

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

JOSSELIN

par

E. THOMAS, P. LE BERRE,
B. FOUCAUD-LEMERCIER, A.-L. LE BRIS,
A. CARN-DHEILLY, P. NAAS





JOSELIN

La carte géologique à 1/50 000
 JOSELIN est recouverte
 par les coupures suivantes de la Carte
 géologique de la France à 1/80 000 :
 au Nord PONTIVY (N° 74)
 au Sud VANNES (N° 89)

Pontivy	Loudéac	Saint-Méen-le-Grand
Bubry	JOSELIN	Ploërmel
Baud	Elven	Malestroit

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

Président : J.-M. LARDEAUX ; Vice-Président : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; Membres : A. AUTRAN,
J.-P. BARBEY, T. BAUDIN, M. BRUNEL, J. CHANTRAINE,
J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GRANDPERRIN, P. GUENNOC,
F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, P. LEDRU, J. MARCOUX,
J. LE MÉTOUR, D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI,
J. THIERRY, D. VASLET, R. WYNS

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

par

**E. THOMAS, P. LE BERRE, B. FOUCAUD-LEMERCIER,
A.-L. LE BRIS, A. CARN-DHEILLY, P. NAAS**

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* : THOMAS E., LE BERRE P. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Josselin (350). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas E., Le Berre P. avec la collaboration de Foucaud-Lemercier B., Le Bris A.-L., Carn-Dheilly A., Naas P. (2009), 90 p.

– *pour la notice* : THOMAS E., LE BERRE P. avec la collaboration de FOUCAUD-LEMERCIER B., LE BRIS A.-L., CARN-DHEILLY A., NAAS P. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Josselin (350). Orléans : BRGM, 90 p. Carte géologique par Thomas E., Le Berre P. (2009).

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

ISBN : 978-2-7159-1350-9

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	16
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE ANTÉ-ORDOVICIEN</i>	16
Formations sédimentaires	16
<i>PROTOLITHE PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE BASAL</i>	26
Roches métamorphiques	26
Formations plutoniques	28
Roches filoniennes	34
Formations superficielles : allotérites et isaltérites	36
Formations résiduelles	36
Cénozoïque	42
Quaternaire	46
Dépôts de versant	51
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	53
<i>PROTÉRO-PALÉOZOÏQUE DE BRETAGNE CENTRALE : BRIOVÉRIEN</i>	53
<i>GRANITES VARISQUES</i>	54
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	55
Paléogène	55
Néogène	55
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	57
<i>ÉVÈNEMENTS ANTÉ-VARISQUES</i>	57
<i>ÉVÈNEMENTS VARISQUES</i>	58
<i>ÉVÈNEMENTS POST-VARISQUES</i>	60
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	61

<i>PROTÉRO-PALÉOZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE</i>	61
<i>HISTOIRE VARISQUE</i>	63
<i>MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE ANTÉ-MIOCÈNE (BRETAGNE)</i>	64
<i>MIOCÈNE – PLIOCÈNE ET QUATERNAIRE (RÉGION DE JOSSELIN)</i>	67
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	68
<i>LES SOLS</i>	68
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	73
Les aquifères de la feuille Josselin	73
Les dispositifs de captage	74
QUALITÉ CHIMIQUE DE L'EAU SOUTERRAINE DANS LE SOCLE CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES	76
<i>L'EAU DU BASSIN TERTIAIRE</i>	77
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	77
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	78
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	79
<i>SITES CLASSIQUES</i>	82
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	84

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - La feuille Josselin au sein des grands ensembles armoricains	10
--	----

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Débits fournis par les différentes formations géologiques de la feuille Josselin	75
Tabl. 2 - Références du captage d'eau souterraine pour l'eau potable sur la feuille Josselin (350)	76

RÉSUMÉ

La feuille Josselin se situe au cœur du domaine structural varisque centre-armoricain. Près de 70 % des terrains rencontrés font partie du vaste ensemble du Briovérien de Bretagne centrale, épaisse succession apparemment monotone et rythmique de silts et de grès dont l'âge de dépôt se situe selon toute vraisemblance à la fin du Protérozoïque et au début du Paléozoïque, en tout état de cause, antérieurement à l'Ordovicien. Le milieu de dépôt des sédiments briovériens et leur géométrie d'ensemble restent encore largement méconnus : on envisage un environnement de type pro-delta marin avec venues turbiditiques dans un bassin subsident (arrière-arc), alimenté conjointement par le Nord-Est (Chaîne cadomienne) et l'érosion de reliefs énigmatiques situés au Sud. La cartographie détaillée des faciès sédimentaires du briovérien, entreprise depuis 1999 avec la feuille Montfort-sur-Meu pour les terrains à l'Ouest de Rennes trouve sur la feuille Josselin son expression la plus complète puisque tous les faciès y sont représentés et de nouveaux faciès ont été définis : la feuille Josselin sera sans doute à l'avenir une feuille de référence pour la construction d'une stratigraphie harmonisée du Briovérien de Bretagne centrale.

Le cycle orogénique varisque a largement marqué ce territoire en oblitérant les déformations éventuelles antérieures et structurant (plis, schistosité) les terrains briovériens. Au Sud de la feuille se localise un groupement de batholites lobés typiques d'une mise en place en contexte de cisaillement dextre. C'est sur certains des affleurements situés sur la feuille Josselin qu'ont été définis les critères cinématiques C/S dans les années 80, aujourd'hui célèbres et utilisés dans le monde entier.

Comme partout en Bretagne centrale, le hiatus est très important entre les sédiments paléozoïques et les sédiments suivants attribués au Tertiaire (Éocène à Pliocène), ceci ne signifiant pourtant pas forcément une absence de sédimentation au Jurassique ni surtout au Crétacé supérieur (ennoyage total ?). La plus grande part du Massif armoricain est émergée dès la fin du Crétacé, même si plusieurs invasions marines, liées à des hauts niveaux marins et/ou des effondrements localisés du bâti armoricain se succéderont au cours du Tertiaire. Les terrains émergés, de par leur position altitudinale élevée (poussée pyrénéenne, flambage lithosphérique) et sous des climats hydrolisants, vont subir de profondes phases d'altération météorique conduisant à une latérisation de la plus grande partie du massif. Aujourd'hui, la plus grande partie des matériaux d'altération a disparu et l'on observe essentiellement la basse des profils d'altération. À l'opposé de ce qui peut être vu sur les feuilles adjacentes, on ne conserve sur la feuille Josselin aucune relique de surface continentale tertiaire. Les sédiments mio-pliocènes sont représentés dans l'accumulation de Réguiny-Radenac : ce gisement est à l'origine des études récentes qui ont démontré qu'ils ne

s'agissaient pas de sédiments marins mais de sédiments fluviatiles à estuariens remplissant des paléorias ; résultat amenant à reconsidérer drastiquement la paléogéographie du Massif armoricain au Néogène.

Enfin, la feuille Josselin est traversée du Nord-Ouest vers le Sud-Est par la rivière Oust, encaissée dans une vallée souvent étroite et profonde : ces flancs montrent certainement les systèmes de terrasses alluviales et sédiments associés les plus complets depuis les premiers dépôts de la fin du Pliocène jusqu'aux dépôts plus récents de la fin du Pléistocène selon des géométries étagées ou emboîtées remarquables.

ABSTRACT

The Josselin map area lies in the heart of Central Armorican structural domain of Variscan age. Almost 70% of the basement formations in the area are part of the great Brioverian succession of central Brittany. This is a thick, apparently monotonous and rhythmically bedded succession of dominant siltstone and sandstone of probably Late Proterozoic to Early Paleozoic, but certainly pre-Ordovician, age. Much of the centre and the general sedimentary pattern of these Brioverian deposits remains largely unknown, though there are indications of a marine pro-delta environment with turbiditic influx in a subsiding (back-arc) basin, fed from erosion of the Cadomian mountains in the northeast and of as yet unknown high ground in the south. Detailed mapping of Brioverian sedimentary rocks started in 1999 with the Montfort-sur-Meu sheet for the formations west of Rennes. The Josselin sheet contains the most complete succession found to date, and will doubtlessly become a reference sheet for creating a harmonized stratigraphy of the Brioverian in central Brittany.

The Variscan orogeny has largely shaped this area by obliterating any pre-existing deformation and folding, cleaving and faulting the Brioverian formations. In the south of the sheet occurs a group of lobated batholiths that are typical of an emplacement during dextral shearing. Kinematic C/S criteria, which are now famous and used world-wide, were first defined on certain outcrops of the Josselin area in the 1980s.

As everywhere in central Brittany, there is a large hiatus between the Proterozoic-Paleozoic succession and the overlying one, attributed to the Tertiary period (Eocene to Pliocene). This does not necessarily mean that there was no sedimentation in the intervening period, especially during the Late Cretaceous when much of the surrounding area was submerged. After the Cretaceous most of the Armorican massif was emerged, even though several marine incursions, related to high sea levels and/or local subsidence of parts of the Armorican massif, occurred throughout the Tertiary.

The emerged land was submitted to deep meteoric weathering because of its relatively high elevation, caused by the Pyrenean paroxysm and lithospheric buckling, and as a result of hot and humid climates leading to the laterization of most of the massif. Today, much of the weathered material has disappeared and generally only the bottom of the profile can be seen. However, contrary to the situation on the adjoining sheets, no remains of a Tertiary continental surface were found on the Josselin sheet. Miocene-Pliocene sediments occur in the Reguiny-Radenac accumulations: contrary to earlier ideas, this deposit is not of marine origin, but was laid down in a fluvial to estuarine environment filling paleo-rias. This result has drastically modified our understanding of the Neogene paleogeography of the Armorican massif.

Finally, the river Oust in a deep and narrow valley crosses the Josselin sheet from northwest to southeast. The valley sides offer a very complete section through alluvial terrace systems and their associated sediments, dating from the end of the Pliocene to the end of the Pleistocene, showing remarkable terraces that locally have an interlocking geometry.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE - GÉOMORPHOLOGIE

La feuille Josselin se localise au Nord-Est du département du Morbihan. Elle couvre une zone géographique typique de Bretagne centrale axée sur une activité rurale (élevage et culture) prédominante, même si ses atouts touristiques sont en perpétuel développement, notamment avec la mise en valeur du château de Josselin et l'aménagement de la vallée de l'Oust. Pour l'heure, seuls les abords immédiats des deux grands centres urbains (Josselin et Locminé) voient l'installation d'activités artisanales et de petite industrie dans des complexes péri-urbains qui s'agrandissent de jour en jour.

La morphologie de la région est assez contrastée avec les points hauts se situant au Sud, sur les hauts granitiques des massifs varisques. Le point culminant se situe à 176 m sur la granodiorite de Bignan, dans le Sud-Ouest de la carte ; le point le plus bas (27 m) est atteint dans l'extrême sud-est de la carte, dans la vallée de l'Oust. Si l'on excepte les domaines granitiques du Sud de la feuille, le relief est en règle générale peu différencié et sa rugosité généralement modérée : il n'y a que peu de différence d'altitude entre les points hauts des plateaux et des points bas des vallées. L'exception notable est la vallée de l'Oust qui traverse la feuille du Nord-Ouest vers le Sud-Est et qui présente des incisions parfois importantes. C'est le long de cette rivière et de son affluent septentrional le Lié que se situent les pentes les plus fortes aux alentours de 30 %. La vallée de l'Oust, mais aussi, dans une moindre mesure celle du Lié montrent une dissymétrie prononcée avec des flancs occidentaux présentant systématiquement des pentes plus accentuées que celles des flancs orientaux. Ailleurs, les pentes ne dépassent que rarement 20 %. Le paysage rural ouvert ou à large bocage évolue sur les domaines granitiques, moins propices souvent à l'agriculture car les sols y sont généralement plus acides : les parcelles sont plus petites et les zones non cultivées et laissées en landes ou forêts souvent mixtes (feuillus et résineux) y sont plus fréquentes qu'ailleurs. Morphologiquement, les massifs granitiques sont bien individualisés dans le paysage et notamment le Massif granitique de Saint-Allouestre qui forme un haut topographique sub-circulaire que traverse de part en part la route à quatre voies Rennes – Lorient (N24).

Le système de drainage le plus important correspond à celui de l'Oust auquel s'ajoute celui du Lié et son affluent le ruisseau de Blaye dans la partie nord-est de la carte. Les affluents de l'Oust (excepté donc le Lié) sont de petits ruisseaux qui ne se développent que sur quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres, surtout du côté ouest de la rivière. Le deuxième système de drainage, le ruisseau de Ranio, coule dans une direction E-W et correspond au rassemblement de distributaires plus ou moins importants tels que le ruisseau de Coëtdan, le ruisseau du Lézudan, le ruisseau de Belle Chère. Il

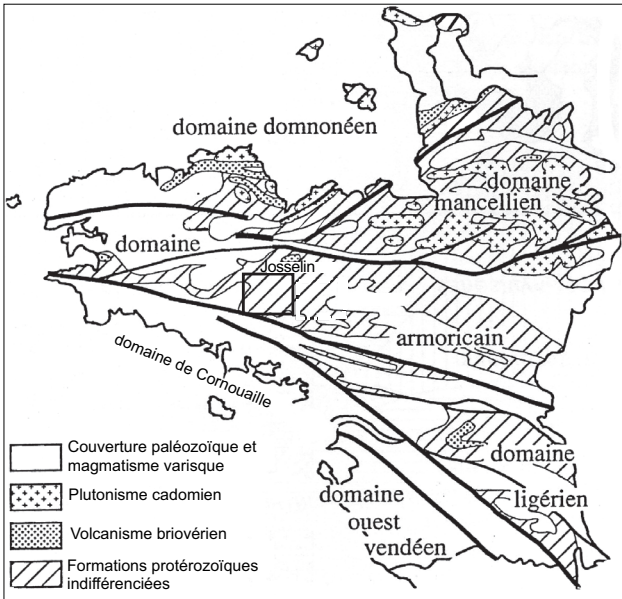


Fig. 1a : Position de la feuille Josselin par rapport aux grands ensembles du Massif armoricain (modifié de J. Cogné, 1972 ; J. Chantraine, 1980)

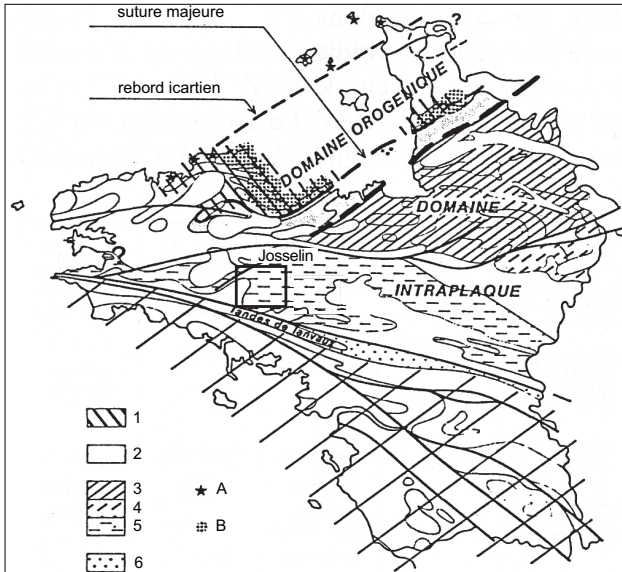


Fig. 1b - Position de la feuille Josselin par rapport aux grands traits structuraux de l'orogène cadomien dans le Massif armoricain, avec 1 : Briovérien volcanogène, 2 : Briovérien inférieur (phanites interstratifiés), 3, 4, 5 : Briovérien supérieur ; 6 : Groupe de Bain-Sur-Oust ; A : soubassement protérozoïque inférieur ; B : anomalie gravimétrique positive. (D'après J. Chantraine et al., 1988)

Fig. 1 - La feuille Josselin au sein des grands ensembles armoricains

draine dans sa partie amont les sables pliocènes dans la région de Réguiny et Radenac. La vallée du Ninian, à la hauteur de Mohon, n'est finalement que très peu concernée par la feuille Josselin.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La zone couverte par la feuille Josselin est située au cœur du domaine varisque de Bretagne centrale (fig. 1) si l'on se réfère à la nomenclature la plus récente articulée autour des domaines orogéniques varisques 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 au « 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 Saint-Méen-le-Grand et Loudéac au Nord et Ploërmel, Montfort-sur-Meu et Rennes à l'Est, un peu mieux contrainte. Cependant, la question du sous-bassement de ce Briovérien en Bretagne centrale n'a, pour l'heure, pas trouvé de réponse satisfaisante. Lors de la datation du granite de Ménéac sur la feuille Saint-Méen-le-Grand située immédiatement au Nord-Est, un zircon a donné un âge proche de 1,8 Ga, ce qui laisserait penser que le granite a incorporé des éléments très anciens tels qu'on en connaît au Nord de la Bretagne et qui pourraient peut-être représenter ce sous-bassement énigmatique.

Il n'existe, sur la feuille Josselin, aucun argument en faveur d'une déformation antérieure à la déformation hercynienne *s.l.* Une phase plicative aschisteuse (D0) 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 (non visible sur la feuille Josselin dépourvue de sédiments paléozoïques) a été souvent expliquée comme 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 ici de plusieurs façons : les roches, modérément plissées, ont acquis une schistosité régionale S1 pénétrative synchrone de la déformation D1 (Le Corre, 1978) ; des plutons se mettent en place 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). Lors de la mise en place

syntectonique de ces grands massifs, un thermo-métamorphisme de contact s'est développé aux abords immédiats des plutons selon des couronnes péri-batholites de quelques centaines de mètres au maximum : les conditions modérées de température et de pression n'ont cependant que localement permis une transformation des roches encaissantes en micaschistes, parfois riches en sillimanite mais n'ont jamais été suffisantes pour conduire à l'élaboration de cornéennes comme cela peut être observé dans d'autres secteurs de Bretagne centrale. Une schistosité, postérieure à la schistosité régionale S1 qu'elle crénule, kinke ou plisse, a été observée, notamment entre le Massif de Lizio et celui de Guéhenno au Sud, plus rarement entre le Massif de Guéhenno et celui de Bignan. Au Nord de la feuille, sur quelques rares affleurements le long de la vallée de l'Oust, une schistosité S2, liée à une phase de déformation D2, n'oblitére jamais S1 sur la feuille Josselin mais elle peut être beaucoup plus marquée un peu plus au Nord, sur la feuille Loudéac et particulièrement dans les environs immédiats de Rohan. Cette déformation synchrone à tardive par rapport à la déformation structurante principale est encore largement méconnue mais elle est vraisemblablement le résultat ou 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 représentés sur cette feuille par les conglomérats et sables mi-pliocènes de Réguiny et Radenac intensivement exploités dans ces deux localités. On sait cependant que les roches 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, au Priabonien (environ 35 Ma) vraisemblablement) et dont il ne subsiste aujourd'hui que les parties basses des profils. Sur la feuille Josselin, les parties sommitales des profils d'altération, souvent ailleurs représentées par des silicifications et/ou des ferricrètes n'ont pas été préservées. Le passage Pliocène – Quaternaire semble assez difficile à cerner réellement sur cette feuille ; les niveaux terminaux du Pliocène et les premiers niveaux attribués à un « Éoquaternaire » présentent les mêmes faciès de conglomérat grossier parfois ferruginisé. Les sédiments quaternaires proprement dits sont bien représentés sur la feuille Josselin puisqu'on observe, principalement le long des vallées de l'Oust, du Lié et du Ninian au minimum cinq systèmes de terrasses superposés ou emboîtés portant chacun des alluvions.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés cartographiques de cette première édition de la feuille Josselin au 1/50 000 ont été effectués en 2004 et 2005 par E. Thomas et P. Le Berre, ingénieurs géologues au BRGM, pour les formations du socle et les formations superficielles. Quelques kilomètres carrés au Nord-Ouest de la feuille ont été levés par R. Coueffé, ingénieur en géologie sédimentaire au BRGM. Les domaines sédimentaires pliocènes et plio-quaternaires ainsi que les systèmes alluvionnaires de l'Oust ont été plus particulièrement étudiés par P. Le Berre alors que les contacts métasédiments protérozoïques – granites et les massifs granitiques eux-mêmes ont plus généralement été couverts par E. Thomas. Ailleurs (sédiments protérozoïques et formations de surface), les levés ont été menés de concert. Ces premiers levés ont été complétés en 2006 par une campagne de reconnaissance géologique par sondages (épaisseur des formations meubles) et par une courte campagne menée par T. Fullgraff, ingénieur géologue spécialisé en géologie structurale au BRGM, spécifiquement focalisée sur les manifestations tectoniques et microtectoniques de la (ou des) déformation(s) hercynienne(s). Cette étude, effectuée principalement sur la feuille de Loudéac au Nord, a largement débordé sur la feuille Josselin où plusieurs affleurements de la vallée de l'Oust notamment ont été analysés dans le détail.

Les seules cartes existantes concernant l'emprise de la feuille Josselin sont les feuilles au 1/80 000 de Vannes au Sud (1^{ère} éd. ; Barrois, 1886-1888) et Pontivy au Nord (1^{ère} éd. ; Pruvost, 1959a). Une partie importante des terrains du socle de la feuille est rapportée au Briovérien supérieur classiquement rattaché au Protérozoïque supérieur mais qui pourraient aussi, au moins localement, être rattaché au Paléozoïque basal comme le laisse envisager des mesures géochronologiques sur les sédiments briovériens de Mayenne (Guerrot *et al.*, 1992). Une seule étude antérieure concerne les formations protéro-paléozoïques et leur style structural : la coupe de la Chèze à été effectuée en 1984 (Chantraine *et al.*, 1984) dans le cadre de l'inventaire minier de la France. Comme pour les cartes récemment publiées (Montfort-sur-Meu, Rennes, Ploërmel), les cartes en cours de publication (Saint-Méen-le-Grand, Loudéac) ou en cours de levé (Guer), la cartographie du Briovérien est réalisée par l'identification d'ensembles lithostratigraphiques regroupant chacun un ou plusieurs faciès lithologiques. Par cette méthode, on met en évidence de grandes tendances et des corrélations possibles entre faciès ou entre groupes de faciès qu'une cartographie de détail révélerait moins facilement. Comparativement aux cartes adjacentes, le Briovérien a la particularité de présenter sur la feuille Josselin des faciès rarement observés ; ainsi sur la feuille Ploërmel, trois ensembles avaient été distingués (b₁, b₂ et b₃) et seulement deux ensembles (b₁ et b₂) sur la feuille Saint-Méen-le-Grand alors que cinq ensembles distincts sont définis sur la carte Josselin (b₂, b₃, b₄, b₅, b₆).

Une partie des domaines granitiques du Sud de la feuille a fait l'objet d'une étude structurale et pétrographique importante dans l'histoire de la géologie armoricaine (Berthé, 1980) puisque cette thèse, ou avant elle les articles du même auteur (Berthé *et al.*, 1979a et b), soutenue à l'Université de Rennes 1, a établi les premières bases dans la détermination des critères syn-cinématiques et notamment des critères C/S permettant de quantifier l'intensité et le sens de cisaillement dans les terrains ductiles ou semi-ductiles aux abords des principaux cisaillements sud-armoricains. Des études antérieures avaient déjà conduit à la datation d'une partie des Massifs rencontrés sur la feuille Josselin : ainsi, le leucogranite de Guéhenno a un âge estimé de 327 ± 3 Ma, le Massif de Lizio – La Villelder et la granodiorite de Bignan sont un peu plus anciens et se seraient mis en place respectivement vers 338 ± 13 Ma (Peucat *et al.*, 1979) et 334 ± 3 Ma (Vidal, 1976). Seul le Massif de Saint-Allouestre et le leucogranite de Bignan *s.s.* n'ont pas fait l'objet de datation. Les profondeurs du plancher des différents plutons, et particulièrement ceux de Lizio – La Villelder et de Guéhenno, ont été approximées par J.L. Vignerresse en 1978 et 1983, qui, à la suite de L. Chauris (1967, 1971) considère qu'au moins une grande partie des massifs leucogranitiques (Guéhenno – Lizio La Villelder – Saint-Allouestre) constitue, de part une grande similitude de faciès et de structures et de part la signature gravimétrique, les domaines visibles d'un unique et vaste batholite à enracinement peu profond (laccolithe) au Nord de la branche nord du cisaillement sud-armoricain. Cet ensemble avait déjà été cartographié comme un massif unique par C. Barrois, 1887. L'origine de cet ensemble leucogranitique (appelé « Granite de Ploërmel » dans l'étude) a été discutée notamment par D.F. Strong et S.K. Hanmer (1980) qui proposent une combinaison d'une série de fusions partielles d'un protolithe sédimentaire (*i.e.* Briovérien), alimentée ou non par des fluides, et induite par la chaleur de friction lors du fonctionnement du cisaillement sud-armoricain ; dès le début, le modèle de fusion déclenchée par friction a été plus ou moins critiqué par J.P. Brun et P.R. Cobbold (1979) pour qui la viscosité des roches, les taux de déplacement et la période de temps invoquée ne pouvaient raisonnablement expliquer une telle production magmatique.

L'expression de la déformation hercynienne n'a pas fait l'objet, en dehors des travaux décrits ci-dessus, d'une attention particulière dans cette partie de la Bretagne. La seule tentative de coupe à travers les terrains protéro-paléozoïques a été proposée par J. Chantaine *et al.* En 1984 (ou alternativement Ledru *et al.*, 1984) et représente jusqu'à aujourd'hui l'unique travail de référence à l'échelle régionale. Le mémoire de D. Berthé (1980) revêt aussi une importance assez considérable puisqu'y sont décrites, outre les caractéristiques pétrographiques majeures de certains plutons hercyniens, les trajectoires de schistosité singulières (« syndiapirique ») autour des massifs. La caractérisation du métamorphisme régional n'a pas été abordée dans le détail sur la feuille Josselin mais de façon plus approfondie dans les environs

de Baud à l'Ouest (où les paragenèses métamorphiques sont plus riches que sur la feuille Josselin et mieux exposées) comme par ailleurs la caractérisation du métamorphisme de contact lié à la mise en place du cortège granitique dans son encaissant. À ce sujet, S.K. Hanmeur et J.L. Vignerresse (1980) concluent à un thermo-métamorphisme de moyenne pression et moyenne température (5-6 kbar et 550°-600 °C).

