

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

# **GUER**

par

**P. LE BERRE**

Avec la collaboration de

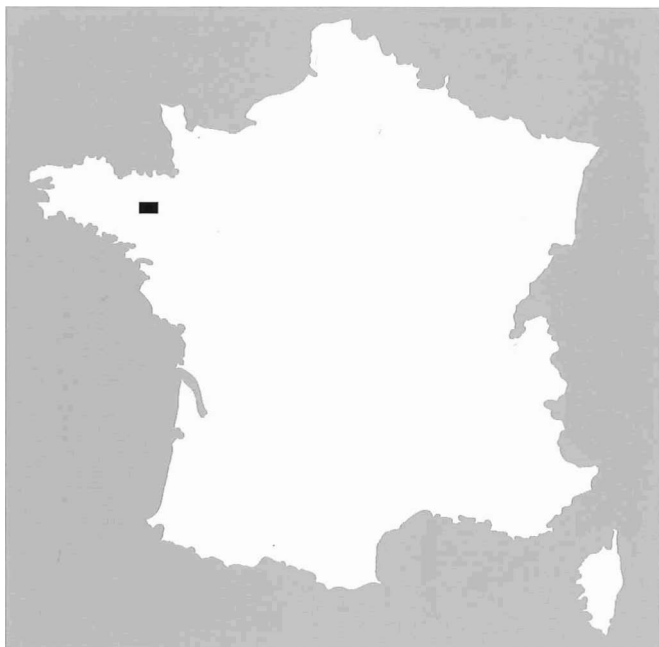
**E. THOMAS, J.M. SCHROETTER, A. COCHERIE,**

**A. CARN-DHEILLY, B. MOUGIN, M. TEGYEY,**

**B. FOUCAUD-LEMERCIER, J.M. RIVIÈRE,**

**M. GAUTIER, J.B. VIVET**





## GUER

La carte géologique à 1/50 000  
 GUER est recouverte  
 par les coupures suivantes de la Carte  
 géologique de la France à 1/80 000 :  
 au Nord RENNES (N° 75)  
 au Sud REDON (N° 90)

Saint-Méen- le-Grand	Monfort-sur- Meu	Rennes
Ploërmel	GUER	Janzé
Malestroit	Pipriac	Bain-de- Bretagne

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

**par**

**P. LE BERRE**

**avec la collaboration de  
E. THOMAS, J.M. SCHROETTER, A. COCHERIE,  
A. CARN-DHEILLY, B. MOUGIN, M. TEGYEY,  
B. FOUCAUD-LEMERCIER, J.M. RIVIÈRE,  
M. GAUTIER, J.B. VIVET**

**2009**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : LE BERRE P., SCHROETTER J.M., TARTESE R., TROTIN G. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Guer (352). Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Berre P. avec la collaboration de Thomas E., Schroetter J.M., Cocherie A., Carn-Dheilley A., Mougin B., Tegye M., Foucaud-Lemercier B., Rivière J.M., Gautier M., Vivet J.B. (2009), 126 p.

– *pour la notice* : LE BERRE P. avec la collaboration de THOMAS E., SCHROETTER J.M., COCHERIE A., CARN-DHEILLY A., MOUGIN B., TEGYEY M., FOUCAUD-LEMERCIER B., RIVIÈRE J.M., GAUTIER M., VIVET J.B. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Guer (352). Orléans : BRGM, 126 p. Carte géologique par Le Berre P., Schroetter J.M., Tartese R., Trotin G. (2009).

© BRGM, 2009. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1352-3



## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	9
<b>ABSTRACT</b>	10
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	12
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE – TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	14
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS</b>	16
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE BASAL : BRIOVÉRIEN DE BRETAGNE CENTRALE</i>	16
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	26
<b>Formation de Pont-Réan – Arénig inférieur</b>	27
<b>Formation de Marsac (KM) – Ordovicien inférieur</b>	33
<b>Formation du grès armoricain (O<sub>2</sub>) – Arénig moyen</b>	39
<b>Formation d'Angers-Traveusot à O<sub>2c-5a</sub>) – Arénig supérieur – Caradoc inférieur</b>	41
<b>Formation du Châtellier (O<sub>5a</sub>) – Caradoc inférieur</b>	42
<b>Formation de Riadan-Renazé (O<sub>5b-6</sub>) – Caradoc supérieur – Ashgill</b>	43
<b>Formation de la Chesnaie (S<sub>1</sub>) – Llandovery</b>	44
<i>TERTIAIRE SÉDIMENTAIRE</i>	44
<b>Argiles et marnes vertes (g) – Oligocène</b>	45
<b>Sables rouges de Bretagne (m-p) – Miocène supérieur-Pliocène</b>	47
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	51
<b>Quartz (Q)</b>	51
<b>Dolérite (N)</b>	51
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	52
<b>Altérites</b>	52
<b>Dépôts fluviatiles</b>	55
<b>Dépôts de versants</b>	56
<b>Formations éoliennes</b>	57
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	57
<i>LES SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS</i>	57
<i>LES SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES</i>	59

<i>L'ÉPISODE VOLCANIQUE ORDOVICIEN</i>	60
<i>LE CÉNOZOÏQUE</i>	60
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	61
<i>DISCORDANCE DE LA BASE DU PALÉOZOÏQUE</i>	61
<i>STRUCTURE DU BRIOVÉRIEN</i>	62
<i>STRUCTURE DU PALÉOZOÏQUE</i>	68
<i>TECTONIQUE CASSANTE</i>	70
<i>MÉTAMORPHISME</i>	71
<i>APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE</i>	72
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	73
<i>ÉVOLUTION CADOMIENNE</i>	74
<i>ÉVOLUTION VARISQUE</i>	75
<i>ÉVOLUTION MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	77
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	79
<i>SOLS</i>	79
<i>RESSOURCES EN EAUX</i>	85
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	91
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	95
<i>ARCHÉOLOGIE, PRÉHISTOIRE, PROTOHISTOIRE, ANTIQUITÉ</i>	95
<i>SITES GÉOLOGIQUES REMARQUABLES</i>	98
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	103
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	103
<b>ANNEXES</b>	113
<i>ANNEXE 1 - Coupes géologiques de sondages (BSS 2009)</i>	115
<i>ANNEXE 2 - Forages d'eau de la carte de Guer (BSS 2009)</i>	117
<i>ANNEXE 3 - Cartes issues du lever géophysique aéroporté 1998</i>	119
<i>ANNEXE 4 - Géochronologie (par A. Cocherie)</i>	121

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Plissement des Poudingues de Gourin au Haut-Haras en Maure-de-Bretagne, d'après C. Barrois et P. Pruvost (1930)	24
Fig. 2 - Lithostratigraphie de la Formation de Pont-Réan, d'après C. Le Corre (1978)	30

Fig. 3 - Coupe géologique du gisement de sable mio-pliocène de Jeux (Est de Goven)	<b>50</b>
Fig. 4 - Carte typologique de la schistosité du Briovérien de Bretagne centrale, d'après C. Le Corre (1978)	<b>64</b>
Fig. 5 - Failles normales du synclinorium de Martigné-Ferchaud obtenues par modélisation informatique (Brun <i>et al.</i> , 1991)	<b>66</b>
Fig. 6 - Stéréogramme des So dans les formations briovériennes de la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)	<b>hors texte</b>
Fig. 7 - Stéréogramme des S1 dans les formations briovériennes sur le secteur de la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)	<b>hors texte</b>
Fig. 8 - Stéréogramme des So mesurées dans la Formation de Pont-Réan sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)	<b>hors texte</b>
Fig. 9 - Stéréogramme des So mesurées dans les Formations du Grès armoricain (cercle noir plein), d'Angers-Traveusot (cercle vide), du Châtellier (croix noire) et Riadan-Renazé (croix vide) sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)	<b>hors texte</b>
Fig. 10 - Stéréogramme des S1 mesurées dans la Formation de Pont-Réan sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)	<b>hors texte</b>
Fig. 11 - Stéréogramme des S1 mesurées dans les Formations d'Angers-Traveusot (cercle noir) et Riadan-Renazé (cercle vide) sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)	<b>hors texte</b>
Fig. 12 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns, 1998 et 2004)	<b>hors texte</b>
Fig. 13 - Localisation des bassins versants modélisés et résultats obtenus	<b>hors texte</b>
Fig. 14 - Chronique piézométrique de la station de Guer (03871X0016/F)	<b>90</b>

## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques de la roche intrusive de Saint-Nicolas (Quété, 1975) et comparaison avec deux kéraatophyres de la Formation de Schirmeck, Vosges (Amstutz, 1975)	<b>36</b>
Tabl. 2 - Sondage de Loutehel – nature des minéraux argileux et des carbonates (d'après Estéoule-Choux, 1967)	<b>46</b>
Tabl. 3 - Sondage des Brûlais – nature des minéraux argileux et des carbonates (d'après Estéoule-Choux, 1967)	<b>47</b>

Tabl. 4 - Résultats des forages réalisés dans les principales formations géologiques de la feuille de Guer	87
Tabl. 5 - Liste des captages d'alimentation en eau potable de la feuille de Guer (352)	89

## LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1 - Faciès b1 (Dalles de Néant) à débit en baïonnette – carrière de Prado (est de Guer)	<b>hors texte</b>
Photo 2 - Plis dans les siltites du Briovérien qui pourraient correspondre à des slumps - la Planchette (sud de Bréal-sous-Montfort)	<b>hors texte</b>
Photo 3 - Carrière des Rochelles – Calcaire briovérien en paléorelief sous la Formation du Grès de Courouët	<b>hors texte</b>
Photo 4 - Carrière à l'ouest du Haut Haras – Alternance de bancs de grès blanc et de poudingues à galets de quartz blanc	<b>hors texte</b>
Photo 5 - Carrière à l'ouest du Haut Haras - Bloc de poudingue de Gourin essentiellement constitué de galets de quartz blanc	<b>hors texte</b>
Photo 6 - Carrière au nord de Craon – Poudingues de Gourin à matrice altérée sableuse	<b>hors texte</b>
Photo 7 - Affleurement de Poudingues de Montfort à Saint-Malo-de-Beignon	<b>hors texte</b>
Photo 8 - Affleurement de Grès de Courouët à la carrière des Rochelles	<b>hors texte</b>
Photo 9 - Débit des siltites pourpres observables à la carrière de Chaumeray	<b>hors texte</b>
Photo 10 - Lame mince de la roche volcanique de la carrière de la Cornais (LP)	
Photo 11 - Front de taille de la carrière de la Harlais	<b>hors texte</b>
Photo 12 - Affleurement de Grès armoricain à la carrière de la Chutelais	<b>hors texte</b>
Photo 13 - Débit en baïonnette des siltites de la Formation d'Angers-Traveusot observable dans la carrière de la Réhannais	<b>hors texte</b>
Photo 14 - Carrière de sable mio-pliocène de Saint-Solain, près de Mernel	<b>hors texte</b>
Photo 15 - Gisement de sable mio-pliocène de Jeux observé au cours des travaux de la route Rennes-Redon (juillet 2007)	<b>hors texte</b>
Photo 16 - Altérites du Grès armoricain observées lors des travaux de construction d'un bâtiment au Rocher, près de Guichen	<b>hors texte</b>

- Photo 17 - Cuirasse ferrugineuse observable au Plessis  
(nord-est de Treffendel) **hors texte**
- Photo 18 - Carrière de la Vigne – siltites du Briovérien à  
fort pendage **hors texte**
- Photo 19 - Carrière de la Vigne – Grès de Courouët à  
faible pendage **hors texte**
- Photos 20 et 21 - À gauche, Relation entre la schistosité  
principale S1 et la schistosité secondaire  
S2 parallèle au manche du marteau et créant  
des « kink-bands ». À droite, la schistosité S2  
est associée à des fentes de tension en échelon,  
orienté N020 **hors texte**
- Photo 22 - Installation de traitement de la carrière de Saint-Solain  
près de Mernel **hors texte**
- Photo 23 - Maison construite en moellons de Poudingues de  
Montfort alternant avec des dalles de siltites rouges  
(Formation de Pont-Réan) **hors texte**



## RÉSUMÉ

La zone couverte par la feuille Guer est située au cœur du domaine varisque de Bretagne centrale. Les terrains les plus anciens, observables au Sud et au Nord-Est de cette feuille, sont constitués par une puissante série silto-gréseuse d'âge briovérien (Protérozoïque supérieur à Paléozoïque basal). Ces terrains ont une organisation aussi bien verticale que latérale très complexe et une cartographie en lithofaciès a été réalisée, dans la continuité des levés récents des cartes voisines.

Ces terrains anciens ont été recouverts par des formations du Paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien) plissées au Carbonifère, lors de l'orogénèse hercynienne, pour donner naissance aux synclinaux de l'unité du Sud de Rennes qui occupent la majeure partie du territoire de la carte de Guer.

Deux ensembles de roches volcaniques ont été distingués sur la carte de Guer : des roches affleurant au sein du Briovérien du Sud de Guer (faciès extrusif de Bois-Jan) et des roches mises en place au contact entre les siltites rouges de la Formation de Pont-Réan et le Grès armoricain au Nord de la Chapelle-Bouëxic (faciès effusif de la Harlais). Ces roches volcaniques de la Formation de Marsac sont des manifestations d'un volcanisme ordovicien particulièrement bien observable dans le synclinal de Réminiac (feuilles de Pipriac et Malestroit) dont l'âge a été précisé et qui pourrait correspondre à une phase d'extension d'importance encore insoupçonnée.

Une phase plicative aschisteuse antérieure, syn- ou tardi-cadomienne est envisagée pour la Bretagne centrale, qui expliquerait notamment la discordance entre séries protéro-paléozoïques (Briovérien) et paléozoïques.

La déformation hercynienne se manifeste essentiellement par un plissement modéré des roches qui ont acquis une schistosité S1 synchrone de la déformation. Une schistosité, postérieure à la schistosité régionale S1 a été observée, notamment dans les siltites rouges de la formation de Pont-Péan. Cette schistosité de fracture S2 est souvent associée à des plans de fracture subverticaux orientés N140 à N180. Cette direction est celle du grand couloir de failles de Quessoy-Nort-sur-Erdre qui traverse en oblique la carte de Guer.

Comme partout ailleurs en Bretagne centrale, il existe une lacune importante entre les roches protéro-paléozoïques et les dépôts sédimentaires postérieurs principalement représentés sur cette feuille de Guer par les argiles oligocènes et les sables mio-pliocènes. On sait toutefois que les roches protéro-paléozoïques ont subi à plusieurs reprises, des périodes d'intense altération météorique dans des conditions de climat chaud et humide et dont il ne subsiste aujourd'hui que les parties basses des profils. Sur la feuille Guer, les altérites sont peu développées sauf sur les Formations du Grès armoricain et du Grès de Courouët.

## ABSTRACT

The area covered by the Guer sheet forms part of the heart of the Variscan domain in Central Brittany. The oldest rocks, in the south and north-east of this quadrangle, consist of a thick siltstone and sandstone succession of Brioverian (Late Proterozoic to earliest Paleozoic) age. The lateral and vertical continuity of these rocks is highly complex, and lithofacies mapping was in part based on extrapolating units from the recent mapping in neighbouring sheets.

These old rocks were covered by Early Paleozoic (Ordovician-Silurian) formations that were folded during the Carboniferous during the Hercynian orogeny. This caused the synclines of the southern unit near Rennes, which underlie much of the Guer map.

Two volcanic-rock assemblages are distinguished on the map: the extrusive Bois-Jan rocks exposed within the southern Brioverian unit, and the effusive La Harlais rocks emplaced at the contact between red siltstone of the Pont-Réan Formation and the Armorican Sandstone north of Chapelle-Bouëxic. These volcanic-rocks of the Marsac Formation witness of an Ordovician volcanic episode that is particularly well observed in the Réminiatic syncline on the adjacent Pipriac and Malestroit sheets. Age determinations of this unit have been precised and, but it might well correspond to a hitherto unknown extension phase.

In Central Brittany, an earlier folding phase without cleavage of syn- or late Cadomian age has been assumed to explain the unconformity between Brioverian (Proterozoic/Paleozoic) and Paleozoic rocks.

Hercynian deformation is essentially shown by moderate folding of the rocks that acquired a synchronous S1 cleavage. A later cleavage than the regional S1 one is seen in the red siltstone of the Pont-Péan Formation. This S2 fracture cleavage is commonly associated to sub-vertical fracture planes that are N140 to N180 oriented. This is also the direction of the great Quessoy-Nort-sur-Erdre fault corridor that obliquely intersects the Guer quadrangle.

As everywhere else in Central Brittany, a major hiatus exists between the Proterozoic and Paleozoic rocks, and the overlying sedimentary deposits. On the Guer sheet, the latter consist mainly of Oligocene claystone and Miocene-Pliocene sandstone. It is, however, known that the Proterozoic and Paleozoic rocks were affected several times by intense weathering in a hot and humid climate, of which today only the lowermost part of the soil profiles remains. Such weathering remains are little preserved In the Guer map area, except on the Armorican and Courouët sandstones.



## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE*

La carte géologique à 1/50 000 de Guer couvre un territoire principalement situé dans le département de l'Ille-et-Vilaine, mais déborde dans sa partie sud-ouest (région de Guer) sur le département du Morbihan.

Elle couvre une zone géographique typique de Bretagne centrale axée sur une activité agricole prédominante (élevage et culture), mais où la proximité de la métropole régionale est très sensible. Ce territoire est aussi fortement marqué par la présence au Nord de Guer de la célèbre école militaire de Saint-Cyr-Coëtquidan.

La population est harmonieusement répartie dans des petites villes et villages où il fait bon vivre, les principales villes sont Guer (5 600 habitants) au Sud-Ouest, Bréal-sous-Montfort (4 600 habitants) et Goven (4 000 habitants) au Nord-Est ainsi que Plélan-le-Grand (3 300 habitants) au Nord-Ouest de la carte. Ces villes et villages ont été dynamisés par l'arrivée de nouveaux habitants travaillant à Rennes et la nécessaire création de nombreux lotissements.

La morphologie du relief de la feuille Guer est bien contrastée et en étroite relation avec la nature du soubassement rocheux. Les formations paléozoïques qui occupent les deux-tiers de cette feuille selon un axe NE-SW sont en relief par rapport aux formations du Briovérien.

Parmi ces formations paléozoïques, le Grès armoricain constitue un plateau où les altitudes s'échelonnent de 150 à 170 m au niveau de la forêt de Paimpont ; ce plateau s'abaisse progressivement jusqu'à 100 m en bordure est de la carte. Il est entaillé par une succession de vallées est-ouest où affluent les siltites rouges de la formation de Pont-Péan (position anticlinale) et les siltites de la formation d'Angers-Traveusot (position synclinale).

Les siltites du Briovérien sont généralement situées à une altitude comprise entre 40 et 80 m au Sud-Ouest et au Nord-Est de la carte. Toutefois, dans la zone au Nord de Maure-de-Bretagne, riche en Poudingues de Gourin, cette altitude est plus élevée et voisine de 100 m.

La seule incision nord-sud dans le relief correspond à la partie amont de la vallée de l'Aff localement encaissée de 30 à 40 m dans les siltites rouges de la formation de Pont-Réan ou dans les Dalles de Néant du Briovérien.

Le paysage rural est principalement de type bocager, en particulier dans les zones à soubassement de siltites (Briovérien ou Ordovicien moyen). Les zones hypersiliceuses (formations du Grès armoricain et du Grès de

Courouët, poudingues de Gourin) sont souvent occupées par des bois : la célèbre forêt de Paimpont-Brocéliandre, le Bois de la Chèze et le Bois de Maxent, le Bois de Peillac au Sud de Guer, la Forêt de la Musse près de Baulon, le Bois Chapelle (la Chapelle-Bouëxic), le Bois de Courouët, le Bois de Piriou (Sud de Guignen), etc.

Deux systèmes de drainage peuvent être distingués sur cette carte :

- à l'Ouest, le bassin versant de l'Aff, de son affluent l'Oyon (confluence au Sud de Guer) et quelques petits ruisseaux affluents, auquel on peut associer le Combs et ses affluents qui irriguent la zone de la Chapelle-Bouëxic au Sud de la carte et qui se jette dans l'Aff à Quelneuc (carte de Pipriac) ;
- à l'Est, la partie ouest du bassin versant de la Vilaine avec le Canut et ses ruisseaux affluents et le Meu présent à l'angle nord-est de la carte et ses affluents le Serein et la Chaise.

De nombreux étangs et lacs sont présents sur la carte de Guer dont le lac de la Chaise (retenue d'eau de 3 km de long près de Saint-Thurial) et le Grand Étang de la Musse, au Sud du précédent.

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

La zone couverte par la feuille Guer est située au cœur du domaine varisque de Bretagne centrale et appartient principalement à l'unité paléozoïque du Sud de Rennes, si l'on se réfère à la nomenclature la plus récente articulée autour des domaines orogéniques de Bretagne (Chantraine *et al.*, 2000).

Les terrains les plus anciens, mais aussi de loin les plus représentatifs de ce domaine, sont constitués par une puissante série terrigène dont l'âge est encore incertain mais pourrait raisonnablement s'étendre depuis la fin du Protérozoïque supérieur jusqu'au Paléozoïque basal anté-ordovicien. Ces terrains, rapportés à l'unité du Briovérien supérieur de Bretagne centrale, ont une organisation et des variations de faciès, aussi bien verticales que latérales, qu'il est encore difficile de préciser même si l'architecture de la série sédimentaire est, depuis les levers récents des cartes de Loudéac, Saint-Méen-le-Grand, Josselin, Ploërmel, Montfort-sur-Meu et Rennes, un peu mieux connue.

Ces terrains anciens ont été recouverts par des formations du Paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien) plissées au Carbonifère, lors de l'orogénèse hercynienne, pour donner naissance aux synclinaux de l'unité du Sud de Rennes qui occupent la majeure partie du territoire de la carte de Guer.

Une phase plicative aschisteuse antérieure, syn- ou tardi-cadomienne est envisagée pour la Bretagne centrale, qui expliquerait notamment la légère divergence dans la direction des axes de plis (hercyniens) entre séries protéro-paléozoïques (Briovérien) et paléozoïques. La discordance entre Briovérien et Ordovicien pourrait être la conséquence d'une tectonique extensive où des sédiments syn-rift (Séries rouges) se seraient déposés en contexte sub-continental aux pieds de failles délimitant de larges blocs basculés (Ballard *et al.*, 1986, Brun *et al.*, 1991).

La déformation hercynienne se manifeste essentiellement par un plissement modéré des roches qui ont acquis une schistosité régionale S1 pénétrative synchrone de la déformation D1 (Le Corre, 1978). Simultanément, des plutons granitiques se mettent en place plus à l'Ouest (cartes de Josselin et Ploërmel) au cours d'une phase d'ascension synchrone de la déformation régionale et associée au fonctionnement dextre du cisaillement sud-armoricain et senestre de cisaillements conjugués N60 (Hanmer et Vignerresse, 1980 ; Hanmer *et al.*, 1982).

Une schistosité, postérieure à la schistosité régionale S1 a été observée, notamment dans les siltites rouges de la formation de Pont-Réan. Cette schistosité S2 correspond à une schistosité de fracture, créant localement une crénulation (kink-bands) de la schistosité S1. Elle est plus fruste que S1 et souvent associée à des plans de fracture subverticaux orientés N140 à N180. Cette direction est celle du grand couloir de failles de Quessoy-Nort-sur-Erdre qui traverse en oblique la carte de Guer.

Une telle schistosité S2, liée à une phase de déformation D2, a aussi été observée sur les feuilles Josselin et Loudéac (zone de Rohan). Cette déformation synchrone à tardive par rapport à la déformation structurante principale est encore largement méconnue mais elle est vraisemblablement le résultat de réajustements le long de couloirs cisailants avec des déformations très localisées, peut-être liées à une réorganisation ou évolution des contraintes en fin d'orogénèse.

Comme partout ailleurs en Bretagne centrale, il existe une lacune importante entre les roches protéro-paléozoïques et les dépôts sédimentaires postérieurs principalement représentés sur cette feuille de Guer par les argiles oligocènes et les sables mio-pliocènes. Des sédiments mésozoïques se sont-ils déposés en certains points de Bretagne centrale qui auraient été ensuite décapés par l'érosion ?

On sait toutefois que les roches protéro-paléozoïques ont subi à plusieurs reprises, au moins au Crétacé inférieur mais surtout tout au long du Paléogène jusqu'au Bartonien, des périodes d'intense altération météorique dans des conditions de climat chaud et humide ; il s'est développé à ces

périodes d'épais manteaux d'altérites meubles, progressivement décapés par la suite (notamment à la fin de l'Éocène) et dont il ne subsiste aujourd'hui que les parties basses des profils.

Sur la feuille Guer, les altérites sont peu développées sauf sur les Formations du Grès armoricain et du Grès de Courouët (argiles à blocs). On observe aussi parfois des cuirasses ferrugineuses développées sur Grès armoricain et Briovérien.

Les déformations cassantes N150 (bassins de Loutehel et des Brûlais) ont permis le piégeage d'argiles vertes oligocènes en milieu laguno-lacustre. Au Mio-Pliocène, des sables estuariens à fluviaux se sont aussi déposés qui ont été préservés localement, en particulier dans la région de Mernel.

Les sédiments quaternaires sont présents sur la feuille de Guer, sous la forme d'alluvions fluviales. Des terrasses alluvionnaires sont principalement observables le long de l'Aff, entre Guer et Plélan-le-Grand. Des terrasses existent aussi dans l'angle nord-est de la carte, à l'Est de Bréal-sur-Montfort, à la confluence du Meu et de la Vilaine.

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

Les levés cartographiques de cette première édition de la feuille Guer au 1/50 000 ont été effectués en 2007 et 2008 par deux ingénieurs géologues du BRGM : P. Le Berre pour la moitié sud de la carte et J.M. Schroetter pour le quart nord-est de la carte. Ces levés ont concerné les formations du socle et les formations superficielles.

Le quart nord-ouest de la carte a été levé en 2007 par R. Tartese et G. Trotin, tous deux stagiaires du Master 1 « Sciences de la Terre et de l'Environnement » de l'université de Rennes 1 (Géosciences Rennes). Ces travaux ont été vérifiés et complétés par P. Le Berre en 2008.

La coordination et l'harmonisation de l'ensemble de ces levés ont été effectuées en 2008 par P. Le Berre.

Les principales cartes géologiques disponibles au début des levés et concernant l'emprise de la feuille Guer sont les feuilles au 1/80 000 de Rennes au Nord (la troisième édition publiée en 1966, reprend les tracés de la première édition levée entre 1891 et 1893 par Barrois et Lebesconte, sauf quelques modifications apportées par Durand sur le Bassin tertiaire de Rennes) et Redon au Sud (la troisième édition publiée en 1964, reprend les tracés de la deuxième édition levée entre 1924 et 1932 par Barrois et Pruvost).

De nombreux travaux ont été publiés de 1895 à 1930 parallèlement au lever de ces cartes à 1/80 000, période pendant laquelle deux écoles se sont affrontées : l'école lilloise avec C. Barrois et P. Pruvost et l'école rennaise avec F. Kerforne et Y. Milon.

Les discussions ont porté essentiellement sur l'absence ou la présence d'une discordance entre le Briovérien et le Paléozoïque : C. Barrois prônait une évolution mono-orogénique du Massif armoricain d'âge carbonifère, F. Kerforne admettait au contraire l'existence d'une discontinuité (plan de chevauchement) entre ces deux formations, les terrains paléozoïques constituant une nappe de charriage, la nappe de Vilaine sur le Briovérien.

L'âge du calcaire de Saint-Thurial a aussi fait l'objet de nombreux débats passionnés : Y. Milon y signalait en 1923 l'existence d'une faune carbonifère remise en cause par les auteurs des premières cartes géologiques qui suggéraient plutôt un âge briovérien ou cambrien.

Une étude du contact Briovérien/Cambrien de la région synclinale du Sud de Rennes entre Monterfil et Saulnières a été entreprise par E. Bolelli (1951) qui confirmait l'existence d'une discordance du Paléozoïque sur le Briovérien liée à une tectonique de couverture, sans charriage : des compartiments de socle briovérien induré seraient montés dans la couverture paléozoïque en la perturbant ou la disloquant.

L'ensemble des travaux concernant le Briovérien du Massif armoricain a été synthétisé en 1962 par J. Cogné qui conclut que la sédimentation briovérienne est le témoin d'un cycle orogénique complet indépendant de l'évolution paléozoïque, le cycle cadomien.

Le lever de la carte de Guer a bénéficié de l'étude géologique et structurale remarquable de C. Le Corre (thèse, 1978) sur l'ensemble de la zone des synclinaux du Sud de Rennes. Une carte géologique à l'échelle du 1/200 000 est proposée en annexe à ce travail. Une étude détaillée de la terminaison occidentale du synclinal de Pléchéat a aussi été entreprise par S. Le Poëzat-Guigner (1967) en vue de l'obtention d'un diplôme d'Études Supérieures de la Faculté des sciences de Rennes.

Un inventaire lithologique et structural du Briovérien de Bretagne centrale et du Bocage normand a été réalisée sous forme de coupes géologiques et coordonnée par J. Chantraine (1980). Deux coupes sont proches de la carte de Guer, la coupe Sérent, à l'Ouest et la coupe Janzé à l'Est. Cet inventaire du Briovérien représente, à ce jour, l'unique travail de référence à l'échelle régionale.

Les argiles vertes oligocènes de Loutehel et des Brûlais signalées par S. Durand (1960) ont été analysées par J. Esteoule-Choux (1967). Le bassin de Loutehel a ensuite été sondé par P. Le Berre (1981) pour en délimiter les contours.

Des occurrences de sables rouge mio-pliocènes de Bretagne sont présentes sur la carte de Guer, en particulier dans la région de Mernel. Ce type de sables a été étudié au cours des dernières années par S. Bonnet (1998) et N. Brault (2000) en vue de déterminer le milieu de dépôt et comprendre l'évolution morphologique et tectonique récente du Massif armoricain.

La connaissance de la géométrie et de l'étendue des formations superficielles est très importante pour appréhender l'implantation des routes et des bâtiments, comprendre la circulation des eaux, étudier les sols agricoles, etc. Sur la carte de Guer, nous avons tenté de distinguer les altérites, roches meubles issues des transformations physiques et chimiques des roches-mères sous l'action du climat, les dépôts de versant qui colmatent progressivement les abords des vallées, les limons des plateaux et les alluvions déposées par les rivières.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS**

### *PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE BASAL : BRIOVÉRIEN DE BRETAGNE CENTRALE*

Une part importante des terrains du Sud et du Nord-Est de la feuille Guer est rapportée au Briovérien supérieur classiquement rattaché au Protérozoïque supérieur mais qui pourraient aussi, au moins localement, être rattaché au Paléozoïque basal.

En se référant à la nomenclature la plus récente articulée autour des domaines orogéniques de Bretagne (Chantraine *et al.*, 2000), et à la carte numérisée à 1/250 000 du Massif armoricain, le Briovérien de la carte de Guer appartiendrait à la Formation de la Mayenne de l'unité de Bretagne Centrale, du Domaine Varisque de Bretagne Centrale.

D'après E. Thomas *et al.* (notice carte de Josselin à paraître), il n'existe pas encore de découpage stratigraphique argumenté du Briovérien de Bretagne centrale, pas plus que de datation par quelque méthode que ce soit. De plus, l'âge de ces sédiments, dont la puissance dépasse certainement plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs milliers de mètres, est probablement diachrone à travers la Bretagne centrale.

Le seul moyen de calage stratigraphique consiste à borner l'ensemble de ces sédiments par des formations dont on connaît l'âge de mise en place. Pour la limite supérieure, cela est possible puisque ces sédiments sont recouverts en discordance par des séries détritiques dans lesquelles sont intercalés des niveaux de volcanites datées de l'Ordovicien et qui auraient été émises au cours d'un épisode effusif vers 486 Ma (méthode pb/pb sur monozircons, Guerrot *et al.*, 1992). Mais des mesures effectuées dans le cadre du lever de la carte de Guer indiquent un âge de mise en place plus récent (461 et 472 Ma).

D'autre part, la datation de populations de zircons contenus dans des sédiments briovériens de Mayenne a montré (Guerrot *et al.*, 1992) pour une partie d'entre eux un âge proche de 540 Ma. Ces zircons proviennent du remaniement des granites cadomiens (batholite mancellien) immédiatement à proximité : une partie des sédiments attribués au Briovérien est, au moins en Mayenne, cambrienne. Par conséquent, il est probable que la partie sommitale du Briovérien de Bretagne centrale, qui appartient au même domaine structural de Bretagne centrale que celui de Mayenne, se soit déposée au cours du Cambrien.

Dans le département des Côtes d'Armor (baie de Saint-Brieuc), les premiers sédiments briovériens remanient des galets dont le protolithe magmatique a été daté à 640 Ma : le Briovérien est donc une puissante série terrigène immature qui se serait déposée entre 630 et 520 Ma.

Le soubassement du Briovérien est inconnu en Bretagne centrale. Toutefois, lors de la datation du granite de Ménéac (feuille Saint-Méen-le-Grand), un âge proche de 1,8 Ga a été obtenu sur une population de zircons ; cet âge est proche de celui de la formation des Orthogneiss de Trébeurden (Unité du Trégor). De la même façon, les datations effectuées sur les populations de zircons en Mayenne avaient révélé pour certains d'entre eux un âge proche de 1,7 Ga (Guerrot *et al.*, 1992). Le granite de Ménéac, et avant lui les granodiorites mancelliennes auraient pu, lors de leur remontée, incorporer des éléments d'un socle ancien, paléo-protérozoïque, qui pourrait constituer une partie du soubassement du Briovérien, dont la géométrie reste complètement inconnue.

La subdivision du Briovérien en un Briovérien inférieur Xa, moyen Xb et supérieur Xc adopté sur les anciennes cartes géologiques à 1/80 000, suite aux travaux de C. Barrois, a dû être abandonnée faute d'arguments (Dabard, 1996 ; Le Corre, 1978).

Comme pour les cartes récemment publiées (Montfort-Sur-Meu, Rennes, Ploërmel) ou en cours de publication (Saint-Méen-le-Grand, Loudéac, Josselin), la cartographie du Briovérien de la carte de Guer a été réalisée suite à l'identification de différents faciès lithologiques :

- le faciès des Dalles de Néant (b1) : ce faciès correspond principalement à des siltites à débit très grossier en baïonnette ;
- les faciès de siltites et grès b2 et b3 : ces deux faciès sont composés de siltites à débit assez grossier (b2S, b3S), à des siltites à débit ardoisier (b2S) des passées à grès dominant (b2G, b3G) ;
- les Calcaires de Saint-Thurial : ils se présentent sous la forme de petites lentilles au sein du Briovérien (cal) ;
- les Poudingues de Gourin : ce faciès a été cartographié de deux manières, des poudingues à galets de quartz (bP) et des poudingues avec intercalations de siltites (bPS).

La numérotation des faciès b1, b2 et b3 sur la feuille Guer a été effectuée par analogie avec celle faciès b1, b2 et b3 distingués dans le Briovérien sur les feuilles voisines de Ploërmel, Saint-Méen-le-Grand et Josselin.

La distinction de ces faciès est principalement issue des résultats de l'inventaire lithologique et structural du Briovérien de la Bretagne centrale et de Normandie mené en vue de la recherche de guides métallogéniques par J. Chantraine *et al.* (1980). Cet inventaire a été effectué à partir de quatre grandes coupes transverses dont la « coupe Sérent » située sur la carte de Ploërmel. L'étude de cette coupe a permis de distinguer deux unités à caractères sédimentaires et géochimiques différents et à styles tectono-métamorphiques distincts :

- l'unité au Nord de la coupe est caractérisée par des conglomérats immatures, des grès quartzeux, des grès feldspathiques et lithiques riches en quartz volcanique et biotite détritique ; ces sédiments alternent avec des siltites où s'individualisent les associations silto-gréseuses de type « Néant-sur-Yvel » riches en figures sédimentaires ;
- l'unité au Sud de la coupe est caractérisée par une association de conglomérats matures (type Gourin), de siltites feldspathiques, d'argilites et de grès feldspathiques nettement plus évolués que ceux de l'unité de Néant (au Sud de Ploërmel, les fragments lithiques et quartz volcaniques disparaissent).

Les données structurales confirment l'existence de deux unités : au Nord, un domaine de faible déformation avec des plis de longueur d'onde hectométrique associés à une schistosité de fracture et au Sud, des plis à déversement sud, à flancs verticaux ou inverses associés à une schistosité plus pénétrative.

Les faciès b2 et b3 correspondent respectivement à l'unité nord et à l'unité sud de la coupe Sérent. Les associations de type « Néant-sur-Yvel » ont aussi été distinguées sous l'appellation b1.



Ces subdivisions pourraient paraître relativement arbitraires, d'autant que les affleurements d'une « bande » à l'autre ne sont pas immédiatement corrélables entre eux mais c'est, en l'absence de marqueur stratigraphique et en l'absence de variations minéralogiques significatives, la méthode cartographique qui apparaît la plus appropriée pour mettre en évidence l'organisation du remplissage sédimentaire du bassin briovérien de Bretagne centrale. Il est aussi assez évident que, en terme d'âge, il n'y a que peu de contrôle possible et les lithofaciès définis peuvent être localement synchrones ou régionalement diachrones (ex : certaines bandes b2S peuvent être synchrones de bandes b2G mais diachrones d'autres bandes b2S ...). Il est possible qu'une partie des transitions ne soient finalement que le résultat de variations latérales ou verticales de faciès dans un bassin briovérien à géométrie sédimentaire très complexe.

### **Faciès de type b<sub>1</sub> (Dalles de Néant)**

Ce faciès affleure principalement à l'angle sud-ouest de la carte. Il est particulièrement bien observable, à l'Est de Guer, de part et d'autre de la vallée de l'Aff, très encaissée et orientée NE-SW (au niveau de la Lande de Prado).

Il a aussi été repéré en bordure sud de la carte, à 5 km au Sud de Guignen, près de la Haute Martinais et à 2 km au Sud de la Chapelle-Bouëxic, entre Trémel et la Bouëxière.

Sur la carte de Guer, ce faciès des Dalles de Néant est principalement composé de bancs de siltites à débit très grossier en baïonnette (photo 1). Ces siltites, de teinte gris-bleu à gris-noir sont encore exploitées dans plusieurs carrières (grande carrière de Saint-Mélaine de 300 m de long, près de Guer, par exemple). Dans ces carrières, on peut observer une stratification S0 bien marquée souvent de faible pendage et une schistosité S1 à pendage nettement plus fort, d'où le débit caractéristique en baïonnette de la roche (fragments pouvant atteindre 50 cm de long).

Parfois S1 n'est pas visible et une roche gris-noir, massive, en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur est alors observable comme dans une carrière située près de la Haute Martinais (Sud de Guignen).

Ces siltites à débit très grossier ne semblent pas contenir de lentilles de poudingue de Gourin. Elles paraissent correspondre au faciès b<sub>1</sub> de Néant-sur-Yvel décrit par E. Thomas dans la notice de la carte de Ploërmel (2004) : ce faciès y présente aussi le faciès caractéristique en baïonnette. Mais les nombreuses intercalations de grès observées dans ce faciès b<sub>1</sub> sur la carte de Ploërmel, sont absentes dans la région de Guer.

D'après E. Thomas (2004), ce faciès b1 pourrait correspondre aux niveaux les plus anciens et les plus profonds du Briovérien.

## **Faciès de type b2**

C'est, parmi les différents faciès, celui qui est le plus « typique » des terrains du Briovérien de Bretagne centrale. Il couvre de vastes étendues depuis la bordure du bassin de Paris à l'Est (région de Château-Gontier) jusqu'aux bordures du Massif de granite de Pontivy et même jusqu'au Nord de Quimper à l'Ouest. Ce groupe se caractérise essentiellement par des alternances de siltites, localement argilites, et des niveaux de grès plus ou moins puissants. C'est le rapport siltites/grès qui permet de subdiviser ce groupe en deux sous-ensembles : un sous-ensemble b2S où la proportion de siltites domine très largement celle des grès et où les bancs de grès sont peu épais, souvent de puissance inférieure au mètre et un sous-ensemble b2G où la proportion de siltites devient minoritaire et où la puissance des bancs de grès est fréquemment supérieure à plusieurs mètres.

De plus, dans le faciès b2S, nous avons parfois pu distinguer des siltites b2S à débit très fin, de type ardoisier.

Sur la feuille Guer, ce faciès b2, se localise principalement dans le tiers sud (secteurs de Maure-de-Bretagne et Guignen) et à l'angle nord-est de la feuille (secteur de Bréal-sur-Montfort). Les affleurements de bonne qualité sont assez rares.

