénèse varisque s'étirant du Dévonien à la fin du Carbonifère. Les événements antérieurs et notamment la subduction d'une croûte océanique au Siluro-Dévonien et éventuellement l'épaississement crustal lié à une collision continentale (dévono-carbonifère) ne s'expriment que dans le domaine sud-armoricain et n'ont que des échos très limités dans le domaine centre-armoricain.

Dès la fin du Dévonien, et pendant le Carbonifère, l'histoire varisque est une histoire intracontinentale dont les dernières phases sont caractérisées par une compression nord-sud qui va provoquer le plissement des séries sédimentaires protérozoïques et paléozoïques, une schistogenèse modérée (schistosité de fracture, plus rarement de flux) et plus tardivement par la création de grands cisaillements dextres orientés N110-130 et la mise en place syncinématique de diapirs leucogranitiques et monzogranitiques (fig. 26). L'histoire polyphasée du dôme de Plouguenast demeure encore une énigme à bien des égards : le comportement du dôme lors de l'orogénèse varisque est largement encore méconnu : si la présence d'une première schistosité ordovicienne était démontrée, cela signifierait qu'il n'y aurait pas de schistosité hercynienne affectant les terrains du dôme : le dôme s'est-il comporté comme un mole induré épargné par la déformation ? Néanmoins, des événements, au moins thermiques, semblent avoir affecté une partie des roches et notamment celles du granite de Saint-Gouéno et provoquer une rétro-morphose en faciès schiste vert.

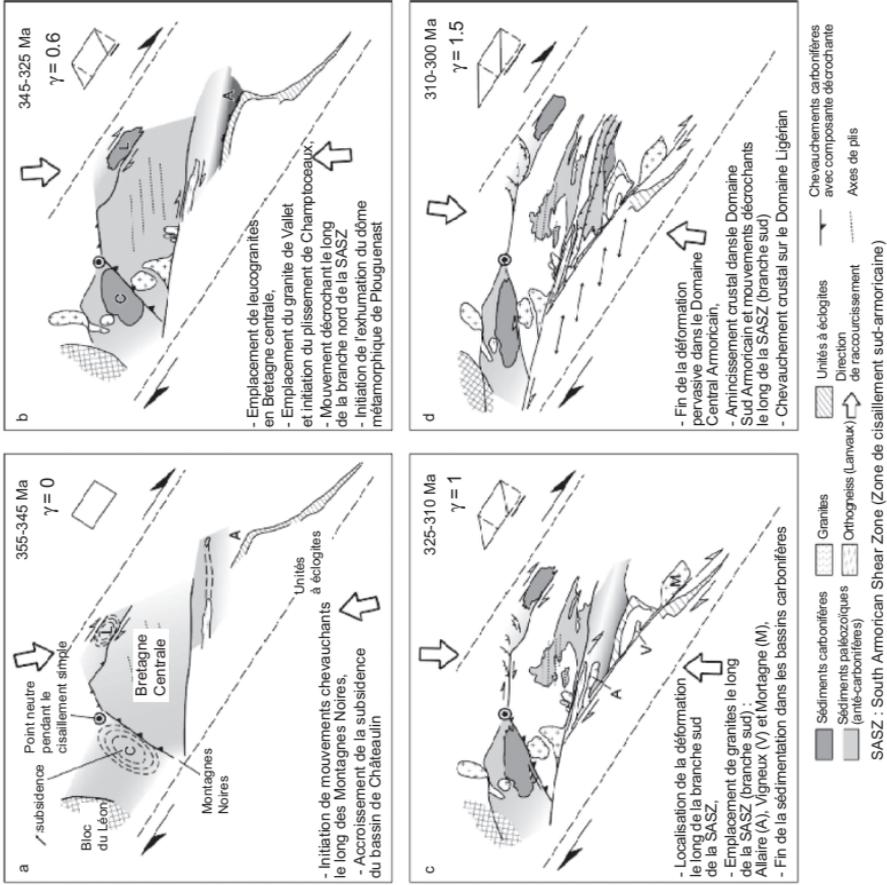


Fig. 26 - Schéma résumant l'évolution au Carbonifère des cisaillements tectoniques (Gumiaux et al., 2002)

À la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, le socle armoricain subit une ou plusieurs phases de fracturation. Ces événements donnent naissance à une famille de failles orientées N140-160, bien connue dans tout le Massif armoricain qui, lors de phases de déformations postérieures seront réutilisées et qui permettront le piégeage et la préservation de sédiments cénozoïques (faisceau de failles de Quessoy – Nort-sur-Erdre en partie observable sur la carte de Loudéac).

MÉSO-CÉNOZOÏQUE

Du fait de la rareté des affleurements attribués au Méso-Cénozoïque dans cette région de la Bretagne centrale, retracer l'évolution à cette époque paraît difficile.

Toutefois, des études récentes (Thomas, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 1999 ; Brault, 2000, 2002) sur l'évolution cénozoïque du Massif armoricain ainsi que des études antérieures réalisées sur ces bordures (Wyns, 1991a, 1996 ; Quesnel, 1997) conduisent à considérer le Massif armoricain comme un domaine émergé au moins au début du Crétacé supérieur. Une déformation de grande longueur d'onde, qui peut être interprétée comme le résultat d'un flambage lithosphérique, induit par l'amorce de la convergence Afrique – Eurasie, et plus particulièrement des plaques Ibérie et Eurasie à la fin du Crétacé, va provoquer une surrection de l'ensemble du Massif armoricain (épaulements du rift de Gascogne, érosion de la couverture du socle). Dès la fin du Crétacé (fig. 27), le domaine émergé va être soumis à des altérations supergènes massives sous des climats chauds, humides, très lessivants. Probablement, pendant le Paléogène, un épais manteau d'altérites, dont l'épaisseur a certainement pu dépasser 30 ou 40 m par endroit, va se développer, avec de courtes périodes d'interruption ou de début de destruction des profils (comme vraisemblablement au Cuisien).

La position de la surface continentale, compte tenu (1) des niveaux marins moyens approximativement supérieurs de plus de 200 m par rapport au référentiel actuel et (2) de l'espace vertical nécessaire à l'enfoncement du profil d'altération, devait donc se situer à plusieurs centaines de mètres au-dessus de la position actuelle (Brault, 2002). La phase de déformation paroxysmale (« compression pyrénéenne ») est enregistrée dès la fin du Cuisien et au Lutétien inférieur par l'absence de dépôts marins sur les bordures du domaine émergé malgré de hauts niveaux marins. C'est aussi à cette période que se manifestent les premières réactivations de failles N140-160 en décrochements dextres.

À partir du Bartonien, les climats chauds et humides, très lessivants ont fait place à des climats toujours chauds mais à périodes sèches plus prononcées. Dans les bassins, l'arrivée des eaux de drainage est réduite et le confinement est général. Cet assèchement du climat et le début de l'affaissement de la surface

CÉNOZOÏQUE TERTIAIRE																					
PALÉOÈNE						NÉOÈNE															
PALÉOCÈNE			ÉOCÈNE			OLIGOCÈNE			MIOCÈNE			PLIOCÈNE									
inférieur	supérieur		inférieur	supérieur	sup.	inférieur	supérieur	inférieur	inférieur	langhien											
DANÈN	THANÉTÏEN	YPRÉSÏEN	LUTÉTÏEN	BARTONIEN	PRIABONIEN	RUPÉLIEN	CHATTÏEN	AQUITANIEN	BURDIGALIEN	LANGHIEN											

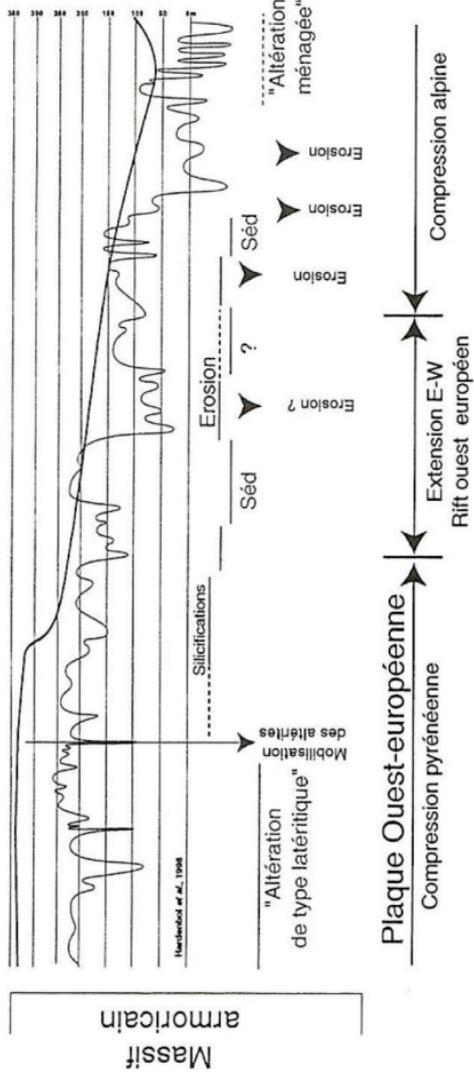


Fig. 27 - Évolution de l'altitude du Massif armoricain depuis le Crétacé (d'après Thomas, in Brault, 2002)

continentale se traduisent par l'apparition de silicifications. Les silcrètes observés sur la feuille de Loudéac ne sont pas datés mais en Bretagne centrale (Wyns, 1991 ; Wyns, 1996) et jusqu'aux Landes du Mené (Brault, 2002), elles se raccordent géométriquement aux silicifications du bassin de Paris pour lesquelles un âge Éocène moyen – Éocène supérieur est admis (recouvrement par les calcaires lacustres attribués à l'Éocène supérieur : Thiry, 1988 ; Quesnel, 1996 ; Wyns *et al.*, 1997). Elles sont aussi rapprochées de la Formation des grès à Sabalites andegeavensis, d'âge bartonien (Crié, 1881 ; Mary et Giordano, 1988) même si ces derniers ne montrent pas toujours de caractères « pédologiques ». Le début de l'affaissement de la surface continentale est à mettre en parallèle avec les prémices de l'extension E-W qui affecte l'ensemble de l'Ouest de la plaque européenne. L'Éocène terminal (Priabonien ?) est une période de changement d'équilibre qui se caractérise par la destruction des profils d'altération dont les matériaux (saprolites, silcrètes...) alimentent de nouvelles zones de subsidence articulées autour des grands faisceaux de failles N140-150.