Les terrains pliocènes et plio-quatérnaires de la région de Réguiny ont été très largement étudiés au cours de cette dernière décennie où l'intérêt de la géologie armoricaine a plus particulièrement été tourné vers la compréhension de l'évolution morphologique et tectonique récente (tertiaire) à très récente (plio-quatérnaire) du Massif armoricain. 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 paléo-vallées dont l'incision remonterait au bas niveau marin du Tortonien. Les gisements de Réguiny et Radenac ont plus particulièrement été étudiés, notamment par S. Bonnet (1998) à qui l'on doit la mise en évidence de la jeunesse du relief breton et N. Brault (2000, 2002) qui s'est attaché à des descriptions sédimentologiques très détaillées et à la reconstitution en trois dimensions du gisement de Réguiny entre autres. Les datations radiochronologiques par Résonance Électromagnétique de Spin (E.S.R) qui ont été effectuées sur les différentes unités composant la pile sédimentaire à Réguiny (Van Vliet Lanoë *et al.*, 1995a) ont révélé des âges s'échelonnant depuis environ 7 Ma pour l'Unité I jusqu'à 3,3-3,5 Ma pour l'unité II. 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 connaissance de la géométrie et de l'étendue des formations superficielles prennent de plus en plus d'importance dans un monde confronté perpétuellement aux agressions des divers polluants : elles constituent généralement une interface directe entre les niveaux pédologiques et les réservoirs profonds et peuvent le cas échéant stocker des quantités d'eau non négligeables. Un des enjeux majeurs en Bretagne actuellement vise une protection adaptée de ces milieux particuliers et, dans un même temps, d'en connaître les mécanismes régulateurs (transit, temps de recharge, volumes...). Pour les feuilles 1/50 000 dont les levers se sont étalés au cours de ces dix dernières années (Thomas *et al.*, 1999 ; Thomas *et al.*, 2004 ; Égal *et al.*, 2004 ; Thomas *et al.*, 2008 : feuille Saint-Méen-le-Grand) ; Le Simple *et al.* : feuille Loudéac à paraître), les formations de surface ont fait l'objet d'une cartographie détaillée, de la même nature que celle des formations du socle. Évidemment, dans certains secteurs, leur ubiquité aurait masqué complètement les formations rocheuses sous-jacentes et il a parfois été nécessaire, pour que la carte reste lisible, d'en limiter le recouvrement. Les principales formations superficielles cartographiées correspondent

globalement à trois groupes : le premier est formé par les altérites, roches meubles issues des transformations physiques et chimiques des roches-mères sous l'action de climats hydrolisants (chauds et humides) très agressifs au cours du Tertiaire mais déjà sans doute au Crétacé inférieur lorsque le Massif armoricain était respectivement émergé et en position altitudinale « haute » sous la poussée des Pyrénées (flambage lithosphérique) et émergé et constituant l'épaulement nord du rift du Golfe de Gascogne. Le second groupe est constitué par des formations généralement plus récentes et dont la localisation est à relier à la morphologie actuelle : on distingue ainsi, parmi les plus importantes, les altérites remaniées, immobilisées sur les glacis peu inclinés, les dépôts de versant qui colmatent progressivement les abords des vallées, les lœss et limons des plateaux qui traduisent une activité éolienne lors des grandes périodes interglaciaires du Quaternaire. Il est à noter qu'une grande partie d'entre elles sont issues des matériaux meubles (altérites) facilement mobilisables par les agents de transport (eau, gravité...). Le dernier groupe est constitué par les alluvions déposées par les rivières sur des terrasses dont l'incision est intervenu par épisodes au cours du Quaternaire (Bonnet, 1998). Les abords de l'Oust sont particulièrement riches en ce type de dépôts puisque 5 systèmes ont pu y être cartographiés.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE ANTÉ-ORDOVICIEN

Formations sédimentaires

« Briovérien de Bretagne centrale »

Plus des trois-quarts des terrains rencontrés sur la feuille Josselin sont attribués au Briovérien de Bretagne centrale pour lequel il n'existe encore aucune subdivision stratigraphique argumentée, pas plus que de datation par quelque méthode que ce soit. L'épineux problème posé par l'âge des sédiments, maintes et maintes fois débattu au cours des cinquantes dernières années, ne trouve malheureusement pas de réponse sur la feuille Josselin où, pas plus qu'ailleurs en Bretagne centrale, un quelconque marqueur stratigraphique fiable et que l'on peut suivre n'a pu être découvert. De plus, l'âge de ces sédiments, dont la puissance dépasse certainement plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs milliers de mètres, est nécessairement diachrone à travers la Bretagne centrale et vraisemblablement même sur la feuille Josselin. Le seul moyen de calage stratigraphique consiste pour l'instant à borner l'ensemble des sédiments par des formations dont on connaît l'âge plus précisément. Pour la limite supérieure, la difficulté est moindre puisque l'on sait que ces sédiments sont recouverts en discordance par des séries détritiques terrigènes dans lesquelles sont intercalées des niveaux de

volcanites pour lesquelles les datations effectuées ont montré qu'elles appartenaient au Paléozoïque inférieur et plus précisément à l'Arénig (Ordovicien basal) et auraient été émises au cours d'un épisode effusif vers 486 Ma (méthode Pb/Pb sur monozircons, Guerrot *et al.*, 1992) : corolairement, les sédiments du Briovériens sont donc au minimum anté-ordoviciens. L'analyse et la datation de populations de zircons contenus dans des sédiments briovériens de Mayenne ont montré (Guerrot *et al.*, 1992) pour une partie d'entre eux un âge proche de 540 Ma. Ces zircons proviennent du remaniement des batholites cadomiens (batholite mancellien) immédiatement à proximité : une partie des sédiments attribués au Briovérien est donc, au moins en Mayenne, cambrienne. Par conséquent, il est probable que la partie sommitale du Briovérien de Bretagne centrale, qui, *a priori*, fait partie du même ensemble que celui de Mayenne qu'il prolonge vers l'Ouest, se soit déposée au cours du Cambrien. La limite inférieure est en revanche bien moins contrainte dans cette partie du Massif armoricain car on ne connaît pas ici le soubassement du Briovérien et les hypothèses peuvent être nombreuses. Récemment néanmoins, lors de la datation du Granite de Ménéac (âge obtenu sur la feuille Saint-Méen-le-Grand (sous presse) dans le cadre du levé de la feuille Loudéac - à paraître), une datation a révélé un âge proche de 1,8 Ga pour une population de zircons ; cet âge est relativement bien connu en Bretagne puisqu'il s'agit d'un âge proche de celui obtenu pour les gneiss anciens de la région 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 ont donc pu, lors de leur remontée, incorporer des éléments d'un socle ancien, paléo-protérozoïque, qui pourrait éventuellement constituer une partie du sous-bassement du Briovérien, dont la géométrie reste complètement inconnue. Dans le département des Cotes d'Armor (baie de Saint-Brieuc), les premiers sédiments briovériens remaniant des galets dont le protolithe magmatique a été daté à 640 Ma : le Briovérien est donc une puissante série terrigène immature qui s'est déposée entre globalement 630 et 520 Ma, ce qui constitue un laps de temps de plus de 100 millions d'années.

Nous ne reviendrons pas ici en détail sur les arguments (qui ont évolué au fil du temps) contribuant par le passé à subdiviser le Briovérien en un Briovérien inférieur, moyen et supérieur [voir les notices des cartes Ploërmel, Saint-Méen-le-Grand, Montfort-sur-Meu ou encore Loudéac (à paraître)] ; ils ne paraissent plus vraiment reposer sur des données irréfutables (Dabard, 1996 ; Le Corre, 1978) et aucun argument en Bretagne centrale ne milite en faveur de telles subdivisions. Comme pour les cartes récemment publiées, les limites indiquées sur la carte correspondent à des changements majeurs dans la lithostratigraphie. Les groupes ainsi définis consistent en général en regroupements de plusieurs faciès pétrographiques qui sont distingués soit par l'abondance de telle ou telle lithologie, soit par l'apparition d'un faciès

lithologique particulier (ils ne sont jamais définis par la nature ou l'intensité de la déformation - pli ou schistosité - que l'on peut y rencontrer, même si des différences, souvent discrètes, existent entre eux). Les définitions de ces groupes, appelés par commodité « faciès de type bx », sont en accord avec celles effectuées pour les cartes avoisinantes et une terminologie identique à été employée : ainsi, le faciès de type b2 est défini sur la feuille Ploërmel comme un groupe à alternances schisto-gréseuses avec b2S à siltites dominantes et b2G à grès dominants. Il s'agit du « faciès » commun du Briovérien de Bretagne centrale et c'est aussi le plus représenté sur la feuille Josselin. Le faciès de type b3 correspond à la prolongation occidentale de l'Unité de Ploërmel définie sur cette feuille. Cet ensemble correspond également majoritairement à des alternances argilo-silto-gréseuses avec b3S à argilites - siltites dominantes et b3G à grès dominants. Entre b2 et b3, les définitions d'ensembles sont sensiblement identiques mais la nature et la composition des sédiments évoluent et b3 apparaît ainsi plus mature que b2. De plus, il existe une différence dans l'expression de la schistosité hercynienne entre les deux ensembles : dans b2, il s'agit d'une schistosité de fracture qui n'évolue que très rarement et localement vers une schistosité de type flux alors que dans b3, la schistosité est exclusivement une schistosité de type flux. Outre une légère différence de composition du sédiment originel, le développement des corps diapiriques au Sud (contraintes locales plus importantes dans un sédiment plus fin) est sans doute à l'origine de cette répartition particulière du type de la schistosité. Très localement, en bordure de l'Oust, dans l'extrême sud-est de la carte, un petit ensemble conglomératique b3Cg a été mis en évidence ; ces formations à galets de quartz dispersés dans une matrice sableuse, localement argileuse, sont beaucoup moins nombreuses sur la feuille Josselin que sur la feuille adjacente de Ploërmel. Des constatations de même nature avaient déjà été faites pour la feuille Saint-Méen-le-Grand au Nord-Est et ces lithologies particulières semblent aussi être totalement absentes de la feuille de Loudéac au Nord. Ces variations dans la répartition régionale de ces conglomérats très matures indiquent vraisemblablement des modifications dans les conditions d'alimentation du bassin briovérien et sans doute dans la localisation des sources d'approvisionnement. La feuille Josselin est caractérisée par de nouveaux « faciès » qui n'ont pas été décrits (ou qui ont été incorporés aux autres groupes) sur les différentes feuilles à 1/50 000 de Bretagne centrale et à ce titre est un bon candidat dans l'élaboration de la base d'une nomenclature harmonisée du Briovérien de Bretagne qui n'existe pas encore mais qu'il faudra sans doute réaliser dans le cadre des harmonisations futures. Ainsi, le « faciès de type b4 » correspond à des alternances de siltites et de grès quartzitiques, voire même de véritable quartzites, avec comme pour les autres groupes, b4S à siltites quartzitiques dominantes et b4G à grès dominants. Ces grès lités sont très particuliers et ne se rencontrent qu'aux abords immédiats de Pleugriffet. b5Sg caractérise un petit ensemble de siltites grossières évoluant localement vers des grès fins que l'on ne rencontre qu'au Nord de

Locminé et au Sud du Cambout. Il a été choisi ici, afin de présenter les variations de lithologies les plus importantes de ne pas associer cet ensemble à b2 dont il pourrait pourtant ne présenter qu'une variation latérale de faciès. Enfin, un dernier ensemble (b6A) constitué d'argilites fines est distingué : ces formations de couleur sombre avaient déjà été cartographiées (ar**db**) sur la feuille Saint-Méen-le-Grand au sein d'un ensemble briovérien non différencié et avaient déjà été décrites sur la feuille Ploërmel où elles avaient été rattachées au faciès de type b3. Ici, leur importance permet une subdivision et une représentation cartographique à l'échelle du 1/50 000.

Ces subdivisions pourraient paraître relativement arbitraires, d'autant que les affleurements d'une « bande » à l'autre ne sont pas forcément 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 (cartographique) 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...). Les passages d'un groupe (ou d'un lithofaciès) à l'autre, en l'absence d'affleurements continus et de bonne qualité, sont très largement méconnus et souvent les limites tracées sur la carte ne sont que figuratives. 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. Des contacts anormaux (chevauchements et empilement d'unités), des lacunes de sédimentation importantes, des émerSIONS temporaires avec des périodes érosives pourraient éventuellement expliquer certains passages tels que le passage de b3 au Sud à b2 au Nord comme cela avait été envisagé pour la feuille Ploërmel mais les signes particuliers caractérisant généralement ces « anomalies » ne sont pas décelables sur la feuille Josselin.

Faciès de type 2

C'est, parmi les associations de faciès composant le Briovérien de Bretagne centrale, celle qui est la plus « typique » des terrains protéro-paléozoïques de la région. Elle couvre de vastes étendues depuis l'Est de la région rennaise jusqu'aux bordures du Massif de Pontivy à l'Ouest. Ce groupe se caractérise essentiellement par des alternances très rythmiques ou répétitives de siltites, localement argilites, et de niveaux de grès feldspathiques 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. Sur la feuille Josselin, cette association de faciès b2, comme sur la feuille orientale de Ploërmel se localise principalement dans la moitié nord de la feuille et des affleurements de bonne qualité peuvent être observés dans la partie amont de l'Oust (au Nord de sa jonction avec le Lié) et principalement sur sa rive occidentale. Deux carrières, l'une, assez vaste mais abandonnée à la Chapelle-Maugan et l'autre plus récente, plus petite et sporadiquement utilisée entre Le Chargeois et le Moulin de l'Ile, permettent l'observation de ce groupe dans des conditions particulièrement favorables.

Faciès de type 2, Briovérien de Bretagne centrale, faciès communs

b2S. Alternances silto-gréseuses à siltites dominantes. Couvrant une large partie de la feuille, ce lithofaciès est constitué essentiellement de siltites dans lesquelles sont intercalées de façon intermittente des grès à grain fin. Ces associations sédimentaires sont observables dans de bonnes conditions, et sur des affleurements relativement continus, au Nord de la feuille et plus particulièrement au Nord de la jonction entre l'Oust et le Lié, surtout en rive droite de l'Oust, mais aussi immédiatement au Nord de Josselin et jusqu'aux abords de la forêt de Lanoué. 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, de couleur généralement grise ou gris-vert, brune ou plus ou moins ocre lorsqu'elles sont plus 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 milli- à centimétriques et aucune autre figure sédimentaire n'y a été décelée. Ces siltites admettent des intercalations gréseuses de puissance généralement faible, de l'ordre de 10 à 20 cm ; les grès ne constituant jamais une lithologie dominante. Les contacts entre siltites et grès semblent conformes, aucune figure sédimentaire particulière, dont des ravinements de base de bancs entre autres, n'y a été découverte. Ces grès possèdent des colorations sensiblement identiques à celles des siltites mais localement, ils peuvent apparaître plus franchement jaunâtres. Dans l'ensemble, ce sont des grès à grain fin sans architecture interne (pas de lamines, pas de figures de granoclassement) dont la composition est relativement voisine de celles des siltites avoisinantes. Le caractère bimodal de la roche est prononcé mais pas de façon exceptionnelle : les éléments figurés sont des grains de quartz sub-anguleux, d'une taille moyenne de 80 à 100 µm, des biotites et muscovite détritiques dispersés dans une matrice à petits grains de quartz (moyenne à 20 µm) et de phyllites (biotite, séricite). La proportion de matrice n'excède que rarement 30 %. Il n'a pas été observé de fragments ou de grains hypersiliceux (« phtanite »).

b2G. Alternances silto-gréseuses à grès feldspathiques dominants. L'association précédente fait place, selon des bandes qui lui sont parallèlement orientées, à une association où les faciès sont peu différents en termes de minéralogie ou de composition mais où les proportions entre siltites et grès sont régulièrement inversées et où les bancs de grès sont habituellement plus massifs et plus épais. Les meilleurs exemples se situent à La Grenouillère au Nord de la feuille dans la vallée du Lié ou dans les carrières du Haut Quéstel en bordure de l'Oust. Alors que les siltites présentent des caractéristiques semblables à celles de l'ensemble b2S, Les grès de l'ensemble b2G sont des grès généralement plus massifs, subfeldspathiques, grossiers, généralement non-classés. Les éléments remaniés sont des fragments lithiques de microquartzites, de phtanites, 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. Il n'a pas été possible sur les affleurements visités de découvrir des figures sédimentaires particulières : la base des bancs est généralement concordante avec les niveaux silteux sous jacents ou les ravinent très superficiellement localement. Les litages sont des litages plans et sub-parallèles entre eux. À l'échelle de la carte et parfois de l'affleurement, ces grès ne semblent pas forcément continus sur des très grandes distances ; ils apparaissent comme des niveaux lenticulaires, parfois plurimétriques, intercalés dans les ensembles silteux.

À la Ville Haneuf, au Nord de Pleugriffet, on peut observer en pierres volantes, une roche gris-blanc légèrement orientée. Il s'agit d'un grès feldspathique constitué de feldspaths plagioclase et alcalin séricitisés, en grandes plages arrondies (500 μm) dans un fond de quartz en plages plus petites (50 μm), bien engrenées et de micas dessinant une foliation fruste.

Faciès de type 3, Schistes de Ploërmel

Dans le Sud de la feuille, les formations b2 passent aux formations b3. L'indice utilisé n'est que descriptif, il n'a pas de valeur stratigraphique puisqu'en aucun lieu n'est réellement discernable un passage net entre les deux groupes ; il semble plutôt s'agir d'un continuum par ailleurs plus lié à un style tectonique qu'à de réelles modifications de composition des sédiments. Cette différence, décrite en détail sur la feuille Ploërmel à l'aide des analyses multiples qui avaient été effectuées dans le cadre de la coupe Sérent (Chantraine *et al.*, 1980), est assez nettement perceptible dans les environs de Josselin et en règle générale dans la partie est de la carte, jusqu'à la hauteur Réguiny. Dans la partie ouest de la feuille, cette bande b3 s'amincit progressivement en se biseautant entre les faciès b2 et les faciès plus métamorphiques du Nord de Locminé. Les limites proposées sur la carte à cet

endroit sont grandement figuratives car le recouvrement en formations superficielles et l'altération des roches deviennent prépondérantes et il est possible que cette formation b3 s'interrompe en réalité plus à l'Est.

b3S. Alternances argilo-silto-gréseuses à argilites dominantes. 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). L'ensemble se caractérise comme une succession finement rythmée mais très monotone de lits d'argilites et de siltites fines dont la couleur à l'affleurement évolue du vert-jaunâtre relativement clair au gris foncé soutenu (Château de Josselin). 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), soit de petite dimension et fragmentés, soit en grandes lamelles millimétriques subautomorphes et disposées le long des plans de schistosité : ceci qui traduit une croissance postérieure au dépôt, vraisemblablement syn-schisteuse et résultant d'un métamorphisme de faible grade. Les structures sédimentaires les plus courantes sont des lamines infra-millimétriques sub-planes et parallèles : aucune autre figure n'a été observée, y compris les figures de charge qui avaient été observées sur la feuille voisine de Ploërmel.

b3G. Alternances silto-gréseuses à grès dominants. Comparativement à l'ensemble b2, les associations où les grès dominent sont plutôt rares dans l'ensemble b3. On les rencontre à l'affleurement principalement au Nord-Ouest de Josselin essentiellement parce qu'elles y sont bien exposées dans la vallée de l'Oust : ailleurs, il est probable que de nombreux petits corps gréseux parsèment l'ensemble b3 mais les conditions d'affleurement n'ont pas permis de les mettre en évidence. Ce ne sont pas des entités de très grande extension (quelques centaines de mètres de longueur pour à peine quelques dizaines de mètres d'épaisseur) et apparaissent plutôt comme des objets de forme lenticulaire intercalés dans les pélites de l'ensemble b3S. À l'opposé de ce qui est proposé pour l'ensemble b2G où siltites et grès feldspathiques composent l'association, b3G correspond uniquement à des grès à grain fin, de couleur vert-gris similaire à celle des pélites avoisinantes. Les bancs ont une épaisseur relativement constante mais faible, de l'ordre de 20 à 30 cm, les inter-bancs sont constitués généralement par des lits millimétriques d'argilites ou de siltites généralement très déformés (schistosité). Il n'a pas été observé de figures de sédimentation exceptionnelle pour le Briovérien de Bretagne centrale : les bancs de grès sont très homogènes, ne montrent aucune architecture sédimentaire interne et l'installation d'un banc ne perturbe pas le banc inférieur (pas de figure de ravinement ou d'érosion), ce qui traduirait plutôt des apports réguliers mais de faible énergie dans un environnement exempt de courants forts (les rides de vagues, les rides de marées, les figures de turbidité semblent absentes). Dans les formations équivalentes de la feuille Ploërmel, de magnifiques figures de

granoclassement sont visibles dans ce type de grès à la Ville Bouquet. La composition minéralogique des grès est équivalente à celle des pélites de l'ensemble b3S avec du quartz anguleux, parfois d'origine volcanique mais en proportion moindre que pour b2G, des grains lithiques de siltite et localement de phtanite, des feldspaths potassiques, des plagioclases (albite), des muscovites de dimension moyenne, des biotites détritiques dispersés dans une matrice qui peut être abondante (jusqu'à 40 %) constituée de quartz, de paillettes de chlorite, de muscovite et de séricite.

b3Cg. Conglomérat à galets de quartz. Un seul affleurement de conglomérat à galet de quartz a été découvert au cours des levés mais le recouvrement en formations superficielles a peut-être masqué certaines petites occurrences qui ont ainsi échappé aux investigations. Ces formations spécifiques sont bien moins développées sur la feuille Josselin que sur la feuille mitoyenne de Ploërmel, ce qui traduirait éventuellement un éloignement des sources d'alimentation. L'affleurement se situe sur la D123 à l'Est de Guilin, aux niveaux des Landes du Moulin. Il s'agit d'un affleurement de petite dimension, de forme cartographique lenticulaire, de 150 à 200 m de long sur une vingtaine de mètres de large, inter-stratifié dans les pélites du faciès b3S. Il présente de petits galets de quartz blancs très arrondis emballés dans une matrice silteuse qui représente jusqu'à 45 % de la roche.

Faciès de type 4, Grès de Reguiny-Pleugriffet

Sur la feuille Josselin, le Briovérien de Bretagne centrale s'enrichit de faciès assez particuliers qui n'avaient jusqu'alors pas été cartographiés dans ce secteur de Bretagne. En revanche, des faciès sensiblement similaires sont connus plus à l'Est, sur les feuilles de Rennes et surtout de Janzé (Trautmann *et al.*, 2000, Trautmann *et al.*, 1994). L'ensemble de Réguiny-Pleugriffet (b4S + b4G) dessine une bande orientée SW-NE de l'ordre de 20 km de long. Sa largeur atteint 3-4 km à la hauteur de Réguiny, puis la bande se subdivise en deux bandes étroites au niveau de Pleugriffet qui finalement disparaissent à l'Est de la vallée de l'Oust (mais elles « traversent » cette vallée et ne sont donc vraisemblablement pas limitées par une faille à l'Est). La position stratigraphique de l'ensemble de Pleugriffet-Réguiny n'est pas connue avec précision et les contacts avec les ensembles voisins ne sont jamais exposés et ne sont, de toute façon, pas forcément très francs. Si l'on esquisse une coupe à partir des rares mesures structurales, l'interprétation la plus plausible est que cet ensemble b4 surmonte l'ensemble b2 au sein d'une vaste structure synclinale : les sédiments de l'ensemble b4 seraient ainsi donc plus récents que ceux de l'ensemble b2. Des observations similaires avaient été effectuées dans la région du Sud de Rennes et Trautmann *et al.*, 1994 plaçaient les faciès quartzitiques au sommet de la pile sédimentaire du Briovérien dans cette région (encore faudrait-il admettre que les faciès quartzitiques de Josselin sont des équivalents latéraux des faciès quartzitiques du Sud de Rennes). Pour le

secteur de Josselin, il est difficile d'aller plus loin dans l'interprétation, d'autant que l'on ne connaît pas les relations entre les autres groupes qui composent le Briovérien, et notamment la position de l'ensemble b3.

b4S. Alternances silto-gréseuses à siltites dominantes. À l'affleurement, il est exceptionnel d'observer ces roches dans un état exempt d'une altération marquée : le plus souvent, ces grès et siltites micacées se présentent comme une altérite sableuse litée, de couleur généralement grisâtre ou exceptionnellement très bigarrée (rouge, lie-de-vin, gris, jaune). Dans leur état sain, les grès et siltites lités sont des roches « bleues », à débit en dalles d'épaisseur pluricentimétrique, essentiellement composées de muscovite et de quartz en teneurs variables. Les grès lités se présentent comme des alternances de niveaux quartzeux et de niveaux micacés et cette alternance matérialise la stratification initiale du dépôt. Au sein de ces grès, les niveaux quartzeux montrent des grains de quartz assez gros (50 à 100 μm) alors que dans les niveaux micacés, le quartz est encore présent mais est généralement plus fin (10 à 20 μm) et associé à de la muscovite orientée dans le litage. Dans les siltites micacées, on observe également une alternance de niveaux plus riches en quartz et plus micacés, mais le grain de la roche est fin (10 à 20 microns) et la teneur en micas plus élevée (jusqu'à 60 %).

b4G. Alternances argilo-gréseuses à grès lités dominants, localement quartzitiques. Des faciès à dominante gréseuse contenant de nombreuses intercalations quartzitiques forment des bandes régulièrement espacées dans l'ensemble b4S dans la partie ouest de l'ensemble b4 *s.l.* et disparaissent progressivement vers l'Est où seuls quelques ensembles quartzitiques de géométrie mal contrainte peuvent être mentionnés à l'Est de l'Oust. Dans la région du Sud de Naizin, ce sont des bandes relativement étroites, de quelques centaines de mètres de puissance au mieux, qui apparaissent concordantes avec les sédiments du faciès b4S dont ils ne représentent peut être qu'une variation latérale. Dans l'ensemble, le sous-groupe se compose principalement de grès fins et siltites en proportions sensiblement équivalentes, peut-être un peu plus riche en niveaux gréseux qu'en niveaux plus fins. À l'affleurement, les roches saines sont de couleur généralement un peu plus claire que celle des autres faciès du Briovérien (gris clair, ressemblant parfois fortement aux grès de la Formation du Grès armoricain) mais elles ont surtout la particularité de présenter des niveaux de roches très résistantes qui s'altèrent plus difficilement : les sédiments quartzitiques sont généralement en relief et ainsi assez faciles à « pister » sur de grandes distances. Les bandes semblent s'interrompre soudainement ce qui traduit néanmoins le caractère plus ou moins lenticulaire des ces lithologies. Les grès sont équivalents en composition à ceux de l'ensemble b2G et peuvent apparaître lités localement, de façon similaire aux grès du sous-ensemble b4S. Au sein de ces ensembles gréseux, les grès quartzitiques sont constitués de grains détritiques hétérométriques (40 à 120 μm) de quartz, souvent jointifs à

structure en mosaïque ou dentelée séparés par des paillettes de micas (muscovite, séricite) et de chlorite. Excepté localement un litage frustré qui les rapproche de l'ensemble b4S, ces grès et siltites quartzitiques ne montrent ni figure de sédimentation (pas de rides, pas de granoclassement), ni figure d'érosion ; les lits sont réguliers, parallèles entre eux et les affleurements étant par ailleurs trop discontinus, aucune information particulière concernant le milieu de dépôt ne peut être proposée.