**b2S. Alternances silto-gréseuses à siltites dominantes.** Ce lithofaciès, le plus représenté sur la carte de Guer, est constitué essentiellement de siltites dans lesquelles sont intercalés de façon intermittente des grès à grain fin. Ces associations sédimentaires sont observables dans de bonnes conditions, et sur des affleurements relativement continus le long de la voie express Rennes-Lorient, au Nord de Guer, entre la Bonde et la Touche Buis, près de la Grée de Ropenard à l'Est de Loutehel, à Maure-de-Bretagne (derrière le centre commercial), au Val (Sud-Ouest de Guignen) et à la carrière de la Vigne (Ouest de Bréal-sur-Montfort).

Ailleurs, et ceci est vrai en règle générale pour toutes les lithologies briovériennes, les observations sont plus sporadiques, limitées fréquemment à des affleurements de qualité médiocre et toujours discontinus.

Les siltites sont de couleur généralement grise ou gris-vert, brune ou plus ou moins ocre lorsqu'elles sont altérées, sont composées essentiellement de grains de quartz et de très rares feldspaths (plagioclase et potassique) de dimension inférieure à 40 µm. Elles comprennent en outre des micas (biotite, muscovite) et d'autres phyllites (chlorite, séricite) de petite dimension. Ces

siltites se disposent principalement en lamines sub-planes et parallèles millimétriques à centimétriques et aucune autre figure sédimentaire n'y a été décelée sauf à la Planchette (Sud de Bréal-sous-Montfort) : il est probable que l'on y observe des slumps (phénomènes de glissements sous-marins de sédiments encore gorgés d'eau) car la déformation affecte des bancs silto-gréseux sur 1 m d'épaisseur, alors que les bancs situés au-dessus ne sont pas déformés (photo 2).

Ces siltites présentent généralement un débit grossier, d'ordre centimétrique, parallèlement à la schistosité S1. Elles peuvent admettre des intercalations gréseuses de puissance généralement faible, de l'ordre de 1 à 20 cm.

**b2S. Siltites à débit ardoisier.** Au sein des siltites b2S à débit assez grossier, nous avons parfois pu cartographier des bandes de siltites à débit très fin de type ardoisier b2S, de puissance hectométrique. Elles ont été exploitées pour la production d'ardoises de couverture au Clos Chesnot (à 1,5 km au Sud de Campel), à la Bréhotais (à 1,5 km au Sud de la Chapelle-Bouëxic) et à la Maugendrais (à 1,5 km au Nord-Est de Guignen) où on peut observer les reliques d'anciens travaux (déblais de schiste ardoisier).

L'existence de ces siltites à débit ardoisier au sein de siltites grossières pourrait être liée à un grain plus fin de la roche (du type argilite) ou à une schistosité plus pénétrative. Seule une analyse pétrographique comparative détaillée permettrait de le savoir.

Ces siltites pourraient correspondre à celles du faciès b6 défini sur la carte de Josselin (à paraître).

**b2G. Alternances silto-gréseuses à grès dominants.** Nous avons pu distinguer des passées à dominante gréseuse, de puissance décimétrique à hectométrique, dans le faciès b2S, le plus souvent détectées en pierres volantes (grès-quartzite blanc) sur les champs labourés et formant de petits reliefs.

Dans la partie sud de la carte, ces niveaux essentiellement gréseux ont été repérés à Cosnuel et Saint-Joseph (au Nord de Guer), près de Crusson (au Sud de Loutehel), à la Percherais et au Bigot (près de Maure-de-Bretagne).

Ils sont plus nombreux dans l'angle nord-est de la carte, près de Bréal-sous-Montfort, notamment au Sud de la ville et le long de la vallée de la Chaise. Une petite carrière située en bordure de cette vallée, près des Mesnils permet d'observer des grès-quartzites gris, durs, à grains ferrugineux rouge sombre. La roche fracturée se débite en blocs décimétriques.

Les travaux d'aménagement de la route Rennes-Redon ont permis d'observer près de Jeux, à l'Est de Goven, un niveau de l'ordre de 80 m de

puissance de grès-quartzite gris-blanc en bancs décimétriques à passées d'argile brune à blanche, au contact des sables roux du Pliocène et des altérites de schiste brun à rouge. Ces grès-quartzite à cachet de « Grès armoricain » ont été rattachés au Briovérien du fait de la présence de siltites b2S dans le voisinage (petite carrière de la Janière) et dans la continuité du dessin de la carte de Janzé.

Les grès de l'ensemble b2G sont des grès généralement massifs, feldspathiques, grossiers, généralement non-classés. Les éléments remaniés sont des fragments lithiques de microquartzites, de phanites, de quartz en écharde ou craquelés de facture volcanique, des éléments phylliteux (muscovite, chlorite) et des grains de feldspath dans 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.

### **Faciès de type b3**

#### **b3S. Alternances argilo-silto-gréseuses à argilites dominantes.**

En bordure de la carte, à l'Est de Guer, près de Launay-Beuroux, les siltites ont été libellées en b3S, par souci d'homogénéité avec la carte voisine de Ploërmel. Un petit affleurement montre des siltites à débit assez fin, de teinte gris-bleu différentes des siltites à débit en baïonnette qui occupent la majeure partie de la région de Guer.

D'après la notice de la carte de Ploërmel (2004), les alternances argilo-silteuses sont le caractère dominant de l'ensemble b3S où les niveaux de grès sont très rares et généralement de puissance très réduite (< 10 cm). La composition des sédiments varie peu et est relativement voisine de celle des sédiments de l'ensemble b2S avec du quartz anguleux, des biotites et chlorites détritiques et des micas blancs (muscovite et séricite).

**b3S, b3G. Siltites à débit ardoisier, grès.** Des siltites à débit ardoisier ont été cartographiées en bordure sud de la carte, sur une vaste zone de 6 km, à l'Est de Maure-de-Bretagne (Sud de Mernel, Trécontur, la Besnardais). Par souci d'homogénéité avec la cartographie de l'intensité de la schistosité de C. Le Corre (1978), et compte tenu de l'importance de la zone (fig. 4), nous les avons rapportées au faciès b3.

Ces siltites pourraient être les équivalents des siltites exploitées dans les ardoisières de Côté et Porcaro situées sur la carte de Ploërmel dans le faciès b3S.

Une petite passée gréseuse (b3G) y a aussi été cartographiée au Nord de Saint-Solain.

## Calcaire de Saint-Thurial

Dans la localité-type de Saint-Thurial, le calcaire est difficile à étudier : il est observable dans une grande carrière de 70 m de diamètre ouverte dans une colline située au nord immédiat du village, et présentant un front de taille de 10 à 15 m de haut. La présence d'une végétation abondante gêne les observations. On observe toutefois sur le flanc ouest des bancs de calcaire gris-noir alternant avec des siltites à passées gréseuses orientés N9040N.

Un autre gisement de calcaire a été découvert par C. Le Corre (1978) dans la carrière des Rochelles à 4 km au Nord-Ouest de Saint-Thurial. Dans la grande carrière ouest de 200 m de long de 15 m de profondeur, envahie par les arbres, où on exploitait autrefois les Grès de Courouët de la base du Paléozoïque, des bancs calcaires gris-noir affleurent sous ces grès, en plusieurs points, à la base du front de taille nord (photo 3). Le contact Grès de Courouët/calcaire n'est pas visible.

Les études pétrographiques ont montré que ces calcaires présentent des faciès différents, tous présents à Saint-Thurial : des grès à ciment calcaireux pouvant contenir jusqu'à 40 % de carbonates, des calcaires oolithiques toujours riches en grains détritiques et recristallisés, des calcaires massifs ou feuilletés bleu-noir assez purs (80 %  $\text{CaCO}_3$ ), parfois magnésiens (jusqu'à 10 %  $\text{MgCO}_3$ ), des calcaires bréchiques composés de galets de quartz, phtanite et quartzite (comme pour les Poudingues de Gourin) et des fragments de calcaire bleu, de calcaire oolithique ou feuilleté.

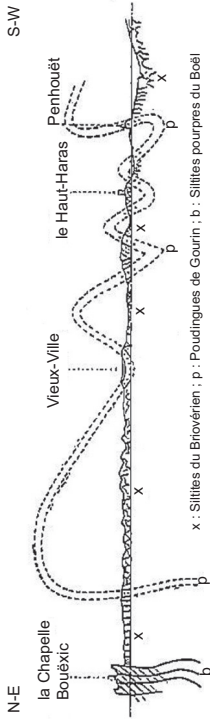
L'âge du calcaire de Saint-Thurial a fait l'objet de nombreux débats résumés de la manière suivante, avec l'aide de J. Cogné (1962) :

– en 1889-92, les auteurs des premières cartes géologiques à 1/80 000 de Redon et Rennes, Bochet, Lebesconte et C. Barrois avaient rapporté ces calcaires au Briovérien moyen Xb ;

– en 1923, Y. Milon signalait la découverte d'une microfaune carbonifère (Viséen) dans le calcaire de Saint-Thurial (foraminifère du genre *Endothyra*), découverte complétée en 1927 par celle d'une section de polypier apparenté à *Carcynophyllum* ;

– en 1929, C. Barrois et P. Pruvost discutèrent la détermination de ces fossiles, *Carcynophyllum* pouvant être un *Archoeocyathus* cambrien (*Coscinocyathus*) et les foraminifères pouvant avoir aussi un cachet cambrien, le calcaire de Saint-Thurial et par extension le Briovérien supérieur furent considérés d'âge cambrien ;

– en 1948, M. Thorat et M. Pelletier mirent en doute la détermination du polypier et des foraminifères et conclurent que la microfaune de Saint-Thurial n'était pas cambrienne ;



**Fig. 1 - Plissement des Poudingues de Gourin au Haut-Haras en Maure-de-Bretagne,**  
(d'après C. Barrois et P. Pruvost, 1930)

– en 1949, P. Pruvost notait que cette faune n'avait jamais pu être retrouvée et mettait en doute la provenance de l'échantillon décrit par Y. Milon.

Les arguments paléontologiques ne permettent donc pas de conclure sur l'âge du calcaire de Saint-Thurial et nous les avons rapportés au Briovérien.

Toutefois, en ce qui concerne les sédiments carbonatés en relation avec le Briovérien, on pourrait être tenté avec C. Le Corre (1978), de séparer les niveaux de grès calcaireux (type Corps-Nuds, feuille Janzé) intercalés dans le Briovérien des calcaires massifs ou bréchiques (type Saint-Thurial ou les Rochelles) qui pourraient constituer des lambeaux d'une série intermédiaire (Cambrien inférieur ?) entre le Briovérien et la Formation paléozoïque de Pont-Réan.

Selon J. Chantraine *et al.* (1988), ces lambeaux pourraient représenter des olistolites provenant du démantèlement d'une plate-forme cambrienne (gros blocs ayant glissé dans un sédiment en cours de dépôt).

### **Poudingues de Gourin**

Les Poudingues de Gourin affleurent entre Guer et Guignen, sous la forme de lentilles souvent allongées dans une direction E-W et de largeur réduite (décamétrique à hectométrique). Ces niveaux conglomératiques sont mieux développés sur la carte de Guer que sur aucune autre carte à 1/50 000 de Bretagne.

Ces poudingues sont parfois observables aux fronts de taille de petites carrières ouvertes pour l'extraction de moellons, où il est alors possible de mesurer l'orientation des bancs.

Mais dans les secteurs de Guer et Mernel (zones du Haut Haras, par exemple), on ne peut observer, le plus souvent, que des amas de blocs métriques de poudingue ou des galets de quartz blanc issus de la désagrégation de ces roches et couvrant la surface des champs labourés. Dans ces zones à blocs et galets, nous n'avons pas trouvé d'affleurement de siltite du Briovérien, mais celles-ci sont probablement présentes.

La présence de ces vastes zones riches en blocs de poudingue et galets de quartz est liée, comme l'avaient déjà proposé C. Barrois et P. Pruvost (1930) à la répétition des plissements qui exagèrent le développement de ces poudingues : « ainsi, autour du Haut Haras (entre les Brûlais et Loutehel), on marche de Penhouët à Tréluyer sur plus de 1 km compté perpendiculairement à la direction des couches, sur un sol couvert de galets alors que la puissance vraie du poudingue ne dépasse pas 10 m ». Une coupe géologique présentant la succession de trois synclinaux est proposée pour ce secteur du Haut Haras (fig. 1).

Mais d'après C. Le Corre (1978), ces lentilles conglomératiques qui dépassent rarement quelques mètres de puissance (15 m semble être un maximum) peuvent être présentes à différents niveaux de la série sédimentaire et ne constituent pas nécessairement une formation unique qui se répéterait tectoniquement.

Sur la carte de Guer, nous avons distingué deux faciès de Poudingues de Gourin : un faciès « poudingues » en lentilles **bp** bien identifiés au niveau des carrières et un faciès « poudingues et siltites » **bPS** correspondant aux zones à blocs et galets de quartz blanc.

Le meilleur affleurement de Poudingues de Gourin de la carte de Guer est constitué par une carrière abandonnée, transformée en étang et située à 700 m au Nord-Ouest du Haut Haras (photo 4). Cette carrière circulaire de 80 m de diamètre et de 5 m de hauteur de front de taille montre des bancs de poudingue de 0,2 à 1 m de puissance associés à des bancs de grès fin blanc-ocre et quelques intercalations de siltite.

Les Poudingues de Gourin sont des conglomérats composés de galets bien arrondis de quartz blanc et de rares galets de phtanite noire. Cette composition constante en fait un faciès spécifique du Briovérien et permet de les distinguer des autres formations conglomératiques de Bretagne (Poudingues de Montfort, en particulier).

Le diamètre des galets peut varier de 2 mm à 10 cm. Dans un même banc, ce diamètre est souvent homogène mais il peut varier brutalement d'un banc à un autre. Ainsi, sur un même affleurement, des microconglomérats à galets millimétriques peuvent être associés à des bancs grossiers à galets pluricentimétriques.

Les galets de ces poudingues sont le plus souvent jointifs (photo 5), mais on peut trouver des faciès à galets répartis dans une matrice gréseuse ou silteuse. Cette matrice est parfois altérée comme dans une ancienne carrière située au Nord de Craon près de Guer, permettant alors la désagrégation de la roche et la séparation des galets de quartz (photo 6).

Sur certains affleurements, on observe un étirement des galets de quartz dans une direction parallèle à la schistosité S1 (bord route D772, près de Tréluyer au sud de Loutehel).

### *PALÉOZOÏQUE*

Les formations sédimentaires paléozoïques de la feuille de Guer sont d'âge essentiellement ordovicien et reposent en discordance sur les sédiments



briovériens. Elles débutent par un ensemble connu sous le nom de Formation de Pont-Réan et comprenant des poudingues, des grès et des siltites rouges.

Cette formation de Pont-Réan est recouverte en concordance stratigraphique par la Formation du Grès armoricain, puis par les siltites de la Formation d'Angers-Traveusot (synclinaux de Guichen et Bourg-des-Comptes).

Les autres formations de l'Ordovicien, grès de la Formation du Châtellier, siltites de la Formation de Riadan-Rénazé, sont présentes uniquement dans le synclinal de Bourg-des-Comptes, au Nord de Guignen.

Les formations du Silurien sont absentes sur la carte de Guer, sauf en une localité (en bord est de carte, au cœur du synclinal de Bourg-des-Comptes) où du grès forme une butte dans le prolongement d'affleurements situés sur la carte voisine de Janzé et a été rapporté à la Formation de la Chesnaie.

Au cours de l'Ordovicien, des laves et volcanoclastites de la Formation de Marsac se sont intercalées dans la série paléozoïque et ont recoupé les siltites du Briovérien.

Ces formations paléozoïques appartiennent à l'Unité du Sud de Rennes (ou des synclinaux du Sud de Rennes) du Domaine Varisque de Bretagne Centrale, selon la nouvelle nomenclature adoptée pour la réalisation de la carte numérisée à 1/250 000 du Massif armoricain.

### **Formation de Pont-Réan – Arénig inférieur**

Dans l'ensemble du domaine cartographié, la Formation de Pont-Réan est composée de trois faciès facilement identifiables sur le terrain. Il s'agit des Poudingues de Montfort, des Grès de Courouët et des Siltites pourpres du Boël.

Selon C. Le Corre (1978), l'âge de la Formation de Pont-Réan n'est pas clairement définie, un âge trémadocien étant généralement retenu à la suite des travaux de F. Kerforne (1921) et P. Pruvost (1959). Mais la découverte d'un trilobite à la cluse du Boël rapporté à *Ogygia armoricana* par T. Bezier (1889), espèce connue dans le Grès armoricain, pourrait montrer que la Formation de Pont-Réan appartient à l'Arénig.

Une datation sur zircons provenant de cinérites interstratifiées dans la Formation du Cap de la Chèvre équivalente à la Formation de Pont-Réan en presque île de Crozon (Bonjour *et al.*, 1988) a donné un âge de 465 Ma  $\pm$  1 Ma, ce qui situe le séries rouges dans l'Ordovicien moyen (Llanvirn) d'après la charte de la Commission internationale de stratigraphie (Gradstein *et al.*, 2004).

Une datation sur zircons des volcanites interstratifiées dans cette formation rouge du synclinal de Réminiac (Guerrot *et al.*, 1992) a donné un âge de  $486 \text{ Ma} \pm 28 \text{ Ma}$ , ce qui confirme un âge ordovicien inférieur pour cette formation (Trémadoc).

Mais des mesures effectuées sur zircons de ces volcanites prélevées sur la carte de Guer indiquent des âges de mise en place plus récents et voisins de celui trouvé par J.L. Bonjour (461 et 472 Ma).

## **Poudingues de Montfort (O2P)**

Au-dessus du Briovérien, on rencontre localement des conglomérats connus sous le nom de « Poudingues de Montfort ». Ils forment des masses d'épaisseur variable (en général, 2 à 20 m) qui remanient les roches sous-jacentes du Briovérien.

Selon C. Le Corre (1978), ces sédiments grossiers et immatures correspondent à l'installation de la transgression paléozoïque et ne sont probablement pas synchrones dans toutes les localités.

E. Thomas *et al.* (1999), ont observé que, dans la vallée du Moulin du Casse sur la feuille de Montfort-sur-Meu, ces conglomérats s'organisent en séquences récurrentes (250 m de puissance) avec pour chaque séquence une organisation similaire : des niveaux à éléments pluricentimétriques à la base passant à des grès grossiers, puis à des siltites grossières à rares éléments dont la surface est ravinée par la séquence suivante. Ce mode de dépôt serait caractéristique d'un cône alluvial en tresse.

Le faciès le plus courant est un conglomérat riche en éléments gréseux hétérométriques (2 à 20 cm), soudés par une matrice gréseuse. Mais les éléments peuvent être aussi constitués de quartz, de phanite, de siltite et même de calcaire (carrière des Rochelles, à 4 km au Nord-Ouest de Saint-Thurial, d'après C. Le Corre, 1978). Ces éléments sont anguleux ou arrondis. Il est généralement aisé de distinguer ces poudingues, des poudingues de Gourin essentiellement constitués de galets centimétriques de quartz blanc bien arrondis et bien classés.

Un autre faciès peu épais (quelques dizaines de centimètres) est signalé par C. Le Corre (1978) et observable à la carrière de la Marette (feuille de Montfort-sur-Meu). Il est constitué de fragments de siltite briovérienne emballés dans une matrice gréso-silteuse schistifiée. Ce faciès a été interprété comme une mylonite dont l'existence pouvait confirmer les hypothèses de F. Kerforné (1919) sur la « Nappe de la Vilaine ». Mais il n'en est rien, et en lame mince, C. Le Corre (1978) y a reconnu des fragments silteux à lamines du Briovérien, même si l'ensemble de la roche a été schistifiée par la tectonique hercynienne.

Sur la carte de Guer, ces poudingues sont observables au Nord de Saint-Malo-de-Beignon sous forme de lentilles au contact des siltites du Briovérien et des siltites rouges de la Formation de Pont-Réan. Ces poudingues sont composés de galets de grès gris-blanc de 2 à 20 cm répartis dans une matrice gréseuse grise à granules millimétriques de quartz (photo 7). Dans la tranchée de la route D733 à l'intersection de la route vers Beignon, un banc constitué de gros galets de forme allongée (40 cm de long et 20 cm de large) inclus dans une matrice de siltite scelle le contact entre les poudingues et le Briovérien.

Les Poudingues de Montfort constituent aussi un niveau continu de l'ordre de 6 km de long au Sud de Bréal-sur-Montfort. Ce niveau détermine une petite cuesta qui domine la plaine occupée par les terrains briovériens depuis la Menuhais, à l'Ouest, jusqu'au Haut-Noyal (bordure ouest carte voisine de Janzé). Les meilleurs affleurements sont situés :

– à l'Ouest, aux Perrières, au Sud du Pré Auvé et au Petit Tertre où on observe un faciès à graviers de quartz blanc, anguleux, de taille centimétrique répartis dans une matrice gréseuse rouge sombre (microconglomérats) ;

– à l'Est, à la Haute Hautière, au Tertre, au Sud des Landes et au Haut-Noyal où on observe un faciès à nombreux galets de grès gris à rouge de 2 à 20 cm (60 % de la roche) dans une matrice gréseuse à graviers de quartz blanc.

À la Haute Hautière, ces poudingues constituent un chaos de blocs très spectaculaire à flanc de vallée du ruisseau de la Roche et passent vers le Sud à des grès quartzites rouges, puis à des siltites rouges affleurant dans le lit du ruisseau (séquence identique à celle observée au Moulin de la Casse, sur la carte de Montfort-sur-Meu). Au Haut Noyal, on observe le long de la route, le passage entre les poudingues à gros galets de grès visibles sur 120 m de long et les siltites du Briovérien.

Des affleurements de poudingue ont été également repérés à la Butte près de Saint-Raoul, au Val et au Coudray au Sud de Guignen.

### **Grès de Courouët (O2C)**

La partie inférieure de la Formation de Pont-Réan comprend un faciès gréseux appelé « Grès de Courouët ». Souvent confondu avec le Grès armoricain, ce grès est largement répandu dans tous les synclinaux du Sud de Rennes (Le Corre, 1966).

Le faciès le plus courant est un grès grossier, blanchâtre à verdâtre, parfois pourpre (coloration par de l'hématite). Il est composé de grains de quartz (60 à 90 %) et d'éléments lithiques, le plus souvent des fragments de phthanite (5 à 15 %) répartis dans une matrice quartzo-phylliteuse parfois abondante (10 à

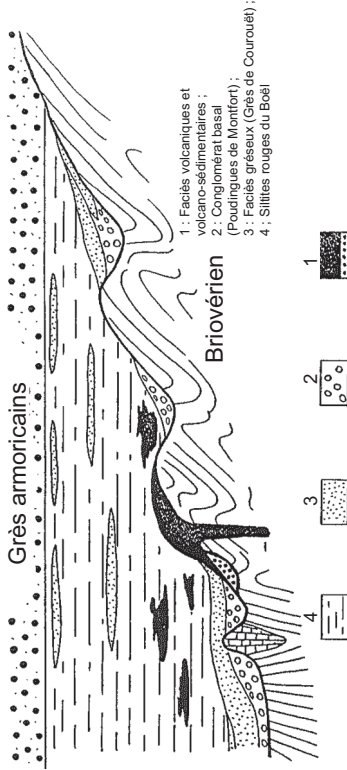


Fig. 2 - Lithostratigraphie de la Formation de Pont-Réan , d'après C. Le Corre, 1978

30 %), allant des quartz-arénites aux quartz-wackes. Souvent fortement recristallisé, il présente une texture quartzitique (Le Corre, 1978).

Ce grès n'est pas toujours présent à la base de la Formation de Pont-Réan. Il semble constituer des lentilles de quelques dizaines de mètres d'épaisseur à la base de cette formation, au dessus des Poudingues de Montfort, s'ils existent ou directement sur le Briovérien (fig. 2, *in* Le Corre, 1978).

Il est particulièrement bien développé sur le territoire de la carte de Guer où il couvre de vastes superficies, à l'Est de Mernel dans le secteur du bois de Courouët qui a donné son nom à ce faciès, au Sud-Ouest de Guer dans le secteur de la Grée-Mareuc et au Nord-Ouest de Saint-Thurial dans le secteur des Rochelles (photo 8).

Il est également présent, en bordure sud du synclinal paléozoïque de Bourg-des-Comptes entre Guignen et Loutchel et à l'Ouest de Bréal-sous-Montfort, sous forme de lentilles de quelques dizaines de mètres de large, au contact entre les siltites du Briovérien et les siltites rouges du Boël.

Dans le secteur du Bois de Courouët, ce faciès couvre une superficie de l'ordre de 10 km<sup>2</sup> entre Mernel et Guignen et occupe un plateau d'altitude comprise entre 90 et 100 m. Les affleurements sont rares, ce faciès apparaît généralement sous forme de blocs de grès-quartzite gris-blanc à gris-beige, dur, à grain assez grossier, à débit rectangulaire (5 à 20 cm de côté) dispersés dans une matrice argilo-silteuse jaune-ocre.

Ce grès a été exploité dans la carrière du Boulay, près de la ferme de Courouët, mais la roche en place n'est plus observable car cette carrière a été remodelée en terrain de moto-cross. C. Klein (1956) y avait observé des grès-quartzites, parfois densément veinés de filonnets de quartz, associés à des passées de grès rose-violacé et de schistes mauves satinés, à pendage très faible.

Deux affleurements de ce faciès, observés à la Jetais et à Chesnais-du-Bois, au Nord de Courouët, montrent la présence d'intercalations de bancs de siltites :

- à la Jetais, quelques bancs de grès-quartzite (5 à 10 % de la roche) sont dispersés dans des siltites grises à rougeâtres se débitant en plaquettes ;
- au Sud de Chesnais-des-Bois, des grès-quartzites gris-beige passent latéralement à des siltites altérées gris-verdâtre.

Dans cette zone, le Grès de Courouët, situé dans la terminaison périclinale du synclinal de Pléchâtel présente probablement un pendage faible, au vu de son extension.

Sur le plateau d'altitude 100 m au Nord de la Grée-Mareuc (Sud-Est de Guer), seuls des blocs de grès-quartzite beige à rougeâtre sont observables en surface de champ. Ce grès tout d'abord considéré comme Grès armoricain sur la carte à 1/80 000 de Redon, a été rapporté au Grès de Courouët car intercalé entre siltites du Briovérien et siltites rouges du Boël.

Le plus bel affleurement de Grès de Courouët de la carte de Guer est situé dans les carrières des Rochelles, au Nord-Ouest de Saint-Thurial. Les fronts de taille nord et sud-ouest de la grande carrière (la plus à l'Ouest) montrent des bancs de grès-quartzite gris clair à filonnets de quartz blanc, en bancs métriques à pendage faible sur une hauteur ne dépassant pas 15 m. Rappelons que ces sédiments paléozoïques se sont déposés sur un paléo-relief calcaire briovérien ou cambrien (Calcaire de Saint-Thurial).

Quant aux lentilles très allongées de Grès de Courouët, de l'ordre de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, un bon exemple est observable au voisinage de Campel, au Moulin du Rocher et à la Chênaie Méhaut : des gros blocs de grès quartzite blanc à filonnets de quartz sont observables au pied du moulin construit sur ces grès (menhirs) ; dans le bois à l'Ouest de la Chênaie Méhaut, la disposition de petites carrières ouvertes dans ce grès permettent de supposer l'existence de plusieurs bancs de 3 à 5 m de puissance répartis sur une largeur de 50 m à la base des siltites rouges.

Des bancs de grès du même type ont été parfois observés en intercalation dans les siltites rouges, comme à Périssac au Nord de Loutehel et dans la carrière de la Roche à l'Est de Goven ; ils peuvent correspondre à des niveaux sableux déposés au sein des siltites ou à une remontée du niveau de base des siltites par plissement ou faille (carrière de la Roche).

### **Siltites pourpres du Boël (O2B)**

Les Siltites pourpres du Boël constituent le faciès le plus important en volume et le plus caractéristique de la Formation de Pont-Réan. Sur la carte de Guer, elles sont présentes sur le pourtour des synclinaux paléozoïques (Bourg-des-Comptes, Pléchâtel, Réminiac, Coëtquidan) et matérialisent les axes anticlinaux (Saint-Thurial, Beaulon).

Ce faciès homogène est essentiellement composé de siltites rouges lie-de-vin à violacées, très riches en quartz et mica blanc. Mais ces roches peuvent être partiellement ou totalement décolorées en brun ou verdâtre (surtout vers la base de la formation au contact des siltites du Briovérien).

Les affleurements de siltites rouges sont très nombreux du fait de la résistance à l'altération de ces roches (comparée à celle des siltites du Briovérien, par exemple). Ces affleurements nombreux et leur couleur

particulière constituent une aide précieuse à la cartographie de la Formation de Pont-Réan et des formations voisines.

Le seul débit évident de la roche est une schistosité S1 grossière mais bien développée, d'aspect amygdaloïde, lié à l'hétérogénéité du sédiment à l'échelle centimétrique.

L'identification de la stratification S0 est souvent délicate, sauf en présence d'intercalations gréseuses comme à la sortie nord de la Chapelle-Bouëxic, en bordure de la route D776 (on peut y observer quelques bancs de grès-quartzite gris de 10 à 30 cm de puissance à la base des siltites rouges).

Toutefois, sur certains affleurements, on devine des plans parallèles généralement espacés de 20 à 50 cm, sécants sur la schistosité S1 (ruisseau des Vaults, près de Loutehel, carrière de Chaumeray) et que nous avons considérés comme plans de stratification S0 en l'absence d'argument sédimentaire (photo 9).

D'après C. Le Corre (1978), la composition minéralogique de ces siltites est la suivante : quartz (45 à 65 %), muscovite (25 à 35 %), chlorite (10 à 15 %). Les grains de quartz sont assez gros (> 50 microns) et ovalisés par la schistogénèse, concentrés en nuages diffus, dans une matrice plus phylliteuse. La couleur rouge serait liée à une poussière d'hématite diffuse dans la roche, issue de l'altération des chlorites.

Les rares traces de vie qui y ont été observées sont des terriers de vers marins (Tigillites ou Skolithos) déformés par la schistosité.

L'épaisseur de cet ensemble est variable (500 m de puissance dans la zone de Guer ?). Tout se passe comme si ces siltites rouges avaient comblé les dépressions du Briovérien avant la transgression du Grès armoricain. Selon J.P. Brun *et al.* (1991), la Formation de Pont-Réan pourrait être considérée comme le remplissage syntectonique d'un proto-rift ordovicien.

### **Formation de Marsac (KM) – Ordovicien inférieur**

La Formation de Marsac affleure principalement dans le synclinal de Réminiac où elle a été définie par Y. Quété (1975). C'est un complexe volcanique essentiellement composé de coulées de laves mêlées à des volcanoclastites subordonnées. D'après la notice de la feuille de Pipriac (1995), cette formation serait « un édifice volcanique contemporain de la fin du dépôt de la Formation de Pont-Réan qu'elle recouvre localement et remplace ailleurs ».

Ces volcanites ont été datées  $486 \pm 28$  Ma à partir de zircons extraits d'un échantillon en provenance de la région de Réminiac (Guerrot *et al.*, 1992). À l'occasion du lever de la feuille de Guer, on a cherché à mieux préciser cet âge et de nouvelles mesures ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur cette carte.

Les laves sont le plus souvent claires et porphyriques, caractérisées par la présence de nombreux phénocristaux de feldspath blanc-rosé (albite), des taches de chlorite et plus ou moins de petits quartz globuleux, dans un fond aphanitique ; elles présentent localement une texture fluidale. Les volcanoclastites contiennent des fragments de ces laves et des phénocristaux cassés d'albite, de quartz automorphe corrodé, de biotite chloritisée.

Cet ensemble de roches volcaniques est pétrographiquement homogène. Nommées par les anciens auteurs « albitophyres » ou « kératophyres » (termes aujourd'hui obsolètes), leur paragenèse est typiquement à albite et chlorite (avec ou sans phénocristaux de quartz). Chimiquement, ce sont des termes différenciés, comportant des teneurs en silice élevées (entre 65 et 70 %) et en sodium ( $\text{Na}_2\text{O}$  jusqu'à 5 %), termes équivalents à des méta-rhyolites ou à des méta-dacites albitiques ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fer total, MnO et MgO évoluant peu, et le calcium étant peu abondant sauf lorsque la roche contient du carbonate).

Sur les cartes à 1/50 000 de Malestroit (bordure sud du synclinal de Réminiac) et Pipriac (secteur de Saint-Just), des volcanoclastites acides ont été cartographiées sous l'appellation Membre de Tréal inclus dans la Formation de Pont-Réan.

D'après la notice de la carte de Malestroit (1981), ce sont des roches verdâtres allant de tufs très fins à des brèches fines pyroclastiques ou épicastiques (légèrement remaniées). La matrice des tufs est quartzo-sériciteuse, elle renferme des cristaux de quartz corrodés (quartz « rhyolitiques à golfes ») et des agrégats sériciteux qui remplacent d'anciens cristaux de feldspaths. Les brèches à matrice quartzo-sériciteuse contiennent des fragments de roches volcaniques, des biotites chloritisées et quelques quartz automorphes, ainsi que des fragments de roches encaissantes (grès).

Par désir de simplification de la nomenclature des formations géologiques, il paraît souhaitable d'inclure les volcanoclastites du Membre de Tréal dans la Formation de Marsac, compte tenu de leur apparente contemporanéité et de la similitude de leur composition.

Sur la carte de Guer, deux ensembles de roches volcaniques ont été distingués : des roches affleurant au sein du Briovérien du Sud de Guer (faciès extrusif de Bois-Jan) et des roches mises en place au contact entre



les siltites rouges de la Formation de Pont-Réan et le Grès armoricain au Nord de la Chapelle-Bouëxic (faciès effusif de la Harlais).

Des roches volcaniques ont été également observées en pierres volantes près du Talva, en bordure sud de la carte, à 5 km au Sud-Est de Guignen.

En complément des descriptions déjà existantes (thèse de Quété, 1975), les principaux faciès rencontrés ont été échantillonnés pour des études pétrographiques complémentaires réalisées en 2008 par M. Tegye (BRGM) et qui seront résumées ci-dessous.

### **Faciès extrusif de Bois-Jan**

Ces roches volcaniques forment une succession d'affleurements ponctuels de part et d'autre de la vallée de l'Aff, à 2 km au Sud de Guer et sont surtout observables dans d'anciennes carrières à la Melais, Bois-Jan et la Cornais au Sud de Saint-Nicolas. Ces affleurements se situent dans le prolongement nord-est des roches volcaniques du synclinal de Réminiac et ont été étudiés par Y. Quété (1975).

Une analyse pétrographique complémentaire de ces roches du secteur de Bois-Jan confirme le caractère différencié des roches volcaniques de ce secteur, de composition rhyolitique ou rhyodacitique à caractère sodique (anciens « kératophyres »).

Leur texture est généralement porphyrique, caractérisée par l'omniprésence de phénocristaux millimétriques automorphes d'albite et de quartz rhyolitique à « golfes ». La mésostase est généralement hyalopilitique, à tendance granophyrique, constituée de microlites d'albite et de sphérolites de dévitrification (quartzo-albitiques). De nombreux petits cristaux de biotite chloritisée sont aussi observables ainsi que les minéraux accessoires suivants : opaques (magnétite, oxydes de fer/titane), apatite zircon (photo 10).

Des analyses chimiques (tabl. 1) ont été réalisées sur des échantillons prélevés au Sud de Saint-Nicolas par Y. Quété (1975). Selon M. Tegye, elles confirment leur appartenance aux paléovolcanites albitiques (« kératophyres » riches en  $\text{Na}_2\text{O}$ ) et siliceuses (phénocristaux de quartz) ; le potassium traduit la présence de muscovite, tandis que le fer se trouve dans la chlorite et les oxydes.

Ces roches dont la mésostase est granophyrique ou franchement microgrenue correspondent à des faciès hypovolcaniques, constitués par des laves acides visqueuses, à refroidissement lent, pouvant former des dômes, extrusions mises en place à l'air libre ou dans l'eau. La mise en place de ces laves acides, plus ou moins chargées en gaz, s'accompagne souvent d'épisodes explosifs dont les produits sont pyroclastiques. Suivant leur

granulométrie, ce sont des brèches (pyroclastites grossières), des tufs à cristaux et lapilli, et des cinérites (cendres consolidées), plus ou moins fines.

N° échantillon	263- 4A	263-7A	Kératophyres de Schirmeck	
SiO <sub>2</sub>	70,30	66,95	68,60	70,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	15,04	15,20	13,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	6,07	4,90	4,71
MnO	0,04	0,67	0,05	0,06
MgO	1,26	0,60	1,27	1,26
CaO	0,16	0,13	tr	tr
Na <sub>2</sub> O	5,48	4,33	6,17	4,47
K <sub>2</sub> O	1,05	1,91	0,34	1,65
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,14	0,36	0,35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,78	2,73	2,00	2,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,21	-	-
Total	99,24	98,78	98,89	99,63

**Tabl. 1 - Analyses chimiques de la roche intrusive de Saint-Nicolas (Quéty, 1975) et comparaison avec deux kératophyres de la Formation de Schirmeck, Vosges (Amstutz, 1975)**

Dans le secteur étudié, les roches microgrenues sont associées à des pyroclastites, souvent au sein du même affleurement (carrières de la Melais et de la Cornais au Sud de Saint-Nicolas, par exemple). Elles correspondent à des dépôts tuffacés, plus ou moins cinéritiques, composés de microclastes de quartz et feldspath répartis dans un fond riche en phyllites (séricite), à l'origine probablement partiellement vitreux. De la biotite brune en lamelles se concentre parfois dans certains niveaux et indique parfois un litage (tuf « varvé »).

Une brèche (pyroclastite grossière) a été prélevée dans le bois au-dessus de la vallée de l'Aff. Elle est composée d'éléments volcaniques (lapillis) de différents

faciès acides et basiques soit vitreux et porphyriques, soit microlitiques (minéraux sont albite, quartz, phyllites). Des clastes lithiques provenant de l'encaissant volcano-détritique sont aussi présents. Ces clastes sont riches en fragments anguleux de quartz, plagioclase avec quelques biotites et des opaques. Ce faciès pourrait être l'équivalent de la brèche volcanique de la Grée-Mareuc décrite par Y. Quéty (1975).

### **Faciès effusif de la Harlais**

Ces roches volcaniques constituent un sill allongé est-ouest, sur une dizaine de km de long et 100 à 300 m de puissance. La cartographie détaillée de ce sill montre que ces roches sont intercalées entre les siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan et le Grès armoricain. Ce sill est déformé en son milieu par une faille d'orientation N150 postérieure à la mise en place de la coulée de lave et qui serait à l'origine de sa fracturation observable en carrière.

Elles affleurent de façon remarquable dans la grande carrière de la Harlais, située à 2 km au Nord-Ouest de la Chapelle-Bouëxic (100 m de diamètre et 10 m de hauteur de front de taille) et exploitée de façon intermittente (photo 11). La roche est noire, aphanitique et très fissurée (débit en blocaille). Dans la partie nord, on peut observer le contact par faille avec la Formation du Grès armoricain.

D'autres petites carrières ont été ouvertes dans ces roches volcaniques au Sud de l'Ilerand (Nord de la Chapelle-Bouëxic) et au Sud du château de la Vigne (Campel) qui montrent des roches gris-bleu à vertes, à grain très fin avec parfois quelques phénocristaux bruns, fissurées (débit en blocaille).

L'étude pétrographique en lames minces réalisée par M. Tegyei montre que les roches volcaniques de la Harlais sont aussi des laves différenciées, de composition voisine de celle des roches volcaniques de Bois-Jan.

Ces roches présentent une texture hyalopilitique légèrement porphyrique avec des plagioclases (albite) en phénocristaux automorphes et quelques quartz de facture rhyolitique dans une mésostase vitreuse à microlites quartzofeldspathiques. Cette mésostase montre généralement des sphérolites quartzofeldspathiques (« taches de dévitrification »). Des fantômes de cristaux de biotite et/ou d'amphibole sont pseudomorphosés par des phyllites vertes, chloriteuses. Parmi les minéraux accessoires, on note du zircon, de l'apatite et des opaques (magnétite, rutile, oxydes de fer/titane altérés).

Ces roches correspondent à des faciès d'épanchement (laves visqueuses) pouvant être associés à des protrusions ou dômes. Certains échantillons de roche montrent des phénomènes d'autobréchification caractéristiques de ce type de volcanisme : un réseau de microfissures, liées au morcellement de

cette lave visqueuse au cours de son lent cheminement, est souligné par le dépôt d'hydroxyde de fer et de produits phylliteux (séricite ou argiles).