À l'Oligocène inférieur, l'arrivée de la mer (ennoyage le plus important depuis le début du Cénozoïque) jusqu'au centre du Massif armoricain, attestée par les niveaux marins carbonatés préservés dans le bassin de Rennes par exemple, ne peut s'expliquer uniquement par les hauts niveaux marins de l'Oligocène inférieur. Un approfondissement des aires subsidentes et en général un affaissement généralisé du bâti armoricain doivent être invoqués pour expliquer l'étendue de la transgression oligocène (non limitée sans doute aux zones subsidentes, bien que la géométrie des dépôts soit inconnue aujourd'hui). Cet affaissement est à mettre en relation avec la généralisation à l'ensemble du domaine ouest-européen de l'extension E-W à l'origine de la création du Rift ouest-européen. À l'Oligocène supérieur, la mer se retire brusquement et ne subsistent alors que des régimes franchement lacustres. Le domaine centre-armoricain va rester alors un domaine émergé jusqu'au retour de la mer au Langhien – Serravalien (Miocène inférieur). Cette nouvelle invasion marine se traduit par une transgression majeure sur le Massif armoricain et le dépôt sur de vastes étendues (dont les reliques actuelles ne peuvent que sommairement rendre compte) des faluns (bien conservés dans l'accumulation du Quiou (feuille Caulnes) et dans le bassin de Rennes (feuilles Janzé et Rennes). L'affaissement envisagé dès l'Éocène supérieur-terminal n'a pas encore atteint sa valeur maximale mais est vraisemblablement compris entre 150 et 200 m. L'érosion, sous un climat relativement aride est réduite.

PLIO-PLÉISTOCÈNE- QUATERNAIRE

Transition Néogène – Quaternaire

Les bas niveaux marins du Tortonien, couplés vraisemblablement à une tectonique qu'il est difficile de caractériser vont permettre de nouvelles incisions

fluviales que la mer va envahir à la fin du Tortonien. À terre, un réseau fluvial s'individualise. Celui-ci draine les produits (« Sables rouges ») de démantèlement des reliefs nés d'une tectonique mal caractérisée mais probablement à rattacher à la compression alpine. C'est peut-être à cette période que l'on pourrait rattacher les derniers sédiments détritiques de la Trinité – Porhoët. Actuellement, l'ancienne géométrie de ce paléosystème de drainage, ainsi que la localisation des estuaires et en général de la ligne de rivage sont méconnues, mais les travaux de S. Bonnet (1998) et N. Brault (2002) permettent une première caractérisation sommaire de la paléogéographie du Massif armoricain à cette période.

Des études morphologiques récentes (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000) ont montré que le relief actuel du Massif armoricain est un relief jeune et d'âge Pléistocène. Les vallées actuelles se surimposent à un réseau hydrographique antérieur (Mio-Pliocène). La formation de ce système est probablement contemporaine de l'initiation d'une déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde qui se traduit par des différentiels de surrection articulés autour des structures majeures N140-160, du cisaillement sud-armoricain et des failles en mer (« escarpement nord armoricain » par exemple). À l'échelle du Massif armoricain, S. Bonnet (1998) propose que la déformation du Massif armoricain, initiée au Pléistocène, soit la conséquence d'un flambage lithosphérique (Massif armoricain en position d'antiforme) lié à la convergence entre Afrique et Eurasie.

Quaternaire

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 a vu le début de la mise en place des formations de versant (« head » au sens très large). L'âge de l'individualisation des premières terrasses fluviales, incisées par le réseau actuel, est mal connu. Des arguments archéologiques (bassin versant de la Vilaine, Monnier *et al.*, 1981) permettent de proposer une âge « Cromérien », c'est-à-dire entre 780 000 et 500 000 ans. Le remplissage sédimentaire des terrasses est vraisemblablement d'origine climatique (Bonnet, 1998) et 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.

D'une manière générale, dans l'Ouest de la France, plusieurs périodes (Saalien, Éémien) voient l'installation de loess, sédiments fins transportés par les vents : ces dépôts sont quasiment absents sur la carte de Loudéac, certainement parce que les hauts topographiques des Landes du Mené et du granite de Ménéac ont fait obstacle aux vents dominants chargés en particules et venant de l'Est.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Géographie humaine

Le territoire de la carte de Loudéac est une région à vocation agricole, dominée par les cultures du blé et surtout du maïs, par l'élevage intensif des porcs et des volailles et l'élevage extensif de bovins pour boucherie ou pour production laitière. Le tourisme « vert » prend peu à peu de l'importance dans l'économie locale et favorise l'aménagement de l'habitat et du paysage : rénovation de l'habitat traditionnel pour des gîtes ruraux, rues pavées, places piétonnes aménagées, chemins de randonnée, etc.

Loudéac, avec ses 9 400 habitants en 1999, est la seule unité urbaine répertoriée sur cette carte. Toutes les autres communes sont dites rurales. La densité de population est largement inférieure à la moyenne régionale : 45 habitants au km² contre 107 habitants au km².

Hormis Loudéac et la Chèze dépassant la moyenne régionale, toutes les autres communes ont une densité très faible : elle est inférieure à 60 hab/km² en périphérie de Loudéac et inférieure à 40 hab./km² pour les autres.

Loudéac à l'inverse du reste du territoire de la carte, a une vocation agro-alimentaire avec de nombreuses zones industrielles de taille importante (ZI Est Les Parpareux, ZI Sud, ZAC Nord).

Le pays du Centre-Bretagne est situé à la jonction de deux axes routiers importants : la RN164 reliant Rennes à Châteaulin et l'axe reliant Saint-Brieuc à Lorient et Vannes (D700). Ces axes routiers sont en cours d'aménagement pour désenclaver la Bretagne centrale.

Les différents sols rencontrés

Deux facteurs dominent dans la typologie des sols : la nature de la roche mère et la topographie. Du premier dérivent la granulométrie du sol et la perméabilité du substrat, alors que du second proviennent les mécanismes de circulation de l'eau pluviale en surface (donc possibilité d'érosion) et dans le sol (donc risque d'anoxie). La situation hydrique du sol se manifeste par les couleurs grises du

fer réduit (Fe_2^+) et la couleur rouille du fer réoxydé (Fe_3^+) par de l'hydromorphie.

Les matériaux briovériens sont essentiellement des matériaux schisteux tendres (ils se rayent aisément à l'ongle), dont la fragilité explique la rapide altération en sol. Le passage de la roche-mère au sol s'effectue sur une dizaine de centimètres par fragmentation des plaquettes de schiste en petits éléments souvent aciculaires de quelques centimètres de long et disposés parallèlement les uns aux autres. Cette morphologie a pour conséquence une perméabilité importante et un drainage favorable du sol (globalement l'hydromorphie y est très rare). La granulométrie du sol dérive directement de celle du schiste. Elle correspond à un limon fin dominant le limon grossier : en conséquence, par mise en culture, la surface du sol présente très rapidement une croûte de battance si elle est laissée à nu pendant l'hiver : il y a alors ruissellement de l'eau pluviale en surface et érosion. Des mesures montrent que localement, les produits érodés peuvent atteindre 2 000 tonnes à l'hectare. Toutefois, même si le sol perd la moitié de son épaisseur travaillée, l'exploitant agricole n'a aucune difficulté à labourer directement la masse schisteuse et à la transformer en un matériau meuble qu'il qualifie immédiatement de « sol cultivé », mais qui ne contient plus que la moitié de la teneur en matières organiques antérieure à l'érosion. La lutte contre l'érosion des sols sur schistes n'est pas nouvelle puisque c'est uniquement dans cette zone que l'on trouve des parcelles agricoles disposées parallèlement aux courbes de niveau avec des haies dont la forme épouse la topographie (voir les photographies aériennes des années 1960 ou le cadastre d'avant le remembrement). Sur ces schistes, les sols vont de brunisols (sols bruns) minces et sains, essentiellement sur les pentes, à des néoluvisols (sols bruns faiblement lessivés) sains et atteignant rarement 120 cm d'épaisseur, sur les zones tabulaires. Les filons de quartz sont à l'origine des cailloux anguleux de quartz laiteux qui jonchent les parcelles, mais ils ne sont jamais assez abondants pour constituer une véritable gêne au travail du sol. Au contraire, ils semblent avoir même une utilité agricole en accumulant la chaleur du jour, qu'ils restituent la nuit au substratum.

Les zones gréseuses du Briovérien présentent une granulométrie plus sableuse s'accompagnant de cailloux de grès, capables d'user le matériel agricole. Globalement, ce sont les mêmes sols que sur les schistes, mais ils sont un peu plus séchants et résistent un peu mieux à l'érosion grâce à la rugosité des cailloux.

Sur les granites, la granulométrie est beaucoup plus grossière (parfois ce n'est même plus de sables, mais de graviers dont il faudrait parler), ce qui conduit à une très forte perméabilité entraînant une faible réserve en eau utile. Le sol est habituellement un brunisol d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, naturellement trop acide pour porter des blés (possible après amendement basique) et à utilisation surtout prairiale, mais à production quasi nulle en été. Localement, lorsque l'érosion a aminci le sol, la sécheresse devient

encore plus limitante et la matière organique s'accumule donnant un rankosol.

Depuis le début du Tertiaire au moins, toutes ces roches anciennes (schiste, grès, granite, ...) ont subi des conditions climatiques tropicales humides qui ne peuvent conduire qu'à un ferralisol. L'érosion a bien sûr décapé ces paléosols mais il en reste souvent des traces, en particulier au cœur des plateaux peu soumis à l'érosion. Cette signature se traduit par une altérite kaolinisée qui imperméabilise le sommet de ces matériaux géologiques. Il est par ailleurs fréquent d'observer que ces milieux ont une teneur en eau quasi stable tout au long de l'année. Très compactes, ces altérites sont mécaniquement impénétrables aux systèmes racinaires des végétaux (quelques racines de chêne passent par de petites fracturations de la masse ressemblant fort à des fentes en coin périglaciaires) et sont nulles quant à la nutrition minérale des plantes. Leur couleur qui varie du blanc au rouge sang, au gris et à l'ocre, reflète les conditions d'hydromorphie.

Les formations pliocènes ainsi que les alluvions fluviales et leurs terrasses adjacentes sont principalement sableuses et perméables. Ces formations ont de plus supporté des climats à saison sèche marquée qui leur ont conféré une rubéfaction et un lessivage typique : conséquence d'un lessivage des argiles, l'hydromorphie peut exister lorsque des strates argileuses sont interstratifiées au sein du matériel sablo-caillouteux ; elle y sera d'autant plus marquée que le sol est plus ancien. Il s'agit donc de luvisols rubéfiés plus ou moins hydromorphes. Parfois lors du dépôt, ou si l'érosion a décapé les sables et concentré en surface les graviers et galets quartzeux, ces sols très grossiers et usants sont difficilement labourables et sans grande valeur agricole.