Faciès de type 5

b5Sg. **Siltites grossières.** Il s'agit certainement d'une variation latérale du faciès commun b2 qui aurait pu être indicée b2Sg, mais la nomenclature de cette notice étant articulée autour des faciès lithostratigraphiques, il a paru judicieux de préserver cet ensemble. Cette distinction n'a pas été effectuée sur les feuilles voisines mais il est certain que ce faciès de siltites grossières et grès subordonnés se rencontre fréquemment, notamment sur les feuilles Ploërmel et Saint-Méen-le-Grand où ces formations ont été incorporées à l'ensemble b2. Dans le quart sud-ouest de la feuille Josselin, au Nord du bourg de Moréac, ce lithofaciès peut être observé dans de bonnes conditions dans les talus des D762 et D17 au niveau de Keramand, sur la D180 au niveau de Bonehan mais surtout sur la petite route entre Pengully et le Pont Hervé. Au Nord-Est de la carte, au Sud de la Touche Aguesse et de la Ville-Morvan, on en retrouve une bande intercalée entre des grès du faciès b2G et des siltites du faciès b2S, ce qui milite encore une fois en faveur d'une variation latérale du faciès b2. La composition des sédiments est très voisine de celle de sédiments de l'ensemble b2 avec toutefois des éléments figurés plus grossiers : grains de quartz et rares feldspaths (plagioclase et potassique) de dimension néanmoins inférieure à 100 µm. Elles comprennent en outre des micas (biotite, muscovite) et d'autres phyllites (chlorite, séricite) de petite dimension. Il n'a pas été observé de fragment siliceux (phtanite).

Faciès de type 6

b6A. **Argilites fines.** Les faciès argilo-silteux se rencontrent assez fréquemment en Bretagne centrale dans le Briovérien mais ils forment rarement des entités cartographiables à l'échelle du 1/50 000. Au Sud de Ploërmel, des faciès similaires ont été exploités à Porcaro et surtout à Côté où une schistosité bien exprimée dans des argilites noires a permis l'extraction d'ardoises de qualité moyenne. Au Nord de la feuille de Saint-Méen-le-Grand, les sondages ont révélé des faciès fins, noirs et pyriteux organisés selon une bande orientée globalement N80°. Sur la feuille Josselin, on en retrouve une lanière de quelques centaines de mètres de large au Sud de Le Cambout, orientée environ N110° et quelques bandes régulièrement inter-stratifiées dans les faciès b2 dans le quart nord-ouest de la feuille où elles sont orientées N°140, conformément à l'ensemble des stratifications mesurées dans ce

secteur au Nord du faisceau faillé à filons de quartz. La composition des ces argilites comprend des grains de quartz détritique (les grains de quartz d'origine volcanique semblent absents) de petite dimension (de l'ordre de 30 μm), des micas (muscovite essentiellement) en petites paillettes à bords « déchiquetés ».

PROTOLITHE PROTÉROZOÏQUE TERMINAL – PALÉOZOÏQUE BASAL

Roches métamorphiques

Dans la littérature, les faciès métamorphiques, composés essentiellement de schistes micacés, de schistes à silicates d'alumine et plus rarement de micaschistes vrais (des gneiss paradérivés et des pyroxéno-amphibolites sont reconnus sur la feuille Baud, à paraître), ont été regroupés sous l'appellation de « bande de Baud » ou « bande de schistes et micaschistes de Locminé » (Feuille 1/80 000 Vannes, Barrois 1890). Ces schistes à micas et micaschistes à minéraux du métamorphisme sont bien développés sur la feuille Josselin où ils forment une auréole de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres autour des principaux lobes granitiques, traduisant en partie l'origine par métamorphisme de contact des différents faciès. Ces faciès métamorphiques sont en général assez mal exposés au Nord des différents lobes granitiques, souvent altérés et recouverts par des formations récentes ; c'est plutôt entre les différents massifs que se localisent les meilleurs affleurements et où une observation étoffée pourra être envisagée : le long du ruisseau du Sedon à l'Est de la carte, dans les deux vallées situées à l'Ouest du granite de Guéhenno, dans les environs proches de Locminé, au Sud de la voie expresse.

bξ. Protérozoïque épimétamorphique : transition entre micaschistes et les séries non métamorphiques. Les formations sédimentaires briovériennes peu ou pas métamorphiques passent lorsque l'on s'approche des contacts avec les leucogranites, à des schistes à débit en feuilletés caractérisés essentiellement par l'apparition de micas recristallisés : biotite verte et muscovite dont l'orientation marque clairement les plans de schistosité régionale. Il ne s'agit pas de micaschistes dans le sens où il n'y a pas de ségrégation entre lits quartzo-feldspathiques et lits plus micacés. Si la composition de la roche est très similaire à celle du protolithe non-métamorphique, la schistosité y est généralement bien mieux exprimée (micas) et généralement plus intense (c'est une zone de transition entre une schistosité de fracture vers une schistosité de flux plus marquée) traduisant l'influence des leucogranites proches.

ξb. Protérozoïque épimétamorphique : micaschistes. À l'approche des massifs granitiques, les schistes à micas passent graduellement à des micaschistes où coexistent fréquemment l'andalousite et le staurotide. Autrefois

signalée par C. Barrois (1890) au Nord du massif de Saint-Allouestre, la présence de disthène n'a jamais pu être confirmée ni lors de l'étude de D. Berthé (1980), ni au cours de ces levés. Les micaschistes ont une structure granolépido-blastique et la schistosité est soulignée par l'orientation des nombreux petits micas et localement par les alternances de niveaux micacés et de niveaux plus quartzeux. Leur paragenèse consiste essentiellement en quartz (40 %), micas noirs (biotite - 30 %) et blancs (muscovite et séricite - environ 25 %). L'andalousite est toujours assez bien développée, notamment dans l'aurole nord des massifs. Elle se présente essentiellement sous deux habitus : tâches étirée (boudinées) dans la schistosité (minéraux anté-schisteux) ou en tâche millimétrique poeciloblastique (minéraux post-schisteux qui fossilisent parfois le début de la crénulation de S1). Le staurotide est présent en individus automorphes à subautomorphes dont la cristallisation est synchrone de la schistosité. Il est localement blindé dans l'andalousite.

ξ_{bs}. **Protérozoïque métamorphique : micaschistes à minéraux.** Dans la région de la Ville Allio et de la Ville David, entre les granites de Lizio et Guéhenno, mais aussi entre La Vilette et Kerarter entre les massifs de Guéhenno et de Saint-Allouestre, on différencie des micaschistes, dont la composition globale varie peu de celle des micaschistes décrits au paragraphe précédents, à grandes baguettes de sillimanite de parfois plus de 1 centimètre selon le grand axe. Les affleurements présentent deux types de roches sans qu'il soit vraiment possible de les limiter spatialement : un groupe présente des cristaux de sillimanite qui s'alignent distinctement dans la schistosité S2, l'autre groupe montre des minéraux qui semblent se disposer de façon plus aléatoire dans la roche. Ceci suggère qu'une partie de la croissance des minéraux est contemporaine de la déformation et de la schistogénèse et qu'une autre partie lui serait postérieure.

ξ_γ. **Protérozoïque métamorphique (micaschistes) et injections multiples de faciès plutoniques.** Au Nord-est de Locminé dans le triangle entre les Massifs de Bignan, le Massif de Saint-Allouestre et le Massif de Guéhenno, des micaschistes en tous points semblables à ceux décrits dans le paragraphe précédent montrent des passages d'arènes granitiques ou de sables localement argileux et de couleur ocre. Les quelques très rares secteurs où les contacts sont visibles montrent que ces faciès recoupent les structures du Briovérien métamorphisé, parfois de façon assez franche et rectiligne à la manière d'un filon, parfois de manière plus diffuse et avec de nombreuses convolutions qu'il est malaisé de suivre. Il est vraisemblable que ce domaine corresponde à la proximité en profondeur d'un apex ou d'hypophyses granitiques : ceci renforce l'idée qu'il faille voir dans l'ensemble granitique un massif unique où, dans certains secteurs, les sédiments n'ont pas encore été dégagés par l'érosion. Le Massif de Lizio présente sur sa périphérie immédiate des domaines assez similaires avec des récurrences discontinues de matériel granitique au sein des sédiments.

Formations plutoniques

Introduction

Dans toute la partie sud de la feuille Josselin affleurent une petite portion nord-ouest du granite de Lizio-La Villelder, la moitié nord du Massif de Guéhenno ainsi que l'intégralité du petit Massif de Saint-Allouestre de forme cartographique ellipsoïdale. Le Massif de Bignan, cantonné à quelques kilomètres carrés dans le quart sud-est de la feuille, se développe bien plus largement, au Sud, sur la feuille Elven et dans une moindre mesure sur la feuille Baud, toutes deux en cours de réalisation. Les localités ne manquent pas pour observer les différents faciès granitiques car des carrières y ont été ouvertes depuis longtemps ; certaines, dont l'activité a été abandonnée depuis de nombreuses décennies, seront peut être plus difficiles à atteindre car la nature y a largement repris ses droits, d'autres, assez vastes, sont encore en activité et les carriers accueillent volontiers les visiteurs pour parler d'un métier aujourd'hui menacé. Ainsi, les faciès granitiques du granite de Guéhenno peuvent être observés dans des conditions remarquables en deux endroits où ils sont encore exploités : les petites carrières de Kerdel sur la D155 où sont installées les unités de sciage, la vaste carrière de la Lande du Moulin à l'Ouest de Sainte-Suzanne où se fait l'extraction proprement dite. Ailleurs, les affleurements seront plus sporadiques mais, une grande partie du domaine granitique ayant été dégagée des formations d'altération, notamment au Sud de Guéhenno, l'observation des blocs parfois imposants que les agriculteurs entreposent en bordures d'exploitation peut s'avérer suffisante. Le Massif de Lizio – La Villelder (dénommé par la suite Massif de Lizio par commodité) pourra être observé dans de bonnes conditions dans la carrière aujourd'hui abandonnée mais très facile d'accès de la Ville Benêt, dans l'extrême est de la feuille Josselin et en règle générale dans tout le secteur qui s'étend depuis Trégranteur jusqu'à Trévadoret ainsi que dans les talus de la D160, particulièrement à la Ville-Au-Lau. Le Massif de Saint-Allouestre forme une « bosse » topographique ellipsoïdale très visible dans le paysage, les (méta)sédiments briovériens encaissants, plus tendres, ayant été érodés préférentiellement. Les meilleurs affleurements se situent de part et d'autre de la RN24 qui coupe le massif selon le grand axe de l'ellipse ; cependant, pour des questions de sécurité, il conviendra de concentrer l'observation dans les anciennes petites carrières qui jalonnent le contact sud du granite avec son encaissant paléo-protérozoïque métamorphisé (Nord-Est de la D150) ; les anciens fronts de taille, tous encore accessibles au moment des levers, permettent l'étude d'un faciès granitique très homogène. Enfin, le Massif de Bignan n'offre qu'un nombre très limité d'affleurement sur cette feuille mais les talus de la D1 à hauteur de Kerignon et la petite route qui joint la D1 à Botspern permettent de se faire une idée correcte du faciès monzogranitique. Le faciès granodioritique dont les limites sont assez approximatives, est bien plus difficile à observer autrement qu'en pierres volantes à la surface des

champs ; le virage de la D1, au point coté 108 m offre néanmoins un talus où peut s'observer, lorsque les conditions sont favorables (fauchage, période hivernale), un faciès granodioritique malheureusement relativement altéré.

Massifs de Lizio – Guéhenno – Saint-Allouestre

Les corps principaux des massifs de Lizio, Guéhenno et Saint-Allouestre sont très comparables minéralogiquement et le faciès principal (Ya ou faciès commun de Berthé, 1980 - dans la suite du texte seront mentionnés les indices ayant été utilisés par cet auteur sans rappel de la référence) est celui d'un granite « banal » à deux micas. La roche est massive, le plus souvent isotrope, sans structure primaire de flux à l'échelle de l'échantillon. La « fluidalité magmatique » ou « déformation sub-magmatique », mentionnée parfois pour des affleurements plus méridionaux (feuille Elven en préparation), n'a pas été observée sur le terrain mais l'orientation locale des grains (quartz et feldspaths) pourrait définir dans le Nord du Massif de Guéhenno des surfaces planaires plus ou moins orientées vers le Nord ou le Nord-Ouest et à pendage faible. Quelques petites différences, notamment concernant la taille des grains existent cependant, entre les massifs et au sein des massifs eux-mêmes. Ainsi, le Massif de Saint-Allouestre et dans une moindre mesure celui de Lizio sont très homogènes sur la feuille Josselin alors que le Massif de Guéhenno présente des variabilités locales plus répandues. Du fait de la rareté des informations (recouvrement par les formations d'altération, absence d'affleurement) en certains secteurs, il n'est pas possible (à moins d'y consacrer beaucoup de temps, de multiplier les lames minces et les sondages de reconnaissance) de limiter ces différences qui ne sont perceptibles souvent qu'à l'échelle granulaire. Indépendamment du critère de composition minéralogique, certains secteurs et notamment les bordures septentrionales des massifs de Lizio et de Guéhenno présentent le faciès principal avec orientation planaire qui reste toujours discrète néanmoins. Des domaines, qu'il est, pour les mêmes raisons que pour le faciès commun, très difficiles de limiter, montrent des variations plus notables, surtout dans la taille des grains avec apparition d'un faciès à grain fin fréquent et un faciès à phénocristaux de muscovite (très rare sur la feuille Josselin mais mieux représenté sur la feuille Elven au Sud). Enfin, la bordure ouest du Massif de Lizio mais surtout sur la bordure est du Massif de Guéhenno, un faciès déformé avec des directions proches de N°50 est reconnaissable. Dans les descriptions antérieures, les Massifs de Lizio, de Guéhenno et de Saint-Allouestre avaient été traités de concert, tout au moins en ce qui concerne le faciès commun ; nous convenons qu'il n'y a pas lieu de séparer les descriptions mais les variations locales seront indiquées. Des différences minéralogiques sont notables dans le faciès déformé ; même si son origine est tectonique, ce faciès sera décrit séparément.

Faciès principal à grain fin à moyen

^L₂, ^G₂, ^{SA}. **Leucogranites à biotite et muscovite, monzogranite à biotite (massif de Saint-Allouestre).** Le faciès principal des massifs de Lizio, Guéhenno et Saint-Allouestre est une roche de couleur gris clair, plus franchement grise lorsqu'elle est particulièrement saine (cas des carrières de la Lande du Moulin) ou gris-jaune lorsqu'elle est un peu plus altérée. Les granitiers qui exploitent ce granite aux carrières de Kernel « jouent » sur ces couleurs dont les passages sont francs, voire brutaux, à l'échelle de l'affleurement et même de l'échantillon ; ils en font une des caractéristiques premières de leur matériel. La taille du grain varie peu : généralement, la roche présente une structure grenue à grain fin à moyen. Les différences notables interviennent pour le massif de Saint-Allouestre qui présente une structure très homogène grenue à grain moyen à grossier, sans caractère porphyroïde reconnu. La composition minéralogique correspond à celle d'un granite classique avec du quartz en plages de grains xénomorphes imbriqués les uns dans les autres et parfois à extinction roulante, des feldspaths alcalins représentés par du microcline en cristaux xénomorphes de taille plurimillimétrique, sauf en certaines localités du granite de Guéhenno où les grains sont de petite taille (1 mm ou inférieure). Ces feldspaths montrent fréquemment l'association des macles albite et péricline (macles de Carlsbad), sont pœcilitiques avec inclusions de petits cristaux de quartz, de plagioclase, de biotite ou/et de muscovite et sont souvent perthitiques (intercroissance d'albite et d'orthoclase). Les feldspaths plagioclases sont représentés par des cristaux d'albite-oligoclase (An = 15-20) en cristaux subautomorphes à automorphes de taille moyenne (1 à 5 mm) et présentant la macle de l'albite. Ces feldspaths sont parfois zonés (albite – anorthite) ce qui traduit, s'il en était besoin, le caractère magmatique (différentiation magmatique) de la roche. Les phyllosilicates sont essentiellement représentés par des micas. La muscovite est présente dans tous les massifs avec des proportions généralement constantes et se présente soit en grandes lames de 2-3 mm, soit en petits amas, notamment en bordure des feldspaths potassiques. Le granite de Lizio, notamment au niveau de la carrière de La Ville Benêt, montre un faciès où la muscovite est plus développée avec des lames pouvant dépasser 5 mm et même approcher 1 cm ; ce cas de figure restant relativement rare cependant. Au niveau des carrières de Kernel (mais pas dans les carrières des Landes du Moulin), les muscovites sont, à l'opposé, plus difficiles à distinguer à l'œil nu et les grains ne dépassent que difficilement 1 mm. La biotite est commune à presque tous les affleurements et est souvent associée à la muscovite. Elle présente des caractères sensiblement identiques avec de grandes lamelles de 2-3 mm fortement pléochroïques ou plus fréquemment des amas de petits cristaux. Elle est souvent chloritisée et possède de nombreuses inclusions de zircon et d'apatite. Au Sud-Est de Guéhenno, dans les environs de La Brousse et Kerlois mais aussi dans le secteur de Trévadoret pour le massif de Lizio, des blocs épars récoltés dans des labours montrent des amas lenticulaires micacés

à micas noirs dominants de grandes dimensions (plusieurs centimètres selon le grand axe de la lentille) au sein d'une roche à caractéristiques comparables à celle du faciès principal. Dans le Massif de Saint-Allouestre, pourtant particulièrement homogène, des affleurements en bordure du Bois de la Lande de Justice montrent un faciès quasiment dépourvu de biotite. Les minéraux accessoires sont essentiellement représentés par des zircons et des apatites subautomorphes qui incluent de petits cristaux de zircon.

Types pétrographiques à deux micas à grain fin. Une des variantes du faciès fin s'observe dans de bonnes conditions immédiatement à l'Est de Guéhenno dans le premier grand virage de la D165, après le lavoir, ainsi que un peu plus au nord, sur le même route, à la Ville Moisan où la roche est assez altérée cependant. D'autres localités montrent des faciès à peu près équivalents : environs de Kergomar et Kermoisan dans l'Est du granite de Guéhenno et uniquement le Bas Drainy pour le granite de Lizio où les faciès fins semblent bien moins présents sur la feuille Josselin mais avaient été déjà mentionnés par M.R. Tronquoy, 1912 (« Granite blanc albitique ») puis L. Chauris *et al.*, 1966 en fond de galerie des exploitations des filons quartzeux stannifères de la Villeder (feuille Ploërmel et Malestroit).

Dans l'ensemble, en dehors de la taille des grains, la composition minéralogique de cet ensemble n'est pas singulièrement différente de celle du faciès principal avec (Berthé, 1980) des plages de 1 à 2 mm de grains de quartz aux contours nets, des feldspaths alcalins xénomorphes et peu nombreux qui se présentent en deux générations : les vieux cristaux sont grands (2 mm) et pœcelitiques, les jeunes cristaux sont petits et « propres », des feldspaths plagioclases nombreux, subautomorphes représentés par des cristaux d'albite ($An = 10$) répartis également en deux générations : des individus de grande taille (2 mm) qui présentent de nombreuses inclusions de quartz, de muscovite, de tourmaline et de petits individus « propres ». Ces feldspaths ne montrent pas de zonage. La biotite est rare, limitée à quelques paillettes fortement chloritisée, la muscovite est bien représentée en cristaux isolés de 1 à 2 mm ou en amas, souvent alignés dans la roche. Les minéraux accessoires sont constitués par des tourmalines automorphes (1-2 mm) et très nombreuses et du grenat automorphe (2 mm), à inclusions de quartz et de tourmaline, a été observé.

Types pétrographiques porphyroïdes. Le faciès porphyroïde est exceptionnel sur la feuille Josselin et une seule localité peut prétendre entrer dans ce groupe. Au Sud de Guéhenno, à la Lande de Grazo, au Sud de la jonction entre la D778 et la D123, du côté ouest de la D778, des blocs épars jonchent les champs ou ont été entreposés en limite de parcelle. La zone couverte est étroite, quelques dizaines de mètres au mieux, puisqu'à La Perchine, à l'Ouest, le faciès « commun » a été observé. Sur le terrain, ce faciès particulier s'identifie principalement par l'abondance des minéraux

blancs, l'absence ou la rareté des micas noirs mais surtout par la taille et l'orientation des micas blancs (> 1 cm) qui confère à la roche son caractère porphyroïde, proche d'un faciès pegmatitique parfois. Les caractères pétrographiques de ce faciès particulier peuvent se résumer ainsi (Berthé, 1980) : du quartz en plages constituées de grains aux contours nets ou fortement engrenés les uns dans les autres, des cristaux de microcline, toujours xénomorphes mais rares à fin quadrillage, de très nombreux cristaux d'albite (An = 10), subautomorphes et maclés, des biotites de petite taille, non pœcilitiques, et souvent très chloritisées, des muscovites en cristaux automorphes de grande taille qui s'alignent au sein de la matrice. Les minéraux accessoires sont représentés par de rares apatites. Sur la feuille Josselin, les cristaux centimétriques de tourmaline n'ont pas été observés mais ils sont connus plus au Sud, sur la feuille Elven, dans la prolongation méridionale des affleurements ici décrits. Dans le détail, les feldspaths (à la fois alcalins et plagioclases) apparaissent en deux générations avec de grands individus « sales » pœcilitiques et des grains jeunes en petits individus très « propres ».

Faciès déformés. Leucogranites à biotite et muscovite à structure protomylonitique. Sur la bordure ouest du Granite de Lizio ainsi que sur la bordure est du granite de Guéhenno, les faciès granitiques sont différents, essentiellement parce qu'ils ont subi des déformations protomylonitiques au cours de leur mise en place. L'origine de cette déformation qui sera discutée au chapitre « tectonique » est vraisemblablement à rechercher dans le fonctionnement d'un cisaillement senestre entre les deux lobes granitiques, contemporain ou à peine postérieur au fonctionnement de la faille Malestroit – Angers (cisaillement dextre) sur laquelle il viendrait se greffer. Sur la feuille Josselin, les roches ne perdent jamais leur aspect « granitique » et sont toujours assez facilement identifiables. Il s'agit de roches de couleur claire (gris, gris-jaunâtre ou gris franc), grenues à grain fin à moyen qui présentent de façon discontinue une orientation plus ou moins prononcée. Les compositions minéralogiques sont voisines de celle du faciès principal non déformé mais quelques différences sont à mentionner : ainsi, le quartz se présente généralement en grande plage millimétrique allongée parallèlement à la foliation soulignée par un alignement marqué des micas et plus particulièrement des paillettes de muscovite.

Massif de Bignan

Le massif de Bignan a été incorporé (« granulite de Saint-Jean-Brévelay »), dès les débuts de la cartographie géologique de cette région de Bretagne (Barrois, 1887), à l'ensemble des granites décrits aux paragraphes précédents, puis en a été dissocié très rapidement, un peu plus tard, lorsque les quatre massifs ont été distingués avec de bien meilleurs contours cartographiques (Barrois, 1890). Les études antérieures, déjà mentionnées largement plus haut,

confirment que le Massif de Bignan s'intègre pleinement dans la lignée des massifs de Guéhenno, Lizio et Saint-Allouestre et que tous font partie d'un même batholite. Ce massif cependant peut être cependant traité de façon séparée car il présente une particularité qui le distingue des autres granites : on y observe clairement deux faciès différents qui, même si les limites sont plutôt difficiles à positionner, ne semblent pas être des variations locales (minéralogie et/ou tectonique) l'un de l'autre, mais appartenir à deux venues magmatiques, peut-être sub-contemporaines, de chimisme différents. Les datations effectuées confirmeraient cette subdivision et le particularisme de ce massif avec un faciès granodioritique daté aux alentours de 334 Ma, et un faciès monzogranitique dont la mise en place serait éventuellement un plus précoce mais qui n'a pas encore été daté.

1B. Granodiorite de Bignan. Dans le Nord du Massif de Bignan s'individualise une roche différente dont les limites cartographiques avec le faciès précédent sont difficiles à positionner compte tenu des conditions d'affleurement. Comme pour le faciès leuco-monzogranitique, ce faciès n'a jamais été observé dans des conditions exemptes d'altération superficielle (parfois assez marquée) et c'est vraisemblablement sur la feuille Elven au Sud que les meilleurs affleurements devront être recherchés. La roche se présente comme une roche grenue à grain moyen très homogène, de couleur gris assez sombre sur les blocs les plus « sains » observés mais très majoritairement de couleur gris-clair ou gris-ocre (altération). Il s'agit d'une roche équi-granulaire à grains de quartz sub-automorphes, de feldspaths essentiellement plagioclasiques et de biotite. Il n'a pas été observé d'amphibole.

1B²⁻³. Leucogranite de Bignan (334 ± 4 Ma). Le leucogranite constitue certainement plus des 4/5 du massif au sens large. Il n'affleure que sur une superficie restreinte sur la feuille Josselin, l'ensemble du massif se développant sur la feuille méridionale d'Elven. Aucun affleurement de qualité n'a été découvert lors des levés ; seules les roches volantes, parfois nombreuses et indiquant un socle sub-affleurant, peuvent être observées, notamment dans les environs de Kervignon et de Botspern. Notons par ailleurs que le granite exploité connu en Bretagne et ailleurs comme « granite jaune de Bignan » est en réalité exploité sur la commune de Bignan mais au lieu-dit les Landes du Moulin, c'est-à-dire sur le Massif de Guéhenno. Le faciès ressemble grandement au faciès principal des autres massifs mais présente une affinité certaine avec celui du granite de Saint-Allouestre avec qui par ailleurs, il pourrait être facilement rattaché ; le Massif de Saint-Allouestre constituant alors la terminaison septentrionale du Massif de Bignan ; l'ensemble étant séparé du granite de Guéhenno par un couloir cisailant comme cela est observé entre les lobes de Guéhenno et de Lizio. Ceci semble être corroboré d'une part par l'observation, entre les deux massifs (Bignan et Saint-Allouestre) d'un domaine de micaschistes où les imprégnations granitiques sont très nombreuses (apex de pluton) et d'autre part par la présence, même si

cela est bien moins évident (altération) que pour son homologue oriental, d'une zone à crénulation de schistosité ou à développement d'une schistosité secondaire dans les micaschistes entre les massifs de Guéhenno et Bignan. En revanche, les zones à déformation protomylonitique telles que celles qui flanquent les Massifs de Guéhenno sur sa partie est et plus modérément Lizio sur sa partie ouest n'ont pas été observées.

Le faciès correspond à une roche grenue à grain moyen à grossier. Le caractère porphyroïde de la roche, mentionné par C. Barrois (1890) n'a pas été observé, la taille des grains restant systématiquement très inférieure à 10 mm. La couleur franchement ocre, parfois rouille, ou localement plus blanchâtre indique des faciès altérés et le faciès réellement « sain » n'a pas été observé. La composition minéralogique n'est pas très différente de celle des leucoganites du groupe précédent avec du quartz qui se présente en plage de grains sub-automorphes à xénomorphes, plus ou moins imbriqués les uns dans les autres, des feldspaths alcalins (microcline) en cristaux maclés sub-automorphes de taille plurimillimétrique, non peocilblastiques ces feldspaths montrent fréquemment l'association des macles albite et péricline (macles de Carlsbad), des feldspaths plagioclases sont en cristaux sub-automorphes à automorphes de taille moyenne (2 à 4 mm), des phyllosilicates, essentiellement représentés par des micas : la muscovite et la biotite sont présentes dans tous les échantillons en proportion sensiblement souvent équivalente avec parfois une légère dominance de la biotite sur la muscovite. Ces micas s'individualisent soit en lames isolées de 2 à 3 mm soit en petits amas millimétriques en bordure des feldspaths.