Certaines roches montrent de grands blastes de carbonate (dolomite, ankérite) entourant des phénocristaux de feldspath ou épars dans la mésostase (carrière de la Harlais, par exemple) et des traces de pumpellyite qui traduisent une altération hydrothermale postérieure à la mise en place de ces laves.

## **Faciès ignimbritique du Talva**

Au Sud du Talva, à 5 km au Sud-Est de Guignen, on peut observer une roche volcanique gris-vert en surface de champ. L'étude en lame mince réalisée par M. Tegye montre que cette roche à texture fluidale (écoulement pyroclastique) est composée de cristaux plus ou moins éclatés de quartz « rhyolitique » à golfes, de plagioclases et biotites altérés dans un fond vitreux. Des lapillis vitreux ou microgrenus « rhyolitiques » sont aussi présents. Cette roche pourrait correspondre à un tuf soudé ignimbritique à cristaux et lapillis.

## **Analyse des zircons et datations**

Une extraction de zircons a été réalisée par P. Jézéquel du BRGM (2008) sur cinq échantillons de roche volcanique prélevés sur la carte de Guer dans le faciès éruptif de Bois-Jan (n° a211a de la carrière de la Melais, n° a220 de la petite carrière en bord Aff, n° a247 de la carrière de la Cornais) et dans le faciès effusif de la Harlais (n° b52 de la carrière de Hadé et n° b391 de la carrière de la Harlais). Une analyse typologique de ces zircons a été réalisée selon la méthode d'indexation de J.P. Pupin (1980). La morphologie des zircons indique que la tendance typologique générale de la population est celle d'un magma alumineux (et même hyperalumineux pour a220) et révèle l'existence probable de plusieurs populations d'origines différentes.

Des datations de ces roches volcaniques, par méthode U-Pb sur zircon, ont été réalisées par A. Cocherie (annexe 4), à l'aide de la microsonde ionique SHRIMP de l'université de Canberra (Australie).

L'âge obtenu sur les zircons de l'échantillon a247 de la carrière de la Cornais, correspondant au faciès intrusif dans le Briovérien, est très bien défini à  $461 \pm 5$  Ma (huit analyses homogènes). Cet âge est interprété comme celui de la cristallisation des zircons et de la mise en place de ces roches volcaniques. Cette mise en place se situe au passage Llandeilo-Caradoc (limite Ordovicien moyen à supérieur selon la commission internationale de stratigraphie ICS, 2009). L'âge fourni par un second groupe de trois zircons datés vers  $484 \pm 9$  Ma est interprété comme le témoin d'une première manifestation volcanique (Trémadoc).

En résumé, l'âge de mise en place des volcanites de la carrière de la Cornais est de  $461 \pm 5$  Ma, elles recyclent des zircons de volcanites plus anciennes, mises en place vers  $484 \pm 9$  Ma.

L'échantillon b391 de la carrière de la Harlais, correspond au faciès effusif intercalé entre les siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan et le Grès armoricain. L'âge obtenu sur les zircons de ce faciès est très bien défini à  $472 \pm 5$  Ma (neuf analyses homogènes). Il correspond à la mise en place des roches volcaniques à la limite Arénig – Llanvirn (limite Ordovicien inférieur à moyen selon ICS, 2009). Trois autres analyses définissent un âge à environ  $489 \pm 9$  Ma, comparable à celui des zircons recyclés de la carrière de la Cornais (limite Cambrien-Trémadoc).

En résumé, l'âge de mise en place des volcanites de la carrière de la Harlais est de  $472 \pm 5$  Ma, elles recyclent des zircons de volcanites plus anciennes, mises en place vers  $489 \pm 9$  Ma.

Les âges obtenus sont comparables à celui mesuré (Bonjour, 1988) sur un tuf rhyolitique intercalé dans les faciès rouges de la Formation du Cap de la Chèvre (équivalente à la Formation de Pont-Réan) :  $465 \pm 1$  Ma, alors considéré comme Arénig. Mais le tableau de corrélation le plus récent (ICS, 2009) entre étages stratigraphiques de l'Ordovicien et mesures d'âge absolu, indique qu'il faudrait rajouter les limites de « l'Arénig breton » de l'ordre de 15 à 20 Ma.

Ces âges sont aussi comparables à ceux des porphyroïdes de Vendée : les porphyroïdes de la Formation de la Sauzaie ont été datés sur la feuille du Poiré-sur-Vie à  $477 \pm 7$  Ma et  $481 \pm 14$  Ma (Béchenec *et al.*, 2008). Cette gamme d'âges est celle du pic du magmatisme ordovicien du Massif Central autour de  $457 \pm 23$  Ma (Alexandre, 2007) et 473 Ma (Melleton, 2008).

### **Formation du Grès armoricain (O2) – Arénig moyen**

Faisant suite en concordance stratigraphique à la Formation de Pont-Réan, la Formation du Grès armoricain occupe la moitié de la superficie de la carte de Guer au cœur du synclinal de Pléchâtel, entre les synclinaux de Bourg-des-Comptes et Guichen (région de Maxent) et au niveau du synclinal de Paimpont. Elle constitue généralement des reliefs en plateau d'altitude supérieure à 100 m.

En lame mince, ces grès correspondent à des quartz-arénites bien classées, à grain fin (100 microns), bien engrenées, très pauvres en ciment séricito-chloriteux. Au quartz représentant plus de 90 % de la roche, s'ajoutent quelques micas détritiques et quelques minéraux accessoires (tourmaline, zircon, sphère). Aucun fossile n'y a été découvert, mais de nombreuses pistes et traces de vie sont observables (Cruziana, Daedalus, Skolithes).

Sur la carte voisine de Janzé, trois membres ont été distingués dans cette formation de l'ordre de 500 m de puissance, conformément à la division proposée par F. Kerforne (1912) :

- le Grès armoricain inférieur (250 m de puissance) caractérisé par de gros bancs de grès-quartzite séparés par des joints silteux ou micacés (psammites) et contenant localement des couches de minerai de fer riche en magnétite ;
- les Schistes intermédiaires (120 m de puissance), constitués d'une alternance gréso-silteuse centimétrique à métrique, souvent riches en figures sédimentaires et en traces de bioturbation (ces siltites seraient plus hétérolithiques que les siltites de la Formation de Traveusot) ;
- le Grès armoricain supérieur (120 m de puissance) formé de bancs de grès fins souvent micacés, à figures sédimentaires fréquentes.

Cette distinction semble avoir été délicate à cartographier sur la carte de Janzé, comme écrit dans la notice : en ce qui concerne les Schistes intermédiaires, « c'est souvent par défaut et indirectement que ce faciès a été cartographié ». Elle avait été établie par F. Kerforne (1914) dans la région de Châteaubriant où le niveau inférieur de grès contient des couches de minerai de fer. Mais d'après cet auteur, ces couches de minerai de fer ont tendance à disparaître à l'Ouest de la Vilaine et il n'est pas exclu que la distinction en trois faciès disparaisse aussi.

Ce découpage cartographique, s'il existe, n'a pu être effectué sur la carte de Guer, compte tenu de la médiocrité des affleurements (ceci avait déjà été le cas pour les cartes de Ploërmel et Montfort-sur-Meu).

Cette formation apparaît généralement sous la forme de blocs de 5 à 20 cm de côté de grès-quartzite blanc à beige, à grain fin, dispersés dans une matrice argileuse à argilo-sableuse blanc-ocre.

Les affleurements de roche en place sont rares, ils sont observables au niveau des tranchées de route et dans d'anciennes carrières. Les meilleurs affleurements sont situés dans les carrières suivantes :

- carrière du Bois-Pipault, à 3 km à l'Est de Guignen : gros bancs métriques de grès-quartzite blanc à filonnets de quartz blanc découpés par de nombreuses diaclases ;
- carrière de la Chutelais au Pont de Lassy, dans la vallée du Canut, à 5 km au Nord de Guignen : bancs de 0,1 à 1 m d'épaisseur de grès-quartzite gris-bleu, très dur, à passées psammitiques (photo 12) ;
- carrière de la Moutte, à 1,5 km au Sud-Est de Paimpont : bancs de 0,3 à 1 m d'épaisseur de grès-quartzite gris-blanc, à nombreuses traces de vie (terriers, galeries, traces de locomotion), à stratification régulière (S0 N60 40SE), localement ondulée.

À la base de cette formation, nous avons distingué un faciès de grès-quartzite rouge correspondant à la transition avec les siltites rouges de la Formation de Pont-Réan sous-jacente. Ce faciès est observable, en particulier,

au Sud du camp militaire de Coëtquidan où des bancs de grès-quartzite rouge lie-de-vin alternent avec des passées de siltite rouge.

Le caractère original de cette formation réside dans sa grande extension régionale et le caractère mature des dépôts qui pourraient provenir du remaniement sur une plate-forme sous-aquatique peu profonde d'un stock sableux déjà évolué (Guillocheau et Rolet, 1982).

### **Formation d'Angers – Traveusot (O2c-5a) – Arénig – Caradoc inférieur**

Dans la littérature, cette formation a porté successivement différents noms comme « Schistes d'Angers », « Schistes à Calymènes », « Formation de Traveusot », ... Par souci d'homogénéité, nous avons repris la double dénomination utilisée sur la carte de Janzé « Formation d'Angers-Traveusot », qui permet de rappeler que les célèbres ardoisières d'Angers-Trélazé ont exploité les roches de cette formation.

Cette formation homogène et riche en fossiles (trilobites, brachiopodes, lamellibranches, ...) est essentiellement composée de siltites et présente une épaisseur de l'ordre de 500 m. Elle représenterait un épisode de sédimentation calme, caractérisé par un apport d'éléments détritiques fins dans un vaste golfe très abrité favorable au développement de la vie.

D'après C. Le Corre (1978), ces siltites sont essentiellement composées de quartz, chlorite et micas blancs avec localement du chloritoïde, du rutile et de la pyrite. Deux microfaciès peuvent être distingués : un faciès grossier riche en quartz (35 %) dont les grains peuvent atteindre 40 microns, riche en mica blanc et pauvre en chlorite et un faciès fin (pauvre en quartz (15 %) dont les grains ont une taille de 10 à 20 microns, plus riche en chlorite (ce faciès fin représenterait plutôt la base de la série). À côté de ces deux faciès, on trouve localement des faciès hyperchloriteux et des faciès à nodules parfois fossilifères.

Sur la carte voisine de Janzé, ces deux faciès ont été distingués :

- un ensemble inférieur constitué de méta-argilites grisâtres à noirâtres à débit ardoisier (O2c-3) ;
- un ensemble supérieur constitué de siltites micacées gris-bleu à nodules (O4-5a).

Sur la carte de Guer, cette distinction n'a pu être faite. Les siltites de la formation d'Angers-Traveusot occupent une dépression est-ouest, au cœur du synclinal de Bourg-des-Comptes, bordée au Nord et au Sud par les reliefs de la Formation du Grès armoricain. Elles affleurent également de façon

discontinue au cœur du synclinal de Guichen, le long de la vallée du Canut, au niveau de la Forêt et de l'Étang de la Musse et à 2 km au Sud-Ouest de Goven.

De petites lentilles conservées à l'abri de l'érosion ont été aussi cartographiées près de la ferme de la Rondais, au Sud du Bois de Livry près de Campel et près de l'Étang des Forges dans un contexte de Grès armoricain et à Mérignac dans un contexte de Siltites pourpres du Boël.

Ces siltites, généralement de couleur noire, présentent un débit le plus souvent grossier, en baïonnette. Des passées de siltite à débit ardoisier ont été aussi observées localement, parfois à la base de la série, sans qu'il soit possible de tracer une limite comme sur la carte de Janzé.

Elles sont souvent fossilifères. Ainsi, un gisement de fossiles (brachiopodes) a été repéré à la Hirlais, à 4 km au Nord de la Chapelle-Bouëxic. Des faciès à nodules ont été observés dans une petite carrière à la Perchère (à 3,5 km au Nord-Ouest de Guignen) et en bordure de la route D62, près du Bignon-Réhannais (à 2,5 km au Sud de Lassy). Ces nodules de 5 à 10 cm de diamètre et d'apparence gréseuse, sont parfois fossilifères.

Les passées gréseuses sont rares : une passée a été cartographiée au Sud de la Rouaudais (2,5 km au Nord de la Chapelle-Bouëxic). Les blocs observables en surface de champ sont des grès-quartzites noirs montrant un litage net lorsqu'ils deviennent gris par altération.

Ces siltites sont exploitées dans plusieurs carrières pour la production de matériau tout-venant pour remblai : la grande carrière de la Réhannais en est un très bon exemple (photo 13).

### **Formation du Châtellier (O5a) - Caradoc inférieur**

Définie par C. Barrois et L. Bochet (1890), cette formation du Châtellier constitue un épisode essentiellement gréseux de l'ordre de 100 m de puissance entre les siltites de la Formation d'Angers-Traveusot et les siltites de la Formation de Riadan-Renazé. Cette position permet de lui conférer un âge caradocien inférieur en l'absence de faune caractéristique.

D'après C. Le Corre (1978), ce grès se présente sous deux faciès :

- un faciès vert chloriteux, le plus fréquent, composé de quartz (60-70 %), de feldspath (5-10 %), de mica blanc (10-20 %) et de matrice chloriteuse (10-20 %), de faciès arénite-wacke ;
- un faciès blanc quartziteux, plus rare, d'épaisseur de dépassant pas 20 m, composé de quartz (85-90 %), de micas blancs (5 %) et de matrice chloriteuse (10 % maximum), de faciès quartz-arénite.



Ce faciès correspond à une reprise de l'érosion continentale après l'épisode de sédimentation calme de la Formation d'Angers-Traveusot, liée à l'émersion de hauts-fonds proximaux.

Sur la carte de Guer, cette formation affleure uniquement en bordure est de la carte, entre Guignen et Guichen, au cœur du synclinal de Bourg-des-Comptes où il dessine une fermeture périsynclinale. La roche est un grès-quartzite brun-verdâtre à gris-blanc, micacé, en bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur, parfois lité, à intercalations de siltite micacée gris-brun à bleu-noir.

Ce niveau gréseux en relief (altitude 80 m) constitue un bon repère stratigraphique. Il est facilement observable dans la carrière de la Vallée située en bordure du Ruisseau de l'Étang de la Houssais, à 3 km au Nord-Est de Guignen.

### **Formation de Riadan-Renazé (O5b-6) – Caradoc supérieur – Ashgill**

Désignée également sous le terme « Schistes à Trinucleus », cette formation présente une puissance de 250 à 300 m. Composée pour l'essentiel de siltites micacées et chloriteuses, elle contient aussi des lentilles de grès, surtout vers le sommet.

D'après C. Le Corre (1978), la composition minéralogique est comparable à celle des siltites de la Formation d'Angers-Traveusot : quartz, mica blanc, chlorite avec localement calcite, pyrite (parfois en nodules), rutile dans les siltites, tourmaline et feldspath dans les grès.

Contrairement à la Formation d'Angers-Traveusot pour laquelle un milieu de sédimentation calme et assez profond était évoqué, le milieu de dépôt de la Formation de Riadan-Renazé paraît caractérisé par une instabilité des apports détritiques et par des conditions plus littorales.

Sur la carte de Guer, cette formation affleure entre Guignen et Guichen, au cœur du synclinal de Bourg-des-Comptes, principalement sous forme de siltites noires à petits micas blancs, à débit grossier et irrégulier, à lamines et nodules gréseux gris-vert. De nombreuses passées de grès s'intercalent dans ces siltites. Il s'agit de grès en bancs de 20 à 30 cm, de teinte gris-brun à gris-vert, à lamines de siltite noire.

Cette formation est bien observable le long de la rivière Canut, entre le Freux et le Pont du Canut (siltites) et dans une tranchée de route joignant la D177 à la Monnerais aux Chaussons (grès).

## **Formation de la Chesnaie (S<sub>1</sub>) – Llandovery**

Cette formation est considérée comme la base des formations siluriennes bien que n'ayant pas livré de faune caractéristique.

Définie par C. Le Corre (1965), elle est composée de deux membres : un membre gréseux à la base S<sub>1a</sub> (« Grès de base ») de 30 m puissance et un membre supérieur silteux S<sub>1b</sub> (« Schistes moyens ») de 70 m de puissance.

Seul, le membre gréseux de base est présent sur la carte de Guer, sur une butte située à 5 km au Nord-Est de Guignen, en bordure est de la carte. Des blocs de grès-quartzite gris-blanc apparaissent en pierres volantes à la surface des champs que nous avons rattachés à la Formation de la Chesnaie dans la continuité de la carte de Janzé.

En revanche, la suite de la série silurienne (siltites de la Formation de la Chesnaie, Formation de Poligné et Formation à sphéroïdes) est absente sur la carte de Guer.

### *TERTIAIRE SÉDIMENTAIRE*

Il ne subsiste en Bretagne centrale aucun témoin de sédiments crétacés ou jurassiques. Mais il n'est pas exclu que des sédiments de cet âge se soient déposés dans cette partie de la Bretagne puisque la limite des formations mésozoïques du Bassin parisien située à 120 km à l'Est de la carte de Guer est une limite érosive et que les faciès observés témoignent d'environnements marins relativement profonds.

Immédiatement au large des côtes, au Nord de la Bretagne, les carottages ont montré la présence de sédiments crétacés sous une fine couche de sédiments tertiaires (surtout lutétiens). Comme pour le bassin de Paris, ces sédiments reflètent des environnements de dépôt marins sous une importante tranche d'eau.

Il est ainsi possible qu'une part importante du Massif armoricain ait été ennoyée au Crétacé, les dépôts ayant été ensuite décapés par une érosion intensive lors de la surrection (flambage lithosphérique) du Massif au début de l'ère tertiaire consécutive à la tectonique de collision entre la plaque Ibéria et la plaque Eurasia ayant entraîné l'édification de la chaîne pyrénéenne.

Actuellement, sur l'ensemble du Massif armoricain, le seul endroit où pourraient subsister des sédiments crétacés ou antérieurs est l'hémi-graben de Rennes, où les investigations sismiques pourraient laisser entrevoir d'importants dépôts sous les sédiments oligocènes et éocènes.

## **Argiles et marnes vertes (g) - Oligocène**

D'après S. Durand (1960), les gisements d'argiles et marnes oligocènes de Loutehel et des Brûlais présents sur la carte de Guer étaient déjà indiqués sur la carte géologique d'Ille-et-Vilaine de F.J.D. Massieu (1866). En 1881, G. Vasseur confirmait l'âge oligocène de rognons calcaires prélevés à Loutehel dans lesquels il avait observé *Potamides Lamarcki* et *Chara medicaginula*. Il avait aussi trouvé des restes de végétaux dans les marnes des Brûlais.

Ces gisements oligocènes de la carte de Guer ainsi que ceux de Saint-Séglin, de la Cohiais et Langon situés plus au Sud sur la carte de Pipriac s'alignent selon un axe de direction N150 correspondant au couloir de failles de Quessoy – Nort-sur-Erdre.

G. Vasseur (1881) avait conclu que la mer oligocène avait remonté la vallée de la Vilaine et de l'Aff suivant des fjords longs et étroits. Mais ces dépôts semblent plutôt correspondre à des témoins conservés à l'abri de l'érosion dans de petits bassins tectoniques subsidents et il est possible que la transgression oligocène ait recouvert plus largement la Bretagne centrale.

### **Bassin de Loutehel**

Le bassin de Loutehel, situé à environ 4 km au Nord-Est de Guer, constitue probablement le plus beau gisement d'argile de Bretagne. Il s'allonge sur une longueur de l'ordre de 7 km en bordure est de la vallée de l'Aff.

Il se subdivise en deux parties : un sous-bassin sud s'étendant de la Barre Tréfonson à la Pirotière et un sous-bassin nord s'étendant de l'Ile Guihard au Moulin des Grands Bois. Ces deux sous-bassins sont séparés par un seuil de siltites rouges (Formation de Pont-Réan).

Sur la carte à 1/80 000 de Redon (3<sup>e</sup> édition), ce bassin est figuré sous la forme d'une petite lentille d'argile oligocène centrée sur le château de la Lohière et émergeant au sein de sables et graviers pliocènes. Selon G. Vasseur (1881), les étangs de la Lohière se trouvent à la place d'une ancienne exploitation et il signale des déblais de marne verdâtre à fragments de calcaire à fossiles oligocènes.

Les travaux de terrain réalisés lors du lever de la carte de Guer montrent que l'Oligocène est en réalité recouvert par des alluvions grossières quaternaires de l'Aff. Les affleurements d'argile sont très rares (dans quelques fonds de fossé) et ces matériaux ont été principalement reconnus par sondages. Lors du dessin de la carte, nous avons fait coïncider les limites de l'Oligocène et des alluvions quaternaires en bordure est du bassin, mais cela resterait à confirmer par de nouveaux sondages.

Près de la Lohière, un sondage pour eau arrêté à 47,10 m dans des argiles vertes a été étudié par J. Estéoule-Choux (1967). La coupe géologique du tableau 2 montre que la formation oligocène est très épaisse (50 m minimum) et principalement constituée d'argile et marne (seul un banc de 0,2 m de calcaire a été traversé). Les analyses minéralogiques réalisées par J. Estéoule-Choux (1967) montrent que les niveaux argileux sont composés d'attapulгите et d'illite avec des traces de kaolinite.

Lt 1	0,80 à 2,50 m	Argile verte	Carb. Ankéritique	A + i + k (tr.)
Lt 2	2,50 à 3,00 m	Argile verte		A + i + k (tr.)
Lt 3	3,00 à 4,50 m	Marne verdâtre		A + i + k (tr.)
Lt 4	4,50 à 8,20 m	Argile verte		A + i (tr.)
Lt 5 à Lt 14	8,20 à 28,10 m	Marne verte ou jaune	Ces échantillons n'ont pas été recueillis	
Lt 14	28,10 à 28,30 m	Banc calcaire dur		
Lt 15	28,30 à 32,50 m	Argile verte		I + k (tr.) + a (tr.)
Lt 15bis	32,50 à 37,40 m	Argile verte		I + k (tr.) + a (tr.)
Lt 16 vert	37,40 à 39,50 m	Argile jaune et verte		I + k (tr.) + a (tr.)
Lt 17	39,50 à 43,00 m	Argile vert jaune		I + a (tr.)
LT 18	43,00 à 47,10 m	Argile verte		A + i (tr.)

attapulгите (A, a), illite (I, i), kaolinite (k), traces (tr) - minéraux subordonnés en minuscules

**Tabl. 2 - Sondage de Loutehel - nature des minéraux argileux et des carbonates** (d'après J. Esteoule-Choux, 1967)

Une campagne de reconnaissance de 9 sondages à la tarière sur camion a été réalisée par le BRGM dans le sous-bassin sud en mai 1981, dans le cadre de la recherche de matériaux argileux (Le Berre, 1981). Ils ont confirmé l'épaisseur très importante des argiles (supérieure à 30 m) et ont permis de préciser les contours de ce sous-bassin sud. Les analyses minéralogiques n'ont pas confirmé les fortes teneurs en attapulгите observées par J. Esteoule-Choux, en particulier dans les niveaux argileux supérieurs.

Une campagne complémentaire a été entreprise en 1991 (Bos, 1991) et a permis de découvrir l'existence du sous-bassin nord dans la zone des Prés des Rivières. Sous 2 à 3 m d'alluvions argilo-graveleuses mélangées à des colluvions de siltite rouge, on observe des argiles homogènes, vertes à kaki à rares passées d'argile noire tourbeuse.

## Bassin des Brûlais

Le bassin des Brûlais est situé à 0,7 km au Nord du bourg au lieu-dit la Basse-Bouère. Dans cette zone boisée et marécageuse, les traces d'une ancienne exploitation de marne sont encore observables. Mais, comme pour le bassin de Loutehel, les affleurements d'argile verte oligocène sont rares (berge de ruisseau, surface de champ).

Étudié par J. Estéoule-Choux (1967), un sondage de 35 m de profondeur a été réalisé dans le petit vallon situé en rive sud du Ruisseau des Douets du Bignon. La coupe géologique présentée dans le tableau 3 montre 19 m d'argile verte à

illite dominante reposant sur des argiles bigarrées (ocre, rouge à violet) à kaolinite et des fragments de cuirasse (argiles d'altération des siltites du Briovérien).

O l i g o c è n e	B1	0 à 0,50 m	Limon argileux		I
	B2	0,50 à 3 m	Argile grise		I + K + m (tr.)
	B3	3 à 4,50 m	Argile verte panachée avec zones brunes et galets de micropoudingues		I + K
	B4	4,50 à 5 m	Argile verdâtre avec galets de quartz		I + K
	B5	5 à 6 m	Marne verte	Carb. ankéritique	I + K
	B6	6 à 7,50 m	Marne verdâtre	Carb. ankéritique	I + K
	B7	7,50 à 8,50 m	Marne vert foncé à nodules blancs	Carb. ankéritique	I + K
	B8	8,50 à 9 m	Marne verdâtre	Carb. ankéritique	I + K
	B9	9 à 10 m	Argile vert foncé		I + K
	B10	10 à 10,50 m	Marne gris foncé	Carb. ankéritique	I + K
	B11	10,50 à 11,60 m	Argile vert foncé		I
B12	11,60 à 13 m	Argile vert foncé		I + K (tr.)	
B13	13 à 15,50 m	Argile vert foncé		I + K	
B14	15,50 à 19 m	Argile verte		I + K	
Dépôt sidérolotique	B15	19 à 20 m	Argile ocre et rose		K + goethite
	B16	20 à 20,80 m	Argile jaune		K + a.m.
	B17	20,80 à 26 m	Argile panaché rouge		K + goethite
	B18	26 à 28 m	Argile lie-de-vin		K + goethite
	B19	28 à 29,50 m	Argile violet et blanc		K
	B20	29,50 à 32 m	Argile grenat foncé		K
	B21	32 à 34,20 m	Argile jaune et blanc		K + goethite
	B22	34,20 à 35 m	Fragments de cuirasse		Goethite + hématite + K + Ch

illite (I), kaolinite (K, k), chlorite (ch), montmorillonite (m), argile micacée (a.m.), traces (tr.) - minéraux subordonnés en minuscules

**Tabl. 3 - Sondage des Brûlais - nature des minéraux argileux et des carbonates**  
(d'après J. Esteoule-Choux, 1967)

### Sables rouges de Bretagne (m-p) - Miocène supérieur-Pliocène

Des gisements de sables rouges sont présents dans les secteurs de Mernel et Guignen, dans le quart sud-est de la carte géologique de Guer.

Cette formation a été très largement étudiée au cours de la dernière décennie, en particulier par les géologues de l'Université de Rennes. De nombreux articles issus pour la plupart de thèses régionales ont montré que ces « sables rouges » auparavant considérés comme marins (Milon, 1929 ; Durand 1960), étaient des sédiments fluvio-estuariens (Bonnet, 1998 ; Guillocheau *et al.*, 1998) comblant progressivement des paléovallées.

Le paysage, très différent de l'actuel, était constitué d'épandages sableux associés à des cônes alluviaux ou des plaines alluviales à chenaux en tresse, ennoyés par des estuaires. Ces faciès ont été préservés à la faveur du remplissage de **paléovallées** faiblement incisées (10 à 20 m pour des largeurs pouvant atteindre 700 m). La mise en place de ce réseau de paléovallées serait d'âge miocène moyen (Serravallien supérieur à Tortonien basal, soit 11 Ma).

Au niveau des gisements connus (Réguiny, Lauzach, Saint-Jouan de l'Isle), les vallées étaient orientées selon une direction NE-SW avec des paléocourants vers le Nord-Est et le Sud-Ouest (Brault *et al.*, 2004). La ligne de partage des eaux durant le Mio-Pliocène, très différente de la ligne actuelle, était orientée NNW-SSE le long du couloir de la faille Quessoy-Nort-sur-Erdre.

Les sables se seraient déposés au cours de deux cycles transgression/régression, l'un du Miocène supérieur et l'autre du Pliocène supérieur, avec une possible lacune durant le Pliocène inférieur (Zancléen).

En Bretagne centrale, **le cycle du Miocène supérieur** (7 Ma) débute par des épandages sableux de plaine alluviale à chenaux faiblement sinueux ennoyés par des faciès estuariens internes. La tendance régressive de ce cycle se manifeste par une surface d'érosion surmontée par des épandages conglomératiques de cônes alluviaux.

**Le cycle du Pliocène supérieur** (3,3 à 3,5 Ma) débute, comme le précédent, par des épandages sableux de plaine alluviale à chenaux faiblement sinueux, ennoyés par des faciès estuariens. La tendance régressive n'est généralement pas préservée.

Scellant ces vallées pliocènes, se trouve une formation détritique grossière (conglomérat à galets non jointifs), indépendante de la paléotopographie pliocène et du relief actuel, dont l'âge est inconnu (plus récent que 3 Ma ?). Appelée « nappe éo-quaternaire » par les anciens géologues, elle pourrait correspondre au début de mise en place du réseau hydrographique actuel.

Il est à noter que ces sables sont affectés par des décrochements syn à post-dépôts (Guillocheau *et al.*, 1998 ; Van Vliet Lanoë *et al.*, 1998).

La topographie actuelle est marquée par un réseau de vallées indépendantes des paléovallées pliocènes. Leur incision qui aurait débuté vers 0,7-0,5 Ma s'accompagne de la formation de terrasses étagées ou emboîtées d'âge pléistocène.

Plusieurs lentilles de « Sables rouges de Bretagne » ont été cartographiées dans les régions de Mernel et Guignen. Mais ils n'ont pas fait l'objet d'étude détaillée par analyse séquentielle et il n'est pas encore

possible de replacer ces dépôts dans l'évolution sédimentaire décrite ci-dessus. Les principales lentilles sont les suivantes.

### **Entre le bourg de Mernel et le Breil**

Ce gisement a fait l'objet d'une reconnaissance par huit sondages dans le cadre d'une étude hydrogéologique menée en 1957 par le Service du Génie Rural d'Ille-et-Vilaine (Brunel *et al.*, 1978). Ces sondages n'ont pas retrouvé les argiles et calcaires oligocènes indiqués sur la carte à 1/80 000 de Redon (3<sup>e</sup> édition), mais des sables et argiles mio-pliocènes. Le bassin est allongé sur 1,5 km selon une direction NNE/SSW et est relativement étroit (200 m au Nord à 500 m au droit du bourg, au Sud).

Dans la partie sud (au niveau du bourg), la plus profonde de ce bassin, le comblement mio-pliocène atteint 30 m d'épaisseur et le sable fin à moyen, clair à rougeâtre, graveleux à la base (20 à 25 m d'épaisseur) est recouvert par une couche d'argile grise à noire, parfois sableuse et fossilifère (3 à 8 m d'épaisseur). Le substratum est constitué de schistes briovériens à passées de poudingue de Gourin (butte de Branleix, à l'Ouest).

D'après S. Durand (1960), ces argiles pourraient être l'équivalent des argiles fossilifères de Saint-Jean-la-Poterie, près de Redon (cf. notice carte à 1/50 000 de Redon, 1985). Elles seraient principalement composées de montmorillonite et kaolinite (Estéoule-Choux, 1967).

### **Le long du Ruisseau du Moulin Maure**

Deux lentilles sableuses ont été cartographiées de part et d'autre du ruisseau, au Sud de Mernel.

Au Nord de Quéhougat, une ancienne carrière montre une masse de sable jaune à beige, lité (stratification oblique), propre et assez grossier, de l'ordre de 8 m d'épaisseur surmonté par de l'argile brune et grise à blocs de quartz et grès décimétriques ravinant le sable (colluvions). À la base du sable, au flanc nord de la carrière, on observe du sable brun-sombre à passées ferrugineuses indurées reposant sur des siltites à débit grossier gris-vert. Le contact Mio-Pliocène/Briovérien se fait par des argiles sableuses grises à granules de quartz blanc et blocs arrondis de poudingue de Gourin.

Au Sud de Saint-Solain, une carrière en exploitation en 2008, montre 4 à 5 m de sable jaune du même type que le précédent, avec des poches blanches probablement issues de la décoloration du sable le long de fissures (photo 14). En bordure sud de la carrière, les siltites du Briovérien affleurent.

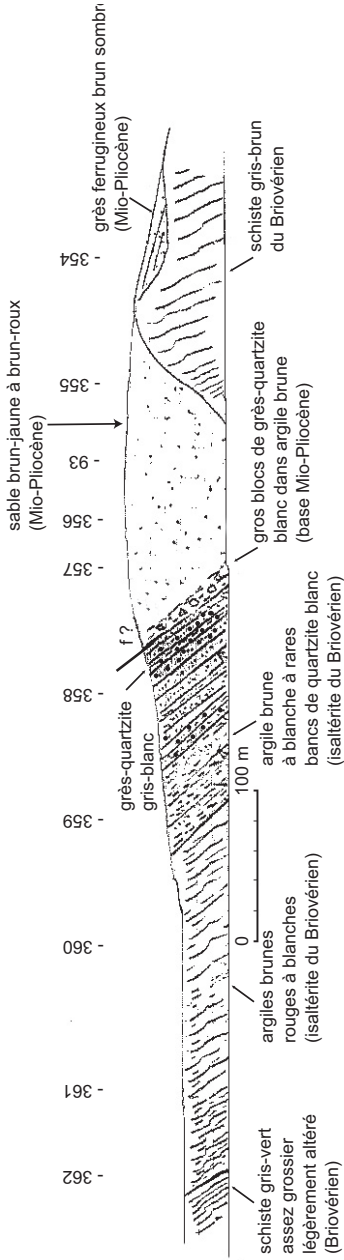


Fig. 3 - Coupe géologique du gisement de sable (Mio-Pliocène) de Jeux (Est de Goven)



### **À Villeneuve, près de la Chapelle-Bouëxic**

Dans ce site ayant fait l'objet d'une exploitation en carrière (transformée en étang), des sondages ont montré jusqu'à 8 m de sable argileux brun-jaune. Mais la lentille paraît présenter une faible extension.

### **À Jeux, à 3 km à l'Est de Goven**

Lors des travaux de réaménagement de la route D177 Rennes/Redon, la tranchée de route a été ravivée et a mis au jour une lentille de sable mio-pliocène et son encaissant (déjà signalée sur la carte géologique de Janzé). Cette lentille de sable brun-jaune à brun-roux, de l'ordre de 150 m de largeur est limitée au sud par des grès-quartzites blancs et au nord par des siltites gris-brun du Briovérien (fig. 3 et photo 15).

D'autres petites lentilles sableuses mio-pliocènes ont été repérées lors du lever de la carte de Guer, en particulier aux Vignes, à la Chauvinais et à la Guérinais entre Mernel et la Chapelle-Bouëxic, au Vivier, à Cohignac-d'-à-Haut et à la Courtinière, aux Fossés près de Guignen, à la Chapinais au Sud de Lassy, ...

Nous avons également rattaché à cette formation, des épandages de galets observés sur les plateaux de Grès armoricain au Nord de la Chapelle Bouëxic et ne pouvant être rattachés au réseau fluvial actuel : au Biffoué (à l'Ouest de la déchèterie), à Bel Air et au Trouesset (près carrière de la Harlais).

## *ROCHES FILONIENNES*

Les roches filoniennes sont rares sur la carte de Guer. Seul, un filon de dolérite a été observé à l'Est de Saint-Thurial.

### **Quartz (Q)**

Mis à part quelques petits filons de quartz blanc, d'épaisseur centimétrique à décimétrique dans les siltites et grès du Briovérien et dans la Formation des grès de Courouët (Moulin du Rocher, par exemple), nous n'avons pas observé de filon de quartz d'épaisseur suffisante pour être cartographiés.

### **Dolérite (N)**

Un filon de dolérite orienté nord-sud et recoupant les siltites du Briovérien est signalé à l'est d'une petite vallée, à 2 km à l'Est de Saint-Thurial, sur la carte à 1/80 000 de Rennes (3<sup>e</sup> édition). Lors des levés de la carte de Guer,

nous avons seulement observé quelques boules de dolérite (roche vert sombre et blanc à grain visible à l'œil nu) à flanc de pente confirmant l'existence de ce filon. Sa mise en place a été probablement guidée par la présence d'une faille N-S.

En lame mince, la roche présente une texture ophitique à lattes plurimillimétriques de plagioclase (labrador zoné) et minéraux ferromagnésiens interstitiels à poecilitiques : cristaux trapus d'augite, amphibole verte et biotite chloritisées (moins abondantes). Parmi les minéraux accessoires, on peut citer des oxydes de fer et titane non altérés et des cristaux d'apatite aciculaire (détermination Tegzey, 2008).

Quelques boules de dolérite (roche noire) ont aussi été observées à la Ville Daniel à l'angle sud-ouest de la carte de Guer et confirmerait l'existence d'un ou plusieurs petits filons de dolérite dans cette zone, à proximité des roches volcaniques de la Grée-Mareuc, comme déjà signalé sur la carte voisine de Pipriac.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Les formations superficielles constituent un ensemble de roches généralement meubles, parfois indurées (silice et/ou oxydes de fer) qui englobent plusieurs groupes d'origine et de nature très diverses et dont la genèse suit des processus bien différents d'un groupe à l'autre. On distingue ainsi, sur la feuille Guer quatre ensembles qui sont (1) les formations résiduelles ou altérites au sens large, (2) les formations fluviales quaternaires (sédiments alluvionnaires ou colluvionnaires déposés par les rivières principales ou qui nappent le fond des vallées des drains secondaires, (3) les dépôts de versant constitués par des éléments ayant subi des transports faibles et qui sont actuellement immobilisés sur des glacis faiblement inclinés qui plongent vers les vallées actuelles et (4) les dépôts éoliens présents localement sur les plateaux.

### **Altérites**

Sur la carte de Guer, les altérites sont bien développées sur les formations gréseuses (Grès armoricain, Grès de Courouët, par exemple) qui constituent des plateaux et sont plus rares sur les formations silteuses (Briovérien et Siltites pourpres du Boël).

### **Altérites de siltites du Briovérien de Bretagne centrale (b2Sa)**

Les altérites cartographiées sur le Briovérien de la carte de Guer sont assez peu étendues, surtout si on les compare à celles observées sur les cartes géologiques voisines (Montfort-sur-Meu, Saint-Méen-le-Grand et Ploërmel,

par exemple). Sur la carte de Ploërmel, E. Thomas (2004) situe la base des altérites à une altitude voisine de 80 m. L'altitude du Briovérien de la carte de Guer généralement inférieure à 80 m, permet d'expliquer cette quasi-absence d'altérites qui auraient été décapées au Tortonien (Miocène) ou au Pliocène. Elle pourrait laisser supposer un rajeunissement du relief à cette période, en particulier dans la zone de Guer.

Des lentilles d'altérites de siltites du Briovérien ont toutefois pu être délimitées, en particulier dans la partie sud de la carte de Guer : à la Feuillardais au Sud-Ouest des Brûlais, au Sud de Maure-de-Bretagne, à l'Ouest de Guignen, entre Maure-de-Bretagne et la Chapelle-Bouëxic (la Réauté, la Vieuxville, le Breil, la Pointe, Trémel) et près de Campel.

Des altérites du Briovérien ont été également cartographiées au Sud de Bréal-sous-Montfort. Elles sont souvent présentes en bordure de la bande de Poudingues de Montfort, le contact siltites/poudingues ayant probablement joué le rôle de drain et guidé l'altération.

Ces roches correspondent à des isaltérites de siltites à structure généralement conservée (schistosité observable), mais très tendre, s'écrasant entre les doigts et partiellement argilisées, de teinte gris-beige à brun-jaune.

### **Altérites de siltites pourpres du Boël - Formation de Pont-Réan (O<sub>2</sub>BA)**

Les siltites rouges de la Formation de Pont-Réan affleurent le long des vallées, dans de nombreuses petites carrières et à la surface des champs où elles ne montrent généralement pas de phénomènes d'altération.

Toutefois, des processus d'argilisation ont été observés au contact avec la Formation des Grès armoricain près de Saint-Malo de Beignon. Des argiles rouges à blanches sont observables à Bel Air et au Plessis qui se sont développées sous l'action de l'eau circulant au contact grès-quartzites/siltites rouges.

### **Altérites des formations gréseuses (O<sub>2</sub>CA, O<sub>2</sub>A, O<sub>2</sub>RA, O<sub>5a</sub>A)**

**La Formation du Grès armoricain** occupe une très vaste superficie au sein de l'Unité paléozoïque des synclinaux du Sud de Rennes : au cœur du synclinal de Pléchatel (zone de Coimur-Bréhac), sur le pourtour des synclinaux de Bourg-des-Comptes et Guichen et au cœur des synclinaux de Coëtquidan et Paimpont (voir schéma structural). Dans ces zones, les affleurements de roche en place sont rares, ces grès-quartzites apparaissant généralement sous forme de blocs blanc-beige de 2 à 20 cm de côté dispersés dans une matrice argileuse à argilo-sableuse blanche à ocre (photo 16).