Les sols alimentés par l'érosion des pentes et des plateaux sont caractérisés :

- par une situation inondable, mais qui n'est pas forcément marquée par de l'hydromorphie. En effet, il suffit que la pente soit assez forte pour que le renouvellement rapide de l'eau apporte assez d'oxygène dissous à l'activité biologique et que celle-ci ne souffre pas d'anoxie et n'ait pas besoin de réduire le fer pour y trouver une source d'oxygène (notons que dans ce cas, il est aussi très peu probable qu'il y ait la moindre dénitrification) ;
- enfin par une nappe, plus ou moins permanente en fonction de la taille du bassin versant. En conséquence, l'alimentation hydrique des plantes ne pose aucun problème grâce à une remontée capillaire importante au sein des matériaux limoneux dominants. De plus, cette eau contient tous les éléments nutritifs excédentaires du bassin versant. Si cette eau s'écoule lentement, ce qui est le plus fréquent, une certaine dénitrification est assurée ... mais loin de pouvoir à elle seule compenser les apports irréflechis. L'élément chimique le plus typique des alluvions et des colluvions est le magnésium qui se concentre dans les zones basses où s'accumulent l'argile et la matière organique.

Globalement, les sols de la feuille Loudéac sont agronomiquement assez favorables. Les effets les plus néfastes proviennent d'abord du manque d'épaisseur de certains sols et secondairement de leur pauvreté chimique naturelle ... mais à cette dernière particularité, l'homme a souvent réagi par un excès d'apports d'éléments nutritifs, cause d'une pollution diffuse des eaux de la région.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Au point de vue des fondations, les caractéristiques et la stabilité des terrains sont variables suivant la nature du substrat et la position topographique des ouvrages (plateau, versant, fond de vallée). Sur les plateaux, les difficultés sont surtout liées aux altérites, très étendues sur cette carte, qui peuvent empêcher une bonne percolation de l'eau et nécessiter un drainage adapté lors de la construction d'ouvrages (bâtiments, routes, ponts) et pour leur tenue ultérieure. De plus, ces altérites sont d'extension irrégulière et peuvent rapidement changer d'épaisseur (plusieurs mètres à quelques décimètres), ce qui peut provoquer des tassements différentiels notamment pour des ouvrages lourds. Sur les versants des vallées, des problèmes de stabilité des formations superficielles viennent s'ajouter aux risques de tassement différentiel et aux problèmes de drainage déjà évoqués. La présence de dépôts de pied de pente ou de colluvions peut générer des désordres importants sur les talus trop raides pendant les chantiers ou après la réalisation des aménagements. On veillera dans les zones où ces diverses formations meubles sont présentes, à utiliser des pentes assez faibles pour le talutage.

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

RESSOURCES EN EAU

Aquifères du socle

Les formations géologiques qui couvrent la feuille de Loudéac sont essentiellement des formations de socle.

Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle.

Celui-ci est toujours d'extension limitée, autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 25 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains... Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

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

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

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

Dispositifs de captage

Les puits

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

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

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

Les forages

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

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 163 forages implantés sur le territoire de la feuille de Loudéac.

La profondeur moyenne des ouvrages est de 67,8 m (valeurs extrêmes : 16 et 220 m) et le débit instantané moyen : 7,8 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 100 m³/h).

L'analyse hydrogéologique a conduit à regrouper certaines formations géologiques par affinités lithologiques :

- les trois formations briovériennes distinctes ont été rassemblées en deux groupes : les siltites à débit fin et les siltites à débit grossier ont été regroupées dans un même ensemble (E000) et les formations à grès dominant sont restées autonomes (S007) ;
- les deux formations métamorphiques sont conservées, les micaschistes (M006) et les cornéennes (C003) ;

- le Granite de Plémet-Ménéac a été regroupé avec le Granodiorite de Saint-lubin (G114) ;
- il n’y a aucun forage dans les Orthogneiss de Plouguenast, ni dans le Leucogranite de Saint-Gouéno.

Les résultats des forages présents dans les cinq groupes géologiques ont été analysés, ce sont les cornéennes qui se distinguent par des résultats excellents dans le contexte breton avec un débit moyen de 13,4 m³/h pour des profondeurs moyennes de l’ordre de 83,5 m, ce qui est élevé pour la région. Avec un débit moyen beaucoup plus faible, viennent en deuxième position les formations briovériennes à dominante de grès avec 8,6 m³/h pour des forages nettement moins profonds en moyenne : 58,8 m. Le résultat des formations briovériennes à dominante silteuse est légèrement inférieur : 7,2 m³/h pour des forages un peu plus profonds, 66,3 m.

Les micaschistes apparaissent beaucoup moins intéressants, avec un débit moyen de 4,5 m³/h pour des forages relativement profonds : 71,2 m. Les granites donnent des débits faibles, 2,5 m³/h en moyenne, pour des forages d’une profondeur moyenne de 74 m. Il faut noter que les effectifs de ces deux derniers groupes sont vraisemblablement trop faibles pour que les résultats soient vraiment significatifs, il ne faut les considérer qu’à titre indicatif.

Formation géologique	Effectif	Débits extrêmes		Débit moyen (m ³ /h)	Profondeurs extrêmes		Profondeur moyenne (m)
		1	65		33	100	
Cornéennes	19	1	65	13,4	33	100	83,5
Grès du Briovérien	24	0	20	8,6	16	155	58,8
Siltites du Briovérien	104	1	27	7,2	30	220	66,3
Micaschistes	8	2		4,5	43	120	71,2
Granite de Plémet-Granodiorite de Saint-Lubin	8	1	5	2,5	37	100	74

Tabl. 4 - Caractéristiques des forages d’eau des différents groupes géologiques de la carte de Loudéac

Débit instantané et débit d’exploitation

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

Alimentation en eau potable (AEP)

Le tableau 5 présente les captages AEP de la feuille de Loudéac. Sur les Côtes d'Armor, un puits (Plessala) et une prise d'eau (Plémet) alimentent en eau potable le secteur. Dans le Morbihan, il existait jusqu'à une dizaine d'années, des pompages sur trois puits à la Trinité-Porhoët (Casteldeuc) et une prise d'eau sur l'Oust au niveau de Rohan (Quengo), ces AEP ne sont plus exploités.

Commune	Lieu-dit	Nature	Débits annuels (m ³)	Teneurs moyennes en Nitrates (mg/l)	N° BSS (N° SISEAU)
Plessala (22)	La Motte Es Ribourdouille	Puits	84 000	30 à 45	03144X0044 (2200356)
Plémet (22)	Pont Querra	Prise d'eau	2 700 000	41	03143X0030 (2200067)

Tabl. 5 - Ouvrages d'alimentation en eau potable de la feuille de Loudéac

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

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

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

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

Dénitrification naturelle en sous-sol

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de

dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle qu'en soit la longueur, la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

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

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Compte tenu de l'importance de la surface occupée par les siltites et grès du Briovérien, le territoire de la carte de Loudéac correspond une zone assez pauvre sur le plan des ressources minérales.

Schistes, grès

De très nombreuses exploitations artisanales abandonnées constellent les formations briovériennes de la carte. Ces petites exploitations ouvertes à proximité des villages, servirent à fournir des matériaux pour la construction des habitations : carrières de la Ville du Bot, de Kerbourhis, de Saint-Thélo et ses alentours, de Trévé, de la Haute Ville au Nord de Rohan, de Saint-Samson.

Une carrière plus importante a été ouverte en 1993 dans les siltites près de Kerbiguet, entre Trévé et Saint-Caradec par la société Bertho de Saint-Guen (elle est actuellement arrêtée). Elle produisait des matériaux de remblai pour les chemins ruraux.

Les faciès gréseux semblent avoir été moins exploités ; associés aux blocs métriques de quartz qui parfois jalonnent les filons les plus importants, ils constituent souvent les assises, sur 1 à 1,5 m, des fermes les plus anciennes. Sur les feuilles voisines (Saint-Méen-le-Grand, Montfort), il était fréquent de poursuivre ces fondations par des murs en torchis (argile limoneuse et paille) : sur la carte Loudéac, les formations limoneuses de surface sont beaucoup plus rares et ces techniques n'ont généralement pas été employées.

Sables et graviers

Une carrière de sable a été exploitée par la société Lafarge dans l'accumulation tertiaire de Mohon au Sud de la Trinité-Porhoët. Cette carrière

située près de Casteldeuc, en bordure est de la carte de Loudéac, a été arrêtée en 2002 et remise en état.

Le niveau exploité constitué de sables, graviers et galets est supposé appartenir à la Formation des « sables rouges » de Bretagne d'âge mio-pliocène, par analogie avec les autres gisements exploités dans les secteurs de Mauron, de Régigny et du Rheu. Il repose sur des matériaux plus fins, silto-argileux, d'âge éocène qui n'ont pas été exploités.

Les campagnes de prospection par sondages ont permis de délimiter géographiquement le bassin éocène-pliocène de Mohon.

Conglomérats ferrugineux

Cette formation, peu répandue sur la carte, a été exploitée de façon artisanale autrefois, pour la construction des assises des fermes ou des maisons importantes. Ces conglomérats ont été aussi utilisés pour la construction de l'église d'Hémonstoir, comme pierre murale (bloc équarris).

Actuellement encore, ces matériaux sont utilisés pour la décoration d'ouvrages tels que les ronds-points de l'agglomération de Loudéac.

Granite, granodiorite

De nombreuses carrières artisanales ont été ouvertes dans les massifs granitiques de la partie nord-est de la zone cartographiée. En effet, on retrouve des vestiges dans le granite de Ménéac (vestiges de machinerie vers la Tiolais), au Theil, au Nord du Gué Jouan, ... Ces matériaux étaient utilisés comme moellons pour la construction des maisons d'habitation.

Une grande carrière de granulats a été ouverte dans la granodiorite de Saint-Lubin implantée en bordure de la vallée du Lié, au Nord-Ouest de Plémet : elle produit actuellement de l'ordre de 1 Mt/an de granulats de tous types, vendus à 70 % pour les BTP, et 30 % pour le béton.

Cette carrière de granulats en roche massive dont l'ouverture remonte à 1941 est devenue la plus importante carrière de la région de Loudéac.

Kaolin

J. Nicolas (1956, 1958) définit la terminaison ouest des Landes du Mené comme un vaste gisement d'argile dans lequel le stade d'altération le plus poussé a produit localement des zones kaolinisées.

Le premier gisement de kaolin a été exploité à la carrière du Pas, près du lieu-dit Pastoger. D'après J. Nicolas (1956), ce gisement serait issu de l'altération hydrothermale de la granodiorite de Saint-Lubin (on sait depuis que l'on se situe

plutôt dans le granite du massif de Plémet). Les arguments avancés en faveur de cette hypothèse sont : la qualité des kaolins qui semble augmenter en profondeur et l'allongement de la carrière correspondant sensiblement à la direction des mouvements tectoniques visibles dans la région.

Une série de sondages a permis de faire une coupe détaillée de l'exploitation (fig. 28). Il semble que le matériau extrait était de bonne qualité, composé principalement de kaolinite et accessoirement d'illite, montmorillonite et de quartz à pyrite en filons. Environ 50 000 t de kaolin auraient été produites, et le gisement fermé en 1975.

La seconde occurrence se situe au Nord de Fahéleau (N792) où deux carrières ont été ouvertes pour l'extraction d'argiles kaoliniques. Le substratum est constitué de micaschistes et le matériau exploité était constitué d'argiles bleutées micacées peu riches en quartz.

