

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

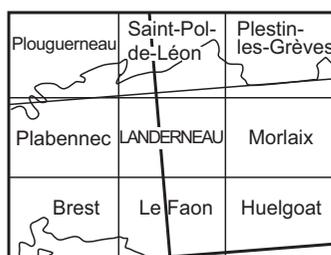
LANDERNEAU

LANDERNEAU

par

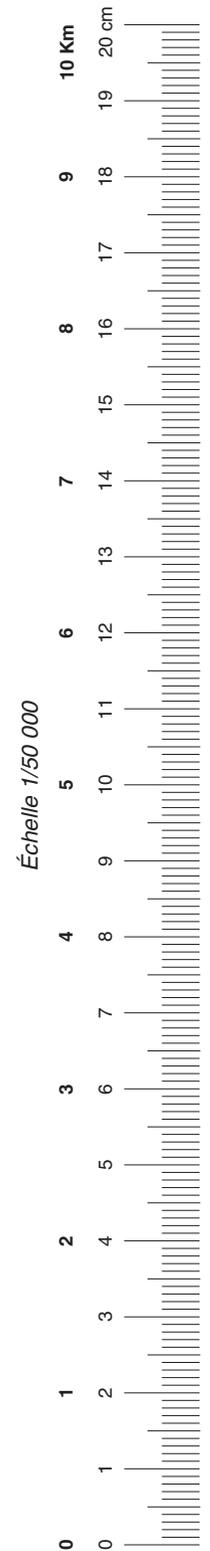
J.R. DARBOUX, E. MARCOUX, B. HALLÉGOUËT,
P. LEBRET, E. THOMAS, J.-P. MARGEREL,
S. BLANCHET, A. CARN

La carte géologique à 1/50 000
LANDERNEAU est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'Ouest : BREST (N° 57)
à l'Est : MORLAIX (N° 58)



Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.



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

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

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

par

**J.R. DARBOUX, E. MARCOUX, B. HALLÉGOUËT,
P. LEBRET, E. THOMAS, J.-P. MARGEREL,
S. BLANCHET, A. CARN**

2010

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : DARBOUX J.R., MARCOUX E., HALLÉGOUËT B., LEBRET P., SOREL P.-Y. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Landerneau (239). Orléans : BRGM. Notice explicative par Darboux J.R., Marcoux E., Hallégouët B., Lebre P., Thomas E., Margerel J.-P., Blanchet S., Carn A. (2010), 139 p.

– *pour la notice* : DARBOUX J.R., MARCOUX E., HALLÉGOUËT B., LEBRET P., THOMAS E., MARGEREL J.-P., BLANCHET S., CARN A. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Landerneau (239). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par Darboux J.R., Marcoux E., Hallégouët B., Lebre P., Sorel P.-Y. (2010).

© BRGM, 2010. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1239-7

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
Unités géographiques	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	13
Nord de l'Élorn	13
Sud de l'Élorn	15
Cisaillement Nord Armoricaïn	17
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	17
Formations du socle	17
Formations superficielles	18
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	19
<i>FORMATIONS FILONIENNES</i>	25
<i>TERRAINS MAGMATIQUES, INTRUSIONS HERCYNiennes</i>	26
Granitoïdes et formations associées	26
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET FORMATIONS</i>	
<i>MÉTASÉDIMENTAIRES</i>	29
Au Sud du CNA	30
Au Nord du CNA	34
Formations superficielles Cénozoïques	36
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	53
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	53
Formations paradérivées	54
Formations orthodérivées	54
<i>DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES</i>	56
<i>GRANITOÏDES ET FORMATIONS ASSOCIÉES</i>	58
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	58
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	59
<i>TERRAINS RÉCENTS</i>	63
Quaternaire	63
Glaciation weichsélienne	64
Tardiglaciaire	65

Holocène et remblaiement flandrien	65
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	67
<i>AU NORD DU CISAILLEMENT NORD ARMORICAIN</i>	67
<i>AU SUD DU CISAILLEMENT NORD ARMORICAIN</i>	71
<i>LE CISAILLEMENT NORD ARMORICAIN (CNA)</i>	76
<i>L'ACCIDENT ÉLORN-PENZÉ (AEP)</i>	76
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	77
<i>PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR</i>	77
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET LA BASE DU PALÉOZOÏQUE</i>	79
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	79
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	81
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	83
RESSOURCES EN EAU	84
<i>LES AQUIFÈRES BRETONS DU SOCLE</i>	84
Modèle conceptuel des aquifères de socle	84
Alimentation en eau des nappes	85
<i>LES DISPOSITIFS DE CAPTAGE</i>	86
Les puits	86
Les forages	87
<i>L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE (AEP) SUR LA FEUILLE LANDERNEAU</i>	87
QUALITÉ CHIMIQUE DE L'EAU SOUTERRAINE	87
<i>CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES</i>	87
<i>DÉNITRIFICATION NATURELLE EN SOUS-SOL</i>	88
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	88
<i>RAPPORTS DE FORAGES</i>	88
<i>AFFLEUREMENTS ET COUPES REMARQUABLES</i>	89
<i>PATRIMOINE ARCHITECTURAL ET HISTORIQUE</i>	90
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	91
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	108
AUTEURS	109

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation de la feuille Landerneau à l'échelle du Massif Armoricain	14
Fig. 2 - Colonne lithostratigraphique des formations sédimentaires	16
Fig. 3 - Cadre géographique de la vallée de l'Élorn	38
Fig. 4 - Position des dépôts dans la basse vallée de l'Élorn	39
Fig. 5 - Coupe de la vallée de l'Élorn à l'Est de Landerneau	40
Fig. 6- Coupes des sondages de Laurinou (L ₁ , L ₂ , L ₃)	62
Fig. 7 - Analyse géométrique des structures de l'ensemble Gneiss de Brest et Landivisiau : Micaschistes de Lanneuffret, Micaschistes de Plougourvest (projection de Wulff, hémistère inférieur)	68
Fig. 8 - Analyse géométrique de la structure des Gneiss de Guimiliau (projection de Wulff, hémisphère inférieur)	70
Fig. 9 - Analyse géométrique des structures du Briovérien (projection de Wulff, hémisphère inférieur)	72
Fig. 10- Analyse géométrique de la structure des Schistes et Quartzites de Plougasel (projection de Wulff, hémisphère inférieur)	74
Fig. 11 -Interprétation cartographique des relations entre le Cisaillement Nord Armoricain (CNA), l'Accident Élorn-Penzé (AEP) et son prolongement possible vers l'WSW	78

RÉSUMÉ

La coupure Landerneau de la carte géologique à 1/50 000 de la France est située dans le département du Finistère, à l'Ouest de la Bretagne. La majeure partie de la feuille, à l'exception des paroisses de la rive sud de l'estuaire de l'Élorn appartient au pays de Léon. Le bassin versant de l'Élorn et celui de la Mignone au Sud sont tributaires de la rade de Brest, tandis que les autres rivières rejoignent le littoral de la Manche entre la baie de Morlaix et la côte des Abers.

Le réseau hydrographique de la partie septentrionale de la carte s'encaisse dans un plateau s'élevant progressivement jusqu'à 130 m d'altitude dans la région de Landivisiau. Vers le Sud le relief est plus accidenté, avec des collines dépassant les 200 m aux abords des Monts d'Arrée où les cours d'eau sont fortement encaissés.

La carte expose un des marqueurs fondamentaux de la structure hercynienne du Massif armoricain, le Cisaillement Nord Armoricain, qui la traverse d'Ouest en Est. Celui-ci recoupe un accident plus précoce, de direction WSW-ENE, qui met en contact les formations métamorphiques et magmatiques de l'unité du Léon, à signature hercynienne, avec les terrains méta-sédimentaires du Domaine Centre Armoricain représentés ici depuis le Briovérien jusqu'au Dévonien moyen.

L'histoire géologique depuis la fin du Paléozoïque jusqu'au Cénozoïque n'est pas directement connue pour ce qui concerne le territoire de la carte. Par analogie avec le Trias du Cotentin déjà très éloigné, on peut supposer que la région était en partie sinon totalement continentale au Trias. À cette époque, au Nord de la Manche, un réseau hydrographique devait alimenter le bassin permotriasique cornubien en roches armoricaines. En Bretagne, le Jurassique reste inconnu dans son ensemble, à part les intrusions magmatiques reconnues le long de l'accident Kerforne entre Ouessant et Quimper. À la fin du Jurassique les surfaces émergées ont été soumises à une altération kaolinique puissante et cette surface d'érosion a alimenté en sable et en argile l'aire de subsidence de la Manche méridionale pendant le Crétacé inférieur. La transgression du Crétacé supérieur a sans doute submergé la majeure partie du Massif armoricain. L'absence de sédiments crétacés au fond des pièges tectoniques de la péninsule bretonne permet de supposer que ces dépôts ont été rapidement érodés lorsque à la fin du Mésozoïque la compression pyrénéenne a porté la Bretagne en altitude.

La région a été de nouveau soumise à des climats chauds et humides au cours du Cénozoïque et le substrat cadomien et hercynien a subi alors une intense altération météorique. Les roches se présentent fréquemment à l'affleurement sous forme d'arènes plus ou moins évoluées ou de formations argilo-sableuses. La mer a envahi au cours du Néogène un réseau hydrographique déjà esquissé

à l'Oligocène et les plateaux de part et d'autre de la vallée de l'Élorn ont été submergés plusieurs fois. Pendant les régressions marines du Pliocène et du Pléistocène inférieur les dépôts estuariens ont été ravinés par des formations alluviales avant l'encaissement de nouveaux chenaux en direction du goulet de Brest et de la mer d'Iroise.

Depuis un peu plus de deux millions d'années, des climats périglaciaires ont déterminé la gélifraction des substrats et la migration massive des formations superficielles sur les pentes : heads hétérométriques. Lors du dernier maxima glaciaire, des poussières loessiques arrachées par les vents soufflant sur des fonds marins asséchés ont formé un manteau limoneux qui est à l'origine de la richesse des sols du Haut Léon.

Au début de l'interglaciaire actuel, la transgression flandrienne a réoccupé la Rade de Brest vers le milieu de la période boréale (8 000 ans avant l'actuel), à 32 m sous le niveau marin actuel. Dans la vallée de l'Élorn, la sédimentation s'est déplacée progressivement vers l'amont. Rapide au cours du Boréal et de l'Atlantique, elle s'est ralentie au Subboréal, pour reprendre au début du Subatlantique (3 500 à 3 000 ans avant l'actuel).

Dès la Protohistoire l'homme est intervenu dans le paysage, en activant par ses défrichements les processus d'érosion de la couverture limoneuse sur les plateaux. Actuellement la composante anthropique est de plus en plus importante dans la genèse et la distribution des dépôts sédimentaires.

ABSTRACT

The Landerneau sheet of the 1:50,000-scale geological map of France is located in the Finistère Department, in western Brittany. Most of the map area, with the exception of the parishes on the south bank of the Elorn estuary, lies in the historic "Léon country". The catchment areas of the Elorn and Mignone, farther south, discharge into Brest harbour, whereas the other streams flow to the Channel coast between Morlaix Bay and the Abers Coast.

The drainage of the northern part of the map area was cut into a plateau that progressively rises to an elevation of 130 m in the Landivisiau area. To the south, the topography is steeper, with hills over 200 m high near the Monts d'Arrée where streams are deeply incised.

The map area exposes one of the fundamental markers of the Hercynian structure of the Armorican Massif, i.e. the east-west North-Armorican Shear Zone. This shear zone intersects an older ENE-WSW fault that has juxtaposed metamorphic and magmatic rocks of the Léon Unit, with a Hercynian signature,

and meta-sedimentary rocks of the Central Armorican Domain. The latter here are of Brioverian to Middle Devonian age.

The geological history from the Late Paleozoic until the Cenozoic is not directly known from exposures in the map area. However, when compared with Triassic deposits in the Cotentin, which lies at quite a distance to the east, it can be assumed that the region was mostly—if not entirely—continental during the Triassic. At the time, drainage north of the Channel region fed the Cornish Permo-Triassic basin with erosion products of Armorican rocks. In Brittany, the Jurassic is unknown, except for magmatic intrusions of that age along the Kerforme fault between Ouessant and Quimper. At the end of the Jurassic, the surfaces above base level were submitted to strong kaolinitic weathering; these erosion surfaces then fed the subsiding Channel area with sand and clay during the Early Cretaceous. The Late Cretaceous transgression doubtlessly submerged most of the Armorican Massif. The absence of Cretaceous deposits at the bottom of tectonic traps on the Breton peninsula indicates that such deposits were rapidly eroded when, at the end of the Mesozoic, the Pyrenean compression pushed Brittany upward.

During the Cenozoic, the region was again subjected to a warm and humid climate during which the Cadomian and Hercynian basement was exposed to intense meteoric weathering. The rocks in outcrop have commonly been reduced to more or less evolved coarse-sand deposits and clayey-sandy formations. During the Neogene, the sea invaded a drainage network that was started during the Oligocene and the plateaus on either side of the Elorn valley were repeatedly submerged. During the marine regressions of the Pliocene and the Early Pleistocene, the estuarine deposits were ravined by alluvial formations before new channels were incised in the direction of the Brest narrows and the Iroise Sea.

Since slightly over two million years ago, periglacial periods have determined the frost-shattering of underlying rocks and the massive creep of surficial deposits along the slopes, with fronts that locally can be over a hundred metres wide. During the last glacial maximum, loess dust, lifted by strong winds from the sea bottom that had fallen dry, formed a silt cover that is at the origin of the rich soils of the High Léon area.

At the beginning of the present interglacial period, the Flandrian transgression filled the Brest Roadstead again toward the middle of the Boreal period, about 8000 years ago, to a height of around 32 m below the present-day sea level. In the Elorn valley, sedimentation progressively migrated upstream. This was rapid during the Boreal and Atlantic periods, slowed down during the Subboreal, to start up again at the beginning of the Subatlantic (3500 to 3000 years before Present).

Mankind has influenced the landscape since proto-historical periods, accelerating the erosion process through his deforesting actions. This removed part of the silt cover of the plateaus. Today, the anthropogenic component is increasingly important in the genesis and distribution of sedimentary deposits.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Unités géographiques

Le territoire couvert par la feuille Landerneau dans le Nord-Finistère appartient au pays de Léon, à l'exception de la rive sud de l'estuaire de l'Élorn située en Cornouaille. Il correspond à deux régions séparées par la vallée de l'Élorn entre la forêt Landerneau et Landivisiau. Au Nord s'étend un plateau marqué par une agriculture intensive, tandis qu'au Sud les altitudes s'élèvent et l'élevage bovin domine. Au XVII^e siècle le tissage du lin (l'or bleu) a permis l'enrichissement des paroisses du Haut Léon où une aristocratie paysanne a montré son opulence par la construction d'enclos paroissiaux, en particulier autour de Landivisiau. Landerneau était alors la principale ville de la région et son port très actif a permis le développement d'activités industrielles qui se sont maintenues jusqu'au milieu du XX^e siècle. Actuellement plusieurs entreprises performantes se sont mises au service d'une agriculture performante, laiteries, abattoirs, construction mécanique. La RN12 installée sur le plateau au Nord de la vallée de l'Élorn permet de se déplacer rapidement à partir de Landivisiau et de Landerneau en direction de Brest et de Morlaix. Des axes routiers secondaires rejoignent aussi Quimper et Lesneven. Landerneau et Landivisiau sont également desservies par le TGV et la ligne Landerneau – Quimper assure des liaisons vers Nantes. Sur le plateau au Nord de la voie express Brest – Rennes, la base aéronavale de Saint-Servais accueille l'aviation embarquée et des aéronefs de la marine.

L'agglomération de Landerneau (15 700 habitants) étend ses activités sur les communes voisines, tout comme Landivisiau (9 500 habitants). Au Nord-Ouest de la carte la ville de Lesneven autrefois fortifiée, forme avec le Folgoët une agglomération de 10 000 habitants. Ces trois villes sont à la tête de communautés de communes débordant sur les cartes voisines : communauté de communes du pays Landerneau-Daoulas, communauté de communes du pays de Landivisiau, communauté de communes du Pays de Lesneven et de la Côte des Légendes. Au Nord et à l'Est la carte, quelques territoires communaux dépendent d'autres communautés de communes : baie de Kernic et Morlaix.

Hydrographie

À partir de la rade de Brest, la marée remonte la vallée de l'Élorn jusqu'à Landerneau et en amont de la ville, les eaux de ce fleuve côtier sont captées, pour alimenter la ville de Brest en eau potable. Ce bassin versant occupe la partie méridionale de la carte et il se prolonge plus au Sud jusqu'aux Monts d'Arrée. À l'Est de la feuille, le bassin versant de la Penzé s'étend entre la crête de l'Arrée et la baie de Morlaix. Au Nord-Est, l'Horn et le Guillec rejoignent la baie de

Santec. Sur le plateau à l'Ouest, les eaux de la Flèche s'écoulent vers la baie de Goulven et à l'Ouest de Plouneventer, la dépression marécageuse du Lann Gazel alimente le Quillimadec et l'Aber Wrac'h qui débouchent sur la côte des Abers au Nord-Ouest du pays de Léon.

Régions naturelles

Topographiquement, on distingue deux plateaux étagés de part et d'autre du cours inférieur de l'Élorn et un paysage de collines au Sud-Est de la carte. La ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Élorn et les rivières rejoignant la Manche se situe entre 100 et 130 m d'altitude. Entre la vallée de l'Élorn, et le bassin de Sizun au Sud de la carte, une autre surface se tient entre 170 et 190 m. Elle se poursuit à l'Est du cours moyen de l'Élorn et vient butter au Sud-Est de la carte sur des reliefs dépassant 200 m d'altitude. Négligeant le seuil s'ouvrant au Nord de Sizun en direction de la rade de Brest, l'Élorn s'est profondément encaissée dans le plateau de Ploudiry, mais à Landivisiau au lieu de s'écouler en direction de la baie de Morlaix comme la Penzé, elle oblique brusquement vers l'WSW en direction de Brest. Sur le plateau du Léon au Nord, les vallées s'encaissent progressivement en direction de la Manche et au Nord de Lesneven, le Quillimadec débouche dans un grand alvéole, avant de rejoindre la baie de Guissény (feuille Plouguerneau).

L'agriculture intensive a effacé en partie le bocage au Nord de Landerneau et de Landivisiau. La trame bocagère de l'Argoat est mieux conservée sur les reliefs au Sud de la carte où des taillis et des bois occupent souvent les versants escarpés : forêt de Landerneau, bois de Coat Meur et de Saint-Antoine. Les cultures céréalières et maraîchères ont été favorisées par les sols limoneux du plateau léonard et les herbages occupent les sols moins fertiles vers le Sud. Les landes sur les terres les plus élevées entre Pencran et Saint-Sauveur, ont été défrichées et amendées au cours du XIX^e siècle.

Géomorphologie

Le contexte structural détermine les grandes lignes du relief, en particulier les accidents tectoniques hercyniens soulignés par le sillon de la vallée de l'Élorn qui s'inscrit entre le plateau du Léon et celui de Ploudiry. Dans le détail les cours d'eau ont creusé leur lit en fonction des failles, de la linéation des formations métamorphiques et de l'orientation des plis dans les roches sédimentaires. Localement les quartzites arment les reliefs accidentant les versants des vallées dans la partie méridionale de la carte : la Roche Maurice, Roc'h Toul. Ces chicots rocheux ne s'élèvent guère au-dessus de la surface des plateaux encadrant la vallée de l'Élorn et celle de la Penzé. Le socle cristallin du Léon et les formations paléozoïques du bassin de la Rade de Brest ont été nivelés par deux surfaces d'érosion étagées où les cours d'eau se sont encaissés, en raison de l'abaissement de leur niveau de base à diverses époques : mouvements du socle armoricain et variations eustatiques. Les plateaux sont également

accidentés d'alvéoles correspondant à l'évidement de roches tendres ou d'altérites profondes : vallée démesurément élargie du Quillimadec au NW de la carte et cuvette de Lann Gazel au Nord de Trémaouézan. Localement un relief de type appalachien s'esquisse dans les formations paléozoïques entre Pencran et La Martyre.

L'évolution de la région a été marquée par les retouches résultant des alternances climatiques rapides intervenant durant le Quaternaire. Les altérites héritées du Cénozoïque ont été en partie décapées et les versants ont été modelés par les phénomènes périglaciaires. Des vallons en berceau à écoulement intermittent échancrent les plateaux et un fond plat correspondant à la nappe alluviale de la dernière période glaciaire occupe le fond des vallées principales : Élor, Penzé. En aval de Landerneau, le retour de la mer après la dernière glaciation, correspond à la formations de vasières et de prés salés : schorre de Vervian.

Les entreprises humaines se marquent dans la morphologie par des remblais importants : comblement de l'ancien chenal maritime à l'Ouest du port de Landerneau. Elles correspondent également à de grandes carrières échancrant les versants de la vallée de l'Élor, au Nord de Ploudiry et à l'Ouest de Lampaul-Guimiliau. Les tranchées creusées lors des aménagements routiers et ferroviaires permettent également l'examen des roches sous les altérites : RN12 au Nord de Landerneau et de Landivisiau.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Landerneau illustre, pour ce qui concerne le Nord-Ouest du Massif armoricain, la complexité structurale et la diversité lithologique d'une région de socle dont l'histoire, précambrienne et paléozoïque, peut être décrite aujourd'hui en termes d'événements sédimentaires, métamorphiques, magmatiques et tectoniques, situés entre 2 200 et 280 Ma et que permettent de documenter, pour partie, le Léon méridional, représenté au Nord de la vallée de l'Élor, et la bordure septentrionale du Domaine Centre Armoricaïn Occidental qui se développe au Sud de celle-ci (fig. 1).

Nord de l'Élor

Les formations métamorphiques para et orthodérivées qui constituent l'essentiel du domaine léonard ont ici pour représentants, d'une part, les micaschistes de Lanneuffret, de Plougourvest, et les paragneiss de Lesneven (dans le prolongement des micaschistes et gneiss du Conquet, via la feuille voisine Plabennec) d'autre part, les orthogneiss de Plounévez-Lochrist

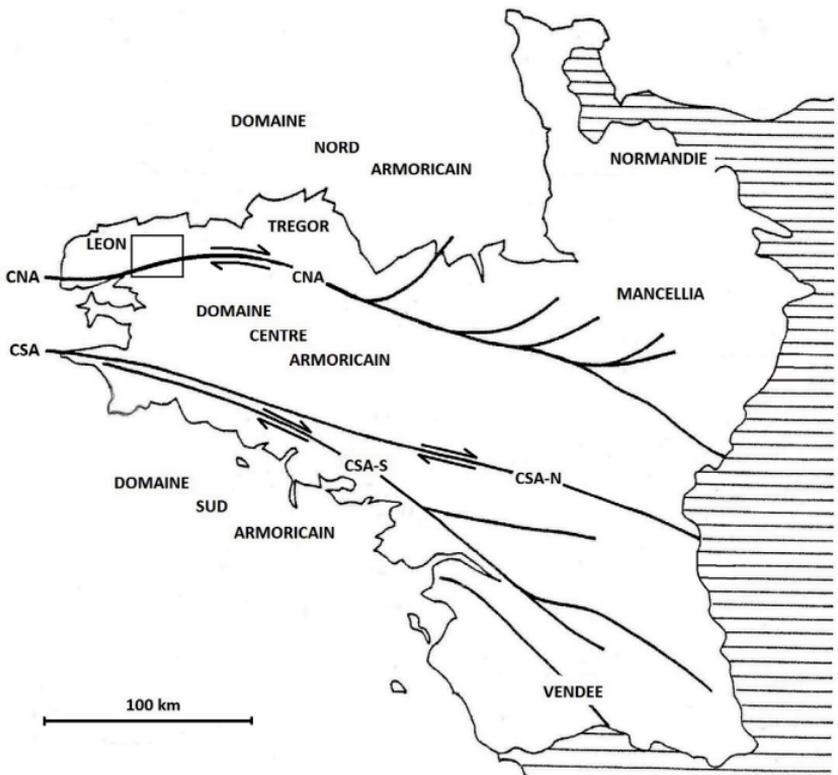


Fig. 1 - Situation de la feuille Landerneau à l'échelle du Massif Armoricain.
CNA : Cisaillement Nord Armoricain ; CSA-N - CSA-S : branches Nord et Sud
du Cisaillement Sud Armoricain

(équivalents des orthogneiss de Tréglonou sur la feuille Plabennec), les orthogneiss de Brest (*sensu stricto*) et de Landivisiau, les orthogneiss de Plouénan.

Concernant le protolithe des micaschistes et paragneiss l'hypothèse de terrains briovériens est le plus généralement admise (Chauris *et al.*, 1980b ; Chauris et Hallégouët, 1989b ; Outin *et al.*, 2000). Ceux-ci représentent par ailleurs l'encaissant d'intrusions, granitiques à granodioritiques, mises en place antérieurement à la déformation et au métamorphisme hercyniens, entre le Cambrien et le Dévonien, et dont dérivent les orthogneiss, déjà mentionnés, de Landivisiau ($529 \pm 6,3/-4,3$ Ma), Brest (690 ± 40 Ma, puis 460 ± 70 Ma et désormais 504 ± 15 Ma) et de Plounévez-Lochrist (391 ± 7 Ma et 385 ± 8 Ma).

L'ensemble est recoupé, d'abord, par le granite de Kersaint (331 ± 4 Ma et 328 ± 7 Ma) puis par les leuco-granites de Sainte-Catherine (autour de 300 Ma) et la diorite de Ploudaniel (probablement 296 ± 3 Ma).

Quelques lentilles de métabasites ont été identifiées, insérées dans la partie occidentale des orthogneiss de Landivisiau. Elles ne présentent cependant ni les caractéristiques pétrographiques, ni les indices d'évolution métamorphique HP/HT des éclogites (Godard et Cabanis, 1985 ; Cabanis et Godard, 1987 ; Paquette *et al.*, 1987) décrites sur les feuilles voisines Plabennec et Saint-Pol-de-Léon.

Sud de l'Élorn

Comme le Domaine Centre Armorica occidental auquel elle appartient, la région située au Sud de l'Élorn expose essentiellement des terrains sédimentaires en général peu métamorphiques. À la base de la succession figurent les formations briovériennes qui occupent, d'une part, la vallée de l'Élorn entre La Forest-Landerneau et La Roche-Maurice, dans le prolongement du dispositif cartographié sur la feuille Brest (Chauris *et al.*, 1980 a) et se développent, d'autre part, vers l'Est à partir de la localité de Landivisiau. La série paléozoïque qui surmonte ce substratum briovérien en discordance est représentée, sans lacune, depuis l'Arénig (Formation des Quartzites de La Roche-Maurice, équivalente de celle des Grès armoricains) jusqu'au Dévonien moyen (fig. 2)

Le socle de cette couverture métasédimentaire n'est pas connu et la signification des gneiss de Guimiliau – Saint-Sauveur (512 ± 11 Ma) qui affleurent au Sud-Est de la feuille et se prolongent vers l'Ouest, sous les terrains paléozoïques, reste à établir compte tenu de la nature tectonique de leur contact. Ces gneiss sont recoupés par le granite de Commana qui représente l'extrémité

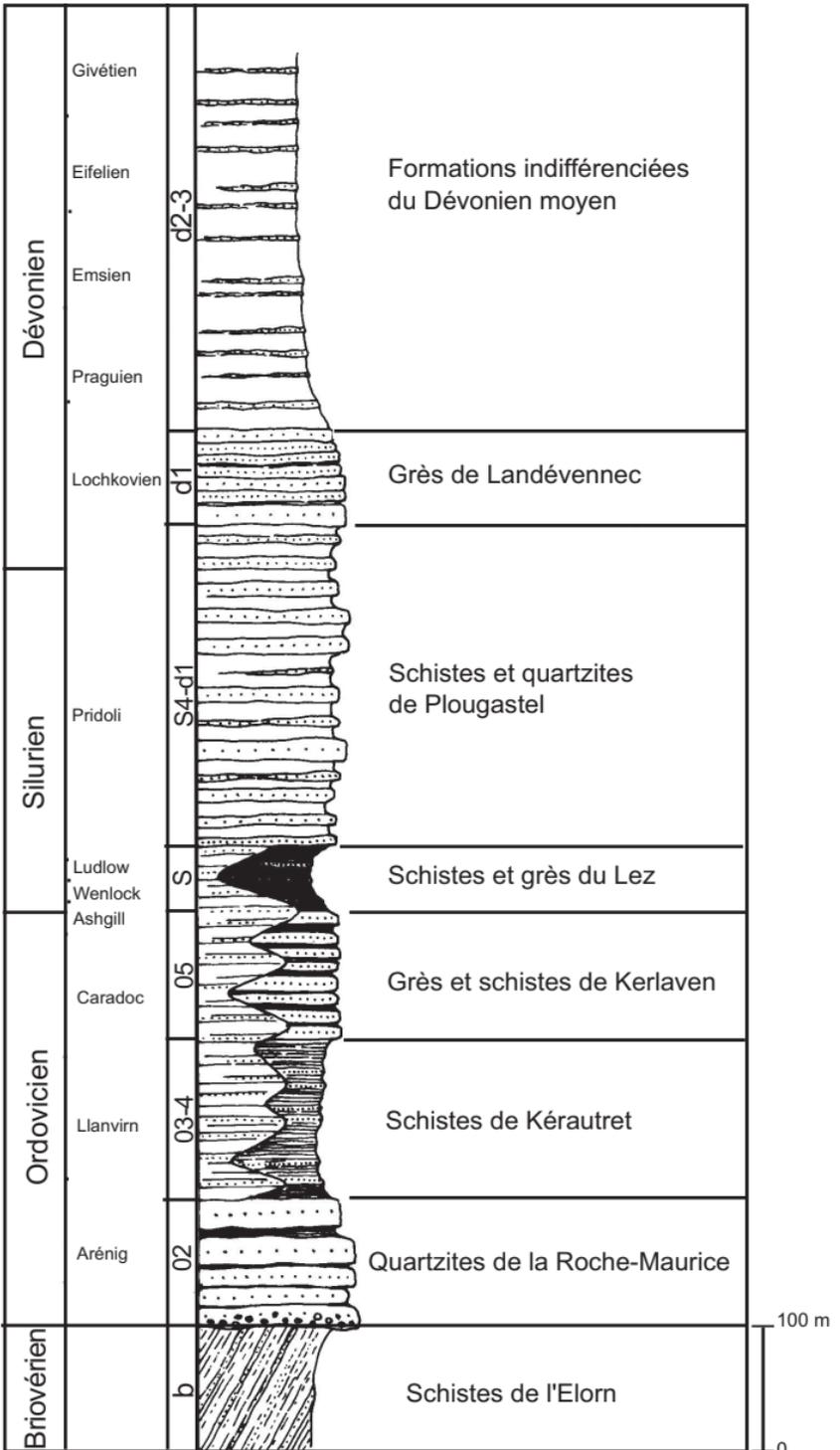


Fig. 2 - Colonne lithostratigraphique des formations sédimentaires

occidentale du massif de Plouénéour plus largement développé, vers l'Est, sur la feuille Morlaix.

Cisaillement Nord Armoricaïn

Les structures régionales de direction WSW-ENE imprimées à ces formations se biseautent contre le Cisaillement Nord Armoricaïn (CNA) un accident décrochant dextre (Chauris, 1969) qui parcourt la feuille d'Ouest en Est, depuis la région de La Forest-Landerneau et Landerneau, où son tracé se confond avec la limite entre granite de Kersaint et Gneiss de Brest, jusqu'à celle de Guimiliau où les gneiss sont mis au contact, vers le Nord, avec des formations métasédimentaires briovériennes et paléozoïques (schéma structural).

Entre Plouédern et Landerneau le Cisaillement Nord Armoricaïn recoupe par ailleurs une discontinuité majeure de direction N50°E (schéma structural, AEP, Accident Élorn-Penzé) que jalonnent les mylonites et zones quartzifiées de Lanneuffret, Saint-Servais, Bodilis et Plougourvest. Son prolongement vers le Sud-Ouest, décalé en dextre par le jeu du CNA, doit être recherché sur les feuilles Brest et Le Conquet où des mylonites très similaires sont connues (Chauris *et al.*, 1980a et b ; Jones, 1994).

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Formations du socle

Le découpage du territoire national en coupures au 1/80 000 est tel que la région cartographiée est également couverte à cette échelle, à l'Ouest, par la feuille Brest 1^{ère}, 2^e et 3^e éditions (Barrois, 1902 ; Barrois, 1949 ; Chauris *et al.*, 1972) à l'Est, par la feuille Morlaix 1^{ère} et 2^e éditions (Barrois, 1905 ; Pruvost *et al.*, 1962) largement documentées par les travaux de Ch. Barrois. Mais c'est à L. Chauris et ses collaborateurs que l'on doit d'importantes contributions intéressant directement la feuille au 1/50 000 Landerneau et concernant notamment sa structure et la lithostratigraphie de ses terrains sédimentaires. Parmi celles-ci : le tracé et les manifestations du linéament Molène-Moncontour, futur CNA (Chauris, 1969 ; Chauris et Garreau, 1975), la caractérisation du Silurien dans une succession paléozoïque représentée de l'Ordovicien inférieur au Dévonien (Chauris *et al.*, 1970 ; Chauris et Hallégouët, 1973).

À l'exception de quelques coupes le long des principales rivières, les conditions d'affleurement sont rarement excellentes et se dégradent particulièrement sur les zones de pâtures, cultures et bocages qui occupent pourtant l'essentiel de la région.

L'établissement de la carte a impliqué, en complément des levés sur le terrain, une analyse micrographique des principaux types lithologiques (échantillons et lames minces conservés au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest) ainsi que la mise en œuvre de mesures radiométriques (BRGM, Orléans, et CAREN, université de Rennes) dont les résultats, communiqués ici, apportent de nouveaux jalons pour la chronologie des événements magmatiques et de nouvelles contraintes pour l'interprétation géodynamique régionale.

Les déterminations paléontologiques ont été effectuées par Y. Plusquellec et J. Le Menn, à l'Université de Bretagne Occidentale à Brest.

Formations superficielles

Les trois éditions de Brest et les deux de Morlaix à 1/80 000 ont été consultées pour les formations d'altérations, les dépôts cénozoïques et les formations superficielles (Barrois, 1902, 1949 ; Chauris *et al.*, 1972 ; Barrois, 1905 ; Pruvost, 1962). Hormis quelques placages de loess et des alluvions « récentes » (holocènes) de fond de vallée, les diverses cartes à 1/80 000 ne signalent pas d'informations sur ces dépôts plus récents (« bassins tertiaires ») et aucune mention n'est faite concernant les altérites.

Concernant la cartographie des altérites et des formations superficielles, B. Hallegouët et P. Lebret se sont partagé le territoire l'un au Sud de la RN 12, l'autre au Nord. Il a été procédé à l'examen des données de la BSS et du CETE de Saint-Brieuc, ainsi que les études d'É. Thomas, pour esquisser un premier état des formations superficielles (surtout les altérites et un peu les loess). En parallèle, le substrat rocheux a été levé en signalant les zones de couverture de formations superficielles suffisamment épaisses pour cacher le substrat (travaux de Darboux et Marcoux). Ensuite, munis de ces données, ce sont deux semaines de terrain qui ont été consacrées, pour la partie nord, au diagnostic et la cartographie de ces grandes enveloppes. Cette cartographie a été réalisée à partir des levés du socle séparant les zones de roches « saines » et les zones de roches altérée ou invisible et alors considérées comme recouvertes de formations superficielles : altérites, formations périglaciaires comme les heads, ou colluvions plus récentes et fines. Au vu des conditions d'affleurements, les remaniements et apports de plus en plus nombreux dans les champs (amendements variés), les contours proposés dans la présente édition sont à considérer comme graduels et interprétés. De plus le 1/50 000 n'est pas une échelle totalement adaptée aux variations de détails qui peuvent exister dans ces formations superficielles. Il n'a pas été réalisé une double cartographie (écorché géologique et surface).

Pour éviter une trop grande complexité à la lecture, les altérites sont matérialisées par une teinte adoucie par rapport à la roche saine (ou considérée

comme telle). Pour les formations superficielles sédimentées, à l'exception de dépôts résiduels intéressant la compréhension de l'histoire géologique de la carte (alluvions anciennes, présence de galets résiduels), leur cartographie signale une épaisseur suffisante pour masquer le substrat (soit généralement entre 0,5 et 1 m environ). Sinon, il sera plutôt fait usage d'un signe ponctuel ou d'une surcharge graphique.

À l'exception des flancs de la vallée de l'Élorn et ses principaux tributaires, qui permettent d'observer le substratum peu ou non altéré quasiment en continu, les affleurements de socle de bonne qualité sont relativement rares sur ce territoire. Ils se localisent sur les versants des thalwegs, souvent à la rupture de pente qui correspond d'ailleurs souvent à un changement de l'état d'altération du massif rocheux : on passe de la partie isaltérite (= saprolite) à la partie inférieure du profil d'altération (roches fissurée avec début de dégradation des minéraux les plus fragiles).

Cette cartographie détaillée s'intègre dans la volonté du programme de la carte géologique de France de faire figurer aujourd'hui, sur les cartes géologiques, des informations capitales, notamment en ce qui concerne la protection de l'environnement, la détermination des secteurs agricoles à risques (vulnérabilité aux polluants) et corollairement, la connaissance des chemins (alimentation) et réservoirs (étendues, capacités...) de l'eau souterraine en Bretagne pour une gestion durable de la ressource et son retour à une qualité appréciable.

Pour mémoire, les coordonnées X et Y, qui définissent un point de la carte, se rapportent au quadrillage kilométrique Lambert de la zone 2. Pour les altitudes, les cotes sont données soit en NGF, parfois exceptionnellement en IGN 1963 qui fait l'objet d'une mention dans ce cas. Pour la région, les cotes IGN 1963 sont à +0,30 par rapport aux cotes NGF.

La direction des éléments planaires (plans de stratification, de foliation, etc...) est relevée dans le sens horaire, dans le demi-quadrant est, entre 0 et 180°, et notée, par exemple, N40°E. Les pendages et plongements des éléments linéaires (linéations) sont mesurés par rapport à l'horizontale.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

L'ensemble de terrains métamorphiques largement représenté sur la feuille Landerneau, essentiellement au Nord de la RN 12, comporte la plupart des formations métamorphiques du Léon, à l'exception des faciès du complexe migmatitique de Plouguerneau. On peut distinguer :

δ. Amphibolites. Elles constituent des affleurements discontinus et d'extension toujours très limitée au sein de la formation des Gneiss de Brest et Landivisiau, et dont les plus notables se situent au Sud de la N 12 entre le méridien de Plouédern et celui de Saint-Servais. Il s'agit soit d'amphibolites, comme à Créac'h Méloc et au moulin de Kerantraon, soit de métagabbros comme à Keradoret et Veuleury. Elles présentent une déformation dont les marqueurs planaires (foliation) et linéaires (étirement minéral) sont parfaitement compatibles avec ceux des gneiss environnants.