**Le Grès de Courouët de la Formation de Pont-Réan** cartographié entre Mernel et Guignen, au Sud de Guer et près de Saint-Thurial se présente aussi le plus souvent sous ce faciès à blocs.

Ces formations à blocs sont issues de l'altération des grès sous-jacents et sont du type « allotérites » où on ne devine plus la structure de la roche en place. Elles pourraient être aussi considérées, au moins partiellement, comme des altérites remaniées.

En revanche, en ce qui **concerne le grès de la Formation du Châtellier** qui dessine une bande de 200 à 300 m de large dans le synclinal de Bourg-des-Comptes, les affleurements de roche en place sont plus nombreux. Seul, le secteur de la Grande Sadouve, au niveau de la tranchée de la route D177 montre des argiles sableuses blanches à jaunes (altérites de grès) affleurant sous des argiles à blocs.

### **Cuirasses ferrugineuses (F)**

Deux types de ferruginisation peuvent être distingués en Bretagne centrale :

- des indurations secondaires affectant des sables du Mio-Pliocène ou des alluvions sablo-graveleuses à nombreux galets des terrasses fluviales quaternaires, délimitant le plus souvent des dalles d'épaisseur métrique ; ces dalles constituées récemment (Quaternaire) sous l'action des eaux de percolation riches en fer sont observables sur les cartes de Montfort-sur-Meu, Loudéac et Josselin ;
- des niveaux ferrugineux de texture fine et massive développées sur les siltites du Briovérien, dont l'âge et l'origine restent à préciser.

Sur la carte de Guer, ces niveaux ferrugineux ont été observés en place, au Plessis à 3 km au Nord-Est de Treffendel (bordure nord de la carte) et près des Mesliers à 2 km à l'Est de Saint-Thurial. Au Plessis, on peut observer une roche noir-rougâtre, à surface mamelonnée et texture caverneuse (photo 17).

Des fragments ferrugineux ont aussi été observés dans la zone de Plélan-le-Grand, à la Gelée, près d'une ancienne zone d'extraction de minerai de fer des Forges de Paimpont et près de Couédouan, ainsi qu'au Nord de Lassy à la Hillandais. Ces blocs observables dans la zone d'altération du Grès armoricain, pourraient correspondre, au moins en partie, à des fragments de minerai de fer de l'Ordovicien inférieur transformés par l'altération superficielle (voir chapitre « gîtes et indices miniers »).

## Dépôts fluviatiles

La notation utilisée pour les dépôts fluviatiles comprend un premier indice F qui indique leur origine fluviatile et un second indice (z, x, y, w) qui correspond à sa position en altitude par rapport au cours actuel de la rivière.

Trois systèmes de terrasses fluviatiles réputés du Pléistocène (notice carte Janzé) ont été cartographiés le long du Meu à l'Est de Bréal-sous-Montfort et le long de l'Aff, au Nord de Guer.

Le bassin hydrographique de la Vilaine qui s'étend largement sur les cartes de Janzé et Rennes, n'occupe que l'angle nord-est de la carte de Guer. Dans cette zone irriguée par la vallée du Meu et située à proximité de la confluence avec la Vilaine, les affleurements sont rares. Toutefois, par analogie avec la carte de Janzé, nous avons distingué différentes terrasses en fonction des altitudes.

En revanche, les terrasses de la vallée de l'Aff sont présentes de façon quasi-continue de part et d'autre de la vallée sur une longueur de 10 km entre Tréluyer (Est de Guer) et les Forges (Sud-Ouest de Plélan-le-Grand). Sur la rive est, elles recouvrent les argiles vertes oligocènes du bassin de Loutehel. Il s'agit pour l'essentiel de moyennes terrasses Fy.

### **Alluvions des hautes terrasses (Fw) - Pléistocène inférieur à moyen ?**

D'après J.L. Monnier *et al.* (1981), un système alluvial ancien plus ou moins indépendant du réseau hydrographique actuel, serait présent dans le bassin de Rennes et daté du Cromérien. Ces alluvions seraient composées de galets et cailloux mêlés à du sable brun à jaune. Une terrasse de ce type a été observée vers la cote NGF 45-50 m au Châtelet, au Nord de Bréal-sous-Montfort.

Dans la vallée de l'Aff, près de Bellevue, sur la butte de la Ruézie située vers 100 m d'altitude, de nombreux blocs de grès-quartzite blanc-beige de 2 à 10 cm de côté, aux arêtes légèrement arrondies et mélangés à de l'argile brune ont été observés en surface de champ et dans les fossés. Compte tenu de sa position altimétrique élevée par rapport à la rivière, nous avons interprété ce dépôt comme une haute terrasse Fw.

### **Alluvions des moyennes terrasses (Fx) - Pléistocène moyen ?**

Ces terrasses sont situées entre 10 et 20 m au-dessus du cours actuel des rivières. Dans la vallée du Meu, ces terrasses d'altitude 25 m sont de même composition pétrographique que les terrasses Fy. Elles s'en distinguent par la couleur plus ou moins rouge des alluvions.

Dans la vallée de l’Aff, deux petites terrasses repérées à la Méhaudais et à la Vallée Perrot vers 50 m d’altitude ont aussi été classées Fx.

### **Alluvions des basses terrasses (Fy) - Pléistocène supérieur ?**

Ces terrasses sont situées entre 2 et 10 m au-dessus du cours actuel des rivières. Dans le bassin de la Vilaine, des alluvions sablo-graveleuses grises formées d’un enchevêtrement de lentilles de granularités très différentes surmontent les alluvions rouges Fx et forment avec ces dernières des terrasses emboîtées (notice carte Janzé). Leur altitude se situe entre 17 et 20 m. Elles ont été exploitées en carrières, à l’Ouest de la Biaudais et à l’Ile aux Gaudeaux (Clément, 1973), sur une épaisseur de 3 à 5 m. Leur composition granulométrique était la suivante : fines argileuses : 10 %, sable < 5 mm : 35 %, graviers > 5 mm : 55 %.

Dans la vallée de l’Aff, ces alluvions fluviales, le plus souvent identifiables sous forme d’épandages de galets en surface de champ, sont composées de grès-quartzite blanc-beige (bords arrondis) et de quartz blanc (peu nombreux) inclus dans une matrice argilo-silteuse brun-ocre à brun-rougeâtre. L’épaisseur de ce type de terrasses est de l’ordre de 2 m. Elles sont observables près de Loutchel, à la Lohière, la Bourlais et au Plessix Hudelor.

### **Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Fz) - Holocène**

Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel et leur extension correspond souvent aux zones inondables. Ces alluvions de 1 à 2 m d’épaisseur, sont observables dans les berges de l’Aff. Elles sont constituées d’argile silteuse brune et généralement dépourvues de galets.

## **Dépôts de versants**

### **Dépôts de Versant Soliflués (S) - Weichsélien à Actuel**

Les flancs des vallées montrent des dépôts hétérométriques qui masquent les formations du socle. Dans la majorité des cas, ces dépôts se situent bien au-dessous de la limite altérites/roche saine. Ils résultent d’une dynamique périglaciaire amorcée vraisemblablement lors de la dernière glaciation (Pléistocène supérieur, Weichsélien). Ces dépôts, souvent appelés « Head », sont constitués de fragments du substratum emballés dans une matrice sablo-argileuse provenant des formations superficielles antérieures (altérites). Comme pour la totalité des dépôts de versant, le transport est faible, et se fait généralement lentement sous l’action de la gravité et de la gélifluxion. Seuls les secteurs où l’épaisseur est plurimétrique ont été représentés.

Sur la carte de Guer, ces dépôts sont bien représentés sur les flancs de la vallée de l'Oyon, à l'Ouest de Guer, où ils masquent le substratum briovérien.

### **Colluvions de fond de vallon (C) - Holocène à Actuel**

Le ruissellement diffus affectant les versants apporte des particules fines qui viennent progressivement colmater les têtes des vallées alluviales. Ces sédiments silto-argileux proviennent du remaniement de toutes les formations meubles situées à l'amont du réseau hydrographique et en particulier les altérites. À la différence des alluvions, ces dépôts n'ont subi qu'un faible transport et ne présentent pas de structure sédimentaire.

Sur la carte de Guer, ces colluvions se sont surtout développées à partir des altérites de la Formation du Grès armoricain, en particulier dans la région de Plélan-le-Grand.

### **Formations éoliennes**

#### **Limons éoliens, loess (œ) - Weichsélien**

Ce sont des sédiments détritiques meubles de couleur brun-beige, homogènes et de composition essentiellement argilo-silteuse, mis en place au cours de la dernière glaciation. Il est possible qu'une fraction de ces dépôts soit issue du remaniement d'altérites.

Les formations éoliennes sont peu développées sur la carte de Guer contrairement à ce qui peut-être observé plus au Nord (carte de Montfort-sur-Meu, par exemple). Elles ont été observées sur les altérites, en surface des plateaux de Grès armoricain, près du Brûlay (Sud-Est de Baulon) et au Bouloué (Ouest de Treffendel). Leur épaisseur est de l'ordre de 1 à 2 m.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

### *LES SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS*

Selon C. Le Corre (1978), le Briovérien peut être divisé en deux grandes unités :

- un Briovérien ancien, basique et phtanitique représenté par des formations détritiques et volcaniques (type Cesson) surmontées par un complexe basique (type Lanvallon) et par une formation à phtanites (type Lamballe) ;
- un Briovérien plus récent, post-phtanitique représenté par des formations terrigènes à conglomérats (type Gourin).

Dans ce schéma, le Briovérien de Bretagne centrale se rattache à l'ensemble le plus récent (présence de poudingue de Gourin, rythmicité de la sédimentation, remaniement des phtanites, ...).

Les sédiments protéro-paléozoïques de Bretagne centrale forment une puissante série détritique à rares intercalations de roches sédimentaires chimiques à bioclastiques (Calcaire de Saint-Thurial), d'épaisseur inconnue mais probablement d'ordre kilométrique. Ces sédiments, essentiellement constitués de grès, de siltites et d'argilites sont organisés en épaisses séquences ou mégaséquences de comblement d'un vaste bassin sédimentaire dont on ne connaît pas la géométrie fine, pas plus que la nature de son soubassement.

L'idée qui prévaut actuellement est celle que développait déjà C. Le Corre en 1978 pour qui l'origine de la sédimentation du Briovérien serait un démantèlement rapide et une érosion profonde du socle (niveau d'érosion dans le domaine de la schistosité) d'une chaîne plus ancienne, plissée et métamorphisée.

Les sédiments briovériens seraient, au moins pour une grande partie, des dépôts molassiques résultant de l'abrasion, à la fin du Protérozoïque et au début du Paléozoïque, de la cordillère nord-armoricaine cadomienne. Cette molasse aurait été uniquement affectée par des déformations tardives résultant des derniers mouvements de surrection de la chaîne.

La raréfaction des niveaux conglomératiques (Poudingues de Gourin) vers le Nord traduit cependant certainement une alimentation en matériel grossier, au moins sporadique, provenant à la fois de l'érosion de relief et du remaniement d'anciens dépôts à caractère fluvial situés au Sud.

L'organisation sédimentaire interne de ce vaste bassin briovérien, à défaut de niveau repère, de marqueur spécifique et parce que les sédiments sont rarement fossilifères est très mal connue. Les quelques rares figures sédimentaires découvertes sur la feuille de Guer sont difficiles à interpréter en terme de milieux de dépôts.

L'absence d'architecture sédimentaire particulière semble plutôt militer en faveur de dépôts relativement profonds assimilables à des turbidites et/ou des sédiments de plateforme externe distale. La figure de slump observées au Sud de Bréal-sous-Montfort irait aussi dans ce sens.

Ce n'est que très localement que des figures d'action des vagues de tempête ont pu être découvertes sur une feuille voisine (Montfort-sur-Meu, Thomas *et al.*, 1999) ce qui traduirait, au moins localement, des environnements moins profonds et sans doute plus deltaïques.



Sur d'autres feuilles de Bretagne centrale (par exemple Rennes, Trautmann *et al.*, 2000), des déformations syn-sédimentaires ont été mises en évidence. Ce sont essentiellement des failles et fractures à rejet normal qui sont interprétées comme les témoins de pentes instables en bordure de zone continentale alimentant en matériel détritique un cône turbiditique.

D'après A. Philippot et J.J. Chauvel (1957), les niveaux de Poudingues de Gourin pourraient correspondre à des dépôts d'estuaire de fleuve à régimes variables. L'apparition de ces conglomérats à galets de quartz bien roulés au sommet d'une série essentiellement silteuse pourrait faire penser à des épandages deltaïques sous faible tranche d'eau, mis place après le dépôt des turbidites. Mais ils pourraient aussi provenir d'une remobilisation ultérieure de matériau fluviatile allant se mettre en place dans les chenaux des cônes de turbidite (intercalation dans les siltites ?).

### *LES SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES*

La série sédimentaire paléozoïque de l'Unité des synclinaux du Sud de Rennes débute par une base transgressive composée de conglomérats, grès et siltites datée de l'Arénig. Ces dépôts pourraient être des dépôts de cônes alluviaux du type anastomosé. Selon J.F. Ballard *et al.* (1986), cette série pourrait être issue de la destruction de reliefs créés par une tectonique en blocs basculés, dans le cadre d'une dynamique en extension.

À ces dépôts de cônes alluviaux, succèdent des dépôts arénacés matures de plate-forme de la Formation du Grès armoricain datés de l'Arénig moyen. Les études des associations de faciès, de figures sédimentaires et de faune montrent que cette plate-forme est peu profonde et soumise à l'influence des vagues.

La sédimentation de la Formation d'Angers-Traveusot débute à l'Arénig moyen et se poursuit jusqu'au Caradoc inférieur. Elle témoigne d'un environnement calme et d'un approfondissement de la plate-forme arénigienne, ouverte sur le domaine marin.

Puis des niveaux arénacés de la Formation du Châtellier se déposent au Caradoc inférieur, en relation avec un abaissement du niveau marin (émersion d'un ou plusieurs hauts-fonds). La sédimentation redevient ensuite argilo-pélitique avec quelques récurrences sableuses à la fin de l'Ordovicien supérieur (Formation de Riadan-Renazé).

Une nouvelle séquence sédimentaire transgressive marquée par des dépôts arénacés (Formation de la Chesnaie) débute le cycle silurien.

## L'ÉPISODE VOLCANIQUE ORDOVICIEN

Les roches volcaniques de la Formation de Marsac observables sur la feuille de Guer sont des manifestations d'un volcanisme ordovicien particulièrement bien observable dans le synclinal de Réminiach (feuilles de Pipriac et Malestroit).

Sur la carte de Pipriac, la Formation de Marsac est toujours surmontée par la Formation du Grès armoricain. Cela est aussi le cas, pour les roches volcaniques de la Harlais sur la feuille Guer.

En revanche, les relations avec les siltites rouges de la Formation de Pont-Réan sont discutées : Y. Quété (1975) n'a jamais observé la Formation de Marsac surmontant les séries rouges contrairement à P. Dadet *et al.* (notice carte de Pipriac, 1995). On pourrait imaginer un dépôt synchrone des siltites rouges et des roches volcaniques (voir discussion sur l'âge dans la description de la Formation de Marsac).

Les analyses chimiques effectuées par D. Buil (1996) montrent que ces roches se situent à la frontière des champs tholéiitiques et calco-alcalins (diagramme AFM), ce qui est compatible avec une mise en place dans un domaine intracontinental en contexte extensif.

## LE CÉNOZOÏQUE

Durant une période imprécise allant de la fin du Crétacé à l'Éocène moyen, le substratum protéro-paléozoïque a été profondément altéré sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur par une action météorique supergène en climat chaud et humide. Cette altération s'accompagne de processus latéritiques du type cuirasses ferrugineuses et silicifications.

Sur la carte de Guer, les épaisseurs d'altérites sont assez faibles sur les siltites du Briovérien à nulles sur les siltites rouges de la Formation de Pont-Réan et beaucoup plus fortes sur les formations gréseuses (Grès de Courouët et Grès armoricain). Ceci traduit clairement une sensibilité à l'altération différente selon le type de roche et des mouvements tectoniques récents ayant entraîné l'érosion de certains types d'altérites (altérites du Briovérien, par exemple). Le démantèlement de la partie supérieure des profils daterait de l'Éocène supérieur (Trautmann *et al.*, notice carte de Rennes, 2000).

Avec l'Oligocène apparaissent des dépressions alignées sur des accidents NNW-SSE (couloir de faille de Quessoy – Nort-sur-Erdre). Ces dépressions sont des grabens générés par la phase de distension qui affecte la France durant

cette période. En, fonction de la position géographique des grabens, la sédimentation est marine (Langon, feuille Pipriac) ou laguno-lacustre (Loutehel, feuille Guer). L'organisation de ces dépressions le long d'accidents structuraux a conduit de nombreux auteurs à proposer l'existence de rias envahies par la mer oligocène.

Au cours du Néogène, se sont déposés les gisements de Sables rouges de Bretagne, en particulier, en ce qui concerne la carte de Guer, dans la région de Mernel. La présence de glauconie dans les sédiments a conduit les géologues (Milon, 1926, 1929, 1933 ; Milon *et al.*, 1935 ; Durand, 1960 ; Durand *et al.*, 1962) à considérer qu'ils correspondaient à un épisode marin transgressif.

Ce schéma a été nettement remis en question au cours de ces dix dernières années (Bonnet, 1998 ; Guillocheau *et al.*, 1998 ; Brault, 2000, 2002). Les études récentes conduisent à imaginer plutôt un remplissage fluvial de paléovallées, évoluant vers un remplissage de paléorias en domaine d'estuaire interne. Deux unités stratigraphiques ont été reconnues et datées par méthode ESR (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995a) : l'unité inférieure est constituée de chenaux faiblement sinueux évoluant vers des faciès estuariens internes. Elle est datée à  $7,0 \pm 0,45$  Ma soit Miocène terminal. L'unité supérieure est constituée à sa base de chenaux en tresse associés à un cône alluvial passant verticalement à des chenaux faiblement sinueux puis à un estuaire interne. Ces derniers faciès ont été datés à  $3,5 \pm 0,45$  Ma et  $3,3 \pm 0,45$  Ma, c'est-à-dire Pliocène supérieur (Plaisancien).

Au cours du Pléistocène ancien, la région connaît une épirogénie positive qui détermine un rajeunissement du relief et provoque un enfoncement de vallées. Le Quaternaire est marqué par l'alternance de climats tempérés et froids (glaciations). L'ensemble de la Bretagne subit des climats périglaciaires et les rivières ont des régimes contrastés permettant le transport d'alluvions grossières.

À l'Holocène, le climat est tempéré et les rivières transportent uniquement des matériaux fins (limon, argile).

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

### DISCORDANCE DE LA BASE DU PALÉOZOÏQUE

Trois carrières situées au voisinage de la carte de Guer ont été étudiées par J.J. Chauvel et A. Philippot (1960) qui confirment la discordance du Paléozoïque sur les terrains du Briovérien : les carrières des Landes près de Pont-Réan (feuille Janzé), de Brézil-les-Bois près de Saint-Just (feuille de Pipriac), de Murette près de Saint-Mâlon (feuille de Montfort-sur-Meu). Cette

discordance se manifeste principalement par une différence de pendage entre le Briovérien subvertical et la Formation de Pont-Réan (siltites pourpres et poudingues de Montfort) à pendage plus faible (30 à 45°). La présence de mylonite schisteuse au contact du Briovérien laisserait supposer des déplacements relatifs des masses en présence, interprétés comme des chevauchements.

Sur la carte de Guer, le contact Briovérien-Paléozoïque est observable dans deux carrières et confirme les observations précédentes :

– à la carrière de la Vigne, à 3 km à l'Ouest de Bréal-sous-Montfort (photos 18 et 19) : les siltites du Briovérien observables sur le pourtour de la carrière sont généralement orientées N60 50N ; à l'angle nord-est de la carrière, les trois termes de la Formation de Pont-Réan se superposent (Poudingues de Montfort, Grès de Courouët et Siltites pourpres du Boël) avec un pendage plus faible (S0 : N60 20N en moyenne) ;

– à la carrière de la Cheurtière, à 3 km à l'Est de Guignen : dans la partie ouest de la carrière, le Briovérien est constitué de bancs de siltite gris-bleu et de grès-quartzite gris à grain fin à stratification S0 orientée N110 60S ; en sommet de front de taille, le conglomérat de Montfort présente une orientation S0 N105 55N ; au contact de cette formation, des bancs de grès briovériens sont plissés (plan axial subhorizontal).

### *STRUCTURE DU BRIOVÉRIEN*

Le territoire de la feuille de Guer a largement été parcouru par C. Le Corre (1977, 1978) qui en a décrit l'organisation stratigraphique et structurale. Aussi nous nous efforcerons de résumer ces observations et conclusions et nous apporterons des données supplémentaires acquises lors de nos propres levés.

Selon C. Le Corre (1978), C. Barrois niait la discordance de la base du Paléozoïque et rattachait toutes les déformations du Briovérien au cycle hercynien. Par la suite, les preuves de cette discordance s'accumulant (Boelli, 1951 ; Chauvel, Philippot, 1957 et 1960), les déformations antécambriennes du Briovérien devaient être rattachées au cycle cadomien (Cogné, 1962, 1972). Le Briovérien de Bretagne centrale était généralement considéré comme essentiellement monostructural avec une phase cadomienne de plissement isoclinal de direction est-ouest (Cogné, 1962), à laquelle était associée une schistosité de direction E-W plongeant généralement vers le Nord, présumant un déversement des structures vers le Sud.

L'étude de C. Le Corre (1978) est venue poser un jalon supplémentaire dans la connaissance des événements qui ont structuré la Bretagne centrale : sans pour autant nier les déformations antérieures, elle accorde une place prépondérante à la phase hercynienne de la déformation varisque,

à laquelle il associe globalement les plissements synschisteux observés à la fois dans les séries briovériennes et paléozoïques de cette partie de la Bretagne. Les éléments structuraux principaux décrits par C. Le Corre sont le style des plis synschisteux et la nature de la schistosité.

Ainsi, deux styles de plis ont été distingués : au Nord d'une ligne Ploërmel-Bain-de-Bretagne, les plis synschisteux sont peu accentués, symétriques et à plan axial subvertical ; au Sud de cette ligne, les plis synschisteux sont plus accusés, dissymétriques et déversés vers le Sud (le flanc normal plonge légèrement vers le Nord et le flanc inverse est subvertical).

Une zonéographie de la schistosité en quatre classes, réalisée à partir de l'analyse de nombreuses lames minces à été proposée (voir fig. 4) : (1) schistosité de fracture ou crénulation affectant S0, (2) schistosité de fracture avec début de recristallisation orientée, (3) schistosité de flux respectant encore certains microlithons, (4) schistosité de flux typique, (5) crénulation affectant S1.

L'analyse de ces données souligne l'existence d'un gradient de déformation du Nord vers le Sud avec toutefois quelques anomalies : le faible développement de la schistosité dans la zone de Néant-sur-Yvel pourrait correspondre à une zone neutre située à l'extrémité de la fermeture périsynclinale paléozoïque. Il en est de même près de Guer. En revanche, près de Maure-de-Bretagne, une zone à forte schistosité de flux pourrait laisser supposer l'existence d'un petit dôme thermique déjà soupçonné lors de l'interprétation des cartes aéromagnétiques (annexe 3).

Sur la feuille Guer, la schistosité S1 du Briovérien montre des directions proches de N90 (E-W) généralement comparables à celles des formations silteuses du Paléozoïque. Mais les linéations d'intersection S1/S0 montrent des plongements très variables, de l'horizontale à la verticale laissant supposer un modèle structural plus compliqué qu'on ne l'imaginait. La direction particulière N70 observée pour S1 près de Guer se retrouve aussi dans le Paléozoïque situé plus au Sud et pourrait s'expliquer par la présence du complexe volcanique ordovicien de Réminiac ayant joué le rôle de môle anté-tectonique plus compétent et ayant provoqué une déflexion de la schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïque.

La zonéographie des différents types de schistosité du Briovérien dessinée par C. Le Corre (1978) et la géométrie d'ensemble de répartition des faciès b1, b2 et b3 distingués au cours des levés des cartes de Ploërmel et Guer sont pratiquement superposables (fig. 4).

Le faciès b1 des siltites à débit en baïonnette (dalles de Néant-sur-Yvel) correspond aux zones à schistosité de fracture ou crénulation affectant S0 (1), les faciès b2S et b3S (siltites à débit grossier) correspondent aux zones

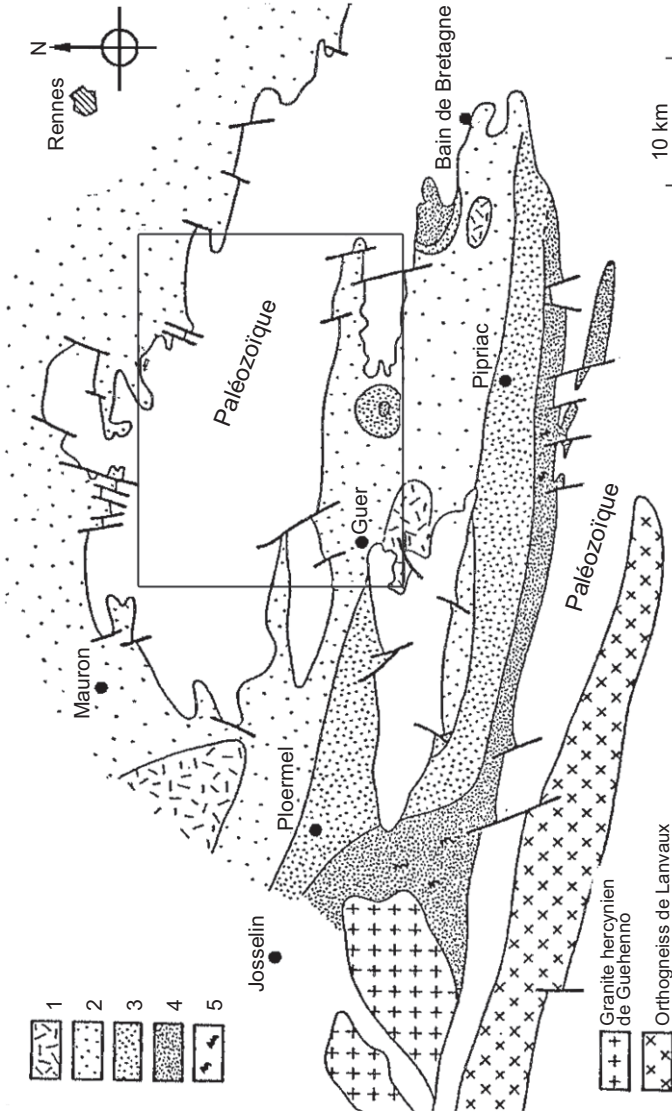


Fig. 4 - Carte typologique de la schistosité du Briovérien de Bretagne centrale, d'après C. Le Corre (1978)

- 1 : Schistosité de fracture sur crénulation affectant SO ; 2 : Schistosité de fracture avec début de recrystallisation orientée ;
- 3 : Schistosité de flux respectant encore certains microlithons ; 4 : Schistosité de flux typique ; 5 : Crénulation affectant S1

à schistosité de fracture (2) avec début de recristallisation (b2) et les faciès b2s et b3s (schistes ardoisiers) aux zones à schistosité de flux (3 et 4).

La distinction entre les faciès b1, b2 et b3 cartographiés sur les cartes de Guer et Ploërmel pourrait être essentiellement liée à une variation d'intensité de la schistosité. Elle pourrait aussi s'expliquer au moins partiellement, par la différence de réponse qu'apportent les différentes lithologies à la déformation tectonique du secteur (voir coupe Sérent située sur la carte de Ploërmel et décrite par J. Chantraine *et al.*, 1982).

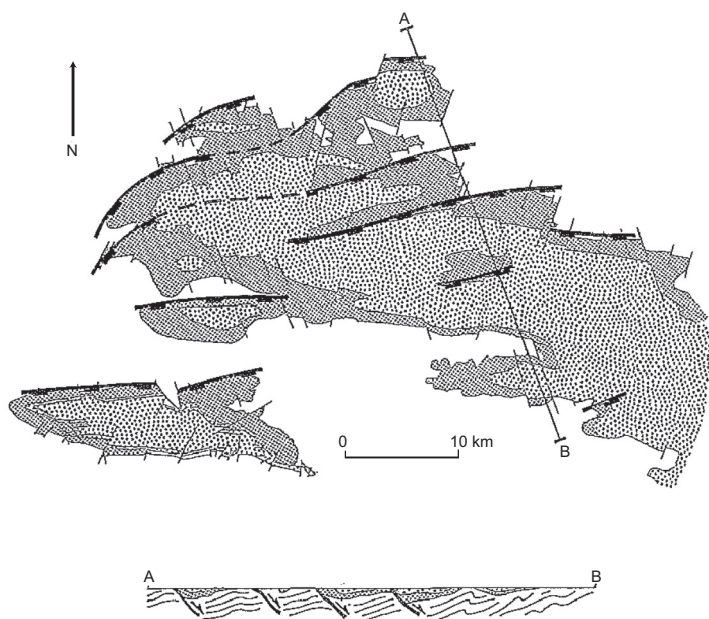
À la suite des travaux de C. Le Corre (1978) puis de ceux de D. Berthé (1980) intéressant un domaine plus occidental (secteur de Josselin), il ne fait aucun doute que l'évènement structurant principal est d'âge hercynien. Les trajectoires de la schistosité principale S1, mesurable partout dans le Briovérien, « moulent » les lobes granitiques varisques qui jalonnent le cisaillement sud-armoricain, ce qui prouve la concomitance des remontées diapiriques et de la schistogénèse.

Ajoutons qu'il n'a jamais été découvert, dans quelque localité que ce soit, et notamment au sein des séries conglomératiques de base du Paléozoïque post-Cambrien de galets possédant une schistosité relique. Cependant, la discordance des formations paléozoïques sur le Briovérien étant largement démontrée, elle oblige à admettre l'existence de phases de déformations anté-ordoviciennes.

Deux hypothèses ont été défendues pour expliquer cette discordance, qui ne s'excluent pas forcément l'une l'autre.

Selon C. Le Corre (1978), une première phase de déformation « cadomienne » sans schistosité aurait abouti à des plis déversés ou couchés d'orientation subméridienne. L'existence de ces plis, très difficile à démontrer sur le terrain, permettrait d'expliquer la pente très variable de la linéation d'intersection S1/S0 du plongement axial des plis synschisteux. Une seconde phase d'ondulation N70, également sans schistosité a également pu se superposer à la phase précédente, qui pourrait correspondre à la phase « intermédiaire » définie par J.R. Darboux *et al.* (1975) dans le Briovérien de la baie de Douarnenez.

Il existe indéniablement des structures antéschisteuses en Bretagne centrale : nombre d'anciennes carrières où l'on distingue le contact entre Briovérien et Paléozoïque post-cambrien montrent des séries briovériennes très structurées. Selon C. Le Corre (1978), le plus bel exemple peut être observé dans la carrière de la Pierre au Diable située près de la ferme du Noyer à Orgères sur la carte de Janzé (déjà étudiée par Bolelli en 1951). Le Briovérien constitué de bancs de quartzite et siltite plissés est tronqué par une



**Fig. 5 - Failles normales du synclinorium de Martigné-Ferchaud obtenues par modélisation informatique (J.P. Brun *et al*, 1991)**



surface de discordance et surmonté par des bancs de Poudingues de Montfort à faible pendage (N110 30 SW). Deux types de plis ont été distingués par C. Le Corre (1978) : des plis anciens P1 isoclinaux et fermés dont l'axe plonge de 25° au 315 recoupés par la surface de discordance du Paléozoïque et des plis tardifs P2 plus petits, plus ouverts et subparallèles au contact, associés à une schistosité comparable à la schistosité paléozoïque.

Une autre hypothèse a été avancée afin d'expliquer cette discordance et sa géométrie en Bretagne centrale. Ainsi, une tectonique arénigienne en blocs basculés déduite de l'observation des angles de discordance entre Briovérien et Formation de Pont-Réan rendrait compte (Ballard *et al.* (1986) et Brun *et al.* (1991)) de l'organisation discontinue et hétérogène des sédiments de la base du Paléozoïque correspondant à des dépôts syn-rift (Ballard, 1986). La configuration géométrique de ces blocs aurait été guidée par des mouvements le long de failles normales (Brun *et al.*, 1991), mais dont la localisation reste incertaine (fig. 5).

La connaissance acquise lors du lever de la carte géologique de Guer, ne nous permet pas de trancher entre ces hypothèses. Toutefois, les failles normales supposées par J.P. Brun *et al.* (1991) n'ont pu être observées sur le terrain (il en est de même pour les cartes de Ploërmel et Janzé), ce qui implique que la thèse de C. Le Corre semble toujours plausible.

Plus simplement, une phase anté-hercynienne soulignée par des plissements sans schistosité (domaine structural moyen de M. Mattauer (1967) au-dessus du front de schistosité), a pu affecter les roches briovériennes, sur laquelle serait venu se superposer un second événement plus important en terme d'intensité de déformation et qui affecterait l'ensemble des séries protérozoïques et paléozoïques et qui correspond à la phase hercynienne. Nos données ci-dessous résument les mesures de stratigraphie S0 et schistosité S1 acquises au cours du lever de la carte de Guer pour les roches du Briovérien (fig. 6 et 7, hors texte).

L'orientation moyenne de S0 est de N72 26N (les points noirs correspondent aux siltites, les cercles vides aux grès et les carrés vides aux poudingues du Briovérien).

L'orientation moyenne de S1 est N83 72N (points noirs pour les siltites ; cercles vides pour les grès et cercles vides plus grands pour les poudingues).

Les diagrammes de densité des pôles des stratigraphies décrit clairement des plis ouverts orientés N075 et celui des schistosités des plis de même orientation déversés vers le Sud.

## *STRUCTURE DU PALÉOZOÏQUE*

La structure de l'Unité des synclinaux du Sud de Rennes apparaît assez simple avec ses ondulations d'axe d'orientation N90-100. La déformation a été suffisante pour qu'une schistosité puisse se développer dans les formations silteuses. Cette structure est compliquée par une tectonique cassante postérieure au plissement, les failles les plus spectaculaires sont des décrochements dextres d'orientation N150. Mais il existe aussi de nombreuses failles subméridiennes à rejet vertical.

C. Le Corre (1978) a décomposé cette unité en plusieurs sous-unités structurales, celles qui concernent le territoire de la carte de Guer sont la sous-unité de Paimpont-Guichen qui occupe une grande partie de la moitié nord de la carte, la sous-unité de Martigné-Ferchaud au Sud-Ouest de la carte (synclinaux de Bourg-des-Comptes et de Pléchâtel) et la sous-unité de Réminiac à l'angle sud-ouest de la carte.

### **Sous-unité de Paimpont-Guichen**

Suite aux nombreuses mesures structurales de C. Le Corre (1978), il apparaît clairement sur les diagrammes S0 que les ondulations restent modestes et se dispersent suivant une direction E-W. Avec les analyses de la schistosité S1 et de la linéation d'intersection, l'orientation N90-100 de la phase majeure de plissement devient évidente.

Malgré la faible amplitude des plis, la schistosité se manifeste très nettement dans les formations silteuses.

### **Sous-unité de Martigné-Ferchaud**

Cette sous-unité est la plus longue (120 km) et la plus complète (la série paléozoïque monte jusqu'au Silurien). Par rapport à la sous-unité de Paimpont-Guichen, le plissement est plus intense (pendages des couches pouvant atteindre la verticale). Sur la carte de Guer, cette sous-unité se subdivise en deux synclinaux : le synclinal de Bourg-des-Comptes au Nord et le synclinal de Pléchâtel au Sud.

Dans cette sous-unité, chaque formation paraît avoir un comportement spécifique lors de la déformation : le Grès armoricain donne des plis droits isopaques à grand rayon de courbure, parfois un peu coffrés, les Schistes d'Angers-Traveusot et de Riadan affectés par la schistosité régionale se déforment par aplatissement et surépaississement dans les charnières alors que le Grès du Châtellier (couche compétente au sein de terrains schisteux) montre un plissement plus serré plus ou moins disharmonique.

Dans la terminaison périsynclinale de Pléchâtel, à l'angle sud-est de la carte de Guer, S. Le Poëzat-Guigner (1967) note une discordance entre le Briovérien et le Paléozoïque qui se manifeste par une différence dans les directions d'axes de plis : N85 dans le Briovérien (calculé à partir des intersections des S0) et N105 dans le Paléozoïque (calculé à partir des intersections S1/S0). En revanche, les schistosités de ces deux ensembles sont identiques (N105) et mises en place lors de l'orogénèse hercynienne.

### **Sous-unité de Réminiac**

Dans la zone de la Corbinais, au Nord du synclinal de Réminiac, les siltites de Pont-Réan et le Briovérien sous-jacent présentent une schistosité orientée N70. Cette orientation « anormale » serait liée à la présence de la masse éruptive de la Formation volcanique de Marsac. Les pendages de S0 y sont assez faibles.

Dans le reste du synclinal de Réminiac (cartes de Malestroit et Pipriac), on retrouve une schistosité normale à N90 et les pendages de S0 peuvent atteindre la verticale (synclinal plus intensément plissé). Ce synclinal est affecté par une tectonique cassante : nombreuses failles subméridiennes et N150 et failles est-ouest sur le flanc sud (carte Malestroit).

Les mesures d'orientation effectuées lors du lever de la carte de Guer confirment les observations de C. Le Corre (1978). La stratigraphie S0 des roches de la Formation de Pont-Réan (poudingues de Montfort, grès de Courouët et siltites du Boël) montre une S0 moyenne orientée N15 05E (fig. 8, hors texte).

Dans les formations paléozoïques plus récentes, le pendage moyen reste très faible comme le montrent les mesures de S0 dans les Formations du Grès armoricain, d'Angers-Traveusot (siltites), du Châtellier (grès) et de Riadan-Renazé (siltites) avec une orientation moyenne de N124 06N (fig. 9, hors texte).

Ces mesures de S0 confirment que dans le Paléozoïque, le plissement hercynien se manifeste principalement sur la carte de Guer sous forme de plis très ouverts, alors que les plis qui affectent le Briovérien sont beaucoup plus resserrés (pendage moyen de 26° pour S0 dans le Briovérien). Cela pourrait laisser supposer un comportement de type socle briovérien surmonté par une couverture paléozoïque.

Les orientations de la schistosité S1 sont très homogènes dans l'ensemble du Paléozoïque depuis la Formation de Pont-Réan jusqu'à la Formation de Riadan-Renazé, les valeurs moyennes sont très proches de N90 90 (fig. 10 et 11, hors texte). Elles sont proches de celles mesurées dans le Briovérien (N83 72N) qui montrent un léger un léger déversement des plis vers le Sud.

## TECTONIQUE CASSANTE

Les failles ne sont jamais directement observables sur le terrain. Elles ont été sélectionnées à partir des linéaments majeurs issus du traitement des données topographiques et en particulier du modèle numérique de terrain (MNT) mais aussi des données géophysiques aéroportées. Leur présence a été confirmée lors du tracé de la carte, en particulier lors de l'observation de décalages de faciès.

Trois grands types de failles ont été distingués par C. Le Corre (1978) qui paraissent avoir rejoué jusqu'à une époque récente :

– failles subméridiennes (N0 à N20) : failles subverticales ou à fort pendage est avec des rejets à composante verticale dominante (d'après les stries) ; ce type de failles est bien visible dans des carrières au Sud de Montfort-sur-Meu (carte de Montfort-sur-Meu) ;

– failles N150 : fractures subverticales à jeu décrochant dextre avec parfois une composante verticale non négligeable ; ces failles qui se relaient le plus souvent en échelon ont déterminé le couloir de Quessoy – Nort-sur-Erdre où se sont, en particulier déposées les argiles vertes oligocènes du Bassin de Loutehel ;

– failles N70 à N100 : cette direction est beaucoup moins évidente et regroupe probablement plusieurs familles ; une faille de ce type a été décrite par A. Philippot (1962) à la Corbinais – Bénioque, au Sud du synclinal de Guichen (carte de Janzé) ; une autre grande faille de ce type traversant la région d'Ouest en Est sur plus de 40 km depuis Coëtquidan jusqu'à Janzé et séparant le pli de Guichen de celui de Bourg-des-Comptes avait été dessinée par C. Barrois et P. Pruvost sur la carte à 1/80 000 de Redon (2<sup>e</sup> édition), mais sa continuité a été mise en doute par C. Le Corre (1978) et n'a pas été observée lors du lever de la carte de Guer (toutefois des failles de ce type existent près de Mérignac).