Pour l'origine de la kaolinisation, la plupart des études anciennes, notamment celles de J. Nicolas, tendent à mettre en évidence une très forte composante hydrothermale. Cependant, de récents travaux menés par P. Boulvais *et al.* (2000) apportent des éléments montrant plutôt une forte composante météorique dans la formation des kaolins de Bretagne centrale, se fondant des analyses isotopiques de l'oxygène ^{18}O). Comme pour les autres gisements de kaolin de Bretagne, il s'agit vraisemblablement d'une combinaison des deux phénomènes : l'altération supergène se développant préférentiellement dans un domaine fragilisé par une activité hydrothermale, le tout associé certainement à de grandes fractures (ici orientées globalement N10-20).

À l'heure actuelle, ces carrières sont abandonnées, celle du Pas est remise en eau, dissimulée dans un bois aux chemins accidentés et les deux exploitations de Fahéleau sont perdues dans une zone boisée assez dense.

Il existait aussi deux autres exploitations de kaolin juste au Nord de Plémet, les Riades et les Landelles : le kaolin exploité proviendrait du transport et de l'accumulation dans des cuvettes, de matériaux arrachés aux profils d'altération.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

District aurifère de Pontivy-Loudéac (BRGM, 1986)

Les travaux entrepris par le BRGM de 1962 à 1969 ont permis de confirmer la présence d'or très fréquente dans les flats alluvionnaires à des teneurs faibles ($< 0,2 \text{ g/m}^3$), de caractériser des quartz filoniens aurifères à paragenèse sulfurée et de cerner les principaux secteurs anomaux en or, dont celui de Bréhan-Loudéac.

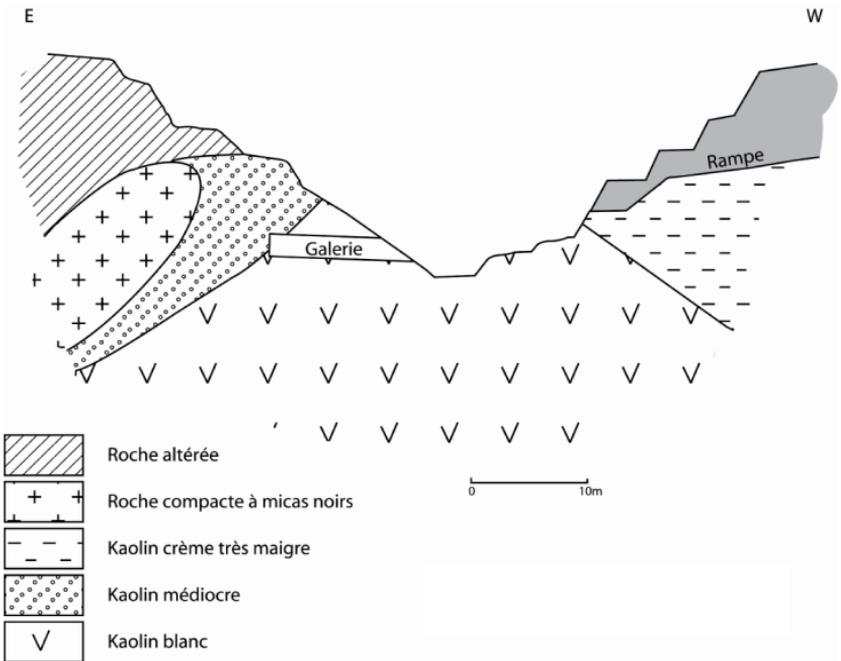


Fig. 28 - Coupe est-ouest à travers la carrière du Pas (Plémet), d'après des sondages de 1955 (Nicolas, 1958)

La prospection de l'or a été relancée dans la région en 1981 puis 1983 suite à la synthèse des données existantes (alluvionnaires, géochimiques, géologiques, géophysiques...).

Le district aurifère de Pontivy-Loudéac est situé dans la partie centrale de la Bretagne, à cheval entre les départements des Côtes d'Armor et du Morbihan. La partie nord, constituée par la terminaison des Landes du Mené, est assez accidentée, alors que vers le Sud apparaissent des surfaces plus tabulaires et régulières appartenant au plateau du Rohan. C'est une région bien drainée vers le Sud par le Blavet et l'Oust et leurs affluents respectifs, le Niel et le Lié.

Géologiquement, ce district est situé à l'extrémité ouest du bassin briovérien de Rennes. Il renferme, selon les estimations, les plus importantes concentrations d'or du Massif armoricain sur une surface de 2 000 km².

Les secteurs de Kerfourn (carte Josselin) et Bréhan-Loudéac ressortent comme deux zones aurifères principales, le premier grâce à ses fortes concentrations d'or alluvionnaire, jalonnées par des alignements de quartz à or libre et des ferrières aurifères (fig. 29). Le second, le secteur de Bréhan-Loudéac, est dans le prolongement nord de Kerfourn, et aussi caractérisé par de fortes concentrations en or alluvionnaire, mais une influence granitique se manifeste également (auréole magnétique, gradient thermique plus élevé, présence de pyrrhotite, magnétite, rutile, minéralisation à Wolframite.

Des anomalies en arsenic ont été observées, entourées par de vastes zones à or libre.

Les gîtes primaires de minéralisation ont pu être recoupés par les tranchées et sondages percutants, et aussi grâce à un sondage carotté de 200 m. Ce sont :

- des filons pluri décamétriques à métriques de quartz blanc à arsénopyrite, pyrite et wolframite en trace ;
- des veines centimétriques de quartz gris à carbonates et sulfures à or libre (concentrations en Au de 3,7 à localement 37 g/t).

L'étude minéralogique précise de cette dernière formation montre que les plus belles plages d'or libre sont associées aux carbonates, aux épontes des petits filons de quartz. De l'or natif est observable également dans le leucoxène de la roche encaissante proche.

La paragenèse complète comprend aussi arsénopyrite, pyrrhotite, galène et sphalérite. Le plomb analysé montre une signature isotopique mantellique, classique pour de nombreux autres gîtes aurifères.

Aucun des sites retenus par cette étude n'a fait l'objet d'une exploitation.

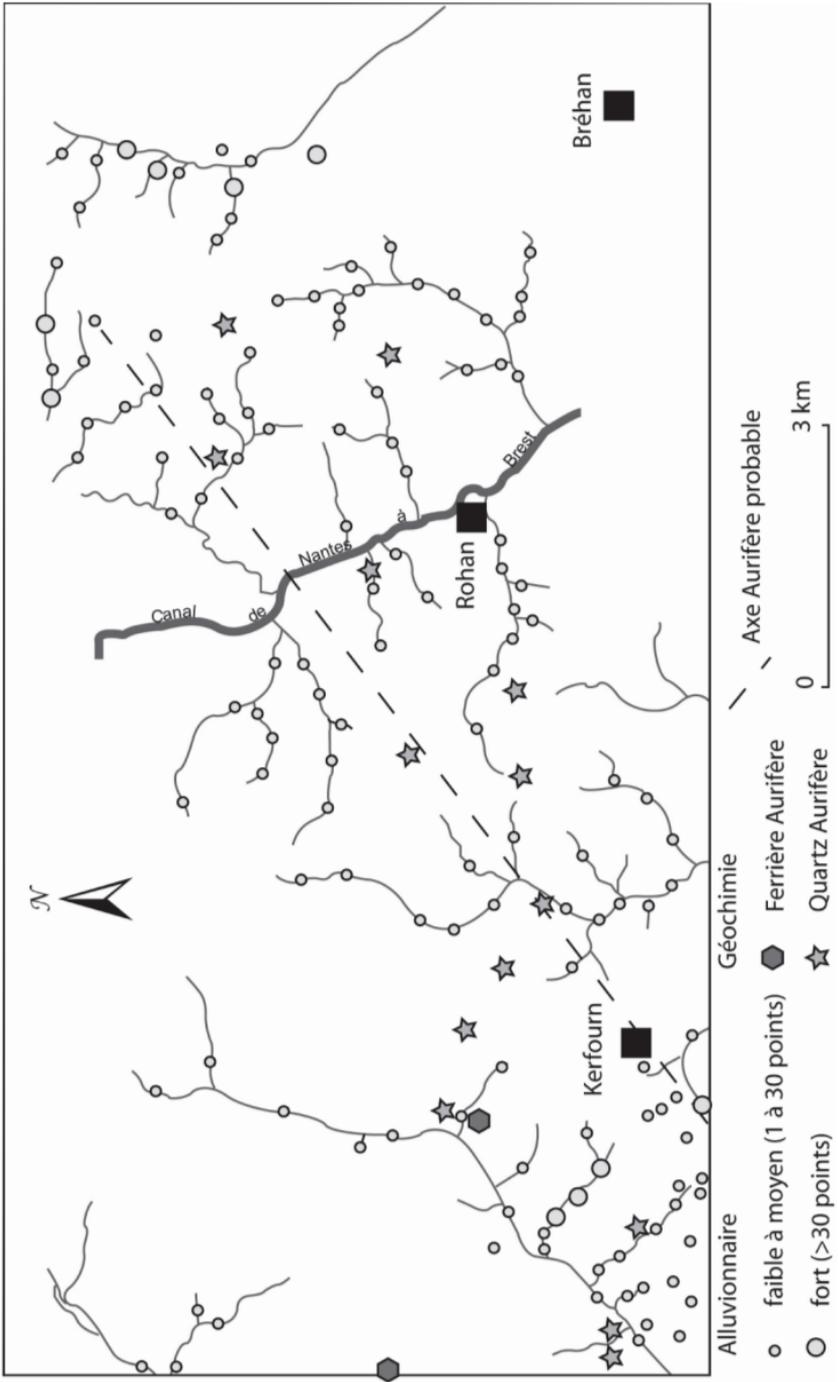


Fig. 29 - Carte des prospections géochimiques et alluvionnaires en Au dans le secteur de Kerfourn - Rohan - Bréhan

Fer

La région de Rohan et Kerfourn (qui signifie Ville des fourneaux) est parfois citée dans la littérature comme un « district » ferrifère. La zone est essentiellement constituée par les formations briovériennes classiques (alternances schisto-gréseuses) recoupées par des filons de dolérite très altérés (ouralitisés) transformés en épidiiorite.

De nombreuses occurrences ferrifères autrefois exploitées (au XVIII^e siècle) paraissent dériver de la décomposition de ces épidiiorites (Inventaire minéralogique de la France n° 9, Pierrot *et al.*, 1979) en fer limonitique. Les vestiges de ces concentrations ne semblent plus être visibles que sous la forme d'éboulis vers le Bot, Clebzur, Kerhoret...

Les observations de terrain semblent indiquer que quelques occurrences de conglomérats ferrugineux furent utilisées dans cette zone en tant que minerai de fer également (le Gohuern, présence de laitier vitrifié à la surface des champs).