Roches filoniennes

Filons de quartz

Q. Quartz. Les filons de quartz sont nombreux partout sur le territoire de la carte mais n'ont généralement que peu d'extension et sont souvent d'épaisseur inférieure au mètre. Dans les sédiments briovériens, le quartz filonien se présente communément sous sa forme amorphe, blanche ou légèrement rosée. De petites cristallisations (1 cm au maximum) ont été observées pour les deux filons d'orientation subméridienne situés à la Ville Aubert, au Nord de Josselin. D'autres filons assez importants peuvent être approchés dans de très bonnes conditions à Clan, dans le Sud de la feuille sur la D123. À cet endroit, ils sont distinctement en relief (« bosses » de 2 à 3 m au-dessus des sédiments briovériens), très homogènes et particulièrement peu fracturés, comme cela semble être la règle générale. Certains de ces filons coupent les contacts entre granite et sédiments (La Ville Allio, Ouest de Trévadoret et la Ville Camaret, Ouest de Trégranteur), ce qui prouve, au moins pour partie d'entre eux, un âge au moins postérieur à la mise en place des granites. Des filons importants

parsèment les domaines granitiques (surtout pour le Massif de Lizio) dans une direction N150° qui est celle des filons minéralisés en cassitérite et wolframite que l'on trouve plus abondamment à l'Est (feuille Ploërmel et Malestroit) où ils ont été exploités en galeries (La Villeder). Les massifs de Bignan et Saint-Allouestre semblent exempts de filons de quartz. Le Massif de Guéhenno est peut-être un peu plus concerné mais les filons restent de dimension très modeste et il n'est pas possible de les représenter sur la carte à cette échelle. Leur direction moyenne se situe, comme pour les filons plus importants du Massif de Lizio, autour de N150°. Un filon épais de plusieurs mètres fait exception : il se situe au Nord du Massif et est orienté sensiblement E-W, sub-parallèle au contact entre granite et sédiments dont il ne constitue pas toujours l'interface (il est situé, au moins pour sa partie superficielle cartographiable, intégralement au sein du leucogranite à l'Ouest de la Ville Pierre). Ce filon, démantelé, à gros blocs emballés dans des argiles kaoliniques, peut être actuellement observé dans des conditions acceptables immédiatement à la Ville Gourdan, au Nord du petit bois où furent prélevés les kaolins autrefois. À la Ville Pierre, un peu plus à l'Est, quelques énormes blocs bordent les parcelles situées à proximité de la D778.

Au Nord-Ouest de la feuille dans les environs de Kerfourn, au sein des sédiments briovériens, se dispose un important cortège filonien qu'il est cependant assez difficile de cartographier dans le détail puisque les filons n'affleurent pas : leur présence est subodorée par l'importance des fragments et blocs qui parsèment les champs. Leur direction est globalement N°40-60 et ils prolongent vers le Sud des filons reconnus depuis longtemps (carte 1/80 000), cartographiés plus récemment dans le détail (ref inventaire minier). Ces filons ont été rapprochés d'un système de failles ou fractures importantes connues régionalement comme « failles de la Prénéssaye ». Sur la feuille Josselin, ces failles n'ont pas d'expression (géologique ou morphologique) particulière et ne peuvent être positionnées qu'à l'aide de la cartographie détaillée des filons de quartz qui leur sont associés, ainsi que de l'étude des variations dans les directions de stratifications des sédiments briovériens encaissants. L'âge de ces grandes fractures n'est pas connu mais l'orientation N40 du faisceau rappelle celle de fractures qui affectent les sédiments métamorphisés paléozoïques, Carbonifère inclus, que l'on observe sur la feuille Pontivy.

Enfin, le domaine métamorphique au Nord de Locminé est parcouru par des ensembles filoniens discontinus que les formations superficielles empêchent souvent de suivre sur de très longues distances. Les témoins de ces filons, dont certains peuvent être relativement importants si l'on se réfère à la taille des éléments extraits des champs et entreposés en bordure de route (régions de Lann Penn et Bodam), correspondent à des fragments anguleux de quartz généralement blanc et non cristallisé. Ces fragments différents (mais ont la même origine finalement) des fragments émoussés emballés dans les formations

d'altération dont la forme témoigne d'un transport, sans doute sur de courtes distances. Le caractère particulier de ces filons est une orientation SW-NE, assez peu commune en Bretagne centrale pour les filons quartzitiques ; cette orientation est aussi celle du plan de schistosité dans ce secteur et il est probable que cette génération de filon soit antérieure à celles plus subméridiennes, sans doute synchrone ou antérieure au développement de la schistosité.

Tourmalinites. Ces roches particulières n'ont pas été reportées sur la carte car elles n'ont jamais été découvertes « *in situ* ». Elles ont été observées en pierres volantes à la surface ou en bordure de champ, particulièrement à la fange nord du Massif de Guéhenno ; la localité la plus importante se situant à l'Est du Massif, vers la Touche Robert sur la D123. Des roches similaires, sans indication de localisation, avait déjà été mentionnées par D. Berthé (1980). Elles correspondent à des roches sombres, presque noires, composées à plus de 90 % de cristaux sub-automorphes, localement centimétriques, de tourmaline cimentés par du quartz cryptocristallin. Localement, ou latéralement, des variations de faciès peuvent être observées avec une roche composée de quartz translucide à hyalin dans lequel se développe de longues (cm) baguettes de tourmaline et parfois de wolframite.

Formations superficielles : allotérites et isaltérites

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 Josselin, uniquement trois 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 et (3) les dépôts de versant constitués par des éléments ayant subi des transports faibles (origine très locale) et qui sont actuellement immobilisés sur des glacis faiblement inclinés qui plongent vers les vallées actuelles. D'autres groupes existent mais n'ont pas été observés sur la feuille Josselin alors qu'ils étaient particulièrement abondants sur des feuilles limitrophes : le plus important correspond aux dépôts limono-lœssiques qui couvrent une vaste zone depuis l'Est de la région de Rennes jusqu'aux abords de Loudéac.

Formations résiduelles

Altérites autochtones

Depuis les 15 dernières années, les informations concernant les formations dérivant de l'altération « *in situ* » des roches par les processus supergènes

(altération météorique) ont été plus systématiquement reportées sur les cartes au 1/50 000 de France. Considérées jusqu'alors comme plutôt une « gêne » à l'établissement des cartes qui s'intéressaient alors essentiellement aux Formations du socle – les seuls documents de références étant les monographies de S. Durand, 1960 et de J. Estéoule-Choux, 1967 et peut être antérieurement quelques essais de Y. Milon (1932, 1935) sur la « Maladie tertiaire » - elles ont progressivement gagné en « considération » au fur et à mesure qu'évoluaient à la fois les concepts de la géologie fondamentale mais aussi les notions de protection des ressources (surtout hydrologiques) car ces formations constituent généralement un réservoir dans lequel est implantée la grande majorité des forages et un interface jouant un rôle important de filtration entre le milieu pédologique sujet aux agressions des polluants diverses (mais surtout agricoles dans le cas de la feuille Josselin) et le milieu profond, fracturé et fissuré vers lequel on se tourne maintenant à la recherche d'une eau de grande qualité, exempte naturellement (dénitrification), mais peut être pas indéfiniment, de polluants (engrais, pesticides...). Les avancées significatives dans le domaine de la cartographie des formations superficielles, et surtout des formations d'altération, et de l'utilisation probabiliste de cette cartographie ont été initiées sur les bordures orientales du Massif armoricain (Wyns, 1991, 1996b, Quesnel, 1997) et se sont propagées rapidement vers l'Ouest (Thomas *et al.*, 1999 ; Outin *et al.*, 1998 ; Thomas, 1999 ; Wyns et Guillocheau, 1999 ; Brault, 2000 et 2002). Dans le même temps, les cartes géologiques se sont complexifiées et ont été complétées par des formations de plus en plus diversifiées ou différenciées (allotérites, isaltérites, cuirasses siliceuses ou/et ferrugineuses, altérites remaniées sur versant etc...) qui ont permis d'élaborer des théories géologiques sans cesse approfondies sur l'évolution d'un domaine continental en l'absence de marqueur stratigraphique sédimentaire.

Sur la feuille Josselin, les termes sommitaux du profil d'altération, c'est-à-dire les cuirasses ferrugineuses, les silicifications, et en particulier celles d'origine pédogénique, ainsi que les allotérites sont absents, découpés par les érosions successives au cours du Tertiaire (Priabonien, Oligocène, Pliocène). Seuls sont identifiables les isaltérites, termes plus profonds du profil et moins évolués. Des allotérites (argiles kaoliniques) sont reportées sur un des hauts topographiques du granite de Guéhenno ou en bordure du contact avec les séries protéro-paléozoïques encaissantes. Le terme « d'allotérites » a été employé car ces formations correspondent à la définition généralement acceptée d'une roche totalement argilisée (au moins dans les premiers 20 m – ensuite, on passe à une arène argileuse encore riche en kaolinite) où la structure primaire de la roche parente n'est plus conservée. Cependant, il y a de fortes présomptions pour que ces formations, même si le processus dominant est supergène, soient le résultat d'un enfoncement préférentiel et local du profil guidé par une fracturation pré-existante. Ceci est surtout évident pour les affleurements au Nord du massif où les kaolins sont associés à des

filons de quartz importants de direction globalement E-W traduisant, comme pour les kaolins de Ploërmour ou ceux de Quessoy une origine peut être en partie hydrothermale qui ne pourrait être négligée.

Isaltérites des formations sédimentaires principalement silteuses (ou argileuses)

b2S~~1~~, b6A. Les formations sédimentaires protéro-paléozoïques silteuses ou a dominante argileuse sont largement altérées dans la zone d'étude, excepté évidemment où l'enfoncement du réseau hydrographique a été suffisant pour mettre à nu une roche qui reste altérée néanmoins (horizon fissuré). Ainsi, en dehors des vallées de l'Oust et du Lié et dans une moindre mesure aux approches des plutons du Sud de la feuille et à l'Ouest de la région de Régigny, les siltites ont été progressivement transformées en des argiles de couleur le plus souvent gris-ocre ou franchement ocre, plus rarement sombres (environs de Naizin) ; quelques localités à argiles jaune clair voire blanches sont dispersées surtout sur l'ensemble b3S et la structure fine de la roche leur confère un aspect « allotérite » certainement trompeur : ainsi, sur la feuille Ploërmel, au Sud, des allotérites de l'ensemble b3S sont mentionnées mais il s'avère, de part leur position altimétrique basse (inférieure à 80 m) et en l'absence de couloirs d'effondrement reconnus, qu'il s'agisse plutôt d'isaltérites normalement à intégrer aux ensembles qu'elles sont sensées surmonter.

Isaltérites des formations sédimentaires principalement gréseuses

b2G~~1~~, b3G~~1~~, b4G~~1~~, b5Sg~~1~~. Au même titre que les ensembles silteux, les formations gréseuses du Protéro-paléozoïque montrent fréquemment une altération poussée dont les affleurements les plus intéressants sont localisés sur les hauts topographiques ; l'établissement des réseaux hydrographiques et avant cela, les destructions érosives du Tertiaire ayant largement participé à leur décapage. Ces isaltérites des grès briovériens se présentent couramment comme des formations sablo-argileuses avec des couleurs qui varient énormément mais qui vont le plus souvent du jaune-ocre au gris clair. En quelques secteurs, une altération différentielle a conduit à la préservation au sein d'ensembles sablo-argileux de quelques pans ou fragments, parfois assez volumineux (plusieurs dizaines de cm de diamètre) de grès (souvent les grès les plus fins).

Isaltérites des formations granitiques ou granodioritiques

B~~1~~³, A~~1~~, L~~1~~, G~~1~~. Les arènes sont assez répandues sur les quatre domaines granitiques exception faite du granite de Saint-Allouestre qui ne présente des zones altérées que dans l'extrémité orientale de l'ellipse et sur de petites superficies. Sur les granite et granodiorite de Bignan, les arènes sont surtout cantonnées à la partie ouest du groupe alors que les dômes de Lizio et de

Guéhenno portent des arènes de façon plutôt assez uniforme, particulièrement dans leur zone interne (éloignée des bordures avec l'encaissant). Dans l'ensemble, ses arènes correspondent à un mélange peu à pas induré de grains relictuels de quartz, de feldspaths et de micas (surtout muscovite) englobés dans une matrice argileuse (kaolinite, vermiculite, éventuellement gibbsite ?) ou sablo-argileuse fine. Comme pour les grès, des éléments de granite plus ou moins préservés de l'altération sont conservés dans ces arènes, leur fréquence et leur taille devenant de plus en plus importantes au fur et à mesure que l'on se rapproche du contact avec les domaines moins altérés. Il n'a été vu que très localement, sur la feuille Josselin et uniquement sur le granite de Lizio, des secteurs à arènes feuilletées (zones altérées à fissuration horizontale importante) qui représentent le domaine de transition entre les roches meubles et le granite fissuré sous-jacent : elles ne sont jamais très épaisses, de l'ordre de 2 m au maximum sur les affleurements étudiés. Il semble qu'elles soient encore moins développées pour les autres massifs et seul un affleurement du Massif de Saint-Allouestre (Roscoët), à peine plus pour le Massif de Bignan (Kerdenis) et deux ou trois pour le Massif de Guéhenno (Kermoisan, Carsen Lilléran) présentent ce type particulier d'altérites.

Allotérites des formations granitiques

*L*¹*G*². Les allotérites sont rares sur la feuille Josselin, ceci étant essentiellement lié à l'altitude basse des terrains (80-100 m en moyenne) et à l'absence de préservation par des systèmes de failles ayant joué postérieurement à la dernière période de latérisation. Il n'a pas été observé d'affleurement présentant les caractéristiques indubitables d'allotérites sur les formations sédimentaires et métamorphiques du Paléo-protérozoïque. Tout au plus, dans certains secteurs, à des altitudes dépassant 130 m et sous les formations de surface remaniées avec qui ils passent en continuité vers le haut (voir ci-dessous), des horizons argileux homogènes, de couleur ocre ou ocre-blanc, parfois plus grisâtre, et qui semblent en place ou assez peu modifiés peuvent être vus en fond de fossé. Les sondages effectués au droit des points les plus élevés sur le domaine sédimentaire ont confirmé que ces horizons n'étaient jamais très épais avec une épaisseur maximale de 1,5 m observée au Nord de Kerfourn où le profil d'altération meuble dans son intégralité atteint 20 à 25 m. L'attribution de ces argiles à des horizons allotéritiques vrais est difficile sur les seuls critères de terrain et ces domaines, toujours recouverts par des formations remaniées, n'ont pas été figurés. Sur les hauts granitiques, deux petites zones ont été rattachées à des allotérites ; elles sont situées exclusivement sur le granite de Guéhenno. La première forme un ensemble de quelques centaines de mètres carrés situé au Sud de Sainte-Anne, au niveau des Landes de la Forêt. Il s'agit d'une étendue plane, située à environ 135 m d'altitude. Dans les fonds de fossé, le faciès est celui d'une argile kaolinique sableuse (quartz essentiellement) de couleur très blanche sans structure apparente. Un sondage implanté au cœur de cette zone a montré que

l'épaisseur de cette formation n'était pas importante puisque après 4,5 m de profondeur à peine, les arènes sableuses granitiques jaunes blanchâtres puis franchement jaunes et beaucoup plus résistantes étaient atteintes. L'autre secteur se situe à la bordure nord du granite, à l'Ouest de la Ville-Pierre et de la Ville Gourdan et à l'Est de Carenloup. En surface, le gisement kaolinique n'est repérable que parce qu'il a fait l'objet de travaux par le passé : il se situe maintenant au cœur d'un petit bois où quelques vestiges (petites excavations) subsistent encore. Un sondage de reconnaissance positionné dans ce bois a montré que le gisement était relativement épais (30 m au moins) avec dans les 12-15 premiers mètres, des argiles blanches kaoliniques très peu sableuses, puis 15 à 18 m d'argiles blanchâtres ou jaunâtres sablonneuses, à éléments de quartz, et enfin plusieurs mètres d'arènes granitiques sableuses, jaunes et riches en grains de quartz millimétriques ; la roche résistante n'ayant pas été atteinte lors de ce sondage. Les levés de terrains montrent que cette poche argileuse n'est pas de grande superficie : les arènes « classiques » sont présentes sur la route Carenloup à Le Clézio, avec toutefois encore des secteurs à argiles blanches peu sablonneuses, et à La Ville Pierre et La Ville Gourdan. La proximité immédiate d'un puissant filon de quartz dans ce secteur, dont les fragments cristallisés sont bien visibles dans des argiles blanches immédiatement au Sud du bois sur les berges d'un petit étang localisé dans la pâture proche, indique certainement un enfoncement préférentiel du profil d'altération dans ce secteur (passage fracturé) sans qu'il soit nécessaire d'invoquer spécialement une composante hydrothermale.

Position altimétrique du mur des altérites

De façon très surprenante, car l'on s'attendait à des variations bien plus importantes avec le passage de failles orientées N150° (telle que la faille de l'Oust) que l'on sait avoir joué postérieurement à la période principale d'altération, la position de la base des formations meubles est relativement constante sur l'ensemble des domaines sédimentaires étudiés. Ainsi, à l'Ouest et au Sud de Réguiny, le mur des altérites meubles se situe aux environs de 115 m d'altitude. Il ne décroît juste que de quelques mètres (5 à 10 m) quand l'on remonte vers le Nord (région de Kerfour) et du côté est de l'Oust où la base des altérites meubles est observée vers 100-105 m d'altitude au niveau de la forêt de Lanouée. Cette absence de variations importantes et si l'on admet le synchronisme de l'altération pour l'ensemble du domaine étudié, montre qu'il n'y a pas eu de mouvement différentiel au moins concernant l'emprise de la feuille (pas d'effondrement, pas de mouvement ou jeu de faille significatifs) ; tout au plus peut on supposer un léger basculement vers le Nord-Est de tout le bloc. En l'absence de silicifications pouvant être rattachées au vaste groupe des silcrètes (qui englobe pour le Massif armoricain les grès silicifiés, les grès ladères, les grès lustrés, les grès à Sabals...), qui, par comparaison avec celles du bassin de Paris, servent à caractériser la surface continentale éocène (paléosurface qui a subi la dernière véritable période de

latérisation), il est très difficile d'estimer l'amplitude des variations altimétriques cette surface depuis son élaboration. Sur la feuille voisine de Saint-Méen-le-Grand, des silcrêtes sont reconnus vers 150 m d'altitude en moyenne ce qui traduirait un mouvement positif de quelques 50 m par rapport à la surface de référence de bassin de Paris située à une centaine de mètres d'altitude. Sur la feuille Josselin, seuls sont visibles les termes les plus profonds du profil d'altération et leur épaisseur ne dépasse pas une vingtaine de mètres : en estimant une épaisseur raisonnable d'altérites totale aujourd'hui en partie découpées de l'ordre de 40 m, la position de la surface éocène se trouverait à une altitude à peine plus basse que celle du lambeau observé pour la feuille Saint-Méen-le-Grand, soit une élévation d'une trentaine à une cinquantaine de mètres au maximum par rapport à la surface éocène du bassin de Paris.

À l'opposé de ce qui peut-être observé pour les altérites des formations sédimentaires ou métasédimentaires dont la cote du mur montre peu d'évolution à l'échelle de la carte, les domaines granitiques présentent un spectre altimétrique bien plus étalé, discontinu, et qui semble, parfois, sans réelle logique apparente. Ainsi, pour le granite de Saint-Allouestre, les altérites meubles de la bordure est du pluton ont un mur situé aux alentours de 110-120 m, altitude très cohérente avec ce qui est observé pour les métasédiments alentours. Cependant, les points culminants du massif, qui dépassent 160 m d'altitude, apparaissent toujours très sains (exemple de la RN24 qui coupe le massif quasiment à son point le plus haut, au niveau des énormes silos à grains). Sur le Massif de Guéhenno, les altitudes de la base des altérites meublent évoluent régulièrement entre 110 et 130 ou parfois 140 m sans qu'il ait été mis en évidence de décalage par fracturation. Comme pour le granite de Saint-Allouestre, les points les plus hauts du Massif, situés à des altitudes supérieures à 150 m environ sont exempts de recouvrement d'arènes. C'est par ailleurs à ces altitudes que sont ouvertes la majorité des carrières et notamment celles encore en activité. Le Massif de Lizio montre des géométries semblables mais la base des altérites oscille entre 120 et 150 m d'altitude sans trace significative de décalage du mur par des failles. Sur la feuille Josselin, pour le Massif de Lizio, tous les domaines situés au-dessus de 150 m portent des arènes mais sur la feuille voisine de Ploërmel, immédiatement à l'Est de Bréna ou de La Grée Aubin, réapparaissent des domaines préservés (granite altéré) dès que l'on franchit l'altitude 150-155 m ; c'est aussi à ces endroits qu'étaient implantées majoritairement les carrières d'extraction de granite (exception faite de la vaste carrière de Quily). Ces différences nettes qui apparaissent ainsi entre domaines sédimentaires et domaines granitiques sont fréquentes en Bretagne, sans doute faut-il y voir un contrôle lithologique de l'enfoncement des profils d'altération ou/et des systèmes de paléosurfaces étagées avec talus de raccordement.

Cénozoïque

Il ne subsiste en Bretagne centrale aucun témoin de sédiments crétacés ou jurassiques. Cela ne signifie pas qu'ils n'ont pas été présents puisque les limites du Bassin parisien à 150 km à l'Est de la zone d'étude sont des limites érosives et que les faciès rencontrés témoignent d'environnements marins relativement profonds où, notamment au Crétacé supérieur, le rivage était vraisemblablement éloigné. Immédiatement au large des cotes, au Nord de la Bretagne, les carottages et prélèvements divers montrent 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 vraisemblable que tout ou en tout cas une très importante partie du Massif armoricain ait été ennoyée au Crétacé supérieur, les dépôts ayant été décapés par une érosion intensive lors de la surrection du massif au début de l'ère tertiaire consécutive à la tectonique de collision entre la plaque Ibéria et la plaque Eurasia lors de l'édification de la chaîne pyrénéenne (flambage lithosphérique). 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 laissent entrevoir d'importants dépôts (sans doute carbonatés) sous les sédiments oligocènes et éocènes.

Paléogène

Immédiatement au Nord-Est de Mohon se situe la terminaison méridionale d'une accumulation tertiaire connue régionalement sous l'appellation de « bassin de la Trinité-Porhoët » (feuille Loudéac). Morphologiquement, rien ne distingue ce « bassin » de son environnement briovérien et sa géométrie est particulièrement mal contrainte. On suppose qu'il s'agit d'une petite accumulation préservée par effondrement le long de failles tardi- à post-hercyniennes orientées N140° et conjuguées (telles que celles bien plus développées de Rennes ou même de Quimper) qui auraient rejoué à la fin de l'Éocène et plus particulièrement dès le Priabonien, lorsque se développe dans toute la plaque européenne le « Rift ouest-européen » traduisant une courte période de tectonique extensive généralisée. Si les limites sont mal connues, le remplissage sédimentaire a été cependant étudié plus en détail par le passé, à la fois à la suite de travaux universitaires sur le Tertiaire armoricain (Estéoule-Choux *et al.*, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974) et à la suite de prospections et de campagnes de sondages privées ou semi-privées importantes pour la recherche en granulats (Groupe Lafarge et BRGM notamment). Ces travaux ont montré que les dépôts sont constitués d'une alternance de sables et d'argiles kaoliniques qui se sont mis en place dans des dépressions de superficie restreinte. Les analyses palynologiques révèlent un âge Cuisien supérieur et un environnement lacustre bordé de zones marécageuses entourées de forêts palustres. Ces sédiments éocènes sont

recouverts, notamment au Centre-Est de l'accumulation (peut-être débordant sur la feuille Saint-Méen-le-Grand) par des sables grossiers à galets rattachés par analogie de faciès au (Mio)Pliocène. Ces sables ont été exploités dans deux carrières (Casteldeuc et à l'Est de La Chapelle-Saint-Marc) et sont encore bien visibles dans la carrière la plus orientale (feuille Loudéac). Immédiatement à proximité, sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, près d'Hiniac et à l'Ouest de Camboudin, des plaquages sableux jaunâtres, très argileux, non reportés sur la carte au 1/50 000 pourraient être des reliquats de sables pliocènes. Sur la feuille Josselin, comme pour la petite occurrence de Bodieu sur la feuille Ploërmel, il est difficile de rattacher avec certitude les faciès observés à ceux, datés Éocène, étudiés plus au Nord : par comparaison lithologique avec les affleurements voisins et pour rester cohérents à l'échelle régionale nous en faisons un Éocène probable, tout en gardant en mémoire que les faciès du Mio-Pliocène sont très semblables dans cette région.

III(e?). **Sables à graviers, argiles : Tertiaire (Éocène probable).** Sur la feuille Josselin, immédiatement au Nord de Mohon, s'observe une association de sables grossiers, parfois à galets, et de sables argileux. Les limites de cette formation sont difficiles à positionner de façon très fiable car elle est recouverte à l'Ouest par un des systèmes de terrasses à dépôts alluviaux (F_x) du Ninian et à l'Est par les dépôts de pieds de pente qui longent le petit cours d'eau descendant du Nord-Est et qui se jette dans le Ninian au Nord-Ouest de Mohon. Au Sud, les fouilles effectuées dans le fossé au croisement de la D793 avec la route qui rejoint Bodegat depuis La Garenne, ont montré que l'on se situait directement sur le substratum briovérien (b2S pélitique). Les faciès observés correspondent du toit vers le mur à (1) des sables grossiers contenant fréquemment de petits graviers sub-anguleux ou arrondis et de galets roulés de quartz de quelques centimètres de diamètre (généralement de 1 à 4 cm, rarement plus) ; en surface, les sables meubles sont fréquemment dégagés par érosion et ne subsistent que les graviers et galets qui parsèment les champs et (2) à des sables argileux de couleur généralement grise ou ocre à niveaux d'argiles grises ou blanches intercalées ou en niveaux plus ou moins lenticulaires. Il n'a pas été observé de figure de sédimentation autre que le ravinement des niveaux argileux par les niveaux sableux sus-jacents. Les argiles sont composées essentiellement d'argiles kaoliniques. Malheureusement, aucune observation par microscope électronique à balayage n'a été effectuée : elle aurait révélé la nature des kaolinites présentes dans ces sédiments qui pourraient être soit des argiles resédimentées provenant des formations d'altération à proximité (kaolinites déformées, non automorphes) ou, comme cela a pu être observé dans les sables de Mauron tout à fait comparables (feuille Saint-Méen-Le-Grand), d'argiles particulièrement saines, non déstructurées et donc néoformées lors d'une période d'altération météorique postérieure au dépôt. Dans ce dernier cas, et en fonction de ce que l'on connaît de l'histoire cénozoïque du Massif armoricain, les dépôts pourraient être antérieurs à la phase principale de

latérisation (Éocène supérieur) et un âge cuisien (Éocène inférieur), conforme avec les résultats des études palynologiques antérieures, pourrait être retenu.