Amphibolites : roches vert sombre, à grain fin. L'association minérale, largement dominée par la hornblende verte (50 à 60 % du volume) comporte par ailleurs du plagioclase (30 à 40 %) quelques biotites ainsi que de l'épidote.

Métagabbros : roches plus claires et à grain plus grossier, dont le faciès plus ou moins massif ou rubané semble varier avec l'intensité d'une déformation non homogène à l'échelle des affleurements. L'étirement de plages sombres (hornblende) et blanchâtres (plagioclases) communique à certains termes un aspect de type flaser-gabbro. Quelques biotites et grenats millimétriques complètent la paragenèse.

Zones à métamorphisme de contact. Les terrains briovériens qui affleurent immédiatement au Sud de l'ensemble des Gneiss de Brest et Landivisiau présentent assez communément un aspect tacheté que leur communiquent des fuseaux sombres millimétriques, aplatis et allongés dans la schistosité où ils soulignent une direction d'étirement souvent proche de l'horizontale. Le développement de ces taches, de nature séricito-chloriteuse, est rapporté au métamorphisme de contact précoce, antérieur à la déformation régionale, induit par l'intrusion du protolithe des Gneiss de Brest et Landivisiau dans son encaissant briovérien.

En différents secteurs de la région de Lampaul-Guimiliau, (Roc'h Aouren, notamment, au Sud de cette localité) les argilites gris sombre de l'Ordovicien-Silurien indifférencié sont envahies de baguettes d'andalousite centimétriques à pluri-centimétriques qui tendent à se regrouper par lits. D'une manière générale le développement de ces blastes, bien automorphes, post-date celui de la foliation mais il a précédé ou accompagné son replissement. L'origine de ce métamorphisme ne peut pas être établie sur le territoire de la feuille, mais elle est suggérée par les observations réalisées dans un domaine plus oriental couvert par la carte géologique à 1/50 000 voisine de Morlaix. On y a reconnu l'existence de nombreux petits corps granitiques intrusifs dans l'orthogneiss de Plougonvelin et son enveloppe sédimentaire siluro-dévonienne, dont les niveaux alumineux montrent localement une paragenèse à andalousite (Chauris et Garreau, 1975 ; Cabanis *et al.*, 1981b).

Mylonites. On les observe, en place, au Sud de la base aéronavale de Bodilis, dans le talus nord de la D 32 entre Kerluz et le Vern. La coupe montre sur quelques mètres un matériel à grain fin, particulièrement résistant, et qui présente une organisation planaire très pénétrative que révèle un débit vertical en plaquettes d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Ce plan de foliation orienté vers N50°E porte une linéation qui plonge de 20° vers le NE. L'aspect rubané de la roche est introduit par l'alternance de plaquettes quartzeuses, sombres, et de passées beiges, toujours plus ou moins boudinées, envahies d'épidote en granules et comportant quelques feldspaths plagioclases. Certains feuilletés se caractérisent par la présence de biotites extrêmement étirées qui contribuent à souligner la linéation. La qualité de cette fabrique plano-linéaire est celle d'ultra-mylonites. Hormis cet affleurement leur présence est signalée par des blocs volants remontés par les labours, c'est notamment le cas de part et d'autre de la N 12 dans le secteur de Lanneufret et sur la butte de Bel-Air, 1 km à l'Ouest de Saint-Servais, qui livre des blocs centimétriques à décimétriques d'un granitoïde à passées mylonitiques où l'épidote est encore particulièrement abondante.

Cataclasites. À l'Est de la feuille le CNA est recoupé par la vallée de la Penzé dont les rives exposent, au Sud du Moulin de Kerougay, un matériel cataclastique élaboré aux dépens des Orthogneiss de Guimiliau et rapporté au fonctionnement de cet accident. Sur une puissance qui ne doit pas dépasser une centaine de mètres les gneiss sont remplacés par une roche plutôt massive, sans fabrique évidente, de teinte verdâtre, constituée de fragments de taille (mm à cm) et de nature variées, emballés par une phase de liaison à grain très fin. Les clastes, en général assez anguleux, sont soit de type monominéral, quartzeux ou feldspathiques (feldspaths potassiques ou plagioclases) soit de type polyminéral, il s'agit alors de débris de gneiss ou, parfois, d'une cataclasite de génération plus ancienne. La matrice montre les mêmes grains de quartz et de feldspaths, ainsi que de la chlorite et d'abondants produits ferrugineux. Les proportions relatives de clastes et de matrice sont assez variables et doivent évoluer en fonction de gradients de déformation locaux, on explique ainsi la présence de lentilles où le gneiss initial est encore reconnaissable.

ζMD. **Migmatites du Drennec.** Ces migmatites qui affleurent en une étroite bande E-W au Nord de Ploudaniel se poursuivent vers l'Ouest sur la feuille Plabennec où elles ont été définies. Ce sont des gneiss migmatitiques présentant des niveaux enrichis en biotite. Elles peuvent être rapprochées des migmatites de Plouarzel décrites sur les feuilles voisines Brest (Chauris *et al.*, 1980) et Le Conquet (Chauris *et al.*, 1994), sur la bordure méridionale du massif de Saint-Renan – Kersaint.

OζB-L. **Orthogneiss de Brest et Landivisiau.** Cet ensemble est pris en écharpe par le CNA entre Landerneau et Landivisiau, il montre donc deux blocs décalés en dextre, mais inégalement représentés ici : d'une part, au Sud du CNA,

dans l'angle sud-ouest de la feuille, entre Landerneau et La Forest-Landerneau, l'entité des Gneiss de Brest au sens strict (quiaffleure essentiellement sur les feuilles Brest et Le Conquet où elle se prolonge en direction de l'Ouest Sud-Ouest jusqu'à la pointe Saint-Mathieu) d'autre part, au Nord du CNA, l'entité des Gneiss de Landivisiau qui occupe un large domaine central de la feuille. Il s'agit d'une roche à grain moyen (2 à 3 mm) assez claire (le noir des biotites est contrebalancé par la teinte beige-saumon de la phase feldspathique) où l'on note quartz, feldspaths (plagioclases surtout) biotite, muscovite et, plus accessoirement, de la chlorite de génération plus tardive.

Deux surfaces d'anisotropie y sont le plus généralement observées. La plus pénétrative, et parfois seule exprimée, correspond aux feuillettes quartzo-micacées qui se moulent sur les cristaux de feldspaths en ménageant des zones abritées à leurs extrémités. À cette foliation (S) se superposent obliquement (30 à 40°) des bandes de cisaillement (C) subparallèles et d'espacement millimétrique. La trajectoire sigmoïde des feuillettes quartzo-micacées entre les plans de cette seconde anisotropie ainsi que l'asymétrie des zones abritées indiquent un sens de cisaillement dextre.

À l'Est et au Sud d'un axe Moulin de Brézal-Bodilis, de direction sud-ouest/nord-est, ces indices de déformation deviennent moins lisibles, se raréfient et disparaissent même dans la région de Landivisiau. Cette localité est en effet installée sur un granitoïde non orienté, à grain moyen, et dont la composition minéralogique ne présente guère d'originalité vis à vis de celle des faciès occidentaux foliés, si ce n'est une chloritisation plus fréquente et plus avancée des biotites.

La nature et l'origine de cette formation ont été au cœur de controverses. S'il est assez clairement établi que le faciès principal est une granodiorite métamorphisée et foliée son âge, par contre, restait très discuté : de 690 ± 40 Ma (Adams, 1967, par Rb/Sr sur roche totale) à 460 ± 70 Ma (Cabanis *et al.*, 1977, U/Pb sur zircon). Le débat vient d'être éclairé (Marcoux *et al.*, 2009) par de nouvelles mesures radiochronologiques dont on trouvera les détails dans l'annexe Géochronologie. Des zircons du faciès leucocrate typique, à deux micas, bien folié, du Sud de Plouédern (LA 9 carrière des étangs de Plouédern) ont été analysés par la méthode U-Pb à l'aide du couplage laser-ICPMS-MC (Neptune) Les 20 analyses (annexe Géochronologie) sont assez largement dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg quoique souvent concordantes. Mais il est cependant possible de calculer un âge probable à 504 ± 15 Ma. Par ailleurs, le diagramme Concordia conventionnel (annexe Géochronologie) permet de mieux contraindre les âges des diverses sources remaniées par l'orthogneiss, vers 2 100 et 2 000 Ma, et peut-être vers 1 600 Ma. Pour ce qui concerne le faciès moins folié de Landivisiau, trois fractions considérées, sub-concordantes à légèrement discordantes, donnent un âge un

peu plus ancien de $529,3 \pm 6,3/-4,3$ Ma, interprété comme l'âge de cristallisation du protolithe (annexe Géochronologie).

OŹG. Orthogneiss de Guimiliau. Il occupe l'angle Sud-Est de la feuille entre Saint-Sauveur et Guimiliau, au Sud du CNA, et séparé par celui-ci du massif orthogneissique de Plougonvelen qui est représenté sur la feuille voisine Morlaix (Chauris, 1969) Ce sont des roches généralement bien foliées, à grain fin à moyen, dont la paragenèse comporte quartz, plagioclases très damouritisés, biotite abondante et muscovite. Une déstabilisation des biotites et le développement de chlorites tardives peuvent être notés en se rapprochant du CNA.

Daté selon la même méthode que les orthogneiss de Brest et Landivisiau ce matériel livre un âge de 518 ± 9 Ma, soit identique à celui de l'orthogneiss de Brest dans la limite de l'erreur sur les âges (annexe Géochronologie). De nombreuses reliques depuis le Précambrien jusqu'à l'Archéen ont aussi été mises en évidence.

OŹ. Orthogneiss de Plouénan. Cet orthogneiss est localisé dans la partie NNE de la carte, entre Plougar et le Nord de Plouvorn, et se poursuit sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon. C'est un gneiss de faciès homogène, à grain fin-moyen, marqué par une foliation nette sur laquelle se détachent de petits yeux d'albite-oligoclase de 3 à 8 mm. La foliation est particulièrement bien marquée par des lits sombres de biotite, qui contiennent un peu de muscovite et parfois de sillimanite. Elle est globalement orientée $N85^\circ E$ alors que les micaschistes de la région de Plouvorn montrent une orientation d'ensemble $N65^\circ E$, une différence d'azimut qui laisse supposer que ces deux formations sont en contact anormal. Les contacts avec les autres formations sont plus difficiles à préciser.

Les analyses chimiques réalisées sur des échantillons de la feuille Saint-Pol-de-Léon montrent une composition monzogranitique : 65 à 69 % SiO_2 , 3,7 à 5,9 % Fe_2O_3 , 3,1 à 5,5 % K_2O et environ 2,6 % Na_2O . Son âge n'est pas connu.

OŹPL. Orthogneiss de Plounévez-Lochrist. L'orthogneiss de Plounévez-Lochrist est l'une des grandes formations métamorphiques du Léon. Il apparaît bien au sein de deux boutonnières anticlinales séparées par les nappes gneissiques : le dôme de Tréglonou à l'Ouest, et celui de Plounévez-Lochrist – Lanhouarneau à l'Est. Sur la feuille Landerneau, il apparaît bien exposé dans la partie nord-ouest où il est toujours exploité pour granulats à l'Est de Lesneven. Cet orthogneiss est chevauché par les nappes de paragneiss de Lesneven, ce qui explique les structures plissées au contact des deux formations (notamment du côté de Trégarantec). Notons également que cet orthogneiss est recoupé par des lames de granite de Kersaint à proximité de la limite de nappe. La foliation est globalement orientée $N100^\circ E$. C'est une roche nettement foliée à lits de biotite, à grain

moyen-gros, avec de grands (3-4 cm) yeux feldspathiques caractéristiques. Son origine orthodérivée ne fait aucun doute sur le terrain, par la grande homogénéité des faciès aux affleurements, et à l'examen microscopique (couronnes de biotite en inclusions dans les feldspaths potassiques). Les analyses chimiques réalisées sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon révèlent une composition de monzonite potassique avec 68 % SiO₂, 5,54 % de K₂O et 2,6 % de Na₂O.

Longtemps considéré comme très ancien à la suite de Barrois (1893), (Pentévrien soit plus de 1 000 Ma), cet orthogneiss a été daté par la méthode U/Pb sur zircons du Dévonien inférieur à 385 ± 8 Ma (Cabanis *et al.*, 1979) et à 391 ± 7 Ma (Marcoux *et al.*, 2009).

ζL. Gneiss de Lesneven. L'ensemble de Lesneven est une formation complexe de gneiss, micaschistes et migmatites. Son origine est mixte, mêlant des termes paradérivés, fortement majoritaires, et des termes orthodérivés. Sur la feuille Landerneau, cet ensemble est connu du centre jusqu'au bord nord-ouest de la carte.

Les faciès présents sont essentiellement des gneiss paradérivés à grains moyens ou fins, où la biotite abonde donnant à la roche son caractère sombre et relativement bien folié. La paragenèse montre également de la muscovite, de la sillimanite, du feldspath potassique et des plagioclases, ainsi que des lits de quartz qui sont par endroits boudinés. Localement, des faciès plus micaschisteux se mêlent aux faciès gneissique sans qu'on puisse proposer une limite entre ces deux entités. Les faciès migmatitiques couramment associés (feuilles Plabennec et Plouguerneau) n'ont pas été observés sur la carte Landerneau. L'orientation de la foliation varie de N 110° à N150°E dans la partie nord-ouest de la feuille à N100-110°E dans la partie centrale, avec un pendage très variable. Les analyses réalisées sur des échantillons de paragneiss de la feuille voisine de Plouguerneau montrent un caractère très felsique (SiO₂ = 71,88 %) et potassique (K₂O = 5,45 %) et un spectre multiélémentaire qui suggère que ce paragneiss est un ancien sédiment arkosique (Marcoux *et al.*, 2004).

ζL. Micaschistes de Lanneuffret. Cette formation occupe une bande étroite (0,7 à 1,5 km) d'orientation N60°E (celle de leur foliation) identifiée en bordure Sud du granite de Kersaint et au Nord-Ouest de l'ensemble des Gneiss de Brest et Landivisiau, depuis la région de Landerneau où elle s'appuie sur le CNA, jusqu'à la base aéronavale de Bodilis où une discontinuité Ouest-Est à composante de décrochement dextre et parallèle au CNA la met en contact vers le Nord avec les Gneiss de Lesneven. Il s'agit de gneiss à grain fin et de micaschistes à quartz, biotite, muscovite, oligoclase, ainsi que staurotide et grenat, à inclusions sigmoïdes, dont le développement plus localisé peut être mis en relation avec un litage initial du protolithe que suggère par ailleurs, à une autre échelle, l'alternance de passées tantôt plus feldspathiques, tantôt plus quartzzeuses.

Ils constituent très probablement le prolongement vers le Nord-Est, au Nord du CNA, de la formation des Micaschistes et gneiss du Conquet essentiellement représentée, vers l'Ouest, sur les feuilles voisines Brest et le Conquet.

ξP. **Micaschistes de Plougourvest.** Cette entité fusiforme, limitée par des accidents de direction Sud-Ouest/Nord-Est qui se prolongent en direction de la feuille Saint-Pol-de-Léon, est constituée de micaschistes dont l'évolution métamorphique a atteint le sous-faciès staurotide du faciès amphibolite. La paragenèse se compose de biotite, muscovite, oligoclase et quartz et staurotide, assez fréquente, notamment aux alentours de Plouvorn. Les micaschistes montrent une foliation nette assez constante globalement orientée N60-70°E, qui se redresse vers le nord en se rapprochant de la Penzé. D'un point de vue lithostratigraphique, ces micaschistes peuvent être rapprochés des micaschistes du Conquet et pourraient correspondre, comme ces derniers, aux schistes briovériens métamorphisés de l'Élorn (Chauris *et al.*, 1980b ; Chauris et Hallégouet, 1989b).

ξ. **Micaschistes de Lesneven.** Cette formation appartient à l'ensemble de Lesneven (*cf. infra*) et occupe une surface très réduite sur le bord nord-ouest de la feuille Elle a été distinguée car elle présente un faciès dominant micacé très caractéristique, riche en biotite dessinant la foliation, avec quartz, plagioclase, (feldspath potassique ?) et apatite. Ces micaschistes passent au faciès gneissique sans qu'on puisse observer la nature du passage.

FORMATIONS FILONIENNES

Localisées pour la majorité d'entre elles au Sud de Ploudiry et Locmélar, en lisière méridionale de la feuille, elles appartiennent à l'extrémité nord-est de l'essaim filonien de la Rade de Brest qui est essentiellement représenté sur la feuille Le Faou (Babin *et al.*, 1982a et b) Il s'agit de corps hypovolcaniques d'extension métrique, rarement décamétrique, qui injectent les sédiments dévonien. Les conditions d'affleurement et l'altération avancée ne permettent, le plus généralement, ni une lecture claire de leurs rapports avec la structure des schistes encaissants, ni une détermination pétrographique précise. Ces roches se répartissent entre deux catégories : roches microgrenues acides et roches lamprophyriques.

Q. **Quartz.** D'importantes zones quartzzeuses s'observent au Centre et au Nord de la carte, notamment aux environs de Saint-Servais, Bodilis et Plougourvest. À Langeoguer, 1 km à l'Ouest de Plougourvest, le quartz est particulièrement abondant avec de nombreux blocs dépassant 2 m³. C'est toujours un quartz blanc carié, laiteux à translucide, sans sulfures, qui constitue des lentilles moulées par la foliation micacée, parfois visibles en place (Le Stang, au Nord-Ouest de Plougourvest). Les éboulis de quartz se suivent assez bien parfois sur

plus de 1 km mais de façon discontinue à travers les champs. La majorité s'oriente selon des couloirs N60°E, parfois N90°E (Sud de Bodilis) qui soulignent systématiquement les contacts entre des unités métamorphiques. C'est un quartz exsudé d'origine tectono-métamorphique qui trace très probablement des contacts anormaux, décrochements ou chevauchements.

μγ. Roches microgrenues acides indifférenciées. Ce sont des roches claires à grain fin à très fin, souvent quasi aphanitiques, parfois porphyriques. La mésostase comporte essentiellement quartz, feldspaths, micas blancs, la biotite est assez fréquente, le grenat s'y observe accessoirement. La phase feldspathique se caractérise localement (Kerleo) par le développement de perthites et de structures de type graphique. Au titre des phénocristaux on note surtout du quartz, globuleux à subautomorphe, en sections millimétriques, du plagioclase, de l'orthose perthitique et, plus rarement, de la biotite.

υ. Roches lamprophyriques indifférenciées. Elles sont également très altérées et se distinguent des précédentes, sur le terrain, par une teinte brun-vertâtre et par l'abondance des paillettes micacées. Plagioclases et biotites sont les deux principaux composants, ils forment une trame non orientée qui enserre tantôt des amas chloriteux, tantôt des phénocristaux de feldspath damouritisé, ainsi que, plus rarement (filons de Saint-Servais) des globules de quartz auréolés de petites épidotes.

TERRAINS MAGMATIQUES, INTRUSIONS HERCINIENNES

Granitoïdes et formations associées

Massif de Saint-Renan – Kersaint

Ce massif appartient au batholite centre-armoricain (Chauris, 1980). Il affleure sous forme d'un lobe qui s'étend de l'île de Molène jusqu'à Saint-Derrien, sa terminaison orientale affleurant dans le quart ouest de la feuille Landerneau. Il présente deux ensembles principaux dont les contacts sont difficiles à préciser du fait de l'importante arénisation qui les affecte : le granite de Kersaint et le granite de Saint-Renan. Les analyses chimiques de la littérature montrent des granites calco-alkalins à dominante potassique ($\text{SiO}_2 > 71\%$, K_2O entre 4,8 et 5,1 %) d'origine crustale (Chauris *et al.*, 1972). Les résultats des mesures gravimétriques montrent un massif enraciné le long du cisaillement nord-armoricain, avec une profondeur d'enracinement de l'ordre de 4 km (Vignerresse, 1983).

$\rho\gamma\text{Co}^3$. Granite de Commana à grain moyen. Le granite qui occupe l'angle SE de la feuille appartient au massif de Plouneour-Ménez largement représenté sur la feuille Morlaix. C'est un granite à caractère monzonitique (proportions équivalentes de feldspath potassique et de plagioclase) dont est essentiellement exposé ici le **faciès porphyroïde** ($\rho\gamma\text{Co}$) à biotite, muscovite moins abondante,

plagioclases et mégacristaux centimétriques de feldspath potassique souvent perthitiques. Une foliation grossière soulignée par l'étirement du quartz s'observe localement. En lisière Sud de la feuille c'est un faciès à grain fin à moyen, à deux micas, qui affleure dans le prolongement de celui qui constitue, sur la feuille Le Faou, l'extrémité occidentale de cette entité granitique.

^L₃**γC. Leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine.** Ce massif se présente en feuillets lenticulaires allongés ENE-WSW sur une trentaine de kilomètres au nord-est du Léon. Il affleure au Nord de la feuille, depuis Lanhouarneau jusqu'à Plouzévédé et se prolonge sur la feuille Saint-Pol-de-Léon jusqu'à la grève de Kérigou. Il se prolonge aussi de façon sporadique au Sud-Ouest de Lanhouarneau par quelques filons épars, de même orientation, jusqu'au delà du Drennec. C'est un massif leucogranitique très évolué (> 72 % SiO₂) à tourmaline et béryl. On y distingue deux types principaux aux contacts nets : le leucogranite à deux micas de Berven, et le leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine *sensu stricto*.

Sur la feuille Landerneau, le second faciès n'a été observé qu'en volantes éparses et n'a pas été représenté sur la carte. Le leucogranite de Berven est beaucoup mieux exposé, surtout aux environs de Plouzévédé. C'est un granite clair à grain moyen (1-2 mm), à microcline et albite, quartz, relativement riche en biotite, avec muscovite et tourmaline assez fréquentes, et béryl occasionnel. Son altération blanchâtre le rend facilement identifiable aux affleurements. Aux environs de Lanhouarneau, on le rencontre sous forme de blocs de petite taille (moins de 1 m³) remisés sur les talus ou aux coins des champs.

Ce leucogranite est considéré comme très tardif dans l'histoire magmatique du Léon. Les datations ³⁹Ar-⁴⁰Ar ont été réalisées sur trois faciès du leucogranite de Sainte-Catherine *sensu stricto* (carrière de Prat Meur, sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon) par G. Ruffet (CAREN, université de Rennes). Les résultats sont synthétisés sur dans l'annexe géochronologie. Le faciès SC2 est le faciès typique à grain fin, muscovite et tourmaline, en dykes qui recoupent un faciès plus grossier et moins leucocrate avec peu de tourmaline (faciès SC1), lequel présente des différenciations pegmatitiques (faciès SC3).

Les résultats sont conformes aux critères de recoupement observés sur le terrain. Les muscovites SC1 et SC3 fournissent des âges plateaux concordants, respectivement à 302,5 ± 0,3 Ma et 303,0 ± 0,2 Ma. L'analyse de la muscovite de l'échantillon SC2 fournit quant à elle, un âge plateau significativement plus jeune à 301,7 ± 0,3 Ma et 301,4 ± 0,2 Ma.

La très légère forme en selle des spectres d'âge fournis par les muscovites SC1 et SC3 suggère une recristallisation partielle des grains analysés et traduit le mélange au sein des grains analysés entre deux domaines d'âges différents, un domaine hérité et un domaine recristallisé/néo-cristallisé (Alexandrov *et al.*,

2002, Cheilletz *et al.*, 1999 ; Tremblay *et al.*, 2000 ; Castonguay *et al.*, 2001). L'âge du domaine hérité, donné par les âges apparents de haute température, à ca. 303,5 Ma, est probablement une meilleure estimation de l'âge initial des muscovites SC1 et SC3, proche de l'âge de cristallisation. Il est probable que la recristallisation/néo-cristallisation soit imputable à la mise en place des dykes du faciès SC2, qui interviendrait 2 Ma plus tard, à ca. 301,5 Ma.

LY³. Granite de Lescondan. Il n'affleure que sur une très petite surface à l'extrémité nord de la feuille où il est recoupé par la D 69. Il constitue la bordure méridionale d'un petit massif bien circonscrit affleurant sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon et exploité pour granulat. C'est un granite clair à feldspath potassique, oligoclase, quartz, biotite et muscovite, avec de fréquentes petites baguettes de tourmaline noire, souvent organisées en placages et/ou en nuages. Chimiquement ce granite est très siliceux (73,3 à 74,3 % SiO₂), potassique (3,9 à 4,4 % K₂O) et fortement peralumineux (Chauris *et al.*, 1998). Dans la carrière orientale (feuille Saint-Pol-de-Léon), il est parcouru de filonnets quartzeux atteignant jusqu'à 5 cm de puissance, riche en baguettes de tourmaline noire, avec cassitérite, wolframite, arsénopyrite et scheelite, à l'origine d'un petit placer stannifère. Toutes ces caractéristiques l'apparentent au grand massif stannifère de Saint-Renan dont il est considéré comme l'apophyse orientale (Chauris, 1965).

PY². Granite de Kersaint (faciès grossier à porphyroïde). Il affleure bien dans les tranchées de la N 12. À l'intérieur des terres, il faut se contenter le plus souvent de boules éparées dans les champs. C'est un granite de teinte claire, montrant principalement un faciès grossier à porphyroïde, avec des phénocristaux de feldspaths potassiques (orthose et microcline) atteignant 5 cm, de la biotite abondante et de la muscovite plus sporadique. Un faciès plus fin, à deux micas, se distingue au sein du faciès porphyroïde. La mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis d'établir si ce faciès s'organisait en bandes comme sur la feuille Plabennec. Il n'a pas été observé d'indices de déformation de ces deux faciès sur la feuille Landerneau.

Un âge de mise en place du granite de Kersaint a été déterminé par l'analyse U, Th et Pb sur monazite à la microsonde électronique à 331 ± 4 Ma (Annexe géochronologie) (Marcoux *et al.*, 2009). Cet âge précise ceux mesurés précédemment sur le complexe plutonique : 330-340 Ma (Deutsch *et al.*, 1965) et 340 ± 15 Ma (méthode K-Ar, Leutwein, 1968). Des mesures par la méthode U-Pb sur zircons à l'aide du couplage laser-ICPMS-MC (Neptune) ont été réalisées sur les rares zircons de bonne qualité du même échantillon. L'âge calculé est de 324 ± 5 Ma (annexe Géochronologie), très proche dans la limite des erreurs de celui déterminé sur la monazite.

η. Diorite de Ploudaniel. Elle est présente au sein du massif granitique de Kersaint sous forme d'une intrusion allongée est-ouest sur laquelle est établie la

commune du même nom, dont la partie orientale affleure sur la feuille Landerneau. Il s'agit d'un corps basique de composition dioritique qui affleure généralement sous forme de boules arrondies éparées de teinte noir verdâtre. Sa paragenèse se compose de plagioclase, d'oligoclase, de biotite, d'amphibole, et de quartz, avec apatite et titanite comme minéraux accessoires. Son âge n'est pas connu, mais elle est probablement contemporaine des formations dioritiques et granodioritiques de Plounévez-Lochrist, datées à 296 ± 3 Ma sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998).

*N*². **Granite de Saint-Renan (faciès fin)**. Il est intrusif dans le faciès porphyroïde du granite de Kersaint. Ses affleurements sont rares et se limitent à quelques blocs épars dans une zone humide basse. À grain plus fin, il présente une teinte plus claire due à sa plus grande richesse en muscovite. Les enrichissements locaux en tourmaline bien visibles sur la feuille de Plabennec n'ont pas été observés sur Landerneau, pas plus que les manifestations pneumatolytiques de type greisen ou filonnets à cassitérite. La qualité très moyenne des affleurements n'est peut-être pas étrangère à cette absence. Sur la feuille Landerneau, ce complexe ne présente pas de déformation mylonitique. Il a été daté à 325 ± 20 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (ICP-MS laser), voir annexe géochronologie. Un âge plus précis à 321 ± 5 Ma a été obtenu par la méthode U-Th-Pb sur monazite (Faure *et al.*, 2008), confirmant son caractère intrusif dans le granite de Kersaint.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES

Elles occupent un large domaine méridional toujours situé au Sud du tronçon occidental de l'axe routier Brest – Rennes (N 12) entre le méridien de La Forest-Landerneau, à l'Ouest, et celui de Landivisiau à l'Est. Ce domaine d'orientation moyenne N60°E est biseauté par le CNA le long de sa bordure septentrionale, entre les localités de Landerneau et de Landivisiau.

Les affleurements très discontinus, la fréquence des contacts tectoniques et, localement, le taux de déformation, ne permettent pas l'établissement d'une succession lithostratigraphique (fig. 2) aussi documentée que celle établie pour les feuilles voisines Brest et Le Faou, favorisées par des coupes littorales beaucoup plus exploitables et où ont d'ailleurs été définis les principaux stratotypes du Paléozoïque de Bretagne occidentale. Les descriptions qui suivent sont présentées en accord avec les propositions de L. Chauris et B. Hallégouët (1973) pour le Paléozoïque de la vallée de l'Élorn.

Au Sud du CNA

SSt. Formation du Stain (Briovérien ?) : schistes épi à mésozonaux.

L'angle sud-est de la feuille expose des alternances argilo-gréseuses, brun verdâtre, d'extension très limitée, mises en contact par faille avec les Orthogneiss de Guimiliau. Elles représentent la continuité de la formation identifiée en bordure septentrionale du granite de Commana sur la feuille voisine Le Faou, non datée et « provisoirement » rapportée au Briovérien (Babin *et al.*, 1982a) Ce matériel montre localement (le Gouézou) le développement de biotites et de blastes millimétriques (à l'état de reliques déstabilisées), à croissance rotationnelle, en relation probable avec la proximité du granite de Commana.

b. Formation des Schistes de l'Élorn (Briovérien) : schistes et phyllades. Ils sont présents le long de la vallée de l'Élorn entre La Forest-Landerneau et La Roche-Maurice, dans le prolongement de leurs affleurements sur la feuille Brest. Il s'agit d'un matériel essentiellement argilo-silteux, gris à brun-vert, très fissile et se débitant en feuillets subverticaux correspondant le plus souvent à la schistosité. L'organisation sédimentaire initiale en strates est révélée de place en place par l'existence de niveaux, de puissance centimétrique à décimétrique, verdâtres, de granulométrie plus grossière et qui présentent fréquemment un rubanement millimétrique. On peut y noter que les clastes, d'une dimension variant entre 200 et 500 microns, sont en majorité de nature quartzreuse et, en bien moindre proportion, de nature feldspathique (plagioclases).

L'extension toujours très limitée de ces affleurements ainsi qu'une altération parfois très avancée ne permettent pas une approche plus précise des caractéristiques sédimentologiques de cette formation. L'aspect satiné des schistes est rapporté à une évolution métamorphique de faible degré dont témoigne la cristallisation de chlorite et micas blancs orientés dans les plans de schistosité.

02. Formation des Quartzites de La Roche-Maurice (Arénig) :

quartzites blancs massifs. Ce sont les quartzites blancs, très purs, qui arment les hauteurs dominant la vallée de l'Élorn, tant en rive gauche, qu'en rive droite, depuis La Forest-Landerneau et le Roual, à l'Ouest, jusqu'aux abords de Landivisiau à l'Est. Ils affleurent tantôt de façon très discontinue, sous la forme de chicots pluri-métriques très tectonisés et recristallisés, comme dans l'Ouest de la feuille, tantôt sous la forme de barres de puissance pluri-décamétrique, comme dans la région de La Roche-Maurice, où l'analyse de leurs caractéristiques sédimentologiques est alors possible. Le château de La Roche-Maurice implanté en rive gauche de l'Élorn est bâti sur une formation de quartzites blancs, plutôt massifs, organisés en bancs d'épaisseur métrique à pluri-métrique, sans joint argileux, de direction N70°E, et faiblement pentés (entre 20 et 30°) vers le Sud. Des passées à lamination oblique indiquent une polarité normale. Quelques

bancs sont visibles dans la pente en contrebas du château, le plus bas d'entre eux présente sur quelques décimètres un faciès conglomératique assez caractéristique, à graviers de quartz blanc et, plus rarement, de phanite noire, millimétriques à centimétriques, arrondis à sub-anguleux, flottant dans une phase de liaison, claire, à grain fin, elle-même très siliceuse (ce faciès est également observé à Valy Névez, sur les hauteurs qui dominent l'Élorn, en rive sud, à trois kilomètres à l'ENE de La Roche-Maurice, et il est signalé par Chauris et Hallégouët (1973) à Kéradoret, en rive nord, à deux kilomètres au NE de cette même localité) Géométriquement sous ces quartzites graveleux se trouvent les schistes gris satinés rapportés au Briovérien, qui affleurent en position très redressée le long de la route reliant le bas et le haut du bourg.

Le constat de cette configuration, identique à celle qui intéresse le passage entre le Briovérien et le Paléozoïque inférieur dans le Nord de la presqu'île de Crozon (Chauris *et al.*, 1980b) contribue à l'établissement de la lithostratigraphie régionale et conduit en particulier à considérer que les Quartzites de La Roche-Maurice représentent l'équivalent septentrional de la formation arénigienne du Grès armoricain (Bishop *et al.*, 1969 ; Chauris et Hallégouët, 1973). Une faille directionnelle, passant juste au Sud du château, interdit l'observation du passage stratigraphique à la formation sus-jacente et ne permet pas l'évaluation de l'épaisseur réelle des quartzites, celle ci peut être simplement estimée à, au moins, quelques dizaines de mètres.

Des quartzites blancs moins massifs, admettant quelques passées argileuses de teinte sombre, s'observent également, notamment en rive droite de l'Élorn entre le Lez à l'Ouest, face à La Roche-Maurice, et le moulin de Brézal à l'Est. Ils sont en contact tectonique franc avec les formations environnantes et l'importance du compartimentage associant failles directionnelles sub-parallèles à la vallée de l'Élorn et failles transverses, ne permet pas de les positionner stratigraphiquement par rapport aux Quartzites de La Roche-Maurice, auxquels nous les rattachons cependant compte tenu de leurs caractères pétrographiques. On avancera d'ailleurs, à l'appui de cette proposition, qu'en presqu'île de Crozon, le membre moyen de la formation du Grès armoricain présente une telle alternance de schistes, parfois très noirs, et de quartzites (Chauris *et al.*, 1980b).

Formations déposées entre les Quartzites de La Roche-Maurice (Arénig) et les Schistes et Quartzites de Plougastel (Pridoli-Lochkovien)

En rive sud de l'Élorn les reliefs de quartzites arénigiens et les plateaux correspondants à la formation siluro-dévonienne des Schistes et Quartzites de Plougastel sont séparés par une zone de largeur très variable, atteignant rarement un kilomètre, occupée par des terrains argilo-gréseux ou silteux, non seulement peu différenciés mais aussi, le plus généralement, pauvrement exposés. Deux situations se présentent alors.

1 - Les conditions d'affleurement permettent de reconnaître, comme entre Landerneau et Pencran, ainsi que dans le secteur de la carrière de Kerfaven, les termes de la succession régionale établie par Chauris et Hallégouet (1973) et comportant de bas en haut :

03-4?. **Formation de Kérautret (Llanvirn ?) : schistes bleu noir.** Il s'agit d'une formation essentiellement argileuse, de teinte bleu-noir, admettant de rares niveaux rubanés, plus silteux, de faible puissance. D'abondants filons de quartz soulignent les plans d'une schistosité, à micas blancs et chlorite, le plus généralement parallèle aux strates. Ce matériel est intensément déformé, à toutes les échelles, et sa puissance n'est pas connue.

05?. **Formation de Kerfaven (Caradoc-Ashgill ?) : alternances schisto-gréseuses.** Cette formation à dominante gréseuse est particulièrement bien exposée dans la carrière éponyme, entre La Roche-Maurice et Landivisiau, où elle fait l'objet d'une importante exploitation pour granulats et empierrements. Elle se caractérise par une alternance bien rythmée de niveaux gréseux, centimétriques à pluri-décimétriques, plutôt clairs, et de passées argileuses sombres, centimétriques, ou parfois plus épaisses et qui introduisent alors une rythmicité d'ordre supérieur. Les niveaux gréseux se rapprochent tantôt de quartzites assez purs, tantôt de quartz-wackes, faiblement feldspathiques où l'abondance des paillettes de muscovites détritiques (400 à 500 microns) introduit un débit en plaquettes soulignant la stratification. La puissance est évaluée à une centaine de mètres.

s. **Formation du Lez (Wenlock-Ludlow-Pridoli ?) : schistes noirs.** Ce sont des argilites noires très tendres, sensibles à l'altération et comportant quelques passées de grès sombres. On note l'abondance de matériel opaque micro-divisé, obscurcissant le fond quartzo-micacé et, localement, le développement du chloritoïde. Ce matériel bien exposé lors de travaux de terrassement, à la sortie Est de Landerneau en direction de Pencran, a livré des Graptolithes (Chauris *et al.*, 1970) ainsi qu'un microplancton (Acritarches, Chitinozoaires et Spores) d'âge silurien supérieur (Deunff et Chauris, 1974). On peut noter à ce sujet que les données récentes concernant la répartition stratigraphique de *Cymbosphaeridium pilaris*, identifiée parmi les Acritarches, suggèrent plus précisément un âge pridolien (Le Hérissé, 2002).

Les contacts stratigraphiques entre ces formations n'ont pas été observés, pas plus que le passage aux formations qui les encadrent (Quartzites de La Roche-Maurice d'une part, Schistes et Quartzites de Plougastel d'autre part) mais, compte tenu du contexte régional, des caractères lithologiques et de l'argument paléontologique en faveur du Silurien, la trilogie qui vient d'être décrite peut être rapprochée de la succession Schistes de Postolonnec (Llanvirn-Llandeilo) - Grès de Kermeur (Caradoc) - Groupe de Kerguillé (Silurien) établie en presque île de Crozon (Chauris *et al.*, 1980b).