Cette orientation N100 est bien connue le long de l'accident sud-armoricain (axe des Landes de Lanvaux). Le lever aéromagnétique de 1998 met en évidence des orientations similaires dans les secteurs de Josselin et Ploërmel, qui ne se distinguent généralement pas en surface (Debeglia *et al.*, 2000).

Associée aux failles, en particulier les failles N150, il est possible d'observer localement, une schistosité de fracture S2 créant des « kink-bands » dans la schistosité principale. Cet épisode de tectonique cassante, postérieur vient perturber la relation entre la schistosité principale et la stratification décrite ci-dessus.

Proche d'un des accidents N150 majeur bordant le bassin oligocène de Loutehel, les schistes pourpres de la formation de Pont-Réan sont affectés par cette schistosité S2. Sa relation avec la schistosité de première génération est claire, elle constitue bien un évènement tectonique secondaire. Son orientation est N-S (de N020 à N175) et fortement pentée (photo 20).

Dans ce même secteur de la carte (à l'Ouest du bassin de Loutehel), des fentes de tension en échelon N020 sont associées à cette seconde schistosité. Ces fentes de tension sont déformées montrant que de la mise sous tension des roches va aboutir à de la fracturation (photo 21). Les fentes de tension remplies de quartz, montrent un axe principal du tenseur de contraintes locales orienté N020. Les directions de failles principales N150 du bassin de Loutehel et cette direction de mise sous contraintes des roches de N020 font un angle de 50°. Cette ébauche pourrait correspondre au tenseur de contrainte qui serait à l'origine du fonctionnement des failles bordant le bassin. Ainsi les failles N-S comme celles N150 trouveraient leur origine dans un système en compression qui localement verrait se développer de petits secteurs en transtension.

En résumé, après les déformations cadomiennes ayant affecté la série briovérienne, la transgression paléozoïque recouvre la Bretagne centrale. Lors des déformations hercyniennes, le Briovérien a été intégré au Paléozoïque. Ces déformations consistent principalement en une phase de plissement synschisteux qui a imprimé à la région l'essentiel de ces caractères structuraux (plissement à N90-100). Des déformations cassantes tardives s'échelonnent ensuite depuis la fin de l'époque hercynienne jusqu'au Tertiaire.

### *MÉTAMORPHISME*

L'ensemble des formations briovériennes et paléozoïques se situe dans un domaine métamorphique épizonal à paragenèse de type quartz-illite-chlorite portée par la schistosité principale.

Ce métamorphisme n'a pas fait l'objet d'étude spécifique au cours du lever de la carte de Guer. Nous résumerons les données existantes (Le Corre, 1978) déjà évoquées dans les notices des cartes voisines (Ploërmel, Rennes, Janzé, Pipriac, ...).

Grâce au chloritoïde, C. Le Corre (1978) a pu mettre en évidence un gradient de métamorphisme croissant du Nord vers le Sud, en Bretagne centrale. La carte de répartition proposée dans sa thèse montre que ce minéral n'a pas été détecté sur le territoire de la carte de Guer, laissant supposer une faible intensité relative du métamorphisme.

Les mesures d'indice de cristallinité des micas dioctaédriques (illites) ont été réalisées par diffractométrie RX et basées sur la largeur du pic à 10 angström mesurée à mi-hauteur. Les données recueillies montrent l'existence d'une discontinuité entre Briovérien et Schistes d'Angers-Traveusot.

Les illites du Briovérien présentent généralement des indices de 5 à 3 et sont franchement dans le domaine de l'épizone.

En revanche, dans la Formation des Schistes d'Angers-Traveusot, on observe une grande diversité des indices, entre 12 et 3, correspondant au domaine s'étendant de la diagénèse à l'épizone. Sur la carte de Guer, les valeurs sont généralement élevées et du domaine de la diagénèse.

D'après C. Le Corre, 1978, cette différence de degré de métamorphisme entre Briovérien et Paléozoïque s'expliquerait par une différence de niveau structural (profondeur) et non par une évolution métamorphique antérieure du Briovérien.

### *APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE*

Un lever géophysique aéroporté de l'ensemble du Massif armoricain a été réalisé en 1998 sous la direction du BRGM pour le compte du Ministère de l'Économie, des Finances et de l'Industrie.

La radioactivité naturelle a été enregistrée à l'aide d'un spectromètre gamma. Le spectre de rayonnement est enregistré chaque seconde, intégré sur des fenêtres spectrales caractéristiques et converti en concentration (%) en potassium et en teneurs équivalentes (ppm) en uranium et thorium du sol.

Le champ magnétique a été mesuré par un magnétomètre à pompage optique à vapeur de césium placé dans un rostre fixé à la queue de l'avion. Les mesures ont été corrigées afin d'obtenir une carte d'anomalie magnétique représentative des structures géologiques locales.

Les données spectrométriques et magnétiques ont été interpolées aux nœuds d'une grille, permettant alors l'établissement de cartes :

- spectrométrie : cartes des concentrations en potassium, et teneurs équivalentes en thorium et uranium ;
- magnétisme : cartes de l'anomalie du champ total (structures profondes), du gradient vertical réduit au pôle (le gradient vertical favorise les sources peu profondes et la réduction au pôle recentre les anomalies), ...

Ces cartes géophysiques apportent des éléments précieux pour délimiter les contours des formations géologiques, confirmer la présence de zones altérées et détecter des structures non affleurantes (annexe 3).

### **Carte des concentrations en potassium**

Sur le territoire de la feuille de Guer, les secteurs à concentration élevée en potassium coïncident avec les affleurements de siltites du Briovérien et de l'Ordovicien moyen (Formation d'Angers-Traveusot). Ceci confirme, s'il en était besoin, l'altération très limitée de ces siltites (potassium facilement mobilisable lors des phénomènes d'altération).

Les siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan montrent aussi des concentrations assez élevées.

En revanche, les formations gréseuses (Grès de Courouët, Grès armoricain), souvent altérées montrent de faibles concentrations en potassium.

### **Carte des teneurs équivalentes en thorium**

La carte de répartition des teneurs en thorium montre que les teneurs élevées soulignent principalement les contours des affleurements de siltites de la Formation d'Angers-Traveusot.

### **Carte des teneurs équivalentes en uranium**

Les teneurs élevées en uranium constituent un semis de taches réparties sur la carte de Guer. Elles se concentrent toutefois sur les siltites de la Formation d'Angers-Traveusot et les siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan.

### **Carte du gradient vertical réduit au pôle**

Elle confirme, de façon très nette, la localisation des roches volcaniques effusives de la Harlais (Formation de Marsac), roches contenant des grains de magnétite (cf. étude en lames minces).

Une anomalie magnétique est également observable plus au Sud, près de Mernel. Elle pourrait indiquer l'existence d'un corps magnétique à faible profondeur sous le Briovérien (massif éruptif?). Elle coïncide avec une zone à schistosité de flux (fig. 4) observée par C. Le Corre (1978).

## **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

L'émergence de la tectonique des plaques dans les années 1970 a modifié notre connaissance de la lithosphère en passant d'une conception relativement statique à une conception fortement mobiliste. Elle a entraîné un renouvellement de l'interprétation géodynamique des orogènes anciens et en particulier de la chaîne varisque.

De très nombreux travaux ont été entrepris à ce sujet sur le Massif armoricain. Des synthèses ont été rédigées par J. Chantraine (1999) et M. Ballèvre (2008) dont nous reprenons les points essentiels.

### *ÉVOLUTION CADOMIENNE*

Selon J. Chantraine (1999), le Massif armoricain est constitué de deux blocs juxtaposés le long d'un trait structural majeur : l'accident des Landes de Lanvaux (ou faille Malestroit-Angers), branche nord du cisaillement sud-armoricain : le bloc nord-armoricain essentiellement formé au cours du cycle cadomien (600 Ma) et le bloc sud-armoricain qui fait partie de la chaîne varisque (300 Ma).

Le bloc nord-armoricain est un tronçon de la chaîne cadomienne, érigé au cours du Panafricain, importante période d'accrétion de la fin du Protérozoïque.

Il intègre les témoins les plus anciens de l'histoire géologique du Massif armoricain observés dans le Trégor, les îles anglo-normandes et le cap de la Hague. Il s'agit de granitoïdes datés de 2 000 Ma qui confirment l'existence d'un socle icartien.

Cette orogénèse est interprétée dans le cadre de l'évolution d'une marge continentale active sur le rebord nord du continent Gondwana (de 760 à 540 Ma, suivant les régions). Une succession d'événements tectoniques est mise en évidence : constitution d'un arc volcano-plutonique (Trégor) au-dessus de la subduction océanique (600 Ma), extension de la marge active accompagnée de magmatisme juvénile (Saint-Brieuc).

Sous l'effet de la convergence lithosphérique, le raccourcissement du dispositif entraîne l'écaillage de la marge sur la bordure continentale (540 Ma), l'épaississement et le début de fusion de la croûte, la mise en place des dômes granito-migmatitiques de Guingamp et Saint-Malo (540 Ma) puis du batholite mancellien d'origine crustale dans l'avant-pays de la chaîne.

Après sa constitution, le bloc cadomien nord-armoricain joue le rôle de craton au cours de l'histoire varisque. Dans la zone nord-armoricaine, le craton est recouvert localement par une couverture cambro-ordovicienne et n'est pas affecté par les déformations varisques.

La feuille de Guer est assez éloignée des domaines orogéniques cadomiens et il ne subsiste à notre connaissance aucune relique visible de cette évolution, totalement oblitérée par l'histoire varisque.



Il est possible, mais encore non démontré, qu'une partie du socle situé sous les sédiments briovériens soit d'âge « cadomien », c'est-à-dire d'âge antérieur à 540 millions d'années (mesures d'âge sur populations de zircons provenant des granitoïdes de la carte de Loudéac).

Dans les niveaux conglomératiques briovériens, il n'a jamais été trouvé de galets montrant une schistosité antérieure à la schistosité S1 principale d'âge varisque, mais il est cependant probable (comme observé à la carrière de la Pierre au Diable à Orgères sur la feuille Janzé) que le Briovérien ait été une première fois tectoniquement structuré à la fin de l'orogénèse cadomienne, éventuellement lors d'une phase de serrage tardive (plis sans schistosité) du bassin arrière-arc dans lequel les sédiments se sont empilés.

## ÉVOLUTION VARISQUE

### La fragmentation gondwanienne

Durant le Paléozoïque inférieur, le socle cadomien est soumis à plusieurs épisodes de rifting. Le premier, au Cambrien, s'est accompagné de manifestations volcaniques en Normandie. Le second, à l'Ordovicien inférieur, a permis le développement d'un magmatisme alcalin à calco-alcalin : granitoïdes de Lanvaux à Angers, roches volcaniques (porphyroïdes de Belle-Ile). Cette période extensive a pu provoquer la création de domaines à croûte océanique, dont certains complexes ophiolitiques pourraient être les témoins (Audierno).

Elle est interprétée comme la fragmentation de la marge nord-gondwanienne d'où s'éloignent deux blocs Armorica (Bretagne, Normandie) et Avalonia (Sud de l'Irlande et de l'Angleterre, Brabant, Ardenne).

Elle s'accompagne d'une longue période subsidente durant laquelle se déposent les grès et siltites de l'Ordovicien, puis les siltites noires du Silurien, parfois interrompues par des venues volcaniques, comme celles de la Formation de Marsac dans les synclinaux de Réminiach et Bourg-des-Comptes (âges de mise en place de 461 et 472 Ma mesurés sur la feuille Guer). La Formation de Pont-Réan de l'Ordovicien est considérée par J.F. Ballard *et al.* (1986) comme un dépôt syn-rift de la base de l'Ordovicien inférieur.

Un peu partout en Bretagne centrale, de nouvelles datations sur des objets très longtemps considérées comme « hercyniens » proposent des âges ordoviciens, situés pour la plupart aux alentours de 480-490 Ma (granite de Ménéac, granodiorite de Saint-Lubin, orthogneissification du protolithe de Plouguenast, parfois même dévoniens (granite du Pertre).

Ceci nous oblige à revoir notre conception d'un domaine centre-armoricain peu touché par les événements tectoniques dans toute la vaste période du Paléozoïque. Cette intense activité magmatique ne peut être, pour l'instant, distinctement rattachée à un épisode tectonique bien précis et les analyses de roches, toujours en cours, ne permettent pas encore de donner une hypothèse fiable sur le contexte géodynamique de mise en place de ces magmas ni de leur origine et de leur nature.

L'hypothèse la plus probable serait une phase d'extension bien plus importante que ce que l'on soupçonnait jusqu'à maintenant avec production magmatique et volcanisme associé, sans pour autant avoir d'ouverture océanique (aucune relique ophiolitique retrouvée). Cependant, le chimisme de certaines roches volcaniques, les compositions très différenciées des corps plutoniques, le caractère très « discontinu » des marqueurs de déformation, l'étendue des domaines de métamorphisme de contact, montrent que le phénomène n'est pas aussi « simple » et qu'il est sans doute polyphasé. S'y rajoute le fait que cette zone de Bretagne centrale, éloignée des domaines orogéniques sud-armoricains, a aussi été le siège de production magmatique lors de l'édification de la chaîne hercynienne (granite de Saint-Gouéno) avec un « reset » des indicateurs thermo-baryométriques et exhumation de roches profondes (Gumiaux, 2004).

## **De la subduction à la collision**

Avec le Dévonien commence une histoire plus différenciée géographiquement. Dans les domaines nord- et centre-armoricains, la sédimentation marine de plateforme se poursuit durant tout le Dévonien. Au Dévonien supérieur (380-360 Ma), les témoins de la subduction sont indiscutables dans le domaine sud-armoricain : métamorphisme de faciès schiste bleu à Groix, par exemple.

## **La collision carbonifère**

Dans la partie méridionale du Massif armoricain, l'empilement des nappes se construit ou est achevé dès le Carbonifère inférieur (360-330 Ma).

La déformation se propage alors dans le domaine centre-armoricain (carte de Guer) avec un premier épisode d'émersion accompagné de l'érosion du Dévonien. La sédimentation marine reprend à la fin du Tournaisien et au Viséen (bassins de Châteaulin et de Laval) avant la phase majeure de plissement s'accompagnant dans ce domaine centre-armoricain d'une schistosité verticale. L'étirement horizontal est le témoin d'une composante cisailante dextre, le domaine centre-armoricain étant situé entre deux failles majeures décrochantes dextres. Selon C. Gumiaux *et al.* (2004), la schistosité régionale de ce domaine, généralement orientée à N100 est compatible avec un cisaillement dextre de direction N125.

Dans le domaine nord-armoricain, la sédimentation s'interrompt aussi au Carbonifère inférieur, ce domaine répondant à la convergence en se fracturant. Dans les fissures nord-sud s'injectent les filons de dolérite.

### **La destruction de la chaîne**

Au Carbonifère supérieur (310-300 Ma), la croûte épaissie de la partie méridionale du Massif armoricain est soumise à un allongement de direction est-ouest, souvent interprété comme résultant de l'effondrement gravitaire de la chaîne. La faille de Quiberon que jalonne un leucogranite marque une des zones de déformation ductile en extension accommodant l'amincissement de la croûte épaissie. La branche majeure du cisaillement sud-armoricain (branche sud) marque un déplacement dextre de plusieurs dizaines voire quelques centaines de kilomètres le long d'une zone de quelques centaines de mètres de large jalonnée par les mylonites. Des leucogranites, à enracinement peu profond, utilisent ces grandes discontinuités cisailantes pour se mettre en place, sont à leur tour intensément déformés (C/S) sur les bordures en contact avec les grandes failles et acquièrent leurs formes lobées caractéristiques. Les domaines centre et nord-armoricain ne se déforment plus dans leur globalité malgré quelques réactivations. Il est possible que des changements locaux dans la nature et l'intensité de la schistosité (comme aux environs de Guer) soient liés à la présence de failles non-décélées ou encore à la présence de corps plutoniques non-émergeants...

### *ÉVOLUTION MÉSO-CÉNOZOÏQUE*

En Bretagne centrale, comme en général sur l'ensemble du Massif armoricain excepté peut-être à l'Est et au Sud-Est sur ses bordures en contact avec les grands bassins sédimentaires (bassin de Paris et bassin d'Aquitaine), les témoins sédimentaires des périodes mésozoïque et cénozoïque sont rares ; il est difficile de restituer une histoire géologique couvrant une si vaste période avec des informations très fragmentaires.

La présence du Jurassique et du Crétacé anté-Cénomaniens n'a jamais été démontrée en Bretagne et jusqu'à aujourd'hui, elle est considérée comme un territoire exondé pendant de larges parties de cette vaste période ; suite à l'ouverture du Golfe de Gascogne, le Massif armoricain est en morphologie d'épaulement de rift, exondé et en position altitudinale « haute » : il subit des phases d'altération et d'érosion dont les produits nourrissent en éléments détritiques, les bassins périphériques.

La grande transgression qui s'amorce au Cénomaniens va certainement envahir les terres émergées mais on ne connaît pas l'ampleur de l'ennoyage : les faciès crétacés calcaires bordant immédiatement le Massif armoricain

(bassin de Paris, Manche, marge sud-armoricaine) sont des faciès marins et il est probable que l'importance de la transgression ait été largement mésestimée. Un sondage dans l'hémi-graben de Rennes, dont le remplissage sédimentaire est de plusieurs centaines de mètres (d'après un profil sismique réalisé en 2000) devrait lever cette incertitude...

On considère que l'ensemble du Massif armoricain est émergé et en position « haute » au moins dès la fin du Crétacé, certainement en réponse à la compression « pyrénéenne ». Pendant tout le Paléogène, jusqu'au Bartonien-Priabonien, les terrains vont être soumis à une altération météorique (exogène) très importante, sous des climats chauds et humides de type climats tropicaux actuels : la majeure partie des altérites relictuelles que l'on observe de nos jours en Bretagne centrale proviennent très vraisemblablement des ces épisodes tertiaires (mais l'on ne peut écarter quelques reliques d'altérites crétacées...).

Au Priabonien, les conditions tectono-climatiques évoluent : les profils d'altération ralentissent leur progression, des silicifications pédogéniques s'établissent sur la surface continentale. Très rapidement (Priabonien, Oligocène inférieur), ces profils sont détruits alors que s'amorcent les premiers mouvements flexuraux qui réutilisent des failles anciennes orientées globalement N150. Ce changement vers une tectonique en extension est perceptible dans tout le Massif armoricain mais est bien plus généralisé et spectaculaire ailleurs en Europe (fossé du Rhin, fossé des Limagnes). Le Massif armoricain retrouve très rapidement une position altimétrique basse et sera ennoyé à plusieurs reprises même si les niveaux marins ne sont pas les plus élevés du Tertiaire. La feuille de Guer a la particularité d'être traversée par l'un des faisceaux de ces grandes failles réactivées dont la subsidence va assurer l'espace nécessaire au piégeage et à la conservation postérieures des sédiments. C'est pour cette raison que l'on retrouve dans les bassins de Loutehel et des Brûlais, des argiles oligocènes comme dans l'hémi-graben de Rennes où une portion importante de la plateforme carbonatée oligocène est aussi préservée.

Le Quaternaire est marqué par l'installation des réseaux hydrographiques selon des phases d'incision liées à la fois à un facteur climatique (alternance des périodes glaciaires et interglaciaires) et un facteur tectonique (uplift différencié articulé autour des failles anciennes orientées N°150 et N°110-130) en réponse à la « poussée » alpine. Lors des périodes froides, la combinaison des phases de fauchage, gélifluxion, cryoturbation et des phases de stabilisation ont 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 pourrait être « 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.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

*SOLS (chapitre rédigé par Foucaud-Le Mercier et Rivière,  
Agrocampus Rennes)*

Le sol est le produit de l'altération, du remaniement et de l'organisation des couches supérieures de la croûte terrestre sous l'action de la vie, de l'atmosphère et des échanges d'énergie qui s'y manifestent (Aubert et Boulaïne, 2000). Les processus de formation des sols et la typologie qui en résulte sont influencés notamment par le matériau parental dont ils sont issus et le contexte topographique dans lequel ils se trouvent. Le matériau parental influence la granulométrie, la perméabilité, le pH et la fertilité chimique d'un sol, et le contexte topographique contraint les mécanismes de circulation de l'eau à la surface du sol (et donc les processus érosifs) et dans le sol. La végétation qui se développe à la surface du sol et les actions anthropiques peuvent également influencer les processus pédogénétiques et les types de sols qui en découlent.

Parmi les matériaux parentaux présents sur la carte de Guer, on distingue les formations de socle plus ou moins altérées et les matériaux déplacés comme les dépôts fluviatiles, les dépôts de versant ou les apports éoliens.

Les informations pédologiques utilisées pour construire ce chapitre proviennent principalement de la carte pédologique de Janzé levée par l'INRA et la Chambre d'Agriculture d'Ille-et-Vilaine en cours d'achèvement en vue de sa publication à l'échelle 1/100 000.

**Sols des matériaux briovériens.** Il s'agit principalement de schistes tendres, occupant un peu moins du tiers de la feuille de Guer. Les schistes de la Formation de Riadan-Renazé, ont le même comportement physique et sont à rattacher à cette catégorie des schistes du Briovérien. Les sols issus de ces matériaux ont une texture limoneuse où l'argile ne représente que 10 à 20 % de la terre fine. Cette caractéristique confère au sol une bonne réserve hydrique, mais aussi une sensibilité importante au tassement et à l'érosion hydrique. Ces sols ont une vocation agricole, ils portent essentiellement des paysages ouverts au bocage relictuel où sont cultivées des céréales. Le passage du sol à la roche-mère peut se faire de façon très nette, ou progressive sur quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres par la présence d'horizons d'altération de la roche-mère. Ces horizons peuvent contenir une charge importante en éléments

grossiers sous forme de plaquettes de schiste ou présenter une texture limono-argileuse au toucher talqueux caractéristique. Sur ces matériaux, se développent principalement des Brunisols (selon le Référentiel Pédologique de Baize et Girard, 2008) et des Néoluvisols bien drainés et parfois des Rédoxisols voire des Réductisols dégradés. Les Brunisols ont une épaisseur variable selon que le contexte topographique favorise ou non les processus érosifs. Ces sols sont généralement bien drainés, bien que des traces d'hydromorphie puissent apparaître au-delà de 40 cm de profondeur à la faveur de zones peu pentues. Les Néoluvisols (sols affectés par des phénomènes de lessivage de l'argile peu marqués : appauvrissement en argile des horizons supérieurs au profit des horizons sous-jacents) sont également très répandus et se positionnent principalement sur les plateaux. Ce sont des sols épais d'environ 1 m dont la réserve en eau est très importante et la stabilité structurale faible. Ils ont un bon potentiel agricole, mais ils sont très sensibles aux travaux culturaux agressifs (labours profonds, passages d'engins lourds, travaux réalisés dans de mauvaises conditions hydriques). Les Rédoxisols et les Réductisols sont des sols affectés par les processus d'hydromorphie à moins de 50 cm de profondeur. La saturation prolongée de la porosité du sol par l'eau conduit au développement de conditions anoxiques, et à la réduction du fer qui passe sous forme  $Fe^{2+}$ , mobile, de couleur bleu-gris fugace. Quand de l'oxygène est à nouveau disponible dans le milieu (abaissement de la nappe, circulation d'eau enrichie en oxygène dissout), le  $Fe^{2+}$  précipite sous forme de  $Fe^{3+}$ , réoxydé, de couleur rouille. Les Rédoxisols subissent un engorgement temporaire, alors que l'engorgement est quasiment permanent dans les Réductisols. Les Rédoxisols issus de schistes de type Briovérien surmontent généralement une altération kaolinisée résiduelle marquée par la présence de fragments de schistes dans une matrice argileuse imperméable. Un drainage latéral insuffisant contribue alors à l'hydromorphie de ces sols. Les Luvisols-Rédoxisols dégradés constituent le dernier groupe caractéristique de ces matériaux. Leur localisation est étroitement associée au réseau hydrographique peu encaissé. La dégradation morphologique est un processus pédogénétique poussé qui se produit en milieu acide et mal drainé. Il s'agit de l'altération de l'argile et des oxydes de fer de la partie supérieure de l'horizon d'accumulation de l'argile, qui se poursuit dans l'horizon sous forme de langue de quelques centimètres de large. Dans les horizons concernés, la dégradation se manifeste par une texture plus grossière, une teinte blanchâtre, une plus grande porosité et une humidité plus importante que dans le reste du profil. Ces sols sont très hydromorphes.

*La présence de zones gréseuses dans le Briovérien*, peu fréquente sur la feuille de Guer, engendre une granulométrie plus grossière des sols (limono-sablo-argileuse). Des cailloux de grès sont retrouvés en surface et dans le sol. Les sols sont les mêmes que ceux cités précédemment. En termes de potentialité agricole, les sols sur grès sont généralement plus séchants (réserve utile moindre), plus usants pour le matériel agricole mais aussi potentiellement plus résistants à l'érosion.

*Les Poudingues de Gourin* sont des formations conglomératiques composées essentiellement de galets bien arrondis de quartz blanc. Ces roches dures marquent le paysage au sein du bassin briovérien de Guipry-Messac, au Sud de la feuille de Guer. Ces sols contiennent très fréquemment une charge importante de graviers et cailloux qui constituent une contrainte sérieuse aux opérations aratoires. En position de sommet, des Rankosols à Brunisols peu épais et bien drainés surmontent les Poudingues de Gourin. Ces sols peuvent être affectés par l'hydromorphie et le lessivage. Cependant, la distribution spatiale des sols très hydromorphes issus de poudingues (Rédoxisols et Luvisols dégradés) est étroitement corrélée au réseau hydrographique.

**Sols de la Formation de Pont-Réan.** Cette formation comprend des siltites rouges, des grès et des poudingues. D'un point de vue pédologique, la distinction n'a pas été faite entre les Poudingues de Gourin (Briovérien) et les Poudingues de Montfort (Pont-Réan). De même, les sols issus des grès de Courouët n'ont pas fait l'objet d'une description particulière.

*Les siltites rouges* ont une couleur lie-de-vin typique, et les sols qui en dérivent ont hérité de cette caractéristique : ils sont lithochromes. De part leur composition minéralogique (grains de quartz cimentés par des sesquioxides de fer), les siltites rouges sont un matériau très dur dont l'altération est extrêmement lente. La texture de ces sols est souvent limono-sablo-argileuse (15 % d'argile). Le paysage associé à cette formation est marqué par des pentes globalement fortes, un réseau hydrographique encaissé, de nombreux affleurements rocheux et une végétation constituée de forêt de lande sèche, voire de prairies au réseau bocager très dense dans les zones les moins pentues. Les sols sont pour l'essentiel peu épais : les Lithosols (sols de moins de 10 cm d'épaisseur) et les Rankosols (sols très peu épais, très riches en matières organiques) couvrent plus de la moitié des siltites rouges. Ces matériaux sont assez imperméables. En l'absence de pente suffisante, le drainage latéral ne permet pas l'évacuation de l'excès d'eau dans le profil et des traces d'hydromorphie peuvent apparaître dès la surface du sol. Les teneurs élevées en fer de ces sols empêche la podzolisation et freine la dégradation. Des surfaces non négligeables de Luvisols dégradés sont cependant observées dans les zones planes où le toit de la roche peut former des cuvettes et/ou relativement proches du réseau hydrographique. Ces sols acides et très hydromorphes sont le plus souvent boisés ou en friche. C'est notamment le cas entre Bréal-sous-Montfort, Goven et Chavagne.

**Sols issus de la Formation du Grès armoricain.** La Formation du Grès armoricain occupe la moitié de la superficie de la carte de Guer, surtout en position de plateau. Les sols issus de ces grès sont lithochromes et ont une couleur claire caractéristique. La charge importante en éléments grossiers dans le labour constitue une réelle contrainte agricole. La taille moyenne des grains confère aux sols une texture limoneuse avec une dominante de limons fins, qui

limitent la perméabilité du sol. L'hydromorphie est donc fréquente dans ces sols, d'autant plus que ces matériaux sont souvent associés à de faibles pentes (position de plateau). Les altérites du Grès armoricain sont de plus assez bien conservées du fait du contexte topographique. Les sols se développent donc aussi bien dans du grès peu altéré que dans du grès altéré et des altérites. Ces matériaux génèrent essentiellement des Néoluvisols et des Luvisols très souvent hydromorphes et dégradés. Des Brunisols parfois hydromorphes occupent les pentes. Des Podzosols (sols ayant subi le processus de podzolisation : altération biogéochimique poussée des minéraux par des composés organiques, puis migration et immobilisation des composés organiques et minéraux) ont pu se développer sur les pentes très fortes à orientation nord dominante, essentiellement à l'Ouest de Plélan-le-Grand, en forêt. Les sols dérivés du Grès armoricain sont acides. Cependant, la pollution des plateaux par les limons éoliens atténue le caractère acide des sols lié à la roche-mère. Malgré les contraintes physiques et chimiques, ces sols sont exploités. Leur atout principal est une réserve utile importante. La pauvreté chimique naturelle de ces sols est compensée par des apports d'engrais et d'amendements basiques et organiques.

**Sols issus de la Formation d'Angers-Traveusot.** L'altération de ces matériaux étant très lente, les sols qu'ils génèrent ne sont jamais très profonds, avec 80 cm d'épaisseur maximum. Il s'agit principalement de Rankosols et de Lithosols dans les pentes et au sommet des versants. À l'Ouest de Bovel, ces sols positionnés en tête de bassin versant sont hydromorphes. Dans les zones plates, des altérites ont été conservées. Les sols qui s'y développent sont hydromorphes, généralement dès la surface. Des Luvisols plus ou moins hydromorphes sont également rencontrés. La richesse minéralogique de ces matériaux se manifeste par une teneur en argile des sols qui en dérivent de 25 % environ, ce qui induit une structure bien développée et limite les risques de battance. L'abondance en minéraux altérables est en outre favorable à la formation de sols chimiquement bien pourvus au bon potentiel agricole. Le manque d'épaisseur constitue le principal handicap de ces sols. La couleur de surface de ces sols est sombre alors que la teneur en matières organiques n'est pas particulièrement élevée.

### **Sols des formations superficielles**

*Sols des terrasses (dépôts fluviaux anciens).* Peu de grandes vallées alluviales sont présentes sur la feuille de Guer. Les principaux dépôts fluviaux anciens sont essentiellement associés à l'Aff, au Sud-Ouest, et au Meu, à l'extrême nord-est de la feuille. Des paléosols (sols ou matériaux ayant subi une évolution pédologique ancienne sous des conditions climatiques bien différentes du climat actuel et ayant conservé des constituants et une morphologie liés à ces conditions passées) caractérisent les hautes terrasses en position sommitale. Une pédogénèse plus récente a conduit à la formation de



Brunisols, Néoluisols et Luvisols sur ces formations alluviales anciennes. Le caractère hydromorphe des sols s'affirme dans les positions basses, sous influence du système alluvial ou au cœur des terrasses, où le drainage latéral est moins favorable. Les sols sont alors des Rédoxisols. En surface, ces sols ont des textures variables, et contiennent environ 17 à 18 % d'argile et parfois plus de 40 % de sable. Les teneurs en argile augmentent en profondeur et peuvent atteindre 50 %. Ces sols prennent généralement des teintes ocre à rougeâtre, qui témoignent de processus de rubéfaction (déshydratation des oxy-hydroxydes de fer) qui ont eu lieu alors que ces sols étaient soumis à des climats à saison sèche marquée. La profondeur n'est pas aisée à évaluer à la tarière à main car celle-ci peut bloquer sur les cailloux et galets quartzeux qui constituent les terrasses. Au moins 50 centimètres de terre surmontent toutefois les niveaux graveleux et caillouteux contenant jusqu'à plus de 70 % d'éléments grossiers. Localement, l'érosion a pu décaper la terre fine et concentrer en surface les graviers et galets. Ainsi les teneurs en éléments grossiers peuvent être élevées, ce qui gêne le travail du sol et use prématurément le matériel agricole. Le long du versant, les terrasses sont souvent emboîtées et discontinues. Le matériau sous-jacent, plus ou moins recouvert par des dépôts colluviaux, apparaît localement entre deux terrasses, au niveau de pentes plus fortes.

*Sols des alluvions récentes et colluvions.* Les sols alimentés par les matériaux érodés des sommets et des pentes et déposés ou non par le réseau hydrographique appartiennent au domaine colluvio-alluvial. Ils se situent au bas des versants, au contact du réseau hydrographique. Du fait que le réseau hydrographique est dense et anastomosé, les sols de bas-fonds couvrent presque la moitié de la feuille de Guer. Dans le paysage, ce domaine mal drainé est souvent délimité par un système talus-haie de ceinture. Les sols sont constitués d'une association de Colluviosols et de Fluviosols, caractérisés par la superposition souvent désordonnée de matériaux colluvionnés des versants et de matériaux apportés par le cours d'eau lors des crues. Ce sont des sols très jeunes, peu différenciés puisque les processus d'altération n'ont pas eu le temps de se manifester. Ils sont pratiquement systématiquement affectés par l'hydromorphie, à des degrés plus ou moins marqués, étant caractérisés par la présence d'une nappe permanente (Réductisols) ou temporaire (Rédoxisols) dont la hauteur et l'extension spatiale varient en fonction du régime hydrologique du bassin versant. Les Colluviosols notamment mais aussi les Fluviosols sont des sols généralement épais pouvant stocker des quantités importantes de matières organiques de par la charge de colluvions et d'alluvions riches en matières organiques et l'enfouissement de la végétation présente au moment des dépôts. La granulométrie de ces matériaux est très variable, parfois même au sein d'un même profil. Les sols de bas de versant ne sont généralement pas cultivés, mais exploités pour la production d'herbe ou boisés ou maintenus en végétation naturelle. Du fait de la proximité de la nappe sur de longues périodes, les questions d'alimentation hydrique des

plantes ne se posent pas, mais les conditions d'anoxie temporaire ou permanente limitent le cortège des espèces végétales capable de se développer convenablement dans ces sols. D'après C. Gascuel-Odoux *et al.* (1998), les zones humides de fond de vallée constituent un élément essentiel de la régulation du fonctionnement des paysages sur les plans hydrologiques, géochimiques et biologiques. Elles ont notamment un rôle tampon majeur vis-à-vis des flux d'azote car elles peuvent réunir les conditions nécessaires aux processus de dénitrification des eaux chargées en nitrate provenant des versants. Ces processus sont cependant loin de pouvoir compenser à eux seuls les apports azotés excédentaires dans une optique de préservation des ressources en eau.

*Les dépôts pliocènes* sont essentiellement de nature sableuse. De même que pour les hautes terrasses alluviales, des paléosols dans lesquels se sont développés des Brunisols, des Neoluvisols, et des Luvisols) occupent ces terrains. Ils sont caractérisés par une teneur en sable d'environ 30 % en surface qui augmente en profondeur pour atteindre plus de 70 %. Par rapport aux sols des hautes terrasses, ces sols ont des teneurs en éléments grossiers et en argile plus faibles, et une proportion nettement plus importante de sables grossiers (200 à 2 000  $\mu\text{m}$ ). Du fait de leur teneur élevée en sable, ces sols sont drainants, séchants et peu affectés par l'hydromorphie.

*Les limons éoliens* recouvrent de façon significative (au moins 80 cm d'épaisseur), seulement de très faibles superficies, localisées essentiellement au Nord-Est de la feuille de Guer, à proximité du Meu. Par contre, elles polluent par « saupoudrage » la plupart des sols de plateau où les mécanismes d'érosion sont limités. D'un point de vue agronomique, les Brunisols et les Néoluvisols développés dans ces formations sont d'excellents sols, du fait de leur profondeur, de leur texture limoneuse (très bonne réserve utile) et de l'absence de cailloux qui n'entrave pas le travail du sol.

Sur la feuille de Guer, la diversité géologique marque fortement la topographie, les paysages, et les sols. La majeure superficie de la feuille est occupée par des sols développés sur du grès plus ou moins altéré, souvent hydromorphes, lessivés et dégradés. Globalement, les sols sont plutôt limoneux et acides, étant principalement développés à partir de matériaux parentaux à grains moyens à fins et riches en silice. Ils sont favorables d'un point de vue agronomique, pour peu que l'Homme ait pu corriger leurs handicaps naturels. Par ses pratiques d'amendement, il a réussi à juguler la contrainte majeure qu'était l'acidité naturelle des sols. Les sols limoneux sont particulièrement sensibles au tassement et à l'érosion. Les pratiques agricoles et de l'aménagement foncier doivent être raisonnés en conséquence pour limiter la dégradation de la qualité des sols. Enfin l'hydromorphie peut également être une contrainte à la production agricole. Le drainage des parcelles et l'adéquation entre les potentialités des sols et les rotations

culturelles sont des leviers permettant de prendre en compte si ce n'est corriger cette contrainte. Cependant, les fonctions environnementales des sols doivent être intégrées dans la gestion des sols et de leur occupation en vue de la protection des ressources naturelles. Cela concerne particulièrement les zones humides de bas-fonds, très étendues sur la feuille de Guer.

## RESSOURCES EN EAUX

### Les aquifères du socle breton

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (des fractures ouvertes et productrices à plus de 300 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI par A. Carn-Dheilily *et al.* en 2008), est venu récemment s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (Lachassagne *et al.*, 2001).

Cet aquifère multicouches comprend (fig. 12, hors texte) :

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

Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération. Comme cela a été expliqué précédemment, sur la carte de Guer, les altérites sont bien développées sur les formations gréseuses (Grès armoricain, Grès de Courouët) et elles sont plus rares sur les formations silteuses (Briovérien et Siltites pourpres du Boël).

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

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment à 100 mm). Lorsque ce stock

est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge.

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

À titre d'exemple (Mougin *et al.*, 2005), le BRGM a calculé que le volume d'eau souterraine présent dans les 50 premiers mètres du sous-sol sur une partie du bassin versant de l'Yvel (54 km<sup>2</sup>) était d'environ 11 millions de m<sup>3</sup> (carte voisine de Ploërmel). Le temps de renouvellement de cette quantité d'eau souterraine (temps de transit de l'eau dans la zone non saturée + temps de vidange des 11 millions de m<sup>3</sup>) est estimé à environ 4 ans. Le bassin de l'Yvel est localisé majoritairement sur des alternances de siltites et grès du Briovérien, et à l'Est du bassin, sur les Siltites pourpres (Formation de Pont-Réan) et enlever le Grès armoricain.

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

Sur la feuille de Guer, les écoulements des rivières Aff, Combs et Canut Nord ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES (Mougin *et al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface rapide (ruissellement) et en écoulement souterrain lent (infiltration). Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières : celle-ci est d'environ 51 % (fig. 13, hors texte).

## **Les dispositifs de captage**

### **• Les puits**

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

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

– recoupe le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;

– ou coiffent des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de quelques m<sup>3</sup> à 250 m<sup>3</sup>.

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

### • Les forages

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

La profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) de 153 forages implantés sur le territoire de la feuille de Guer ont été recensés début 2009. Certaines formations géologiques sont recoupées par seulement quelques ouvrages, les débits et profondeurs moyennes ne sont alors à considérer que comme des valeurs indicatives (tabl. 4 et annexe 2).

Formations géologiques	Effectif	Débits extrêmes (m <sup>3</sup> /h)		Débit moyen (m <sup>3</sup> /h)	Profondeurs extrêmes (m)		Profondeur moyenne (m)
		min	max		min	max	
Formation du Grès armoricain o2	53	0,4	120	15,5	10	130	59,9
Formation de Pont-Réan (siltites pourpres du Boël) o2B	19	0	50	6,9	22	136	70,8
Formation de Pont-Réan (grès de Courouet) o2C	7	5	13,5	7	43	72	63,1
Pourdingues de Gourin bP, bPS	7	2	22	7,5	23	110	63,7
Briovérien (siltites et grès) b1 à b3	63	0	50	8,5	16	104	55
Autres	4						
Total	153	0	120	10,5	10	136	59,1

**Tabl. 4 - Résultats des forages réalisés dans les principales formations géologiques de la feuille de Guer**

La profondeur moyenne de l'ensemble des ouvrages est de 59 m (valeurs extrêmes : 10 et 136 m) et le débit instantané moyen : 10,5 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0 et 120 m<sup>3</sup>/h).

Les meilleurs résultats ont été obtenus pour les forages situés dans la Formation du Grès armoricain avec un débit moyen de 15,5 m<sup>3</sup>/h pour des profondeurs moyennes de l'ordre de 60 m.

Le débit des forages situés dans les siltites du Briovérien est de 8,5 m<sup>3</sup>/h en moyenne pour des forages de profondeur équivalente (55 m en moyenne).

Les forages réalisés dans les Siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan apparaissent comme les moins performants avec un débit moyen de 6,9 m<sup>3</sup>/h alors que les forages sont, en moyenne, les plus profonds (profondeur moyenne de 71 m).