Néogène

La Bretagne centrale, ne garde que peu de traces des sédimentations néogènes. Les quelques petites accumulations (improprement intitulées « bassins » dans la littérature) sont, au même titre que celle du Paléogène de la Trinité-Porhoët, des reliquats piégés et préservés par le jeu de failles essentiellement orientées N140°-150° telles que la faille de Quessoy – Nort-sur-Erdre en Bretagne centrale, le système de failles Kerform dans le Finistère, la faille de Mayenne dans l'Est du Massif armoricain. Parmi ces quelques accumulations, celles attribuées au (Mio)Pliocène sont parmi les plus importantes en superficie (si l'on met l'accumulation Miocène du Quiou et celles, Pliocènes, de Loire-Atlantique). L'accumulation de Réguiny-Radenac est, après celle du bassin de Rennes, la plus importante de Bretagne, à la fois du point de vue de sa superficie que de son épaisseur (jusqu'à 25-30 m). C'est en tout cas, parce que les carrières qui y sont ouvertes offrent des fronts de taille importants et variés, l'accumulation qui a été le plus étudiée au cours de ces dernières années et celle qui a massivement bénéficié de datations ESR (Electronic Spin Resonance). Certains de ces fronts de taille sont accessibles très facilement depuis la route qui mène au Cosquer-Logan (qui joint à l'Ouest Réguiny à la D180). Pour d'autres, notamment entre Réguiny et Radenac et au Nord de Radenac, les carrières étant toujours en activité, des autorisations sont nécessaires.

P. Sables estuariens à fluviatiles, conglomérats fluviatiles (Pliocène)

Le gisement de Réguiny – Radenac

Les faciès sédimentaires des accumulations de Réguiny – Radenac sont particulièrement nombreux et, selon les études, on en dénombre de 7 à 9. Nous ne retiendrons ici que les sept faciès communs aux trois travaux de référence : S. Bonnet, 1998 ; F. Guillocheau *et al.*, 1998 ; N. Brault, 2000, 2002. Selon la nomenclature de F. Guillocheau *et al.*, 1998, ces faciès sédimentaires (les indices entre parenthèses correspondent respectivement aux indices utilisés par Brault, 2002 et à ceux de la nomenclature anglo-saxonne de Miall, 1996) sont :

G1 (CG1 ou Gmg) : Conglomérats à galets (2 à 10 cm) jointifs formés d'éléments anguleux à sub-anguleux, voire arrondis. Ces éléments sont composés de quartz, de quartzites et de galets de kaolinite. La matrice est silto-argileuse, argilo-sableuse voire de sables fins ou grossiers. Ces sédiments sont disposés en faisceaux d'épaisseur pluricentimétrique, sans structure interne ou à granoclassement inverse.

G2 (Cg2 ou Gcm) : Chenaux (largeur 20-50 m, hauteur 2-4 m) à remplissage de sables grossiers, graviers dominants et galets, mal classés, généralement jointifs, localement à matrice dominante, en faisceaux d'épaisseur pluricentimétriques en onlaps sur le bord du chenal.

G3 (G ou Gt) : Graviers dominants et galets à litage oblique frustré de mégarides 3D de courants.

SGr1 (Sg1) : Sables grossiers et graviers à alternance de litages obliques de mégarides 3D de courant (graviers dominants) et mégarides 2D de courant (sables grossiers).

S1 (Sp ou Sm1) : Sables grossiers à litage oblique tabulaire de mégaride 2D de courant (lamines d'avalanche).

S1a : Idem S1 à terriers verticaux de petite taille (longueur 2-3 cm, diamètre 1-2mm).

S2 (Sm2) : Sables grossiers à moyen à galets d'argile à litage oblique (mégarides 2D sur barres 2D) en accrétion frontale.

S3 (Sf1) : Sables fins bien classés à litage oblique sigmoïdal à critère de marées (rides et mégarides de courant de sens opposé, double drapages d'argile, variations d'épaisseur des faisceaux de marées : enregistrement des cycles lunaires), plus ou moins bioturbés (*Cylindrichnus*, *Skolitos*, *Planolites*).

En résumé, les « sables rouges » de Réguiny ont une grande variabilité granulométrique : des sables fins aux galets (jusqu'à 8 cm de diamètre) constitués de quart et de quartzites. Les argiles sont rares et souvent limitées à de fins lits millimétriques intercalés dans les faisceaux de lamines. Les structures sédimentaires sont essentiellement constituées de litages obliques (1) de mégarides de courant 2D et 3D et (2) de rides de courant. Les litages de rides de vagues et les litages obliques en mamelons (écoulements oscillatoires) qui traduisent habituellement des domaines marins ouverts ou des systèmes lacustres de grande dimension sont absents. L'interprétation en termes de milieu de dépôts donne pour G1 (écoulement gravitaire de type coulées de débris distales (granoclassement inverse) un environnement de type cône alluvial, pour G2 (comblement de chenaux secondaires érosifs par des écoulements visqueux gravitaires et turbulents), également un environnement de cône alluvial. Le faciès G3 (remplissage de chenaux en tresses secondaires) correspond à un environnement de cône alluvial ou de rivière en tresses. Le faciès SGr1 (Mégarides 3D : remplissage des chenaux secondaires en tresses, mégarides 2D : migration des barres losangiques) correspondrait à un environnement de rivière en tresse. Les faciès S1, S2 et S1a (barres longitudinales et/ou alternées et transition plaine alluviales/estuaire) correspondent réciproquement à des environnements de rivières faiblement sinueuses (S1, S2) et de rivières faiblement sinueuses à influences marines (S1a). Enfin, le faciès S3 montre des influences marines et correspond à un environnement d'estuaire interne.

Stratigraphie : les sables de Réguiny peuvent être divisés en deux unités lithostratigraphiques avec

– une unité inférieure (Unité I) constituée d'un cône alluvial évoluant vers un estuaire interne en passant successivement par un réseau en tresse puis un réseau faiblement sinueux. Cette unité est datée (Van Vliet Lanoë *et al.*, 1995a) par ESR (Electronic Spin Resonance) à $7,0 \pm 0,45$ Ma, soit Miocène terminal ;

– une unité supérieure (Unité II) qui débute par un cône alluvial érosif sur le domaine marin du sommet de l'unité I. Cette unité évolue ensuite en une succession de réseaux en tresse et de réseaux faiblement sinueux avec interdigitation de cônes alluviaux. Trois incursions marines s'intercalent dans cette succession, la dernière correspondant au sommet de l'Unité II. Elle est datée (ESR, Van Vliet Lanoë *et al.*, 1995a) à $3,5 \pm 0,45$ Ma et $3,3 \pm 0,45$ Ma, soit Pliocène terminal. Il existe dans cette unité une surface d'érosion qui matérialise le passage entre un écoulement globalement vers l'Ouest à un écoulement vers l'Est.

D'un point de vue stratigraphique, ces deux unités enregistrent quatre cycles majeurs de variations du niveau de base. La phase de chute (progradation) d'un cycle de variation du niveau de base se caractérise par le passage des systèmes alluviaux distaux à proximaux et se traduit par une période d'érosion et/ou de transit. À l'opposé, la phase de montée (rétrogradation) s'enregistre par le passage de systèmes alluviaux proximaux à distaux et se traduit par une période d'accumulation de sédiments. Ces quatre cycles s'enchaînent selon une tendance générale à la remontée du niveau de base.

Le petit gisement de Guégon

Immédiatement aux abords de Guégon, dans le quart sud-est de la feuille, un petit gisement de forme cartographique sub-circulaire, d'un diamètre n'excédant pas 200 m, est reconnu. Cette petite accumulation avait déjà donné lieu à des investigations antérieures. Le faciès sédimentaire est celui d'un sable brun-jaune à passées de galets centimétriques de quartz blanc et est observable sur 4 m d'épaisseur environ.

Quatenaire

Dépôts fluviaux

L'Oust présente certainement l'un des plus beaux systèmes de terrasses associés aux rivières bretonnes et la feuille Josselin constitue un domaine du cours intermédiaire où ces systèmes sont particulièrement bien développés et généralement observables dans de très bonnes conditions. Comme partout en Bretagne, il n'existe aucune datation absolue de l'âge du façonnement des terrasses, pas plus que des sédiments qu'elles portent. Les notations utilisées

correspondent plutôt à un critère altimétrique de la position des terrasses ou des sédiments par rapport au lit mineur actuel de la rivière. Cette notation, avantageuse par défaut lorsqu'il s'agit de cartographier et de rassembler des groupes géographiquement assez éloignés les uns des autres, présente néanmoins un défaut majeur implicite qui est de conférer un âge identique à toutes les formations répertoriées sous un même indice (*i.e.* deux dépôts répertoriés à une altitude voisine par rapport aux cours d'eau actuels se verront attribués un même âge, indépendamment des régimes hydrologiques, des variations tectoniques ou/et climatiques locaux). En Bretagne, parce que les formations alluviales sont azoïques et généralement non dissociables sur des critères sédimentaires, les âges des différents stades d'incision du substratum par les rivières ne sont appréciés que de façon indirecte, en fonction des variations eustatiques et/ou tectoniques et/ou climatiques (glaciations, dégel...). Les indices utilisés sont constitués de la lettre F majuscule qui témoigne du caractère fluviatile des dépôts associée à une minuscule (de y à v) avec les alluvions indicées Fy en position plus basse altimétriquement (et donc censées être plus récentes) que celles indicées Fx etc... Les notations FZ ou FL sont réservées aux dépôts actuels en fonction du contenu sédimentaire (galets et sables vs silts et argiles) et de la position par rapport au cours d'eau (FZ sont des alluvions géographiquement et génétiquement étroitement liées aux rivières actuelles, FL étant plutôt réservé aux domaines déconnectés d'une rivière principale actuelles mais qui reçoit des sédiments argilo-silteux riches en matières organiques de façon intermittente). Si l'on excepte ces formations très récentes à actuelles (Fz), quatre systèmes de terrasses portant des alluvions sont distingués sur la feuille Josselin (Fy, Fx, Fw et Fv). Deux de ces systèmes admettent deux sous-systèmes avec Fy1 et Fy2, Fx1 et Fx2 établis sur des critères altimétriques (géométriques) et/ou parfois granulométriques. Les systèmes de terrasses de l'Oust sont ou étagés (terrasse supérieure déconnectée de la terrasses inférieure) ou emboîtés (la terrasse inférieure ravine la terrasse supérieure). Toutes ces terrasses et alluvions sont observables dans des conditions optimales dans une zone géographique située juste au Nord-Ouest et à l'Ouest de Josselin, particulièrement au niveau de la R24 à hauteur de Carandec et à Bocneuf-la-Rivière (D764) pour les systèmes récents (Fy à Fx), les systèmes plus élevés altimétriquement sont bien visibles au Nord de Brancillet, à Rouvray, et au Sud-Est des Forges (D778). Comme sur les cartes voisines, des affleurements situés sur les hauts topographiques ont été différenciés et répertoriés sous la notation p-IV. Il s'agit du système alluvionnaire le plus ancien si l'on excepte ceux du Pliocène avec lesquels ils présentent des grandes similarités. Ils pourraient représenter les tous premiers dépôts associés à la mise en place du réseau hydrographique actuel et « pré-dateraient » l'incision majeure de l'Oust au Quaternaire ou encore faire partir des derniers dépôts pliocènes avant que ne s'installe le réseau actuel.

p-IV. Nappe résiduelle à galets de quartz (5 à 10 cm), âge indéterminé (Pliocène à Quaternaire) accompagnée de conglomérats à galets de

quartz (localement < à 10 cm) à ciment d'oxyde de fer. Il s'agit d'un ensemble migmatique situé à plus de 70 m par rapport à l'altitude du lit de la rivière actuelle. Cette appréciation, si elle est valable pour rassembler des unités entre elles, constitue cependant une approximation puisqu'il n'est absolument pas certain que ces formations constituent des vestiges de dépôts que l'on peut attribuer aux rivières actuelles.

Cet ensemble regroupe les sédiments fluviaux qui se situent à des cotes voisines de 100 m d'altitude. Les faciès sont très similaires à ceux des alluvions des hautes et très hautes terrasses : galets de quartz très arrondis de 5 cm de diamètre en moyenne dans une matrice sableuse jaune, localement orangée ou rouge, exempte d'argiles. Ces sédiments, comme ceux des autres terrasses, peuvent être indurés. C'est aussi, à peu de variations près, la description que l'on peut donner des faciès qui coiffent les sables pliocènes dans la région de Réguiny et Radenac, bien que les faciès qui surmontent le Pliocène sableux soient composés de galets généralement de diamètre plus petits. Pour ce groupe p-IV, sous les faciès à galets, quelques localités ont révélé des faciès sableux en tout point semblables aux sables attribués au Pliocène. Il est probable que, vu leur localisation géographique nettement plus étendue que celle des très hautes terrasses, de l'apparent décalage entre la direction de l'Oust actuel et l'alignement géographique de ces sédiments, du « cachet » nettement pliocène des sables parfois associés, qu'il s'agisse d'un épandage à relier à un réseau fluvial disparu, antérieur à l'Oust actuel et sans doute à peine postérieur au réseau pliocène.

Alluvions de hautes terrasses (Éoquaternaire : Pléistocène inférieur ?)

Fv?. Système inférieur : + 60 et + 70 m. Fw? système supérieur : + 35 à + 60 m. Deux systèmes dits « supérieurs » ont été mis en évidence sur la feuille Josselin. Sur la feuille voisine de Ploërmel, seul était représenté le système Fw, s'élevant au maximum jusqu'à 50 m d'altitude par rapport au cours d'eau. Sur la feuille Josselin, il semble qu'il faille rattacher à cette famille des terrasses situées un peu plus en altitude à des cotes supérieures au maximum d'une dizaine de mètres par rapport à leurs homologues des feuilles voisines.

Fw et Fv correspondent à un ensemble d'alluvions peu différentes des alluvions indicées Fx et elles ne pourraient être discernées autrement que par le critère altimétrique. Elles ne semblent jamais très épaisses (de l'ordre de 3 m au mieux) mais forment des entités morphologiques bien observables dans le paysage, notamment immédiatement à proximité de la quatre voies au Nord-Ouest de Josselin. Ces alluvions sont composées de galets hétérométriques (2 à 20 cm de diamètre) de grès et quartz émoussés et roulés répartis dans une matrice argilo-sablo-graveleuse brune. Localement de petits niveaux sableux d'une puissance maximum de 0,5 m peuvent être reconnus.

À 3 km à l'Ouest de Mohon, dans la forêt de Lanouée, de petites excavations montrent sur 1 m d'épaisseur une argile sableuse jaune à nombreux galets que nous avons classée en terrasse Fv (altitude 123 m) mais qui pourrait aussi être d'âge mio-pliocène.

Alluvions des moyennes terrasses (Pléistocène moyen - Holsteinien ?)

Fx1. Système inférieur, entre + 10 et + 25 m. Fx2 système supérieur, entre + 25 et + 35 m. Outre le critère altimétrique, ces dépôts fluviaux sont moins alimentés par les coulées détritiques périglaciaires issues des versants, que les alluvions des basses terrasses Fy. La taille des éléments est souvent bien inférieure à celle des sédiments associés aux basses terrasses et le matériel y est généralement beaucoup plus homogène : ce sont principalement des galets de quartz dont le diamètre ne dépasse pas 10 cm emballés dans une matrice sableuse rougeâtre. Localement, les niveaux à galets admettent des lentilles métriques contenant, soit de sables grossiers rougeâtres, mal classés et sans figure sédimentaire, soit des niveaux d'argiles grises ou ocrés, relativement homogènes. Comme pour les dépôts indicés Fy et en règle générale pour tous les systèmes de remplissage sédimentaire associés aux terrasses, l'âge de mise en place est méconnu mais par analogie avec ce qui est proposé sur les feuilles avoisinantes, le dépôt pourrait s'être effectué entre le Saalien et le Cromérien (Holsteinien).

Alluvions de basses terrasses (Éémien à Weichsélien)

Fy1. Système inférieur, entre + 1 et + 5 m. Fy2 système supérieur, entre + 1 et + 10 m. C'est le système de terrasses le plus bas et le plus récent ; sa base passe sous le niveau des alluvions actuelles Fz. Il s'imprime nettement dans le paysage à travers de replats parfois assez étendus.

Les niveaux de maturité et de granulométrie de ces dépôts sont très hétérogènes. Le matériel varie de blocs anguleux décimétriques à du matériel alluvionnaire centimétrique, le tout emballé dans une matrice argilo-sableuse en pourcentage variable. Localement, ces alluvions présentent une coloration rougeâtre. Ponctuellement, viennent se superposer les produits d'écoulements gravitaires liés à la dynamique périglaciaire ayant affecté les versants. Ces épisodes détritiques se traduisent par la sédimentation de matériel très immature provenant du substratum proche. L'âge de ces alluvions est encore méconnu en l'absence de marqueur stratigraphique précis (objets...). Il est vraisemblable qu'elles soient diachrones sur l'ensemble de la feuille. Les alluvions rougeâtres pourraient avoir un âge saalien (période glaciaire) alors que les autres ensembles pourraient s'être mis en place au cours d'une période plus chaude (Weichsélien) succédant à la glaciation würmienne.

Fz. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène à actuel). Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel et leur extension correspond souvent aux zones inondables. Le matériel se subdivise en deux faciès particuliers : un faciès argilo-sableux, riche en fragments de quartz, subanguleux ou émoussés se rencontre de manière générale de façon assez éloigné du cours d'eau (bordure de vallée). Il provient principalement du remaniement des formations superficielles, telles que les altérites, les colluvions, les alluvions antérieures et de l'incorporation locale des dépôts de pente. Au sommet, on peut localement être amené à distinguer un niveau limono-argileux gris, riche en matière organique, correspondant aux sédiments déposés lors des crues lentes les plus récentes. Le second faciès, limité principalement aux abords immédiats des cours d'eau, est constitué de galets roulés hétérométriques et principalement quartzeux emballés dans une matrice sablo-argileuse en proportion très variable. Ces dépôts passent latéralement par endroits aux alluvions des basses terrasses sans que les limites entre les deux systèmes soient clairement définies. L'âge de ces sédiments est imprécis sur la feuille Josselin, mais les objets préhistorique et historique découverts dans les environs de Rennes permettent de proposer un âge holocène tardif pour des sédiments attribués au même cycle.

C. Colluvions de fond de vallon (Holocène à actuel). Le ruissellement diffus affectant les versants apporte des particules fines qui viennent progressivement colmater les fonds des vallées des ruisseaux intermittents ou des ruisseaux à faible débit. Ces sédiments, silto-argileux, localement sableux (quelques niveaux à galets de quartz centimétriques roulés peuvent être observés dans les parties supérieures des profils de rivière), proviennent du remaniement de toutes les formations meubles situées à l'amont du réseau hydrographique : altérites en place, altérites litées, dépôts de pente... Elles sont généralement dépourvues de structures sédimentaires et s'enrichissent en matières organiques au niveau de replats. L'âge du début de mise en place de tels dépôts ne peut être clairement avancé à partir des observations effectuées sur la feuille Josselin. Un âge holocène peut être proposé dans la mesure où elles recouvrent des formations de dépôts de versant significatives des climats périglaciaires du Pléistocène. Le développement intensif d'une agriculture sur des parcelles de plus en plus vastes, les remembrements successifs qui se sont traduits par un défrichage quasi-généralisé, se répercutent par une plus grande vulnérabilité des premières dizaines de centimètres des sols aux attaques érosives. La charge particulière fine, emportée depuis ces zones y est plus importante pour des ruissellements équivalents. Dans certains secteurs, des dépôts colluviaux nourris indirectement par les activités de l'homme sont actuellement en développement.

L. Zones actuelles temporairement ennoyées, zones hydromorphes, marécages (actuel). Quelques secteurs montrent de fines accumulations

limono-argileuses, riches en matières organiques. Ces dépôts gris-noirs particuliers comblent de petites cuvettes de rétention des eaux de ruissellement qui abandonnent leur charge en particules à la faveur de baisse d'énergie de l'agent de transport et de l'évaporation. L'âge de ces dépôts est récent à actuel. Les tourbières vraies (holocènes) n'ont pas été mises en évidence.

Dépôts de versant

Altérites allochtones et altérites remaniées

Les altérites ne sont pas toujours en place sur le profil topographique et certaines d'entre elles ont été plus au moins modifiées par des processus ultérieurs à leur formation : on distingue ainsi deux groupes constitués des altérites (et éventuellement limons) remaniées sur place, en surface et celles qui ont été déplacées sur les versants par des phénomènes de glissement gravitaire en tout point semblables à ceux qui sont à l'origine des dépôts de pied de pente (voir plus loin), les altérites déplacées étant généralement plus homogènes que les formations de bas de versant. Sur le terrain, rien ne distingue vraiment les altérites solifluées ou remaniées des altérites en place (composition sub-identique) si ce n'est la perte systématique des figures (sédimentaires, tectoniques...) et l'enrichissement local en blocs émoussés de quartz, parfois en éléments de socle ; c'est surtout la position altimétrique actuelle de ces formations qui en font des ensembles distincts mais génétiquement étroitement associés aux altérites.

Allr. **Altérites et limons remaniés avec fragments de quartz emballés.** Ces formations coiffent les interfluves plus ou moins plans sur toute la carte, particulièrement sur les secteurs sédimentaires à l'Ouest de l'Oust à des altitudes proches de 130 m. Comparativement au groupe suivant (*Allr*), il ne s'agit pas d'altérites ayant subi un transport, elles surmontent systématiquement les isaltérites en place (il n'a pas été défini d'allotérites sur les roches sédimentaires de la feuille Josselin mais ces formations se rapprochent très fortement de la définition des allotérites, si ce n'est qu'il ne s'agit pas ici du toit du profil d'altération complet - qui se situerait vers 150 m - mais d'une restructuration pour partie des isaltérites immédiatement sous-jacentes). L'origine de cet ensemble, dont les sondages ont montré qu'il ne dépassait que rarement 5 m, est surtout à rechercher dans l'action mécanique des agents climatiques et particulièrement sans doute des modifications liées à l'alternance gel-dégel dans les périodes froides du Quaternaire. Sur la feuille Josselin, il n'a pas été mis en évidence de dépôts limono-læssiques comme ils peuvent être observés sur les feuilles plus au Nord (Loudéac, Saint-Méen-le-Grand) mais il est possible que ces formations remaniées de surface soient issues conjointement des altérites et de dépôts sédimentaires quaternaires

aujourd'hui en grande partie disparus, comme cela est le cas pour les formations CEr-A cartographiées sur la feuille Saint-Méen-le-Grand.

☞ **ALLS. Altérites (tertiaires), solifluées.** Sur la feuille Josselin, il est fréquent de rencontrer, à des altitudes inférieures à celles du mur des altérites en place, de grands épandages argileux immobilisés sur des glaciaires très faiblement inclinés. Cette observation est valable pour quasiment tout l'ensemble du territoire sédimentaire ou métamorphique ; pour les secteurs granitiques, des ensembles d'arènes déplacées existent (arènes plus ou moins litées) mais n'ont qu'exceptionnellement été observés et il n'a pas été possible d'en faire un groupe à part. Ces niveaux se localisent généralement plus bas en altitude que la rupture de pente principale de la tête de versant qui correspond très souvent au passage roche meuble - roche résistante et sont connectées aux altérites en place qu'elles poursuivent. Très exceptionnellement, il peut y avoir une bande de roche « saine » entre les altérites autochtones et les altérites allochtones. Leur composition ne diffère que très peu des altérites en place : ce sont des argiles et des silts fins mais elles peuvent être localement riches en sables fins (zones gréseuses). Elles contiennent toujours plus d'éléments de quartz que les altérites en place, que ce soit des fragments très émoussés, voire arrondis qui témoignent d'un transport suffisamment long, et qui proviennent du démantèlement du cortège filonien, ou des blocs à arêtes bien plus vives auxquels peuvent être associés des fragments de roches du socle ayant été entraînés dans la masse (origine plus locale).

S. Dépôts de versants, solifluxion, pente (Weichsélien à actuel). Les approches du lit des cours d'eau montrent fréquemment, à partir de la rupture de pente de la vallée, 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) mais qui manifestement se poursuit, lentement, aujourd'hui. Dans la littérature armoricaine, ces dépôts ont souvent pris le nom de « Head » mais la référence implicite de ce terme à des conditions glaciaires ou interglaciaires empêche théoriquement son utilisation ici. Ces dépôts sont constitués de fragments du substratum issus vraisemblablement de processus de fauchage. Les fragments sont 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 du ruissellement. De part leur ubiquité aux bordures des vallées actuelles, seuls les secteurs où l'épaisseur est certainement plurimétrique ont été représentés.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PROTÉRO-PALÉOZOÏQUE DE BRETAGNE CENTRALE : BRIOVÉRIEN

Les sédiments protéro-paléozoïques de Bretagne centrale forment une puissante série détritique particulièrement exempte de sédiments d'origine chimique ou d'intercalations de nature volcanogène (excepté quelques métavolcanites d'affinité tholéïtique dans la région de Plouguenast – Saunier et Chauvel, 1986 et des laves acides dans la région de Rennes – Trautmann *et al.*, 2000). L'épaisseur réelle du remplissage sédimentaire demeure inconnue à l'heure actuelle mais, en raisonnant sur la géométrie des corps sédimentaires ainsi que sur le dessin de coupes interprétatives, on pourrait spéculer sans trop de risques sur une épaisseur dépassant le millier de mètres et sans doute est-ce là une limite « *a minima* ». Ces sédiments, constitués de grès, de siltites et d'argilites, immatures en texture mais mature en composition, sont organisés en épaisses séquences ou mégaséquences de comblement d'un vaste bassin sédimentaire dont on ne connaît pas la géométrie fine, pas plus finalement que la nature de son soubassement. L'idée qui prévôt actuellement et qui n'a pas été remise en question est celle que développait déjà C. Le Corre en 1978 pour qui l'origine de la sédimentation du Protérozoïque supérieur 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 et non seulement le décapage d'une cordillère précoce. Les sédiments briovériens seraient donc, 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. Cependant, la raréfaction de certains niveaux conglomératiques vers le Nord traduit 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 fluvialite 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 azoïques (quelques traces « fossiles » plus qu'énigmatiques ont été découvertes autrefois (Lebesconte, 1886) et un microbios de cyanophycées (Mansuy, 1983) a été mis en évidence mais aucune de ces données n'est pertinente dans la caractérisation des milieux sédimentaires et *a fortiori* des milieux de vie à la limite Protérozoïque – Paléozoïque) est très mal connue. Les quelques rares figures sédimentaires découvertes sur la feuille Josselin ne peuvent être interprétées 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. Ce n'est que très rarement que des figures d'action des vagues de tempête (Hummocky Cross Stratification) 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, encore que certainement diachrones de ceux des sédiments de la feuille Josselin. Sur d'autres feuilles de Bretagne centrale (par exemple Rennes ou Janzé, Trautmann *et al.*, 1994 et 2000), des déformations syn-sédimentaires ont été mises en évidence, à la fois au niveau de l'affleurement et au niveau de lames minces. 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. L'absence de telles figures quand on s'éloigne vers l'Ouest (feuilles Ploërmel, Saint-Méen-le-Grand, Loudéac, Josselin) traduit peut-être un éloignement par rapport à ces zones instables et caractériserait des domaines où les pentes seraient bien moins prononcées.