2 - Dans d'autres secteurs cette distinction n'est pas possible, ce qui avait d'ailleurs conduit Charles Barrois à admettre l'existence d'une formation dite Schistes de La Roche-Maurice rapportée de façon très dubitative au Llandeilo, succédant aux Quartzites de La Roche-Maurice et en contact par faille avec les Schistes et Quartzites de Plougastel (Barrois, 1949) Si le principe d'une entité, non différenciée, correspondant à la trilogie Kérautret-Kerfaven-Lez peut être retenu, il convient cependant d'élargir la fourchette chrono-stratigraphique correspondante du Llanvirn-Llandeilo au Silurien comme le démontre le contenu paléontologique des Schistes et Grès du Lez (Chauris *et al.*, 1970 ; Deunff et Chauris, 1974).

o-s. Formations de Kérautret, Kerfaven et du Lez indifférenciées (Ordovicien-Silurien ?). Ensemble de terrains schisto-gréseux non différenciés, de puissance inconnue, déposés postérieurement aux Quartzites de La Roche-Maurice et antérieurement aux Schistes et Quartzites de Plougastel.

s4-d1. Formation des Schistes et quartzites de Plougastel (Pridoli-Lochkovien). C'est la formation qui affleure le plus largement, à laquelle correspondent les plateaux de Pencran, La Martyre et Ploudiry, ainsi que les barres rocheuses recoupées en cluses par le Morbic, au Sud de La Roche-Maurice, et l'Élorn au Sud de Landivisiau (carrière de Pinvidic, le Pontic, Moulin de Boscornou). La puissance de ces alternances, assez mal réglées, peut être estimée entre 200 et 300 m. Les quartzites de teinte grise, verdâtre sur cassures fraîches, lardés de filons de quartz, se présentent en bancs d'épaisseur variable atteignant parfois quelques mètres. Il s'agit de quartz-arénites à ciment chloriteux. Les argilo-siltites, gris sombre à gris-bleu, se développent également parfois sur plusieurs mètres, elles présentent une schistosité pénétrative mais que tend à masquer, souvent, un important développement de chloritoïde. Les passées mieux rythmées, qui montrent l'alternance de niveaux de puissance centimétrique à pluri-décimétrique, sont plus intéressantes pour l'étude des caractéristiques sédimentologiques et microstructurales. On y observe en particulier la perturbation de l'organisation en strates par des chenaux d'érosion et des marques de bioturbation. Ce matériel très lité a, par ailleurs, permis l'enregistrement de la déformation sous la forme de microplis à l'échelle centimétrique.

Cette formation, sans fossile (macrofossiles tout au moins), a été exploitée localement et notamment dans la carrière de Pinvidic, au Sud de Landivisiau, pour des matériaux d'empierrement.

d1a-b. Formation des Grès de Landévennec (Lochkovien) : grès et schistes. La surface des plateaux expose de place en place, autour de Locmélard en particulier, tantôt des blocs d'un matériel gréseux plus clair et plus sableux que les quartzites de la formation de Plougastel, tantôt des grès ferrugineux très rubéfiés, dont la présence dans le sol est également signalée par la teinte

rougeâtre des altérites. Leurs véritables affleurements sont rares et de qualité médiocre. La route de Loc-Eguiner montre, à une centaine de mètres environ de son carrefour avec la D 30 (Landivisiau-Sizun), une succession de bancs gréseux de puissance décimétrique, de teinte beige à rousse, admettant quelques rares passées argilo-silteuses, centimétriques, plus sombres. Quelques escarpements et talus vers Maner Kerbilo, au Sud de Locmélard, entament un matériel du même type, dont les strates, bioturbées, s'orientent vers N130°E avec un pendage vers le Sud-Ouest.

Les grès sont du type quartz-arénite, à ciment siliceux et/ou ferrugineux, quelques feuilletés plus micacés (muscovite, chlorite) y soulignent parfois le litage sédimentaire. Ils livrent une faune, souvent très abondante, indiquant qu'ils doivent être rattachés à la formation des Grès de Landévennec (dont la localité type se trouve à l'embouchure de l'Aulne, sur la feuille voisine Le Faou). Ils contiennent en particulier de grandes entroques, centimétriques, de crinoïdes (*Dimerocrinites lanveocensis*), ainsi que des empreintes de bivalves (*Leioptera intermedia*) et de brachiopodes (*Proschizophoria* sp., *Platyorthis* e.g. *monnieri*).

Faute de coupe intéressante la puissance de cette formation n'est pas mesurable, on l'estime à quelques dizaines de mètres.

d2-3?. Formations indifférenciées du Dévonien moyen (Emsien à Givétien) : schistes et grès. Il s'agit de terrains à dominante argilo-silteuse, localement un peu plus gréseux, essentiellement représentés au Sud de la feuille où ils se raccordent avec les formations équivalentes du pays de Sizun, sur la feuille Le Faou. Dans la région de Locmélard ils occupent le cœur d'une terminaison péri-synclinale, que dessinent les Grès de Landévennec, et dont l'axe s'ennoie vers l'WSW. Ces terrains affleurent en général assez mal et l'observation se limite souvent à celle de cailloux volants.

Ce sont des formations très fossilifères au contenu faunistique riche et varié. Elles livrent en particulier de nombreuses entroques de crinoïdes (*Haplocrinites* sp., *Tantalocrinus* sp., *Paracyclocondex* sp., *Laudonomphallus* sp.) des empreintes de brachiopodes (*Uncinulus* sp.) quelques tétracoralliaires (*Crassicyclus* sp.) et bryozoaires (Fenestellidae). Leur présence permet d'envisager un ensemble de formations étagées entre l'Emsien et le Givétien.

Au Nord du CNA

Des formations métasédimentaires occupent un domaine en forme de coin, qui s'élargit d'Ouest en Est, depuis la région de Landivisiau vers la feuille voisine Morlaix. Il est limité au Sud par le Cisaillement Nord Armoricain, dont le jeu décrochant dextre a pour effet de mettre les métasédiments au contact des Gneiss de Guimiliau.

ξb?. **Formation métasédimentaire épi à mésozonale (Briovérien ?) : schistes et phyllades.** Argilo-siltites grises à brunes, beiges à l'altération, très fissiles elles se débitent en feuillets satinés selon la schistosité. Leur évolution métamorphique est de plus en plus marquée en direction du Nord/Nord-Est où doivent leur correspondre, sur les feuilles Saint-Pol-de-Léon et Plestin-les-Grèves, les micaschistes de la Penzé. On note en effet, dès Saint-Jacques, Kermat et Locmenven, le développement de petits micas bruns (biotite) qui soulignent les plans d'une foliation parallèle au litage sédimentaire.

o-sS. **Formations de Saint-Thégonnec (Ordovicien-Silurien ?). Schistes noirs.** o-sλg. **Quartzites gris.** o-sλ. **Quartzites blancs massifs.** Elles sont représentées, au Sud des terrains briovériens, par un ensemble de schistes gris-bleu à noir, satinés, toujours très microplissés et localement envahis par des baguettes de chloritoïde millimétriques (Le Luzec notamment). Ce secteur expose également quelques chicots de quartzites dont les rapports avec le matériel environnant (lentilles tectoniques ? corps sédimentaires discontinus ?) restent discutables. Il s'agit à Roc'h Toull d'une imposante barre de quartzite blanc, massif, lardé de filons de quartz, recoupée en cluse par la Penzé. Au moulin de Kerougay ce sont des quartzites gris-bleuté, très purs, en bancs centimétriques à pluri-décimétriques, admettant quelques rares joints argileux, leur puissance, non mesurable, doit être au moins d'une dizaine de mètres.

Pas plus que le statut de ces barres de quartzite, la nature du contact avec les terrains briovériens ne peut être établie. Ces formations prolongent ici celles qui ont été individualisées par L. Chauris (1971) dans les environs de Saint-Thégonnec, sur la feuille Morlaix, et qui lui paraissent en continuité, au Nord du CNA qui les décale, avec les formations ordoviciennes et siluriennes de la vallée de l'Élorn (Cabanis *et al.*, 1981b). D'un point de vue lithostratigraphique les quartzites blancs, massifs, et les schistes noirs peuvent être en effet rapprochés, respectivement, des Quartzites de La Roche-Maurice, attribués au Grès armoricain, et des Schistes de Kérautret.

s-dλS. **Formation des Schistes et Quartzites de Plougastel (Pridoli-Lochkovien ?).** On a identifié, tout à fait à l'Est de la feuille, un petit secteur qui représente la pointe du biseau (contre le CNA) de la formation qui s'élargit d'Ouest en Est sur la feuille Morlaix, depuis la région de Saint-Thégonnec en direction de Pleyber-Christ et Plourin-les-Morlaix. Il s'agit d'alternances de bancs décimétriques à métriques, de quartzites gris-verdâtre et de schistes sombres à chloritoïde.

Formations superficielles Cénozoïques

Formations d'altération

^M. **Altérites et arènes : roches magmatiques, métamorphiques, méta-sédiments ou sédiments pré mésozoïques.** Sur le territoire de Landerneau, la roche saine n'est visible que sur les versants des vallées encaissées, Ailleurs sur les plateaux, le substrat est plus ou moins profondément altéré et se présente souvent sous la forme de roche « pourrie » où l'on peut reconnaître toutes les caractéristiques de la roche initiale (grains minéraux, orientations de flux ou de bancs, grano-classements, fractures etc...). Il est possible d'y enfoncer une lame de couteau et on parle dans ce cas de « saprolite » ou d'« isaltérite ». Ces formations représentent une altération isovolumique de la roche. Dans la partie supérieure des profils d'altération, si la texture de la roche n'est pas préservée, on a affaire à des « allotérites » correspondant à des argiles imperméables en contexte schisteux et à des arènes argileuses en contexte granitique.

Dans le cas de roches grenues comme les granites, les faciès altérés sont appelés « arènes ». Les minéraux concernés sont généralement les biotites (micas noirs) et les feldspaths, tandis que les quartz sont encore présents (éventuellement cariés et blanchis). Ces derniers sont associés, lorsqu'ils existent dans la roche originelle, à des minéraux peu altérables comme les muscovites (micas blancs). Pour les roches sédimentaires (argilites, schistes...), l'altération se poursuit par une désagrégation granulaire. Les roches décomposées en argile ont été souvent mises en creux par l'érosion fluviale du fait de leur faible résistance au ruissellement.

Pour les roches grenues (magmatiques ou métamorphiques) du plateau au Nord de Landivisiau, lorsque les minéraux altérables ont perdu par dissolution à l'échelle atomique une importante quantité de matière, ils laissent place à des argiles kaoliniques (Chauris et Garreau, 1988). La poussière jaune très fine, fortement micacée résultant de la décomposition du Gneiss de Brest à l'Ouest de la feuille, est constituée de kaolinite, associée à une petite quantité de goethite. À l'Est de la feuille, les allotérites gris bleu micacées fournies par les Gneiss de Landivisiau et de Saint-Sauveur correspondent à un mélange de kaolinite, de mica et de chlorite associé à du quartz en quantité notable. Entre Landivisiau et Bodilis et au Nord de la Roche Maurice, les bancs de roche mylonitique sont souvent altérés en argiles correspondant à des kaolinites (Estéoule-Choux, 1967). La fracturation tectonique a favorisé les circulations hydrothermales et la formation d'argiles kaoliniques en profondeur. Les argiles rougeâtres apparaissant localement, en particulier au Nord-Est de la feuille et dans les dépressions du plateau de Ploudiry, sont liées à la libération de fer par certaines formations du substrat. Les sondages de reconnaissance menés autour de Landivisiau n'ont pas montré de profils de type latéritiques. Leur sommet a

été érodé lors des transgressions qui ont envahi la majeure partie du territoire de la carte pendant le Néogène (galets marins et grains émoussés luisants ou mats) dans la partie supérieure des altérites coiffant le plateau de l'hippodrome de Landivisiau, vers 120 m d'altitude). Les tranchées de la RN12 et les sondages réalisés ont montré que la surface de base des altérites est très irrégulière, en fonction de l'hétérogénéité lithologique et de la fracturation tectonique. Localement les arènes du granite de Kersaint et de la diorite de Ploudaniel englobent des boules de roche saine : versants du bassin supérieur de l'Aber Wrac'h. La plupart des altérites ont moins de 12 m d'épaisseur, mais leur puissance peut dépasser localement 30 m aux alentours de Landivisiau (Mougin *et al.*, 2003).

Les altérites profondes se sont développées lors de phases climatiques chaudes et humides, notamment au Paléogène (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967). Pendant les périodes de stabilité tectonique le front d'altération devait être globalement parallèle à l'ancienne surface topographique. Celle-ci a été plusieurs fois retouchée par l'incision des talwegs quand le socle armoricain était porté en relief ou par l'abrasion marine lorsque le niveau de la mer s'élevait. Des altérites anciennes sont conservées au fond de la vallée oligocène de l'Aulne au NW de Brest (Hallégouët *et al.*, 1976), mais dans les chenaux néogènes de la vallée de l'Elorn l'altération des schistes est négligeable. La période récente n'a donné souvent qu'une fissuration et une désagrégation granulaire superficielle pendant les cycles glaciaires du Pléistocène : arènes litées dans les granites et les orthogneiss du plateau léonard. Le développement du pergélisol a alors bloqué les processus d'altération des minéraux pendant de longues périodes, mais il a pu fragiliser les roches fissurées en profondeur. Pendant les maxima glaciaires les arènes ont été scalpées par l'érosion et sur les plateaux leur sommet correspond souvent à une ligne de cailloux siliceux patinés montrant parfois des facettes d'éolisation.

Sp. Poudingues de galets pliocène (y compris Fp : notations ponctuelles). Il s'agit de poudingues et de grès ferrugineux caractérisés par la présence de galets bien émoussés associés à des grains usés que l'on trouve sur les plateaux et les replats encadrant la vallée de l'Élorn entre Landerneau et Landivisiau, au Sud de Kerbénéat en rive droite, ainsi que sur les replats de Vally Cloître et de Landivinoc, au pied du plateau de Ploudiry. Au Sud du coude de Landivisiau et en amont de la cluse de l'Elorn, des blocs épars sont présents sur les versants (Bois de Saint-Antoine) et des dalles de grès ferrugineux ont été autrefois exploitées au NE de Sizun. Sur le versant dominant la chapelle de Loc Ildut, les excavations de la Garenne sont actuellement remblayées, mais les blocs extraits sont observables dans les vieux murs et les monuments aux alentours de Sizun.

Les poudingues se localisent généralement à proximité de roches mères riches en fer et sont constitués de galets de quartz (95 %) associés à des grès ou des

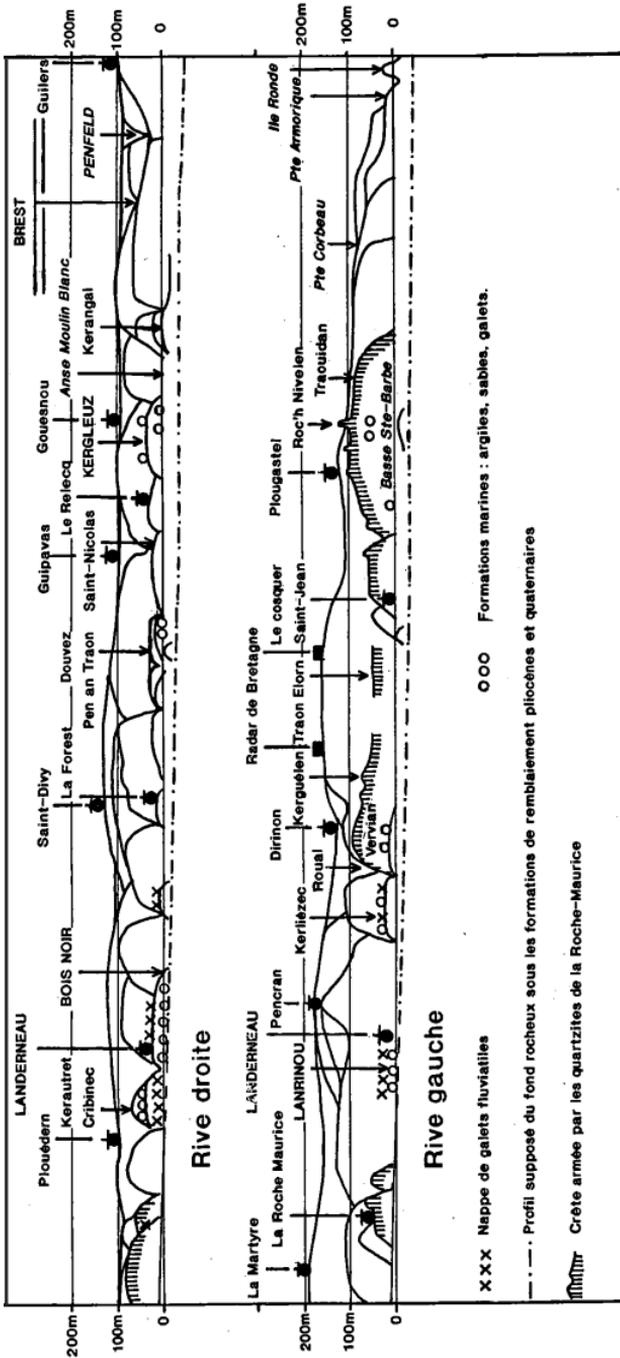


Fig. 4 - Position des dépôts dans la basse vallée de l'Elorn

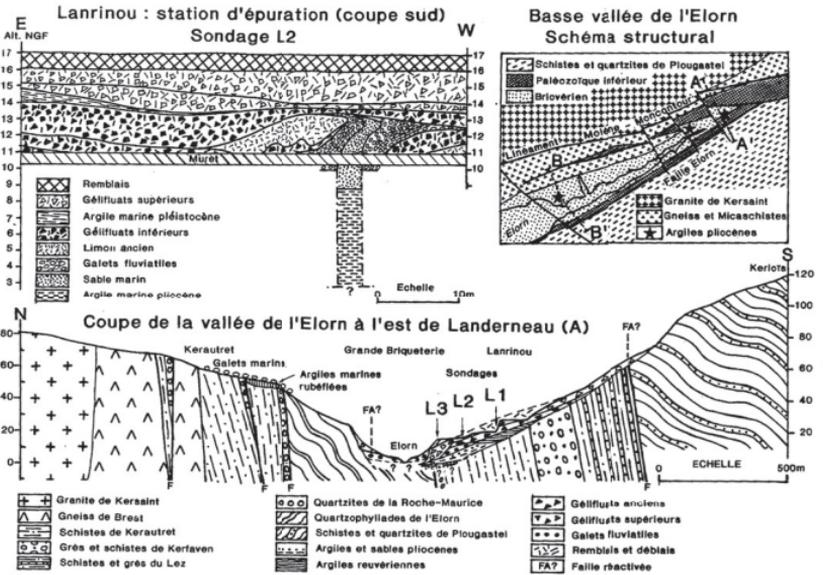


Fig. 5 - Coupe de la vallée de l'Elorn à l'Est de Landerneau

quartzites. Les émoussées des galets, ainsi que l'étude morphoscopique des matrices montrent qu'il s'agit de dépôts littoraux en milieu battu (Hallégouët, 1971, 1972, 1973, 1976, fig. 3, 4, 5).

La formation de la Garenne située vers 130 m d'altitude correspond manifestement à une ancienne ligne de rivage s'inscrivant entre la surface du Léon et le plateau de Commana dans le coin SE de la carte. Une falaise fossile est également visible en rive gauche de l'Élorn, au Nord de Ploudiry vers 100 m d'altitude et en aval de Landerneau des galets marins non consolidés ont été observés localement à la base des formations de versant au pied des rochers de Plougastel. La formation de la Garenne semble contemporaine des grottes marines fossiles du Ménez Luz dans la presqu'île de Crozon, où les galets de grès armoricain sont à peine altérés.

p. Pliocène marin : argiles estuariennes et épandages de sables et de galets. Pendant les régressions marines du Pliocène et du Pléistocène inférieur les dépôts estuariens ont été ravinés par des formations alluviales avant l'encaissement de nouveaux chenaux en direction du goulet de Brest et de la mer d'Iroise.

Rp. Pliocène marin remanié dans les altérites (et Rg : petits Galets siliceux résiduels symbole : trois points en triangle). Sur le plateau du Léon à la surface des champs labourés entre la vallée de l'Élorn et Plouvorn, on remarque, de petits galets et des granules, souvent en quartz blanc laiteux. Ils sont généralement très émoussés et dans certains cas ils présentent des traces d'éolisation. Ils n'ont pas été systématiquement notés sur la carte, car il faut rester très prudent vis-à-vis de ces indices très ténus pouvant aussi avoir été amenés avec des amendements calcaires (trez et maërl dragués sur les bancs de la rade de Brest et du plateau de Molène depuis des décennies, par les sabliers fréquentant les quais de Landerneau ou l'estuaire de la Penzé). Des contrôles à la binoculaire montrent parfois dans les matrices des débris coquilliers, aussi seuls ont été indiquées les formations essentiellement quartzieuses. Lors de décapages des sols, on observe que les galets se concentrent souvent dans des poches accidentant le sommet des altérites. Ils sont parfois cassés et leurs arêtes ont été par la suite ré émoussées : éolisation ou reprise par les eaux de ruissellement. La campagne de sondages menée autour de Landivisiau n'a pas permis de mettre en évidence des chenaux fossiles entre les bassins de l'Élorn et la Penzé, ni en direction de l'Horn et de la Flèche.

Dans la vallée de l'Élorn divers replats morphologiques, entre 60 et 80 m d'altitude, montrent aussi des galets isolés de quartz et de quartzite, plus ou moins émoussés semblant correspondre au remaniement de formations marines dans des chenaux fluviaux après les maximum transgressifs qui ont submergé en grande partie la Bretagne occidentale pendant le Néogène. Il est impossible d'être précis sur l'âge de ces dépôts associés à la topographie des plateaux. En

Bretagne occidentale on les observe parfois jusqu'à 200 m d'altitude en particulier sur la feuille Morlaix, où les galets de grès-quartzite du plateau de Plouigneau s'élèvent jusqu'à 170 m. De telles formations ne sont pas vues sur le plateau de Ploudiry, ni les replats topographiques en avant de la crête des Monts d'Arrée, mais elles ont été décrites au Sud de la rade de Brest sur la surface de Sainte-Marie du Menez-Hom, à l'Ouest de Châteaulin.

On peut supposer qu'après le retrait de la transgression du Crétacée, la mer du Néogène ont envahi plusieurs fois la péninsule bretonne en ne laissant émerger que des îles en avant desquelles les vagues ont façonné de larges plate-formes d'érosion : surfaces de Sainte-Marie du Menez-Hom, surface du Léon et plate-forme du pays Pagan en bordure de la Manche occidentale. Les manteaux d'altérites ont été alors en partie décapés et ont alimenté des cordons littoraux, ainsi que des nappes de cailloutis et de sables rouges, en partie reprises par les cours d'eau après les maximum eustatiques : lits fossiles de l'Élorn et vallées mortes de la presqu'île de Crozon.

Mv. Formations marines du Pliocène et du Pléistocène inférieur (Gélasien ?). Entre La Roche Maurice et le Relecq-Kerhuon, la vallée de l'Elorn a conservé des dépôts correspondant à plusieurs inondations marines (Hallégouët, 1976). Dès la protohistoire les potiers ont exploité autour de Landerneau des argiles riches en spicules d'éponges et en grains de quartz émoussés luisants. Une argilière encore exploitée au milieu du XIX^e siècle par la Grande Briqueterie de Landerneau, est encore visible au Bois Noir à l'Ouest de la ville. D'autres excavations encore visibles il y a quelques années ont été comblées, mais occasionnellement lors de travaux on peut encore observer des bancs d'argiles à la base de nappes alluviales ou de coulées périglaciaires. Un puits réalisé en 1904 près de l'ancienne filature a traversé sous 15 m d'argile une couche de sable calcaire de 1,90 m de puissance livrant des coquilles marines (*Cardium*, *Turritella*). Les ouvriers puisant l'argile au Bois Noir recueillaient également de petits gastéropodes et des valves de lamellibranches. Une dent de requin a été attribuée à *Carcharodon megalodon* (Giot, 1991). Les argiles noires apparaissant à la base des formations de versant et des nappes fluviales pléistocène lors de terrassements dans la zone industrielle de Lanrinou, sur la commune de Pencran ont été rapportées au Pléistocène inférieur (Hallégouët, Morzadec-Kerfourn, 1977). Un sondage mené par la suite à la base de la coupe jusqu'à 7 m de profondeur (L1) a permis de déterminer que la base de l'argile de Lanrinou peut être rapportée au Reuverien et que son sommet appartient vraisemblablement au Tiglien. Un hiatus important correspondant à un sol a été mis en évidence, ce qui conduit à envisager une régression importante s'intercalant au Prétiglien, entre deux mouvements transgressifs. La détermination de kystes de Dinoflagellés témoigne de conditions océaniques au cours du Reuverien avec un rivage marin s'élevant à plus de 90 m d'altitude. Par la suite l'abaissement du niveau océanique sur plus de 80 m, s'est fait sans érosion apparente. Après le Prétiglien la sédimentation a repris dans un milieu

estuarien plus affirmé ou la profondeur ne devait pas excéder 20 m. Dans les corrélations stratigraphiques le Reuvérien supérieur des palynologues recouvre le sommet du Piacenzien et le Pléistocène basal, tandis que le Tiglien s'étend jusqu'au sommet du Gélasién.

Trois campagnes de sondages effectuées par la suite par les sondeurs du BRGM ont permis de préciser la stratigraphie des argiles au fond de la vallée. Les forages ont été souvent menés en deux temps en raison de la présence d'une nappe alluviale grossière sous les dépôts holocènes et de la profondeur du lit rocheux situé parfois à plus de 20 m sous le 0 NG en aval de Landerneau où un chenal fossile semble décrire de larges méandres sapant alternativement la base des versants. Des lits d'argile et de sable ont été également sondés manuellement sur les replats de part et d'autre de l'estuaire de l'Élorn : Le Relecq-Kerhuon, Vervian Bras, Lavallot, Kerliézec. La microfaune de l'échantillonnage des sondages XVI et XVII a été examinée récemment par C. Bourdillon. Les dépôts situés au Nord de Lanrinou et au Relecq-Kerhuon, à l'entrée de l'estuaire ont été étudiés antérieurement par J.-P. Margerel et P. Carbonel, tandis que la macrofaune abondante au Relecq-Kerhuon a été déterminée par A. Lauriat-Rage et Ph. Brébion.

Dans le sondage LXVII implanté à l'Ouest de la palue remblayée du Calvaire, au milieu de la vallée, la partie supérieure des argiles marines sous la nappe alluviale climatique froide correspond jusqu'à -12 m NGF au Gélasién inférieur. Au-dessous jusqu'au lit fossile, atteint vers -15 m NGF, on se situe près de la limite Piacenzien-Gélasién ou dans le Piacenzien supérieur. Le sondage XVI, situé à Vervian Bian, au niveau des hautes mers, a été mené jusqu'à -19 m NGF. La partie inférieure des argiles se situe également entre le Piacenzien terminal et le Gélasién basal. La partie moyenne du remblaiement peut être attribuée au Gélasién basal et inférieur, tandis que sa partie supérieure entre -5 m et le 0 NGF correspond à une phase régressive marquée, caractérisée par un remaniement du Pliocène supérieur ou du Pléistocène inférieur, avant une nouvelle inondation marine.

Au Nord de la route de Sizun (D764) à la limite du replat de Lanrinou, les travaux d'une station d'épuration ont révélé des extrusions de sables marins azoïques dans les alluvions et les dépôts de versant. Un sondage manuel (L2) a atteint en profondeur des marnes, retrouvées lors d'un sondage mécanique (L3) mené à proximité sur le parc du garage Peugeot. Cette série argileuse à smectite et à chlorite, repose à 15 m de profondeur sur une dalle de grès coquillier très compacte qui a bloqué la progression de la tarière.

Des corrélations ont été établies entre ce site montrant un environnement à tendance estuarienne et le celui du Relecq-Kerhuon franchement marin. Les interprétations concernant les paléo-environnements à Lanrinou permettent de

mettre en évidence trois phases et chronologiquement on observe de bas en haut :

- une première transgression caractérisée à sa base par une participation importante du domaine côtier, puis par l'installation progressive d'un milieu infra littoral ;
- un milieu estuarien soumis à des influences continentales importantes ;
- une nouvelle transgression correspondant à un milieu infra littoral évoluant dans la partie supérieure des dépôts, vers un confinement (phénomène de nanisme des espèces de foraminifères typiquement marines).

Les affinités biogéographiques des faunes du Relecq-Kerhuon et des sondages L2 et L3 au Nord de Lanrinou sont nettement atlantiques, méridionales et partiellement méditerranéennes. Les différentes faunes se différencient nettement de celles des formations pliocènes du golfe ligérien et de Normandie et des dépôts tigliens de Saint-Erth à l'Ouest du Cornwall. Les faunes d'ostracodes rencontrées ne paraissent pas avoir une grande valeur stratigraphique et se retrouvent pour la plupart au cours du Pléistocène. La plus grande partie est composée d'espèces atlantiques, le reste d'espèces méditerranéennes. Environ $\frac{1}{4}$ des espèces de Bivalves des marnes à huîtres du Relecq-Kerhuon est aujourd'hui cantonné en Méditerranée ou ses abords atlantiques. L'absence d'espèces nordiques comme les Astartidae abondantes dans le Redonien du golfe ligérien et également bien représentées dans le golfe de la Manche, semble indiquer que les faunes de la vallée de l'Élorn sont antérieures aux événements froids de 3,2 et 2,5 Ma. Les paramètres climatiques enregistrés par les différentes faunes au Relecq-Kerhuon et à Lanrinou sont concordants et il est fort probable qu'il s'agisse de Pliocène inférieur (Zancléen). La régression s'amorce dans la partie supérieure des argiles de la station d'épuration de Lanrinou pourrait être mise en corrélation avec la limite 3,5 Ma. Cette attribution est confirmée par C. Bourdillon pour les argiles du Relecq : Biozone FBN 7 de J.-P. Margerel = Zancléen – Pliocène inférieur.

La partie supérieure des argiles du Zancléen au Relecq est tronquée par une surface d'érosion et celle-ci est ravinée par des chenaux où la base de la nappe alluviale a été datée par RPE de $2,420 \pm 0,348$ Ma par M. Laurent (IPH). À Lanrinou, il y a également une discontinuité importante entre le Zancléen supérieur (L3-L2) et le Piacenzien de la partie inférieure du sondage L1 plus au Sud. Des niveaux d'érosion ont été aussi reconnus au sommet des argiles rubéfiées à spicules conservées sur les replats de l'estuaire. En amont de Landerneau en rive droite, les argiles des anciennes carrières sont associées à des niveaux de sables rouges avec des galets de quartz bien roulés, correspondant sans doute aux épisodes régressifs de Lanrinou (Penn ar Roz et Nord du cimetière de la ville de Landerneau).

Des sables rouges ont été révélés lors de sondages menés dans la vallée du Quillimadec au NW de la feuille (Vogt, 1961). Des coquilles marines ont été observées également au moment des travaux de la station d'épuration de Lesneven. À Lanhourneau, des argiles et des sables marins sont apparus au cours de terrassements ou du creusement de puits dans la vallée de la Flèche. Ces dépôts peuvent correspondre au Gélasien et les gisements semblent d'extension réduite. À défaut de sondages de confirmation et d'examen visuel ils ne sont pas figurés sur la carte.

Fv. Alluvions du Pléistocène inférieur : haute terrasse remaniant les épandages marins pliocènes. Indépendamment des formations marines et des dépôts fluvio-marins associés, on trouve sur des replats et la partie supérieure des versants encadrant la vallée de l'Élorn, des galets de quartz pouvant correspondre à des dépôts fluviatiles marquant des stades d'enfoncement de rivières affluentes. Ces vestiges se présentent parfois sous forme de blocs de poudingues ferrugineux en général remaniés dans des formations périglaciaires plus récents. Les affleurements en contact direct avec le substrat rocheux sont d'extension réduite et n'ont pas été représentés. Ces formations alluviales sont en rapport avec des phases climatiques froides et humides pendant lesquelles le ruissellement et la solifluxion décapaient les formations marines résiduelles et les altérites à la périphérie des plateaux.

L'état très dégradé des affleurements ne permet pas de préciser leur âge, mais il est vraisemblable de ces dépôts grossiers parfois associés à des formations plus sableuses, soient postérieurs à la phase transgressive du Pliocène supérieur. La terrasse de Saint-Antoine en amont de la cluse de l'Élorn entre Ploudiry et Locmélar, se situe vers 95 d'altitude à un niveau à peine inférieur au seuil de partage des eaux avec le bassin versant de la rivière de Daoulas. Le remblaiement de la vallée ne semble pas avoir été alors suffisant pour engendrer un déversement du cours supérieur de l'Élorn en direction de Daoulas. Les sondages menés dans la région de Landivisiau n'ont pas confirmé l'hypothèse d'un tracé hydrographique ancien en direction de Saint-Pol-de-Léon.

Fx. Alluvions du Pléistocène moyen : moyenne terrasse. Entre 5 et 15 m au-dessus du lit majeur actuel de l'Élorn, il existe des dépôts fluviatiles à éléments grossiers de lithologie variée (quartz, quartzites, grès, microgranites, aplites, gneiss, schiste...). La matrice est sableuse est bien triée et on observe parfois des lits de galets en alternance avec des couches de sable. Les quartz non usés sont parfois associés à des débris schisteux. La base des dépôts est généralement grossière et le calibre des galets témoigne d'un régime torrentiel. Lorsqu'elle est conservée, la partie supérieure de ces formations correspond à des sables fins et parfois des sablons limoneux. Les dépôts des terrasses moyennes ne sont pas indurés et les galets de roche d'origine magmatique ou cristallophyllienne ne présentent pas d'altération importante. Les affleurements de part et d'autre de l'Élorn sont discontinus et sont visible localement depuis

Locmélar jusqu'à La Forêt-Landerneau. Sur les rives de l'estuaire à partir de la confluence du ruisseau du Roual, seul quelques blocs de quartzite d'origine glacielle témoignent de l'extension primitive des terrasses moyennes vers l'aval.

La formation alluviale affleurant en rive droite de l'Élorn, en bordure de la D712 vers Kerhamon, correspond à la nappe saaliennne. Une partie de la ville de Landerneau est édifiée sur ces dépôts qui forment également des terrasses à l'Ouest de la ville : replats de Kerhervé, Vervian, et Grande Palue.

Dans les estuaires, les terrasses climatiques froides ont été souvent confondues avec les plages anciennes visibles en aval dans les zones battues. Dans l'estuaire de l'Élorn les plages anciennes du Relecq-Kerhuon et de Plougastel-Daoulas sont postérieures à la terrasse moyenne correspondant aux stades isotopiques froids (6, 8 et peut être plus anciens).

Fy. Nappe alluviale périglaciaire weichsélienne. Les alluvions weichséliennes sont également représentées par des sédiments grossiers (sables, graviers, voire galets pluri centimétriques). Elles s'appuient sur le substratum rocheux ou couvrent des nappes plus anciennes, ainsi que les formations marines du Gélasien ou du Pliocène supérieur dans la partie aval de la vallée de l'Élorn. Elles correspondent dans leur partie supérieure à des sablons et des limons de décantation issus de l'érosion des colluvions tardiglaciaires. Dans l'estuaire de l'Élorn elles sont localement recouvertes par des alluvions holocènes fines, correspondant à la terrasse eustatique précédant l'inondation marine du Subatlantique (sondage L7 à l'Est du Calvaire). Sous les remblais et les vases flamandaises au centre de la vallée, entre Le Calvaire et le Bois Noir, la nappe alluviale du Weichsélien a été atteinte en sondage à partir de 5,50 m de profondeur. Sa pente longitudinale semble importante car à proximité du pont levant, les galets n'ont été atteints, qu'à partir de 9 m (sondages L8-9-10). Les galets sont de gros calibre et plusieurs sondages ont dû abandonnés dès le premier mètre dans les alluvions. Par contre le sondage LXVII n'a montré qu'une épaisseur de 1 à 1,5 m pour la couche de galets ravinant les argiles de Landerneau. La nappe weichsélienne ne semble pas occuper tout le fond de la vallée et le sondage effectué près du versant au nord du canal maritime n'a montré que des heads périglaciaires avant d'atteindre les argiles pliocènes à 6 m de profondeur.

En amont de Landerneau les sondages réalisés au fond de la vallée, près du pont de Kerhamon et de la station de traitement des eaux de Pont ar Bled ont atteint rapidement le substratum rocheux à 3 m de profondeur au maximum. La couche de galets ne dépasse guère 1,5 de puissance et la partie supérieure des dépôts correspond à des sablons de décantation et à des limons colluviés provenant du versant voisin. Dans la rade de Brest, en aval du pont de Plougastel, la nappe alluviale weichsélienne reconnue en sondage dans le chenal

de l'Élorn semble également réduite en extension et en puissance (Babin *et al.*, 1969).

Le fond des vallées secondaires, est parfois occupé par des cailloutis faiblement émoussés et des lits de sable de quelques centimètres, à moins d'un mètre d'épaisseur, correspondant au lavage d'apports latéraux en période froide. À leur sommet, des limons argileux grisâtres creusés de chenaux correspondant à la reprise de l'encaissement du lit mineur lors du réchauffement climatique post glaciaire. Ces dépôts marquent la fin du Pléistocène supérieur.

Sy. Dépôts périglaciaires de versant : formation à blocs, à matrice limoneuse, (Weichsélien). Ce sont des dépôts couvrant les versants et se présentant comme un mélange de cailloux anguleux d'origine proximale ou de graviers emballés dans une matrice limoneuse. Leur épaisseur s'accroît en bas de pente où ils atteignent parfois 5 à 10 m d'épaisseur : zone industrielle de Lanrinou à l'Est de Landerneau. Dans la vallée de l'Élorn ils englobent souvent les galets des terrasses moyennes et parfois des blocs de poudingues provenant du démantèlement de la haute terrasse. Plusieurs générations de heads peuvent être distinguées et leur base s'appuie parfois sur les formations marines du Pliocène et du Pléistocène inférieur. Sur la rive droite de l'Élorn à l'Est de Landerneau, ils reposent sur la nappe alluviale saalienne ou couvrent directement le substrat rocheux. Sur les versants, les formations schisteuses et cristallophylliennes sont fréquemment soumises à des phénomènes de fauchage plus ou moins accentués.

Les heads et arènes fauchées sont associés aux périodes froides du Pléistocène et à la dynamique périglaciaire. En début de cycle périglaciaire, les sols et les formations meubles ont été décapées et ont migré vers la partie inférieure des versants par ruissellement diffus et cryoreptation. Les accumulations grossières ravinant les dépôts fins au bas des pentes correspondent aux coulées de gélifluxion qui entraînaient des blocs parfois énormes jusqu'au fond des vallées : champ de dalles de quartzite sur la rive sud de l'estuaire de l'Élorn à Vervian Bian. La macrogélifraction qui s'est exercée sur les quartzites de la Roche-Maurice et de Plougastel a formé au pied de versants abrupts, des chaos à peine masqués par les apports limoneux du dernier maximum glaciaire. La gélifraction des schistes fournit généralement des plaquettes et des aiguilles en fonction de la lithologie des bancs. Ces éléments se disposent à plat parallèlement à la pente ou se redressent parfois au voisinage de blocs plus importants. Localement dans la partie supérieure des dépôts, des plaquettes disposées à la verticale forment un réseau de cloisons parallèles espacées de plusieurs mètres dans le sens de la pente. Dans les formations métamorphiques, les dépôts sont plus ou moins stratifiés en fonction de la nature de la roche et de son degré d'altération. Les granites du plateau du Léon généralement très altérés ont alimenté des coulées de gélifluxion sableuse emballant quelques éléments grossier : quartz filoniens, aplites et boules de diorite.

Notations ponctuelles associées aux alluvions récentes : Tz : Tourbes holocènes (notation ponctuelle). Ly-z : Lacustre et palustre (fini weichsélien et holocène).