Un peu plus au Nord, on retrouve d'autres gîtes de fer, du type ferricrète comme à la Butte du Minerai (Plémet) ou au Bois du Minerai (la Ferrière). Ces formations, d'origine latéritique se retrouvent aussi sur les cartes voisines, comme celle de Saint-Méen-le-Grand (Thomas, 2004).

Cette présence explique la création au Vau Blanc (7 km au Nord de Plémet), au XVII^e siècle, de la Société Métallurgique des Forges du Vau Blanc, ancien fief sidérurgique de la région. En 1770, ces forges produisaient 500 t de fonte et 800 t de fer. Vers la fin du XIX^e siècle, la raréfaction du minerai de fer et la concurrence entraînèrent la fermeture de ce site. Du passé florissant de ces forges, il ne reste aujourd'hui que l'impressionnante demeure du maître de forges, qui à l'apogée en 1844 faisait vivre 400 ouvriers (mineurs, charretiers, bûcherons, forgerons...).

Autres gîtes et indices (tabl. 6)

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La nature du sous-sol a influé très largement sur les implantations humaines anciennes. Les hommes étaient alors tributaires des ressources naturelles, tant pour leur alimentation que pour les matières premières de leurs industries (outils de roches dures, etc).

La zone couverte par la carte de Loudéac apparaît très riche en sites archéologiques. De nombreux enclos à fossés comblés sont visibles en

Nom du gisement	Minéraux	Morphologie	Substance(s)	Nature de roche encaissante	Numéro BSS	Coordonnées Lambert 1	
						X	Y
Bréhan Loudéac	Wolframite	Stockwerk	W	schistes briovériens	3147 x 4001	225	56
	Or, arsénopyrite						
Grésillon	Or, arsénopyrite	Filon	Au	briovériens	3142 x 4002	220,5	67,6
Tiemez (Loudéac)	Or, arsénopyrite	Filon	Au	schistes briovériens	3142 x 4001	2224	67,4

Tabl. 6 - Autres gîtes et indices

prospection aérienne ou sur les clichés de l'IGN. On note des concentrations autour de Plumieux, à l'Est du Lié, et sur les versants de la vallée de l'Oust. Le quart nord-est de la zone paraît moins densément occupé. Cette répartition correspond aux grandes variations de la géologie locale. Au Nord-Est, les roches métamorphiques (micaschistes et cornéennes) des Landes du Méné donnent naissance à des sols arides et pauvres, expliquant la présence encore importante des zones boisées actuelles. Sur le reste du territoire, les schistes briovériens ont donné naissance à des sols plus profonds, davantage propices à l'agriculture.

Aucun site préhistorique n'est attesté. Il est pourtant vraisemblable que les premières sociétés de chasseurs-cueilleurs aient fréquenté la région à la suite de la migration du gibier. Aucun mégalithe n'est recensé, ce qui peut s'expliquer pour partie par la géologie locale peu propice à l'érection de ce type de monuments, contrairement aux régions de Paimpont ou de Mûr de Bretagne qui encadrent la région à l'Est et à l'Ouest. Cependant, les premiers agriculteurs néolithiques ont probablement mis en valeur ces terres et il est possible que certains vestiges repérés en prospection aérienne, non datés, appartiennent à cette période marquée par l'installation des premiers établissements permanents.

Les traces les plus anciennes attestées remontent à l'Âge du Bronze, par le signalement ancien de dépôts d'objets à Trévé et Loudéac.

La majeure partie des sites est attribuable à l'Âge du Fer et à l'Antiquité. Le début de la période correspond à une forte croissance démographique, liée à de meilleures pratiques agricoles dues à l'apparition et la diffusion de l'outillage en fer. Les bonnes terres sont alors très largement défrichées et mises en valeur, autour de fermes encloses de talus et de fossés, dont les traces restent visibles sous certaines conditions (différences d'hygrométrie, de croissance et de maturation des cultures, etc). Ces fermes s'accompagnent parfois de salles souterraines, signalées par des effondrements, comme à Clebzur en Gueltas, la Ville Bougeault en Loudéac ou Castelru en Saint-Guen.

La campagne est déjà très densément occupée lors de la conquête romaine. Deux voies importantes se croisent dans la région, sans que leur localisation soit connue de façon très précise. Une voie reliait Vannes à Corseul, une seconde Rennes à Carhaix, ces quatre villes étant les capitales des quatre cités de la péninsule sous l'Empire Romain. Ces voies importantes ont certainement contribué à la mise en valeur des terres agricoles déjà exploitées. Aucune grande villa romaine n'est cependant connue à ce jour dans cette région.

Les premiers siècles du Moyen-Âge sont caractérisés essentiellement par la diffusion du christianisme et la mise en place des premières paroisses. Celle-ci, nommées Plou en ancien Breton, ont laissé leur nom dans des toponymes comme Plumieux ou Plémet. Le XI^e siècle voit se mettre en place une nouvelle organisation du territoire, autour des nouveaux centres de pouvoirs que sont les

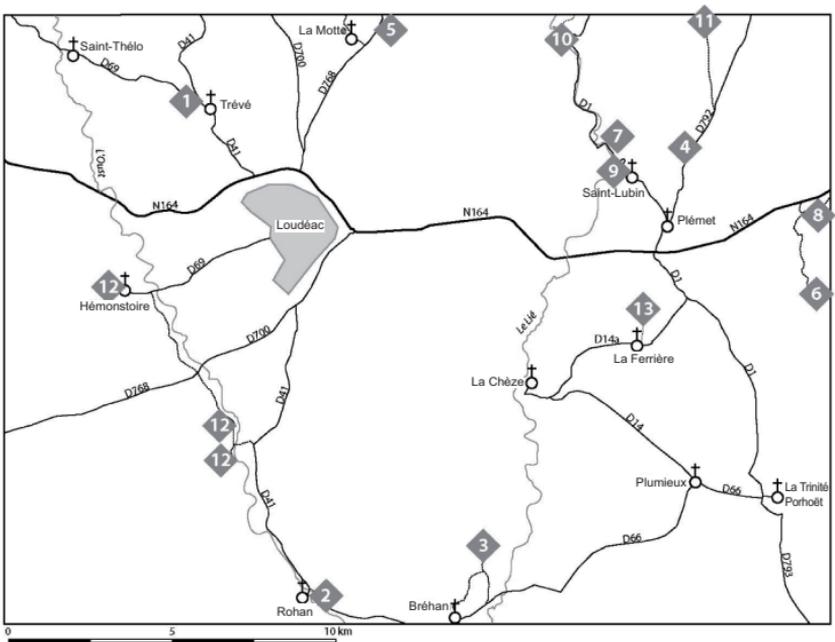


Fig. 30 - Carte de localisation des affleurements de l'itinéraire géologique

châteaux. Certains sont constitués de superstructures en bois, juchées sur des levées de terres ou mottes qui en signalent encore la présence, comme à la Douve-Louais (ou Douve aux Louais) en la Motte ou encore à Cadéac, Calhouet (Calouet) ou le Bois Cojean (ou Cojean) en Loudéac. La très importante seigneurie de Porhoët se constitue à l'Est du Lié, autour des châteaux de Josselin et de la Chèze. Ce dernier contrôle la vallée du Lié et donne naissance à un nouveau bourg. Au Sud, la seigneurie de Rohan, sur l'Oust, donnera naissance à une des plus illustres familles de Bretagne.

En parallèle au réseau paroissial qui se densifie, certains seigneurs confient la mise en valeur de terres à des communautés monastiques. Ainsi Eudon II de Porhoët fonde-t-il au milieu du XII^e siècle, au Nord de la Chèze, l'abbaye de Lanthenac au profit des moines de Marmoutiers (Touraine).

À l'époque moderne, le quart nord-ouest de la région fait partie du fameux triangle toilier du lin. Les écheveaux, importés du Trégor sont filés et tissés par des centaines de paysans-tisserands. Les toiles sont collectées par des marchands à la foire de Loudéac, puis expédiées vers Saint-Malo d'où elles sont exportées via Cadix vers les colonies espagnoles d'Amérique du Sud. Ce marché florissant assurera la prospérité de toute la région, jusqu'à son déclin puis son extinction au milieu du XIX^e siècle.

Autre source de richesse, le minerai de fer qui a donné son nom au village de la Ferrière. Le minerai extrait au lieu-dit le Bois du Minerai était transporté aux forges du Vaublanc située au Nord de Plémet et fondées à la fin du XVII^e siècle. La manufacture était installée sur le Lié dont les eaux fournissaient la force hydraulique nécessaire à la ventilation des fourneaux et à proximité du massif forestier de Loudéac pourvoyeur de charbon de bois. Ces forges, liées à celles de Paimpont, situées quelques kilomètres plus à l'Est, ont fonctionné jusqu'à la fin du XIX^e siècle.

Après une période difficile d'un siècle environ, qui voit une très forte émigration, c'est à nouveau la richesse des sols qui redonne un dynamisme à la région avec l'émergence de l'agriculture intensive et des agro-industries dans la seconde moitié du XX^e siècle.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Cet itinéraire permet de visiter les principales entités géologiques de la carte Loudéac dans des conditions de visibilité et d'accès convenables (fig. 30), bien que leur qualité et leur pérennité ne soient pas garanties (la plupart de ces affleurements se trouvent dans de vieilles carrières à l'abandon).

Le Briovérien : siltites et grès

Les siltites de la carrière de Brocheboeuf (Trévé).

Au Nord de Trévé, sur la D41, prendre à gauche vers Brocheboeuf, la carrière se trouve à 100 m sur la droite de la route. C'est une ancienne carrière aujourd'hui réhabilitée en zone de loisir et de détente, avec tables de pique-nique. On y voit un très beau front de taille de 40 m de long sur 15 m de haut montrant des siltites à débit grossier bS présentant une schistosité S1 d'orientation N130, à pendage assez fort vers le Nord.

Une observation plus détaillée de l'affleurement laisse apparaître aussi une série de plans de faille N70, avec des cristallisations de quartz qui montrent un mouvement décrochant senestre.

Les siltites des carrières de Rohan (la Haute Ville).

Prendre la D41 en direction Rohan, puis en ville prendre à gauche (Est) juste avant le pont sur le canal de Nantes à Brest, à 300 m, on trouvera trois carrières successives.

On observe dans ces carrières une alternance plutôt fruste de siltites (dominant) et de bancs de grès assez épais (> 30 cm) mais peu discernables, du fait de l'aspect très massif et compact que prennent ces siltites (c'est le cas aussi dans les carrières de Saint-Samson). La schistosité principale est beaucoup moins marquée, le débit en plaquettes moins net. Si ce n'est cette différence, on retrouve la granulométrie, la couleur et l'altération typique de cette formation.