Les quelques forages réalisés dans la Formation des Poudingues de Gourin (siltites à bancs de poudingues) et dans le Grès de Courouët (Formation de Pont-Réan) ont des résultats équivalents : débit moyen de 7,5 m<sup>3</sup>/h pour des ouvrages de profondeur moyenne 63 m.

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

Les synclinaux de Guichen et de Paimpont montrent que la Formation de Pont-Réan (Siltites pourpres) est située sous le Grès armoricain et qu'elle affleure aux niveaux des bordures nord et sud de ce grès. Les eaux de pluie qui s'infiltreront alimentent l'aquifère gréseux et les eaux souterraines ont tendance à se concentrer dans cet aquifère puisque la Formation de Pont-Réan est nettement moins perméable et n'est pas altérée. Cette configuration géométrique en forme de « cuvette » est favorable à la recherche d'eau souterraine.

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

Les captages prélevant des eaux souterraines sur la feuille de Guer sont situés dans les secteurs de Paimpont et Saint-Malo-de-Beignon au Nord-Ouest et à l'Ouest, de Monterfil au Nord, de Lassy à l'Est, et de Mernel au Sud de la feuille (tabl. 5).

Commune	Lieu-dit	N° BSS	Ouvrage	Moyenne 2003-2007 Débits annuels (m <sup>3</sup> )
Saint-Malor-de-Beignon (56)	Bel Air	03525X0037	Puits 7,8 m	70 000 (2008)
Paimpont (35)	Les Ruisseaux	03521X0005	Forage 91 m	156 500
Paimpont (35)	Feunteun At Coat	03521X0013	Forage	102 600
Paimpont (35)	Le Pas du Houx	03521X0024	Forage 82 m	
Monterfil (35)	La Boissière	03523X0001	Puits 5,7 m	86 000
Lassy (35)	La Chapinais	03524X0010	Puits 20 m	36 200
Mernel (35)	Captage de Mernel	03527X0004	Forage 30,4 m	134 000

\* Débit annuel de trois captages dont celui du château du Bois (3514X0067)

**Tabl. 5 - Liste des captages d'alimentation en eau potable de la feuille de Guer (352)**

## Le suivi du niveau des nappes

Le BRGM est chargé du suivi national des niveaux de nappe. En Bretagne, le réseau piézométrique, permettant d'assurer cette mission, est composé de 52 stations télétransmises. À proximité immédiate de la feuille de Guer, sont situés les deux ouvrages suivants (cf. fig. 13, hors texte) :

- le piézomètre de La Telhaie situé sur la commune de Guer (03871X0016/F), suivi depuis le 09/01/1989 ;
- le piézomètre de la Station Biologique situé sur la commune de Paimpont (03514X0081/PZ), suivi depuis le 18/12/2003.

Le premier ouvrage est implanté dans les volcanoclastites (Formation de Marsac, cf. feuille n° 387 de Pipriac) et le second dans les siltites pourpres du Boël (Formation de Pont-Réan, cf. feuille n° 351 de Ploërmel).

Le suivi (cf. fig. 14) montre que les niveaux des nappes sont assez réactifs aux précipitations et qu'elles suivent un battement annuel.

## La qualité de l'eau souterraine

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

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 µS/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO<sub>2</sub> 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.

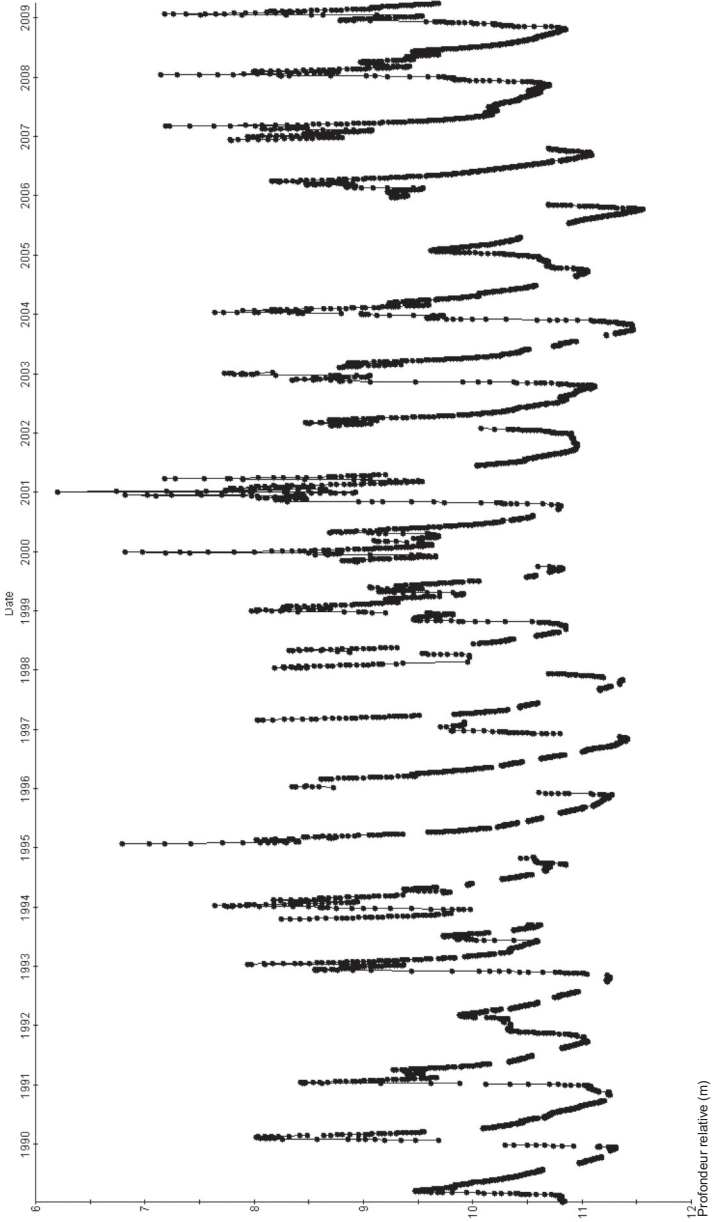


Fig. 14 - Chronique piézométrique de la station de Guer (03871X0016/F)

121



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

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

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

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

### *RESSOURCES MINÉRALES*

De très nombreuses carrières, de l'ordre de 140, ont été recensées lors des levés de terrain témoignant de l'importance de l'activité extractive sur le territoire de la carte de Guer. La plupart sont de petites excavations aujourd'hui abandonnées, ayant permis de prélever les matériaux pierreux indispensables à la construction des bâtiments (schistes et grès en particulier). Du minerai de fer a aussi été extrait dans plusieurs minières de la partie ouest de la carte pour l'alimentation des Forges de Paimpont. Il reste encore des carrières en activité qui produisent des matériaux pour le secteur du bâtiment et des travaux publics : sable roulé pour béton, granulats concassés de roches massives et matériaux tout-venant pour remblai.

#### **Fer**

Les minerais de fer bretons ont alimenté depuis l'Antiquité une importante sidérurgie régionale et en particulier les célèbres Forges de Paimpont situées sur la carte de Guer, à 3 km au Sud-Ouest de Plélan-le-Grand. Les Forges de Paimpont furent actives aux XVIII<sup>e</sup> et XIX<sup>e</sup> siècles (fermeture des hauts-fourneaux en 1884).

Le minerai de fer traité dans ces forges était extrait dans des minières (mines peu profondes à ciel ouvert) ouvertes dans la Formation du Grès armoricain et situées au Nord-Ouest des forges, dans la forêt de Paimpont à :

- la Prée (ou Lande de Paimpont) à 1,5 km au Nord du bourg de Paimpont actuellement occupée par l'Étang Bleu (carte géologique à 1/50 000 de Ploërmel) ;
- la Gelée à 1 km à l'Ouest de Paimpont où l'on peut encore voir les fosses d'extraction ;
- la Moutte, le Pas Chapin (ou Pas Chagrin) et le Grand Minerai, le long de la vallée entre l'Étang de Paimpont et l'Étang de la Fenderie ;
- le Nouveau Minerai, à Trudeau, au Sud de l'Étang du Pas du Houx.

Selon L. Davy (1911), la coupe observée en 1901 à la mine de la Prée était la suivante (en partant du haut) :

- 3 à 4 m de sables argileux jaunes à blancs et d'argiles jaunes à vertes en stratification irrégulière, à blocs ou amas de minerai disséminés, parfois volumineux ;
- 4 à 5 m de bancs réguliers et durs de minerai séparés par des lits argileux friables (sidérite blanc sale, au centre de certains blocs) ;
- plus de 12 m de couches épaisses massives d'argile brune très siliceuse enveloppant du minerai phosphoreux (hématite).

Une mine fut aussi ouverte à Coëtquidan, à environ 8 km au Sud des forges. Selon F. Kerforne (1908), le minerai s'y présente en couche presque horizontale, d'une puissance de l'ordre de 2 m, reposant sur des bancs gréseux rosés et surmontés par quelques mètres de grès blanc à tigillites. Cette couche serait située à la base de la Formation du Grès armoricain et composée d'hématite rouge parfois terreuse, le plus souvent grenue. Elle paraît formée de petits grains aplatis, à patine noire, noyés dans un minerai plus fin, rouge, assez riche en grains de quartz.

Selon F. Kerforne (1918), le minerai de fer de l'Ordovicien inférieur est généralement constitué de magnétite, oligiste et sidérite. Mais près de la surface, il est transformé secondairement en hématite. Cette transformation pourrait être reliée aux phénomènes d'altération qui affectent la partie superficielle du Grès armoricain.

Selon J.J. Chauvel (1974), les couches de minerai de fer contenues dans le Grès armoricain inférieur de Bretagne – Anjou ont pris naissance à partir de solutions issues de l'altération de massifs continentaux de la chaîne cadomienne. Le fer a précipité en milieu marin sous forme d'hématite, magnétite, sidérite en fonction des conditions de profondeur et d'oxygénation du dépôt. Puis, au sein du sédiment, des phénomènes de diagenèse se produisent entraînant des phénomènes de concrétionnement et provoquant la transformation de silicates de fer en stilpnomélane. Comme déjà souligné par F. Kerforne (1918), les derniers stades d'évolution du minerai sont liés aux

phénomènes d'altération superficielle se traduisant par une transformation de la magnétite en hématite et la formation d'hydroxydes.

## **Ardoises**

Il n'est pas fait mention dans la bibliographie (nombreux rapports du BRGM sur ce sujet) d'exploitation d'ardoises sur le territoire de la carte de Guer.

Toutefois, des traces (tas de déchets de schiste ardoisier) d'anciennes exploitations, probablement souterraines, ont été repérées lors des levés sur le terrain entre le Clos Chesnot et les Corvées (à 1,5 km au Sud de Campel), à la Bréhotais (à 1,5 km au Sud de la Chapelle-Bouëxic) et à la Maugendrais (à 1,5 km au Nord-Est de Guignen).

Ces ardoisières ont été ouvertes dans des siltites finement schistosées du Briovérien, (b2s), de qualité probablement comparable à celles exploitées dans la célèbre ardoisière de Côté au Sud de Ploërmel (voir notice de la carte de Ploërmel).

## **Calcaires**

Une lentille de calcaire briovérien a été autrefois exploitée dans la carrière de Saint-Thurial, ouverte sur une colline au Nord du bourg (lieu-dit la Motte) pour la production de chaux, comme le montre l'ancien four situé au bord de la route vers Cossinade. Cette carrière a été étudiée en détail par les géologues du Massif armoricain (Barrois, Milon) au début du XX<sup>e</sup> siècle (voir chapitre concernant la description des faciès observés). Mais l'observation des fronts de taille est actuellement difficile du fait de la présence de végétation.

Ce type de calcaire est également observable sous les Grès de Courouët dans la carrière des Rochelles, à 4 km au Nord-Ouest de Saint-Thurial.

Des argiles calcaires oligocènes ont été également extraites dans des carrières situées à la Lohière près de Loutehel et à la Basse Bouère, près des Brûlais. Ces marnes servaient à l'amendement des terres d'après P. Lebesconte (1879) cité par S. Durand (1960).

## **Argiles**

Nous n'avons pas trouvé dans la documentation ou lors des levés de terrain, trace d'une activité concernant l'extraction d'argiles sur la carte de Guer. Mais il est important de souligner l'existence des gisements d'argiles vertes oligocènes de Loutehel (un des plus beaux gisements d'argiles de Bretagne) et des Brûlais, déjà cités ci-dessus.

Ces argiles sont composées de quartz, illite, kaolinite, attapulgite et contiennent généralement 10 à 20 % de calcite-dolomite (jusqu'à 40 % dans

les niveaux les plus riches) pourraient convenir pour la fabrication de produits de terre cuite (sous réserve de résultats positifs d'essais de cuisson).

### **Sables et graviers roulés**

Une carrière de sable mio-pliocène (Formation des Sables rouges de Bretagne) est en activité près de Saint-Solain, à environ 2 km au Sud du bourg de Mernel. Elle est exploitée par la société des Carrières de Mont-Serrat (siège à Saint-Malo-de-Phily) appartenant au groupe Pigeon. Elle se situe dans le prolongement sud-est d'une ancienne carrière du même type située à Quéhougat (photo 22).

Le sable brun-jaune extrait sur une épaisseur de 4 à 5 m est lavé et tamisé dans une installation de traitement pour produire du sable marchand essentiellement destiné au secteur du béton. Ce type de sable roulé est très recherché en Bretagne car il apporte une bonne maniabilité au béton.

Une petite carrière de sable mio-pliocène a été exploitée à 2 km au Sud-Est de la Chapelle-Bouëxic, la carrière de Haute Rive.

Des gravières ont été aussi exploitées dans les alluvions quaternaires de vallée du Meu (terrasses Fy) à l'angle nord-est de la carte de Guer, à la Biaudais et au Bois Cramoux. Les anciennes zones d'extraction sont actuellement occupées par des étangs.

### **Pierres de construction**

De nombreuses petites carrières ont été ouvertes dans les siltites du Briovérien, les poudingues de Gourin, les poudingues de Montfort et Siltites rouges de la Formation de Pont-Réan et le Grès armoricain pour extraire des moellons utilisés localement pour la construction des maisons et autres bâtiments de ferme (photo 23).

Ces moellons, souvent agencés avec goût (alternance blocs de grès ou poudingues et dalles de schiste, par exemple) confèrent au patrimoine bâti rural une véritable valeur esthétique.

### **Matériaux de remblai**

De grandes carrières ont été ouvertes dans la plupart des formations schisteuses en vue de l'extraction de matériaux tout-venant, principalement utilisés comme matériaux de remblai pour les chemins, les routes et les bâtiments agricoles :

– dans le faciès des Dalles de Néant (Formation de la Mayenne du Briovérien) de la région de Guer : grande carrière de Saint-Mélaine à 1,5 km au Sud-Est de

l'agglomération ; autres carrières près de Prado et de Tréafeu, de part et d'autre de l'Aff, à l'Est de Guer ;

– dans le faciès Siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan : carrière de Cannes à 2 km au Nord-Est de Saint-Thurial ;

– au contact Briovérien-Paléozoïque : carrière de la Vigne à 3,5 km à l'Ouest de Bréal-sous-Montfort ;

– dans les siltites micacées de la Formation d'Angers-Traveusot : carrière de la Réhannais à 4 km au Nord de Guignen, carrière de la Pichais à 2,5 km au Nord de la Chapelle-Bouëxic.

Toutes ces grandes carrières sont exploitées de façon intermittente en fonction des besoins.

### **Granulats concassés**

Quelques grandes carrières ont été ouvertes dans des roches massives de bonne résistance mécanique, pour la production de granulats concassés :

– carrière de la Moutte à 2 km au Sud-Est de Paimpont ouverte dans la Formation du Grès armoricain ;

– carrière de la Harlais à 2 km au Nord de la Chapelle-Bouëxic ouverte dans les roches volcaniques de la Formation de Marsac.

Seule la carrière de la Harlais appartenant à la société des Carrières de Montserrat est en activité intermittente.

### **Rutile-zircon**

De nombreux indices de rutile (oxyde de titane utilisable comme pigment dans les peintures) et zircon (silicate de zirconium utilisable dans les réfractaires) ont été recensés dans la Formation du Grès armoricain près de Plélan-le-Grand (Plaisance, Pont Breton, le Pavillon), au Sud de Maxent (la Fromais, Lantu), au Nord-Ouest (la Gouannièr) et au Nord-Est de Baulon (la Denilaye, la Violais), près de Lassy (la Chapiniais).

Le minerai se présente sous la forme de petits grains de rutile-zircon dans une matrice quartzeuse très dure.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

*ARCHÉOLOGIE, PRÉHISTOIRE, PROTOHISTOIRE, ANTIQUITÉ*

### **Généralités**

L'inventaire des découvertes anciennes, trop souvent mal localisées, montre une concentration des indices d'occupation néolithique dans la partie orientale

de l'espace couvert par la feuille de Guer, possible traduction de l'activité déployée par les prospecteurs dans cette zone géographique. En revanche, seules les communes de Campel, au lieu-dit le Moulin du Rocher, et Maxent, aux Champs Haras – la Pierre droite, présentent de rares menhirs.

Pendant longtemps, les connaissances sur l'occupation protohistorique du territoire couvert par la feuille ont résulté de découvertes fortuites de dépôts ou de trouvailles isolées de l'Age du Bronze. Au siècle dernier, on découvrit à la Couture en Maure-de-Bretagne une cachette qui contenait 4 000 haches à douille réunies par un fil métallique. Le dépôt a été dispersé dans tous les musées d'Europe ! D'autres dépôts sont signalés à Plélan-le-Grand mais aussi à Bréal-sous-Montfort. Et comment passer sous silence la tasse en or, déposée au musée des Antiquités Nationales, trouvée entre Plélan-le-Grand et Paimpont, datant du Bronze final (Briard, 1965).

À partir des années 1970 et 1980, des programmes systématiques de prospection pédestre et aérienne ont radicalement changé la vision que l'on pouvait avoir du peuplement de ce secteur de Haute-Bretagne en révélant de nombreux habitats d'époques gauloise et gallo-romaine mais aussi de nombreuses traces d'activité métallurgique, notamment autour de Plélan-le-Grand. Bien que le territoire ait été couvert de façon systématique, on constate une occupation différentielle de l'espace. Ce sont principalement les bassins briovériens qui semblent attirer les éleveurs et les agriculteurs de l'Age du Fer (Gautier *et al.*, 1991). La prospection aérienne a ainsi révélé de nombreux enclos à fossés comblés dans la vallée de l'Aff, autour de Guer mais aussi dans le secteur de Bréal-sous-Montfort. Ces fermes, à l'origine ceinturées par des réseaux de clôtures comprenant des fossés, des talus et des palissades, renfermaient des bâtiments de petites dimensions, construits avec des matériaux périssables (bois, pisé, torchis). Les recherches aériennes montrent surtout une occupation généralisée de ces espaces privilégiés plutôt fertiles, à la fin de l'Âge du Fer. Par contre, le plateau de Guichen constitué essentiellement de Grès armoricain a livré peu d'indices de ces époques et on est tenté d'y voir une zone plutôt répulsive couverte de forêts voire de landes entrecoupées d'aires d'activité métallurgique et de clairières de défrichements comme en témoignent les vestiges terroyés de Bovel et Campel. Ils ne sont pas datés mais on peut supposer qu'il s'agit de châteliers liés à l'exploitation du minerai de fer (Provost et Leroux, 1990).

Pour l'époque gallo-romaine, la découverte de nombreux sites à tuiles (*tegulae, imbrices*) mais également d'enclos montre une occupation particulièrement dense des vallées de l'Aff et du Meu mais aussi, dans une moindre mesure, du plateau de Guichen. D'importantes *villae* s'implantent à Guer, Loutehel, Mernel, Saint-Thurial, Bréal-sous-Montfort et un sanctuaire est reconnu lors de fouilles à la Bouëxière en Bréal-sous-Montfort (Gautier, 1990). Une voie romaine majeure reliant Rennes à Vannes traversait en

diagonale le territoire occupé par la feuille. Mais le tracé de cet itinéraire antique est encore mal défini malgré quelques tronçons reconnus sur les communes de Goven et de Bovel. Les sables pliocènes et les argiles locales sont également recherchés par les populations gallo-romaines comme le montrent la découverte et la fouille d'un four de tuiliers au Biffoué en Guignen (Le Ny, 1988). Les nombreuses traces d'extractions anciennes d'argile autour de Maure-de-Bretagne et dans le bassin de Loutehel peuvent remonter à l'époque gallo-romaine. En 1970, on fouilla à Guer, au lieu-dit La Hérupée, deux sépultures du Bas-Empire (Petit, 1970). Les rites funéraires révélés par les fouilles renvoient à la présence d'unités germaniques dans ces parages.

## **Éléments concernant la paléoméallurgie**

Sur la commune de Paimpont, des zones de creusement à ciel ouvert très conséquentes ont servi à l'extraction du minerai de fer. Elles sont situées dans la vallée de La Moutte et aux lieux-dits La Gelée et Péronnette. Ces minières sont liées en majeure partie à l'alimentation des « Grosses Forges » de Paimpont, et des vestiges de laveries subsistent dans le ruisseau de La Moutte.

Un atelier de réduction du minerai de fer appartenant à La Tène moyenne (second âge du Fer) a été fouillé en 1989 sur la berge asséchée de l'Étang du Perray en Plélan-le-Grand (Brûlé-Garçon *et al.*, 1993 ; Larcher, 1994). Des opérations ont été menées depuis, entre 2006 et 2008, sur trois ateliers de la même période : Les Glyorels I, II, et III en Paimpont. Ils livrent tous de grands fours, de diamètre interne supérieur à 1 m, comportant de nombreuses ouvertures pour la ventilation et des bouchons d'argiles coniques. Une grande zone de sédiment argileux rouge orangé leur est associée (Vivet, 2007).

On recense une centaine de sites à scories et zones rouges dans le seul secteur est du massif forestier de Paimpont et ses abords, avec une forte concentration centrée sur l'Étang des Glyorels.

L'atelier de Couédouan (Plélan-Le-Grand), livre au moins trois bas fourneaux, deux fois plus petits, à nouveau à scorie piégée, fonctionnant à l'époque gallo-romaine entre le II<sup>e</sup> et le IV<sup>e</sup> siècles. Plusieurs dizaines d'autres sites de réduction non datés ont aussi été enregistrés dans ce secteur Plélan-le-Grand – Paimpont. Seuls quelques-uns fournissent des scories qui coulent hors du bas fourneau. Le site de la Haute-Rivière II, de ce dernier type, a fait l'objet d'un sondage en 2008.

L'activité métallurgique du Moyen-Âge est représentée par les ferriers de Coganne, Trédéal, La Maçonais, Péronnette, Trécélien et Vert Pignon. Il s'agit d'accumulations de scories spongieuses voisines de 1 000 t, encore en élévation (sauf le premier), réparties en amas plus ou moins jointifs. La fouille des ateliers de Trécélien, Vert Pignon et Péronnette a livré des fours

de réduction, installations de grillage et d'épuration, totalement inédits, datés principalement du XIV<sup>e</sup> siècle (Vivet, 2004 ; Vivet *et al.*, à paraître).

Les Forges de Paimpont créées à partir de 1653 produisent le fer selon le procédé direct en haut-fourneau avec des installations de transformation réparties entre l'Étang Neuf et le Pont du Secret. Les buttes de laitier en contrebas de l'Étang du Pas du Houx témoignent d'une « Grosse Forge » de ce type, encore plus précoce.

### *SITES GÉOLOGIQUES REMARQUABLES*

L'énumération proposée ci-dessous regroupe les affleurements les plus spectaculaires observés lors du lever de la carte de Guer en 2007 et 2008. La plupart de ces affleurements correspondent aux fronts de taille de carrières, le plus souvent abandonnées, dont la pérennité n'est pas garantie. D'autre part, ces carrières sont généralement situées sur des terrains privés et il est recommandé de demander une autorisation d'accès auprès des propriétaires ou de prévenir la mairie de la commune concernée.

#### **Briovérien de Bretagne centrale**

Les siltites à débit en baïonnette du faciès b1 encore appelées Dalles de Néant affleurent particulièrement bien à l'Est de Guer, de part et d'autre de la vallée de l'Aff. Elles peuvent constituer, à elle seules, un but de promenade et d'observation. Les secteurs entre Lirvouie et le Nord du Vauvert (au Sud de l'Aff) et de la Lande de Prado (au Nord de l'Aff), truffés de petites carrières et d'affleurements naturels, permettent une bonne observation de ces siltites et de la relation S1/S0.

Les autres faciès de siltites du Briovérien affleurent peu. À signaler toutefois, à la Planchette, près de Bréal-sous-Montfort, un affleurement de siltite b2 montrant un litage irrégulier qui pourrait correspondre à une figure de slump (pli dans un sédiment non consolidé sous l'effet de la gravité).

Le Calcaire de Saint-Thurial a été exploité dans une carrière ouverte dans une butte au Nord immédiat du village. Cette carrière est encore accessible (après autorisation du propriétaire) et permet d'observer les bancs de calcaire. Mais l'accès est assez difficile et la végétation (nombreux arbres) gêne les observations. Ce type de calcaire est aussi observable sous le Grès de Courouët sur le front de taille nord de la carrière des Rochelles (voir Grès de Courouët).

Les Poudingues de Gourin sont bien développés entre Guer et Maure de Bretagne au Sud de la carte. Le meilleur affleurement est une carrière située près du Haut-Haras et transformée en étang (autorisation à demander). Pour y accéder depuis Guer, prendre la RD 772 vers l'Est sur 6 km jusqu'à Malaunay,



puis la RD 59 vers le Sud sur 300 m et une route sur 700 m vers l'Ouest en direction de Penhouët ; la carrière est dans le bois à 150 m au Nord de la route. On y observe des bancs de poudingue à galets de quartz blanc sont associés à des bancs de grès blanc.

De gros blocs de Poudingue de Gourin sont aussi observables sur la Butte de la Motte, à 2 km au Sud de Guer.

### **Contact Briovérien-Paléozoïque**

Ce contact est principalement visible dans deux carrières sur la carte de Guer : la carrière de la Vigne à l'Est de Bréal-sous-Montfort (en bordure sud de la RN 24, sortir à la Coudraie, carrière à 300 m à l'Ouest de la ferme de la Vigne) et la carrière de la Cheurtière à 3 km à l'Est de Guignen (carrière en bordure nord de la route, à 600 m après le hameau).

Dans la carrière de la Vigne, on peut observer le contact entre le Briovérien (siltites grises) et la Formation de Pont-Réan (Poudingues de Montfort et siltites pourpres du Boël). La discordance de base du Paléozoïque se traduit par une différence de pendage de la stratification S0 (pendage plus fort pour le Briovérien).

Dans la carrière de la Cheurtière, les Poudingues de Montfort reposent sur des bancs de grès briovériens plissés.

### **Formations du Paléozoïque**

La base du Paléozoïque est constituée par **la Formation de Pont-Réan** qui comprend trois faciès : les Poudingues de Montfort, les Grès de Courouët et les Siltites.

Les meilleurs affleurements de **Poudingues de Montfort** ont été repérés près de Saint-Malo-de-Beignon et au Sud de Bréal-sous-Montfort. Ces poudingues sont, en particulier, observables en bordure de la RD 773 à 1,5 km au Nord de Saint-Malo-de-Beignon, au niveau de l'intersection avec la route de Beignon. Au Sud de Bréal-sous-Montfort, l'affleurement le plus important est situé près de la Haute Hautière : à partir de Bréal-sous-Montfort, prendre la RD 36 vers le Sud-Est sur 4 km et tourner vers le Sud à la Basse Hautière ; l'affleurement constitue un chaos de gros blocs à l'Ouest de la Haute Hautière, en bordure du Ruisseau de la Roche. Ces poudingues sont composés de galets de grès gris de 2 à 20 cm répartis dans une matrice gréseuse grise à fragments de quartz blanc.

Le seul véritable affleurement de **Grès de Courouët** est situé à la carrière des Rochelles en bordure nord de la carte de Guer. Pour y accéder depuis la RN 24, prendre la RD 40 au niveau de Cossinade sur environ 4 km jusqu'aux

Rochelles. La carrière à visiter est la seconde carrière, la plus au Sud-Ouest où les fronts de taille nord et sud-ouest montrent des bancs métriques de grès-quartzite gris clair à filons de quartz blanc. Ce site est classé au patrimoine géologique mais de plus en plus difficile à lire du fait du développement de la végétation.

Les **Siltites pourpres du Boël** constituent le faciès géologique qui affleure le plus sur la carte de Guer et les paysages de landes où la teinte rouge lie-de-vin à violacée des rochers se marie harmonieusement avec le jaune des genêts en fleurs invitent à la promenade. Parmi les nombreux sites à découvrir, on peut citer le Ruisseau des Vaults et le Ruisseau de Ropenard, près de Loutehel.

Pour atteindre le site du Ruisseau des Vaults, à partir du bourg de Loutehel, prendre la RD 59 sur 500 m et suivre le chemin qui longe le ruisseau vers le Nord-Est. Pour accéder au second site, suivre la RD 44 depuis Loutehel sur 3 km jusqu'à la Grée de Ropenard, puis prendre la RD 61 sur 1 km jusqu'à Ropenard et suivre le chemin qui longe le ruisseau vers le Nord.

La vallée du Canut au niveau du Pont au Prieur, près de Lassy peut aussi constituer un lieu de promenade pour observer ces siltites pourpres.

Ce faciès a aussi été activement exploité dans de grandes carrières et en particulier la carrière de Cannes au Nord de la carte (à partir du bourg de Saint-Thurial, prendre la RD 69 vers le Nord sur 1,5 km, puis prendre une route vers l'Est sur 2 km jusqu'à Cannes, la carrière est située à 500 m au Sud de la ferme) et la carrière de Chaumeray au Sud de la carte (à partir de Guignen, prendre la RD 177 sur 4 km vers le Sud et la route de Chaumeray sur 1 km vers l'Est, poursuivre cette route sur 400 m vers l'Est pour atteindre la carrière).

Dans tous ces sites, il est possible d'observer la schistosité S1 à fort pendage et les plans parallèles sécants sur S1 et considérés comme plans de stratification S0.

Deux types de faciès volcaniques ont été distingués dans la **Formation de Marsac** : le faciès extrusif de Bois-Jan dans les siltites du Briovérien au Sud de Guer et le faciès effusif de la Harlais au Nord de la Chapelle-Bouëxic, intercalé entre les siltites pourpres de la Formation de Pont-Réan et les grès-quartzites de la Formation des Grès armoricains.

La carrière de la Melais constitue le meilleur affleurement de roche volcanique de faciès Bois-Jan. Pour y accéder à partir de Guer, prendre la RD 311 vers le Sud-Est sur 3 km, puis la route jusqu'à la Melais sur 500 m vers le Sud-Est. La carrière est située dans un petit bois à 150 m au-dessus de

la ferme. Cette carrière de 30 m de long et 5 m de haut montre la juxtaposition de faciès porphyriques (phénocristaux de quartz et feldspath) et de faciès pyroclastiques fins, lités. Les faciès porphyriques correspondent à des laves acides visqueuses mises en place sous forme de dômes et s'accompagnant d'épisodes explosifs.

La carrière de la Harlais constitue un affleurement remarquable du faciès effusif. Pour y accéder depuis la Chapelle-Bouëxic, prendre la RD 42 en direction de Bovel sur 2,5 km puis la route vers le Goulet sur 300 m et tourner au Nord-Ouest vers la Boderie, enfin prendre la piste d'accès à la carrière. Le front de taille de 10 m de haut montre une roche noire, très fissurée, légèrement porphyrique correspondant probablement à un faciès d'épanchement de lave visqueuse. Des blastes de carbonate traduisent une altération hydrothermale postérieure à la mise en place des laves.

**La Formation du Grès armoricain** couvre une part importante du territoire de la carte de Guer, mais les bons affleurements sont rares du fait de la présence d'un manteau d'altération couvrant la plupart des plateaux. Toutefois, trois carrières méritent d'être signalées.

La carrière de la Moutte est située dans la forêt de Paimpont, à l'angle nord-ouest de la carte de Guer. Pour y accéder, prendre la RD 38 à la sortie sud-ouest de Plélan-le-Grand en direction de Paimpont, sur 4 km ; la carrière est à 500 m au Sud de la route, en bordure nord du ruisseau de la Moutte. Le front de taille montre des bancs de grès-quartzite gris-blanc à stratification régulière et nombreuses traces de vie. Elle est citée à l'inventaire du patrimoine géologique de la Bretagne.

La carrière du Bois-Pipault est située à 3 km à l'Est de Guignen. Pour y accéder, prendre la RD 48 vers l'Est à partir du bourg sur 2 km puis prendre une route vers le Sud jusqu'au Verger. Cette carrière est située à 500 m du Verger, en bordure sud d'un chemin. Le front de taille de 8 m de haut montre de gros bancs métriques de grès-quartzite gris-blanc découpés par des diaclases, d'où un débit en gros blocs.

La carrière de la Chutelais est située à environ 6 km au Nord-Est de la Chapelle-Bouëxic, en bordure de la RD 776 au niveau de la vallée du Canut. Pour y accéder, quitter la RD 776, à la Ragotière en direction du Pont de Lassy ; la carrière est en bordure est de la vallée. Elle montre le contact entre des bancs de grès-quartzites gris-bleu à passées psammitiques (Formation du Grès armoricain) et des siltites grises micacées (Formation d'Angers-Traveusot).

Les siltites de **la Formation d'Angers-Traveusot** occupent une dépression dans le synclinal de Bourg-des-Comptes et affleurent de façon discontinue au cœur du synclinal de Guichen. Ces siltites sont exploitées

dans plusieurs carrières, les plus grandes sont la carrière de la Réhannais à 4 km au Nord de Guignen et celle de la Hutière à 3 km au Nord de la Chapelle-Bouëxic.

Pour accéder à la carrière de la Réhannais à partir de Guignen, prendre la RD 62 vers le Nord sur 4 km jusqu'à la Réhannais, puis prendre la route vers l'Ouest sur 500 m. La carrière située au Sud de la route, de 200 m de long, avec un font de taille de l'ordre de 6 m de haut, montre des siltites bleu-noir à débit très grossier en baïonnette, lié à l'intersection de plans S0 à faible pendage (15S à 5N) et de plans S1 très pentés (75N).

En poursuivant la route située à proximité de la carrière de la Réhannais vers le Sud-Ouest jusqu'à la Perchère, puis en prenant la route vers la Grée, une petite carrière située en bordure ouest du Ruisseau de la Prée montre un faciès de siltites gris-vert à nodules de 5 à 10 cm de diamètre.

Les grès de **la Formation du Châtellier** qui dessinent une fermeture périsynclinale au cœur du synclinal de Bourg-des-Comptes affleurent de façon remarquable dans l'ancienne carrière de la Vallée, à 3 km au Nord-Est de Guignen. À partir du bourg de Guignen, prendre la RD 48 en direction de Janzé sur 2,5 km et après la Cheurtière, prendre une route vers le Nord sur 2 km puis prendre vers l'Ouest, la route de la Vallée. La carrière est située au Nord de la ferme, en bordure du ruisseau de l'Étang de la Houssais. Le font de taille de 4 à 10 m de haut montre des grès-quartzites gris-brun, durs, massifs, à fort pendage (70N).

**La Formation de Riadan-Renazé** affleure au cœur du synclinal de Bourg-des-Comptes, en bordure est de la carte de Guer, entre Guignen et Guichen. Elle est bien observable le long d'un chemin en bordure nord de la vallée du Canut entre le Pont du Canut (RD 77) et le Freux : des siltites noires à petits micas blancs, à débit grossier et irrégulier alternent avec des passées gréseuses grises. Une bonne coupe au travers de ces grès est accessible dans la tranchée d'une route qui joint la RD 77 à la Monnerais aux Chauissons. Des grès brun-verdâtre en bancs de 10 à 20 cm de puissance sont observables sur une largeur de 100 m et 3 m de haut.

## **Formations tertiaires et quaternaires**

Les argiles vertes oligocènes présentes dans les bassins tertiaires de Loutchel et des Brûlais ont été principalement reconnues par sondages et affleurent peu. Elles ont été exploitées en carrière dans le bois de la Lohière, à 700 m au Sud du bourg de Loutchel et dans une grande carrière et au Nord de la Basse Bouère, à 500 m au Nord-Ouest des Brûlais. Mais ces carrières sont partiellement noyées et envahies par la végétation et aucune observation géologique n'est possible. Quelques affleurements superficiels d'argile de

couleur vert pomme caractéristique ont été observés dans les fossés à 300 m au Nord du Plessix-Hudelor (bassin de Loutehel) et dans un petit ruisseau à 100 m au Nord de la Basse Bouère (bassin des Brûlais).

Les plus beaux affleurements de Sables rouges de Bretagne sont situés à Mernel, en bordure sud de la carte de Guer. Il s'agit de deux carrières ouvertes à 1 km au Sud de Mernel, en bordure sud de la RD 772 entre Lohéac et Maure-de-Bretagne : la carrière abandonnée de Quéhougat et la carrière en activité de Saint-Solain. Dans ces deux carrières, on peut observer le contact entre les sables jaunes lités du Mio-Pliocène et leur encaissant briovérien (siltites).

Un bel indice de cuirasse ferrugineuse a été repéré au Plessis, à 3 km au Nord-Est du bourg de Treffendel, en bordure nord de la carte de Guer. À partir du bourg, prendre la RD 63 vers Monterfil, puis avant d'atteindre le Plessis, prendre une route vers le Sud en direction des Vaux. L'affleurement est situé en bordure nord de la vallée du Serein, au Sud du Plessis. Dans un contexte de siltites du Briovérien, on observe une roche noir-rougeâtre à surface mamelonnée et texture caverneuse.

### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

Les documents de terrain sont conservés au Service Géologique Régional Bretagne, 2 rue de Jouanet – ZAC Saint-Sulpice – Bât D, 35700 Rennes.

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 dédié du BRGM : <http://infoterre.brgm.fr/>.

### *BIBLIOGRAPHIE*

- ALEXANDRE P.(2007) – U-Pb zircon SIMS ages from the French Massif Central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe *C.R. Geoscience* 339, p. 613-621.
- AUBERT G., BOULAIN J. (2000) – La pédologie, 3<sup>e</sup> éd., Editions Presses Universitaires de France, 127 p.
- BAIZE D., Girard M.C. (2008) – Référentiel Pédologique 2008. AFES, Editions Quae (Paris), 405 p.
- 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*, t. 303, série II, n° 14, p. 1327-1332.

- BALLEVRE M. (2008) – La chaîne varisque : structure et évolution du Massif armoricain. *Géochronique* n° 105, p. 29-31.
- BARROIS C. (1895) – Le calcaire de Saint-Thurial (Ille-et-Vilaine). *Annal. Soc. Géol. du Nord*, t. XXIII, p. 38-46.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1929) – Le calcaire de Saint-Thurial (Ille-et-Vilaine). *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LIV, p. 142-185.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1928) – Révision de la feuille de Redon à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France* n° 176, p. 75-86.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1929) – Révision de la feuille de Redon à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France* n° 177, p. 35-42.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1938) – Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000). Feuille Redon (90), 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> éditions.
- BARROIS C., LEBESCONTE P., DURAND S. (1966) – Notice explicative, carte géol. France (1/80 000). Feuille Rennes (75), 3<sup>e</sup> édition.
- BÉCHENNEC F., CHÈVREMONT P., STUSSI JM., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de COCHERIE A. ET ROY C. (2008) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille le Poiré-sur-Vie (561) - BRGM, Orléans. Carte géologique par Béchenne F., Chèvremont P., Schuster M., Lacquement F. (2008).
- BLACK L.P., KAMO S.L., ALLEN C.M., DAVIS D.W., ALEINIKOFF J.N., VALLEY J.W., MUNDIL R., CAMPBELL I.H., KORSCH R.J., WILLIAMS I., FODOULIS C. (2004) – Improved <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, 205, p. 115-140.
- BONJOUR J.L. (1988) – Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale (Massif armoricain).
- BONNET S. (1998) – Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.
- BOS P. (1991) – Substances utiles de l'ère tertiaire – Sables du Morbihan et des Côtes d'Armor, Plan Minier Breton, rapport BRGM R 33707.
- BOLLELLI E. (1951) – Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes, contact Briovérien – Cambrien. *Mém. Soc. géol. minéralo. Bret.*, t. IX, 68 p.
- 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.
- BRIARD J. (1965) – Les dépôts bretons et l'Âge du Bronze atlantique, Rennes, 352 p.