Des formations organiques, voire tourbeuses, ont été signalées ponctuellement sur la carte. L'appellation tourbe, désigne souvent des couches noires avec des restes végétaux, ou simplement des sédiments riches en matière organique. Ces sédiments sont en fait plus fréquents que ne le signale la carte, mais en l'absence de coupe ou de sondages dans les zones humides on ne peut être plus précis. Dans l'estuaire de l'Élorn ils peuvent être associés aux sédiments marins de la transgression holocène. Ainsi le sondage réalisé en bordure du Palud du Calvaire a révélé sous les vases du Subatlantique un banc de tourbe reposant sur des sédiments argileux gris alternant avec des niveaux bruns à débris végétaux. La base des dépôts entre 5,5 et 6,75 m de profondeur correspond à une tourbière boisée établie sur un sol gris hydromorphe. Les formations inférieures sont constituées par des sédiments limoneux mêlés de débris schisteux reposant sur le substrat non altéré un mètre plus bas. À l'origine ce site correspondait sans doute à la rive concave d'un méandre abandonné, à la limite de la nappe alluviale weichsélienne reconnue sous les vases flamandaises, dans les sondages implantés plus au Nord. L'installation de cette tourbière à la base des dépôts holocènes semble précoce. Elle a été suivie par la mise en place d'autres formations organiques pouvant être mise en parallèle avec l'évolution de la transgression flamandaise en rade de Brest.

Ly. Formations lacustres tardiglaciaires. Au Nord de Trémaouézan, deux sous bassins versants correspondant aux sources de l'Aber Wrac'h ont fait l'objet de sondages pour des études palynologiques. Le milieu de cette cuvette humide à peine déprimée par rapport au plateau léonard, est occupé par des dépôts sédimentaires correspondant vraisemblablement à un fond de lac. Trois sondages qui n'ont pas été poursuivis au-delà de 2,10 m de profondeur ont permis de montrer l'évolution de la végétation depuis l'interstade Bölling-Allerod (75 spectres polliniques et datations radiocarbone). Les dépôts inférieurs correspondent à des sédiments plastiques blanchâtres. Leur analyse granulométrique montre une diminution des fines en profondeur : limon sableux bien classé dans le domaine des sables fins avec 9 % d'argiles. Au-dessus de 1,95 m apparaissent des limons argileux organiques, noirs à grisâtres (16,4 % d'argile à 1,45 m). L'insuffisance de matière organique dans les niveaux plus sableux rencontrés en fin de sondage, n'a pas permis leur datation. Au-dessus les niveaux organiques ont livré deux dates à $11\,700 \pm 160$ BP ($11\,600$ cal. BC) et $11\,110 \pm 140$ BP ($11\,100$ cal. BC) correspondant à la fin de l'Allerod. Deux autres datations à $10\,300 \pm 180$ BP ($10\,240$ cal. BC) et $10\,240 \pm 110$ BP ($10\,050$ cal. BC) montrent la présence de dépôts correspondant au refroidissement du Dryas récent avant la transition avec l'Holocène. La cuvette inondée très calme était alors alimentée par des cours d'eau réduits, mais commençait à s'assécher dans sa partie occidentale (Gaudin, 2004).

Lz-Tz. Formations lacustres et tourbières holocènes. Des sédiments argileux organiques, voire tourbeux sont associés dans les dépressions, les têtes de vallons et les vallées, aux alluvions et aux colluvions holocènes. Leur puissance est généralement inférieure à 1 m et en l'absence de sondages ils n'ont pas été représentés. Les travaux menés pour la mise en valeur de la tourbière de Langazel au nord de Trémaouézan ont permis de disposer également de datations et de spectres pollinique pour l'Holocène. Au Préboréal et au Boréal l'enregistrement sédimentaire est faible. Une datation de tourbe argileuse correspond au début de l'Atlantique ($7\,370 \pm 110$ BP) et deux autres dates à la fin de cette période ($5\,910 \pm 140$ BP et $5\,400 \pm 70$ BP) : Mésolithique récent à Néolithique moyen. Un âge à $2\,230 \pm 60$ BP (Âge du Fer) indique que le développement de la tourbe s'est poursuivi au Subatlantique avec le retour de conditions plus humides (Gaudin, 2004). Les niveaux supérieurs de la tourbière ont été datés de $1\,360 \pm 90$ BP à $1\,320 \pm 100$ BP (Haut Moyen Âge).

On citera également un petit talweg au Sud de la base de Landivisiau où un sondage a traversé des sédiments tourbeux sous quelques décimètres de recouvrement.

Œy. Limons éoliens ocres : loess (Weichsélien, Pléistocène supérieur). Ce sont des silts (limons) au toucher soyeux et à texture micro-tubulaire. Leur teinte est claire (jaune-beige) mais vers la surface ils sont enrichis en argile et leur coloration tend alors vers l'orange : horizon B des sols. Dans les dépressions occupées par des sols à gley ils prennent une coloration gris-bleu. Sur les pentes ils sont souvent associés à des graviers provenant d'altérites affleurant dans la partie supérieure des versants. Ces formations sont sensibles au ruissellement et s'effondrent rapidement lorsqu'elles sont taillées à la verticale. À défaut de falaises littorales, aucune coupe n'a permis un examen stratigraphique détaillé de ces dépôts sur le territoire de la feuille. Sur les plateaux les limons sont siliceux, mais sur la plate-forme littorale entre Roscoff et Portsall de petites concrétions calcaires ont été parfois observées (poupées de loess). Les courbes granulométriques des dépôts non altérés sont de type sygmoïde avec une médiane se situant généralement au-dessous de la limite des silts moyens et grossiers, entre 0,025 et 0,035 mm. Ils sont formés de débris de quartz anguleux, mais on y observe aussi en lame mince des particules calcaires et de petits gastéropodes terrestres lorsqu'ils sont encore carbonatés. Le cortège des minéraux lourds des limons de la région de Brignogan au Nord de Lesneven, montre des minéraux présents dans les roches locales, en particulier les gneiss affleurant dans la partie septentrionale de la carte : grenat, pyroxène, amphiboles, zircon, andalousite, indicolite, rutile, disthène, anatase, ilménite (Berthois et Milon, 1930). Sur le plateau de Lanhouarneau, il est parfois difficile de préciser le passage entre les limons superficiels et les altérites gneissiques finement gélivées. Les teneurs importantes en muscovite peuvent traduire des sources d'alimentation proximales par rapport à des apports d'origine distale. Ces apports sont attribués aux vents soufflant à la périphérie de l'inlandsis

britannique lors du dernier maximum glaciaire. Le niveau marin était alors déprimé, les précipitations faibles et la déflation éolienne s'exerçant sur les fonds asséchés de la Manche, aux dépens des alluvions et des anciennes vasières, arrachait des particules fines qui se déposaient ensuite plus au sud, sur les reliefs armoricains.

Les loëss weichséliens sont très étendus sur la plate-forme littorale entre Roscoff et Plouguerneau, avec des épaisseurs variables en fonction de la morphologie. Ils peuvent former des placages épais à la base de reliefs comme l'abrupt du pays Pagan entre la baie de Goulven et la côte des Abers. Sur le plateau vers le Sud, les apports se raréfient et se disposent sur les crêtes d'interfluve et dans la concavité des grands versants. Les sondages effectués n'ont montré que des épaisseurs souvent inférieures au mètre, cependant l'utilisation massive des limons loëssiques pour l'édification des grands tumulus de l'Âge du Bronze, permet de penser qu'à cette époque la couverture était plus importante qu'aujourd'hui. Les dépôts limoneux résiduels sont souvent associés à des cailloux de quartz et de quartzite montrant des facettes d'éolisation caractéristiques. Ces dreikanter forment parfois un pavage discontinu entre le limon et les altérites sous-jacentes. Certains éléments sont patinés et oxydés et leur façonnement semble antérieur à la dernière glaciation. Des témoins de loëss anciens altérés semblent conservés sur les plateaux de Landivisiau et de Ploudiry. Ils ont été localisés dans de légères dépressions, comme au Nord de Bodériou au NE de Landivisiau où une formation argileuse exploitée par les potiers était encore visible il y a quelques années. Les sondages menés à proximité des toponymes correspondant à cette activité artisanale n'ont pas permis de localiser d'autres gisements. D'autres formations limoneuses vraisemblablement antérieures à la dernière glaciation ont été également observées interstratifiées dans les formations de versant de la rive sud de l'estuaire de l'Élorn : coupe de Lavallot en bordure de la D29.

Localement au Nord de la feuille, la partie supérieure des limons est parcourue de fentes disposée en réseaux polygonaux. Elles sont irrégulières et comblées par un limon clair, alors que leurs lèvres présentant une coloration parfois ocre sont parfois légèrement indurées. Il s'agit de fentes de retrait résultant de la dessiccation de ces formations. Ces fentes de 1 à 5 cm en largeur peuvent s'enfoncer jusqu'à 1,5 m, sous le sol holocène. Elles se sont développées pendant les périodes de réchauffement climatique du Tardiglaciaire lors de la fonte du pergélisol et ce phénomène a pu se poursuivre pendant l'Holocène : remplissage correspondant parfois aux horizons humifères superficiels. En bas de versant la présence de pierres et de graviers dans la partie supérieure des limons témoigne d'une reprise de la dynamique périglaciaire pendant les phases froides du Tardiglaciaire.

Cette couverture loëssique a favorisé le développement des cultures légumières au Nord de la carte, mais les agriculteurs doivent apporter du maërl

ou du trez (algues et sables calcaires) afin d'alléger les limons trop argileux et de corriger un pH trop acide. On observe donc des galets marins non altérés dans la plupart des sols labourés jusqu'au glacis des Monts d'Arrée.

Cy. Colluvions tardiglaciaires (Weichsélien). Le fond des vallons périglaciaires à la limite des plateaux est souvent occupé par des colluvions limoneuses et parfois des alluvions fines, lorsqu'ils sont parcourus par des écoulements sporadiques lors des précipitations orageuses. Ces dépôts succèdent aux heads et limons pléni-glaciaires du Weichsélien et se raccordent longitudinalement aux coulées de gélifluxion du Tardiglaciaire en particulier au pied des grands versants limoneux de l'abrupt du pays Pagan. Ces dépôts ont pu se mettre en place jusqu'au Dryas récent et en l'absence de datation il est parfois difficile de les distinguer des colluvions limoneuses holocènes.

En fond de talwegs, la base de ces dépôts s'enrichit en sable, en graviers ou petits cailloux. Ils peuvent correspondre au lavage des langues de gélifluxion par les eaux de fonte de la couverture neigeuse en particulier sur les versants et les vallons en exposition nord.

Fz. Alluvions fluviales (Holocène). Les alluvions holocènes sont essentiellement constituées de matériaux fins, limons (= silts) et argiles, provenant du remaniement des loess, des dépôts de versants, voire localement de dépôts sablo-micacés détritiques provenant d'arènes granitiques. L'épaisseur de ces dépôts dans les petits cours d'eau est en général inférieure au mètre. Elle peut dépasser 1 m dans les vallées principales à fond plat. On pourra aussi, généralement vers la base des dépôts, trouver des sédiments plus organiques, tourbeux, qui marquent le début de l'interglaciaire. La partie limoneuse vers la surface, traduit souvent l'érosion des sols résultant des activités agricoles depuis le Néolithique.

Dans les vallons en berceau, comme dans les fonds de vallées plus importants, Il est généralement difficile de préciser la limite entre les alluvions holocènes et les éléments correspondant à la fin de la dernière glaciation. Le lit actuel est souvent encaissé dans des limons gris verdâtres tachetés de plages blanchies ou jaunâtres avec des niveaux rouillés caractérisant les sols hydromorphes. Plusieurs sols à gley ont pu se succéder en fonction de l'évolution climatique. Au fond de vallons en V, les alluvions tardi-glaciaires et holocènes sont généralement grossières. Elles s'encaissent dans les heads weichséliens ou ravinent directement le substrat rocheux altéré.

F-Cz. Alluvions et colluvions (Holocène). Il s'agit d'alluvions fines et de colluvions (limons et argiles), souvent intimement mêlées, tapissant le fond de vallons en berceau, à drainage pérenne ou intermittent. Ces dépôts en fond de talweg proviennent principalement de l'érosion des sols, au cours de l'Holocène depuis moins de 10 000 ans. Sous cette couche de particules fines, il existe

souvent un niveau plus grossier (sables ou petits galets) correspondant à des alluvions mises en place pendant les phases froides du Tardiglaciaire, lorsque la fonte de la couverture neigeuse déterminait un écoulement à forte énergie au fond des vallées. On peut trouver aussi, sous cette couche de matériaux fins, des formations comme des heads limoneux signalant que les versants de ces vallons étaient soumis à la cryoptation, lors de périodes de refroidissement comme le Dryas récent (dégels saisonniers).

MzV. Dépôts estuariens flandriens : vases (Holocène). Les vases occupant le fond de la vallée de l'Elorn, en aval de Landerneau correspondent au retour de la mer qui a retrouvé depuis quelques siècles le niveau qu'elle occupait lors du dernier interglaciaire en rade de Brest : plages émiennes du Relecq-Kerhuon et de Plougastel. Ces dépôts estuariens correspondent au mélange de particules d'origine marine et continentale dans un chenal de marée occupé par un bouchon vaseux oscillant d'amont en aval deux fois par jour. En raison de la floculation des particules au contact des eaux salées et des eaux douces, les vases sont également enrichies en matière organique et leur granulométrie dépend de l'hydrodynamisme. Les sédiments des vasières et des prés salés dans la partie interne de l'estuaire sont constitués par des particules fines inférieures à 0,064 mm (plus de 50 %) associées à des sables fins, des tests de microorganismes et à des débris coquilliers (cardium, scrobiculaires). Le fond du chenal où les courants résiduels portent vers l'amont est occupé par des sédiments plus grossiers. Les sédiments sont plus ou moins carbonatés en raison de la présence d'une faune endogée et la fraction siliceuse correspond au mélange de minéraux argileux (kaolin, smectites, inter-stratifiés) ou de micro grains de quartz.

La mer s'est avancée progressivement dans le chenal de l'Élorn depuis 8 000 ans et la ligne de rivage s'est déplacée en fonction des phases transgressives et de périodes de stabilisation qui caractérisent la transgression flandrienne en Bretagne. La sédimentation a été rapide à l'Atlantique puis s'est ralentie au subboréal, pour reprendre au Subatlantique (Morzadec-Kerfourn, 1974). Les formations tourbeuses du méandre du Calvaire n'ont été envahies par la mer qu'au Subatlantique. On manque cependant d'indicateurs sur la position du niveau marin au fond de l'estuaire, pour la période protohistorique. Si l'on examine les données disponibles pour la Rance et le Léguer, des phases transgressives ont été suivies par de légères régressions et à l'époque romaine les bateaux ne remontaient pas jusqu'à Dinan ou Lannion. Il devait en être de même pour Landerneau et au premier siècle de notre ère, les voiliers ne devaient guère dépasser La Forêt-Landerneau.

MP. Polders non remblayés : vases de l'estuaire de l'Élorn (Holocène). Des herbues de part et d'autre du chenal de l'Élorn ont été soustraits à la submersion marine par des digues de terre édifiées au XIX^e siècle, dans la convexité des méandres de la Grande Palud et de Kerangal. Leur

altimétrie correspond au niveau de la mer en morte eau et des vannes à clapet permettent l'écoulement des eaux continentales à marée basse. Leur fond constitué de vases marines pédogénisées est actuellement occupé par des prairies. La prise de Kérangal est cependant mal entretenue et une végétation halophile s'y est rétablie.

Formations anthropiques

X. Remblais anthropiques : terrains remaniés de la période historique. Des remblais ont été indiqués là où les géologues des formations superficielles ont pu les détecter, mais il peut en exister d'autres d'extension réduite correspondant par exemple au comblement d'anciennes carrières de villages. Il s'agit surtout des matériaux issus du terrassement de formations superficielles lors de la réalisation de plateformes pour l'implantation de bâtiments ou de voies de communication. Ponctuellement, des remblais correspondent également au stockage des terrains de découverte des carrières et des matériaux non commercialisés : carrières de Kerfaven sur la rive gauche de l'Élorn en amont de la Roche Maurice et coude de l'Élorn à Landivisiau.

La partie basse de l'agglomération de Landerneau près du port s'est développée sur des remblais qui se sont progressivement étendus en aval du pont de Rohan depuis le XV^e siècle. Le lest des bateaux a été utilisé ainsi que les matériaux provenant du creusement du chenal sur la rive nord de l'estuaire. Dans les années qui ont suivi la Seconde guerre mondiale les ordures ménagères et des matériaux encombrants ont été déversés sur le Palud du Calvaire, au Sud du canal d'accès au port. La couche de déchets au-dessus des vases marines est actuellement masquée par des matériaux stériles provenant de terrassements ou de carrières. D'autres décharges de faible dimension comme celle de Poulran au NE de l'Hippodrome de Landivisiau ont été également réhabilitées et sont envahies par la végétation. Les déchèteries comme celle de Lesneven à l'Est de la ville, correspondent actuellement des espaces de stockage occupant des surfaces réduites.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Elles occupent les deux tiers du territoire cartographié et se répartissent entre deux catégories, en fonction de la nature sédimentaire ou magmatique de leur protolithe.

Formations paradérivées

La formation métasédimentaire épi à mésozonale qui occupe le Nord-Est de la région représente vraisemblablement la continuité au Nord du CNA des schistes briovériens de l'Élorn affectés par un métamorphisme plus marqué. Elle se poursuit en direction du Nord-Est par les micaschistes de la Penzé (feuilles Saint-Pol-de-Léon et Plestin-les-Grèves). L'hypothèse d'un protolithe briovérien peut être également retenue pour les Micaschistes de Plougourvest et les Micaschistes de Lanneuffret, comme cela a déjà été évoqué à propos des Micaschistes du Conquet (Chauris *et al.*, 1980b ; Chauris et Hallégouet, 1989b) que caractérise la même paragenèse, significative du sous-faciès à staurotide du faciès amphibolite, et qui les prolongent en direction de l'WSW (feuilles Le Conquet, Brest et Plabennec).

On a distingué, depuis le centre de la carte vers le Nord-Ouest, un ensemble à caractère plus gneissique rattaché aux Gneiss et Micaschistes de Lesneven (feuilles Le Conquet et Plabennec). Il s'agit essentiellement de gneiss à grain moyen ou fin et, localement de micaschistes, où l'intensité du métamorphisme a permis le développement de la sillimanite. L'analyse du même matériel prélevé sur la feuille voisine Plouguerneau montre un caractère très felsique ($\text{SiO}_2 = 71,88\%$) et un spectre multi-élémentaire suggère que ces paragneiss dérivent d'anciens sédiments arkosiques (Marcoux *et al.*, 2004b). Si l'on admet de nouveau que ces roches se sont formées aux dépens de formations briovériennes, elles témoignent d'une évolution métamorphique de plus haut grade que les Micaschistes de Plouvorn et contribuent à établir l'hypothèse d'un gradient régional de métamorphisme, de type MP/MT à HT, croissant du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Un dispositif que documentent et complètent par ailleurs, vers le Sud-Est, l'isograde de la biotite que l'on franchit juste au Nord du CNA, et vers le Nord-Ouest, les Migmatites du Drennec ainsi que celles qui figurent sur les feuilles Plabennec et Plouguerneau. Si l'âge du métamorphisme n'est pas directement établi on notera cependant que cette organisation est parfaitement compatible avec celle de la feuille Morlaix, clairement rapportée à une évolution tectono-métamorphique hercynienne (Cabanis et Fabriès, 1972 ; Cabanis, 1974 ; Cabanis, 1975 ; Cabanis *et al.*, 1981b).

Formations orthodérivées

Trois ensembles métamorphiques d'importance régionale sont rapportés à d'anciennes intrusions granitiques ou granodioritiques, métamorphisées et structurées au cours des temps hercyniens :

– le plus important d'entre eux, par son étendue, occupe la diagonale Sud-Ouest/Nord-Est de la feuille. Il est recoupé en biseau par le Cisaillement Nord Armoricaïn et comprend, au Sud de celui ci, les Orthogneiss de Brest (*sensu stricto*), au Nord ceux de Landivisiau et Plouéan ;

– à l’Est de la région, et au Sud du CNA, les Orthogneiss de Guimiliau représentent le lobe méridional du massif de Plougouven (feuille Morlaix) décalé en dextre ;

– les Orthogneiss de Plounévez-Lochrist apparaissent en fenêtre, sous les Gneiss et Micaschistes de Lesneven dans l’angle nord-ouest.

Les Orthogneiss de Brest cartographiés ici représentent le prolongement oriental d’une formation connue vers l’Ouest jusqu’à la Pointe Saint-Mathieu (feuille Le Conquet) et sur laquelle ont porté, depuis plus d’un siècle, de nombreuses études, parfois contradictoires (Chauris *et al.*, 1980b). S’il est assez clairement établi que les orthogneiss qui constituent l’essentiel de cette entité dérivent, par métamorphisme syntectonique, d’une ancienne tonalite-granodiorite, intrusive dans les terrains briovériens (Taylor, 1967 ; Bishop *et al.*, 1969) l’âge de sa mise en place continue cependant à être discuté (Adams, 1967 ; Cabanis *et al.*, 1977 ; Marcoux *et al.*, 2009).

Au Nord du CNA l’unité connue sous l’appellation Gneiss de Landivisiau ou encore Granite gneissique de Landivisiau (Chauris et Hallégouët, 1973) présente en fait deux faciès. L’un, très folié, en ce sens identique aux Orthogneiss de Brest (*sensu stricto*), affleure à l’Ouest de Landivisiau, l’autre, à la foliation beaucoup plus fruste, voire inexistante (d’où l’appellation granito-gneiss) est visible au niveau de cette localité et à l’Est de celle-ci. La limite entre ces deux faciès n’a pas été cartographiée, le passage de l’un à l’autre paraît s’effectuer progressivement et suggère un gradient de déformation.

Compte tenu de leur composition monzogranitique et du caractère pénétratif de leur foliation les Orthogneiss de Plouénan, qui se prolongent sur les feuilles Plouguerneau et Saint-Pol-de-Léon, peuvent être rapprochés des faciès les plus typiques des Orthogneiss de Brest.

Les Orthogneiss de Guimiliau appartiennent au plus vaste ensemble de Plougouven, qui figure sur la feuille Morlaix 1/80 000, 2^e édition, avec l’appellation granite feuilleté (et celle, contestable, de granite syntectonique) il y est rapproché des Gneiss de Brest, tandis que le développement de sa foliation est déjà clairement attribué aux plissements hercyniens (Pruvost *et al.*, 1962). Des études ultérieures vont par ailleurs établir l’âge précambrien du protolithe granitique (Leutwein *et al.*, 1969 ; Chauris, 1972) et préciser sa tendance granodioritique (Cabanis *et al.*, 1981b).

À l’exception des Orthogneiss de Plouénan ces différentes formations ont fait l’objet de nouvelles mesures radiométriques dans le cadre du lever de la feuille Landerneau 1/50 000 (Marcoux *et al.*, 2009).

Les âges sur zircon s’échelonnent entre 529,3 +6,3/-4,3 Ma pour les Orthogneiss de Landivisiau et 504 ± 15 Ma pour les Orthogneiss de Brest, les

Orthogneiss de Guimiliau pour leur part ont livré un âge de 512 ± 11 Ma. Ces résultats indiquent donc un âge cambrien et suggèrent le caractère polyphasé de l'intrusion granodioritique dont dérive ce complexe régional par déformation synmétamorphe non homogène.

L'ensemble des Orthogneiss de Plounévez-Lochrist, plus largement représenté sur les feuilles Plabennec et Plouguerneau, a longtemps été considéré comme le témoin d'un socle précambrien, Pentévrien ou Icartien, jusqu'à ce que l'on date à 385 ± 8 Ma (Cabanis *et al.*, 1979) la mise en place du monzogranite potassique qui en constitue le protolithe. Cet âge, obtenu sur l'orthogneiss qui affleure dans la fenêtre occidentale de Tréglonou (feuille Plabennec), a été confirmé pour la fenêtre orientale de Plounévez-Lochrist (angle nord-ouest de cette feuille) par une mesure à 391 ± 7 Ma (Marcoux *et al.*, 2009).

Le métamorphisme responsable de l'orthogneissification de ces ensembles orthodérivés est très vraisemblablement viséo-namurien, daté entre 335 et 327 Ma (Faure *et al.*, 2008), et synchrone d'un épisode majeur de migmatitisation dans le Léon.

DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Hormis le Carbonifère, non représenté sur cette feuille, les principales unités sédimentaires du Massif armoricain ont été identifiées. Elles correspondent à trois cycles majeurs de son évolution géologique : la période anté-arénigienne, au cours de laquelle se mettent en place les dépôts briovériens, les temps paléozoïques, enregistrés et archivés depuis l'Arénig jusqu'au Dévonien moyen inclus, l'histoire post-hercynienne enfin, que documentent quelques bassins tertiaires et les formations superficielles récentes.

1 - Le matériel argilo-silteux, peu métamorphique, qui affleure dans la vallée de l'Élorn, en continuité cartographique avec les terrains homologues de la feuille Brest, est rapporté au Briovérien de Bretagne Centrale. Cette formation présente les caractéristiques d'une série marine à turbidites (Darboux, 1974 ; Le Corre, 1977 ; Denis 1988) dont le dépôt s'est poursuivi jusque dans le Cambrien (Chantraine *et al.*, 1988 ; Guerrot *et al.*, 1992). On peut y voir le produit du démantèlement de reliefs associés à l'orogénèse cadomienne qui affecte le Nord et l'Est du Massif armoricain antérieurement à 540 Ma (Chantraine *et al.*, 1982).

2 - Le dépôt du Grès armoricain, représenté ici par les Quartzites de La Roche-Maurice, inaugure un cycle de sédimentation marine, de plate-forme peu profonde, qui s'établit de façon quasi-continue depuis l'Arénig jusqu'à la fin du Dévonien (Guillocheau et Rolet, 1982). La transgression de l'Ordovicien inférieur est soulignée par les niveaux conglomératiques, à graviers de quartz, qui existent à la base des Quartzites de La Roche-Maurice. Si les caractéristiques

péetrographiques et sédimentologiques de cette série arénacée (grande maturité du matériel sédimentaire, indices de milieux peu profonds) sont identiques à celles du Grès armoricain de la presqu'île de Crozon, on doit noter en revanche que la puissance de ces deux formations n'est pas comparable, pluri-décamétrique ici, pluri-hectométrique sur les feuilles Brest (Chauris *et al.*, 1980b) et Châteaulin (Plusquellec *et al.*, 1999b).

Les argilites de la formation de Kérautret et les alternances argilo-gréseuses des Grès et Schistes de Kerfaven, qui les surmontent, doivent correspondre, à l'image de la succession Schistes de Postolonnec (Llanvirm-Llandeilo) - Grès de Kermeur (Caradoc) en presqu'île de Crozon, respectivement, au maximum de la transgression puis à l'installation d'un épisode régressif (Guillocheau et Rolet, 1982).

Les argilites noires, carburées, qui constituent l'essentiel de la formation des Schistes et Grès du Lez, signent l'établissement de conditions anoxiques en milieu confiné (lagunaire ?) très riche en matière organique.

Le dépôt des schistes et quartzites rapportés à la formation de Plougastel et celui des Grès de Landévennec marquent, pour le passage Silurien-Dévonien, la reprise des apports terrigènes et le retour à un régime transgressif exprimé jusque dans l'Eifelien (Guillocheau et Rolet, 1982 ; Guillocheau, 1991).

La faune des formations argilo-gréseuses représentées au dessus des Grès de Landévennec démontre l'existence de dépôts d'âge Emsien à Givétien. En rade de Brest (feuilles Brest et Le Faou), où cette période est le mieux documentée (Chauris *et al.*, 1980b ; Babin *et al.*, 1982b ; Morzadec, 1983), l'histoire séquentielle atypique et contrastée des sédiments correspondants est mise en relation avec la mobilité d'un bassin, dont la topographie complexe serait l'expression d'une tectonique de blocs (Guillocheau et Rolet, 1982).

Quelques spécificités font en définitive l'originalité du domaine cartographié par rapport aux régions voisines, de la presqu'île de Crozon et de la rade de Brest, dont l'étude a largement contribué à la connaissance de l'histoire sédimentaire du Paléozoïque armoricain. Outre l'extrême réduction de puissance du Grès armoricain, on doit aussi noter l'absence, d'une part, des faciès glacio-marins (Formation du Cosquer) et du volcanisme anorogénique (Formation de Rosan) de l'Ordovicien supérieur, d'autre part, de l'épisode carbonaté (Formation de l'Armorique) du Dévonien inférieur. L'interprétation de ces particularités ne doit pas se limiter aux seules hypothèses de lacune stratigraphique ou de variation latérale de faciès, les conditions d'affleurement, assez médiocres, et la complexité structurale doivent être également prises en compte.

GRANITOÏDES ET FORMATIONS ASSOCIÉES

Cette migmatitisation majeure (~ 331 Ma) est synchrone de la mise en place des premiers granites (granite de Kersaint). Il est très probable que ce granite et les autres granites léonards aient leur origine dans un épisode de fusion locale et se mettent en place par extravasement. La très forte convergence de faciès entre le granite porphyroïde de Brignogan, et les faciès porphyroïdes des granites d'anatexie du complexe de Plouguerneau appuient cette hypothèse. Par ailleurs, Saint-Renan (321 Ma) affecte les isogrades du métamorphisme régional (Ballèvre *et al.*, 1994).

La granitisation hercynienne débute au Viséen, mais un peu plus tard qu'on ne le pensait, le granite de Kersaint, ayant été « rajeuni » par une nouvelle datation de 340 Ma à 331 Ma. Le granite de Saint-Renan est un peu plus récent (321 ± 5 Ma, Faure *et al.*, 2008). Aucun autre âge viséen n'a été obtenu dans le Léon en dehors de ce massif.

Les granitisations suivantes du Léon n'interviennent qu'au Stéphanien (Marcoux *et al.*, 2009). Ces événements magmatiques s'achèvent par la mise en place des dykes du leucogranite de Sainte-Catherine mis en place vers 301,5 Ma et des formations dioritiques et granodioritiques de type Ploudaniel, celle de Plounévez-Lochrist ayant été datée à 296 ± 3 Ma sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon (Chauris *et al.*, 1998).

FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

Le démantèlement de la chaîne hercynienne a alimenté au Permien un bassin sédimentaire situé au Nord de la Manche et par analogie avec le Cotentin, on peut penser qu'au Trias la Bretagne occidentale était encore en relief. La présence de roches armoricaines dans les dépôts permo-triasiques cornubiens permet d'envisager un réseau hydrographique orienté dans cette direction. Au Sud de la Bretagne, entre les socles armoricain et ibérique, une importante subsidence a débuté au Trias le long d'un accident décrochant tardi-hercynien et des coulées d'ophites sont associées aux formations triasiques des bassins d'Aquitaine et de la Manche. Ce magmatisme reflèterait du jeu d'accidents crustaux importants (Ziegler, 1982). La croûte continentale était fortement amincie au pied de l'escarpement sud-armoricain (Thinon, 1999), ainsi que sous le bassin de la Manche. Une première phase d'extension correspond de part et d'autre du Massif armoricain à quelques venues magmatiques fissurales, jalonnant l'accident Kerforne entre Ploumoguer et Quimper. Les filons de dolérite de la région du Conquet ont livré des âges compris entre 210 et 190 Ma. Ceux de la région de Landivisiau très altérés en surface n'ont pu être datés. Ce magmatisme correspond aux mouvements distensifs précédant l'océanisation du golfe de Gascogne et de l'Atlantique, au cours du Trias supérieur et du

Jurassique inférieur. Au Trias, l'Ouest de la Bretagne subissait une érosion importante et au Jurassique inférieur, une altération puissante du socle alimentait en dépôts fins des bassins sédimentaires comme celui qui s'ouvrait au sud de l'éperon de Goban en Mer d'Iroise en direction des bassins de Londres et de Paris (Ruffel, 1995). Le bassin breton au sud de la Manche ne recevait que du matériel fin et l'aire continentale en Bretagne occidentale devait être réduite lors du maximum de la transgression du Pliensbachien. A partir du Lias terminal, l'afflux croissant d'apports terrigènes d'origine armoricaine vers les bassins sédimentaires périphériques correspond sans doute à un exhaussement lié aux phénomènes géodynamiques précédant l'ouverture du golfe de Gascogne. Les eaux se sont retirées progressivement de la Manche occidentale jusqu'à la fin du Jurassique et les sédiments résultant du décapage des aires émergées se sont accumulés dans le bassin breton entre le socle armoricain et l'accident Aurigny-Ouessant. La Bretagne occidentale est restée en relief jusqu'au Crétacé moyen, mais on ignore si elle a été totalement submergée par les transgressions qui se sont succédées entre l'Aptien et la fin du Sénonien. À la fin du Mésozoïque une déformation de grande longueur d'onde résultant de la compression pyrénéenne, a porté en altitude le socle armoricain qui a été alors soumis à une altération intense (Wyns, 1991).

FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

Le Crétacé supérieur et le socle cristallin au Nord du pays Pagan, ont été nivelés par une surface d'érosion sur laquelle repose une dalle carbonatée correspondant aux transgressions de l'Eocène moyen et supérieur (feuille Plouguerneau, 2004). Au Nord de Roscoff, Boillot (1964) décrit sous la dalle de calcaire éocène, des grès et concrétions d'allure latéritique. Des grès continentaux attribués à l'Éocène ont été également observés sur le plateau au NW du plateau du Léon et quelques galets de grès tertiaire se trouvent remaniés dans les alluvions anciennes de l'Aber Ildut (Hallégouët, 1971). Les reliques de sols ferrallitiques, de ferricrète et de silcrètes sont fréquentes en Bretagne centrale et orientale (Durand, 1960a et b ; Estéoule-Choux, 1967 ; Wyns, 1996, 1999). Dans le Sud-Finistère, des grès et des conglomérats siliceux reposent sur les argiles kaoliniques des bassins de Toulven et du Juc'h (feuille Quimper). Le comblement de ces pièges tectoniques alignés sur l'accident Kerforne résulte du lessivage d'altérites kaoliniques attribuées à la « maladie tertiaire » (Kerforne, 1920 ; Milon, 1929, 1933, 1937 ; Durand, 1960). Ces altérites dépassent 25 m d'épaisseur dans les schistes métamorphiques au Sud des Montagnes Noires (feuille Rosporden). On les observe aussi dans le granite de Huelgoat : carrières de kaolin de Berrien et de Locqueffret. La position de la base des altérites est souvent contrôlée par la fissuration de la roche et par les phénomènes hydrothermaux (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Boulvais *et al.*, 2000). Des isaltérites profondes ont été également reconnues en sondage sur le socle léonard, mais les profils d'altération sont tronqués. À l'Éocène des

transgressions marines se sont avancées (Yprésien, Bartonien) à la périphérie de la Bretagne occidentale, mais dans le pays de Léon à défaut de piège tectonique, ils ne sont pas conservés. L'altitude des formations marines du Bartonien occupant le petit graben du Lizildry (feuille Perros) permet d'envisager un basculement vers le Sud de la Bretagne occidentale, après le retrait de cette transgression.

Ces mouvements peuvent être à l'origine d'un premier encaissement du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale : vallée fossile de l'Aber Ildut au Nord de la rade de Brest (Hallégouët, 1971 ; Hallégouët et al. 1976). Le bassin hydrographique de la rade de Brest était alors drainé vers le NW en direction de la Manche occidentale. Les dépôts estuariens sannoisiens associés aux alluvions comblant la vallée n'ont pas été retrouvés plus au Sud dans les réseaux hydrographiques actuels de l'Aulne et de l'Élorn dont le creusement s'est poursuivi à la suite de leur détournement vers la Mer d'Iroise. Plus à l'Est, en bordure de la Manche, la mer occupait au Sannoisien dans la région de Quessoy, une baie largement ouverte (Apotolescu *et al.*, 1963). Les transgressions de l'Oligocène n'ont pas laissé de témoins au-dessus de 65 m en Bretagne septentrionale et on observe une importante lacune de sédimentation entre le Stampien supérieur et les faluns miocènes en Bretagne orientale (Estéoule-Choux, 1970). La conservation des galets de grès armoricain dans la vallée de l'Aber Ildut permet de penser à l'affaiblissement des processus d'altération et un assèchement progressif pendant l'Oligocène. Les migrations de la silice a permis la fossilisation de troncs au sommet des alluvions de l'Aber Ildut.

Au Néogène inférieur la mer a envahi la Manche occidentale et les dépressions proches du littoral actuel. On peut supposer que les transgressions du Miocène moyen se sont avancées dans le réseau hydrographique de la Rade de Brest et sur les plateaux de Bretagne occidentale. Cependant aucun témoin d'inondation au Langhien-Serravallien (mer des faluns) n'a été reconnu jusqu'à présent en Basse Bretagne. Des datations effectuées également sur les dépôts du Cornwall n'ont fourni que des âges postérieurs au Miocène moyen. Il est donc possible que l'extension de la transgression helvétique de part et d'autre de la Manche occidentale soit restée limitée aux bas plateaux (Larsonneur, 1972).

À la chute eustatique de la fin du Serravallien supérieur, consécutive à l'extension glaciaire en Antarctique, il faut sans doute ajouter des mouvements à grande longueur d'onde résultant de la compression alpine : incision des dépôts du Miocène supérieur sur la marge armoricaine à l'Ouest de la Bretagne (Paquet *et al.*, 2010). À partir de ce moment des oscillations glacio-eustatiques, parfois en phase avec des mouvements verticaux, ont favorisé l'incision de lits fluviaux à la périphérie des plateaux de Bretagne occidentale, mais leur disparition en amont, à partir de -110 m ne permet pas de déterminer l'origine des systèmes de drainage du Miocène supérieur. Un hiatus important apparaît à

l'Ouest de la Bretagne entre les réseaux hydrographiques miocènes et ceux du Plio-quadernaire. En Bretagne centrale les axes de drainage anciens sont recoupés par les réseaux actuels : vallées du Blavet, de l'Oust et de la Vilaine (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998).

Le Pliocène breton est caractérisé par des dépôts estuariens, des dépôts de plate-forme, des rivages fossiles et par des sédiments fluviaux ou deltaïques remaniant les précédents.

Les transgressions pliocènes qui ont envahi le réseau hydrographique de la rade de Brest ont déposé des argiles fossilifères pouvant être attribuées au Zancéen, au Piacenzien et au Gélasién, entre Brest et Landerneau. La mer a inondé à deux reprises le plateau du Léon et pendant les périodes de régression l'Élorn a incisé de nouveaux lits. Pendant le Pléistocène inférieur, la transgression du Gélasién ne s'est pas étendue au-delà des versants encadrant la vallée. Les sables rouges et des galets fluvio-deltaïques sont mal représentés, cependant les sables du chenal ravinant les marnes à huîtres du Relecq-Kerhuon peuvent être attribués à la phase régressive marquant la limite Pliocène-Pléistocène inférieur : $2,420 \pm 0,348$ Ma (datation ESR par M. Laurent).