La carrière 1 (la plus à l'Est) montre deux orientations bien distinctes de S1, l'une à N90-40N et l'autre à N30-40SE, de part et d'autre d'une zone broyée qui correspond probablement à une faille. On peut observer aussi un miroir de faille de 1,5 m sur 2 m, au-dessus de cette zone broyée, qui a conservé quelques figures en escalier et des stries de mouvement. Ce plan est orienté N25-80SE, et les stries montrent un mouvement oblique : dextre avec une composante normale.

La carrière 2 n'apporte pas d'information lithologique, mais laisse entrevoir une tête de pli métrique totalement déversée vers le Sud (couché) de plan axial N34-38SE, qui semble être un pli P4 issu d'une phase de déformation D4, très rarement visible et dont l'origine reste inconnue.

La carrière 3 montre une schistosité S2, représentée par la crénulation de la schistosité S0-1. Les plans de S2, correspondant aux plans axiaux des crénulations, semblent avoir une direction moyenne N60, avec un pendage assez fort (70) vers le Nord.

Rohan et ses alentours constitue une des zones les plus riches en affleurements de la carte (anciennes carrières, bords de route, de rivière escarpés...).

Les siltites et grès des carrières du Bot.

Ces carrières se trouvent à 2 km au Nord de Bréhan, sur la rive du ruisseau d'Estuer. Elles sont situées en bordure de route, dans une formation constituée d'alternances de schistes à débit assez fins (millimétrique), gris bleu, et de bancs de grès décimétriques (jusque 30/40 cm) grisâtres, assez typiques. Il s'agit de l'un des rares affleurements où le grès est bien visible. Le litage S0 et la schistosité S1 semblent être sub-parallèles, orientées N110-60N.

Le Protérozoïque métamorphisé : schistes satinés et micaschistes

Les schistes satinés des Landes du Mené.

Pour atteindre l'affleurement, il faut, prendre la route D792 au Nord de Plémet en direction de Saint-Gilles-du-Mené. Au niveau du nouveau contournement de Faheleau, à 1 km après le rond-point à la sortie de Plémet, cette route recoupe la formation des schistes satinés que l'on peut observer dans les talus, à condition d'enlever la terre et l'herbe qui recouvrent l'affleurement. Dans ce cas, on peut observer des schistes métamorphiques typiques, brun-ocre, avec abondance de séricite et petit mica blanc, qui donnent cet aspect satiné à ces formations ayant subi un métamorphisme de contact assez faible.

Les micaschistes de la Motte.

L'affleurement est situé au Nord-Est de la Motte, à la limite nord de la carte, sur la D768 au lieu dit « la Picardière ». Le talus de bord de route, de 3 à 4 m de haut fournit après « grattage » quelques échantillons d'une roche gris-bleu à ocre, à débit en fines paillettes, d'aspect luisant. Cette roche se rapproche du faciès Micaschistes vrai, c'est-à-dire ayant subi un métamorphisme régional, moyenne température et moyenne pression, avec foliation marquée.

On ne peut malheureusement pas en voir beaucoup plus sur ces formations, mais un petit détour sur la carte de Moncontour, au Nord, permet d'observer des affleurements de micaschistes bien plus typiques.

Les cornéennes

Les cornéennes tachetées.

Cet affleurement se situe sur une petite route qui borde le massif de Ménéac à l'Ouest, vers le lieu-dit « le Gast ». C'est une petite excavation de bord de route, que l'on voit très facilement. On observe une roche massive, compacte, d'aspect un peu gréseux. Sur la droite de l'affleurement, sur un pan de roche assez lisse, la roche se débite en « briques » irrégulières, débit assez typique pour ce genre de formation massive et isotrope, ayant perdu toute structure antérieure. De plus près, en cassant quelques-unes de ces briques, on distingue des minéraux sombres, de quelques millimètres, parsemés dans la masse, qui donnent un aspect « tacheté » à cette roche. Ce sont des minéraux du métamorphisme de contact, andalousite et sillimanite.

Les cornéennes.

Cet affleurement se trouve sur la D1, au niveau du pont à l'Est de Saint-Sauveur-le-Haut. La roche constitue un véritable mur de cornéenne, une roche très indurée, massive, qui se dresse à la verticale au bord de la route. De type un peu différent des cornéennes décrites précédemment, celles-ci ont une granulométrie plus fine, homogène, très siliceuse, sans minéraux visibles. La roche semble avoir conservé quelques traces de la lithologie originale. Les plus aventureux pourront descendre au niveau du lit de la rivière, et y trouver des dalles de quartzite, qui pourraient correspondre à un ancien banc de grès, l'affleurement au niveau de la route ayant un protolithe plus fin, de type siltite.

Le granite de Ménéac

Le granite porphyroïde.

L'affleurement se trouve au Sud de la N164, vers le lieu-dit « la Tiolais », et consiste en une ancienne carrière en bordure nord-ouest du massif. On trouve facilement à partir de là une série de petits chemins qui grimpent vers le Sud dans le massif, et donnent accès après quelques minutes de marche à plusieurs « saillies » de roche plus ou moins fraîche, en assez bon état pour observer la paragenèse complète du granite. L'aspect porphyroïde est présent avec quelques phénocristaux de microcline centimétriques.

On pourra y trouver également un affleurement montrant le contact entre le granite et son encaissant, un contact sub-horizontale que l'on voit dans une petite dépression au pied d'un mur de granite, et également dans un autre endroit les restes d'une machine qui devait être un convoyeur à bande.

Ces affleurements, bien que très utiles pour la cartographie, sont très loin de valoir celui de la carrière de l'Épine Fort, près de Ménéac (à 5 km à l'Est sur la feuille de Saint-Méen-le-Grand (Thomas, 2004)) où l'on peut observer le granite gris-bleu à la cassure fraîche, les porphyres de microcline atteignant parfois 7-8 cm, des enclaves micacées, l'altération en boules et arène...

La granodiorite de Saint-Lubin

La carrière de Saint-Lubin.

Difficile de passer à côté du plus impressionnant affleurement de la feuille de Loudéac, à savoir la carrière de Saint-Lubin. C'est la plus grosse carrière de la région, située juste au Nord de la ville de Saint-Lubin. Il est nécessaire de se faire connaître aux bureaux et de prendre les principes de précaution élémentaires afin d'y accéder en toute sécurité (casque, bottes, respect des règles de sécurité...).

L'étendue de la carrière permet d'observer les deux faciès de la roche, l'un grenu, l'autre microgrenu, leur répartition semblant aléatoire. De rares filons d'aplite sont visibles, avec quelques belles muscovites. Certains pans de roche

semblent avoir mieux enregistré la schistosité régionale S1 qui est révélée par des alignements de biotites.

L'orthogneiss de Plouguenast

Affleurement de Belle Vue.

Il n'existe qu'un seul affleurement caractéristique de ce massif sur la carte de Loudéac, l'essentiel de celui-ci se situant sur la carte de Moncontour. Il se situe sur la route D1, tout au Nord de la carte, et sur une petite route adjacente. Il consiste en une petite excavation en bordure de la route. L'affleurement n'est pas entretenu, et est envahi par des ronces et orties, cependant la motivation de voir ce gneiss œillé devrait suffire à surmonter cet obstacle. En effet on est en présence d'un bel orthogneiss avec des « yeux » de feldspath et quartz, moulés par des lits de biotite, muscovite et autres minéraux typiques. La déformation semble liée à la faille, marquée par le cours d'eau qui passe à proximité.

En poussant un peu plus loin sur cette route, on arrivera au lieu-dit « les Loges », où une excavation récente a mis à jour un bel affleurement, où alternent sur une quinzaine de mètres le matériau granitique et son encaissant en des bandes de 1 à 2 m de puissance.

Le Leucogranite de Saint-Gouéno

Affleurement de la Brévielle.

Tout comme l'orthogneiss, ce massif affleure principalement sur la carte de Moncontour, mais il vient frôler la carte de Loudéac au niveau du lieu-dit la Brévielle. L'affleurement consiste en deux pans de roche de part et d'autre de la route, où l'on peut voir un granite blanc, partiellement kaolinisé, semblant orienté N50 par alignement des micas (surtout muscovite), à débit en dalles.

Les conglomérats ferrugineux

Les conglomérats d'Hémonstoir.

Hémonstoir est une petite ville qui se situe au Sud-Est de Loudéac. Son église a été bâtie en partie avec des pierres taillées dans les conglomérats ferrugineux, ses murs permettent une bonne observation de cette formation particulière. La roche est composée par des éléments divers, allant des galets de quartz à des fragments de socle briovérien distribués dans un ciment grossier, induré par des oxydes de fer. En empruntant la route qui longe la rivière de l'Oust, à partir de la sortie est de la ville, ces conglomérats pourront être rencontrés en diverses endroits quasiment en place, en base de terrasses alluviales recoupées par la route, jusqu'à un lieu-dit Kermelin.

Les Ferricrètes

La Ferrière.

L'indice se situe dans un bois au Nord de la Ferrière, le Bois du Minerais. Ce n'est pas un affleurement rocheux à proprement parlé, l'ensemble de cette formation semblant soit avoir disparu au cours de l'ancienne exploitation, soit recouverte par un épais manteau argilo-humique. On peut toutefois, au gré de recherches attentives dans le relief chaotique du bois (assez atypique et surprenant) trouver quelques échantillons représentatifs de ce que devait être cette cuirasse latéritique.

Pour d'autres renseignements, le lecteur pourra se référer au Guide géologique régional Bretagne (Lardeux, 1997 ; Paris : Masson édit.).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au service géologique régional (SGR Bretagne Rennes), soit en ligne sur le site du BRGM : <http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr/>.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLARD J.-F., BRUN J.-P., DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^e C.G.I., colloque C6, Géologie de l'Europe, p. 233-246.
- BARROIS C. (1930) - « Les grandes lignes de la Bretagne ». In : (Ed.), Livre Jubilaire. Centenaire de la Société géologique de France, Paris.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, p. 297-302.
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988) - Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, p. 2049-2054.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.

- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) - Large-scale development related to Quaternary tectonic uplift of a proterozoïc-Paleozoïc basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 19273-19288.
- BOS P., CASTAING C., CLÉMENT J.P., CHANTRAINE J., LEMELLE F. (1977) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rostrenen (312). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par Bos P., Castaing C., Cassard D., Martin P., Barrat J.A. (1997).
- BOULVAIS P., VALLET J.-M., ESTÉOULE-CHOUX J., FOURCADE S., MARTINEAU F. (2000) - Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constrains. *Chemical Geology*, 168, p. 211-223.
- 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, 2002, 187 p., + annexes.
- CARN A. (1990) - Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département des Côtes d'Armor (22). BRGM BRE R35067 4S/90 (1 carte + 1 texte).
- CARN A. (1990) - Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département du Morbihan (56). BRGM BRE R31724 4S/90 (1 carte + 1 texte).
- CHALLANDES N. (2001) - Comportement des systèmes isotopiques ^{39}Ar - ^{40}Ar et Rb-Sr dans les zones de cisaillement : exemples du massif de l'Aar (Massifs cristallins externes) et de la nappe de Suretta (Alpes centrales suisses) Thèse, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, 268 p.
- CHANTRAINE J., CARRIC G., DADET P., FLAGEOLLET J.-C., SAGON J.-P., TALBO H., MULOT B. (1979) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Moncontour (279), Orléans : BRGM.
- CHANTRAINE J., CARRIC G., DADET P., FLAGEOLLET J.-C., SAGON J.-P., TALBO H., MULOT B. (1979) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Moncontour (279), Orléans : BRGM, 43 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINO F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1980) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, Orléans, n° 2-3, 3, p. 3-17.

- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DARBOUX J.R., GRAVELLE M., LEDRU P., ROLET J., SAUNIER J.-F. (1984) - Soubassement du Briovérien (Protérozoïque supérieur) en Bretagne centrale (Massif armoricain). La coupe de la Chèze. PGF France, thème n° 4 : soubassement précambrien du domaine varisque.
- CHANTRAINE J., RABU D., BÉCHENNEC F. (2000) - Carte 1/250 000 du Massif armoricain. BRGM, 2000.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France, volume 1. Massif armoricain. BRGM, Mémoires n° 74, p. 67-69.
- COCHERIE A., CARPENTER M. (1979) - « Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implications pétrogénétiques ». *Géologie de la France*, 4, p. 337-347.
- DADET P. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontivy (313). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dadet P., (1988).
- DADET P. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontivy (313). Orléans : BRGM. Carte géologique par Dadet P.
- DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F., CARN A. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pipriac (387). Orléans : BRGM, 75 p. Carte géologique par Dadet P., Herrouin Y., Blanchet C., Bardy P., Colleau A. (1995).
- DARBOUX J.-R. (1973) - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, université de Rennes, 170 p., 68 fig., 15 pl.
- DE MARTONE E. (1906) - La pénéplaine et les côtes bretonnes. *Ann. Geogr.*, 15, p. 213-236, 299-328.
- DE MARTONE E. (1942) - La France. In VIDAL DE LA BLACHE P., GALLOIS L. (eds). *Géographie universelle*, Armand Collin, Paris, 6, 451 p.
- DARBOUX J.-R., LE CORRE C., COGNÉ J. (1975) - Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XVII, 5, p. 680-685.
- DURAND J. (1984) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. docum. Centre armoricain ét. struc. socles, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentaire et tectonique en Bretagne. Thèse 3^e cycle. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, t. 12, 389 p.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1741-1746.

- ÉGAL E., THOMAS E., GUENNOG P., HALLÉGOUËT B., HOULGATTE E., AUGRIS C. (2004) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM. Notice explicative par Égal E., Thiéblemont D., Thomas E., Guennoc P., Hallégouët B., avec la collaboration de Carn A., Chantraine J., Guerrot C., Houlgatte E., Le Berre P., Martalet G., Monnier J.-L., Tegye M., Truffert C. (2005), 221 p.
- ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., THOMAS E., GUENNOG P., HALLÉGOUËT B., avec la collaboration de Carn A., Chantraine J., Guerrot C., Houlgatte E., Le berre P., Martalet G., Monnier J.-L., Tegye M., Truffert C. (2005) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : BRGM, 221 p. Carte géologique par Égal E., Thomas E., Guennoc P., Hallégouët B., Houlgatte E., Augris C. (2004).
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain, argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3^e cycle. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.F. (1973) - Présence de dépôts lacustres d'âge Éocène en Bretagne centrale, à la Trinité-Porhoët (Morbihan), *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, série D, p. 633-635, (20 août 1973).
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) - "Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone". *Nature*, 288, p. 574-576.
- GAUTIER M. (1947) - La Bretagne centrale, étude géographique. Thèse, La Roche-sur-Yon.
- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse. La Roche-sur-Yon, Potier H., 682 p., 113 fig., 8 dépl., 30 pl. photo.
- GUILCHER A. (1949b) - Le relief des Monts d'Arrée. *Annales de Bretagne*, LVI, p. 233-248.
- GUILCHER A., HALLÉGOUËT B., MÉNEZ S. (1975) - Les formations superficielles du Mené (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 281, p. 219-222.
- GUILLOCHEAU F., WYNS R., LEDRU P. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23 nov. 1999. *Document du BRGM*, vol. 293, p. 103-108
- GUMIAUX C. (2003) - « Modélisation du cisaillement Hercynien de Bretagne Centrale : déformation crustale et implications lithosphériques » - Thèse, Université de Rennes 1, Rennes, 256 p.
- JEGOUZO P., PEUCAT J.J., AUDREN C. (1986) - « Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° spécial : Géologie des Cordillères nord-américaines, Paris, 1986, 2(5), série 8, p. 839-848 : tab., carte, bibliogr. p. 847-848, rés.
- JEREMINE E., PRUVOST P. (1955) - Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LIII-243 ; 34 p.

- LEBESCONTE P. (1886) - Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, XIV, p. 776-820.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. *Sci. Géol., Bull.*, 44, 1-2, p. 31-103.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM* (2), 1, 3, p. 219-254.
- LE CORRE C. (1978) - Approche quantitative des processus syn-schisteux. L'ensemble du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.
- MATTE P. (1986) - « La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2(1), p. 9-24.
- MATTE P. (1991) - "Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe". *Tectonophysics*, 196, p. 309-337.
- MEYNIER A. (1940) - La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Étude géographique. *Trav. Labor. Géogr.* Univ. Rennes, 11, 34 p., 9 fig.
- 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. S.P.F.*, vol. 72, p. 317-382.
- MUSSET R. (1928) - Le relief de la Bretagne occidentale. *Ann. Géogr.*, 37, p. 209-233.
- MUSSET R. (1934) - La formation du réseau hydrographique de Bretagne occidentale. *Ann. Géogr.*, 246, p. 561-578.
- NICOLAS J. (1957) - Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse, Paris, *Soc. Fr. Céramiques*, 251 p.
- OLLIVIER-PIERRE M.F. (1980) - Étude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 25, 1-239. Rennes, p. 163-170.
- PERRIN J. (1999) - Couverture géophysique du Massif armoricain. Magnétisme et radiométrie spectrale, BRGM/RP-40471, Orléans, 75 p.
- PERRIN J. (2001) - Étude méthodologique de l'utilisation du levé aéroporté de radiométrie spectrale de la Bretagne à la cartographie des zones à fort potentiel radon, BRGM/RP-51033-FR, Orléans, 50 p.
- 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.*, 87, p. 143-154.

- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1979) - Inventaire minéralogique de la France n° 9 (Morbihan). Éditions BRGM.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1975) - Inventaire minéralogique de la France n° 5 (Côtes-du-Nord). Éditions BRGM.
- PRUVOST P. (1959) - Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000). Feuille Pontivy (74). 2° éd., *Serv. carte géol. Fr.*, Paris.
- QUESNEL F. (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Doc. BRGM n° 263, 266 p. et annexes.
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001) - Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, 1-2, p. 15-44.
- SAUNIER J.-F. (1986) - Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). *Doc. BRGM*, 109, 125 p. + planches + annexes.
- THOMAS E. (1999) - Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse Univ. Rennes, 148 p.
- THOMAS E., OUTIN J.M. (2004) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Méen-le-Grand (315). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas E., (2004).
- THOMAS E. (2004) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Méen-le-Grand (315). Orléans : BRGM. Carte géologique par Thomas E., Outin J.M. (2004).
- THOMAS E., LEBERRE P. (2006) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Josselin (350). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas E., (2004).
- THOMAS E. (2007) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Josselin (350). Orléans : BRGM. Carte géologique par Thomas E. et Leberre P. (2006).
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CARN A. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par Trautmann F.
- TRAUTMANN F., PARIS F., CARN A. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317). Orléans : BRGM, 85 p. Carte géologique par Trautmann F., Paris F.
- VAN VLIET LANOE B., GUILLOCHEAU F., BONNET S., CHAUVEL J.J., FRETTE C., HALLÉGOUËT B., LAURENT M. (1995) - Plio-Pleistocene continental record in central Brittany: the Reguigny record. Fluvialite and estuarine sedimentation controlled by tectonism. 16th Reg. Mgt. Sedim. - 57me congr. Fr. Sédim, Book of abstracts, Publ. ASF, p. 150.
- VIDAL P. (1976) - Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. Institut de Géologie de Rennes, 142-XXI.

- WYNS R. (1991a) - Évolution tectonique du bâti armoricain au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 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, p. 39.
- WYNS R. (2005) - Géologie de la surface (0-100 m). Impact des paléaltérations sur les propriétés des roches. BRGM, Orléans, juin 2005, 98 p.

AUTEURS

L'édition d'ensemble de la notice a été assurée par E. THOMAS à partir des textes fournis par les différents collaborateurs, de ses données propres et de données des cartes environnantes, au Sud et à l'Est, dont il a assuré l'établissement. La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la présente notice s'établit comme suit :

- introduction : E. THOMAS, B. SEVIN ;
- description des terrains : B. SEVIN et S. LESIMPLE, E. THOMAS, P. LE BERRE ;
- évolution tectono-métamorphique : E. THOMAS, B. SEVIN, S. LESIMPLE et T. FULLGRAF ;
- corrélations géologie-géophysique : S. LESIMPLE ;
- synthèse géodynamique régionale : E. THOMAS, B. SEVIN ;
- géologie de l'environnement : B. SEVIN d'après J-M. RIVIÈRE (feuille Montfort-sur-Meu), maître de conférences à l'Institut National de Recherches en Agronomie, pour le chapitre occupation des sols ; A. CARN, hydrogéologue au Service Géologique Régional de Bretagne, pour le chapitre sur les ressources en eau ; B. SEVIN, L. BEUCHET, conservateurs au Service de l'archéologie de la Direction Régionale des Affaires Culturelles pour la partie Préhistoire et Archéologie ;
- substances utiles, carrières et gîtes et indices minéraux : S. LESIMPLE ;
- sites classiques et itinéraires géologiques : S. LESIMPLE.