GRANITES VARISQUES

Les quatre dômes plutoniques visibles sur la feuille Josselin (Bignan, Saint-Allouestre, Guéhenno et Lizio) ne forment certainement qu'un seul et même vaste batholite en profondeur, ceci étant plus ou moins étayé par la très forte similarité des faciès au sein des quatre ensembles. Seul le dôme de Bignan montre une hétérogénéité plus complexe mais l'association de leucogranites avec des monzogranites et même des granodiorites est connue par ailleurs en Bretagne centrale pour des plutons varisques. La genèse de granites jalonnant les grandes failles cisailantes nord- et sud-armoricaine (CNA, CSA et branches septentrionales) est un caractère dominant de l'évolution varisque, quel que soit le domaine structural considéré et plus particulièrement dans le domaine centre-armoricain. Ces granites n'ont pas tous été datés mais les âges obtenus montrent une grande cohérence aux alentours de 330-335 Ma, ce qui en fait des plutons appartenant distinctement au cycle hercynien et à l'ensemble des granites dits « précoces ». Sur la feuille Josselin, seul le massif de Guéhenno montre une orientation franche (proto-mylonites) sur son flanc oriental. Les travaux antérieurs localisés plus au Sud et donc plus proches de la faille Malestroit-Angers orientée globalement N°100 ont montré le synchronisme entre la mise en place des granites et la déformation cisailante dextre dont l'expression se traduit par la formation de bandes mylonitiques à ultramylonitiques. Bien que précoces, aucun des granites ne montre de tendance à l'orthogneissification comme cela a été montré pour de nombreux granites d'âge similaire dans le domaine sud-armoricain ou ligério-séan, essentiellement car on est ici en arrière des domaines orogéniques où le métamorphisme régional et la déformation sont restés relativement modérés. L'interprétation des données de la gravimétrie montre que cet ensemble de granites est ancré peu profondément (5 à 6 km) et il faudrait plutôt ici parler de laccolithe en forme de demi-ellipsoïde. L'hypothèse classiquement invoquée pour l'origine de ces granites est une fusion partielle de matériel crustal, sans doute sédimentaire à métasédimentaire (sédiments protérozoïques), dans des gammes de températures et de pressions

assez faibles ($550 < T^{\circ} < 650$ °C ; $5 < P < 6$ kbar). Cette fusion partielle aurait été réalisée par enfouissement de la source en bordure de plaque (Le Corre *et al.*, 1991).

CÉNOZOÏQUE

Paléogène

Sur la feuille Josselin figure la terminaison méridionale de la petite accumulation tertiaire de la Trinité-Porhoët, préservée par effondrement le long de failles orientées N°140-160° et sans doute de failles conjuguées qui se poursuivent sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. Les analyses palynologiques effectuées sur le remplissage sédimentaire ont montré l'âge Cuisien supérieur du dépôt et indiquent un climat de type tropical, très chaud et très humide mais qui tend à s'assécher (Estéoule-Choux *et al.*, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974). Le milieu de dépôt était celui d'un domaine lacustre qui recevait plus ou moins sporadiquement les eaux de ruissellement chargées des produits de démantèlement des profils d'altération : le Cuisien est, sur la surface continentale du Massif armoricain en cours d'élaboration, marqué par l'arrêt temporaire de l'enfoncement des profils d'altération, par des périodes de dégradation des profils et sans doute, par endroits, d'une érosion importante des produits meubles. Ces zones endoréiques de dimension restreinte étaient entourées de marécages auxquels succédaient des forêts palustres. Les failles qui ont permis la préservation des sédiments ont sans doute été créées à la fin de la tectogenèse varisque, peut-être pendant la relaxation gravitaire de la chaîne. Ces failles ont joué à de multiples reprises, notamment au Tertiaire mais surtout à partir de la fin de l'Éocène et à l'Oligocène. Il apparaît peu probable - mais le dépôt de la Trinité-Porhoët est l'unique témoin de cette période en Bretagne, mieux représentée en Vendée - que les aires sédimentaires aient été contrôlées tectoniquement.

Néogène

La présence de Glauconie dans les sédiments et de terriers (Pholades) dans le socle fossilisés par les « sables rouges » ont conduit les auteurs du siècle dernier (Milon, 1926, 1929, 1933 ; Milon *et al.*, 1935 ; Durand, 1960 ; Durand *et al.*, 1962) à considérer qu'ils correspondaient à la sédimentation d'un épisode marin transgressif et étaient les témoins de la dernière grande immersion. Ce schéma paléogéographique a été nettement remis en question au cours de ces dix dernières années (Bonnet, 1998 ; Guillocheau *et al.*, 1998 ; Brault 2000, 2002). Toutes les accumulations pliocènes de Bretagne ont été ainsi « revisitées » et les conclusions de toutes les études conduisent à imaginer plutôt un remplissage fluvial de paléovallées, évoluant vers un

remplissage de paléorias en domaine d'estuaire interne. Les dépôts de Réguiny – Radenac ont particulièrement été la cible de ces nouvelles études car des carrières importantes y étaient implantées, montrant des fronts de tailles conséquents où les associations sédimentaires pouvaient être facilement observées depuis les niveaux de base disposés sur le socle briovérien érodé (pas d'altérite) jusqu'aux niveaux stratigraphiquement les plus élevés et proches des dépôts du Quaternaire. L'interprétation des faciès sédimentaires en termes de milieu de dépôt, conduit à la reconnaissance de cônes alluviaux, de rivières en tresse, de rivières faiblement sinueuses et d'estuaire interne. Les faciès caractérisés ne montrent jamais d'écoulements oscillatoires (litage oblique en mamelon, litages et rides de vagues) qui traduisent soit un domaine marin ouvert, soit un milieu lacustre de grande étendue. Les traces d'activité biologique sont rares, peu diversifiées et essentiellement constituées de terriers verticaux (ichnoociès *Glossifungites*). 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). Le passage de l'unité inférieure à l'unité supérieure se fait par l'intermédiaire de faisceaux de lamines à faible taux de préservation et de surfaces d'érosion. D'un point de vue stratigraphique, les unités enregistrent 4 cycles successifs avec pour chacune un cycle de chute (progradation) et un cycle de montée (rétrogradation). Le cycle de chute de la première unité correspond à l'incision du réseau de paléovallées. Ces cycles s'enchaînent selon une tendance globale à la remontée du niveau de base, la dernière invasion marine étant toujours la plus importante. Cette tendance générale rétrogradante est systématique pour toutes les paléovallées bretonnes. Compte tenu de l'âge de l'unité supérieure, le maximum de transgression pourrait être l'inondation reuvérienne. L'évolution stratigraphique des paléovallées peut être mise en relation avec les grands événements tectoniques, climatiques et eustatiques qui affectent à cette époque le domaine ouest-européen. Deux bas niveaux eustatiques d'origine climatique sont connus au Tortonien basal (11 Ma) et au Messinien (5,5 Ma), le bas niveau du Tortonien étant le plus important. Cette baisse eustatique tortonienne est contemporaine d'événements tectoniques majeurs associés au changement de pôle de rotation des plaques Afrique-Eurasie et du régime de contraintes. Ainsi, l'incision du réseau de paléovallées pourrait être Tortonien basal, la phase de chute du deuxième cycle de variation du niveau de base pouvant être d'âge Messinien. L'inondation maximale est probablement atteinte au Reuvérien (Argiles de Saint-Jean-La-Poterie, Morzadec-Kerfourn, 1997) entre 2,7 et 2,4 Ma.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'intégralité de la feuille Josselin se situe dans le domaine varisque centre-armoricain, qui correspond globalement à un domaine où les roches n'ont été que modérément affectées par le métamorphisme régional et la déformation liés à l'orogénèse varisque, essentiellement parce qu'elles se situent entre deux décrochements intracrustaux (cisaillement sud et nord armoricain) qui accommodent la convergence lithosphérique. Les mesures structurales sur le terrain ne posent pas de problèmes majeurs mais sont concentrées essentiellement dans les vallées car ailleurs, le recouvrement en formations superficielles devient trop important et l'accès aux niveaux inférieurs, excepté dans des secteurs particuliers où des carrières ont été ouvertes (Guénolay au Nord-Ouest de la feuille par exemple), est limité. Ces mesures, localisées essentiellement sur les bords de l'Oust et du Lié pourraient éventuellement comporter un biais car ces vallées se sont justement installées sur des domaines où une tectonique cassante tardi à post-hercynienne s'est manifestée. Néanmoins, les informations récoltées semblent cohérentes entre elles à travers l'ensemble de la feuille, ce qui semble minimiser les rotations ou déplacements liés à l'activité initiale de ces failles ou à leur jeu plus récent.

ÉVÈNEMENTS ANTE-VARISQUES

Nulle part sur la feuille Josselin n'a pu être mise en évidence de façon précise une déformation et/ou une schistosité antérieures aux phénomènes varisques. Dans certains autres secteurs de Bretagne centrale, une déformation (D0) est invoquée, pour expliquer la divergence entre les directions axiales des plis observés dans le Paléozoïque et dans le Protéro-Paléozoïque : ce dernier aurait été affecté par une déformation modérée, sans schistosité associée, se traduisant par des plis amples ou des basculements, au moins de façon locale. Localement en Bretagne centrale et dans la région de Rennes, plus généralement dans le Briovérien du Finistère, des plis serrés parfois recoupés par la surface transgressive ordovicienne peuvent être observés : ils ont régulièrement été interprétés comme des slumps (glissement de la couverture) synsédimentaires associés à des pentes pouvant parfois avoir été assez fortes. Des données nouvelles sur l'âge de certains granites en Bretagne centrale suggèrent que l'activité tectonique à la limite Protérozoïque – Paléozoïque a été plus importante que la création d'un « simple » système de rift : dans les prémices de cette tectonique, et antérieurement au dépôt des séries de l'Arénig, des basculements et/ou des rotations et/ou la création de systèmes faillés ont pu prendre place, avant que ne se développe l'extension proprement dite avec mise en place de blocs basculés.

Au Nord de la limite de la feuille Josselin, sur la feuille Loudéac (en préparation), deux localités montrent des plans s1 et s0 à fort pendage et fortement sécants l'un sur l'autre. Ces intersections définissent des linéations

(N70/68 et N°69/84) fortement pentées. Dans les deux cas, la stratification ne montre pas de caractères particuliers (slumps) et correspond à des lits centimétriques sub-parallèles entre eux. Une déformation postérieure à S1 qui conduirait à cette géométrie semble exclue puisque la direction de S1 coïncide globalement avec la direction régionale. Ces linéations d'intersection à très fortes pentes suggèrent donc un plissement autour d'axes à fort plongement. Malheureusement, ces observations sont ponctuelles et ne peuvent être étendues ailleurs sur la feuille Loudéac, pas plus que sur la feuille Josselin. Pourtant, elles sont importantes car elles témoignent peut-être d'une déformation ou en tout cas d'une organisation géométrique particulière antérieure à la phase structurante principale.

ÉVÈNEMENTS VARISQUES

Notation S0-1

La notation S0-1 a été utilisée ponctuellement sur la carte. Elle correspond aux secteurs où la schistosité S1 (voir plus loin) est soit orientée parallèlement (ou avec un angle très faible) à la stratification S0, soit aux secteurs où l'identification des plans de stratification est difficile (zones pélitiques sans variations notables dans la taille des grains). Dans ce derniers cas de figure, il s'agit plus certainement de plans S1 qui ont été mesurés ; dans le premier cas, il s'agit de « coïncidences » et S0-1 ne correspond pas à la stricte et classique définition d'une fabrique S0-1 (transposition de la stratification dans une schistosité très pénétrative).

Schistosité S1, Déformation D1

Une schistosité S1 est bien développée à travers les sédiments protéro-paléozoïques dans tout le secteur d'étude. Dans les ensembles b2 et plus particulièrement b2S au Nord de la feuille, l'intensité de la schistosité S1 peut être variable mais il s'agit le plus souvent d'une schistosité de fracture avec localement début de recristallisation. Elle est soulignée normalement par l'alignement des micas (muscovite, séricite). Très ponctuellement, dans l'ensemble b2 mais aussi dans certaines parties plus pélitiques de l'ensemble b4, la schistosité est de type flux (pouvant très exceptionnellement aller jusqu'à une schistosité de type flux ardoisier). Dans les faciès fins b3S du Sud de la feuille, ainsi que dans les domaines atteints par le métamorphisme de contact des plutons varisques (métamorphisme de l'ensemble b3), la schistosité est généralement plus marquée, de type flux, souvent de type flux ardoisier (Château de Josselin par exemple). Même si ce caractère ne devrait pas intervenir dans la distinction des ensembles lithologiques, il est néanmoins un des critères essentiels (mais pas unique) dans la séparation entre les sédiments indicés b2 et les sédiments indicés b3. Cette schistosité S1 est contemporaine d'une déformation compressive D1 dont le taux de

raccourcissement peut être estimé à 1 : 6 sur le bel affleurement du Château de Josselin où des veines de quartz anté-cinématiques, orientées initialement parallèlement à la direction de compression ont été déformées. Ni sur les macro-échantillons, ni en lames minces il n'a été observé d'aplatissement des grains de quartz ou de feldspath, ce qui indique un degré de déformation dans l'ensemble plutôt modéré.

Des plis centi- à décamétriques peuvent être observés sur presque l'ensemble de la feuille. Il s'agit de structures de dimension réduite mais qui sont les reflets de la structure « en grand » de la zone étudiée, qui n'est perceptible qu'à l'échelle de la carte si l'hypothèse de corrélation entre les différents faciès s'avère plus ou moins correcte. Aucune linéation d'étirement n'a été observée sur le terrain et les linéations mesurées correspondent à des axes de plis et des linéations d'intersection. La trop faible quantité de données et densité des mesures rend difficile la classification de la déformation mais les linéations semblent toutes plonger très modérément dans une seule direction ce qui irait plutôt dans le sens d'une déformation coaxiale. La plupart des linéations d'intersection s0-s1 plongent globalement faiblement vers l'Ouest ce qui coïncide avec la direction des axes de plis D1. Dans certains cas, cette orientation est distinctement perturbée par une fracturation postérieure et présente des linéations qui plongent plus fortement vers l'Est.

Des plis relatifs à la déformation D1 ont clairement été identifiés, notamment dans la région de Pleugriffet. Dans ce secteur, ce sont des plis cylindriques métriques à légère vergence sud et qui sont caractérisés par un angle ouvert entre les deux flancs avec un plan axial dont le plongement reste soit modéré vers le Nord-Est, soit très faible vers l'Ouest. D'autres localités, comme à Saint-Maugan, au Chargeois, à Pomeleuc (Vallée de l'Oust) ou Siviac (vallée de l'Evel) et Naizin (vallée du Coët-Dan) présente des plis de forme, de vergence, de direction et plongement axiaux somme toute assez similaires. Ces plis, à flancs relativement peu pentés et à schistosité de plan axial, semblent représenter le style commun de la déformation majeure D1. Cependant, quelques stations (Guénolay, Josselin) présente des variations qu'il peut être parfois difficile d'intégrer dans le schéma d'ensemble. Dans les environs de Josselin, et plus on se rapproche des contacts granitiques, les plis, s'ils conservent des plongements axiaux faibles essentiellement vers l'Est, présentent une vergence bien plus marquée avec fréquemment un déversement au Sud. Dans cette partie sud du domaine varisque centre-armoricain, des plis similaires sont bien connus et facilement mis en évidence dans l'unité b3 de la feuille Ploërmel ou dans la région de Malestroit. Cette particularité, à laquelle il faut associer une schistosité de plan axial plus marquée, témoigne d'une intensification de la déformation dans les domaines méridionaux, ce qui est au demeurant cohérent avec le schéma structural du Massif armoricain puisque l'on se rapproche des zones à fort impact hercynien. La carrière de Quénolay, au Nord-Ouest de la feuille permet l'observation de plis pluri-décamétriques cylindriques à vergence N-NW

et à plan axial plongeant au Sud et Sud-Est. Ceci semble en désaccord avec les observations générales effectuées dans les autres secteurs de la carte mais s'accorde assez bien avec les variations importantes observées dans les directions de stratification et de schistosité pour ce secteur au Nord d'un faisceau de failles présumé qui poursuit au Sud la faille de la Prénessaye. Cette rotation des mesures structurales dans ce secteur avait déjà été mentionnée pour le Sud de la feuille Pontivy mais aucune explication satisfaisante n'est avancée. Elle est certainement à mettre en relation soit avec une perturbation liée au fonctionnement postérieur de failles, soit en relation avec la mise en place du granite de Pontivy (345 Ma) qui aurait précocement structuré ce secteur.

Schistosité S2, Déformation D2

Des structures D2 ont clairement été identifiées en plusieurs localités espacées, à la fois sur les feuilles Pontivy, Loudéac et Josselin, ce qui atteste une distribution spatiale plus large que ce qui était attendu mais il ne semble pas qu'elle soit forcément généralisée. Une schistosité S2 avait déjà été décrite dans la région (coupe de la Chèze, feuille Loudéac, feuille Pontivy) dans les sédiments peu métamorphiques du Protéro-Paléozoïque. Particulièrement au Nord et à l'Ouest de la feuille Josselin, cette structuration S2 avait été rapprochée soit d'une déformation ductile mais localisée des couloirs cisailants en domaine méso à catazonal (couloir cisailant senestre entre les massifs de Pontivy et de Rostrenen), soit d'une déformation liée aux passages de failles décrochantes senestres dans le reste du domaine épizonal. Sur la feuille Josselin, des structures cisailantes senestres, associées à une schistosité de crénulation de S1, sont mises en évidence au voisinage immédiat des bordures de certains lobes granitiques : elles sont bien reconnues dans le secteur de la Ville Martel à l'Est du Granite de Guéhenno et dans le triangle métamorphique au Sud de Saint-Allouestre, entre les massifs de Saint-Allouestre, Bignan et Guéhenno.

L'étude structurale détaillée conduite sur quelques affleurements précis dans le domaine protéro-paléozoïque (Saint-Maugan, Pomeleuc et Josselin) montre que S2 correspond à une fabrique pénétrative planaire, régulièrement orientée N50-60 et à pendage vers l'Est toujours assez fort ($> 70^\circ$). Sur le terrain, cette schistosité S2 correspond globalement à une crénulation de la schistosité S1. Elle est plan axial de plis P2 dont l'amplitude varie du centimètre à la dizaine de mètres.

ÉVÈNEMENTS POST-VARISQUES

Les failles sont particulièrement peu visibles sur le terrain et ont été positionnées essentiellement en regard des décalages cartographiques. Localement, l'association avec des filons de quartz importants a été utilisée.

Le système de failles principal (Oust) est orienté N140-160 et est parallèle à l'ensemble de référence de Quessoy – Nort-sur-Erdre et constituent les structures cassantes majeures, bien que peu visibles ici, qui ont été réactivées à plusieurs reprises, notamment au Cénozoïque. Ce système de failles N140-160 est l'expression d'une tectonique en extension qui se serait manifestée peut être déjà au Silurien inférieur. Elles ont été réactivées en contexte extensif vraisemblablement au Permo-Trias (étalement gravitaire de la chaîne hercynienne ?) et au Cénozoïque (Éocène supérieur, Oligocène) lors de l'ouverture du Rift Ouest-européen. L'importance de la participation de ces failles lors de l'ouverture de l'Atlantique et du golfe de Gascogne n'est pas connue.

Le système orienté N40 est associé dans certaines portions de la feuille à des décrochements cisailants senestres (entre les massifs de Lizio et de Guéhenno par exemple) et auraient par leur jeu conjugué de celui de la faille dextre de Angers-Malestroit permis, ou au moins participé, à l'intrusion des granites leucocrates. Cette seconde direction, qui était en fait certainement une direction héritée et donc peut être antérieure même à la direction N140-160, a été réactivée aussi à plusieurs reprises : lors d'une phase tardive de la compression hercynienne avec accentuation ou localement développement d'une schistosité associée (S2) et lors de réactivations ultérieures, notamment tout au cours du Cénozoïque, accompagnant ainsi les mouvements sur les failles N140-N160.

Quelques chevauchements mineurs ont pu être mis en évidence dans le secteur de la Chapelle-Saint-Maudan. Des structures similaires ont été observées pour les feuilles voisines, notamment celles de Saint-Méen-le-Grand, dans les environs de Mauron. Ils sont figurés sur la coupe, peut être de manière un peu trop prononcée. De direction globalement N90, leur rejet restent toujours faibles. Ils pourraient correspondre à une phase de serrage tardive, postérieure à la schistogenèse et à la déformation principale.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

PROTÉRO-PALÉOZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE

Les sédiments constituant l'ensemble des séries briovériennes exposées en Bretagne centrale ont vraisemblablement pour origine principale l'abrasion et le démantèlement d'une importante chaîne érigée lors de la longue histoire cadomienne du Massif armoricain s'étalant globalement entre 750 et 520 Ma. Les séries briovériennes de Bretagne centrale ne sont pas synchrones sur l'ensemble du territoire et nul n'est en mesure aujourd'hui de déterminer réellement les axes principaux d'alimentation du bassin : à la composante d'alimentation septentrionale que semble indiquer le degré de maturité des

sédiments quand on va vers le Sud, il faut opposer les conglomérats à galets de quartz qui, s'interrompant progressivement vers le Nord, traduiraient une alimentation, au moins sporadique, depuis des domaines émergés situés au Sud. L'histoire du bassin briovérien peut, elle aussi, être discutée et certainement au cours de sa longue histoire, le bassin n'est-il pas resté constamment dans un contexte géodynamique unique. Aujourd'hui, l'hypothèse retenue est celle d'un bassin de nature extensive, située en domaine intraplaque, en arrière de la zone orogénique cadomienne. Le remplissage correspondrait dans un premier temps à des séries mixtes volcano-sédimentaires (Briovérien de la région de Saint-Brieuc) puis dans un deuxième temps à des séries de remplissage dont le matériel proviendrait, pour partie, de la chaîne érigée (Briovérien de Bretagne centrale et de Mayenne) ; une partie de la sédimentation a pu se dérouler bien après la limite théorique entre le Protérozoïque et le Paléozoïque, pendant une bonne partie du Cambrien. Le domaine est émergé, altéré et peut être plus ou moins aplani avant l'Ordovicien basal.

Le ou les épisodes tectoniques ordoviciens ont, semble-t-il, largement été sous-estimés en Bretagne centrale ; ils étaient mieux connus dans l'Ouest du Massif armoricain où quelques massifs granodioritiques, trondhjémiques et quartzo-dioritiques ont été datés entre 500 et 470 Ma (Barrière *et al.*, 1971 ; Béchenec *et al.*, 2001) dans le domaine Centre-armoricain. Le contexte de mise en place de ces massifs est encore largement méconnu mais la géodynamique générale de la plate-forme armoricaine à cette époque suggère une genèse au sein d'une croûte continentale amincie (Cocherie et Carpenter, 1979), associée à un processus d'extension continentale (les analyses géochimiques ne sont pas vraiment en accord avec cette interprétation puisque ces massifs possèdent des signatures calco-alkaline à tholéitique). On connaissait depuis quelques décennies (Vidal, 1976) l'âge ordovicien (495 ± 40 Ma) du protolithe des orthogneiss de Plouguenast et des massifs tonalitiques à granodioritiques de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas situés au Nord de la feuille Josselin, en partie sur la feuille Loudéac. Des mesures radiochronologiques récentes (feuille Saint-Méen-le-Grand et feuille Loudéac, à paraître) montrent qu'à ces manifestations plutoniques, il faille maintenant rajouter les Massifs de Plémet-Ménéac (Granite de Ménéac daté à 468 ± 5 Ma par méthode U-Pb sur zircon et granodiorite de Saint-Lublin datée à 460 ± 7 Ma par méthode U-Pb sur zircon, feuille Loudéac à paraître). Il y a donc, au début de l'Ordovicien, une intense production magmatique en Bretagne centrale (ou tout au moins dans l'Ouest de la Bretagne centrale) dans un contexte tectonique qui serait celui d'un amincissement crustal (stade proto-rifting sans océanisation ?). La genèse du dôme de Plouguenast ainsi que la mise en place du granite de Saint-Gouéno (daté à 436 ± 6 Ma, feuille Loudéac à paraître) sont certainement ordoviciennes mais les datations Ar/Ar suggèrent un événement thermique vers 340-320 Ma (Gumiaux *et al.*, 2004). Sur la feuille Josselin, il ne subsiste pas de témoins reconnus de cette tectonique ordovicienne (pas d'intrusion) et les sédiments paléozoïques ne sont pas représentés. Sur les feuilles voisines, les premiers

sédiments attribués au Paléozoïque reposent en discordance sur le Briovérien. Dans les premiers temps, interprétée comme une manifestation tardive de la tectonique cadomienne (Cogné, 1962, 1972), la discordance infra-arénigienne est aujourd'hui considérée comme la signature d'un épisode de distension ordovicienne avec création de blocs basculés (Ballard *et al.*, 1986 ; Brun *et al.*, 1991) et production de laves et tufs acides, d'origine crustale (Quété, 1975 ; Dadet *et al.*, 1995), ce qui semble être conforme à l'ébauche de modèle géodynamique ordovicien dans cette partie du Massif armoricain. Les reconstitutions paléogéographiques pour l'intervalle de temps s'étendant depuis la base de l'Ordovicien jusqu'au Silurien (préservé uniquement au cœur de synformes plus à l'Est - feuilles Malestroit et Guer) laissent cependant apparaître que, même si aujourd'hui il n'en subsiste aucune relique sédimentaire, cette portion de Bretagne centrale a été sans aucun doute largement inondée dès la base de l'Ordovicien avec sédimentation tout d'abord des séries de rift (Formation de Pont-Réan) puis, en concordance stratigraphique et scellant la déformation ordovicienne, de la Formation du Grès armoricain. Il s'en suit une assez longue période de stabilité à la fois sédimentaire et surtout tectonique et les sédiments continueront de s'empiler jusqu'aux schistes et quartzites à intercalations ampélitiques des Formations de la Chesnaie et de Pancé.