On peut s'étonner de l'altitude de ce chenal perché, par rapport aux cotes relevées pour le chenal principal de l'Élorn entre La Roche-Maurice et le Goulet de Brest : niveau inférieur au 0 NGF à la Grande Briqueterie de Landerneau, -20 m à la Forêt-Landerneau, -35 m à la pointe Sainte-Barbe au Relecq-Kerhuon, -40 m à la confluence de l'Aulne et -55 m dans la fosse nord du goulet de Brest. Le profil en long du chenal sous les dépôts quadernaires semble accidenté par de brusques remontées du socle rocheux, pouvant correspondre dans certains cas aux sinuosités de méandres étroits : seuil de la balise de Pen an Traon à l'Ouest de La Forêt-Landerneau. À l'Ouest du Pont de Plougastel, l'estuaire s'élargit brusquement et le chenal est alors creusé dans des argiles grises uniformes considérées par Cl. Babin *et al.* (1969) comme un produit d'altération des schistes briovériens. Leur épaisseur est considérable : 24 m sous le banc de Saint-Marc sans que la roche saine ne soit atteinte. Par contre au sud de la faille de l'Élorn, avant la confluence de l'Aulne, des roches résistantes ont été rencontrées. D'autres chenaux fossiles de l'Élorn ont été reconnus récemment dans la Rade Abri (Balzer *et al.*, 2010) et la dépression fermée interprétée à l'embouchure de la Penfeld comme un petit graben (Ménard, 1967) est considérée comme un surcreusement résultant de facteurs hydrodynamiques favorables. Les profils sismiques en Rade Abri n'ont pas montré de réflecteurs entre les schistes et les argiles reconnues antérieurement à l'Est du port militaire. Le périmètre restreint de ces reconnaissances sismiques ne permet pas de trancher sur la nature des argiles occupant le fond de la rade de Brest en aval du pont de Plougastel. Des altérites profondes ou des argiles pliocènes pourraient en effet être conservées dans un hémigraben limitée par la faille de l'Élorn et des accidents transversaux décrochant parallèles à la faille Kerforme. L'orientation

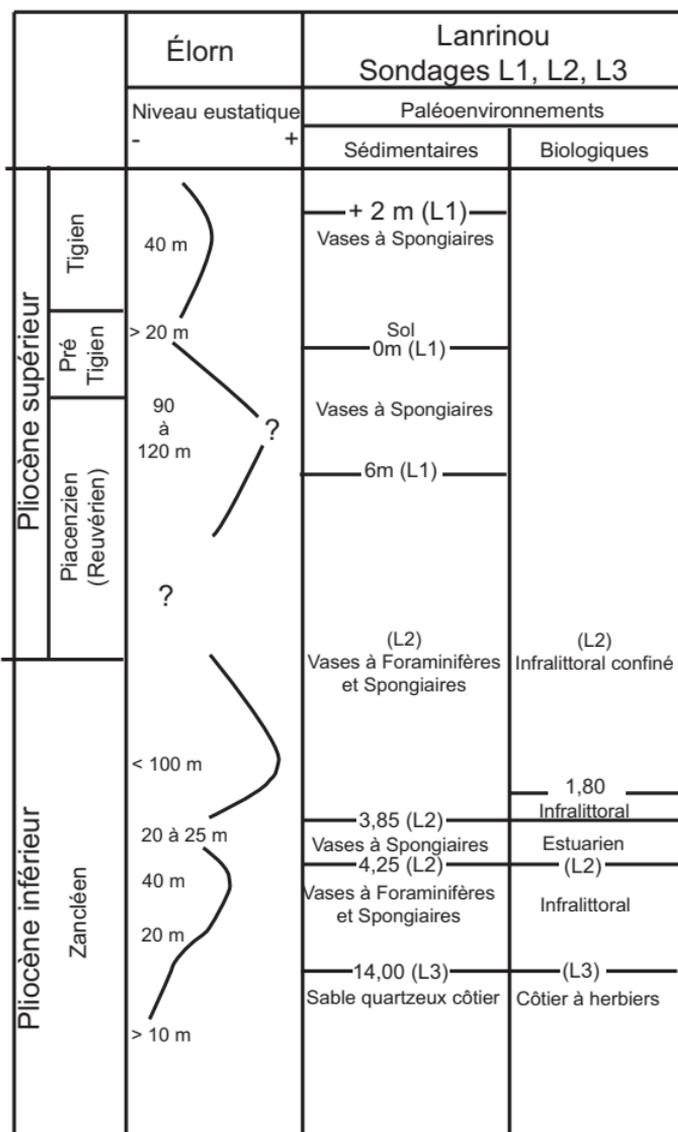


Fig. 6 - Coupe des sondages de Lanrinou L₁, L₂, L₃

du littoral de l'anse du Moulin Blanc, le décalage altimétrique de la barre des quartzites de la Roche-Maurice sur le versant sud de l'Élorn et les séismites observées dans les formations plio-pléistocènes du Relecq, peuvent être des arguments permettant d'envisager une réactivation de failles hercyniennes dans la basse vallée de l'Élorn à la fin du Pliocène et au Pléistocène inférieur. En amont de Landerneau la limite orientale du bassin pliocène semble aussi correspondre à un accident transversal et des séismites ont été également observées à proximité de la faille de l'Élorn dans la zone de Lanrinou.

Dans la rade de Brest, l'activité sismique pendant le Pléistocène se traduit aussi dans les dépôts périglaciaires et lacustres de l'isthme de Quélern, à proximité de la faille Kerforne, par des déformations souples. Sur les côtes occidentales du Finistère, les variations d'altitude des rivages marins quaternaires traduisent également des mouvements à grande longueur d'onde : plages soulevées du Léon et de la Cornouaille méridionale de part et d'autre d'une Mer d'Iroise déprimée.

TERRAINS RÉCENTS

Quaternaire

Depuis la fin du Gélasien vers 1,8 Ma, plusieurs périodes de glaciation accompagnées de fortes régressions marines se sont succédées. Elles sont séparées par des périodes interglaciaires caractérisées par un climat tempéré coïncidant avec des niveaux marins élevés, mais des réchauffements climatiques moins importants s'intercalent également dans les périodes glaciaires (fig. 6).

À chaque période glaciaire, des volumes considérables d'eau ont été immobilisés sous forme de glace (extension et épaissement des glaciers sur les massifs montagneux, et surtout des inlandsis dans les régions polaires). Par contrecoup, le niveau des mers s'abaissait lors des maximum glaciaires ; la plate-forme continentale découvrait alors largement devant les côtes de Bretagne et le fleuve Manche rejoignait un rivage englacé vers 120 m au-dessous du niveau marin actuel, il y a 20 000 ans. Pendant ces périodes, la dynamique périglaciaire modelait les versants et l'abaissement du niveau de base des cours d'eau favorisait l'encaissement des talwegs lorsque les débits étaient suffisants.

Depuis 600 000 ans les glaciations se succèdent tous les 100 000 ans avec des irrégularités dépendant des cycles astronomiques définis par Milankovitch. Lors des dernières glaciations, l'inlandsis britannique ne semble pas avoir progressé au-delà de la côte méridionale du Cornwall. À la surface de la plaine de la Manche, les cours d'eau alimentés par les eaux de fonte charriaient vers le rivage des volumes sédimentaires importants. Ces dépôts remobilisés par les glaces

dérivant le long de la ligne de rivage étaient ensuite repris par le vent ou les vagues en période de transgression marine.

À la pointe de la Bretagne, la dynamique périglaciaire pendant les périodes froides et humides est responsable de la genèse de formations de versants hétérométriques correspondant au head et de nappes alluviales localisées dans les talwegs importants. Lors des maxima glaciaires, le climat plus sec a favorisé la déflation éolienne et le transport de poussières loessiques qui se sont déposées sur les collines bretonnes. Des heads antérieurs à la dernière glaciation sont localement conservés dans la vallée de l'Élorn et les vallées mortes de la Presqu'île de Crozon. Les nappes alluviales anciennes constituent des banquettes dominant le cours actuel de l'Élorn, elles plongent vers l'aval et semblent former un delta à partir de 70 m de profondeur à l'Ouest du Goulet de Brest (Hinschberger, 1970). Leur extension semble limitée de part et d'autre du réseau hydrographique immergé de la rade de Brest : rives convexes des méandres encaissés de l'Aulne.

Les nappes alluviales et les heads de la rade de Brest antérieurs au dernier interglaciaire, ont été remaniées par la mer lors de la transgression éémienne. Les plages interglaciaires à l'entrée de l'estuaire de l'Élorn, se caractérisent par leur diversité lithologique : apports provenant de l'amont et roches apportées par des glaces marines lors du refroidissement intra-éémien (Hallégouët *et al.*, 1989). La plage ancienne de la pointe Sainte-Barbe près du pont de Plougastel se situe au niveau des hautes mers actuelles, mais en amont du Relecq aucun témoin de vases estuariennes éémiennes n'a pu être identifié avec certitude.

Glaciation weichsélienne

L'optimum climatique éémien (stade isotopique 5e vers 125 000 BP) a été suivi par deux phases climatiques froides pendant lesquelles des coulées périglaciaires ont commencé à s'accumuler en bas de versant (stades isotopiques 5d et 5b). Sur la Côte de Abers, les sols et les dépôts littoraux interstratifiés dans ces formations correspondent au retour à des conditions tempérées avant la dégradation climatique correspondant aux stades isotopiques 4 et 3 (Hallégouët *et al.*, 1986). En rade de Brest, plusieurs interstades tempérés ou tempérés froids sont enregistrés dans la coupe du Bois de Sapins à l'Ouest de l'estuaire de l'Élorn (Hallégouët, 1973, 1976, 1979).

Au Pléniglaciaire, la région se situe dans un contexte froid et en climat humide et les roches fissurées se fragmentent : plaquettes dans les schistes briovériens et méga blocs dans les quartzites de La Roche-Maurice. Le défonçage cryoclastique concerne également les arènes des plateaux et libère des sables et des silts. La présence de fentes de gel liées à des pergélisols est attestée en rade de Brest et localement des alignements de pierres dressées par

la cryoexpulsion sont visibles à la surface des heads découvrant sur les estrans. On peut penser que les plateaux de part et d'autre de la vallée de l'Élorn ont connu un « pergélisol » continu pendant la période la plus froide de la dernière glaciation. Leur surface était alors balayée par des vents secs chargés de poussières qui s'accumulaient dans les zones favorables à leur dépôt. Les quartz résiduels à la surface des altérites forment localement des pavages plus ou moins continus et localement les quartzites du plateau de Ploudiry sont également éolisés. La couverture loessique du dernier maximum glaciaire correspond à des apports provenant des fonds de la Manche auxquels s'ajoutent des compléments fournis par la Mer d'Iroise et les surfaces dénudées des collines de Bretagne occidentale.

Tardiglaciaire

Après le maximum d'extension des inlandsis, le réchauffement climatique a été brutal. Le pergélisol a régressé et les eaux libérées par la fonte des glaciers sont retournées dans les océans. La mer a alors envahi la plateforme continentale à l'Ouest du Finistère et les fleuves ont encaissé leur lit dans les nappes alluviales. L'érosion régressive de l'Elorn ne semble pas cependant avoir atteint Landerneau où la nappe alluviale d'âge weichsélien n'a pas été entaillée par les larges méandres de la rivière entre le Pont de Rohan et La Forêt-Landerneau. Le climat du Tardiglaciaire montre des périodes tempérées suivies de refroidissements : interstades Lascaux, Bölling, Allerod et épisodes froids Dryas II et III. Les phases de l'Alleröd et du Dryas récent sont enregistrées sur le plateau du Léon dans la cuvette de Lann Gazel, au Nord de Trémaouézan. Un lac s'est formé et pendant l'interstade de l'Allerod des zones marécageuses bordées en périphérie de boisements hygrophile apparaissent, tandis que les coteaux au sud sont occupés par une steppe à Poacées. À la fin de l'interstade et au Dryas récent le niveau du lac diminue et l'écoulement des eaux vers le Nord s'améliore.

Localement pendant les périodes de dégradation climatiques du Tardiglaciaire, des coulées périglaciaires se manifestent sur les versants limoneux et des colluvions s'accumulent au bas des pentes : pavages de blocs sur la rive méridionale de l'estuaire de l'Élorn et engorgement des fonds de vallons échantant les plateaux. Des réseaux de fentes de dessiccation apparaissent également à la surface des formations limoneuses en période estivale.

Holocène et remblaiement flandrien

À la fin du Dryas récent, la dynamique de gel-dégel est stoppée. Le développement d'une couverture forestière stabilise les versants : sols bruns forestiers et rankers en fonction de la lithologie et de l'exposition. Au Préboréal,

la dépression du Langazel est occupée par des plantes hygrophiles, avec des aulnes et de saules tandis que sur le plateau, les cortèges steppiques et les prairies sont remplacés par le bouleau et le noisetier. Au Boréal le cortège des plantes aquatiques disparaît, la dépression s'assèche et à sa périphérie le noisetier est accompagné d'autres espèces comme le chêne. Dans l'estuaire de l'Élorn, la sédimentation marine à caractère estuarien se manifeste vers 32 m au-dessous du niveau marin actuel au milieu de la période boréale (8 000 ans avant l'actuel). Un âge boréal terminal peut être attribué aux sédiments prélevés au milieu du chenal entre -20,5 et -16 m (7 800 BP), mais on manque localement de marqueurs pour déterminer l'épaisseur d'eau sous laquelle cette sédimentation sablo-vaseuse s'est opérée (Morzadec-Kerfourn, 1974).

Au début de l'Atlantique, le chêne et le noisetier diminuent autour de Lann Gazel et dans la zone déprimée des boisements hygrophiles se développent autour de mares. À la fin de l'Atlantique les zones inondées et les tourbières sont réduites et bordées par l'aulnaie. En rade de Brest, la sédimentation reste active et la ligne de rivage se rapproche progressivement de sa position actuelle. La transition Atlantique – Subboréal (5 700 à 5 500 avant l'actuel) se situe sur le banc de Saint-Marc entre 4,7 et 2,7 m de profondeur. La sédimentation est alors moins importante et la transgression jusqu'alors rapide, se ralentit pendant le Subboréal. Cette période correspond à un léger refroidissement marqué par une nette diminution des taxons aquatiques et par l'absence d'emprise humaine aux abords de la cuvette de Lann Gazel.

La sédimentation estuarienne est à nouveau très importante vers la fin du Subboréal et au début du Subatlantique, entre 3 500 et 3 000 avant l'actuel. Sur la côte septentrionale du Léon, le niveau marin était à ce moment proche de celui de la ligne de rivage actuelle (Morzadec-Kerfourn, 1974). Autour de Lann Gazel, le fléchissement des taux polliniques témoigne au Subatlantique de l'ouverture du paysage : exploitations agricoles en périphérie. À la fin du Subatlantique l'emprise humaine est omniprésente et une lande tourbeuse poursuit son développement dans la cuvette (Gaudin, 2004). Sur la côte septentrionale du Léon, les tourbes d'estran de Santec datées de 2 380 BP sont contemporaines d'une phase régressive. Cette oscillation négative ne semble pas avoir excédé 5 m et la mer s'est maintenue à un niveau inférieur à l'actuel jusqu'à la fin de l'époque romaine (Morzadec-Kerfourn, 1974).

Les études relatives à la position du niveau marin pendant la transgression flandrienne révèlent des rythmes différents en fonction de la localisation géographique et des déformations de la lithosphère. Depuis le XIX^e siècle, les relevés marégraphiques permettent de mesurer les rythmes d'élévation du niveau de la mer sur la façade atlantique de l'Europe, mais la comparaison des nivellements altimétriques en Bretagne entre 1889 et 1962 permet de relativiser les différences entre les marégraphes de Brest et de Saint-Malo. On constate un soulèvement voisin de 0,8 mm par an à Landerneau, par contre au Mont-Dol, le

mouvement est négatif avec une subsidence de l'ordre de 0, 4 mm par an (Lenôtre *et al.*, 1999). À Brest sur cette période, l'élévation relative du niveau de la mer d'après le marégraphe n'a été que de 1,8 mm/an, pour une élévation absolue de 2,5 mm/an (Guennoc et Lenôtre, 2009). On ignore si la vitesse actuelle du soulèvement a été constante pendant les temps historiques et antérieurement pendant l'Holocène. Aussi en raison de la variabilité spatiale et temporelle des déformations du socle armoricain il est difficile de reconstituer les lignes de rivage lorsque l'on remonte dans le passé.

Dans l'estuaire de l'Élorn, les schorres occupant des rives convexes des méandres se sont élevés jusqu'à leur niveau actuel pendant la période historique, mais on ne dispose pas de données archéologiques permettant de suivre la limite de la marée pendant l'époque romaine. Les herbes marines colonisant les banquettes vaseuses forment un peigne retenant les particules fines provenant de l'érosion des terres agricoles du bassin versant de l'Élorn aussi le schorre de Vervian continue à s'exhausser. En amont, le schorre du méandre du Calvaire a été isolé de la mer après la création du canal d'accès au port de Landerneau au XIX^e siècle et il a été peu à peu remblayé pendant le XX^e siècle.

Les influences anthropiques (défrichements, mises en culture) ont remobilisé les matériaux fins des plateaux (silts, argiles) particulièrement dans les convexités sommitales des versants. Aussi en fond de vallée des sols profonds se sont développés en raison du ruissellement et du colluvionnement. La présence de charbons dans ces sols permet de situer les remaniements d'origine anthropique dès le Néolithique avec des accélérations en fonction de l'évolution climatique et de l'intensité des défrichements agricoles à l'époque romaine et pendant l'optimum climatique médiéval. Les sols agricoles protohistoriques ont été décapés et les plus anciens ne sont conservés que dans les fossés ou sous les ruines romaines (Leslouch, Kerilien).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

AU NORD DU CISAILLEMENT NORD ARMORICAIN

La foliation des formations ortho et paradérivées qui affleurent au Nord du CNA connaît des variations d'orientation et de pendage, elle est plus ou moins pénétrative selon la nature du matériel et signe, par ailleurs, des conditions de métamorphisme évoluant à l'échelle régionale.

Les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist, qui affleurent en fenêtre entre Lesneven et Lanhouarneau, au Nord-Ouest de la feuille, sont affectés par une foliation très pénétrative à biotite et, localement, sillimanite et grenats. La trajectoire du plan de foliation, sub-parallèle au contour de la fenêtre, suggère une voussure tardive en antiforme, à laquelle doit correspondre la schistosité

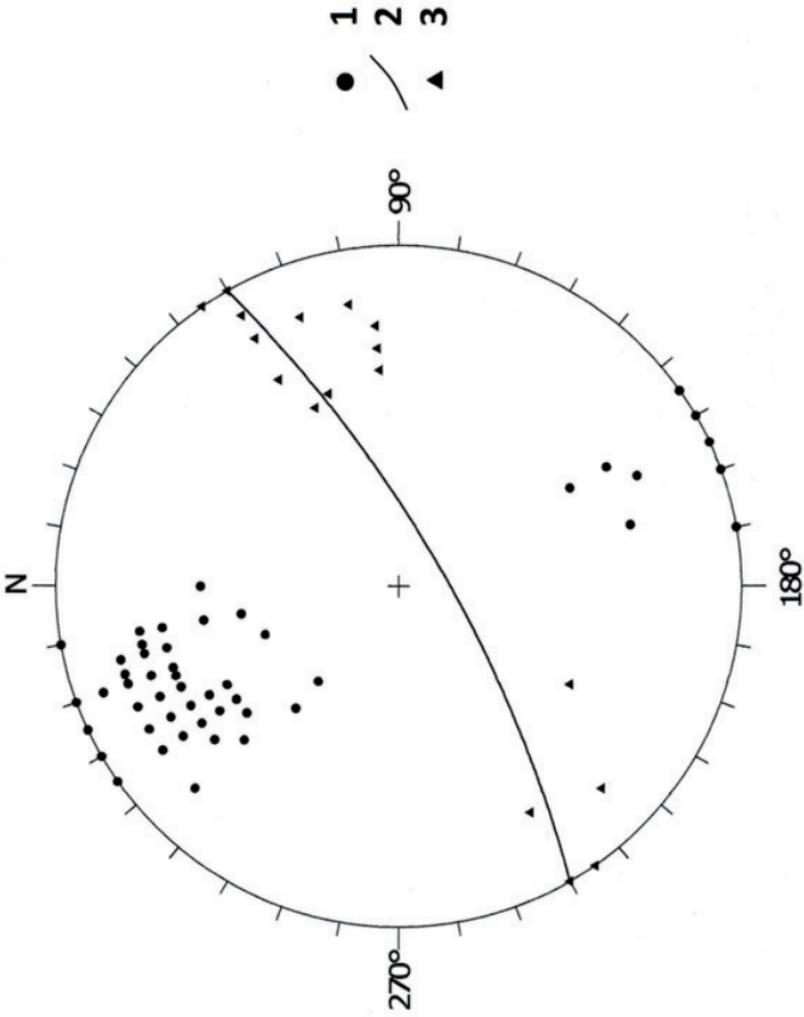


Fig. 7 - Analyse géométrique des structures de l'ensemble Gneiss de Brest et Landivisiau : Micaschistes de Lanneuffret, Micaschistes de Plougourvest (projection de Wulff, hémisphère inférieur). 1 : polaires aux plans de foliation ; 2 : plan moyen de foliation ; 3 : linéation minérale

tardive, de type pli-fracture et de direction WSW-ENE, que l'on observe par endroits.

La foliation des Gneiss et Micaschistes de Lesneven est soulignée par une biotite brune, très abondante, accompagnée le plus généralement de muscovite et sillimanite. Son orientation varie entre N110°E et N150°E au Nord-Ouest de la feuille et vient à N100, N110°E dans la partie centrale, les pendages sont également très variables.

Un fort gradient de déformation a pu être mis en évidence à l'approche du contact entre ces deux unités, celui-ci est d'ailleurs souligné de mylonites et jalonné par des lentilles de métabasites, non visibles sur cette feuille (Balé et Brun, 1986 ; Le Corre *et al.*, 1989). On en a déduit qu'un épisode majeur de déformation tangentielle avait amené les Gneiss et Micaschistes de Lesneven à chevaucher les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist, et développé la foliation régionale subhorizontale dans l'une et l'autre unité (Balé et Brun, 1986 ; Le Corre *et al.*, 1989) Il s'agit d'un événement hercynien, puisque postérieur à la mise en place du protolithe des orthogneiss, datée autour de 390 Ma.

L'entité que forment Micaschistes de Plougourvest, Micaschistes de Lanneuffret, Orthogneiss de Brest et de Landivisiau, montre un plan de foliation mieux réglé, orienté entre N50°E et N70°E, toujours assez fortement penté vers le Sud et qui porte une linéation minérale dont le plongement, vers l'Est-Nord-Est (à l'Est de Landerneau) ou l'Ouest-Sud-Ouest (à l'Ouest de cette même localité) dépasse rarement 30° (fig. 7). Les caractéristiques microstructurales et minéralogiques de cette foliation évoluent cependant d'Ouest en Est. À l'Ouest de Landivisiau il s'agit d'une anisotropie très pénétrative, que matérialise dans les micaschistes de la bande Lanneuffret-Landerneau l'organisation planaire de la paragenèse à biotite-muscovite-staurotide \pm grenat, et que soulignent dans les Orthogneiss de Brest des feuillettes à biotite brun-rouge et muscovite. Vers l'Est la foliation est beaucoup plus fruste, localement inexistante. Microscopiquement le matériel se révèle pourtant parcouru de bandes de cisaillement discontinues, irrégulièrement espacées, qui réorientent des biotites brun-vert manifestement déstabilisées, il montre par ailleurs des feldspaths toujours très damouritisés et fracturés. Ce faciès, faiblement ou non orienté, doit être à l'origine de l'appellation « granite gneissique de Landivisiau » parfois utilisée (Chauris, 1971 ; Chauris et Hallégouët, 1973).

La déformation synfoliale présente un caractère non-coaxial net, qu'attestent, dans les formations paradérivées, la croissance rotationnelle des grenats, l'asymétrie systématique des zones abritées, celle des microplis, et dans les orthogneiss, une anisotropie composite associant plans de cisaillement, C, et plans de schistosité, S. Dans leur majorité ces critères cinématiques indiquent le sens dextre de la composante de cisaillement, le fort pendage du plan de foliation et le faible plongement de la linéation d'allongement permettent quant à eux

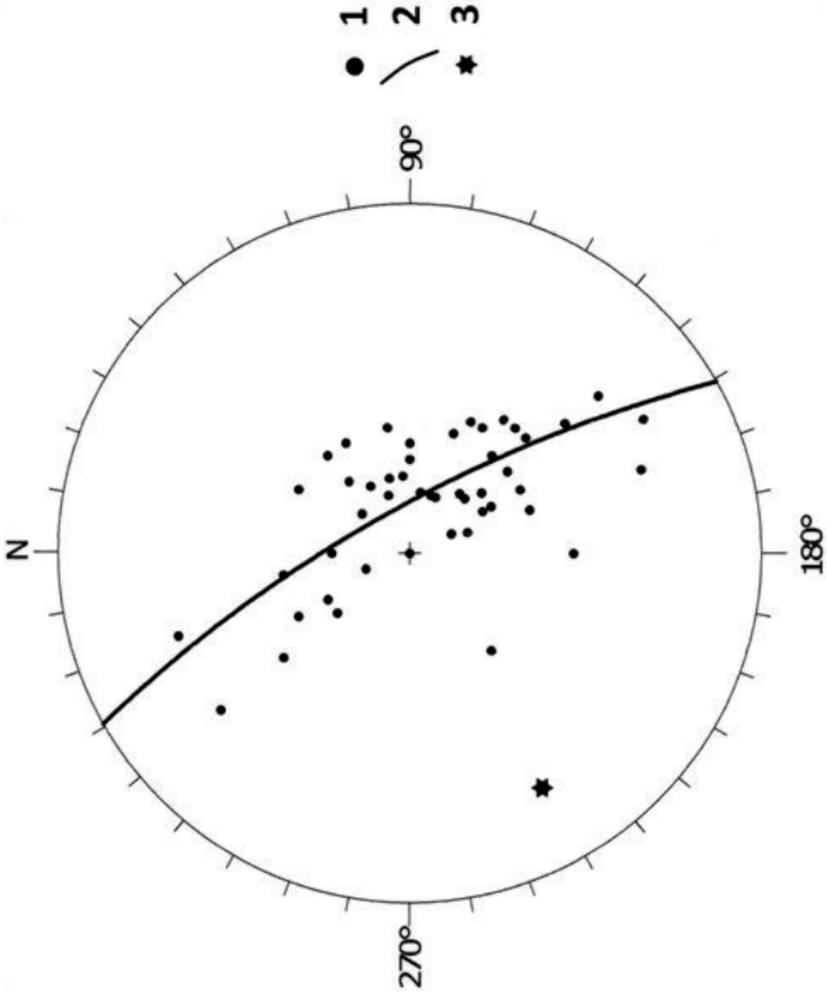


Fig. 8 - Analyse géométrique de la structure des Gneiss de Guimiliau (projection de Wulff, hémisphère inférieur). 1 : polaires aux plans de foliation ; 2 : plan π de la dispersion des polaires ; 3 : axe théorique du plissement tardif post folial (perpendiculaire à π)

d'évoquer un dispositif en décrochement. Il s'agit enfin d'une déformation non homogène comme doit en témoigner le passage, d'Est en Ouest, des « granites gneissiques de Landivisiau » aux Orthogneiss de Brest, puis aux bandes de mylonites et d'ultra-mylonites qui jalonnent leur contact avec les micaschistes (AEP). Celles-ci présentent en effet une orientation vers N50°E, un pendage subvertical et une linéation plongeant de 20° vers le Nord-Est, parfaitement compatibles avec l'interprétation cinématique de la déformation synfoliale et synmétamorphe.

AU SUD DU CISAILLEMENT NORD ARMORICAIN

Dans les Orthogneiss de Guimiliau la foliation est en général bien exprimée, le plan d'aplatissement est marqué par l'alignement des lamelles de biotite brun-rouge et de muscovite. Une direction d'allongement peut être également observée localement, ainsi entre Saint-Sauveur et Loc-Eguiner-Saint-Thégonnec, où le plan de foliation sub-horizontal porte une linéation minérale orientée vers N40°E. Contrairement à ce qui caractérise l'ensemble précédent, des Orthogneiss de Brest et de Landivisiau, la foliation montre cette fois des orientations et pendages très variables, dont la dispersion régionale n'est pas quelconque mais paraît résulter d'une déformation plicative plus tardive, postfoliale, de direction WSW-ENE (fig. 8).

Une remarque préliminaire s'impose concernant la structure des terrains briovériens et paléozoïques. À de médiocres conditions d'affleurement (sites dispersés, de taille souvent très limitée, degré d'altération) s'ajoute un important « compartimentage » d'origine tectonique qui contribue à limiter les possibilités d'analyse et d'interprétation. Il affecte en particulier une bande large de 0,5 à 2 km, installée le long du cours inférieur de l'Élorn et bordée vers le Nord par le CNA, entre La Forest-Landerneau à l'Ouest et Lampaul-Guimiliau à l'Est. Le motif cartographique de ce domaine se résume à des lanières longitudinales que limitent, le plus généralement, des surfaces tectoniques et, moins fréquemment, quelques contacts présumés stratigraphiques.

C'est précisément dans cette bande, à La Roche-Maurice, que peut être traitée la question des rapports entre le Briovérien et les terrains paléozoïques. La coupe établie en contrebas des ruines du château est à l'image d'une discordance angulaire, elle montre en effet (coupe AB) que les quartzites à passées graveleuses - caractéristiques de la base du membre inférieur du Grès armoricain dans le Nord de la presqu'île de Crozon - orientés vers N70°E et pentés de 30° vers le Sud, surmontent des schistes gris satinés, rapportés au Briovérien, dont les strates N75°E, subverticales, affectées d'au moins une schistosité N60°E également verticale, dessinent des replis post-schisteux centimétriques à décimétriques aux axes peu inclinés. En dépit de relations géométriques identiques à celle des sites classiques de la discordance entre Paléozoïque et

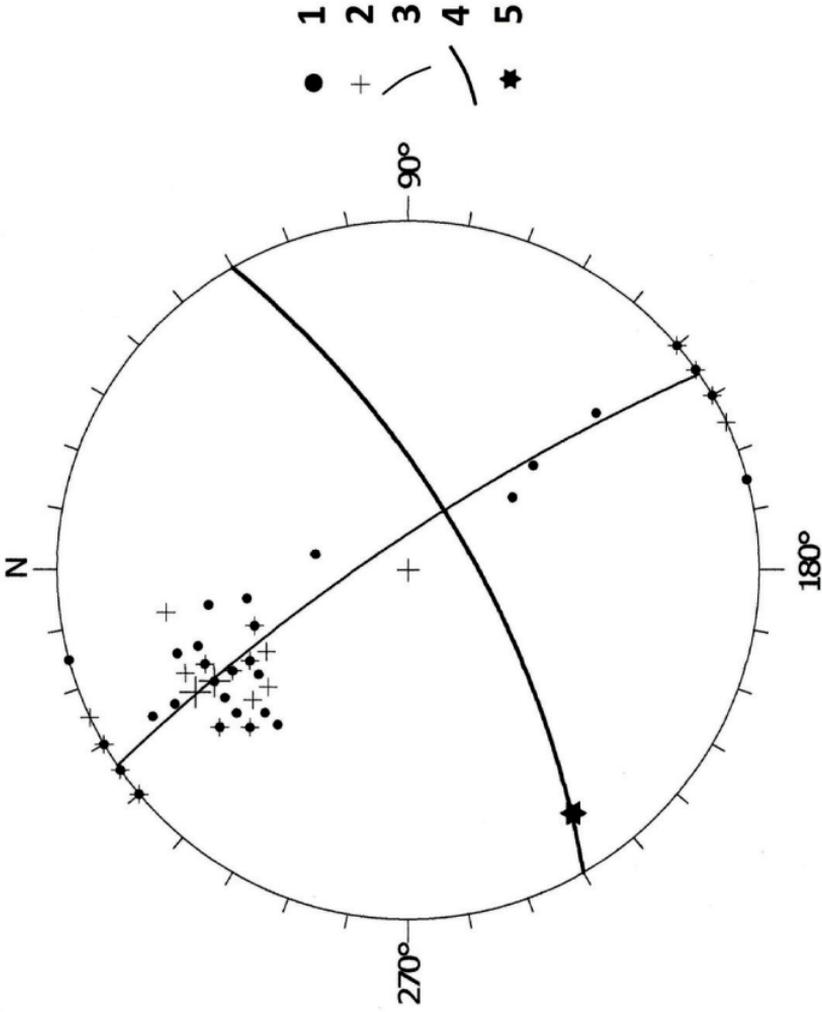


Fig. 9 - Analyse géométrique des structures du Briovérien (projection de Wulff, hémisphère inférieur). 1 : polaires aux plans de stratification ; 2 : polaires aux plans de schistosités ; 3 : plan π de la dispersion des polaires aux plans de stratification ; 4 : plan moyen de schistosité ; 5 : axe théorique du plissement synschisteux (perpendiculaire à π)

Briovérien en presqu'île de Crozon (Le Corre et Chauvel, 1970 ; Darboux, 1974 ; Darboux et Plusquellec, 1985) l'hypothèse d'un contact par faille sub-parallèle à la stratification des quartzites ne doit pas être exclue. Elle doit être envisagée dans la mesure où, à moins de 500 m vers le Nord Nord-Ouest, en rive droite de l'Élorn, des quartzites moins massifs (plus élevés dans la succession du Grès armoricain ?) chevauchent des schistes noirs rapportés à un Ordovicien-Silurien indifférencié (coupe AB).

Plus généralement, le Briovérien est affecté par une déformation synschisteuse et symmétamorphe qui développe une schistosité très pénétrative, à micas blancs et chlorite, orientée entre N50 et N70°E, proche de la verticale ou à fort pendage Sud (fig. 9). On observe de place en place que cette anisotropie, souvent parallèle à la stratification, est plan-axial de plis asymétriques, centimétriques à décimétriques, dont les axes, et la linéation d'intersection correspondante, peuvent présenter de très forts plongements (embranchement de la route de Plouédern sur la D 712 au Nord-Est de Landerneau, gare de Landivisiau). Une direction d'allongement, sub-horizontale ou à faible plongement vers l'Ouest, peut être également notée, elle est marquée par l'étirement de taches minérales, millimétriques, anteschisteuses, rapportées au métamorphisme de contact introduit par l'intrusion du protolithe des Orthogneiss de Brest. L'ensemble est replissé, localement, par une génération de plis plus tardifs qui, les uns, communiquent au matériel un second clivage de type pli-fracture, les autres, se limitent à de simples chevrons post-schisteux. Leurs axes se dispersent encore assez largement dans le plan de la schistosité régionale N60°E finalement peu perturbée par cette reprise.

L'un des traits caractéristiques de la structure des formations paléozoïques, son double déversement, est dégagé de l'analyse géométrique des plis que dessinent les alternances argilo-silteuses quartziteuses présentes à différents niveaux de la succession lithostratigraphique (partie moyenne de la formation des Quartzites de La Roche-Maurice, formation de Kerfaven, formation des Schistes et Quartzites de Plougastel). Les lanières de terrains ordoviciens et siluriens qui figurent en rive droite de l'Élorn, entre Landerneau et Pont-Christ notamment, montrent des plis systématiquement déversés à couchés vers le Nord Nord-Ouest (coupe AB). Il s'agit de structures décimétriques à plurimétriques, aux axes N50 à N70°E, sub-horizontaux ou faiblement plongeants. Leur plan axial, penté de 30 à 60° vers le Sud est souligné par un clivage de type pli-fracture qui se superpose à une schistosité plus ancienne, parallèle à la stratification. Le plissement d'une linéation d'allongement (fibrosité des Quartzites de La Roche-Maurice) de direction N140 à N160°E, au lieu-dit le Petit Lez (au Nord Nord-Ouest de La Roche-Maurice) contribue par ailleurs à démontrer que cette génération de plis est postérieure, ou tardive, vis à vis du développement de la schistosité régionale.

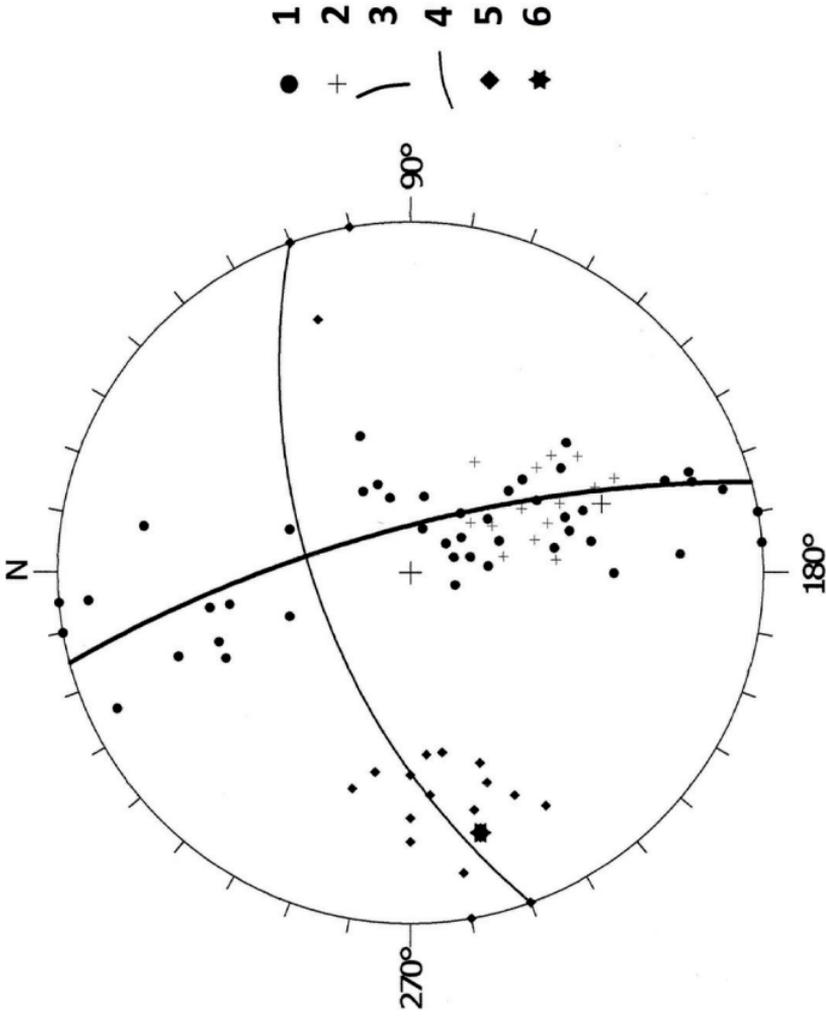


Fig. 10 - Analyse géométrique de la structure des Schistes et Quartzites de Plougastel (projection de Wulff, hémisphère inférieur). 1 : polaires aux plans de stratification ; 2 : polaires aux plans de schistosité (S2) ; 3 : plan π de la dispersion des polaires aux plans de stratification ; 4 : plan moyen de schistosité (S2) ; 5 : axes de plis et linéation d'intersection schistosité/stratification ; 6 : axe théorique du plissement synschisteux (perpendiculaire à π)

Quelques indices de déversement vers le Nord-Ouest sont encore notés en rive gauche de l'Élorn, entre la Roche Maurice et Pont-Christ (coupe AB), ainsi qu'entre Kerfaven et le Bois de la Gare, mais au delà vers le Sud-Est le déversement en direction du Sud/Sud-Est se généralise (coupe CD). Ce domaine de terrains paléozoïques, largement plus représenté que le précédent, met surtout à l'affleurement la formation siluro-dévonienne des Schistes et Quartzites de Plougastel, dont l'étude de quelques coupes relativement continues (vallée du Morbic au Sud de La Roche-Maurice, D 30 le long de l'Élorn au Sud de Landivisiau) fournit l'essentiel des éléments de l'analyse structurale. Les alternances de siltites et de quartzites sont affectées de plis, décimétriques à pluri-métriques, déjetés à déversés vers le Sud Sud-Est, aux axes faiblement plongeants, tantôt vers le Sud-Ouest, tantôt vers le Nord-Est, la schistosité qui leur est associée est pentée entre 30 et 60° vers le Nord-Ouest. Il s'agit de plis nettement asymétriques dont le flanc long est toujours peu incliné, proche de l'horizontale, à l'image de ce que doit être l'enveloppe globale de cette formation plissée afin de justifier une telle largeur d'affleurement. L'analyse géométrique qui prend en compte les différents marqueurs de cette déformation (plans de stratification et de schistosité, axes de plis, linéations d'intersection, crénulation) est en faveur d'un dispositif simple et bien réglé (fig. 10), tandis que les observations microstructurales révèlent souvent l'existence de déformations superposées. On note ainsi, assez fréquemment, la présence de trois surfaces d'anisotropie d'origine tectonique dans les niveaux argilo-silteux : une première schistosité de type flux (S1) à micas blancs et chlorites, le plus généralement confondue avec la stratification, un clivage de pli-fracture (S2) et une crénulation tardive (S3). Ces constatations conduisent à envisager une déformation régionale à forte composante de cisaillement tangentiel, vers le Sud/Sud-Est, durant laquelle se forment et se superposent des structures de générations successives. L'abondant développement de chloritoïde qui caractérise l'évolution métamorphique de ces roches est manifestement assez précoce, il a débuté durant la formation de la schistosité S1 et s'achève avant celle de la crénulation.