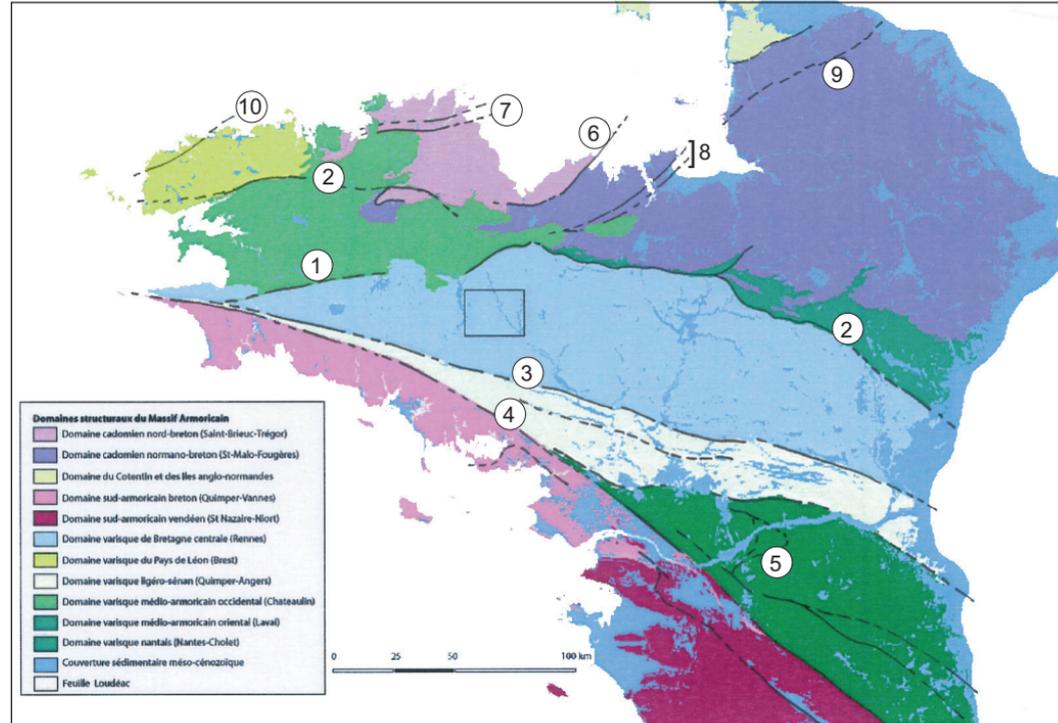


Fig. 2 - Domaines structuraux du Massif armoricain (d'après Chantraine *et al.*, BRGM, 2002)

1 ; faille des Montagnes Noires : 2 ; CNA « Cisaillement nord armoricain » : 3 ; faille d'Angers (Branche nord du CSA) ou faille Quimper - Angers : 4 ; CSA « Cisaillement sud-armoricain » : 5 ; faille des nappes de Champtoceaux : 6 ; MCT Chevauchement majeur cadomien ou faille Belle-Isle - la Fresnaye : 7 ; au nord, faille de Lézardieux : au sud, faille du Trégor : 8 ; faille de Cancale : 9 ; faille de Porspoden : 10 ; faille de Cancale

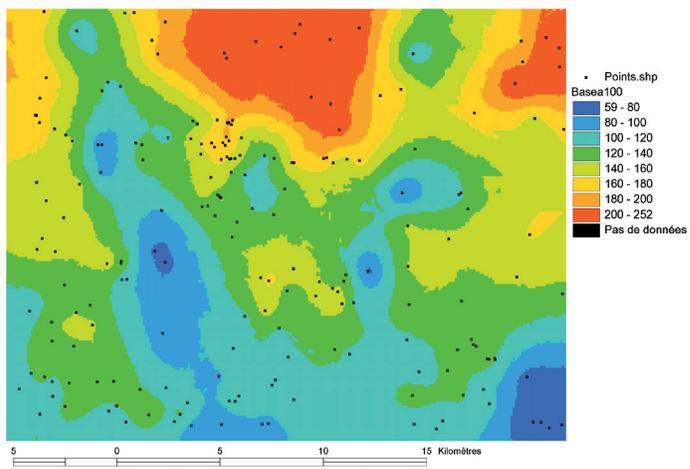


Fig. 19a - Altitude de la base des formations meubles (Krigage)

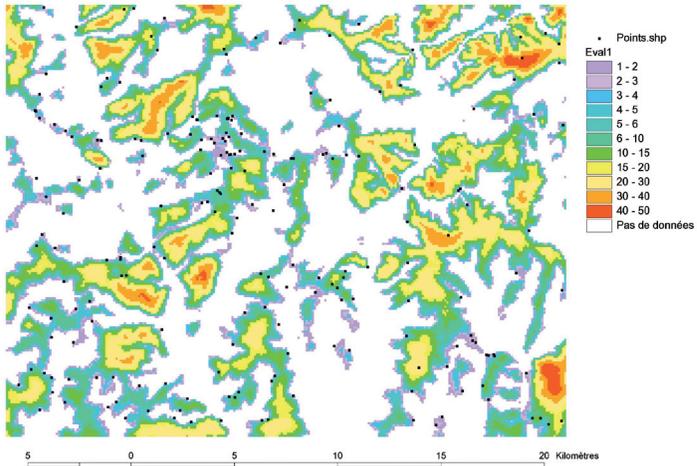


Fig. 19b - Épaisseur des formations meubles (Krigage)

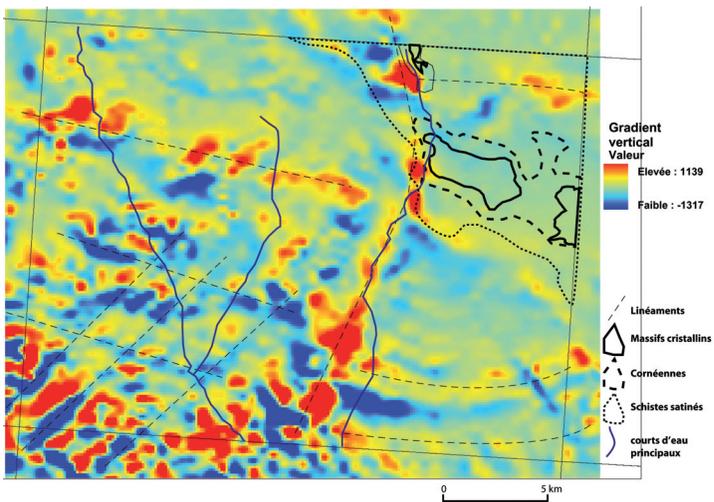


Fig. 20 - Levé aéromagnétique. Gradient vertical réduit au pôle

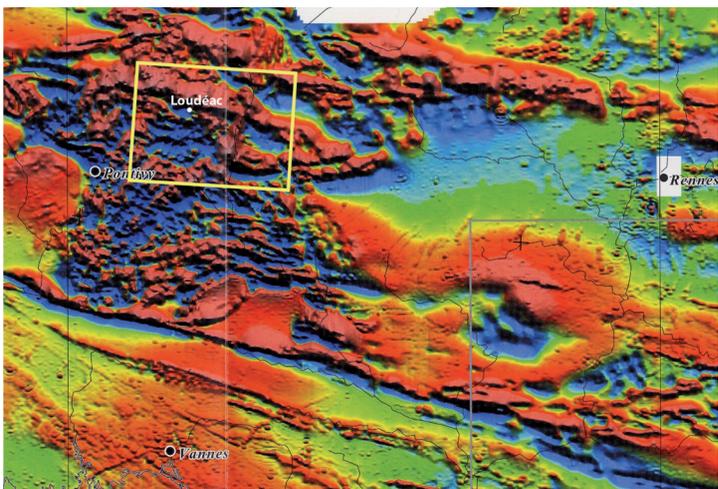


Fig. 21 - Carte régionale du magnétisme. Champ résiduel réduit au pôle

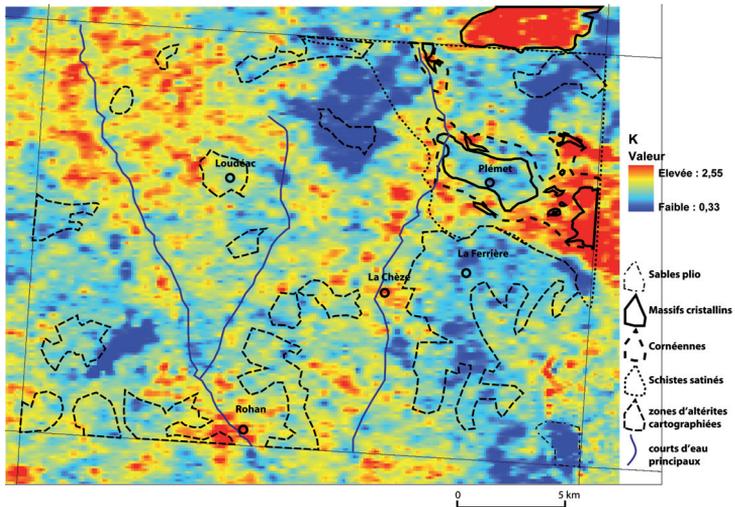


Fig. 22 - Carte des concentrations (%) en potassium

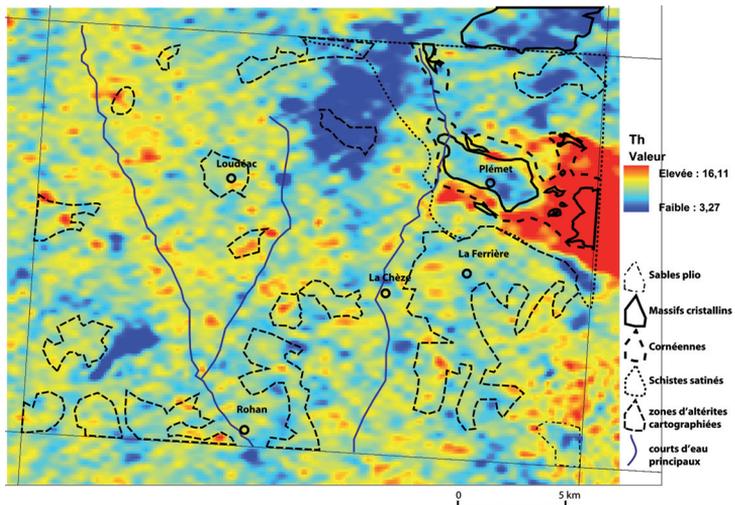


Fig. 23 - Carte des teneurs équivalentes (ppm) en thorium

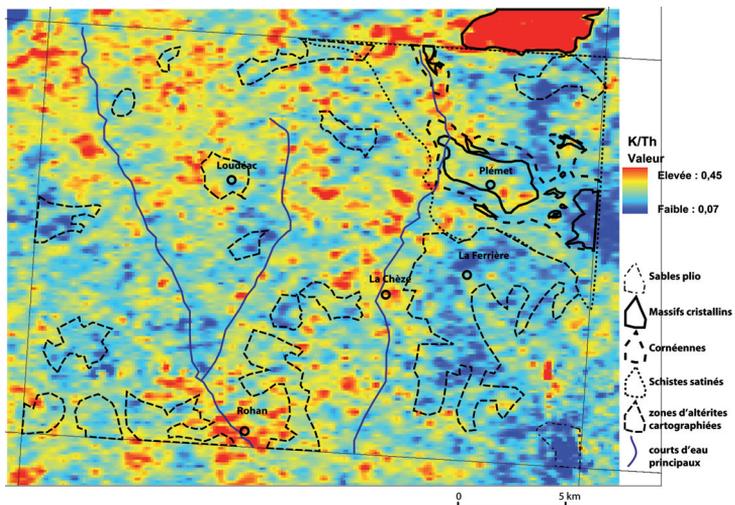


Fig. 24 - Carte du rapport K/Th : un guide pour l'évaluation de la répartition des altérites