- BRULE-GARÇON A-F., LARCHER G., ANDRIEUX J-Y., COIGNARD J., FONTUGNE M., HERBAUT C., LOYER S., MOINERAI S., PLAINE J. (1993) – Fouilles d'un bas fourneau et de ses structures annexes à l'étang du Perray, en Plélan-le-Grand (Ille-et-Vilaine), *Revue Archéologique de l'Ouest*, 10, 1993, p. 101-114.
- BRUN J.-P., BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) – Identification of Ordovician block-tilting in the hercynian fold belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *Journal of Struct. geol.*, vol. 13, n° 4, p. 419-429.
- BUIL D. (1996) – L'ellipse de Réminiach, Bretagne centrale. DEA Géosciences Rennes, 46 p. (non publié).
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (2008) – RAPSODI – Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR Novembre 2008, 108 p., 68 ill.
- 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., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT 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, Géologie de la France*, I n° 2-3, p. 3-18.
- CHANTRAINE J. (1999) – La géologie du Massif armoricain depuis 20 ans : que sait-on de plus ? *Revue Géologues « Spécial Grand Ouest »*, n° 121, juin 1999.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLEVRE M., GUENOC P. (2001) – The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican Belt.
- CHANTRAINE J., RABU D., BÉCHENNEC F. (2000) – Carte 1/250 000 du Massif armoricain et notice explicative. BRGM Orléans.
- CHAUVEL J.-J., PHILIPPOT A. (1960) – Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (Ille-et-Vilaine), trois carrières démonstratives. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, nouv. série, fasc. 1, (juillet 1961), p. 1-7.
- CHAUVEL J.-J. (1968) – Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse Rennes et *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 16, 1971.
- CHAUVEL J.-J. (1974) – Les minerais de fer de l'Ordovicien inférieur du bassin de Bretagne-Anjou, France. *Sedimentology*, 21, p. 127-147.

- CHAUVEL J.-J., PHILIPPOT A. (1960) – Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (Ille-et-Vilaine), trois carrières démonstratives. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, nouv. série, fasc. 1, (juillet 1961), p. 1-7.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) – Cisaillement ductile sur-armoricain et déformations discontinues associées : mise en évidence de la déformation régionale dextre. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, p. 657-660.
- CLÉMENT J.-P. (1973) – Sables et graviers des environs de Rennes (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM 73 SGN 176 BPL, 35 p.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.M., GUERROT C. (2005) – Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-Type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- COGNÉ J. (1962) – Le Briovérien, esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, 7, 4, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) – Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogénèses fini-précambriennes. In Actes du Colloque International sur corrélations du Précambrien. Rabat, 1970, Éd. Coll. intern. CNRS, 192, p. 192-218.
- COGNÉ J. (1977) – La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Colloques internationaux du CNRS, n° 268 – Écologie et géologie de l'Himalaya, p. 111-129.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S., KIRSCHVINK J.L., ZHANG Z, MA G. (1992) – Zircon U-Pb ages for early Cambrian time scale: *Journal of the Geological Society*, London, 149, p. 171-184.
- COMPSTON W. (1996) – SHRIMP: Origins, impact and continuing evolution. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 79: p. 109-117.
- DABARD M.-P. (1996) – Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne : genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Thèse d'état, univ. Rennes. Éd. BRGM, Série documents, n° 267, 1997, 248 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 Rennes, 170 p.



- DARBOUX J.-R. (1991) – Évolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen : le modèle du Domaine Centre Armoricaire occidental, thèse d'État Université de Bretagne occidentale, 267 p.
- DURAND J. (1985) – Le Grès armoricain, sédimentologie, traces fossiles, milieu de dépôt (thèse). *Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles*, Rennes, 150 p.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentaire et tectonique. Thèse d'État. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. XII, 389 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain - Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse Université de Rennes, 319 p.
- FÉDÉRATION CARREFOUR DE TRECÉLIEN (1993) – Les Forges de Paimpont, une activité industrielle du XVII<sup>e</sup> au XIX<sup>e</sup> siècle. Association des Amis du Moulin du Châtenay, numéro hors série, imprimerie Spéciale Châtenay, 60 p.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) – Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288-579, p. 574-576.
- GASCUEL-ODOUX C., MEROT P., CRAVE A., GINESTE P., TAHA A., ZHANG Z. (1998) – Les zones contributives de fond de vallée : localisation, structure et fonctionnement hydrodynamique. IN C. Cheverry (Editeur) « Agriculture intensive et qualité de l'eau », Editions INRA (Versailles), p. 129-141.
- GAUTIER M. (1990) – Prospection-inventaire entre Vilaine et Oust, *Bulletin d'informations archéologiques*, 2, p. 82-83.
- GAUTIER M., JUMEL G., LEROUX G. (1991) – L'occupation antique de la Haute-Bretagne méridionale, *Revue Archéologique de l'Ouest*, Supplément n° 4, p. 55-65.
- 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*, t. 315, série II, p. 1741-1746.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M., THOMAS E. (1998) – Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paleorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 327, p. 237-243.
- GUMIAUX C. (2003) – Modélisation du cisaillement Hercynien de Bretagne Centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse Univ. Rennes I, *Mém. Géosciences* n° 106, 266 p.
- GUMIAUX C., GAPAIS D., BRUN J.-P., CHANTRAINE J., RUFFET G., (2004) – Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear Belt (Brittany, France). *Geodynamica Acta* 17, p. 289-307.

- KERFORNE F. (1908) – Note sur la géologie des environs de Coëtquidan. *Bull. Soc. géol. France*, 4<sup>e</sup> série, t. VIII, p. 375-381.
- KERFORNE F. (1908) – Sur le minerai de fer de Coatquidan de Coëtquidan. CR Académie des Sciences, 2 p.
- KERFORNE F. (1918) – Les ressources du sous-sol armoricain ; Oberthur Rennes, 39 p.
- KERFORNE F. (1919) – Étude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes (nappe de la Vilaine). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXIII, bull. n° 139, p. 125-162.
- KLEIN C. (1956) – Poudingue de Gourin et poudingue de Montfort sur le pourtour de la région silurienne au sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. France*, 6<sup>e</sup> série, t. VI, p. 977-995.
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) – Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - Groundwater, vol. 39, (4), p. 568-581.
- LARCHER G. (1994) – La zone sidérurgique de la forêt de Paimpont (Ille-et-Vilaine) - bilan diachronique. Colloque de Besançon, 10-13 nov. 1993. La Sidérurgie ancienne de l'Est de la France dans son contexte Européen, sous la direction de Michel Mangin, Annales littéraires de l'Université de Besançon, 536, Série Archéologie, 40, p. 113-120.
- LE BERRE P., GOUSTARD R., GRES M. (1982) – Recherche de gisements d'attapulgite et bentonite dans le Massif armoricain. Rapport BRGM 82 SGN 175 GMX, février 1982.
- LE CORRE C. (1966) – Sur un faciès gréseux à la base de la série rouge des synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, nouv. série (1964-1965), p. 133-136.
- LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, section 1, n° 3, p. 219-253.
- LE CORRE C. (1978) – Approche quantitative des processus syn-schisteux. L'ensemble du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- LE NY F. (1988) – Les fours de tuiliers gallo-romains. Méthodologie, étude technologique, typologie et statistique, chronologie, D.A.F., 12, Paris, Maison des Sciences de l'Homme, 142 p.
- LE POEZAT-GUIGNER S. (1966) – Étude géologique de la terminaison périclinale de Pléchéatel (synclitorium de Martigné-Ferchaud), DES Rennes, .37 p. (non publié).
- LUDWIG K.R. (2003) – ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Spec. Pub. n° 4, 70 p.

- MANSUY C. (1983) – Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition, affinités biologiques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 108 p.
- MILON Y. (1923) – Étude préliminaire des calcaires briovériens de Saint-Thurial et de leur microfaune. *Bull. Soc. géol. et min. de Bretagne*, t. 4, fasc. 2, p. 113-116.
- MILON Y. (1923) – Sur la microfaune du calcaire briovérien (Précambrien ?) de Saint-Thurial (Ille et Vilaine). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 73-74.
- MILON Y. (1927) – Les calcaires dinantiens de Saint-Thurial (Ille-et-Vilaine). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 102.
- MILON Y. (1928) – Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse Rennes.
- MILON Y. (1932) – L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 194, p. 1360-1361.
- MILON Y., LUCAS G. (1935) – Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille et Vilaine, *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 1933, 11, p. 175-176.
- 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.
- MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1997) – Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of Late Pliocene Early Pleistocene deposits of Brittany, north-west France, *Quaternary Sci. rev.*, 16, p 883-898.
- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration JEGOU J-P, LACHASSAGNE P., STOLLSTEINER P, WYNS R. (2008) – SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457-FR - 129 p., 37 ill., 7 ann.
- MOUGIN B., THOMAS E., MATHIEU F., BLANCHIN R., WYNS R. (2005) – SILURES Bassins Versants - Dourduff (29), Oust (56), Yvel (56), Maudouve et Noë Sèche (22) - Rapport final Année 2 - BRGM/RP-53742-FR - 98 p., 20 tabl., 21 fig., 3 ann.
- NOBLET C. (1984) – La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse Université Rennes 1, 138 p.
- PETIT M. (1970) – Sépultures du Bas-Empire à Guer (Morbihan), *Annales de Bretagne*, LXXVII, 1, p. 273-278.
- PHILIPPOT A., CHAUVEL J.J. (1960) – Relations entre les niveaux de base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, nouv. série, fasc. 2, p. 15-34.
- PHILIPPOT A. (1960) – Observations sur l'anticlinal de la Corbinais-Bénioc (synclitorium de Martigné-Ferchaud). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, nouv. série, fasc. 2 (mai 1962), p. 79-86.

- PLAINE J., QUÉTÉ Y., HALLÉGOUËT B., BAMBIER A. (1981) – Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par Quété Y., Plaine J., Hallégouët B. (1981).
- PROVOST A., LEROUX G. (1990) – Carte archéologique de la Gaule, l'Ille-et-Vilaine, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 304 p.
- PUPIN J.P. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: p. 207-220.
- QUETE Y. (1975) – L'évolution géodynamique du domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminiac. Thèse, Univ. Rennes, 107 p.
- ROUX L. (1987) – Les Forges de Paimpont, monographie d'un établissement métallurgique rural en Bretagne aux XVIII<sup>e</sup> et XIX<sup>e</sup> siècles. Mémoire de maîtrise Université de Haute Bretagne, octobre 1987.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) – U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- 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., CARN A., RIVIERE J.-M., BLANCHET S. (1999) – Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), Montfort-sur-Meu (316). Orléans, BRGM, 63 p. Carte géologique par Outin J.M., Thomas E. (1999).
- THOMAS E., BRAULT N., CARN A., RIVIERE J.-M., LECERF Y. avec la collaboration de OUTIN J.M. (2004) – Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), Ploërmel (351). Orléans, BRGM 115 p. Carte géologique par Thomas E., Brault N., Outin J.M. (2004).
- 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. et Paris F.
- VAN VLIET LANOE B., GUILLOCHEAU F., BONNET S., CHAUVEL J.J., FRETTE C., HALLEGOUET B., LAURENT M. (1995) – Plio-Pleistocene continental record in central Brittany : the Reguiny record. Fluvial and estuarine sedimentation controlled by tectonism. 16 th Reg. Mgt. Sedim. - 57<sup>e</sup> congr. Fr. Sédim, Book of abstracts, *Publ. ASF*, p. 150.
- VAN VLIET LANOE B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMANN F., VAUTHIER S. (1998) – Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 326, p. 333-340.

- VIVET J.-B. (2004) – Paimpont (Ille-et-Vilaine), le ferrier de Trécélien, Archéologie Médiévale.
- VIVET J.-B. (2007) – La production du fer protohistorique en Haute Bretagne d'après les résultats des prospections, des fouilles d'ateliers et des analyses archéométriques, in *L'économie du fer protohistorique : de la production à la consommation du métal*, actes du XXVIII<sup>e</sup> colloque de l'A.F.E.A.F., Toulouse 20-23 mai 2004, *Aquitania*, suppl. 14/2, éd. Ausonius, p. 63-84.
- VIVET J.-B., GIRAULT N., HERBAUT C., LARCHER G., OILLIC J.C. (2009) – Le fer et la forêt avant les « Grosses Forges de Paimpont » : 2 000 ans de métallurgie, numéro spécial des Dossiers du Ce.R.A.A., Saint-Malo (à paraître).
- WENDT I., CARL C. (1991) – The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.* 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.W. (1956) – Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WILLIAMS I.S. (1998) – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.
- WYNS R., BALTASSAT J.M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., (2004) – Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 175, n° 1, p. 21-34.
- 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. (1998) – Ressources en eau de la Margeride ouest - PRD 324 - Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors-texte.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F., LEDRU P. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GeoFrance 3D, Lyon, 23 nov. 1999. Document du BRGM, Vol. 293, p. 103-108.



**ANNEXES**





**ANNEXE 1**

*COUPES GÉOLOGIQUES DE SONDAGES (BSS 2009)*



**ANNEXE 2**

*FORAGES D'EAU DE LA CARTE DE GUER (BSS 2009)*



**ANNEXE 3**

*CARTES ISSUES DU LEVER GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉ 1998*



## ANNEXE 4

### *GÉOCHRONOLOGIE (par A. COCHERIE)*

#### **Datation U-Pb sur zircon : microsonde ionique, SHRIMP (RSES, ANU Canberra)**

Cette méthode a été validée à partir de nombreux exemples : voir par exemple A. Cocherie *et al.* (2005). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.R. Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à  $\pm 2 \sigma$ , à 95 % de confiance. En revanche, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à  $1 \sigma$ .

#### **Volcanite de La Cornais (247)**

Les zircons de cette volcanite sont de taille homogène autour de 200  $\mu\text{m}$  et généralement limpides. Quarante-cinq grains ont pu être montés en section polie. L'indexation selon la typologie de J.P. Pupin (1980) a pu être réalisée sur 55 % des grains (fig. 1). Le type dominant se situe au centre du diagramme : types S11 à S13.

Douze analyses ont été effectuées sur onze zircons différents. Ces zircons sont homogènes en composition comme l'indique le tableau 1 (hors texte) : le rapport Th/U est constant autour de 0.4-0.5. Ils sont aussi tous ordoviciens mais on peut distinguer deux groupes homogènes en âge (fig. 2). Les analyses montrent très peu de contribution du Pb commun et elles sont bien regroupées dans le diagramme de Tera et Wasserburg à proximité de la Concordia. On a calculé l'âge moyen principal à l'aide de l'intercepte de la droite de mélange depuis la valeur du Pb commun à 460 Ma en passant par un groupe de huit analyses homogènes. L'âge obtenu est très bien défini à  $461 \pm 5$  Ma (fig. 2). Le MSWD, très bas (0.22), confirme l'homogénéité de la population. Cet âge est interprété comme celui de la cristallisation des zircons et de la mise en place de la volcanite. Un second groupe, moins bien contraint, donne une indication vers  $484 \pm 9$  Ma. Les trois grains correspondants peuvent être interprétés comme le témoin d'une première manifestation du volcanisme.

#### **Volcanite de La Harlais (391)**

Les zircons de cette roche sont peu nombreux, clairs, limpides et de petite taille ( $< 200 \mu\text{m}$ ). Trente-huit grains ont pu être montés en section polie. L'indexation selon la typologie de J.P. Pupin (1980) a été possible sur 41 % des grains. La répartition est surprenante puisque la moitié se trouve entre les types Q1 et Q5 avec quelques grains à l'opposé dans le diagramme (fig. 3).

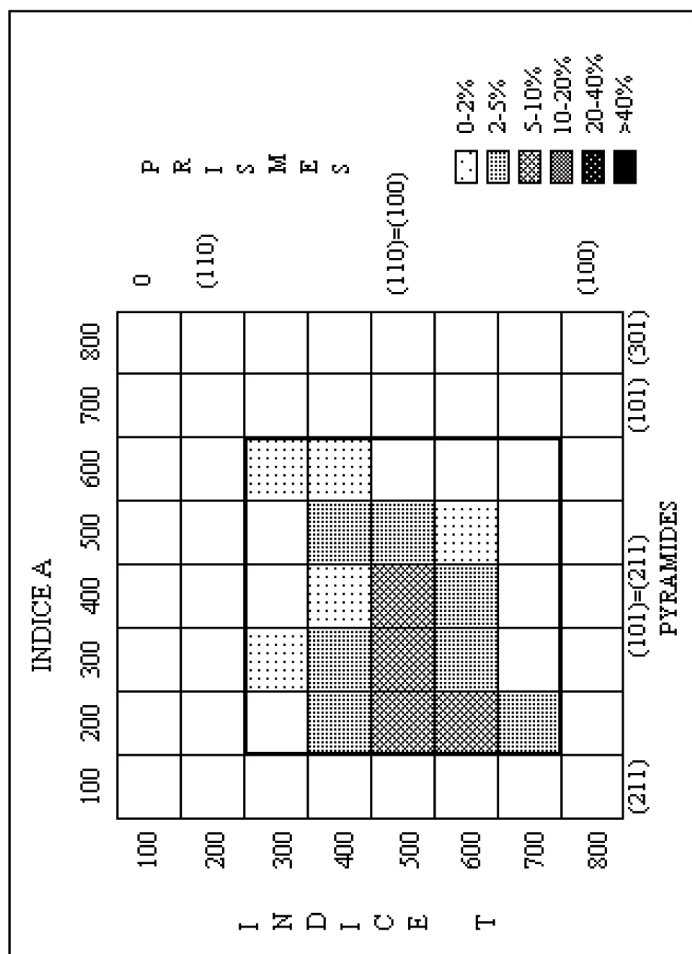


Fig. 1 - Typologie des zircons de la volcanite de La Cornais (247) dans la représentation de Pupin (1980).  
L'indice moyen de cette population est de  $\bar{I}A.I = 311.513$



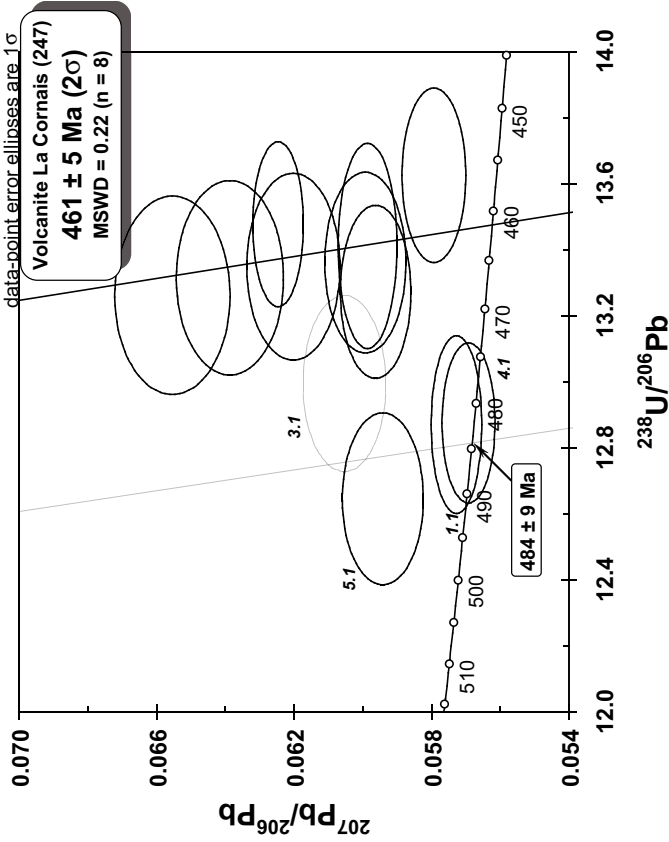


Fig. 2 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses sur les zircons de la volcanite de La Cornais (247).

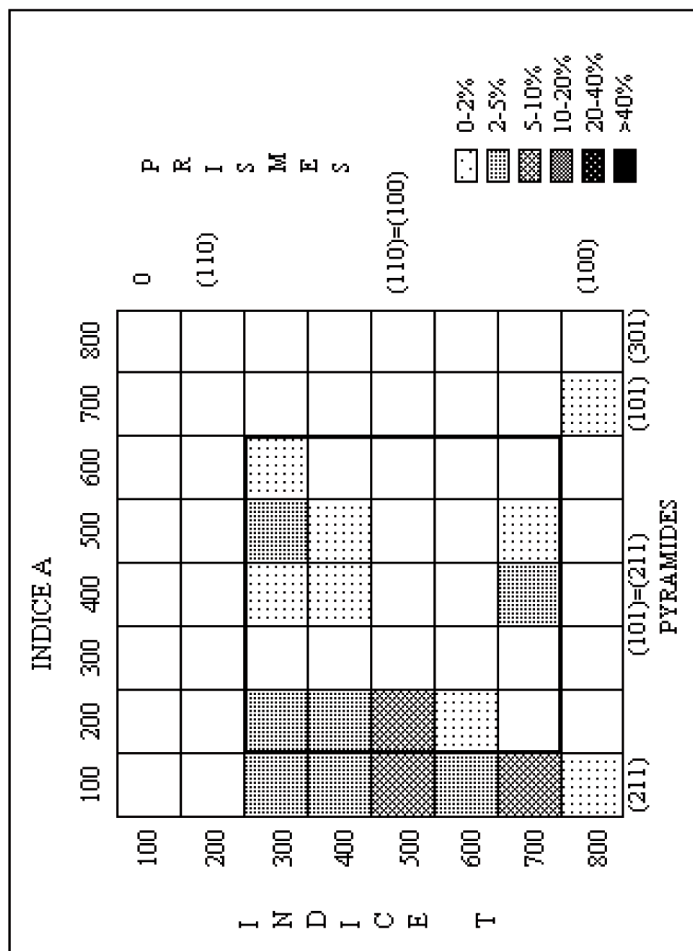


Fig. 3 - Typologie des zircons de la volcanite de La Harlais (391) dans la représentation de Pupin (1980)

Douze analyses ont été effectuées sur douze zircons différents. Le rapport Th/U reste généralement compris entre 0.24 et 0.58 (tabl. 1, hors texte). Les valeurs basses sont associées aux âges les plus anciens. Les analyses sont en effet bien regroupées le long de la Concordia (peu ou pas de Pb commun), mais les âges ne sont pas parfaitement homogènes dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 4). On a donc été conduit à traiter les données en deux groupes séparés. L'âge obtenu avec la population principale est très bien défini à  $472 \pm 5$  Ma (fig. 4). Le MSWD est faible : il est parfaitement compatible avec une population homogène. Par contre, trois autres analyses doivent être traitées séparément, elles définissent un âge à environ  $489 \pm 9$  Ma. Les trois grains (5, 7 et 8) correspondants peuvent être interprétés comme le témoin d'une manifestation du volcanisme antérieure.

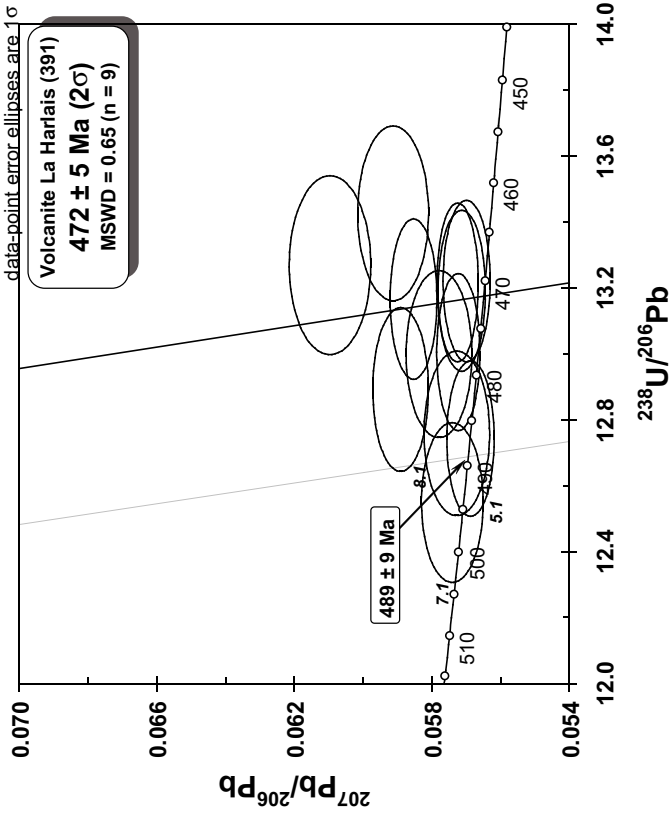
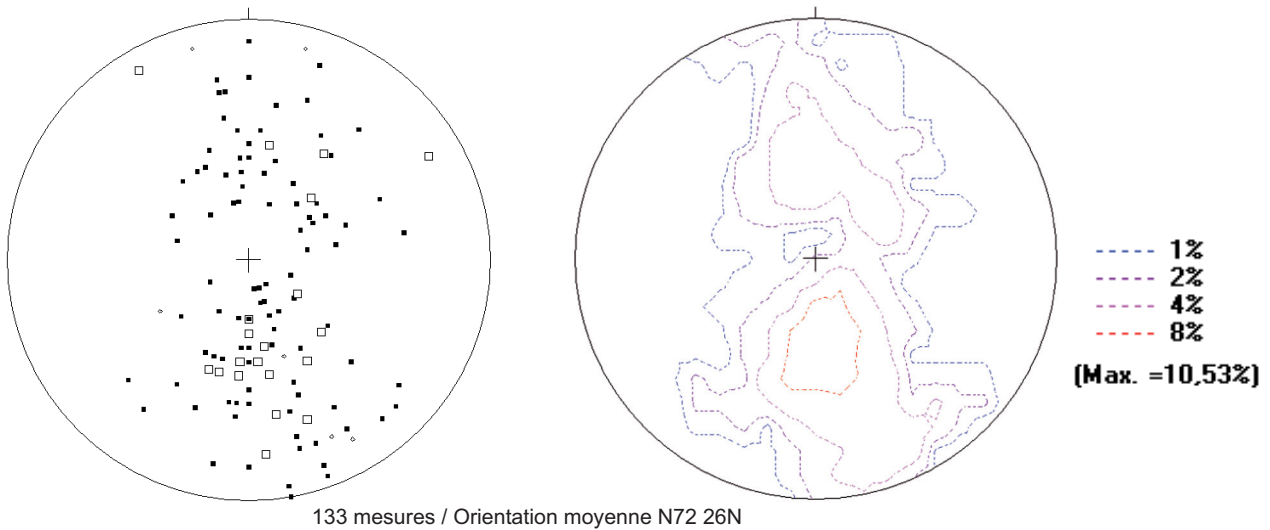
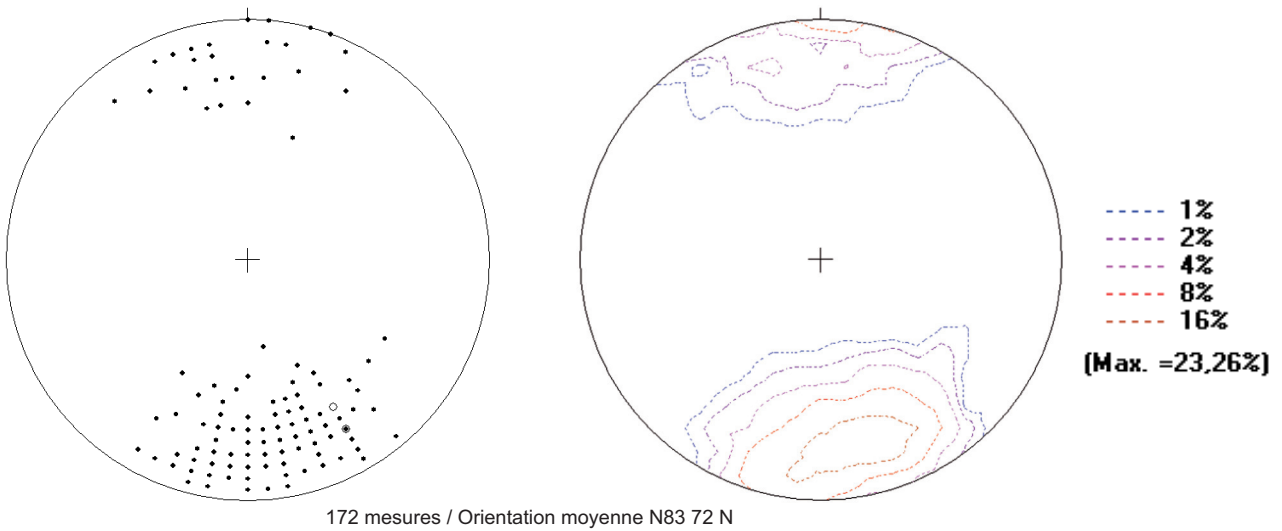


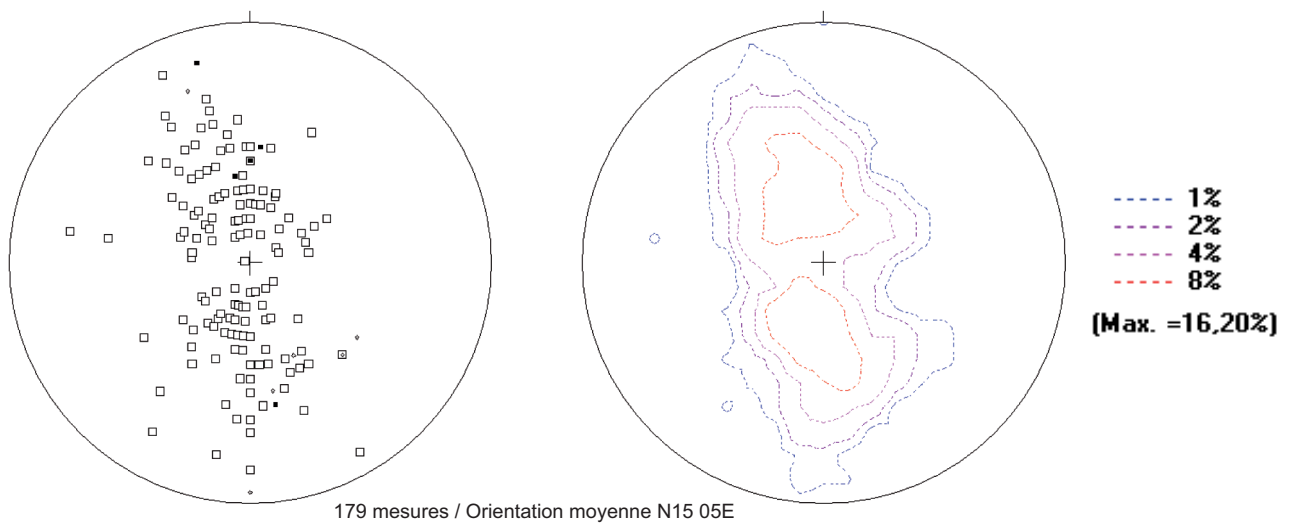
Fig. 4 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les analyses sur les zircons de la volcanite de La Harlais (391)



**Fig. 6 - Stéréogramme des So dans les formations briovériennes de la carte de Guer** (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)



**Fig. 7 - Stéréogramme des S1 dans les formations briovériennes sur le secteur de la carte de Guer.** (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)



**Fig. 8 - Stéréogramme des So mesurées dans la Formation de Pont-Réan sur la carte de Guer.** (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)

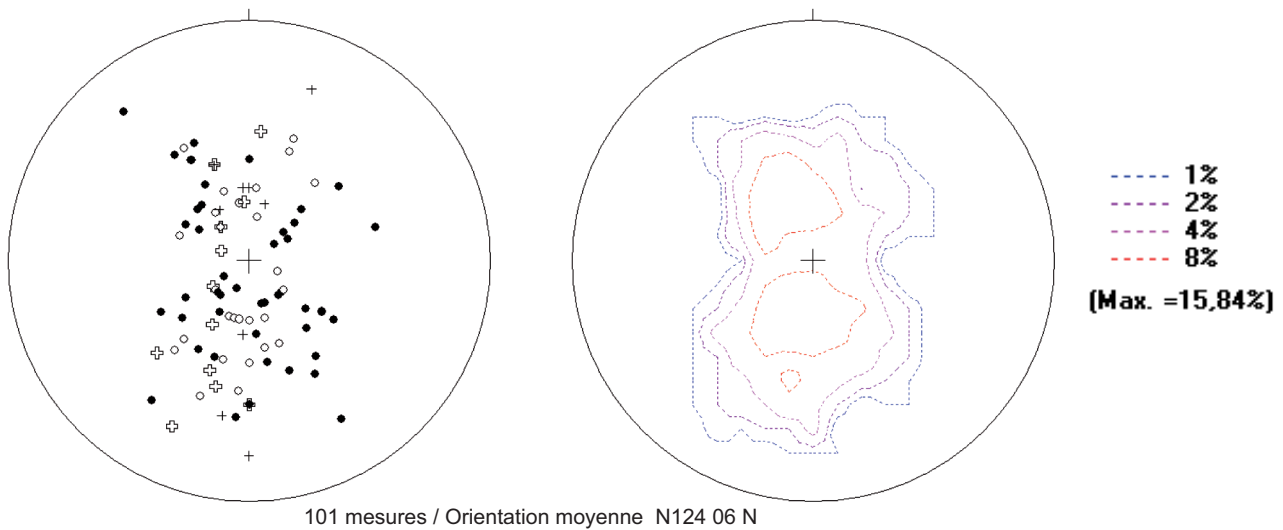


Fig. 9 - Stéréogramme des So mesurées dans les Formations du Grès armoricain (cercle noir plein), d'Angers-Traveusot (cercle vide), du Châtellier (croix noire) et Riadan-Renzé (croix vide) sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)

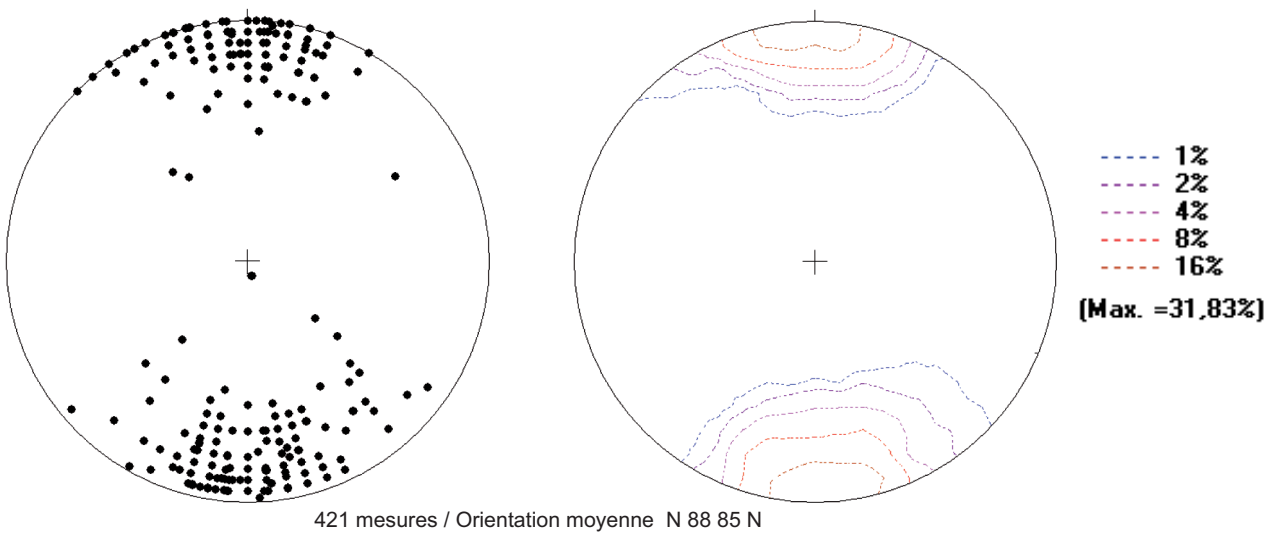


Fig. 10 - Stéréogramme des S1 mesurées dans la Formation de Pont-Réan sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)

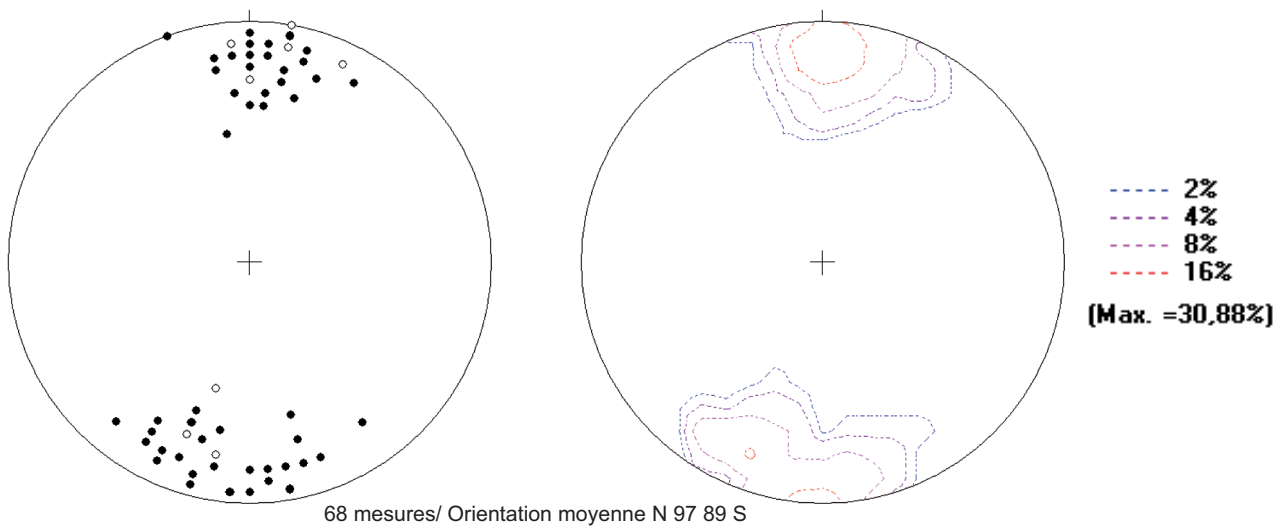


Fig. 11 - Stéréogramme des S1 mesurées dans les Formations d'Angers-Traveusot (cercle noir) et Riadan-Renzé (cercle vide) sur la carte de Guer (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur)

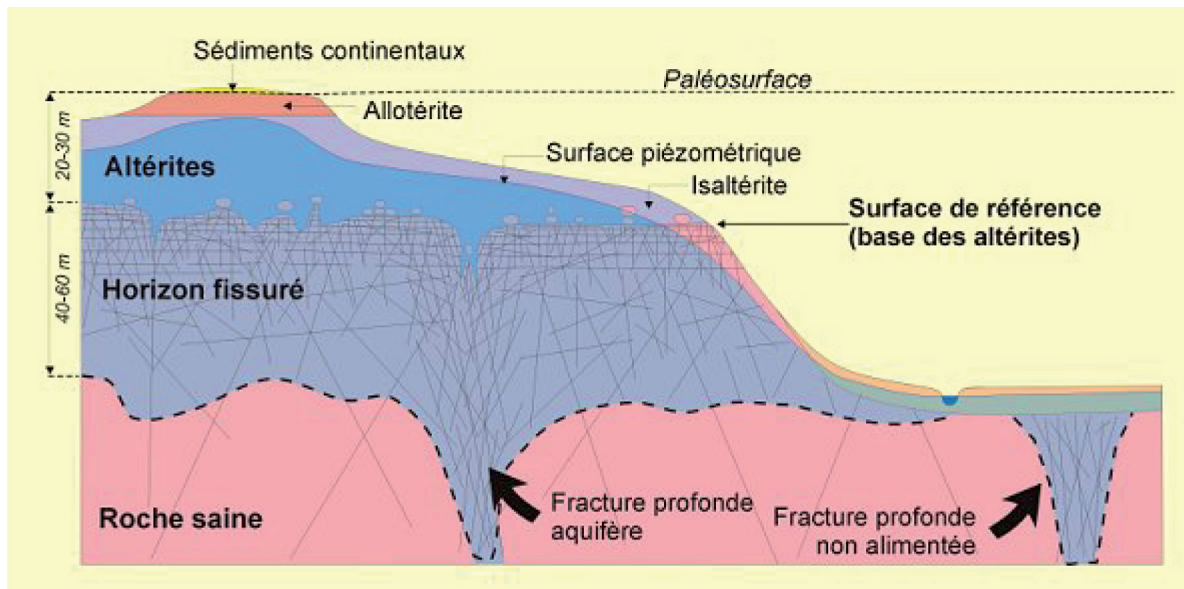


Fig. 12 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (R. Wyns, 1998 et 2004)

Rivière	Dept	Station hydrologique	Numéro station	Superficie BV (km²)	Période modélisation	Pluie totale (mm/an)	Evapo-transpiration réelle (mm/an)	Pluie efficace (mm/an)	Écoulement rapide (mm/an)	Écoulement rapide (%)	Écoulement lent (mm/an)	Écoulement lent (%)
Aff	56-35	Quelneuc	J8632410	334	1994-2000	921	617	304	146	48	158	52
Canut Nord	35	Lassy [Pont de Lassy]	J7523020	91	1995-2001	942	647	295	151	51	144	49
Combs	35	Maure-de-Bretagne	J8653010	103	1988-1995	742	551	191	91.5	48	99.5	52