Un autre fait majeur concerne les rapports de cet ensemble de terrains métasédimentaires paléozoïques avec les Orthogneiss de Guimiliau. Le tracé de leur contact, plus complexe qu'il ne figure sur le 1/80 000 Morlaix (Pruvost *et al.*, 1962) est précisé par L. Chauris et J. Garreau (1975) qui rapportent son allure « en dents de scie » à l'influence de plusieurs systèmes de failles. Ils considèrent que tous les contacts sont « jalonnés par des accidents tectoniques » et que ce massif de gneiss se présente comme un horst. Le rôle des fractures tardives, sub-verticales, de direction sub-méridienne peut être effectivement noté (autour de Lampaul-Guimiliau notamment), mais il n'est que d'une importance secondaire dans le dispositif. En effet, un forage carotté (LD 15 G, SNEA-P, 1978) implanté sur la formation des Schistes et Quartzites de Plougastel, à Kernonnen, en rive gauche du Dour Kamm, soit à 1 km environ à l'Ouest du contact avec les gneiss, les atteint au bout d'une centaine de mètres

(coupe CD), après avoir successivement traversé des alternances argilo-gréseuses micro-plissées puis des schistes noirs pyriteux, lustrés, parfois très « chiffonnés » ou broyés et injectés de quartz. À moins d'admettre un Paléozoïque inférieur atypique (on n'a pas reconnu les séquences de quartzites et de grès de l'Ordovicien inférieur) et d'une puissance extrêmement réduite, l'idée d'un contact anormal s'impose : une surface de discontinuité d'origine tectonique, peu pentée, et d'importance régionale, amène les terrains sédimentaires à reposer sur les gneiss par l'intermédiaire d'une « semelle » de Silurien écrasé.

LE CISAILLEMENT NORD ARMORICAIN (CNA)

La région est sur le parcours d'un accident majeur qui peut être suivi sur 200 km, d'Ouest en Est, depuis l'île de Molène jusqu'au-delà de Moncontour (Chauris, 1969), dont le caractère décrochant dextre, l'importance des décalages (entre 10 et 20 km) et l'âge tardi-hercynien du fonctionnement (contemporain de la mise en place des granites de Saint-Renan et Commana-Plouaret) sont parfaitement établis et documentés (Chauris et Garreau, 1975 ; Goré et Le Corre, 1987 ; Le Corre *et al.*, 1989). À l'échelle de la feuille il passe d'une direction N60-N70°E, dans la région de Landerneau, à N80-N90°E dans le secteur de Lampaul-Guimiliau. Il prend en écharpe l'ensemble des formations régionales et leurs structures d'orientation Sud-Ouest Nord-Est mais sa signature n'est pas toujours aussi lisible. Elle est particulièrement évidente à l'Est de Lampaul-Guimiliau, où les méta-sédiments briovériens et paléozoïques sont mis au contact des Orthogneiss de Guimiliau, lesquels montrent le développement de cataclasites à matrice chloriteuse sur une puissance d'une centaine de mètres environ (rives de la Penzé, au Sud du moulin de Kerougay). Entre Landivisiau et Landerneau il juxtapose l'ensemble méridional de terrains paléozoïques aux Orthogneiss de Brest et Landivisiau, une famille de failles transverses, de génération tardive, lui communique un tracé en « baïonnette ». Vers l'Ouest à partir de Landerneau il semble se confondre avec la limite entre le Granite de Kersaint et les Orthogneiss de Brest. C'est précisément le long de cette bordure méridionale du granite de Kersaint que la trajectoire du CNA montre une inflexion. L'accident, globalement Ouest-Est à l'échelle régionale, s'oriente en effet à N70°E sur une vingtaine de kilomètres, entre Guilers (feuille Plabennec) et Landerneau où il retrouve progressivement une direction N90°E, après avoir recoupé le contact entre Orthogneiss de Brest et Micaschistes de Lanneuffret (schéma structural).

L'ACCIDENT ÉLORN-PENZÉ (AEP)

La carte met en évidence un accident de direction SW-NE circulant, selon la diagonale de la feuille, depuis la région de Landerneau jusqu'à celle de Plouvorn

et recoupé par une faille W-E, parallèle au CNA, entre Saint-Servais et Bodilis. Cette discontinuité régionale est installée, au SW, entre l'Orthogneiss de Brest-Landivisiau et les Micaschistes de Lanneuffret, et au NE, entre l'Orthogneiss de Plouénan et les Micaschistes de Plouvorn. Elle est jalonnée de filons de quartz et de mylonites dont les marqueurs structuraux et microstructuraux (plan de foliation subvertical, linéation d'allongement minéral plongeant faiblement au NE) indiquent une déformation en régime décrochant, compatible avec les marqueurs de cisaillement dextre qui caractérisent la structure des Gneiss de Brest (Balé et Brun, 1986). Son prolongement vers l'W/SW au Sud du CNA, sur les feuilles Brest et Le Conquet, est suggéré par les bandes de mylonites identifiées dans les Micaschistes du Conquet (Jones, 1994) et les Gneiss de Brest (Chauris *et al.*, 1980a et b) de part et d'autre de leur contact. On démontre ainsi son antériorité par rapport au CNA, qui le décale en dextre (fig. 11) et dont l'inflexion de trajectoire signalée plus haut trouve probablement une explication dans le contrôle mécanique, non négligeable, de cette discontinuité plus précoce. En direction du NE ses relations avec le dispositif structural de la Penzé (feuilles Saint-Pol-de-Léon et Plestin-les-Grèves) restent à préciser.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est de récapituler brièvement l'histoire géodynamique de la région nord-bretonne depuis deux milliards d'années, c'est à dire depuis le Protérozoïque inférieur jusqu'à l'actuel. Quatre grandes périodes peuvent être schématiquement distinguées : le Protérozoïque inférieur (Icartien), le Protérozoïque supérieur étendu à l'extrême base du Paléozoïque (histoire cadomienne), le Paléozoïque et l'histoire récente post-paléozoïque. Ces différentes périodes ne sont pas toutes documentées à l'échelle de la feuille Landerneau, mais feront, au moins, l'objet d'un bref rappel de leur connaissance.

PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR

La baie de Lannion, le Trégor, les îles anglo-normandes et le Cap de La Hague exposent, le plus généralement sous la forme de xénolites, des noyaux d'orthogneiss, dont les protolithes magmatiques ont été datés entre 2 200 et 1 800 Ma (Auvray, 1979 ; Auvray *et al.*, 1980 ; Hallot, 1999). Ils témoignent de l'existence d'un orogène et d'un socle icartien (du nom d'Icart Point à Guernesey) représentés dans un large quart NE du Massif armoricain, vis-à-vis duquel la région cartographiée ici est relativement excentrée. Celle-ci n'a, d'ailleurs, pas livré d'âge antérieur à 529 Ma.

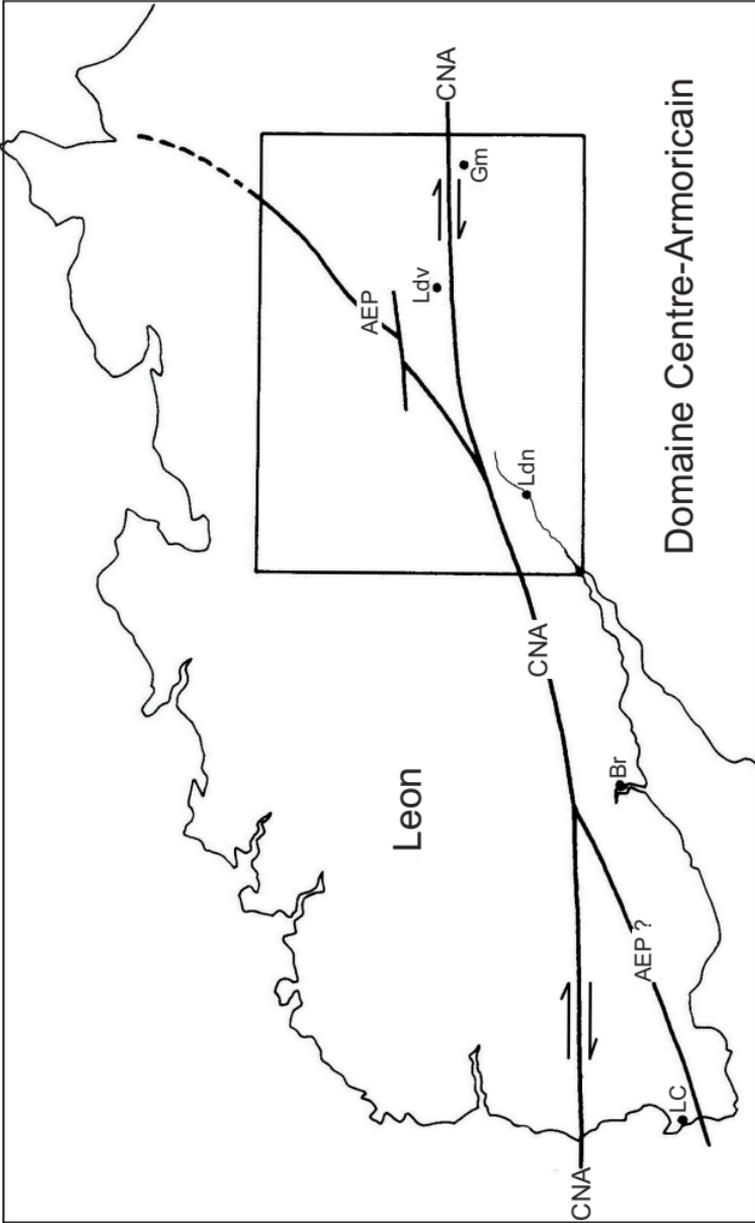


Fig. 11 - Interprétation cartographique des relations entre le Cisaillement Nord Armoricain (CNA), l'Accident Elorn-Penzé (AEP) et son prolongement possible vers l'W/SW

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET LA BASE DU PALÉOZOÏQUE

Après une lacune d'information d'environ 1 milliard d'années, la période recouvrant le Protérozoïque supérieur et le passage au Paléozoïque est de nouveau lisible et renseignée. Elle est jalonnée d'événements magmatiques, sédimentaires, métamorphiques et structuraux, datés entre 750 et 540 Ma, qui s'inscrivent dans le cadre de l'orogénèse cadomienne (de Cadomus, le nom latin de Caen). Cette fois encore la plupart des marqueurs fondamentaux de cette évolution tectonométamorphique anté-paléozoïque caractérisent une région située vers le Nord et l'Est du territoire étudié (baie de Lannion, Trégor et baie de Saint-Brieuc, pour les secteurs les moins éloignés). Un témoin de cette période y est cependant représenté, il s'agit de la formation sédimentaire des Schistes de l'Élorn que l'on rapproche du Briovérien (de Briovera, le nom latin de Saint-Lô) de Bretagne centrale. Celui-ci, déposé antérieurement à 465 Ma (âge du volcanisme interstratifié dans les Séries Rouges Initiales de la base du Paléozoïque ; Bonjour *et al.*, 1988) est interprété comme résultant de l'accumulation des produits du démantèlement de la chaîne cadomienne, érigée dans un domaine plus interne. Des études géochronologiques tendent par ailleurs à démontrer que sa sédimentation a pu se poursuivre jusque dans le Cambrien (Guerrot *et al.*, 1992). La déformation synschisteuse et synmétamorphe de ce complexe, commune à celle des terrains paléozoïques de sa couverture, est d'âge hercynien (Le Corre, 1977 ; Darboux et Plusquellec, 1985) et les discordances locales, d'importance variable, entre les deux ensembles sont expliquées en termes de structuration synsédimentaire en distension (Ballard *et al.*, 1986). Concernant le contact entre les Schistes de l'Élorn et les Quartzites de La Roche-Maurice, visible en contrebas des ruines du château de cette localité, la question se pose en outre de savoir s'il est véritablement de nature stratigraphique ou tectonique.

PALÉOZOÏQUE

L'histoire paléozoïque de ce territoire doit être déclinée pour deux ensembles juxtaposés de part et d'autre de l'accident Élorn-Penzé (AEP) et de son prolongement, possible, vers l'WSW en direction du Conquet : au NW, l'unité magmatique et métamorphique du Léon, au SE, le Domaine Centre Armoricaïn, représenté ici par les formations sédimentaires, métamorphiques et magmatiques du pays de Landerneau et de Landivisiau (fig. 11).

Le Léon. L'éclogitisation de lentilles de matériel océanique vers 439 Ma (Paquette *et al.*, 1987) constitue l'événement d'âge paléozoïque le plus ancien, daté en pays de Léon. Le contexte précis et la signification de cet épisode métamorphique, précoce, de haute pression ne sont pas encore véritablement établis. Les orthogneiss de Tréglonou et Plounévez-Lochrist, datés vers 390 Ma (Cabanis *et al.*, 1979 ; Marcoux *et al.*, 2009), sont interprétés comme

l'expression du magmatisme d'origine anatectique qui accompagne localement l'événement tectonométamorphique, majeur, générateur de la foliation régionale en contexte de déformation tangentielle (Le Corre *et al.*, 1989). Cette évolution éohercynienne est suivie de la mise en place vers 330-340 Ma du complexe granitique d'origine crustale de Saint-Renan Kersaint (Deutsch et Chauris, 1965 ; Leutwein *et al.*, 1969) synchrone du fonctionnement d'une zone de cisaillement dextre, le CNA, le long de sa bordure Sud (Goré et Le Corre, 1987). Une nouvelle génération de granitoïdes, d'origine plus profonde, non représentés ici (l'Aber-Ildut, Ploudalmézeau-Kernilis), se met en place vers 300 Ma (Deutsch et Chauris, 1965 ; Leutwein *et al.*, 1969) en relation avec l'accident senestre Porspoder-Guissény (CPG) et clôture l'histoire hercynienne de ce domaine léonard.

Le Domaine Centre Armoricaïn. De nouvelles datations du protolithe magmatique des orthogneiss de Brest, de Landivisiau et de Guimiliau entre 504 et 529 Ma (Marcoux *et al.*, 2009) démontrent l'âge cambrien d'un complexe granodioritique, polyphasé, intrusif dans les sédiments briovériens qu'il métamorphise localement (Schistes de l'Élorn). L'interprétation géodynamique de ce magmatisme très précoce reste à préciser. Deux grands cycles sédimentaires succèdent à cette période, l'un, le plus largement représenté, installé de l'Ordovicien inférieur au Dévonien supérieur, l'autre, correspondant au Carbonifère et dont les dépôts sont limités au Bassin de Châteaulin. L'ensemble de ces formations est affecté par une déformation régionale, synschisteuse et synmétamorphe, localement très empreinte d'un régime de décrochement dextre (Darboux, 1991) comme, notamment, dans la bande comprise entre l'Élorn et l'Accident Élorn-Penzé. Un épisode magmatique, globalement syntectonique, représenté ici par le granite de Commana, s'exprime vers 330 Ma (Peucat *et al.*, 1979 ; Peucat *et al.*, 1984). La mise place du granite de Quintin, en Bretagne centrale, vers 290 Ma (Peucat *et al.*, 1979) met un point final à cette succession d'événements hercyniens.

Si la prépondérance des événements hercyniens, désormais bien documentés, est largement admise pour ce qui concerne le Léon, son intégration au dispositif de l'extrémité NW du Massif armoricaïn et, d'une manière plus générale, l'interprétation géodynamique de ce secteur sont encore discutées.

Le Léon a été présenté comme un bloc exotique translaté au Dévonien, depuis le Domaine Sud Armoricaïn, dont il a enregistré l'évolution éohercynienne, le long d'un accident décrochant dextre de direction N50°E, parallèle à la vallée de l'Élorn, et attesté, notamment, par la déformation synfoliale des Gneiss de Brest (Balé et Brun, 1986 ; Le Corre *et al.*, 1989). On a opposé à ce modèle celui d'un chevauchement vers de NNW d'unités d'affinité centre-armoricaïne sur le bloc du Léon (Rolet *et al.*, 1986 ; Rolet *et al.*, 1994). Des contributions plus récentes complètent et précisent cette dernière interprétation : l'un, envisage la fermeture d'un espace océanisé d'âge ordovicien, séparant le Léon du Domaine Centre

Armoricaïn (suture du Conquet, Faure *et al.*, 2008), l'autre, rapporte la déformation hercynienne du Domaine Centre Armoricaïn à un rétrochevauchement du Léon vers le SSE (Ballèvre *et al.*, 2008).

Les faits rappelés ci-dessous, établis dans le cadre du lever de cette coupure éclairent, doublement, ces débats :

– d'une part, la mise en évidence de l'Accident Élorne-Penzé et l'interprétation cinématique des mylonites qui lui sont associées attestent la réalité et l'importance de déplacements en décrochement de direction WSW-ENE, antérieurs au CNA, le long d'une zone séparant l'unité du Léon et le Domaine Centre Armoricaïn. La déformation synfoliale des orthogneiss de Brest, en régime de cisaillement dextre, peut leur être rapportée ;

– d'autre part, le contact tectonique, plat, entre les orthogneiss de Guimiliau et les formations siluro-dévonniennes qui le surmontent (coupe CD) est probablement révélateur de l'existence d'une structure en nappes, impliquant des terrains paléozoïques et caractérisant, au moins, cette bordure septentrionale du Domaine Centre Armoricaïn.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

Occupation de l'espace et usages

La densité des populations communales atteint 2 000 h/km² pour les pôles urbains de Landerneau, Lesneven et Landivisiau. Lorsqu'on s'éloigne de ces centres, elle s'abaisse à 100 h/km². Des zones d'activités industrielle et commerciale se sont greffées à ces villes et à la RN12 qui traverse la carte d'Est en Ouest. Une base aéronavale est également implantée à proximité de Landivisiau. Les villes de Landerneau et de Landivisiau sont desservies par le TGV et les une autre voie ferrée assure la circulation des TER vers le Sud du département. Le port de Landerneau est accessible à marée haute aux navires de 3 à 4 m de tirant d'eau, mais actuellement il n'est guère fréquenté que par un sablier.

La surface agricole utile occupe 50 à 75 % du territoire des communes rurales, mais s'abaisse à 25 % pour les communes boisées ou les pôles urbains. La taille moyenne des exploitations est de 32,1 ha et elles se consacrent à la culture des céréales et à l'élevage. L'activité maraîchère apparaît localement vers le Nord de la carte. L'élevage bovin pour la production laitière ou la viande est dominant, mais on observe un fort développement de la filière porcine autour de Landivisiau. Par contre, les élevages avicoles sont désormais en déclin. La collecte des productions est assurée par des structures à dominante coopérative et le secteur industriel agro-alimentaire est performant : ZA du Vern, de la Tannerie, du Fromveur, de Lanrinou, de Saint-Éloi... La pisciculture est limitée à un établissement en amont de Landivisiau et la conchyliculture se maintient dans l'estuaire de l'Elorn en aval de la Forêt-Landerneau.

En raison de l'industrialisation de l'agriculture, le maillage bocager s'est notablement réduit au Nord de l'Élorn et s'est dégradé vers le Sud. Le bassin versant du Morbic a perdu 34 % de ses talus et celui du Pengully 50 %, entre 1952 et 2000. Quelques futaies se maintiennent dans le paysage agricole, à La Forêt-Landerneau, près de Lesneven et sur les versants de L'Elorn. Les zones humides bénéficient désormais de mesures de protection de type Natura 2000 ou ZNIEFF 1 : Langazel, estuaire et fond de vallée de l'Elorn, ainsi que les vallées encaissées dans le plateau de Ploudiry où les habitats naturels sont imbriqués dans des espaces agricoles fortement pollués. Un centre de loisir occupe au Sud de Pencran une tête de vallon affluent de la Mignonne à la limite de la carte.

Les territoires communaux sont gérés en fonction des POS et des PLU. Les patrimoines historiques sont protégés : monuments civils et religieux, habitations, sites remarquables.

Les sols

La couverture pédologique s'est formée à l'Holocène sur des roches mères défonçées par la cryoclastie ou sur des formations de transport d'origine proximale (head) ou distale limons loessiques. Il s'agit de sols bruns lessivés et parfois de gley dans les zones mal drainées souvent occupées par des tourbières. La majeure partie de ces sols a été décapée en raison des pratiques agricoles depuis le Néolithique. Leur pH est acide et l'accumulation d'argile dans les zones sans relief conduit parfois une imperméabilisation et à la formation d'une nappe perchée temporaire. L'hydromorphie constitue un gros handicap pour les cultures et les agriculteurs ont souvent drainé artificiellement ces zones pour y cultiver le maïs. Pour améliorer les rendements les cultivateurs marnaient également les terres. Ils allaient se fournir sur les grèves de Goulven, à Landerneau ou dans les ports de la baie de Morlaix où les sabliers déchargeaient des amendements calcaires. Actuellement la qualité agronomique des sols dépend de la profondeur des labours et des fertilisants organiques ou minéraux qui y sont massivement déversés. Les sols sont déstructurés, l'horizon humifère a parfois disparu et les pierres du régolite sont ramenées en surface par le soc des charrues. Le capital pédologique est menacé par l'érosion dès que la pente s'accélère. La couverture limoneuse et généralement inférieur au mètre et n'est conservée que sur les surfaces sommitales et dans les têtes de vallon. La disparition des talus en particulier au Nord de l'Élorn a accéléré l'érosion hydrique et un transfert rapide des nutriments et des pesticides en excès, vers les ruisseaux.

Les risques

Des chutes de pierres peuvent occasionnellement se produire, en bordure de la voie ferrée et de la route, entre Landerneau et Landivisiau.

Les rives de l'Élorn à Landerneau sont vulnérables en raison des crues et de la marée qui inondent périodiquement les quais. En cas d'accident, au barrage du Drennek en amont de Landivisiau, le débit pourrait augmenter brusquement de 6 à 81 m³/s et dépasserait 4 000 m³/s si l'ouvrage était détruit brusquement. Les berges du lit fluvial de la rivière sont localement érodées entre Landerneau et Locmélard et dans l'estuaire, les courants et les vagues sapent les formations périglaciaires exposées en falaise. Ces érosions peuvent menacer localement les voies de communication et les terrains en l'absence de travaux de protection. Vers l'aval, l'eutrophisation des eaux et leur mauvaise qualité bactériologique peuvent déboucher sur l'interdiction de la pêche à pied, de la baignade et de la commercialisation des cultures marines. Les produits indésirables accumulés dans le sol des anciennes installations industrielles (Bois Noir) et dans la décharge d'ordures du Calvaire, simplement masquée par une couche de terre, continuent lentement à cheminer vers le chenal de l'Élorn et représentent aussi un risque de contamination des eaux estuariennes. Des pollutions accidentelles peuvent également se produire sur les sites industriels, en particulier les installations de réfrigération à l'ammoniac. Les usines de production d'eau potable, ainsi que la pisciculture de Pont ar Zall sont en permanence menacées par la rupture des cuves à lisier ou le déversement de pesticides ou d'hydrocarbures dans les rivières.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

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

- les zones de vasières d'estuaire peuvent avoir des eaux salées qui peuvent poser des problèmes de stabilité dans le temps aux bétons non prévus pour cela ;
- ces mêmes terrains, et les zones de marais ou de tourbes sont potentiellement des terrains compressibles sous la charge et toute construction lourde doit prendre en compte ce point ;
- on évitera de trop pomper sans maîtrise, dans les marais pour des problèmes de tassement différentiels si bâtiments concernés, mais aussi pour éviter de faire progresser un éventuel coin salé dans les terrains (basse vallée de l'Élorn).
- sur le littoral ou en bordure de thalweg, on évitera aussi dans la mesure du possible des terrassements et constructions dans les heads. Ces dépôts de versant peuvent être très fragiles lors de fortes pluies et fluer d'autant plus aisément qu'ils sont modifiés à leur base ;
- dans le même esprit, on évitera des terrassements et bien sur des constructions sans précaution dans les zones de roches altérées. Des tassements différentiels, des portances très contrastées de sols entre des pointements de roches dures et des zones plus altérées peuvent provoquer des défauts aux bâtiments, dès le chantier ou lors de changement d'état des couches supports (sécheresse ou inversement saturation en eau) ;

- les bases d'arènes ou de head sont aussi souvent le siège de concentrations d'eau qui peuvent provoquer des venues d'eau lors de terrassement ;
- enfin pour les remblais (anciennes carrières, dépôts d'ordures), une analyse géotechnique avant construction peut être utile, ainsi qu'une vérification de la chimie des matériaux traversés.

RESSOURCES EN EAU

La gestion de l'eau

L'Élorn est une rivière stratégique pour l'alimentation en eau potable de l'agglomération brestoise et des villes de Landerneau et de Landivisiau. Des interconnexions relient également les syndicats de Plougastel, du Bas Léon et de l'Horn, aux stations de traitement des eaux de Pont ar Bled et de Goasmoal. Le débit moyen de la rivière est de 5,58 m³/s à Plouédern, avec un débit maximum instantané de 127 m³/s, lors de la crue de 2000. Le régime hydraulique de l'Élorn a été modifié depuis la construction du barrage du Drennec en amont de Sizun. 48 % des précipitations efficaces qui s'élèvent à 676 mm/an, parviennent directement à la rivière ; le reste chemine lentement en profondeur.

Le captage au fil de l'eau de Pont ar Bled fournit 7,5 Mm³/an, celui de Goasmoal 1 Mm³/an. L'épuration de l'eau doit faire face aux pollutions des rivières par des éléments indésirables provenant de l'agriculture ou des stations d'épuration domestique et industrielle : nitrates, phosphates, pesticides. La pollution par E. Coli est également chronique, en particulier en aval de Landivisiau. La qualité des eaux souterraines est généralement mauvaise : captages de Ploudiry. Les teneurs en nitrates commencent cependant à décroître depuis 7 ans, mais le suivi des pesticides est difficile du fait de leur diversité.

LES AQUIFÈRES BRETONS DU SOCLE

Les formations géologiques du substratum de la feuille de Landerneau sont uniquement des formations de socle.

Modèle conceptuel des aquifères de socle

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

On schématise le profil des terrains de haut en bas de la façon suivante :

- un niveau d'altération plus ou moins évolué constitué, sous le sol ou les dépôts contemporains du sol, d'allotérites caractérisées par une réduction de volume par rapport à la roche mère initiale ; la texture de la roche mère n'est pas alors préservée puis des isaltérites (jusqu'à une à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) où la texture de la roche initiale est préservée. Dans ces derniers niveaux, les éléments chimiques évacués par dissolution sont remplacés par des vides. Il en résulte une porosité importante, permettant à cet horizon de jouer un rôle capacitif vis-à-vis des eaux d'infiltration ;
- un niveau fissuré plus ou moins épais (jusqu'à 40 à 70 m) : cet horizon, situé dans la partie supérieure du substratum, est caractérisé par une très forte fissuration dont l'intensité décroît vers le bas. Dans les 15 premiers mètres, la distance moyenne entre fissures est décimétrique et celles-ci sont ouvertes. L'espacement entre fissures (et donc leur probabilité d'interconnexion) diminue au fur et à mesure que l'on descend dans le profil. Ce niveau fissuré peut contenir de grandes quantités d'eau ;
- localement, un niveau fracturé : les zones où préexistaient des réseaux de fracture d'origine tectonique permettant la circulation de l'eau ont constitué, par la multiplication des surfaces de contact entre eau et roche, des lieux privilégiés où l'action de l'altération a été décuplée. Cette addition de phénomènes (fracturation tectonique, altération et fissuration) a particulièrement fragilisé les lieux où elle s'appliquait, conduisant à la formation de couloirs fracturés et fissurés où l'altération a pénétré plus profondément. Ces couloirs constituent des drains privilégiés pour l'eau souterraine, alimentés par les horizons altérés et fissurés plus superficiels.

Alimentation en eau des nappes

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

L'eau de pluie qui s'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 10 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

Les forages

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

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

L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE (AEP) SUR LA FEUILLE LANDERNEAU

QUALITÉ CHIMIQUE DE L'EAU SOUTERRAINE

CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

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

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) 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).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

RAPPORTS DE FORAGES

Forage de Locmélar, lieu-dit Kerscao, n° de classement 0239-8X-0010.

X : 129,440 km ; Y : 101,870 km ; Z : 150,00 m (coordonnées Lambert 1), profondeur finale : 109,00 m ; mode de foration : marteau fond de trou.

Maître d'ouvrage : Syndicat des eaux de Locmélar – Saint-Sauveur ; objet : exploitation eau ; réalisation en novembre 1991 (entreprise Priser 29860 Kersaint-Plabennec).

Coupe lithologique avec indication en mètres de la base des formations (*la description qui suit est telle qu'elle figure dans le rapport du BRGM référencé BRE 92-18*) :

- 7,00 - argile micaschisteuse à petits blocs ;
- 13,00 - altérites emballées dans de l'argile très oxydée ;
- 19,00 - gneiss gris « gréseux » quartz hyalin ;
- 25,00 - idem, noir plus ou moins riche en quartz, pyrite ;
- 34,00 - grains de gneiss emballés dans argile grise, pyrite ;
- 37,00 - moins argileux, riche en quartz, grains de pyrite ;
- 81,00 - gneiss frais, noir, riche en quartz, pyrite.

- 88,00 - idem, très riche en quartz, pyrite ;
- 94,00 - gneiss riche en quartz, pyrite ;
- 97,00 - blocs altérés (oxydation) pyrite ;
- 100,00 - niveau très riche en quartz, pyrite ;
- 107,00 - gneiss altéré riche en quartz et micas, pyrite ;
- 109,00 - quartz opaque gris, esquilleux.

Forage de Locmélar, lieu-dit Kernonnen, n° de classement LD 15G.

X : 128,750 km ; Y : 102,600 km ; Z : 188,00 m ; inclinaison : 66,66 Gr en direction de l'azimut 94 Gr ; profondeur finale : 118,30 m ; forage carotté entre 6,10 et 118,30 m.

Maître d'ouvrage : S.N.E.A.(P) Département Opérations Minières, Mission Minière Massif armoricain (OMI/3MA) ; réalisation en août 1978.

Coupe lithologique :

Entre 6,10 m et 56,10 m une formation d'argilo-siltites gris sombre alternant avec des niveaux gréseux de puissance millimétrique à pluri-centimétrique, l'ensemble est très tectonisé (plis synschisteux, replis postschisteux, zones quartzifiées).

De 56,10 m à 81,50 m des schistes noirs, lustrés, très fissiles, la foliation soulignée par des veines de quartz est intensément microplissée.

Entre 81,50 m et 86,15 m une formation gréseuse intercalée de schistes noirs.

De 86,15 m à 97,75 m des argilites grises satinées et schistes noirs pyriteux, très écrasés.

À partir de 97,75 m un matériel gneissique lui-même bréchifié, l'orthogneiss sain est atteint vers 110,00 m environ.

AFFLEUREMENTS ET COUPES REMARQUABLES

Le Guide géologique régional de Bretagne (Durand, 1977 ; Lardeux, 1997, éd. Masson) propose un itinéraire pour la vallée de l'Élorn en amont de Landerneau. Celui-ci peut être poursuivi vers l'Est jusqu'à la Penzé. Certains sites correspondent à des propriétés privées ou à des carrières en activité dont l'observation, pour des raisons de sécurité, se fera à distance.

Le site de La Roche-Maurice, célèbre pour son château, offre également, en contrebas des ruines, un aperçu intéressant des relations entre les schistes briovériens de l'Élorn et les quartzites ordoviciens qui les surmontent en discordance.

Quelques vallons encaissés, transverses par rapport à l'organisation régionale, permettent de bonnes observations des structures tectoniques enregistrées, notamment, par la formation des Schistes et quartzites de Plougastel : le long du ruisseau du Morbic, au Sud de La Roche-Maurice, et le long du ruisseau de la « vallée perdue » entre Loc-Eguiner et l'Élorn. Cette même formation affleure également de façon intéressante dans la vallée de l'Élorn, qui la recoupe en cluse, le long du tronçon Nord de la D 30 entre Landivisiau et Boscornou.

En lisière Est de la feuille et en rive Ouest de la Penzé (face au moulin de Luzec, à 3 km au NE de Guimiliau) le site de Roc'h Toull expose un imposant chicot de quartzites blancs, à la structure confuse, équivalent très probable des Quartzites de La Roche-Maurice, mais rapporté ici aux Formations de Saint-Thégonnec. La grotte s'ouvrant dans la partie médiane du banc a été occupée pendant la période épipaléolithique et fait actuellement l'objet de mesures de protection compte tenu de la présence d'une colonie de chauve-souris (dont le Grand Rinolophe) installée au fond de la cavité ayant donné son nom au chicot (*toull* en breton).

PATRIMOINE ARCHITECTURAL ET HISTORIQUE

Les enclos paroissiaux ont fait la renommée de cette région. Il s'agit d'ensembles architecturaux religieux qui comprennent, rassemblés dans la même enceinte, l'église (initialement entourée du cimetière), le calvaire et l'ossuaire. Le mur qui ceint l'enclos est le plus généralement muni d'une porte monumentale prenant souvent l'allure d'un arc de triomphe. L'édification de ces enclos, aux XVI et XVII^e siècles, atteste pour cette période, la prospérité économique de la Bretagne et la force du sentiment religieux de ses habitants. Le territoire de la feuille Landerneau abrite un certain nombre de ces ensembles caractéristiques : Bodilis, La Roche-Maurice, La Martyre, Pencran, Loc-Eguiner, Ploudiry, Locmélar, Lampaul-Guimiliau et Guimiliau, peut-être le plus emblématique avec son calvaire (1587) qui met en scène plus de 200 personnages. De nombreux édifices religieux, plus modestes, disséminés dans la campagne témoignent eux aussi de la ferveur religieuse : église ruinée du Beuzit-Conogan entre la Forêt-Landerneau et Landerneau, ruines de la chapelle de Pont-Christ (en bordure de l'Élorn, entre La Roche-Maurice et Landivisiau), chapelle et fontaine de Loc-Ildut (Sud de la feuille, à l'Est de la D 30 Landivisiau-Sizun), chapelle Sainte-Anne (2 km au Nord-Ouest de Saint-Sauveur), fontaine Sainte-Anasthasie (1 km au Nord de Lampaul-Guimiliau), fontaine Saint-Miliau (sortie Ouest de Guimiliau), etc... Le calvaire de Luzec, en lisière Est de la feuille, à 3 km au Nord-Est de Guimiliau, est d'une architecture très particulière, installé sur une table, reposant elle-même sur 4 colonnes d'une hauteur voisine de 2 m.

La forteresse médiévale de La Roche-Maurice (Roc'h Morvan en breton) a été érigée au XI^e siècle, par Morvan, vicomte du Faou, sur un chicot de quartzite (roc'h en breton) surplombant l'Élorn en rive sud. Les ruines du château viennent d'être fouillées et aménagées pour l'accès du public. À Saint-Vougay, le château de Kerjean correspond à une demeure fortifiée, édifiée du XVI^e au XXII^e siècle sur le plateau du Léon.

La ville de Landerneau conserve de nombreuses maisons construites du XVI^e au XVI^e siècle comme celle de la Sénéchaussée et l'église Saint-Houardon a conservé un porche remarquable (1604). Le Pont de Rohan, trait d'union entre le Léon et la Cornouaille, a été construit en pierres de Kersanton en 1510 et ses arches sont désormais franchies par le flot en marée de vive eau.

La pierre des monuments religieux et civils provient souvent des carrières littorales de la rade de Brest : Logonna et Kersanton. Les roches locales ont été également utilisées mais les sites d'extraction n'ont pas laissé de traces ou ont, pour la plupart, été remblayés.

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME (1987) - Carte des sols au 1/100 000. DDAF - Côtes d'Armor édit., Saint-Brieuc.
- ANTOINE A., LIMONDIN-LOZOUET N., CHASSÉE C., LAUTRIDOU J.-P., PASTRE J.-F., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., GALEHB B. (2007) - Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits, *Quaternary Science Review*, 27, p. 2701-2723.
- APOTOLESCU V., DURAND S., ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., LE CALVEZ Y. (1963) - Découverte d'Oligocène marin fossilifère à 8 km au Sud de la baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 256, p. 4690-4692.
- AUBRY J. (1982) - Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan, thèse de 3^e cycle Université de Caen, 285 p.
- AUVRAY B., LEFORT J.-P., MONNIER J.-L. (1976) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM. Notice explicative par Auvray B., Lefort J.-P., Monnier J.-L., 26 p.
- BABIN C., DIDIER A., MOIGN A., PLUSQUELLEC Y. (1969) - Goulet et rade de Brest : essai de géologie sous-marine. *Revue Géographie physique et de Géologie dynamique*. XI, 1, p. 55-63.