HISTOIRE VARISQUE

Si l'on excepte les domaines cadomiens nord-breton et normano-breton, l'orogénèse varisque va structurer le Massif armoricain dans les grandes lignes que l'on connaît aujourd'hui, en oblitérant parfois totalement (domaine sud-armoricain breton) les épisodes tectono-métamorphiques et plutoniques antérieurs. Globalement, la chaîne varisque est la conséquence d'une collision (épaississement crustal) entre un super-continent septentrional, la Laurussia (agglomération de deux continents : Laurentia et Baltica par fermeture de l'océan Iapetus - orogénèse calédonienne) et le super-continent méridional du Gondwana. Cette collision fait suite à la fermeture, au Dévono-Carbonifère du vaste océan Rhéique, engendré, au cours du Cambro-Ordovicien, par un processus d'extension de la croûte continentale. Cette évolution orogénique (orogénèse hercynienne) s'étend sur une période de presque 200 Ma et s'achève par une phase d'amincissement de la croûte continentale correspondant au retour à l'équilibre gravitaire et à l'épaisseur normale de la croûte. Pendant cette phase de relaxation thermique et de réajustement isostasique, de grandes failles intracrustales (cisaillement sud et nord-armoricain) disposées en éventail ouvert vers l'Est vont accommoder la déformation et juxtaposer des domaines structuraux très différents. La feuille Josselin est située au Nord du cisaillement sud-armoricain et pour être plus précis, au Nord de la faille Malestroit - Angers, grande faille crustale très similaire au CSA mais qu'il convient de distinguer (entre les deux, on définit le domaine varisque ligéro-sénaise). Elle couvre une partie du domaine varisque de Bretagne centrale où les déformations et le

métamorphisme associés à l'orogénèse hercynienne n'ont finalement que des expressions limitées et donneront un schéma d'ensemble bien moins complexe que celui des domaines sud-armoricains (subduction-obduction océanique vers 370 Ma suivi par un empilement tectonique - épaissement crustal par écaillage continental entre 360 et 330 Ma associé à la mise en place de plutons précoces, puis exhumation des unités de haut grade métamorphique et extrusion de migmatites lors de l'équilibrage gravitaire qui suit, entre globalement 320 et 300 Ma). Le domaine de Bretagne centrale concerné par la feuille Josselin est structuré selon un évènement tectono-métamorphique principal qui se manifeste par une déformation en plis droits relativement amples qui tendent à se déverser progressivement vers le Sud. Ces plis sont associés à une schistosité régionale de fracture, dont l'intensité, souvent modérée, tend à croître (schistosité de flux) à l'approche des domaines granitiques du Sud de la feuille et des grandes failles cisailantes dextres (feuille Elven). Cette tectonique est interprétée dans le cadre d'un cisaillement ductile dextre de l'ensemble du domaine centre-breton, contemporain du fonctionnement du cisaillement sud-armoricain (Gapais et Le Corre, 1980 ; Berthé et Brun, 1980 ; Choukroune *et al.*, 1983 ; Gumiaux *et al.*, 2004). Elle est générée en contexte de convergence continentale selon une direction de raccourcissement orientée NNW-SSE. De façon synchrone, des discontinuités conjuguées des cisaillements dextres principaux (peut-être même antérieures au cisaillement lui-même et héritées d'une structuration cadomienne ?) permettent l'ouverture de pull apart (Bos *et al.*, 1997) et une remontée précoce (environs de 340 Ma) de matériel plutonique (essentiellement de granites peralumineux) d'origine crustale (anatexie de sédiments métasédiments protérozoïques et paléozoïques) ; les trajectoires de schistosité dans l'encaissant sédimentaire autour des plutons granitiques traduisent l'interférence entre les contraintes régionales et les contraintes radiales générées par les remontées magmatiques. Ces granites, déformés (mylonites) sur leur bordure sud en contact avec les failles cisailantes dextres (Berthé, 1980) sont plutôt homogènes et peu déformés sur la feuille Josselin où seule se manifeste une proto-mylonitisation sur le flanc est du Massif de Guéhenno, en relation avec un couloir cisailant senestre, dont le fonctionnement est synchrone de celui de la faille majeure cisailante dextre de Malestroit – Angers. Le climat métamorphique régional est faible (anchi à épizonal) et les sédiments briovériens ne seront que peu modifiés excepté dans l'aurole thermo-métamorphique des granites syn-tectoniques où l'association des marqueurs (silicates d'alumine) indiquent, pour la feuille Josselin, des températures voisines de 600 °C pour des pressions de 5 à 6 kbar.

MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE ANTÉ-MIOCÈNE (BRETAGNE)

Postérieurement à l'orogénèse hercynienne *s.s.*, une phase cassante génère à travers tout le Massif armoricain de grandes failles supracrustales dont les plus connues sont celles du système Kerforn dans le Finistère, des faisceaux de

Quessoy – Nort-sur-Erdre et de Rennes au Centre Bretagne et de Mayenne dans l'Est du massif. Ces grandes fractures se présentent chacune généralement comme une série de failles en relais, sécantes sur les structures hercyniennes et orientées N150 en moyenne. Elles individualisent des blocs à effondrement ou surrection différentielle et possèdent fréquemment une composante décrochante dextre. Sur la feuille Josselin, de telles failles ne semblent pas vraiment s'exprimer : seule la faille de la partie amont de l'Oust pourrait entrer dans cette catégorie, encore que dans une direction légèrement oblique (N130) par rapport aux systèmes précédents. Quelques filons de quartz minéralisés en cassitérite et wolframite possèdent une direction N150, notamment au niveau des granites de Guéhenno et Lizio et sont certainement associés à ce type de structures cassantes. La mise en place des fracturations d'orientation NE-SW telles que celles imaginées au Nord-Ouest de la feuille par l'extension des filons de quartz qui leur sont associés est postérieure à la phase principale de plissement et de schistogenèse (D1-S1). Sur la feuille voisine de Pontivy, ces fractures sont considérées comme « cisailantes senestres », génératrices d'une nouvelle schistosité (notée S2 sur cette feuille) et accompagnées d'intrusions granitiques et doléritiques. Aucun argument n'a été mis en évidence sur la feuille Josselin qui permette de conforter une telle analyse ; on peut simplement signaler qu'aucune schistosité postérieure à la schistosité régionale S1 n'a été découverte dans ce secteur nord-ouest. En revanche, une déformation de la schistosité S1 est ailleurs localement bien visible mais d'intensité modérée : elle pourrait correspondre soit à une évolution tardive, mais dans un continuum de déformation, de la schistosité régionale soit lui être postérieure et liée soit à une autre phase d'aplatissement, soit à des mouvements tardifs sur des failles orientées N40 environ.

On ne connaît que très peu de chose finalement sur l'évolution post-hercynienne du Massif armoricain et notamment sur toute la période couvrant le Mésozoïque qui est fort peu documentée à terre. En effet, sur toute la surface de Bretagne centrale et même sur l'ensemble du Massif armoricain, les témoins sédimentaires n'ont pas été préservés des érosions ultérieures. On ne sait donc pas avec certitude et selon quelle ampleur le Massif a été ennoyé, particulièrement au Jurassique. Quelques filons doléritiques ont été datés aux alentours de 205 Ma (Bellon *et al.*, 1985) dans l'Ouest du Massif armoricain, c'est-à-dire que leur intrusion se situe au tout début de l'ouverture de l'Atlantique médian. De tels filons basiques - tous ne sont pas triasiques et on connaît des filons ordoviciens ainsi que des filons carbonifères - n'ont pas été retrouvés sur la feuille Josselin mais ils existent en Bretagne centrale et sont mentionnés sur les feuilles Ploërmel, Loudéac, Montfort-sur-Meu. Au Crétacé inférieur et lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne, le Massif armoricain est en position d'épaulement de rift, c'est-à-dire sans doute dans une position altitudinale élevée : il est sans doute largement émergé, connaît une ou plusieurs périodes d'altération et l'érosion nourrit en éléments détritiques les bassins

périphériques (Bassin parisien, Bassin d'Aquitaine). Après une période de baisse de l'altitude du bâti en même temps que d'une augmentation du niveau marin qui verra l'installation de la plate-forme du Crétacé supérieur (à partir du Cénomaniens - 95 Ma), le Massif est émergé à la limite Crétacé-Tertiaire (vers 65 Ma), émergence sans doute à corréliser au flambage lithosphérique engendré par la compression pyrénéenne : il est soumis alors à une série d'altérations météoriques importantes avec développement d'épais manteaux kaoliniques (30-40 m vraisemblablement) et il faut sans doute rapprocher les altérites observées sur la feuille Josselin de ces épisodes tertiaires même si la présence d'altérites d'âge crétacé ne peut être écartée. Le développement de ces profils sera régulièrement interrompu et les produits de leur érosion viendront alimenter des cuvettes endoréiques, lacustres et plus ou moins confinées comme celle de la Trinité-Porhoët (aux alentours de 50 Ma). Au Lutétien supérieur (vers 42 Ma), la mer est remontée très fortement sur le massif et il est possible que la Bretagne centrale ait été régulièrement ennoyée. L'altération prend fin à la fin de l'Éocène (Bartoniens - 40 à 37 Ma) et les cuirassements siliceux se développent sur une paléosurface plus haute que la surface actuelle. Dès la fin de l'Éocène (Priaboniens - 37 à 34 Ma) et au début de l'Oligocène, les produits de l'érosion des profils d'altération viennent progressivement combler des zones subsidentes liées à une réactivation flexurale des failles N150 dans un contexte extensif pour toute la plaque ouest-européenne (ouverture du fossé des Limagne, graben du Rhin...). Ce régime perdure pendant l'Oligocène inférieur (Rupéliens - 34 à 28 Ma) et l'abaissement du bâti armoricain est suffisant pour qu'une transgression marine succédant à un régime lacustre puis saumâtre atteigne la région de Rennes, les régions du Sud de Ploërmel et de Guer avec installation d'une plate-forme carbonatée. La préservation assez importante des profils d'altération sur la feuille Josselin indiquerait en première approche que cette transgression oligocène n'a pas atteint cette région mais la plate-forme marine a certainement eu une extension bien plus importante que ne le laissent supposer les quelques reliques préservées. Enfin, dès la fin de l'Oligocène inférieur (passage au Chattien - 28 Ma), une émergence rapide du Massif, reliée à un bas niveau marin, provoque une reprise en érosion et les incisions modèlent un nouveau relief. L'ennoyage suivant, au Langhien-Serravaliens (Miocène moyen - 14 à 11 Ma) se fera sur une topographie irrégulière (subsidence locales, paléovallées, dépressions) et sera sans doute le plus important du Tertiaire avec installation des dépôts des faluns (sables coquilliers) dans un vaste golfe peu profond qui devait joindre la Bretagne nord et la Normandie à l'Anjou. Pendant cet épisode, les hauts granitiques ainsi que les hauts topographiques sur les roches paléozoïques n'ont cependant sans doute pas été immergés alors que les hauts niveaux marins auraient dû le permettre : la surface continentale paléogène ne se présentait donc toujours pas dans son état actuel (position altimétrique plus élevée).

MIOCÈNE – PLIOCÈNE ET QUATERNAIRE (RÉGION DE JOSSELIN)

Si les sédiments de l'ère mésozoïque et du début de l'ère cénozoïque (Paléogène, début du Néogène) ne se sont pas déposés ou ont été érodés sur la feuille Josselin, cette feuille a la particularité de présenter parmi les plus beaux affleurements de la fin du Néogène (Miocène terminal et Pliocène) et du Quaternaire continental que l'on peut observer en Bretagne. Les études dans ces dix dernières années ont repris en intégralité les travaux antérieurs en proposant une nouvelle interprétation des milieux de dépôts. Les gisements de sables et conglomérats de Régigny et Radenac correspondent au remplissage sédimentaire fluvial à estuarien de paléovallées et paléorivages dont l'individualisation primitive est une incision profonde du bâti armoricain d'âge Tortonien basal (environ 11 Ma), reliée à une chute du niveau de base, suivie peu de temps après (Messinien : 5,5 Ma) par une seconde phase d'incision, sans doute moins marquée que la première, et peut-être à composante tectonique. Les mesures ESR montrent qu'à ces deux périodes d'incision succèdent des périodes de sédimentation (systèmes alluviaux distaux et estuaire interne) avec une première unité qui se met en place aux alentours de 7 Ma (Miocène final) et une seconde datée aux alentours de 3,3-3,5 Ma (Pliocène supérieur – Plaisancien), les deux cycles s'enchaînant selon une tendance globale à la remontée du niveau de base. Le maximum transgressif (inondation reuvérienne) est atteint vers 2,4-2,7 Ma mais les dépôts qui en témoignent [argiles et noires de Saint-Jean-la-Poterie (feuille Redon) ou de Pélineuc (feuille Montfort-sur-Meu)] ont sans doute été décapés sur la feuille Josselin.

Le Quaternaire est d'abord marqué par un changement dans les directions d'écoulement des rivières : ceci est bien visible à Régigny bien que l'on soit encore dans des sédiments attribués à la fin du Pliocène. Quelques dépôts en bordure de la vallée de l'Oust mais en position altimétrique élevée, identique à celle des dépôts tertiaires, pourraient être rattachés à cette période. Ensuite, au Quaternaire, se succèdent plusieurs phases d'incisions qui vont être plus marquées encore que celle du Tortonien : au facteur climatique, il faut sans doute rajouter un facteur tectonique lié à un uplift articulé sur des failles majeures réactivées. Cette tectonique encore mal définie est sans doute à corrélérer avec la poussée alpine et la réponse de la lithosphère en avant du front de déformation principal. Au Quaternaire, les alternances climatiques vont déterminer des périodes froides et humides (climat périglaciaire) alternant avec des périodes tempérées plus courtes (interglaciaires). Lors des périodes froides, la combinaison des phases de fauchage, gélifluxion, cryoturbation et des phases de stabilisation ont vu le début de la mise en place des formations de versant (« head » au sens très large). L'âge de l'individualisation des premières terrasses fluviales, incisées par le réseau actuel, est mal connu. Des arguments archéologiques (bassin versant de la Vilaine, Monnier *et al.*, 1981) permettent de proposer une âge « Cromérien », c'est-à-dire entre 780 000 et

500 000 ans. Le remplissage sédimentaire des terrasses est vraisemblablement d'origine climatique (Bonnet, 1998) et pourrait correspondre, compte tenu du régime hydraulique contrasté des rivières pendant ces périodes froides, à des débâcles temporaires intervenant soit au passage glaciaire-interglaciaire, soit lors d'un court réchauffement au sein d'un épisode glaciaire, l'incision et le façonnement des terrasses ne pouvant, selon S. Bonnet, 1998, intervenir qu'en dehors des maxima glaciaires.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

LES SOLS

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 Boulaine, 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. Les matériaux parentaux regroupent les formations de socle plus ou moins altérées, et les matériaux déplacés comme les dépôts fluviaux, les dépôts de versant ou les apports éoliens. 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.

Les informations pédologiques utilisées pour construire ce chapitre proviennent d'une part de l'acquisition de données de terrain dans le cadre du volet cartographique à 1/250 000 du programme sols de Bretagne (programme Inventaire Gestion et Conservation des Sols), et d'autre part de la carte pédologique du bassin versant du Coët-Dan levée à grande échelle (1/10 000 à 1/25 000) couvrant une superficie de 12 km² environ, essentiellement sur la commune de Naizin (Walter et Curmi, 1998).

Sols des matériaux briovériens. Il s'agit principalement de matériaux schisteux tendres, dont la fragilité explique que ces sols sont assez profonds : ils ont généralement plus de 60 cm d'épaisseur. Les sols développés à partir de schistes tendres ont une texture limoneuse (10 à 20 % d'argile granulométrique). 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 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. Ces sols sont généralement bien drainés, à l'exception des zones de bas de versant qui concentrent les flux d'eau en période hivernale. 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 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 secteurs présentant un drainage latéral insuffisant (zones de plateau ou de replat) et un horizon d'altération peu perméable peuvent également être affectés par l'hydromorphie. Sur les schistes briovériens, les sols sont majoritairement de type Brunisols (selon le Référentiel Pédologique : Baize et Girard, 2008) moyennement profonds, bien drainés à peu hydromorphes. Des Néoluvisols et des Luvisols (sols affectés par des phénomènes de lessivage de l'argile : appauvrissement en argile des horizons supérieurs au profit des horizons sous-jacents) sont également rencontrés principalement en position de plateau. Les sols lessivés présentent une discontinuité texturale qui a pour conséquences de favoriser l'apparition de l'hydromorphie et de diminuer la stabilité structurale dans les horizons appauvris. La dégradation morphologique est un processus pédologique plus poussé qui peut concerner les Néoluvisols et les Luvisols localisés notamment à la jonction entre le versant et le domaine colluvio-alluvial. La dégradation 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.

Sols des zones gréseuses du Briovérien. L'hétérogénéité des matériaux briovériens se manifeste par la présence de zones gréseuses, qui se caractérisent essentiellement par 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.

Sols des formations métamorphiques. Ces formations sont rencontrées au Sud de la feuille Josselin dominée par un paysage agricole mixte avec la présence plus importante de bosquets. Ces formations regroupent des schistes micacés et des micaschistes. Les sols issus de ces matériaux ont une texture limono-argileuse à limoneuse, voire limono-sablo-argileuse, avec des

proportions d'argile de 18 à 20 %, 65 à 75 % de limons et 10 à 15 % de sables. Ces matériaux présents sur la feuille Josselin sont assez friables, et les sols qui en sont issus contiennent en général peu d'éléments grossiers. En conséquence, ces sols sont sensibles à la battance. La transition entre le sol et la roche-mère passe toujours par la présence d'un horizon d'altération, sauf si celui-ci a été tronqué par des processus d'érosion. Ces horizons sont bien développés et présentent une épaisseur moyenne de 40 à 50 cm, qui peut être largement supérieure à 1 m. Ces horizons d'altération ont souvent un toucher talqueux caractéristique et sont constitués à moins de 10 % d'éléments grossiers de moins de 1 cm de forme plaquettaire ou irrégulière. Ces sols sont en général peu affectés par les phénomènes d'hydromorphie. Ceux qui le sont se localisent surtout sur les plateaux. Les sols issus des formations métamorphiques sont en général des Brunisols moyennement à peu profond, l'altération débutant généralement entre 40 et 70 cm. Les sols les moins épais sont rencontrés dans les pentes plus ou moins fortes. Les potentialités agricoles de ces sols sont essentiellement contraintes par le manque de profondeur.

Sols des formations plutoniques. Les massifs granitiques présents dans la partie sud de la feuille Josselin portent des sols dont la granulométrie est beaucoup plus grossière que sur les formations décrites précédemment. Les textures sont généralement de type sablo-argilo-limoneuse voire limono-sablo-argileuse, soit 15 à 18 % d'argile et 25 à 50 % de sable, avec souvent moins de 5 % d'éléments grossiers. La principale conséquence est la perméabilité importante de ces sols et donc une faible réserve utile. Les sols des massifs granitiques de la feuille Josselin se caractérisent par une teneur importante (supérieure à 5 %) en matières organiques des horizons de surface. L'acidité de ces sols ralentit la minéralisation des matières organiques. Leurs teneurs importantes confèrent à la terre une bonne stabilité structurale et une couleur très foncée, donc un réchauffement rapide. Ces sols sont cultivés, mais la part de prairies et de zones boisées est plus importante que sur les formations du Briovérien et métamorphiques. Les sols développés dans les formations plutoniques sont le plus souvent des Brunisols profonds d'au moins 50 cm, qui peuvent être érodés sur les buttes sommitales ou les versants pentus (Rankosols de 20 à 30 cm d'épaisseur, avec environ 20 % de graviers). Du fait de leur forte perméabilité, ces sols sont très majoritairement bien drainés et ne présentent pas de traces d'hydromorphie. En bas de versant, des processus de lessivage et d'engorgement en eau peuvent conduire à la formation de Luvisols-Rédoxisols. Ces sols sont généralement non cultivés, maintenus en prairie, boisés ou en friche. Le contact entre le sol et la roche-mère peut se faire de façon très nette ou par l'intermédiaire d'un horizon d'altération très riche en sable.

Sols des formations superficielles

Sols des terrasses (dépôts fluviatiles anciens). Les secteurs concernés par les dépôts fluviatiles anciens sont essentiellement associés à l'Oust, même si des sols sur terrasses ont été mis en évidence autour de son affluent, le Lié, et à proximité du Ninian, 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, Néoluvisols et Luvisols sur ces formations alluviales anciennes. Le caractère hydromorphe des sols s'affirme dans les positions basses, sous influence du système alluvial. Les sols sont alors des Redoxisols. En surface, ces sols ont des textures variables, et contiennent environ 17 à 18 % d'argile et parfois plus de 25 % 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 cm 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.

Les sédiments fluviatiles localisés dans la forêt de Lanouée, à 3 km à l'Ouest de Mohon ont été rattachés précédemment à un épandage probablement relié à un réseau hydrographique antérieur à l'Oust actuel et aujourd'hui disparu. La combinaison de matériaux très filtrants et d'une végétation acidifiante a conduit au développement de processus de podzolisation (altération biogéochimique poussée des minéraux par des composés organiques, puis migration et immobilisation des composés organiques et minéraux). Ces sols sont très acides et très pauvres chimiquement.

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. 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 Fluvisols, caractérisés

par la superposition souvent désordonnée de matériaux colluvionnés des versants et de matériaux apportés par le cours d'eau lors des crues. Les sols du domaine alluvio-colluvial sont pratiquement systématiquement marqués 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 peuvent 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. Dans les vallées les plus larges de la feuille de Josselin (l'Oust, le Lié et le Ninian), des horizons d'origine alluviale sableux et graveleux sont retrouvés, alors que les dépôts sont plutôt limono-argileux dans les vallées d'ordre faible. Il est possible de rencontrer des niveaux tourbeux, mais ces formations sont anecdotiques sur la feuille de Josselin, étant sans doute masquées par les dépôts plus récents. 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-Oudoux *et al.* (1998), les zones humides de fond de vallée sont bien représentées dans les massifs anciens mollement vallonnés où les nappes superficielles sont souvent affleurantes. Dans le Massif armoricain, ces zones insérées au cœur d'un paysage agricole intensif couvrent 15 à 20 % de la surface des sols. Les zones humides de bas-fonds 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 (Brunisols, Neoluviosols, 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 μm). Du fait de leur teneur élevée en sable, ces sols sont drainants, séchants et peu affectés par l'hydromorphie.

La présence de *limons éoliens* a été mise en évidence, essentiellement dans la partie nord de la feuille Josselin et de façon extrêmement sporadique. Les sols développés dans ces matériaux sont essentiellement des Brunisols et des Néoluvisols. D'un point de vue agronomique, ce sont d'excellents sols, du fait de leur profondeur, de leur texture limoneuse (très bonne réserve utile) et de l'absence de cailloux qui facilite le travail du sol.

Globalement, les sols de la feuille Josselin sont favorables d'un point de vue agronomique. Ils sont plutôt limoneux et acides, étant principalement développés à partir de matériaux parentaux riches en silice. Par ses pratiques d'amendement, l'Homme 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 culturales sont des leviers permettant de prendre en compte si ce n'est corriger cette contrainte. Cependant, les fonctions environnementales des sols, et particulièrement des zones humides de bas-fonds doivent être intégrées dans la gestion des sols et de leur occupation en vue de la protection des ressources naturelles.

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères de la feuille Josselin

Les aquifères de socle

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins étendues, la profondeur maximale n'étant pas encore identifiée puisque des fractures ouvertes et productrices à plus de 300 m ont pu être identifiées en Bretagne, on peut maintenant rajouter un concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 contrôlé par l'altération supergène, Lachassagne *et al.*, 2001) :

- les altérites meubles, à porosité importante et faible perméabilité, ont un rôle d'emménagement 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) joue un rôle capacitif et transmissif, en collectant et distribuant les eaux issues de l'horizon d'altération sus-jacent. Ces horizons d'altération sont parallèles, à l'échelle régionale, à la paléosurface contemporaine de l'altération (Mougin, 2008).

La recharge en eau de chaque aquifère est assurée annuellement, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie, pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 25 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. L'aire d'alimentation de chaque aquifère est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être, parfois, indépendante du bassin versant topographique.

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

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

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

Les dispositifs de captage

Les puits

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

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

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

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

Les forages de socle - Résultats connus sur la feuille de Josselin

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

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 305 forages implantés sur le territoire de la feuille de Josselin. Certaines formations ne sont pas recoupées par suffisamment d'ouvrages pour avoir une valeur statistique, les débits et profondeur sont alors à considérer comme indicatives (tabl. 1).

Formation géologique	Effectif	Débits extrêmes (m ³ /h)		Débit moyen (m ³ /h)	Profondeurs extrêmes (m)		Profondeur moyenne (m)
		0	50		26	260	
Schistes et Grès briovériens	232	0	50	8	29	260	65,7
Formations plutoniques	25	1	25	5,8	26	198	70,3
Formations métamorphiques	48	0	45	5,7	26	153	61,5
Ensemble	305	0	50	7,5	26	260	65,4

Tabl. 1 - Débits fournis par les différentes formations géologiques de la feuille Josselin

La profondeur moyenne des ouvrages est de 65,4 m (valeurs extrêmes : 26 et 260 m) et le débit instantané moyen : 7,5 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 50 m³/h). Il faut noter la réalisation d'un grand nombre de forages très profonds pour la région, plus de 25 forages de plus de 100 m de profondeur dont 12 supérieurs à 150 m.

Ce sont les Schistes et Grès briovériens qui sont les formations géologiques les meilleures du secteur avec un débit moyen de 8 m³/h pour une profondeur moyenne de 65,4 m. Les micaschistes affectés par l'intrusion des plutons ne donnent pas de bons résultats contrairement à ce qui peut être observés dans d'autres secteurs de la Bretagne (région de Fougères), les débits moyens se situent à 5,7 m³/h pour une profondeur moyenne de 61,5 m. Les résultats des forages des formations plutoniques sont équivalents à celles des micaschistes avec un débit moyen de 5,8 m³/h pour une profondeur moyenne un peu plus importante de 70,3 m.

Débit instantané et débit d'exploitation

Il faut distinguer le **débit instantané** d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de l'intensité de la fissuration et/ou 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 aquifères sédimentaires du tertiaire.

Les sables et conglomérats de Réguiny et Radenac sont localement exploités pour l'adduction d'eau potable à partir d'un puits peu profond, 5 m. Il est mis en danger par la proximité des carrières d'exploitation du sable.

En 2009, c'est le seul captage d'adduction d'eau potable de la feuille Josselin (tabl. 2).