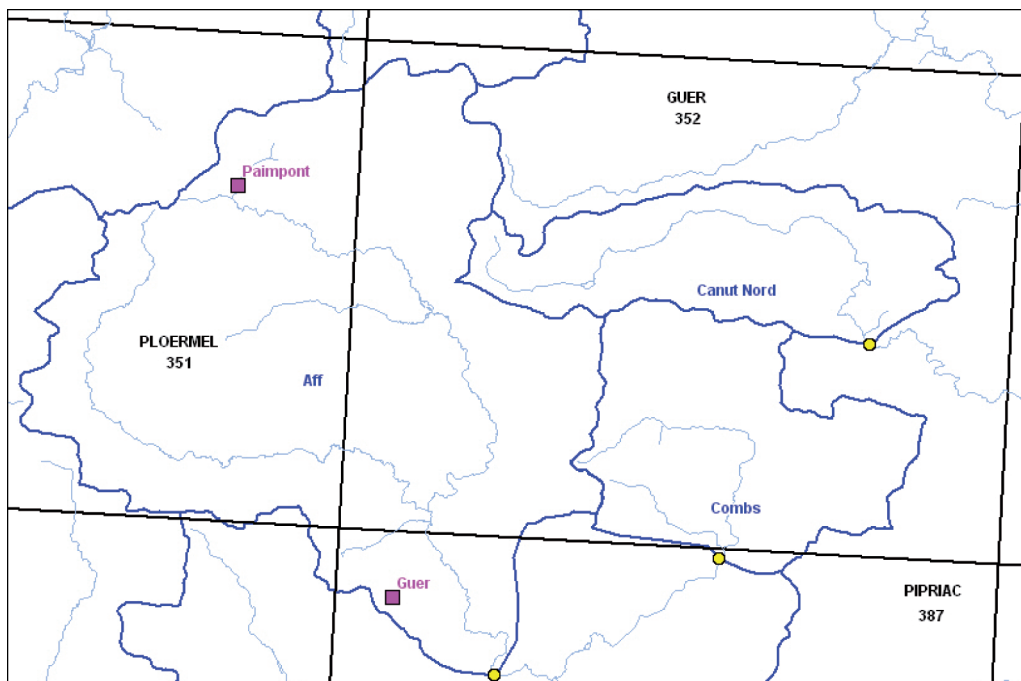


Fig. 13 - Localisation des bassins versants modélisés et résultats obtenus





Photo. 1 - Faciès b1 (Dalles de Néant) à débit en baïonnette : carrière de Prado (Est de Guer)



Photo. 2 - Plis dans les siltites du Briovérien qui pourraient correspondre à des slumps : la Planchette (Sud de Bréal-sous-Montfort)



Photo. 3 - Carrière des Rochelles : Calcaire briovérien en paléorelief sous la Formation du Grès de Courouët



Photo. 4 - Carrière à l'ouest du Haut Haras : Alternance de bancs de grès blanc et de poudingues à galets de quartz blanc



Photo. 5 : Carrière à l'ouest du Haut Haras : Bloc de poudingue de Gourin essentiellement constitué de galets de quartz blanc



Photo. 6 - Carrière au nord de Craon : Poudingues de Gourin à matrice altérée sableuse



Photo. 7 - Affleurement de Poudingues de Montfort à Saint-Malo-de-Beignon



Photo. 8 - Affleurement de Grès de Courouët à la carrière des Rochelles





Photo. 9 - Débit des siltites pourpres observables à la carrière de Chaumeray

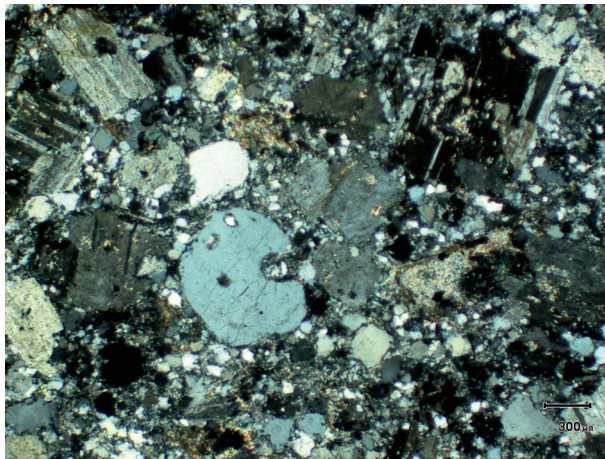


Photo. 10 - Lame mince de la roche volcanique de la carrière de la Cornais (LP)



Photo. 11 - Front de taille de la carrière de roche volcanique de la Harlais (Formation de Marsac)



Photo. 12 - Affleurement de Grès armoricain à la carrière de la Chutelais



Photo. 13 - Débit en baïonnette des siltites de la Formation d'Angers-Traveusot observable dans la carrière de la Réhannais



Photo. 14 - Carrière de sable mio-pliocène de Saint-Solain, près de Mernel



Photo. 15 - Gisement de sable mio-pliocène de Jeux observé au cours des travaux de la route Rennes-Redon (juillet 2007)



Photo. 16 - Altérites du Grès armoricain observées lors des travaux de construction d'un bâtiment au Rocher, près de Guichen





Photo. 17 - Cuirasse ferrugineuse observable au Plessis (Nord-Est de Treffendel)



Photo. 18 - Carrière de la Vigne ; siltites du Briovérien à fort pendage



Photo. 19 - Carrière de la Vigne ; Grès de Courouët à faible pendage



Photos. 20 et 21 - A gauche, relation entre la schistosité principale S1 et la schistosité secondaire S2 parallèle au manche du marteau et créant des « kink-bands ». A droite, la schistosité S2 est associée à des fentes de tension en échelon, orienté N020



Photo. 22 - Installation de traitement de la carrière de Saint-Solain près de Mernel



Photo. 23 - Maison construite en moellons de Poudingues de Montfort alternant avec des dalles de siltites rouges (Formation de Pont-Réan)



<b>Formation du Grès armoricain</b>						
N°BSS	INSEE commune	DEBIT (m3/h)	PROF (m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	Z(m)
03521X0016	35211	10.00	10.00	267000	2344830	125
03522X0902	35340	2.00	20.00	276650	2346930	116
03525X0901	35084	7.50	25.00	270430	2330160	65
03521X0901	35211	32.00	26.00	266160	2346710	160
03528X0010	35127	4.00	30.00	287670	2334360	85
03523X0020	35035	5.00	31.00	280153.6	2338942.8	101
03521X0015	35211	15.00	32.00	266950	2344820	123
03521X0018	35211	20.00	32.00	266390	2344830	143
03523X0015	35016	2.00	37.00	282550	2343730	105
03521X0020	35211	3.00	38.00	265950	2345130	151
03526X0002	35169	2.00	39.00	271510	2338150	122
03524X0019	35149	2.00	40.00	286270	2339050	100
03522X0901	35169	5.00	40.00	275730	2341420	116
03521X0019	35211	4.00	42.00	265950	2344810	157
03521X0023	35211	26.80	42.00	264550	2343210	141
03521X0006	35223	1.50	43.00	268050	2342400	120
03527X0903	35035	1.50	43.00	278750	2336200	108
03521X0007	35211	9.00	43.00	266700	2349050	168
03521X0011	35211	4.00	45.00	264800	2346340	161
03524X0020	35149	1.50	47.00	286080	2339070	100
03521X0014	35211	45.00	50.00	264960	2346210	159
03527X0902	35035	4.00	52.00	278750	2336200	108
03521X0010	35211	25.00	52.00	265130	2346570	161
03521X0035	35211	4.00	58.00	264790	2348210	164
03528X0019	35127	6.00	61.00	287540	2330490	117
03523X0016	35016	17.00	61.00	279920	2340000	98
03523X0022	35016	18.00	61.00	279190	2341560	108
03521X0008	35211	2.00	70.00	269420	2347300	155
03526X0906	35169	10.00	70.00	277050	2338150	120
03522X0006	35223	13.00	70.00	271470	2344230	134
03521X0036	35211	20.00	70.00	265630	2347730	163
03521X0022	35211	40.00	70.00	266020	2345950	152
03524X0901	35149	2.00	72.00	288470	2339330	104
03526X0907	35169	20.00	73.00	277000	2338170	108
03521X0013	35211	25.00	74.00	264750	2346050	162
03521X0009	35211	15.00	75.00	265090	2346570	161
03521X0044	35211	7.50	79.00	268215	2346095	158
03521X0021	35211	35.00	79.00	266160	2344840	153
03522X0010	35223	4.00	80.00	271775	2341750	134
03521X0024	35211	120.00	82.00	264990	2346230	160
03522X0012	35223	11.00	87.00	274800	2345150	132
03521X0004	35211	60.00	88.00	264720	2343380	150
03522X0013	35223	7.20	90.00	273310	2344750	133
03521X0033	35223	14.00	90.00	270320	2343800	137
03521X0005	35211	75.00	91.00	264700	2343370	148
03521X0038	35211	0.40	92.00	270970	2346620	134
03522X0014	35223	15.00	92.00	271150	2344590	144
03521X0037	35211	1.20	94.00	270870	2346550	146
03528X0024	35149	10.00	100.00	285270	2337420	75
03526X0010	35169	12.20	106.00	274010	2338540	125
03522X0019	35340	9.00	124	277390	2346410	122
03522X0020	35340	9.00	124	277340	2346440	121
03521X0050	35211	7.20	130	271010	2348010	158
MOYENNE		15.50	59.BB			

**Formation de Pont-Réan (Siltites pourpres du Boël)**

N° BSS	INSEE commune	DEBIT (m3/h)	PROF (m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	Z(m)
03524X0028	35123	10.00	22	288360	2342645	80
03522X0005	35340	2.00	35.00	277520	2346750	108
03521X0039	35211	0.00	36.00	271080	2346600	128
03521X0040	35211	4.00	48.00	271170	2346720	118
03525X0027	56075	2.00	51.00	268150	2336450	63
03522X0008	35340	13.00	56.00	274520	2344020	88
03528X0012	35127	1.00	58.00	289380	2331200	93
03528X0020	35127	3.00	60.00	286730	2333880	82
03522X0009	35223	4.50	60.00	273640	2343970	98
03523X0018	35319	18.00	60.00	280930	2347530	77
03527X0007	35057	2.00	62.00	281000	2334220	70
03521X0041	56012	4.00	70.00	265400	2340800	85
03528X0033	35155	9.00	74.00	283990	2328960	69
03524X0021	35123	0.50	80.00	284850	2343750	103
03522X0004	35187	0.80	80.00	275730	2348880	92
03522X0018	35187	50.00	104	277480	2347980	67
03528X0017	35127	2.00	118.00	287260	2331280	83
03522X0011	35223	4.50	120.00	272330	2343430	105
03521X041b	56012	1.00	136.00	264525	2340375	101
MOYENNE		6.91	70.82			

**Fonnation de Pont-Réan (Grès de Courouët)**

N° BSS	INSEE commune	DEBIT (m3/h)	PROF (m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	Z(m)
03527X0009	35127	5.00	43.00	282560	2331900	83
03527X0008	35057	6.75	56.00	281250	2332100	66
03523X0021	35187	13.50	61.00	280000	2348750	75
03527X0015	35175	5.00	70.00	280140	2330160	56
03524X0015	35037	6.00	70.00	287300	2345350	73
03528X0016	35127	7.00	70.00	285340	2331820	78
03524X0016	35037	6.00	72.00	287350	2345380	74

**Briovérien de Bretagne centrale (siltites et grès)**

N° BSS	INSEE commune	DEBIT (m3/h)	PROF (m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	Z(m)
03528X0018	35127	10.00	16.00	285910	2332100	59
03525X0011	56075	0.20	20.00	266050	2330820	33
03525X0038	56226	10.00	20.00	265250	2338450	70
03525X0014	56075	30.00	24.00	266740	2331550	38
03524X0022	35037	2.00	30.00	288220	2348240	29
03525X0012	56075	3.00	32.00	266050	2330790	35
03525X0004	56075	3.00	35.00	266200	2330650	30
03527X0006	35175	3.00	35.00	277970	2330700	63
03525X0031	56075	1.50	36.00	266620	2332020	41
03526X0005	35168	9.00	36.00	276350	2329820	48
03525X0904	56075	1.50	37.00	266580	2332060	34
03525X0008	56075	24.50	38.00	266200	2330950	30
03525X0025	56075	0.00	40.00	266690	2334530	83
03528X0011	35127	1.50	40.00	285890	2333030	70
03525X0016	56075	7.00	41.00	266210	2333000	56
03525X0018	56075	4.00	43.00	266650	2331130	34
03525X0007	56075	2.00	44.00	266240	2330720	26
03526X0003	35168	3.00	44.00	276450	2333090	78
03523X0901	35037	2.00	46.00	284630	2345620	57
03525X0903	56075	4.00	46.00	267230	2331930	56
03526X0011	35046	10.00	46.00	270580	2332430	46
03525X0021	56075	2.50	48.00	265460	2333940	67
03525X0028	56075	50.00	48.00	267320	2332650	49
03525X0908	56075	15.00	49.00	265930	2333170	64
03525X0026	56075	0.50	50.00	266680	2334470	85
03527X0010	35168	2.00	50.00	277900	2333480	53
03523X0014	35319	5.00	50.00	282560	2346160	82
03525X0906	56075	5.00	50.00	266290	2334050	86
03526X0901	35046	7.00	50.00	271370	2330840	52
03525X0009	56075	27.00	50.00	266150	2330980	28
03525X0019	56075	4.00	51.00	265930	2334120	83
03525X0030	56075	5.00	52.00	266820	2334040	85
03525X0005	56075	11.00	53.00	266200	2330690	28
03525X0043	56075	18.00	55.00	269300	2334530	44
03525X0901	35084	5.00	58.00	268550	2330030	55
03525X0051	56075	2.00	60	266993	2332615	50
03525X0039	56226	5.00	60.00	264550	2338380	95
03525X0912	56075	6.00	60.00	267900	2334550	55
03526X0009	35168	4.00	61.00	273920	2329240	63
03525X0040	56075	7.00	61.00	268000	2333030	72
03525X0006	56075	15.50	61.00	266230	2330670	30
03526X0008	35168	18.00	61.00	273880	2334600	74
03525X0022	56075	2.00	62.00	267440	2331840	60
03525X0044	56075	3.00	62.00	267530	2336300	78
03524X0023	35037	18.00	62.00	286480	2346465	58
03526X0012	35046	4.00	67.00	270450	2332130	51
03525X0045	56075	9.00	67.00	265040	2332940	38
03526X0905	35048	10.00	67.00	276510	2335320	73
03525X0910	56075	9.00	70.00	267430	2336430	80
03525X0907	56075	20.00	70.00	267690	2332180	66
03528X0023	35127	20.00	70.00	284010	2331460	89
03528X0022	35127	25.00	70.00	286860	2332130	76
03524X0902	35037	18.00	71.00	288330	2348230	29
03525X0024	56075	2.00	72.00	266730	2334540	82
03524X0026	35037	18.00	72.00	284975	2347955	43
03525X0902	56075	8.00	74.00	265660	2333660	75
03526X0006	35168	3.00	76.00	276920	2333100	76
03526X0007	35168	2.00	82.00	276940	2333480	63
03525X0042	56075	2.00	88.00	265000	2335000	65
03528X0035	35127	5.50	90.00	286870	2331800	82
03525X0070	35046	1.80	91.00	270210	2331240	66
03526X0028	35160	8.00	100.00	271330	2334800	54
03525X0909	56075	2.50	104.00	267370	2332080	54
<b>MOYENNE</b>		8.52	55.06			

**Poudingues de Gourin (siltites et poudingues)**

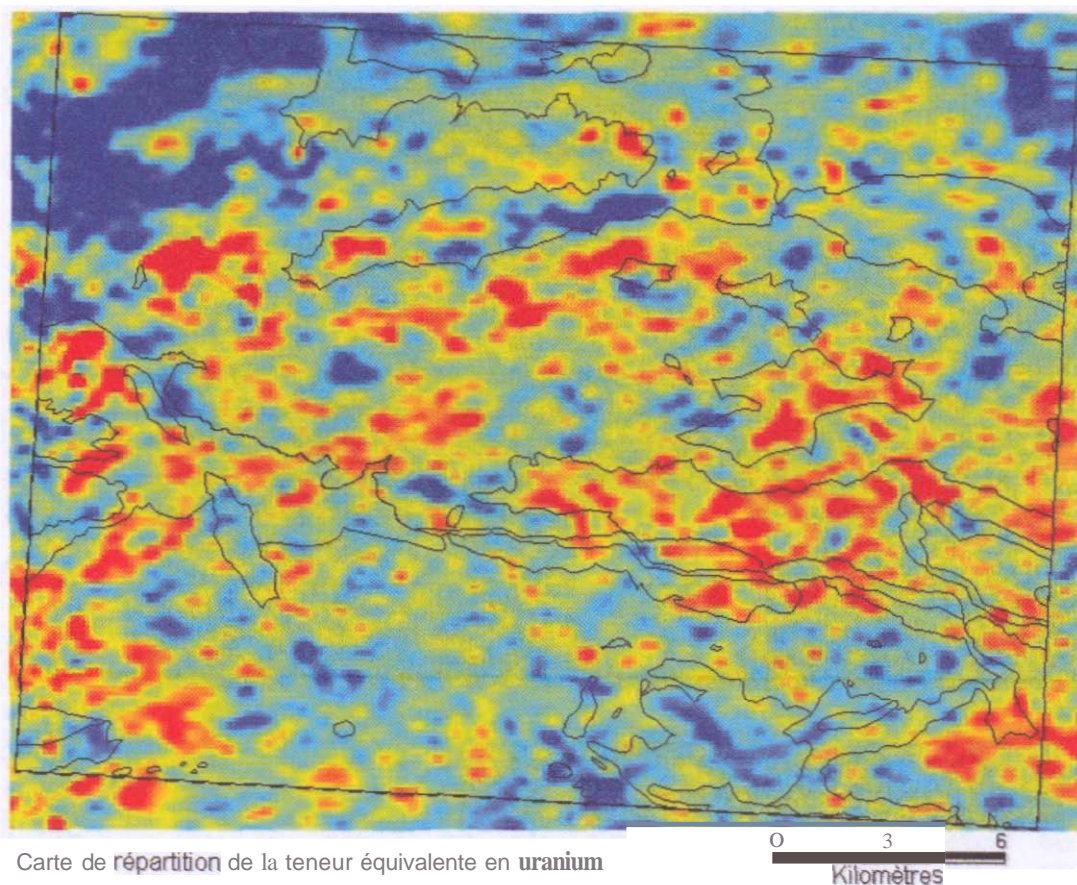
N° BSS	INSEE commune	DEBIT (m3/h)	PROF (m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	Z(m)
03525X0010	56075	22.00	23.00	266190	2331040	35
03525X0020	56075	4.00	50.00	264050	2331390	92
03525X0023	56075	3.50	59.00	266810	2333540	87
03525X0911	56075	15.00	60.00	266540	2329930	40
03525X0013	56075	3.00	64.00	268730	2333350	69
03525X0905	56075	2.00	80.00	267810	2333190	77
03525X0041	56075	3.00	110.00	268790	2333400	70
<b>MOYENNE</b>		7.50	63.71			

**Autres formations géologiques**

N° BSS	INSEE commune	DEBIT (m3/h)	PROF (m)	X_Lamb2	Y_Lamb2	Z(m)
03527X0904	35035	8.00	55.00	278770	2335910	92
03528X0015	35126	5.00	43.00	289030	2336280	76
03528X0014	35126	4.00	55.00	289340	2336100	82
03528X0013	35127	2.00	43.00	288140	2335080	60

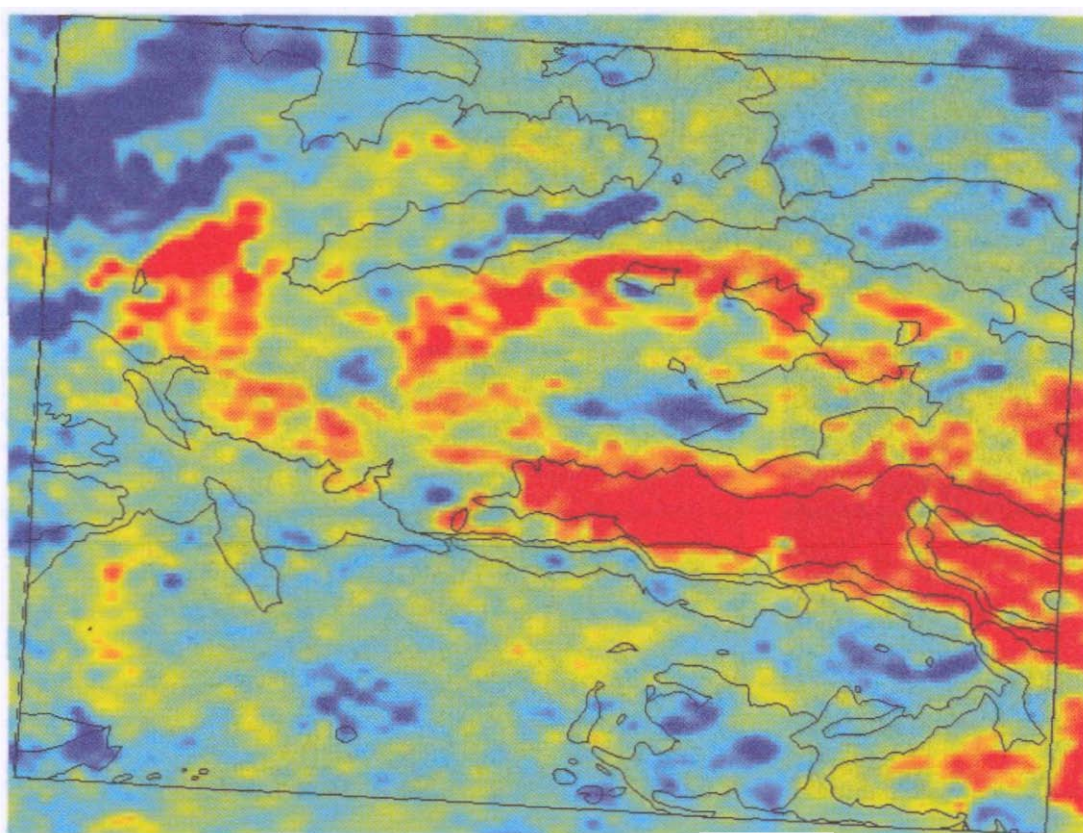
Numéro BSS	Commune	XXXX	YYYY	ZZZZ	Profondeur	Litholoale	Formation aéoloaiQue
03521X0023	Paimoont	264550	2343210	140	2.5	araile à blocs	Colluvions
					15	altérite	Grès armoricain
					19	grès altéré	Grès armoricain
					43	roche altérée	Grès armoricain
03521X0024	Paimoont	264990	2346230	159	5.5	altérite	Grès armoricain
					13.2	roche altérée	Grès armoricain
					19.2	arés	Grès armoricain
					27	roche altérée	Grès armoricain
					68.5	grès	Grès armoricain
					72	faille	Grès armoricain
					82	arés	Grès armoricain
03521X0030	Plélan-le-Grand	269480	2343190	138	40	altérite	Grès armoricain
					80	roche altérée	Grès armoricain
03521X0035	Paimoont	264790	2348210	164	14	altérite	Grès armoricain
					58	arés	Grès armoricain
03521X0046	Plélan-le-Grand	268658	2341465	138	4	altérite	Grès armoricain
					10	schiste	Grès armoricain
					70	arés	Grès armoricain
03521X0047	Plélan-le-Grand	267233	2341440	132	13	altérite	Grès armoricain
					28	roche altérée	Grès armoricain
					64	grès	Grès armoricain
03522X0010	Plélan-le-Grand	271775	2341750	134	40	altérite	Grès armoricain
					80	roche altérée	Grès armoricain
03522X0011	Plélan-le-Grand	272330	2343430	105	120	schiste	Siltites rouges du Boël
03522X0018	Monterfil	277480	2347980	67	21	schiste	Siltites rouges du Boël
					104	schiste	Siltites du Briovérien
03523X0018	Saint-Thurial	280930	2347530	77	152	schiste	Siltites rouaes du Boël
03523X0022	Baulon	279190	2341560	110	25	altérite	Grès armoricain
					45	roche altérée	Grès armoricain
					61	grès	Grès armoricain
03523X0026	Bréal-sous-M.	282810	2347580	65	15	schiste	Siltites rouoes du Boël
					50	grès	Grès de Courouët
03524X0009	Bréal-sous-M.	287300	2346400	42	1.5	altérite	Siltites du Briovérien
					4	arés	Siltites du Briovérien
					4.2	altérite	Siltites du Briovérien
					5.5	grès	Siltites du Briovérien
					6	altérite	Siltites du Briovérien
03524X0020	Lassv	286080	2339070	100	20	altérite	Grès armoricain
					47	altérite	Grès armoricain
03524X0024	Guichen	289660	2338320	97	2	altérite	Grès armoricain
					5	roche altérée	Grès armoricain
					100	arés-auartzite	Grès armoricain
03524X0036	Bréal-sous-Montfort	285750	2345550	52	70	schiste	Siltites du Briovérien
03525X0035	Plélan-le-Grand	266925	2339460	58	2	argile à araviers	Alluvions récentes
					10	araile	Arailes vertes
					14	argile sableuse	Argiles vertes
					16.5	argile	Argiles vertes
					20	argile sableuse	Argiles vertes
03525X0040	Guer	267723	2333175	77	12	schiste	Siltites du Briovérien
					109	schiste	Siltites du Briovérien
03525X0042	Guer	266584	2334736	83	2	remblais	Remblais
					79	schiste	Siltites du Briovérien
03525X0045	Guer	266493	2331180	42	46	schiste	Siltites du Briovérien
03525X0052	Loutehel	270076.5	2334579	37	0.8	argile sableuse	Colluvions
					3	araile	Arailes vertes
					4.5	marne	Argiles vertes
					8.2	argile	Argiles vertes
					28.1	marne	Argiles vertes
					28.3	calcaire	Arailes vertes
					47.1	araile	Argiles vertes
03525X0054	les Brûlais	270188.8	2333601	38	1.5	argile sableuse	Alluvions récentes
					2.5	graviers	Alluvions anciennes
					4	argile sableuse	Alluvions anciennes
					7.5	altérite	Siltites du Briovérien
03525X0059	Loutehel	269317	2336384	44	3	araile à blocs	Colluvions
					4.5	araile calcaire	Argiles vertes
					6	argile	Argiles vertes
					9	argile calcaire	Arailes vertes
					12	araile	Arailes vertes
					19.5	araile calcaire	Arailes vertes
03525X0061	Loutehel	268735.4	2337355	44	3	araile à blocs	Colluvions
					4.7	araile	Colluvions
					7.5	argile ligniteuse	Argiles vertes
					13.5	argile	Arailes vertes
					16.5	sable arailleux	Arailes vertes
					18	araile sableuse	Arailes vertes
03525X0062	Loutehel	269709.5	2335174	37	1.1	araile calcaire	Argiles vertes
					1.5	argile	Argiles vertes
					3	marne	Arailes vertes
					13.9	araile calcaire	Arailes vertes
					19.5	argile	Argiles vertes
					21	araile calcaire	Arailes vertes
					24	araile	Arailes vertes
					30	araile calcaire	Arailes vertes
03526X0009	Maure-de-Bretaane	273920	2329240	63	2	roche altérée	Siltites du Briovérien
					61	schiste	Siltites du Briovérien
03526X0010	Maxent	274010	2338540	125	3	altérite	Grès armoricain
					52	roche altérée	Grès armoricain
					88	arés-auartzite	Grès armoricain
					106	arés-auartzite	Grès armoricain
03526X0012	les Brûlais	270450	2332130	51	67	schiste noir	Siltites du Briovérien
03526X0027	les Brûlais	272042.2	2330881	54	3	araile	Colluvions
					5	araile	Argiles vertes
					9	marne	Argiles vertes
					10	argile	Arailes vertes
					10.5	marne	Argiles vertes
					19	araile	Arailes vertes
					34.2	araile	Arailes éocènes
					35	ferricrète	Argiles éocènes
03526X0028	Loutehel	271330	2334800	54	2	argile	Colluvions
					100	schiste	Siltites du Briovérien
03526X0029	Maure-de-Bretaane	275590	2331120	65	19	roche altérée	Siltites du Briovérien
					100	schiste	Siltites du Briovérien
03527X0001	Maure-de-Bretaane	277150	2328950	48	2	altérite	Siltites du Briovérien
					4	roche altérée	Siltites du Briovérien
					14	schiste	Siltites du Briovérien
03527X0004	Memel	278270	2330989	60	9	araile	Sables rouoes
					11	sable	Sables rouges
					13.35	SG/sable grossier	Sables rouges
					16.15	sable fin	Sables rouoes
					16.65	sable arailleux	Sables rouaes
					17.9	sable crossier	Sables rouges
					27.6	sable	Sables rouaes
					27.8	sable ferruaineux	Sables rouges
					28.5	schiste	Siltites du Briovérien
					29.8	altérite	Siltites du Briovérien
					30.4	schiste	Siltites du Briovérien
03527X0005	Memet	277700	2331300	85	3.8	arène meuble	Poudinaues de Gourin
					6.5	roche altérée	Poudinaues de Gourin
					8	arés	Siltites du Briovérien
					15.5	oudinoue	Poudingues de Gourin
					16	schiste	Siltites du Briovérien
03527X0035	la Chapelle Bouëxic,	282001.9	2333037	44	1	sable grossier argileux	Sables rouges
					8.5	sable grossier argileux	Sables rouges
					9	altérite	Siltites du Briovérien
03528X0014	Guionen	289340	2336100	82	25	roche altérée	Formation du Châtellier
					55	schiste ardoisier	Formation de Traveusot
03528X0019	Guianen	287540	2330490	117	12	altérite	Grès armoricain
					27	roche altérée	Grès armoricain
					61	Grés-Quartzite	Grès armoricain
03528X0021	Saint-Senoux	289460	2330120	106	4	altérite	Grès armoricain
					42	roche altérée	Grès armoricain
					70	arés-quartzite	Grès armoricain
03528X0022	Guianen	286860	2332130	76	70	schiste	Siltites du Briovérien
03528X0025	Guionen	285811.4	2336477	61	2	altérite	Formation d'Angers-Traveusot
					4.5	roche altérée	Formation de Traveusot
					6.5	schiste	Formation de Traveusot





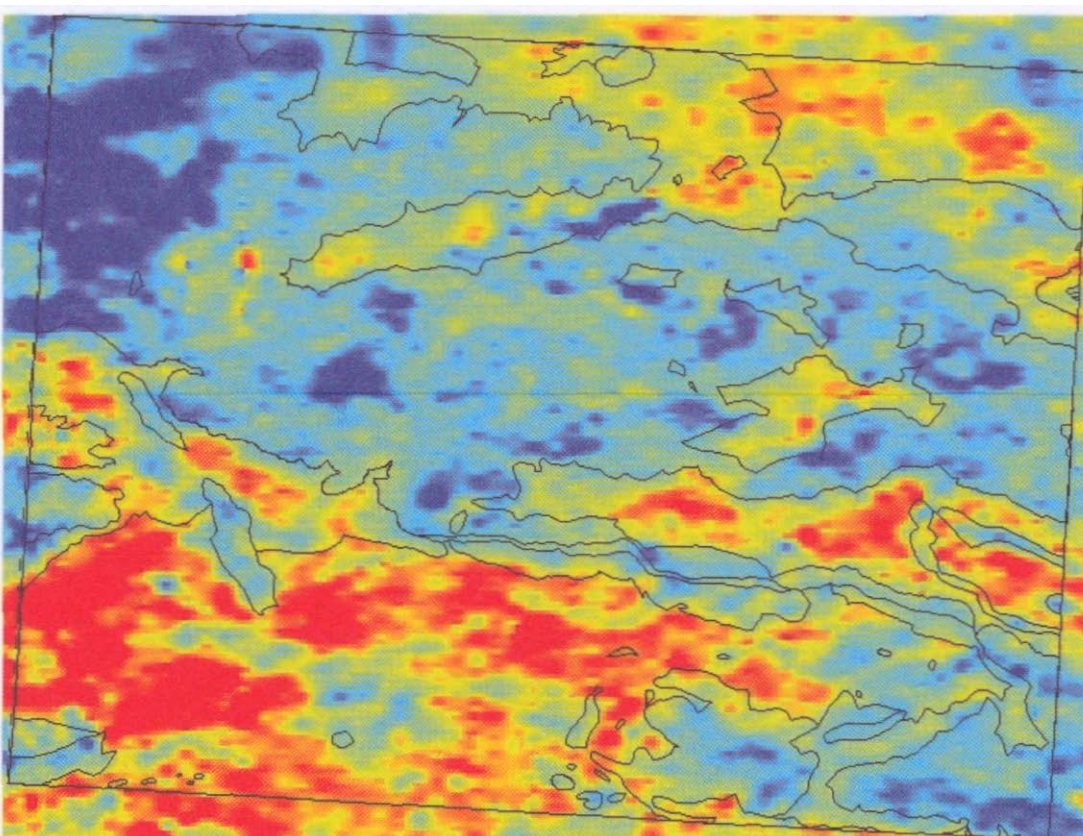
Carte de répartition de la teneur équivalente en uranium

0 3 6  
Kilomètres



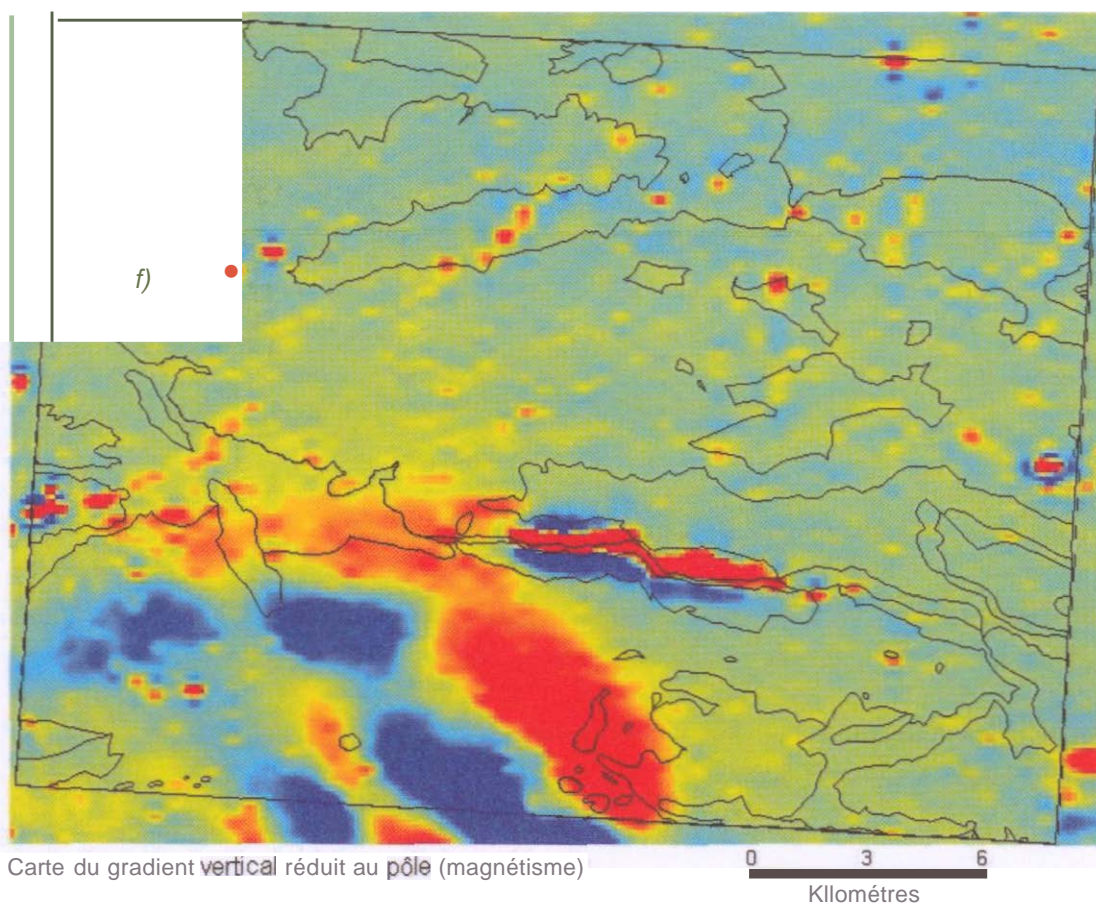
Carte de répartition de la teneur équivalente en thorium

0 3 6  
Kilomètres



Carte de répartition des concentrations en potassium

0 3 6  
Kilomètres



Carte du gradient vertical réduit au pôle (magnétisme)

0 3 6  
Kilomètres



Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénique		Âge (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±
<b>Volcanite de La Cornais (247)</b>														
1.1	625	257	0.41	41.7	-	0.06	12.87	0.22	0.0573	0.0006	0.0776	0.0013	482.1	8.0
2.1	93	34	0.37	6.0	0.000488	0.94	13.32	0.24	0.0639	0.0013	0.0744	0.0014	462.6	8.2
3.1	141	50	0.35	9.3	0.000139	0.49	12.99	0.22	0.0605	0.0010	0.0766	0.0013	475.7	7.8
4.1	312	196	0.63	20.8	0.000138	0.02	12.88	0.20	0.0569	0.0006	0.0776	0.0012	482.1	7.2
5.1	138	86	0.62	9.4	0.000566	0.31	12.65	0.21	0.0594	0.0010	0.0788	0.0013	489.2	8.0
6.1	280	148	0.53	17.9	0.000090	0.45	13.41	0.25	0.0599	0.0007	0.0742	0.0014	461.6	8.5
7.1	242	72	0.30	15.3	0.000174	0.23	13.63	0.22	0.0579	0.0008	0.0732	0.0012	455.5	7.1
8.1	186	101	0.54	12.1	0.000181	0.40	13.27	0.21	0.0596	0.0008	0.0750	0.0012	466.4	7.4
9.1	152	91	0.60	9.8	0.000394	0.45	13.36	0.22	0.0599	0.0010	0.0745	0.0013	463.2	7.6
10.1	83	29	0.35	5.4	0.000818	1.14	13.26	0.25	0.0655	0.0014	0.0745	0.0014	463.4	8.4
10.2	392	171	0.44	25.0	0.000393	0.78	13.48	0.20	0.0625	0.0006	0.0736	0.0011	457.9	6.8
11.1	120	39	0.33	7.7	0.000046	0.71	13.35	0.23	0.0620	0.0011	0.0744	0.0013	462.5	7.8
<b>Volcanite de La Harlais (391)</b>														
1.1	131	75	0.57	8.5	0.000197	0.57	13.27	0.22	0.0610	0.0010	0.0749	0.0013	465.8	7.6
2.1	284	107	0.38	18.9	0.000012	0.27	12.89	0.20	0.0589	0.0007	0.0774	0.0012	480.3	7.4
3.1	435	148	0.34	28.7	0.000062	0.07	13.00	0.19	0.0572	0.0005	0.0768	0.0012	477.2	7.0
4.1	189	111	0.58	12.5	0.000177	0.14	13.00	0.21	0.0578	0.0008	0.0768	0.0012	477.1	7.4
5.1	364	96	0.26	24.5	0.000089	0.00	12.74	0.19	0.0569	0.0006	0.0785	0.0012	487.0	7.2
6.1	355	119	0.34	23.1	0.000155	0.08	13.19	0.20	0.0571	0.0006	0.0757	0.0012	470.7	6.9
7.1	199	48	0.24	13.6	0.000177	0.04	12.55	0.20	0.0574	0.0007	0.0797	0.0013	494.1	7.6
8.1	185	53	0.29	12.5	0.000274	0.05	12.76	0.20	0.0573	0.0008	0.0783	0.0013	486.2	7.6
9.1	477	156	0.33	31.0	0.000027	0.10	13.22	0.20	0.0572	0.0005	0.0756	0.0011	469.7	6.8
10.1	409	136	0.33	26.6	0.000093	0.07	13.22	0.20	0.0570	0.0006	0.0756	0.0012	469.8	6.9
11.1	197	69	0.35	12.6	0.000056	0.36	13.43	0.22	0.0591	0.0008	0.0742	0.0012	461.5	7.3
12.1	421	171	0.41	27.5	0.000132	0.25	13.17	0.20	0.0585	0.0006	0.0758	0.0012	470.8	6.9

Notes :

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

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons des volcanites 247 et 391