- BABIN M., DARBOUX J.-R., HALLEGOUËT B., CHAURIS L., MELOU M., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P., PELHATE A., THONON P. (1982 a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Faou (275). Orléans : BRGM. Notice explicative par Babin C., Garreau J., Melou M., Plusquellec Y., Morzadec P., Pelhâte A., Chauris L., Thonon P., Darboux J.-R., Hallegouët B., Guigues J. (1982) 46 p.
- BABIN Cl., GARREAU J., MELOU M., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P., PELHATE A., CHAURIS L., THONON P., DARBOUX J.-R., HALLEGOUËT B., GUIGUES J. (1982b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Faou (202). Orléans : BRGM, 46 p. Carte géologique par Babin Cl., Darboux J.-R., Hallegouët B., Chauris L., Melou M., Plusquellec Y., Morzadec P., Pelhâte A., Thonon P. (1982).
- BAIZE S. (1999) - Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). Documents du BRGM, 289, 366 p.
- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones *C. R. Geoscience*, 341 p.
- BALZER A., BOUTIN R., STÉPHANIAN A. (2010) - Apport de la sismique marine très haute résolution à l'étude de la rade abri de Brest (France). *Revue Paralia*, n° 3, p. 1-14
- BARRIÈRE M., CABANIS B., CHANTRAINE J., CHAURIS L., HERROUIN Y., RABU D., WEECKSTEEN G., CHAURIS M.-M., LARSONNEUR C. (1985) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Plestin-les-Grèves (202). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chantraine J., Chauris L., Cabanis B., Chauris M.-M., Larsonneur C., Herrouin Y., Rabu D., Lulzac Y., Bos P. (1986) 84 p.
- BARROIS C. (1888) - Constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 16, p. 1-11.
- BARROIS C. (1899) - Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1902) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Brest (n°57), 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- BARROIS C. (1905) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Morlaix (n°58), 1^{ère} édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- BARROIS C. (1934) - Observations sur la carte géologique de Saint-Brieuc. *Ann. Soc. géol. Nord*, 57, p. 207-237.
- BARROIS C. (1949) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Brest (n°57), 2^e, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- BARROIS C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1939) - Révision de la feuille Saint-Brieuc : structure du Briovérien. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 34, 197, p. 6-10.

- BAULIG H. (1933) - À propos du relief armoricain et de l'origine des loess bretons. *Bull. Ass. Géog. Fr., Paris*, 67, p. 51-55.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 301, II, p. 297-302.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988) - Magmatisme fissural permien et triasique dans de pays de Léon (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, (II) 307, p. 2049-2054.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988) - Âge et origine des roches volcaniques observées sur les estrans de l'extrême ouest du Massif armoricain (France). *Norais*, 139, p. 331-335.
- BERTHOIS L., MILON Y. (1930) - Étude préliminaire des formations quaternaires de Brignogan. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 15 déc. 1930, p. 216-218.
- BERTHOIS L., MILON Y. (1932) - Note préliminaire sur l'origine des limons quaternaires du Finistère. *C. R. Soc. géol. Fr., Paris*, 15 février 1932, p. 55-56.
- BIGOT B. (1986) - Essai de modélisation de l'apport loessique en Bretagne (France). *C. R. Acad. Sc.*, t. 303 (II), fasc. n° 10, p. 919-921.
- BIGOT B., MONNIER J.-L. (1987) - Stratigraphie et sédimentologie des loess récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sable-d'Or-les-Pins et Pot Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. Fr. étude Quaternaire*, n.s., 29, p. 27-36.
- BOILLOT G., LE CALVEZ Y. (1960) - Étude de l'Éocène au large de Roscoff (Finistère) et au Sud de la Manche occidentale. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), 4, fasc. 1, p. 15-30.
- BOILLOT G., MILLOT J. (1962) - Sur une formation sidérolithique en place sous le Lutétien au large de Roscoff. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 254, p. 3008-3010.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse Université de Rennes, Mémoires Géoscience Rennes, 86, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) - Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.
- BOULVAIS P., VALLET J.-M., ESTÉOULE-CHOUX J., FOURCADE S., MARTINEAU F. (2000) - Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite : stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168, p. 211-223.
- BOURCART J. (1947) - Sur les causes de la pénélplanation du pays de Léon. *C. R. Acad. Sc. Fr.*, t. 224, p. 1337-1338.
- BRADSHAW J.-D., RENOUF J.-T., TAYLOR R.-T. (1967) - The development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic relationships in West-Finistère (France). *Geol. Rech.*, BD 56, p. 567-596.

- BRIARD J. (1984) - Les tumulus d'Armorique. Ed. Picard, Paris, 303 p.
- BOUVIER S. (1993) - Morphogenèse et morphosédimentologie des vastes estrans plans en Bretagne septentrionale. Thèse Université de Bretagne Occidentale, École Pratique des Hautes Études.
- BRAULT N. (2002) - Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse Univ. Rennes 1, 188 p. + annexes + 3 planches couleur.
- CABANIS B. (1975) - L'orogénèse hercynienne phénomène majeur dans la partie orientale du pays de Léon (Bretagne nord-occidentale). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 280, p. 1769-1772.
- CABANIS B. (1976) - Arguments en faveur de l'existence d'un socle orthogneissique dans le pays de Léon (Bretagne). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 282, p. 263-266.
- CABANIS B. (1982) - Identification géochimique des formations cristallophylliennes du pays de Léon (Domaine nord-armoricain). 107^e Congr. Nat. Soc. Sav., Brest, III, p. 423-435.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., JÉBRAK M., DADET P., HERROUIN Y., HUBER P., CHAURIS L., GARREAU J., BEAUJOU A., DUHAMEL M. (1981a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Morlaix (240). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cabanis B., Chantraine J., Dadet P., Herrouin Y. (1981) 46 p.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., DADET P., HERROUIN Y. (1981b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Morlaix (240). Orléans : BRGM, 46 p. Carte géologique par Cabanis B., Chantraine J., Jebrak M., Dadet P., Herrouin Y., Huber P., Chauris L., Garreau J., Beaujou A., Duhamel M. (1981).
- CABANIS B., GODARD G (1987) - Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) ; étude pétrographique et géochimique ; implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), t. III, n° 6, p. 1133-1142.
- CABANIS B., MICHOT J., DEUTSCH S. (1977) - Remise en question de la datation géochronologique des gneiss de Brest (Bretagne occidentale). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 284, p. 883-886.
- CABANIS B., PEUCAT J.-J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) - Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist. *Bull. BRGM* (2^e sér.), sect. I, n° 4, p. 357-364.
- CASTAING C., BEURRIER M., CALVEZ J.-Y., CHÈVREMONT P., CLOZIER L., DARBOUX J.-R., GARREAU J., GUIGES J., HERROUIN Y., LE GOFFIC M., MONOT B., PELHATE A., ROLET J., THONON P. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Huelgoat (276). Orléans : BRGM, 62 p. Carte géologique par Castaing C., Beurrier M., Herrouin Y., Rolet J., Thonon P., Garreau J. (1988).

- CASTAING C., BEURRIER M., HERROUIN Y., ROLET J., THONON P., GARREAU J. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Huelgoat (276). Orléans : BRGM. Notice explicative par Castaing C., Beurrier M., Calvez J.-Y., Chèvremont P., Clozier L., Darboux J.-R., Garreau J., Guiges J., Herrouin Y., Le Goffic M., Monot B., Pelhâte A., Rolet J., Thonon P. (1988) 62 p.
- CHANTRAINE J., CHAURIS L., CABANIS B., CHAURIS M.-M., LARSONNEUR C., HERROUIN Y., RABU D., LULZAC Y., BOS P. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plestin-les-Grèves (202). Orléans : BRGM, 84 p. Carte géologique par Barrière M., Cabanis B., Chantraine J., Chauris L., Herrouin Y., Rabu D., Weecksteen G., Chauris M.-M., Larsonneur C. (1985).
- CHATELIER (du) P. (1907) - Les époques préhistoriques et gauloises dans le Finistère. 2^e éd., Rennes – Quimper, 347 p.
- CHAURIS L. (1965) - Sur l'importance des phénomènes de cisaillement dans la tectonique du pays de Léon (Finistère). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 126-127.
- CHAURIS L. (1967) - Les grandes lignes du pays de Léon (Finistère) et la gravimétrie. *Mém. BRGM*, n° 52, p. 55-63.
- CHAURIS L. (1969) - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1970) - Silicification et kaolinisation hydrothermales entre Moustéru et Saint-Julien (Côtes-du-Nord). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Paris*, fascicule 8, p. 292-293.
- CHAURIS L. (1971) - Les recherches récentes sur les grès armoricains (Skidaven) dans le Nord-Ouest de la Bretagne, *Mémoire BRGM*, Orléans, Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, septembre 1971, 73, p. 213-221.
- CHAURIS L. (1972) - Évolution tectonique des granites précambriens de la région de Morlaix (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D) 173, p. 2045-2047.
- CHAURIS L. (1993) - Des concurrents du kersanton dans le Finistère, les granodiorites et les diorites du pays de Léon. 117^e Congr. Nat. Soc. Sav., Clermont-Ferrand. 2^e coll. Carrières et constructions, p. 355-370.
- CHAURIS L. (1994) - Le clair granite du château de Kerjean. In « Bretagne des granites et des hommes », p. 62-65.
- CHAURIS L. (1994) - Landerneau : musée de la pierre en plein air. In *Mélanges : Pierres de construction en Basse Bretagne*. Univ. Brest, CRBC, t. 1, p. 28-34.
- CHAURIS L. (1994) - Landerneau : la reconstruction de l'église Saint-Houardon. In *Mélanges : Pierres et constructions en Basse Bretagne*. Univ. Brest, CRBC. t. 1, p. 35-36.
- CHAURIS L. (1997) - Les sables noirs à ilménite et magnétite de la baie de Saint-Brieuc en Bretagne septentrionale. *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest de la France*, nouvelle série, t. 19, 2, p. 84-95.

- CHAURIS L. (1998) - Un substitut du Kersanton dans le pays de Léon : la pierre de Ploudaniel. *In Mélanges : Pierres et construction en Basse Bretagne*. Univ. Brest, CRBC, t. 2, p. 51.
- CHAURIS L. (2000) - L'activité pneumatolytique stanno-wolframifère dans la partie nord-est du granite de Saint-Renan (Finistère). Greisen et tourmalinite, cassitérite et wolframite. *Minéraux et fossiles*, n° 369, p. 34-42.
- CHAURIS L. (2001) - Composition chimique de quelques limons lœssiques du Trégorrois. *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, n.s., t. 22, (4), p. 164-165.
- CHAURIS L. (2002) - L'église de Saint-Vougay, dans le Haut-Léon. *Mém. Soc. Hist. et Arch. Bretagne*, LXXX, p. 319-341.
- CHAURIS L. (2003) - D'où viennent les pierres de construction des manoirs de la région landernienne. Association bretonne, CXII, p. 701-712.
- CHAURIS L. (2005) - Examen pétrographique de quelques « Kanndi » du pays de Landerneau. *In L'Or Bleu, An Aour Glaz*, par A. Le Gall-Sanquer et coll., Ass. Dourdon, 210 p., p. 89-108.
- CHAURIS L. (2006) - Éclairage lithologique sur l'église de Lanhouarneau (Finistère), XIV-XVI-XVIII^e siècles. *Rev. Archéologique de l'Ouest*, n° 23, p. 39-68.
- CHAURIS L. (2007) - Les prolongements orientaux du granite stanno-wolframifère de Saint-Renan-Kersaint (Finistère). *Bull. Soc. Sciences Nat. Ouest Fr.*, n.s. 28 (3), p. 124-131.
- CHAURIS L. (2010) - Le pont sans dessus – dessous : éclairage pétrographique du pont de Rohan. *In Landerneau « Le pont de Rohan, 500 ans d'histoire »*. Ed. de la ville de Landerneau, 45 p., p. 42-45.
- CHAURIS L. MICHOT J. (1965) - Sur la nature des « Gneiss de Brest » et sur leurs relations avec les quartzophyllades de l'Élorn et les micaschistes du Conquet. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 260, p. 240-242.
- CHAURIS L., DEUNFF J., PHILLIPPOT A.-J. (1970) - Découverte de Silurien à graptolites près de Landerneau (Nord Finistère), *C. R. Acad. Sciences, Paris*, (D) 271, p. 2236-2239.
- CHAURIS L., GARREAU J. (1975) - Les relations du granite de Guimilliau avec le Paléozoïque de la rade de Brest et du bassin de Morlaix (Massif armoricain), *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D) 280, p. 251-254.
- CHAURIS L., GARREAU J. (1988) - Occurrences de kaolin aux environs de Landivisiau (Finistère), *L'Industrie céramique*, Paris, 823, p. 40-45.
- CHAURIS L., HALLEGOUËT B., BABIN C., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P. (1972) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Brest (n°57), 3^e édition, Orléans : Brgm, Paris, notice 29 p.
- CHAURIS L., HALLEGOUËT B. (1973) - Les relations du Paléozoïque inférieur avec le socle précambrien du Pays de Léon, le long de la vallée de l'Élorn (Finistère), *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D) 277, p. 277-280.

- CHAURIS L., HALLEGOUËT B.(1974) - Les « quartzites » des gneiss de Brest (Finistère). *Soc. Géol. Minér. Bretagne*, Rennes, (C) t. V, fasc. 2, p. 93-99.
- CHAURIS L., MARCOUX E., HALLEGOUËT B., BOUYSSSE P. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chauris L., Marcoux E., Le Goff E., Thiéblemont D., Carn A., Bouysse P., Egal E., Hallégouët B., Johan V. (2004) 167 p.
- CHAURIS L., MARCOUX E., LE GOFF E., THIEBLEMONT D., CARN A., BOUYSSSE P., EGAL E., HALLEGOUËT B., JOHAN V. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par Chauris L., Marcoux E., Hallegouët B., Bouysse P. (1998).
- CHAURIS L., PLUSQUELLEC Y., HALLEGOUËT B., DARBOUX J.-R., MELOU M., CHAUVEL J.-J., LE CORRE C., BABIN C., MORZADEC P., THONON P. (1980a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Brest (274). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chauris L., Plusquellec Y., Hallegouët B., Darboux J.-R., Melou M., Chauvel J.-J., Le Corre C., Babin C., Morzadec P., Thonon P., Ollivier-Pierre M.-F., Mulo B. (1980) 52 p.
- CHAURIS L., PLUSQUELLEC Y., HALLEGOUËT B., DARBOUX J.-R., MELOU M., CHAUVEL J.-J., LE CORRE C., BABIN C., MORZADEC P., THONON P., OLLIVIER-PIERRE M.-F., MULOT B. (1980 b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Brest (274). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par Chauris L., Plusquellec Y., Hallegouët B., Darboux J.-R., Melou M., Chauvel J.-J., Le Corre C., Babin C., Morzadec P., Thonon P. (1980).
- CHEVASSU G. (1976) - Les roches granitiques et leur altération. Reconnaissance géotechnique de tracés en Bretagne, *Rev. Lab. Central. Pont et Chaussées*, Paris, 134 p.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., BE MEZEME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI P. (2005) - Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, 90, p. 607-618.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites contained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ROBERT M., GUERROT C. (2005a) - *In situ* U-Pb zircon dating using LA-ICPMS and a multi-ion counting system. Goldschmidt Conference, May 20-24, 2005, Moscow, Idaho, USA. A378.

- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.-M., GUERROT C. (2005b) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- COUTARD S. (2003) - Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche. Tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Université Caen, UFR Sciences. Thèse de Doctorat. 446 p.
- CRÉ L. (1881) - Sur la découverte à Noirmoutier (Vendée) de la flore à Sabalites andeagavensis Sch. *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, XCII, p. 633-642.
- DADET P., BEURRIER M., LAUTRIDOU J.-P. (1984), Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM, 26 p. carte géol. Par Dadet P., Lautridou J.-P., Beurrier M., Le Métour J. (1983).
- DADET P., LAUTRIDOU J.-P., BEURRIER M., LE MÉTOUR J. (1983). Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dadet P., Beurrier M., Lautridou J.-P (1984), 26 p.
- DAIRE M.-Y., GIOT P.-R. (1989) - Les stèles de l'Âge du Fer dans le Léon. Patrimoine archéologique de Bretagne, Institut culturel de Bretagne - Skol Uhel ar Vro, Rennes, 105 p.
- DARBOUX J.-R., GARREAU J. (1976) - Précisions sur la structure de l'Arrée et ses piémonts dans leur terminaison occidentale (Massif armoricain, France), *C. R. Acad. Sciences*, Paris, (D) 283, p. 1007-1010.
- DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, p. 1833-1838.
- DENIZOT G (1937) - Cycle pliocène et surface topographique anté-quaternaire sur le sol français, *Bull. Ass. Géogr. Français, Paris*, 106, p. 82-91.
- DEUNFF J., CHAURIS L. (1974) - Découverte d'un microplancton à achritarches, chitinozoaires et spores du Silurien supérieur près de Landerneau (Nord Finistère), *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D) 278, p. 2091-2093.
- DEUTSCH S., CHAURIS L. (1965) - Âges de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon (Finistère). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 260, p. 615-617.
- DUGUÉ O., POUPINET N., BAIZE S., AUFFRET J.-P., COUTARD J.-P., OZOUF J.-C., CLET-PELLERIN M. (2000) - Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie : les séries marines et fluviatiles des bassins du Seuil du Cotentin, *Géologie de la France*, n° 3-2000, p. 99-125, 11 figs., 1 tabl., 4 ann.
- DURAND S. (1960a) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.

- DURAND S. (1960b) - Le tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, Rennes, 2, p. 71-80.
- DURAND S., coordonnatrice (1977) - Bretagne. Guides géologiques régionaux. Masson, 208 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) - Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 345- 351.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968) - L'Éocène du Massif armoricain. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographiques et paléoclimatiques. Colloque sur l'Éocène, Paris, mai 1968, *Mém. BRGM*, 58, p. 416-425.
- ESTÉOULE-CHOUX J., MARGEREL J.-P., GUERNET C., RIVOALLAND H. (1986) - Données nouvelles sur le bassin stampien de Quessoy (Massif armoricain). Étude sédimentologique et micropaléontologique du gisement du Moulin du Boguet. *Revue de Micropaléontologie*, 28, 4, p. 243-254.
- FAURE M., SOMMERS C., MELLETON J., COCHERIE A., LAUTOUT O. (2008) - The Léon Domain (French Massif armoricain): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise? Structural and geochronological insights, *Int. J. Earth. Sci.* doi 10.1007/s00531-008-0360-x.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.-P., WHATLEY R.C., MAYBURY C., MORZADEC-KERFOURNE M.-T. (1989) - Les argiles pliocènes de Saint-Jean-La-Poterie (Morbihan). Sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). *Géologie de la France*, 1-2, p. 55-78.
- GALLIOU P. (1989) - Carte archéologique de la Gaule : le Finistère. Académie des inscriptions et belles lettres, Paris, 229 p.
- GAUDIN L. (2004) - Transformations spatio-temporelles de la végétation du Nord-Ouest de la France depuis la fin de la dernière glaciation. Reconstitutions paléo-paysagères. Thèse Université Rennes 1. UMR 6566 CNRS - Sciences de la Matière- Mention Archéologie et Archéométrie, 760 p.
- GODARD G., CABANIS B. (1985) - Eclogites in the « pays de Léon », North-West Brittany, France. *Terra Cognita*, 5/4, p. 421.
- GUENOC P., LENOTRE N. (2009) - Évolution des cotes françaises au rythme des mouvements verticaux. *Géosciences*, n° 9, p. 46-55.
- GUILCHER A., HALLEGOUËT B. (1988) - Histoire d'une vallée des environs de Brest. In études sur la Bretagne et les pays celtiques. Mélanges offerts à Y. Le Gallo, CRBC. Cahiers de Bretagne Occidentale, 6, p. 135-144.

- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M., THOMAS É. (1998) - Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C. R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 327, p. 237-243.
- HALLEGOUËT B. (1971) - Le Bas-Léon (Finistère). Étude géomorphologique, thèse 3^e cycle, Géographie, Université de Brest, 260 p., 87 fig., 17 pl. h.-t.
- HALLEGOUËT B. (1973) - Les anciens dépôts littoraux de la rade de Brest. *Pennar-Bed*, Brest, vol. 9, n^o 73, p. 104-110.
- HALLEGOUËT B. (1976) - Les anciens dépôts marins et fluviatiles de la vallée de l'Élorn (Finistère), *Norais*, 89, p. 55-72.
- HALLEGOUËT B. (1979) - Le head des falaises de la rade de Brest. *In* Table ronde sur les formations de versants hétérogènes. *Bulletin du Centre de géomorphologie*, CNRS, Caen, 24, p. 113-123.
- HALLEGOUËT B. (1979) - Carte géomorphologique détaillée de de la France à 1/50 000, feuille Brest et notice 44 p., Paris, CNRS éd.
- HALLEGOUËT B. (1982) - Les formations de remblaiement de la vallée de l'Élorn à Landerneau (Finistère). *Bull. Assoc. Étude Quaternaire*, Paris, 1982-4, p. 167-178.
- HALLEGOUËT B. (1989) - La presqu'île de Crozon : évolution géomorphologique. *Historien-Géographe*, 318, p. 141-148.
- HALLEGOUËT B. (1990) - Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère, *Revue Archéol. Ouest*, supplément n^o 2, Rennes, p. 45-51.
- HALLEGOUËT B., KERNEVEZ P., LE GOFFIC M., LE PENNEC S. (2002) - Ville et vallée, Landerneau sur Élorn. Des origines à la fin du moyen-âge, livret guide d'exposition, ville de Landerneau édit., 40 p.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1980) - Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne, in Chaline J. : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes », Colloque Dijon (1978), *supp. Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 1, p. 211-225.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 29, p. 119-126, ou *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, 25-26, p. 127-138.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1989) - Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain (France). *Géographie Physique et Quaternaire*, Montréal, Canada, 43, 2, p. 223-232.
- HINSCHBERGER F. (1970) - L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Étude de morphologie et de sédimentologie sous-marine. Thèse, Univ. Caen, 310 p.

- HINSCHBERGER F., GUILCHER A., MOIGN A. et Y. (1968) - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France. 1/100 000 Brest.
- HOWARD A.J., BRIDGLAND D., KNIGHT D., MC NABB J., ROSE J., SCHREVE D., WESTAWAY R., WHITE M.J., WHITE T.S. (2007) - The British Pleistocene fluvial archive: East Midlands drainage evolution and human occupation in the context of the British and NW European record, *Quaternary Science Review*, Elsevier Ltd, Anvers, 26, p. 2724-2737, 4. fig.
- JOLY F., BESSAC-GIRAUDET J., VUILLECOT C. (1987) - Carte géomorphologique de la France au 1/1 000 000 (quart Nord-Ouest). GIP, Reclus édit., Montpellier, notice 38 p.
- JOUET G., AUGRIS C., HALLÉGOUËT B., LE ROY P., ROLLET J. (2003) - La vallée d'Ys : un paléoréseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France), *C. R. Géosciences*, Paris, 335, p. 487-494.
- KERFORNE F. (1920a) - Contribution à l'étude des minerais de fer du département des Côtes du Nord. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, t. 1, fasc. 4, p. 292-332.
- KERFORNE F. (1920b) - Quelques observations sur la mer rédonienne en Bretagne, *C. R. Acad. Sci., Paris*, t 170, p. 185-186.
- KERNEVEZ P. (1997) - Fortifications médiévales du Finistère : mottes, enceintes et châteaux. Patrimoine archéologique de Bretagne. Institut culturel de Bretagne – Skol-Uhel ar vro.. Rennes, 197 p.
- LANGEVIN C., MINOUX L., BEURRIER M., VILLEY M., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.-P. (1984a) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Avranches (209). Orléans : BRGM. Notice explicative par Langevin C., Minoux L., L'homer A., Lautridou J.-P., Dassibat C., Verron G. (1984), 54 p.
- LANGEVIN C., MINOUX L., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P., DASSIBAT C., VERRON G. (1984b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Avranches (209). Orléans : BRGM, 54 p. Carte géologique par Langevin C., Minoux L., L'Homer A., Lautridou J.P., Dassibat C., Verron G. (1984).
- LARSONNEUR C. (1972) - Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche. Colloque sur la géologie de la Manche (1971). *Mémoire BRGM 79*, p. 203-214.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'État, Géographie, Université Caen, Groupe Seine - Centre géomorphologie CNRS Caen édit., 908 p, 2 t., 191 fig., 60 tabl., 19 pl. photos.
- LAUTRIDOU J.-P. (1991). Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, suppl. Bd. 90, p. 123-130.
- LAUTRIDOU J.-P. (1993) - La grande crise détritique fini-éocène dans le Bocage normand. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 116, p. 41-44.

- LAUTRIDOU J.P., CLET-PELLERIN M., MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1995) - Évolution de la baie du Mont-Saint-Michel : Pléistocène et Holocène. in Baie du Mont-Saint-Michel et marais de Dol, milieux naturels et peuplements dans le passé. Les Dossiers du Ce.R.A.A. n° R., p. 27-31.
- LAUTRIDOU J.P., SOMMÉ J. (1981) - L'extension des niveaux-repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest. *Biuletyn Periglacialny, Lodz*, n° 28, p. 179-185.
- LECLERC Y., MILON Y. (1925) - Découverte d'un gisement fossilifère dans la terrasse fluvio-marine de la plage des vallées, Pléneuf (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 6, 2-4, p. 245-248.
- LE GALL H., TOULLEC P., CHAURIS L. (2009) - Aperçu lithologique sur l'église de Lampaul-Guimiliau. In Lampaul-Guimiliau : autopsie d'un clocher. Saint-Thégonnec, éd. La grange aux livres, p. 16-31.
- LE ROY S., SCHROETTER J.-M. (2007) - Inventaire départemental des mouvements de terrain du Finistère. Rapport final. BRGM/RP-55855-FR, 84 p.
- LENOTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R., BROCHARD C. (1999) - Two comparative leveling methods for demonstrating current vertical movements, and their application in Brittany (France). *Tectonophysics*, 301, p. 333-344.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMAN J.-L. (1969) - Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sciences de la Terre, Nancy*, XIV, 4, p. 329-358.
- LIBERT, MICIOL (1883-1885) - Catalogue minéralogique et pétrologique du Finistère. *Bull. Soc. Études Scientifiques Finistère*, 5, p. 99-109 et 7, p. 41-60.
- LOYER S., VAN VLIET-LANOÉ, MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., MERCIER N. (1995) - La coupe de Nantois (baie de Saint-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne. *Quaternaire*, 6, p. 21-33.
- LUDWIG K.-R. (1999) - ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. *Geol. Survey Open-file Rept.* p. 1-42.
- MARCOUX E., CHAURIS L., HALLEGOUËT B., GUENNOC P., MARTEAU P., THOMAS E. (2004a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouguerneau (2004). Orléans : BRGM. Notice explicative par Marcoux E., Chauris L., Hallégouët B., Guennoc P., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Marec A., Marteau P. (2004) 144 p.
- MARCOUX E., CHAURIS L., HALLEGOUËT B., GUENNOC P., THIEBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A., MAREC A., MARTEAU P. (2004b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouguerneau (200). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par Marcoux E., Chauris L., Hallégouët B., Guennoc P., Marteau P., Thomas E. (2004).
- MARY G., GIORDANO R. (1988) - Relations des bassins laguno-lacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation : exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géologie de la France*, 1, p. 61-70.

- MELOUX J. (1078) - Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Nantes, Massif armoricain, BRGM Orléans, 1 carte, notice 74 p.
- MELOUX J. (1078) - Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Nantes, Massif armoricain, BRGM Orléans, 1 carte, notice 74 p.
- MÉNARD L. (1967) - Rapport d'étude des sols et fondations pour le Port Militaire de Brest. Préfecture maritime de Brest, 21 p.
- MENEZ Y., HINGUANT S. (2010) - Fouilles et découvertes en Bretagne. Ouest-France. Rennes, 144 p.
- MEYNIER A. (1942) - Plate-forme d'érosion dans les pays hercyniens de l'Europe de l'Ouest. Chronique géographique des Pays celtés. *Annales de Bretagne*, Rennes, p. 2-4.
- MICHOT J., DEUTSCH S. (1970) - Les âges U/Pb de zircon et le polycyclisme des gneiss de Brest et des formations encaissantes (Bretagne). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 92, 2, p. 263-269.
- MILON Y. (1929) - Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 189, p. 1004-1005.
- MILON Y. (1933a) - Application des méthodes pétrographiques à l'étude de quelques problèmes géographiques de Bretagne. *Bull. Ass. Géogr. Français*, 65, p. 8-13.
- MILON Y. (1933b) - Les enveloppes de la baie de Saint-Brieuc. *C. R. Somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 1-5, p. 9-13.
- MILON Y. (1937) - Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *C. R. Somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 3-4, p. 3-6.
- MONNIER J.-L. (1974) - Les dépôts pléistocènes de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et préhistoire. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, (C), VI, p. 43-62.
- MONNIER J.-L. (1979) - Stratigraphie et sédimentologie des loess récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude de Sable-d'Or-les-Pins et Pot Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. Fr. étude Quaternaire*, n.s., 29, p. 27-36.
- MONNIER J.-L. (1980) - Le paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Travaux labo. anthropo. préhist. protohist. et Quat. armoricain, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.-L., (2007) - Les premiers peuplements de l'Ouest de la France : cadre chronostratigraphique et paléoenvironnemental. *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco*.
- MONNIER J.-L., BIGOT B. (1987) - Stratigraphie des dépôts pléistocènes du nord de la Bretagne (France). Les formations de Port-Morvan et de la haute-Ville. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 30, p. 93-104.

- MONNIER J.L., FALGUÈRES C., LAURENT M., BAHAIN J.J., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SIMONET P. (1995a) - Analyses des données anciennes et contributions nouvelles à la connaissance et à la datation du gisement moustérien de Do. *in* *Dos. Ce Rev. Archéo. Armor.*, suppl. 1995 n° R, p. 3-26.
- 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. SPF*, vol. 72, p. 317-382.
- MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1982) - Formations périglaciaires et formations marines, stratigraphie des sols, biostratigraphie et industries du Pléistocène du littoral breton. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 12, p. 185-194.
- MONNIER J.L., VAN VLET-LANOË B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. Appart de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Ass. Fr. Étude Quaternaire*, Paris, n.s. 25-26 (1986-1/2), p. 119-126.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1982) - Datation pollinique et conditions de sédimentation de l'argile plio-pléistocène de Lanrinou en Landerneau (Finistère, France). *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, Paris, 1982, 12, (4), p. 179-184.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1995a) - Coastline Changes in the Armorican Massif (France) during the Holocene. *Journ. Coast. Res. Sp. Issue*, n°17: Holocene cycles: *Climate, Sea Levels and sedimentation*, p. 197-203.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- MOUGIN B. (2001) - Transfert des polluants par ruissellement et écoulement souterrain sur le bassin versant de la rade de Brest (Finistère). BRGM/RP-51032-FR – Rapport de fin de phase, 47 p.
- MOUGIN B., THOMAS E. (2003) - Transfert de polluants par ruissellement et écoulement souterrain sur le bassin versant de la rade de Brest (Finistère) – Rapport final – BRGM/RP- 52655-FR, 45 p.
- MOUGIN B., THOMAS E., WYNS R., BLANCHIN R., MATHIEU F. (2003) - Comportement hydrodynamique des roches altérées de la surface sur le bassin versant de la rade de Brest (Finistère) – Rapport final – BRGM/RP-52656-FR, 54 p. 7 tabl.
- MUSSET P. (1934) - La formation du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale. *Ann. Géogr.*, 246, p. 561-578.

- NICOLAS J. (1957) - Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse, Paris, *Soc. Fr. Céramiques*, 251 p.
- NICOLAS J. (1964) - Le gisement de kaolin de Quessoy, *Industrie Céramique*, n° 563.
- OLLIVIER-PIERRE M., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.P., CAVELIER C. (1988) - Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie et tectonique. *Géol. de la France* n° 1, 1988, p. 51-60, 4 fig.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) - Études palynologiques (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 25, 239 p.
- OUTIN J.-M., THOMAS E., HALLÉGOUËT B., QUETE Y., LE GOFFIC M., RIVIÈRE J.-M., BALLÈVRE M. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plabennec (238). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par Thomas E., Outin J.-M., Hallégouët B. (2000).
- PAPE L. (1978) - La Civitas des Osismes à l'époque gallo-romaine. Klincksieck. Paris, 296 p.
- PAPE L. (1995) - La Bretagne romaine. Ed. Ouest-France, Rennes, 309 p.
- PAQUET F., MENIER D., ESTOURNES G., BOURRILLET J.-F., LEROY P. (2010) - Burial fluvial incisions as a record of Middle-late Miocen eustasy fall on the Armorican shelf (Bay of Biscaye, France). *Marine Geology*, 268, 1-4, p. 137-151.
- PAQUETTE J.-L., BALE P. BALLÈVRE M., GEORGET Y. (1987) - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif armoricain. *Bull. minéral.*, 110, p. 683-696.
- PARIS F., JÉGOUZO P. (1976) - La bordure Mancellia - synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. *RAST (Soc. géol. France éd.)*, II, p. 317.
- PHILIPPONEAU M. (1956) - La baie du Mont-Saint-Michel ; étude de morphologie littorale, *Mém. Soc. géol. et mineral. Bretagne*, Rennes, t. 11, p. 1-125.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) - Finistère - Inventaire minéralogique de la France n° 3. BRGM, 117 p.
- PRÉFECTURE DU FINISTÈRE (2006) - Dossier Départemental des risques majeurs du Finistère, DDMR 29, 242 p.
- PRIGENT D., VISET L., MORZADÉC-KERFOURN M.T., LAUTRIDOU J.P. (1981) - Human occupation of the submerged coast of the massif armoricain and postglacial sea level changes. In *Quaternary coastline submarine Archeology*, Academic Press, p. 303-327.

- PRUVOST P., DELATRE C., JÉRÉMINE E., WATERLOT G. (1962) - Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Morlaix (n° 58), 2^e édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 207-220.
- QUESNEL F. (1996) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Documents du BRGM, 263, Orléans, 266 p. et annexes.
- RENOUF J.-T. (1965) - The geology of the "presqu'île de Plougastel" (Finistère). Thèse, London, 304 p. (inédit).
- RUFFELL A.-H. (1995) - Evolution and hydrocarbon prospectivity of the Brittany Basin (Western Approach Trough), offshore north-west France. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, 4, p. 387-407.
- SCHROETTER J.-M. (2010) - Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des argiles dans le département du Finistère. Rapport BRGM/RP-58916-FR., 118 p.
- SPARFEL Y., PAILLER Y. (2009) - Les mégalithes de l'arrondissement de Brest. Patrimoine archéologique de Bretagne. Institut culturel de Bretagne – Skol Uhel ar Vro et CeRAA, 290 p.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, p. 357-376.
- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. INQUA, 9^e congrès international : Le Quaternaire : géodynamique, stratigraphie et environnement. Paris, p. 114-135.
- THINON I. (1999) - Structure profonde de la marge Nord Gascogne et du Bassin armoricain. Thèse Doctorat, Univ. Brest.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. Thèse d'État Sciences, *Sci. Géol.*, 64, Strasbourg, 173 p.
- THIRY M. (1988) - Les grès lustrés de l'Éocène du bassin de Paris : des silcrètes pédologiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, p. 15-24.
- THIRY M. (1999) - Diversity of continental silicification features: examples of the cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), Paleoweathering, Paleosurfaces and related continental deposits. Inter. Ass. Sediment. Special Publications, 27, p. 87-127.

- THIRY M., KOENIGUER J.-C., MÉNILLET F. (1988) - Les silicifications de surface : la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, p. 5-14.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R. (1995) - Paléosurface et paléopaysages éocènes du Sud du Bassin de Paris. In : Pierres et Carrières, Paris. Textes réunis en hommage à Claude Lorenz. Édition Diffusion Études Historiques, Paris, p. 111-126.
- THOMAS É. (1999) - Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse Univ. Rennes, 2 vol., 300 p. et annexes.
- THOMAS É., OUTIN J.-M., HALLEGOUËT B. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Plabennec (238). Orléans : BRGM. Notice explicative par Outin J.-M., Thomas E., Hallegouët B., Queté Y., Le Goffic M., Rivière J.-M., Ballèvre M. (2000), 109 p.
- THOMAS É., MOUGIN B., DEBEGLIN N., PERRIN T (2002) - Apport des leviers géophysiques aéroportés à la recherche et la protection des ressources en eau : application à la région du Léon (Finistère). Rapport BRGM/RP-51740-FR, 63 p.
- VAN VLIET-LANOË B., HALLÉGOUËT B., BONNET S., LAURENT M. (1995) - Évidences d'une activité séismique au Pléistocène Moyen et Supérieur dans le Massif Armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen, in environnement périglaciaires. *Notes et Comptes-Rendus du Groupe Régionalisation du Périglaciaire*, Paris, n° XX, vol. 2., p. 3-22.
- VAN-VLIET LANOË B., BONNET S., LAURENT M. (1995) - Évidences d'une activité séismique au Pléistocène moyen et supérieur dans le Massif armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. Ass. Fr. Périglaciaire. Environnements périglaciaires et *C. R. Groupe Régionalisation de Périglaciaire*, n° XX, 2, p. 4-22.
- VAN-VLIET LANOË B., BONNET S., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F., VAUTHIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles, *C. R. Acad. Sciences*, Elsevier édit., Paris, 236, p. 333-340.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., BAHAIN J.-L., BALESCU S., FALGUÈRES C., FIELD M., HALLÉGOUËT B., KENN D.-H. (2000) - Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: Regional and global stratigraphic implications. *J. Geodynamics*, 29, p. 15-41.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.-L., MERCIER D., HALLÉGOUËT B., LAGA P., LAQUEMENT F., MEILLIEZ F., MICHEL Y., MOGUEDET ., VIDIER J.-P. (2002) - Palaeogeographic evolution of Northwestern Europ during the Upper Cenozic. *Geodiversitas*, 24 (3), p. 511-541.
- VOGT J. (1961) - Notes de morphologie bretonne. *Norois*, t. VIII, p. 273-292.