Commune	Lieu-dit	Débit annuel 2008 (m3)	Teneurs moyennes en Nitrates	N°BSS
RADENAC	PERTU ROUGE	250 000	25	03506X0023

Tabl. 2 - Références du captage d'eau souterraine pour l'eau potable sur la feuille Josselin (350)

QUALITÉ CHIMIQUE DE L'EAU SOUTERRAINE DANS LE SOCLE CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le reste à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation

assez faible (conductivité de 100 à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et une agressivité marquée : la teneur en CO_2 libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

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

Dénitrification naturelle en sous-sol

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

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

L'EAU DU BASSIN TERTIAIRE

L'eau du bassin tertiaire est également acide, peu minéralisée (Cmoyen à 20 °C = 284 mS/cm), sans carbonate et riche en nitrates et en ion ammonium.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Sur la feuille Josselin, il ne subsiste actuellement que quatre carrières encore en activité permanente : la première exploite à Guénolay (Noyal Pontivy) des schistes et grès briovériens (autorisation de 50 000 t/an), les secondes le granite de Guéhenno (ornementation, dallage, cheminée) à la Lande du Moulin (130 000 et 150 000 t/an autorisées) sur la commune de Bignan, la dernière, les sables mio-pliocènes à Radenac (carrière du Moulin) ; toutes les exploitations

de sables sont vouées à une fermeture inéluctable dans les prochaines années : les carrières de Pleugriffet (La Prée Réquémian) ont déjà été condamnées en 2007 et la fermeture de la dernière en exploitation à Radenac (Lafarge Granulats Ouest - l'autre site de la Butte du Pont étant déjà abandonné) d'où sont extraites chaque année 250 000 t de sables pliocènes, est programmée en 2009-2010, essentiellement pour des causes d'appauvrissement du gisement mais aussi parce que les équipements de traitement du sable se situent actuellement sur la commune de Moréac, à plus de trois kilomètres du point d'extraction. Une carrière de granite (au lieu-dit Trévadoret) localisée dans le granite de Lizio – la Villeder a une autorisation d'exploitation (12 000 t/an) mais les travaux sont actuellement suspendus ; une petite carrière de granite située sur la commune de Guéhenno au lieu-dit le Cognel a une également autorisation d'exploitation (40 000 t/an) mais les extractions sont sporadiques. Enfin, une petite carrière ouverte dans les schistes briovériens à Kériel (Naizin) a une autorisation de 200 000 t/an mais fonctionne aussi de manière discontinue.

On retrouve, disséminées mais nombreuses, et notamment sur les flancs des vallées de l'Oust et du Lié ou encore sur les hauts granitiques du Sud de la feuille, des traces d'extraction artisanale à vocation locale. Ces petites carrières ont été utilisées essentiellement pour la construction de grandes fermes sur les domaines granitiques, certaines montrant de beaux moellons ouvragés et anciens, et pour l'empierrement des chemins agricoles dans les domaines schisto-gréseux du Briovérien. Ces dernières sont encore sporadiquement exploitées dans ce même but.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Le territoire de la feuille Josselin est très pauvre en gîtes et indices minéraux et en tous les cas, aucune exploitation n'y a jamais été organisée. Dans l'inventaire minéralogique du Morbihan (1973), le village de Kerfourm, à l'extrême nord-ouest de la feuille est mentionné pour avoir été le siège d'une exploitation et fonderie de fer, sans qu'il soit précisé le lieu exact d'extraction. Il s'agit vraisemblablement d'une confusion au niveau du nom lui-même : en effet, « Kerfourm », traduit par « fourneaux » dans le document signifie plus vraisemblablement « village du four » et n'a jamais été le lieu d'un travail de minerai de fer. À l'opposé, le village des Forges doit son nom à l'implantation d'une activité sidérurgique importante à l'initiative du Duc de Rohan en 1756 : elle travaillait initialement le minerai de fer extrait vraisemblablement dans le secteur de Paimpont en forêt de Brocéliande et cessa son activité en 1864.

La seule ressource potentiellement exploitable sur la feuille Josselin résidait dans les altérites du massif de Guéhenno au lieu-dit la Ville Pierre où des sondages en vue de limiter le gisement de kaolins ont été menés à diverses époques. Les résultats obtenus montrent que le gisement est de faible

extension, d'une profondeur restreinte (inférieure sans doute à 50 m), localisé sur un système faillé à injections de quartz. De plus, les kaolins ne présentent pas une qualité suffisante car le granite n'est que partiellement altéré au-delà des 20 m de profondeur. Les indices de kaolinite sont aussi présents un peu plus à l'Ouest, au lieu-dit le Caranloup mais une faible extension ainsi qu'une épaisseur très restreinte (< 5-10 m) annihilent la potentialité industrielle du gisement. La kaolinite est signalée également sur La Lande de la Vachegarde, vraisemblablement liée à une structure faillée et où du quartz à tourmaline (musée de Vannes) a été trouvé.

De façon plus anecdotique, des gisements d'étain sont signalés (Chauris, 1965) associés aux systèmes faillés orientés N150 qui parcourent le granite Lizio – la Villeder. À l'opposé des gisements de la feuille Ploërmel, ces filons quartzeux ne renferment que de très faibles teneurs en étain (cassitérite) et une teneur en tungstène (wolframite - hübnerite) quasi-nulle : aucune exploitation n'y a jamais été développée mais il est possible que les romains aient tenté une extraction, notamment sur des petits filons métriques localisés tous vers Trévadoret qui montrent encore parfois des signes traduisant un enlèvement de matière (certaines habitations renferment aussi des blocs de quartz blanc qui pourraient éventuellement provenir de ces filons).

Quelques indices de chalcopirite et de limonite sont signalés dans la forêt de Lanouée, à l'Est des Forges. Ces indices n'ont pas été retrouvés mais force est de constater qu'ils coïncident étrangement avec la localisation des ruines de trois camps romains...

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

À l'image de la documentation concernant la préhistoire qui ne nous signale qu'un dolmen au lieu-dit Coet-er-Rui sur la commune de Saint-Allouestre, la zone couverte par la feuille Josselin a été longtemps considérée pour les périodes protohistorique et antique comme pauvre en vestiges, voire un désert « archéologique ». Les catalogues anciens font état de deux fortifications en terre et de quelques enceintes, de souterrains de l'âge du Fer, de nécropoles à tombelles d'époque indéterminée, d'une borne milliaire conservée à Buléon associée au passage d'une voie antique ou encore de quelques découvertes fortuites de mobilier métallique (dépôt de haches à douilles, enfouissements monétaires gallo-romains). Depuis 1989, les survols répétés de la zone dans le cadre de prospections aériennes et les contrôles au sol ont permis de cartographier plusieurs centaines de sites fossoyés désignés par le terme générique d'« enclos ». Ce sont majoritairement des établissements ruraux, à vocation agro-pastorale, délimités par des talus/fossés ou par des palissades, et datables du second âge du Fer et de la période romaine. En 2009, on dénombrait près de

400 habitats pour 500 km², soit un ratio théorique proche d'un site par km², ce qui modifie considérablement les données anciennes sur l'occupation du sol dans cette partie septentrionale du Morbihan.

La répartition des sites recensés est remarquablement homogène, en particulier sur les terroirs dominés par les altérites protérozoïques et les formations métamorphiques. On note un vide documentaire dans la partie sud de la feuille qui coïncide assez fidèlement avec les formations plutoniques (massifs de Bignan, de Guéhénno, de Lizio), avec des effets de bord caractéristiques (entre Sainte-Anne et Le Resto en Buléon, par exemple) lorsqu'on passe d'un type de formations à un autre. Une étude sur les enclos vénètes (Naas, 1999) a montré qu'un déterminisme géologique au sens strict n'était pas pertinent pour rendre compte du phénomène, la détection de fossés comblés étant surtout liée à la disparition du bocage dont l'arasement permet la détection de vestiges enfouis plus anciens. Ceci est particulièrement net sur les sols limoneux où les remembrements drastiques des années 1960 ont façonné des paysages ouverts (semi-openfield) rendus nécessaires à l'époque par les évolutions économiques et le passage à une agriculture intensive alors que les sols sur granites, moins sollicités, ont conservé un paysage bocager plus marqué et des landes résiduelles. Au Nord de la feuille, quelques poches dépourvues d'indices ont été repérées près de Régigny, Naizin et Kerfourm, sur des formations quaternaires d'altérites et de limons remaniés (légendées. Allr) mais le phénomène demanderait à être précisé.

Sur le plan chronologique, seules quelques découvertes de haches à douille pourraient être rattachées au premier âge du Fer (VIII^e-V^e siècles avant notre ère). Pour la période de La Tène (second âge du Fer : V^e siècle - milieu du I^{er} siècle avant notre ère), le site fortifié de 32 ha à Lescouet, à Guégon, un possible oppidum - centre tribal et cultuel ? Agglomération fortifiée avant la lettre ? - témoigne peut-être d'un embryon d'organisation territoriale près de l'Oust, zone frontière entre les Vénètes et les Coriosolites. Des vestiges d'une fortification voisine mais au plan très atypique pour l'âge du fer (médiéval ?) sont encore visibles aux Rivières, à Radenac. Pour cette période, la densité de l'habitat dispersé qui reste la règle témoigne d'un développement démographique et de défrichements sans précédent. Le plan de ces habitats, bien que variable, s'articule autour d'un enclos résidentiel de 2 000 à 5 000 m², souvent emboîté dans un enclos plus vaste ou précédé par des avant-cours aux fonctions diverses (enclos à bétail, activités artisanales ?) et prolongé à la périphérie par des petits fossés parcellaires. Les habitats sont fréquemment associés à La Tène ancienne à des souterrains creusés en sape dans le substrat à partir d'un puits d'accès vertical, comme ceux découverts à Kerfourm, à Guégon et à Lanouée. On note la présence de petits tertres à enclos quadrangulaires (Bréhan, Saint-Allouestre, Guégon) caractéristiques des pratiques funéraires aux VI^e-V^e siècles avant notre ère mais les stèles en granite qu'on retrouve en grand nombre dans le Sud du département restent ici

exceptionnelles (Réguiny, Guégon). Sur le plan topographique, les rebords de plateau et la proximité du réseau hydrographique secondaire semblent avoir été fréquemment recherchés. Les terroirs les mieux documentés (Guégon, Lanouée) montrent des interdistances entre les habitats de l'ordre de un à deux kilomètres (Naas, 1999). Les fouilles de référence au niveau régional ont montré que la durée de vie des sites ruraux variait de un à cinq siècles, incluant de fréquents remaniements. L'ampleur du phénomène des enclos au second âge du fer traduit un mouvement sans précédent de mise en valeur de tous le terroir et une accélération des défrichements bien attestée sur le plan régional par la palynologie.

Après la conquête, la réorganisation administrative s'accompagne localement de la mise en place d'une infrastructure routière (voie vicinale Vannes – Corseul) et peut-être de l'apparition à Lanouée, chez les Coriosolites, d'une petite agglomération si l'on en juge par la densité des vestiges, déjà perceptible pour l'âge du Fer, aux abords d'un gué important et au croisement de deux voies romaines. Des concentrations de vestiges apparaissent à Saint-Allouestre où deux villae à fondations maçonnées ont été localisées par avion à la lisière des massifs de Guéhénno et de Bignan d'où ont été extraits les matériaux (c'est également près du bourg de Guéhénno que des vestiges maçonnés ont été signalés anciennement). Après la conquête et durant tout le Haut-Empire, de nouveaux enclos apparaissent, selon des modèles standardisés à fossés pseudo-orthogonaux. À l'Ouest, dans un triangle Locminé – Kerfourm – Réguiny, les habitats gallo-romains repérables par les clôtures au plan géométrique et par les gisement de tuiles au sol montrent une dispersion très régulière de petits établissements modestes correspondant sans doute à des fermes. Même si les petites exploitations dominent localement, des systèmes d'enclos plus sophistiqués associés à de véritables parcelles atteignant 20 ha de superficie, comme celui découvert à Talvern-Milliero en Moréac, évoquent des domaines plus importants qui ne diffèrent pas des villae classiques hormis les solutions architecturales, adaptées au milieu pauvre en roches, en privilégiant la clôture à fossé et l'emploi de matériaux périssables et de terre cuite pour les constructions (ossature bois, clayonnage et torchis, tuiles). Les découvertes d'enfouissements monétaires du III^e siècle de notre ère dans la partie orientale de la feuille (Guéhénno, Lanouée, Les Forges) témoignent de l'intégration de cette zone frontière dans les circuits commerciaux qui marquent la période faste du Haut-Empire. Enfin, à l'Ouest, de grands enclos associés à des amas considérables de scories de fer comme à La Villeneuve (Bignan) ou La Mi-Voie (Moréac) semblent montrer que les cimentations ferrugineuses présentes sur les formations quaternaires (altérites et limons remaniés) ont été systématiquement exploitées par les gallo-romains dans cette région.

SITES CLASSIQUES

La feuille Josselin, très marquée par un recouvrement de formations superficielles ne se prête que difficilement à des observations dans de bonnes conditions et ne montre que très rarement des affleurements continus. Deux exceptions à cette généralité : la vallée de l'Oust (et dans une moindre mesure celle du Lié), encaissée, permet des observations assez nombreuses et de qualité suffisante sur ses flancs et les domaines granitiques au Sud de la feuille, moins touchés par l'altération de surface et où sont encore accessibles d'anciennes carrières ainsi que des exploitations actuelles.

Domaines granitiques

Le granite de Lizio – la Villeder est observable dans de bonne condition à la carrière maintenant à l'abandon de la Ville Benêt. Depuis Josselin, emprunter la D4 et tourner à droite à la Belle Étoile, en limite de feuille ; prendre ensuite la première à gauche et encore à gauche à la Ville Benêt. La carrière se situe 500 m après ce lieu-dit, avant d'atteindre la Ville Guériff. On y distingue le faciès le plus répandu du granite de Lizio – la Villeder : une roche claire à biotite et muscovite, très peu déformée et traversée dans la partie est de l'affleurement par un petit cortège de filons quartzeux plus ou moins verticaux mais de faible puissance. Ne pas hésiter à contourner le front de taille par le petit chemin embroussaillé qui tourne autour de la carrière pour se rendre dans sa partie sud où sont entreposés de gros blocs à cassure très fraîche. Pour le Granite de Guéhénno, le point d'observation principal se situe dans la carrière des Landes du Moulin, au Sud-Est de Saint-Allouestre. Pour s'y rendre depuis Saint-Allouestre, emprunter la D11 jusqu'au carrefour de Kerihoué puis emprunter la D123. Juste après l'embranchement de Kerhello, une route sur la droite monte à la carrière que l'on rejoint 400 m après l'embranchement. À l'heure des levers, cette carrière est en exploitation et il est nécessaire de demander une autorisation préalable. On pourra y observer le faciès commun du granite de Guéhénno, lequel montre des variabilités dans la couleur, essentiellement liées aux phénomènes d'altération superficielle, selon des géométries plutôt horizontales à l'échelle de la carrière. Les carrières de Kerdel, au Sud de Le Resto montrent un faciès grenu à grain moyen, à biotite et muscovite, présentant la particularité de changer d'une couleur gris clair à une couleur plus rosâtre ou jaunâtre de façon très brusque et selon des géométries associées plutôt à la fracturation subverticale. Cette carrière est aussi en exploitation et possède un atelier de taille et de polissage : il est possible de demander des échantillons ou des chutes au propriétaire. À partir de Guéhénno, on pourra suivre la D123 en direction de Guégon. À 300 m avant le lieu-dit La Ville Sotte, une ancienne carrière montre le granite mylonitisé sur le flanc est du batholite de Guéhénno. Cette structuration est interprétée ici comme le résultat de cisaillements senestres orientés sensiblement N70, bien imprimés dans la vallée du Sedon. Le fonctionnement de ces cisaillements semble contemporain et conjugué de celui

du cisaillement Sud-armoricain dont on ne perçoit pas les influences sur la feuille Josselin. Le granite de Saint-Allouestre est difficile à observer dans de bonnes conditions. Le meilleur point d'observation (hors voie expresse Rennes-Lorient) se situe sur son pourtour ouest, au lieu-dit Chateaubriant où ont été ouvertes autrefois une série de petites carrières. Celle, la plus grande et la plus proche de la quatre voies, montre, lorsqu'elle est dégagée de la végétation, un beau front de taille de 5 à 7 m de haut ouvert dans un granite très homogène à grain moyen, de couleur grise parcouru par une série de diaclases subverticales et orientées globalement N150.

Sédiments du Briovérien

Les meilleurs points d'observation, excepté les carrières de Guénolay en Noyal Pontivy et de Kériel en Naizin demeurent alignés le long de la vallée de l'Oust et le long de la vallée du Sedon dans le Sud de la feuille. De nombreuses anciennes petites excavations sont régulièrement réparties sur les flancs des vallées. Signalons l'affleurement du château de Josselin qui montre particulièrement bien les pélites sombres très déformées et à nodules quartzeux, les carrières du Haut Quérel et de Cadoret au Sud des Forges pour l'observation dans la première des niveaux rythmiques du faciès b2S et dans la seconde, les faciès plus grossiers attribués à b2G. Plus intéressante encore, la carrière de la Chapelle Saint-Maudan, au Nord de la feuille qui montrent les séries classiques du faciès b2S atteintes ici par une déformation importante (plis serrés) et que parcourent de petites failles inverses injectées de quartz à sulfures. La carrière de Guénolay (en exploitation, autorisation préalable nécessaire) montrent la succession des faciès b2S et b6ard ; la stratification y est encore bien visible (d'orientation N130 commune dans le Nord-Ouest de la feuille) ainsi que deux schistosités : la schistosité régionale, orientée globalement N80 et à fort pendage nord et une schistosité secondaire à pendage est faible, plutôt visible dans les niveaux plus grossiers, qui crénule la schistosité régionale. Cette schistosité de crénulation est interprétée ici comme le résultat d'un évènement tardif ou d'une réorganisation des contraintes en fin d'orogénèse et semble être liée, comme sur la feuille Loudéac où cela est nettement marqué dans la région de Rohan, au passage de grandes failles cisailantes orientées N60.

Sédiments néogènes

La feuille Josselin, sur les communes de Régigny, Pleugriffet, Lantillac, Radenac, a été le siège d'une exploitation intensive des sédiments mio-pliocènes, utilisés essentiellement dans la construction. Aujourd'hui, l'extraction des sables est arrêtée dans nombre des carrières qui sont progressivement réhabilitées. Seule demeure active aujourd'hui la carrière du Moulin de Radenac (entre Régigny et Saint-Fiacre). Les successions sablo-graveleuses pourront être observées de manière correcte à cet endroit, dans l'une ou l'autre des excavations. On pourra aussi rejoindre les carrières

(exploitation sporadique) de Cosquer-Lojan entre Le Resto et Le Scaouët au Sud-Ouest de Réguiny où l'on distingue les niveaux conglomératiques de base de la série néogène qui reposent sur des schistes tendres et des grès plus ou moins saccharoïdes du Briovérien.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT G., BOULAIN J. (2000) - La pédologie, 3^e 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, Sér. 2*, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.
- BARRIÈRE M., COGNE J., VIDAL P. (1971) - La tronhjémite de Douarnenez : une intrusion magmatique ordovicienne dans les schistes cristallins du Sud-Finistère. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, p. 1556-1559.
- BARROIS C. (1887) - Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000). Feuille Vannes (89), 1^{ère} édition, Service Carte Géol., Paris, 1888.
- BECHENNEC F., HALLEGOUET B., THIEBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A., CARN A. (2001) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Rosporden. BRGM, Orléans.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., SHEPPART, S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nb, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. - *Earth and Planetary Science Letters*, 74, p. 235-250.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. (1979) - Quartz Fabrics and Progressive Gneissification of Granites By Simple Shear - Example of the South Armerican Shear Zone. *Bulletin de Minéralogie*, 102 (2-3), p. 265-272.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1(1), p. 31-42.
- BERTHE D. (1980) - Le cisaillement Sud-Armoricain dans la région de Saint-Jean-Brévelay (Morbihan) : analyse de la déformation cisailante. Thèse Univ. Rennes, 1980, 150 p.
- BERTHE D., BUN J.P. (1980) - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *Jl. Struct. Geol.*, 2, 1-2, p. 127-133.

- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLEGOUET B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci, Paris*, 301, p. 297-302.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Mém. Géosciences Rennes, n° 86, 352 p.
- BOS P., CASTAING C., CLEMENT J.P., CANTRAINE J., LEMEILLE F. (1997) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Rostrenen. BRGM, Orléans.
- BRAULT N. (2000) - Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne - Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Rapport d'avancement n° 2, sept. 99 - sept. 2000. Université de Rennes I, inédit.
- BRAULT N. (2002) - Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne - Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse Univ. Rennes 1, 2002, 187 p., + annexes.
- 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. *Struct. geol.*, 13, 4, p. 419-429.
- BRUN J.-P., COBBOLD P.R. (1979) - Strain heating in continental Shear Zones: a review. *Proc. Int. Conf. Shear Zones in Rocks, Univ. Barcelona*, 36 (abstr.).
- CHANTRAINE J, CHAUVEL 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., GATINO F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1980) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, Orléans, n° 2-3, 3, p. 3-17.
- CHANTRAINE J, RABU D., BÉCHENNEC F. (2000) - Carte 1/250 000 du Massif armoricain. BRGM, 2000.
- 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.
- COCHERIE A., CARPENTER M. (1979) - Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implications génétiques. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 337-347.
- COGNÉ J. (1962) - Le Briovérien. *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.

- 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 P. Dadet, Y. Herrouin, C. Blanchet, P. Bardy, A. Colleau (1995).
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentaire et tectonique en Bretagne. Thèse 3^e cycle. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, t. 12, 389 p.
- DURAND S. (1962) - L'analyse pollinique du Paléogène français. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, sept. 1962, p. 1001-1008.
- ÉGAL E., THOMAS E., GUENNOC P., HALLEGOUET B., HOULGATTE E., AUGRIS C. (2004) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Brieuc (243). Orléans : NRGM. Notice explicative par Égal E, Thieblemont D., Thomas E., Guennoc P., Hallégouët B. avec la collaboration de Carn A., Chantraine J., Guerrot C., Le Berre P., Martelet G., Monnier J., Teygey M., Truffert C. (2004), 221 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain - argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3^e cycle. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1973) - Présence de dépôts lacustres d'âge Éocène en Bretagne, à la Trinité-Porhoët (Morbihan). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277, p. 633-635.
- GALLIOU P. *et al.* (2009) - Carte archéologique de la Gaule. Morbihan, Éd. Belles Lettres, Paris (à paraître).
- 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., GINESE 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 », Éditions INRA (Versailles), p. 129-141.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 315, p. 1741-1746.
- 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) - The Central Armorican Shear Belt: hercynian deformation pattern and tectonic history. *Geodynamica Acta*.
- HANMEUR S.K., LE CORRE C., BERTHE D. (1982) - The role of Hercynian granites in the déformation and métamorphism of Brioverian and Palaeozoic rocks of Central Brittany. *Jl. Geol. Soc. London*, 139, p. 85-93.
- HANMEUR S.K., VIGNERESSE J.L. (1980) - Mise en place de diapirs syntectoniques dans le chaîne hercynienne : exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. Géol. France*, 22, p. 193-202.
- LEBESCONTE P. (1886) - Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 3, XIV, p. 776-820.
- LE CORRE C. (1978) - Approche quantitative des processus syn-schisteux. L'ensemble du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif Armoricaïn. *Scientifical Geological Bulletin*, 44 (1-2), p. 31-103.
- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.
- MIALL A.D. (1996) - The geology of fluvial deposits - Sedimentary facies, bassins analysis and petroleum geology. Ed. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New-York. 582 p.
- MILON Y. (1926) - Présence de glauconie dans les faluns vidonboniens de Bretagne. *C.R. Acad. Sci, Paris*, 183, p. 1040-1044.
- MILON Y. (1929) - Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C.R. Acad. Sci, Paris*, 189, p. 1004-1005.
- 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. Geol. France*, 1933, 11, p. 175-176.
- MILON Y. (1936c) - Quelques problèmes de géomorphologie armoricaine. *Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, II, 2, p. 14-26.
- 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.

- MORZADÉC-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., avec la collaboration JEGOU J.-P., LACHASSAGNE P., STOLLSTEINER P., WYNS R. (2008) - SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457-FR - 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- NAAS P. (1989-2006) - Rapport de prospection-inventaire entre l'Oust et le Blavet, SRA, Rennes (années 1989 à 2006).
- NAAS P. (1999) - Histoire rurale des Vénètes armoricains (V^e siècle avant J.-C. - III^e siècle après J.-C.). Éditeur CeRAA, Saint-Malo, 238 p.
- NAAS P. (2000) - Le milieu rural des Vénètes. Corpus des sites. ICB-CeRAA, 102 p.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1974) - Découverte d'une flore éocène à la Trinité-Porthoët (Morbihan). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), VI, 2, p. 71-89.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre armoricain. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 349-356
- 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 J. Plaine, Y. Quété, B. Hallégouët, Y. Herrouin, Y. Alix.
- PRUVOST P. (1959a) - Carte géol. France (1/80 000). Feuille Pontivy (74). 2^e éd., Serv. carte géol. Fr., Paris.
- QUESNEL F. (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Doc. BRGM n° 263, 266 p. et annexes.
- QUETE Y. (1975) - L'évolution géodynamique du domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminiac. Thèse, Univ. Rennes.
- SAUNIER J.-F., CHAUVEL J.-J. (1986) - Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholéiitique dans le protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 671-674.
- STRONG D.F., HANMER S.K. (1981) - The leucogranites of southern Brittany: origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Canadian Mineralogist*, 19, p. 163-176.
- 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., RIVIÈRE J.-M., BLANCHET S. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Montfort-sur-Meu (316). Orléans, BRGM, 63 p. Carte géologique par J.-M. Outin et E. Thomas (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 E. Thomas, N. Brault et J.-M. Outin (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 F. Trautmann.
- 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 F. Trautmann et F. Paris.
- TRONQUOY M.-R. (1912) - Contribution à l'étude des gîtes d'étain. *Bull. Soc. Minéral.*, 35, p. 238-468.
- 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^e congr. Fr. Sédim, Book of abstracts, Publ. ASF, p. 150.
- VAN VLIET LANOE B., LAURENT M., HALLEGOUET 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.
- VIDAL P. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium - Thèse d'état, Université de Rennes 1, Rennes, 142 p.
- VIGNERESSE J.L. (1978) - Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites Hercyniens. Thèse, Université de Rennes 1, Rennes, 98 p.
- VIGNERESSE J.L. (1983) - Enracinement des granites armoricains estimés d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. mineral. Bretagne*, (C), XV, 1, p. 1-15.
- WALTER C., CURMI P. (1998) - Les sols du bassin versant du Coët-Dan : organisation, variabilité spatiale et cartographie. In C. Cheverry (éditeur) « Agriculture intensive et qualité de l'eau », Editions INRA (Versailles), p. 85-105.
- WYNS R. (1991a) - Évolution tectonique du bâti armoricain au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42.

- WYNS R. (1996) - Essai de Quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. *In* Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF-ASF, Rennes, Octobre 1996, p. 39.
- WYNS R. (1999) - Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM R40519.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F., LEDRU P. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GoeFrance 3D, Lyon, 23 nov. 1999. Document du BRGM, Vol. 293, p. 103-108.