- VISSET L., GIRARD CLOS O. ET LAMBERT G.N. (1994) - La forêt de chênes sur tourbes à l'Île d'Errand, dans les marais de Brière. Palynologie et premiers résultats dendrochronologiques, *Quaternaire*, 5/2, 1994, p. 69-77.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.* 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.-W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.-L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.-C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléo surfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.
- WYNS R. (1996) - Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléo surfaces continentales et des sédiments associés. In : Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF - ASF, Rennes, Octobre 1996.
- WYNS R., ESTÉOULE J., MOGUEDET G., VAUTHIER S., (1997) - Paléaltérations et paléosurfaces d'érosion au passage socle armoricain - couverture sédimentaire (Bretagne, Anjou, Vendée, Poitou). Tournée du 27 au 29 novembre 1997, 10 p.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In : Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23-24 novembre 1999. Éditions BRGM, p. 103-108.
- ZIEGLER P.-A. (1992) - European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, p. 91-110.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional « Bretagne » (Rennes-Atalante-Beaulieu, 2 rue de Jouanet, Bâtiment D, 35700 Rennes), soit au BRGM à la Maison de la géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), soit par internet sur le site Infoterre du BRGM (www.brgm.fr). Le Brgm remercie l'équipe de géologie, géotechnique et mécanique des sols

du CETE de Saint-Brieuc qui a donné très aimablement l'accès à ses archives pour examiner et intégrer peu à peu en BSS de nombreux sondages courts dans les formations superficielles de cette coupure.

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

AUTEURS

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

- Introduction : J.R. DARBOUX, B. HALLÉGOUËT, P. LEBRET ;
- Descriptions des terrains J.R. DARBOUX, E. MARCOUX (formations anciennes), B. HALLÉGOUËT, P. LEBRET, É. THOMAS (altérites et formations superficielles) ;
- Histoire géologique et synthèse géodynamique régionale : J.R. DARBOUX (histoire protérozoïque et paléozoïque) B. HALLÉGOUËT, P. LEBRET, J.-P. MARGEREL (géodynamique récente) ;
- Géologie de l'environnement : A. Carn (Ressources en eau), P. Le Berre (Substances utiles et Gîtes et indices minéraux) ;
- Archéologie : S. BLANCHET.

ANNEXES

Sigles et abréviations

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

Termes techniques et locaux

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ESR : Electron spin résonance ou Résonance de spin électronique. Il s'agit d'une méthode de datation radio chronologique fondée la relation entre l'énergie et le sens de rotation des électrons (« spin ») et la durée d'accumulation de cette énergie.

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

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

Gélifraction : processus de fractionnement des roches par le gel.

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

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

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

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

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

Jusant : reflux de la marée.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Slikke : (nom néerlandais) en environnement estuarien, désigne l'espace intertidal moyen qui relie en pente douce le schorre à la zone intertidale inférieure (vase nue parcourue de rares chenaux peu encaissés).

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

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

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

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

ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

Datations par la méthode U-Pb sur zircon (couplage laser-ICPMS-MC, NEPTUNE, BRGM)

Les analyses isotopiques ont été réalisées au BRGM à Orléans. La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu ($1\,065 \pm 1$ Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995). Les conditions d'ablation laser sont : laser UV 213 nm ; diamètre : 20 μm ; profondeur 18 μm ; énergie : 0,2 à 0,3 mJoule (95 %) ; fréquence : 12 Hz ; durée : 90 s. Les conditions d'analyses sont : le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal de 30 000 à 40 000 coups sur ^{206}Pb et 3 à 4 mV sur ^{238}U . Un bloc de 23 cycles est enregistré.

Calcul des âges moyens

Pour les **zircons anciens** ($> 1\,000$ Ma), la détermination même imprécise du ^{204}Pb est suffisante pour accéder à l'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, le plus souvent, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les **zircons plus récents** ($< 1\,000$ Ma), l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ devient critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble des points d'âge voisin, situés près de la Concordia ou alignés sur la

droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de G.-W. Wetherill (1956) et celle de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans A. Cocherie *et al.* (2005b).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de K.-R. Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des **erreurs à 2σ** . En revanche, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ , tout particulièrement pour faciliter la lecture des figures.

Le granite de Kersaint (LA 161) de la carrière de Coz Castel

Les zircons de cette roche sont peu nombreux, de taille moyenne (200-300 μm) et fumés. Seuls 35 grains ont pu être montés en section polie. Ils sont rarement limpides et comportent souvent de nombreux défauts. L'étude typologique (Pupin, 1980) indique une signature de type « fusion crustale ».

Les 15 analyses (tabl. 1 et fig. 1) sont assez dispersées dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg. Cependant six analyses (fig. 2) sont regroupées et concordantes.

Si on y ajoute deux analyses montrant une contribution significative de Pb commun (7,1 et 12,2), on peut calculer un âge moyen à **324 ± 5 Ma**. Les analyses 13 et 14 sont interprétées comme associées à des domaines ayant subi une perte de Pb radiogénique : elles n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge moyen.

Plusieurs traces d'héritage sont enregistrées (fig. 1) par les grains 3, 4, 9 et 10. Les âges correspondants se situent vers 540 et 650 Ma. Un âge plus ancien est même mis en évidence vers 2 000 Ma. Il est difficile à définir avec précision car il est très discordant (tabl. 2 et fig. 3).

En fait, l'âge de mise en place du granite lui-même est mieux contraint par la datation antérieure sur monazite, (*cf.* ci-après), qui a fourni un âge à 331 ± 4 Ma. L'âge sur ces zircons de mauvaise qualité à 324 ± 5 Ma est toutefois compatible avec l'âge obtenu sur monazite.

L'orthogneiss de Brest (LA 9)

Les zircons de cette roche sont assez nombreux et souvent de grande taille (200 à 400 μm). Ils sont parfois incolores et limpides mais aussi parfois fumés avec des zonations marquées et des cœurs. Environ

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
Orthogneiss de Brest (LA 9)														
1.1	268	305	1.14	23.1	4 956	-	10.032	0.149	0.05819	0.00059	0.0997	0.0015	613	9
2.1	204	83	0.40	14.0	-	-	12.576	0.271	0.05693	0.00071	0.0795	0.0017	493	10
3.1	497	239	0.48	34.7	-	-	12.408	0.232	0.05519	0.00059	0.0806	0.0015	500	9
4.1	496	61	0.12	33.6	-	-	12.763	0.242	0.05481	0.00053	0.0784	0.0015	486	9
5.1	1033	607	0.59	74.7	3 633	-	11.976	0.401	0.05749	0.00058	0.0835	0.0028	517	17
7.1	209	103	0.49	22.9	-	-	7.924	0.130	0.06260	0.00052	0.1262	0.0021	766	12
8.1	406	134	0.33	29.3	-	-	11.984	0.251	0.05523	0.00047	0.0834	0.0017	517	10
9.1	2028	1034	0.51	121.0	1 621	0.892	14.365	0.250	0.06267	0.00061	0.0690	0.0012	430	7
10.1	110	59	0.53	8.0	1 489	-	11.949	0.249	0.05737	0.00064	0.0837	0.0017	518	10
11.1	180	99	0.55	51.1	-	1.187	3.047	0.056	0.12232	0.00093	0.3243	0.0060	1811	29
12.1	196	303	1.55	15.6	-	-	10.872	0.165	0.05788	0.00051	0.0920	0.0014	567	8
13.1	38	8	0.21	9.6	1 611	0.237	3.393	0.052	0.10433	0.00092	0.2940	0.0045	1662	22
14.1	329	106	0.32	99.5	16 307	1.140	2.861	0.063	0.12848	0.00100	0.3455	0.0076	1913	36
15.1	326	96	0.29	29.2	4 640	1.676	9.593	0.220	0.07437	0.00112	0.1025	0.0024	629	14
16.1	118	51	0.43	24.7	7 011	2.673	4.145	0.096	0.11134	0.00103	0.2348	0.0054	1360	28
17.1	204	224	1.10	15.4	35 795	-	11.437	0.193	0.05701	0.00049	0.0874	0.0015	540	9
18.1	242	32	0.13	19.4	3 512	-	10.763	0.308	0.05655	0.00049	0.0929	0.0027	573	16
19.1	294	222	0.76	27.6	3 223	0.240	9.214	0.149	0.06361	0.00053	0.1083	0.0018	663	10
20.1	307	95	0.31	86.9	34 033	0.984	3.054	0.054	0.12029	0.00090	0.3242	0.0057	1810	28
Orthogneiss de Guimiliau (LAX 13-01)														
2.1	106	90	0.85	9.1	-	-	10.132	0.193	0.05889	0.00074	0.0987	0.0019	607	11
3.1	382	59	0.16	26.4	2 765	0.299	12.420	0.253	0.05955	0.00068	0.0803	0.0016	498	10
4.1	135	37	0.27	9.9	1 838	-	11.822	0.342	0.05761	0.00071	0.0846	0.0024	523	15
5.1	382	79	0.21	104.8	27 892	0.599	3.152	0.098	0.11352	0.00090	0.3154	0.0098	1767	48
6.1	233	135	0.58	19.5	9 013	-	10.343	0.261	0.05877	0.00047	0.0967	0.0024	595	14
8.1	137	52	0.38	33.8	-	1.421	3.503	0.058	0.11193	0.00071	0.2814	0.0046	1598	23
9.1	71	56	0.80	6.0	1 317	0.112	10.193	0.171	0.06085	0.00082	0.0980	0.0016	603	10
10.1	134	48	0.36	10.6	3 650	0.041	10.824	0.157	0.05937	0.00051	0.0924	0.0013	569	8
11.1	111	42	0.38	9.0	-	-	10.620	0.242	0.05839	0.00064	0.0942	0.0021	580	13
12.1	71	80	1.12	25.2	38 220	1.210	2.451	0.038	0.14908	0.00124	0.4031	0.0063	2183	29
14.1	643	469	0.73	47.3	255	6.397	11.633	0.386	0.10909	0.00127	0.0805	0.0027	499	16
14.2	1411	61	0.04	102.9	2 058	0.445	11.779	0.369	0.06140	0.00051	0.0845	0.0026	523	16
15.1	536	47	0.09	34.2	10 241	0.112	13.587	0.252	0.05704	0.00035	0.0735	0.0014	457	8
17.1	463	34	0.07	33.1	15 227	-	12.067	0.411	0.05737	0.00039	0.0829	0.0028	513	17
18.1	41	107	2.59	10.4	-	0.804	3.337	0.076	0.11059	0.00102	0.2973	0.0067	1678	33
19.1	187	110	0.59	13.8	2 282	-	11.735	0.356	0.05786	0.00055	0.0852	0.0026	527	15
20.1	406	204	0.50	44.4	14948.8	-	7.9014	0.125	0.06257	0.00050	0.1266	0.0020	768	11
21.1	207	70	0.34	76.7	14683.2	2.322	2.3319	0.043	0.16642	0.00131	0.4189	0.0076	2255	35
Granite de Kersaint (LA 161)														
2.1	395	203	0.52	19.2	7 917	-	17.745	0.465	0.05239	0.00037	0.0564	0.0015	353	9
3.1	541	318	0.59	49.4	4 500	0.238	9.328	0.297	0.06334	0.00043	0.1069	0.0034	655	20
4.1	202	97	0.48	14.3	4 037	0.250	11.862	0.321	0.05978	0.00085	0.0841	0.0023	520	14
5.1	1948	431	0.22	94.5	3 641	-	17.848	0.701	0.05208	0.00036	0.0560	0.0022	351	13
6.1	6812	103	0.02	303.9	8 381	-	19.355	0.734	0.05125	0.00034	0.0517	0.0020	325	12
7.1	481	130	0.27	21.5	659	2.413	18.592	0.743	0.07243	0.00060	0.0525	0.0021	330	13
8.1	468	89	0.19	21.5	5 062	-	18.848	0.403	0.05145	0.00035	0.0531	0.0011	333	7
8.2	427	78	0.18	19.5	4 040	-	18.874	0.386	0.05290	0.00033	0.0530	0.0011	333	7
9.1	368	182	0.49	28.0	25 392	-	11.344	0.203	0.05766	0.00037	0.0882	0.0016	545	9
10.1	397	102	0.26	53.9	1 309	5.728	6.323	0.291	0.11676	0.00159	0.1491	0.0069	896	38
11.1	2353	82	0.04	106.3	6 966	-	19.094	0.711	0.05185	0.00033	0.0524	0.0019	329	12
12.1	956	258	0.27	41.8	3 087	-	19.773	0.533	0.05268	0.00034	0.0506	0.0014	318	8
12.2	926	615	0.66	39.9	1 573	0.662	20.049	0.653	0.05793	0.00079	0.0495	0.0016	312	10
13.1	1341	166	0.12	49.9	397	4.198	21.974	0.780	0.08538	0.00127	0.0436	0.0015	275	10
14.1	1134	224	0.20	43.1	582	2.622	21.940	0.750	0.07288	0.00152	0.0444	0.0015	280	9

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 σ .
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

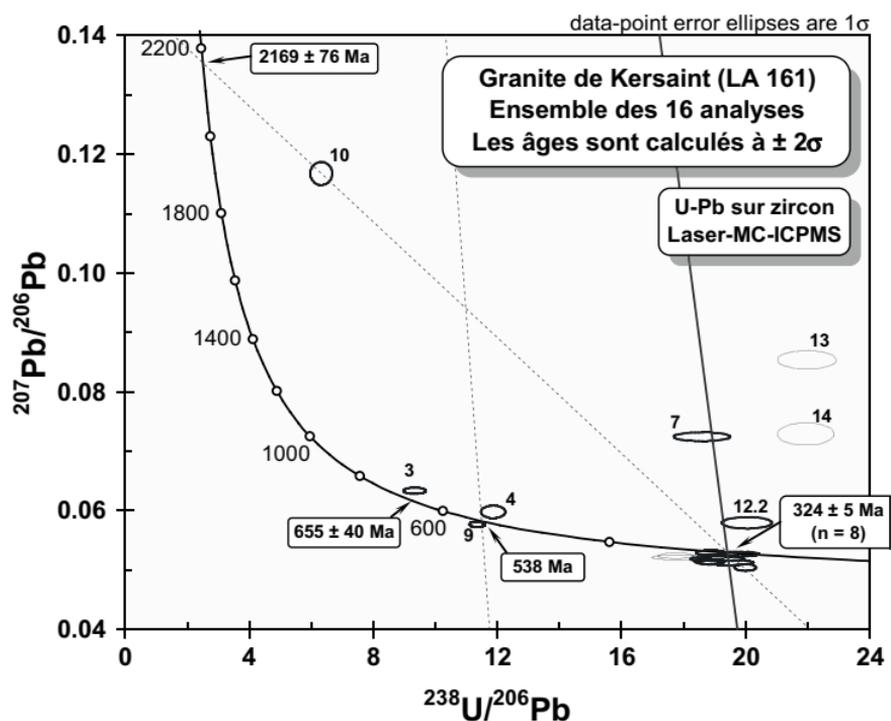


Fig. 1 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granite de Kersaint (LA 161)

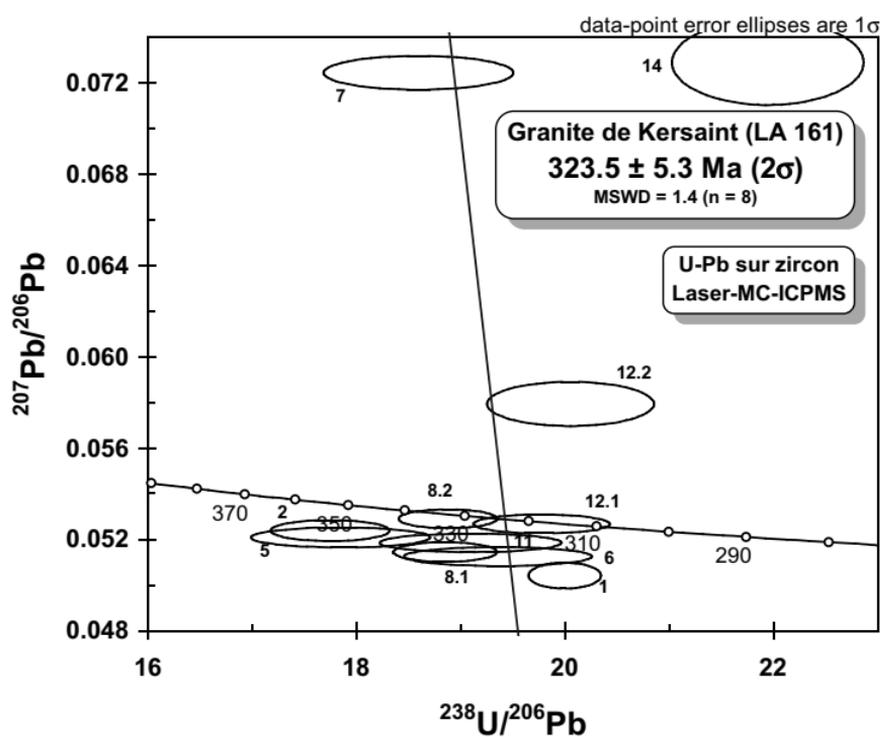


Fig. 2 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granite de Kersaint (LA 161)

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	f_{206} %	Rapports radiogéniques						Age (Ma)															
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	ρ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{206}\text{Pb} \pm$	$^{207}\text{Pb} \pm$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \pm$	%	Disc										
Orthogneiss de Brest (LA 9)																												
11.1	180	99	0.55	51.1	-	-	0.3282	0.0061	5.536	0.111	0.1223	0.0009	0.926	1830	29	1906	17	1990	13	92								
13.1	38	8	0.21	9.6	1611	0.980	0.2918	0.0045	3.852	0.136	0.0957	0.0030	0.437	1651	22	1604	28	1543	58	107								
14.1	329	106	0.32	99.5	16307	0.094	0.3491	0.0077	6.146	0.151	0.1277	0.0014	0.895	1931	37	1997	21	2066	19	93								
16.1	118	51	0.43	24.7	7011	0.233	0.2407	0.0056	3.631	0.107	0.1094	0.0020	0.786	1390	29	1556	23	1789	33	78								
20.1	307	95	0.31	86.9	34033	0.045	0.3273	0.0058	5.410	0.107	0.1199	0.0011	0.888	1825	28	1886	17	1955	16	93								
Orthogneiss de Guimiliau (LAX 13-01)																												
5.1	382	79	0.21	104.8	27892	0.056	0.3171	0.0099	4.942	0.162	0.1130	0.0011	0.951	1776	48	1809	27	1849	18	96								
8.1	137	52	0.38	33.8	-	-	0.2855	0.0047	4.406	0.078	0.1119	0.0007	0.934	1619	24	1713	15	1831	11	88								
12.1	71	80	1.12	25.2	38220	0.038	0.4079	0.0064	8.365	0.152	0.1487	0.0014	0.856	2205	29	2271	16	2332	16	95								
18.1	41	107	2.59	10.4	-	-	0.2997	0.0068	4.570	0.112	0.1106	0.0010	0.926	1690	34	1744	20	1809	17	93								
21.1	207	70	0.34	76.7	14683	0.099	0.4284	0.0078	9.780	0.206	0.1656	0.0017	0.868	2299	35	2414	19	2513	17	91								
Granite de Kersaint (LA 161)																												
3.1	541	318	0.59	49.4	4500	0.393	0.1068	0.0034	0.885	0.041	0.0601	0.0020	0.688	654	20	644	22	607	71	108								
4.1	202	97	0.48	14.3	4037	0.444	0.0839	0.0023	0.650	0.035	0.0562	0.0026	0.504	520	14	508	21	459	100	113								
9.1	368	182	0.49	28.0	25392	0.070	0.0881	0.0016	0.693	0.015	0.0571	0.0006	0.845	544	9	535	9	495	25	110								
10.1	397	102	0.26	53.9	1309	1.317	0.1561	0.0072	2.287	0.131	0.1063	0.0036	0.804	935	40	1208	40	1737	61	54								

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ .
 2. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons hérités

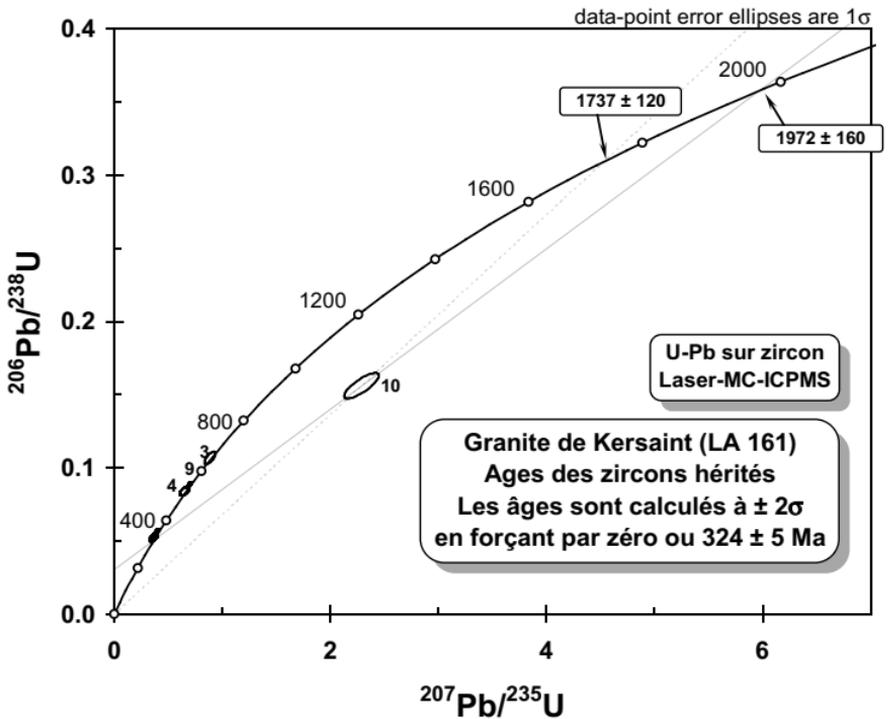


Fig. 3 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du granite de Kersaint (LA 161) (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

100 grains ont été montés en section polie. Vingt points ont été analysés sur 20 grains différents après observation des photos au MEB.

Les 20 analyses (tabl. 1 et fig. 4) sont largement dispersées dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg quoique souvent concordants. Les âges s'étirent entre plus de 2 000 Ma et 500 Ma sans qu'il soit possible d'en extraire avec certitude l'âge de l'orthogneiss.

Le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg permet cependant de calculer un âge probable à 504 ± 15 Ma. Par ailleurs, le diagramme Concordia conventionnel (tabl. 2, fig. 6) permet de mieux contraindre les âges des diverses sources remaniées par l'orthogneiss, vers 2100 et 2000 Ma, et peut-être vers 1600 Ma.

L'orthogneiss de Guimilliau (LAX 13-01)

Les zircons de cette roche sont de grande taille (300-500 μm). Ils sont généralement bien cristallisés et comportent peu d'inclusions. En revanche, ils sont fracturés. Presque tous les grains sont du type S1 ou S2-S6 (Pupin, 1980).

Environ 120 grains ont été montés en section polie. Vingt-deux analyses ont été effectuées sur 21 grains différents. A une exception près (14.1), les analyses sont proches de la Concordia (tabl. 1 et fig. 7). Un âge probable calculé à partir de huit analyses se dessine à 518 ± 9 Ma (fig. 8). Un second groupe apparaît à 590 ± 17 Ma.

Des âges hérités assez nombreux et beaucoup plus anciens apparaissent aussi. Ils seront traités à l'aide du diagramme conventionnel (tabl. 2, fig. 9). L'âge le plus ancien est certainement Archéen.

L'orthogneiss de Landivisiau (LA8)

La datation U-Pb sur zircon (tabl. 3) de l'orthogneiss de Landivisiau (LA8) a été réalisée par la méthode de dissolution (TIMS). L'âge obtenu (fig. 10) est de $529,3 +6,3/-4,3$ Ma.

Des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar ont été réalisées sur trois faciès du leucogranite de Sainte-Catherine sensu stricto (carrière de Prat Meur, sur la feuille Saint-Pol-de-Léon) par G. Ruffet (CAREN, université de Rennes). Le faciès SC 2 est le faciès typique à grain fin, muscovite et tourmaline, en dykes qui recoupent un faciès plus grossier et moins leucocrate avec peu de tourmaline (faciès SC 1), lequel présente des différenciations pegmatitiques (faciès SC 3).

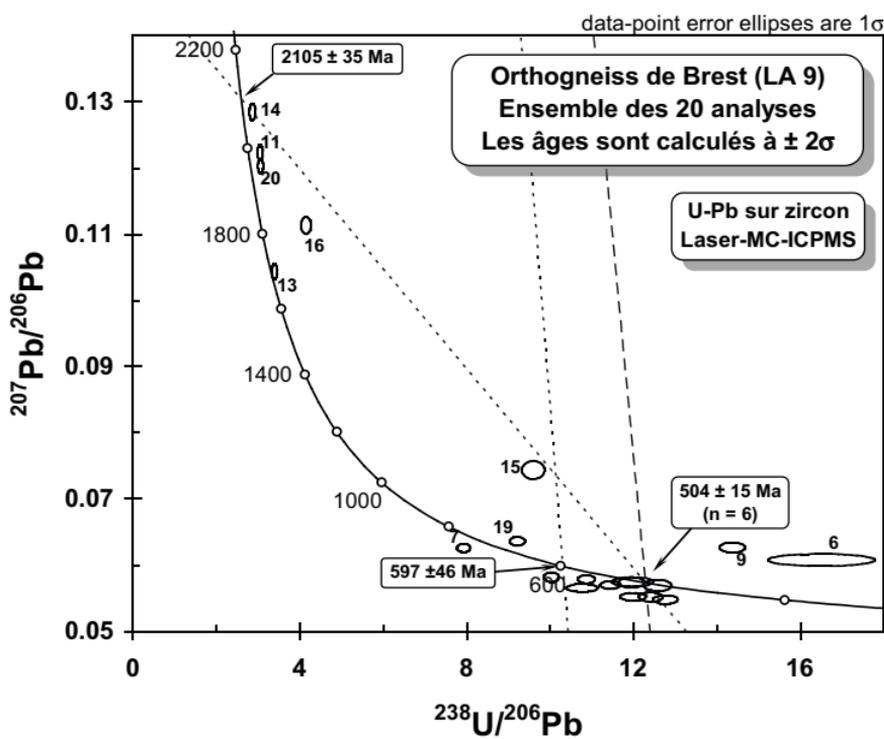


Fig. 4 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Brest (LA 9)

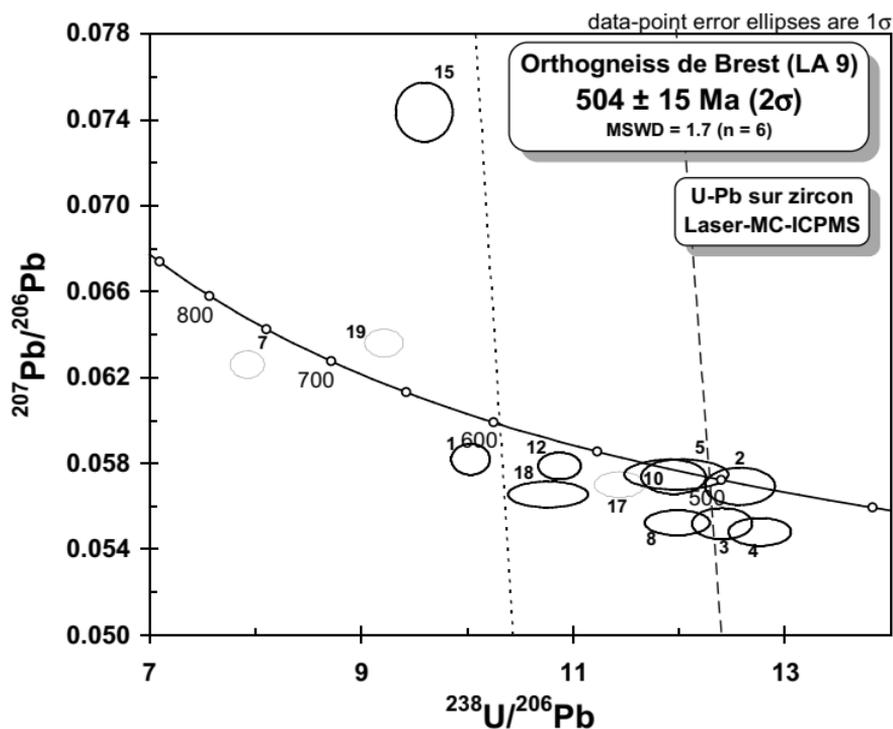


Fig. 5 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Brest (LA 9)

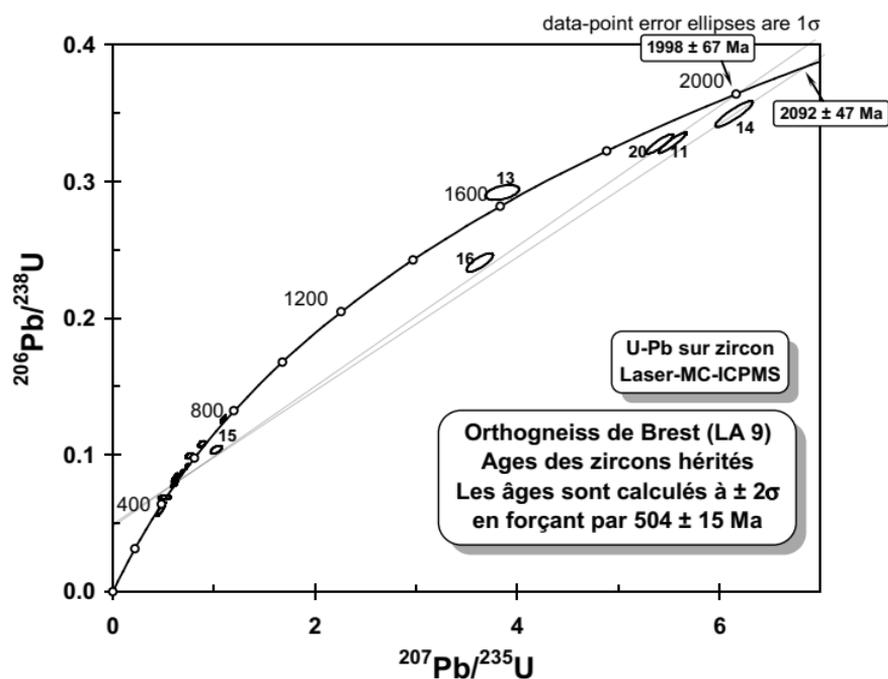


Fig. 6 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Brest (LA 9) (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

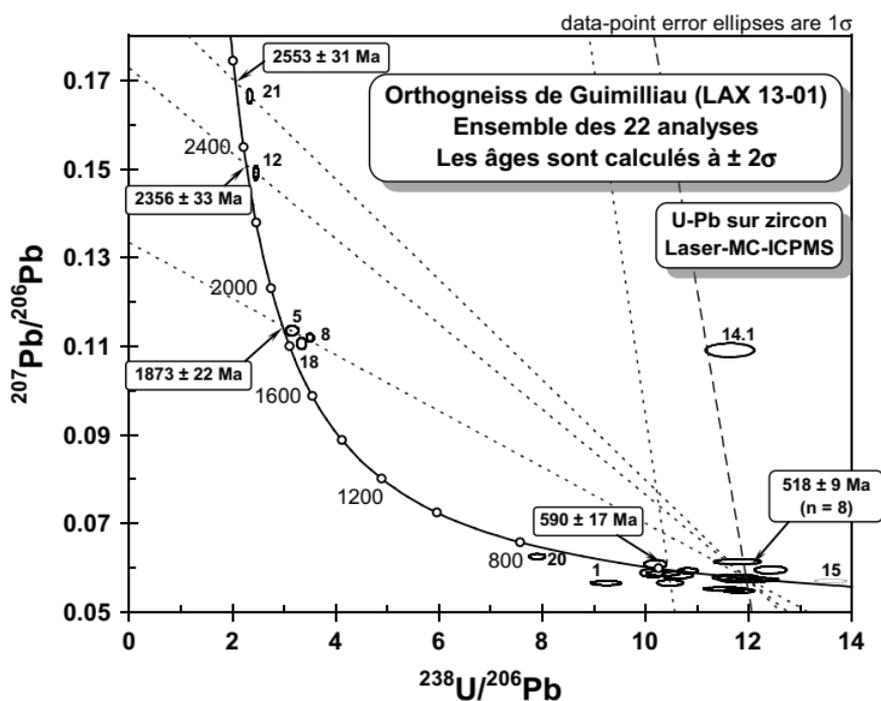


Fig. 7 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Guimilliau (LAX 13-01)

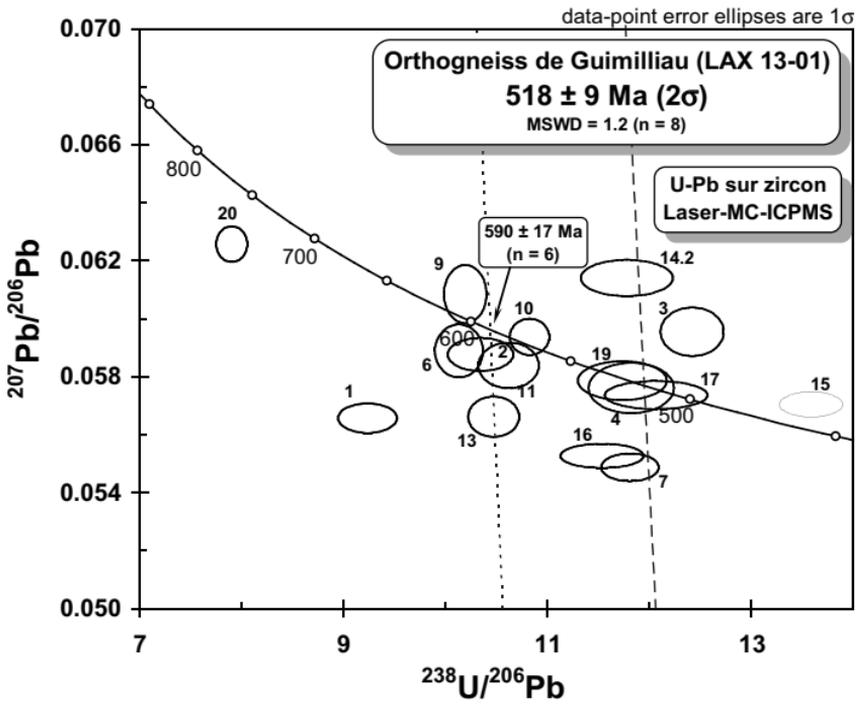


Fig. 8 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Guimilliau (LAX 13-01)

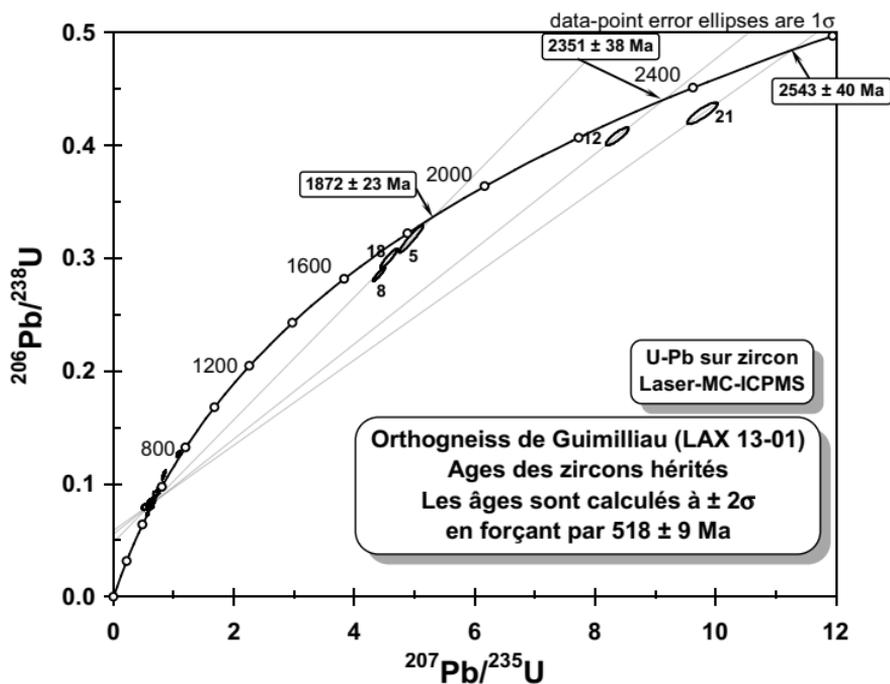


Fig. 9 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Guimilliau (LAX 13-01) (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					Âge (Ma)
	Poids (µg)	U (ppm)	Pb radiog (ppm)	Pb commun (pg)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	4	323	26,9	30	238	0,1154	0,08261 ± 24	0,6604 ± 56	0,05798 ± 44	0,05798 ± 44	529
2	4	425	33,0	33	263	0,1198	0,07671 ± 24	0,6138 ± 50	0,05803 ± 42	0,05803 ± 42	531
3	34	362	30,19	45	1444	0,0852	0,08439 ± 30	0,6748 ± 26	0,05800 ± 12	0,05800 ± 12	530
4	4	197	15,8	28	156	0,0972	0,08080 ± 40	0,6462 ± 120	0,05800 ± 100	0,05800 ± 100	530

Tabl. 3 - Résultats analytiques pour les zircons de l'orthogneiss de Landivisiau (LA 8)

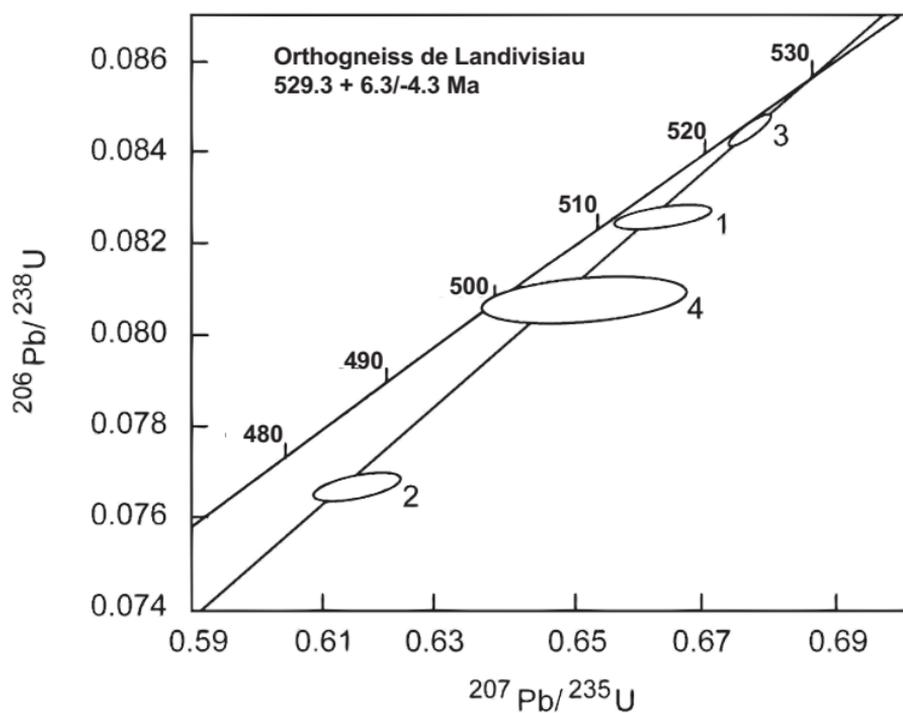


Fig. 10 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour l'orthogneiss de Landivisiau LA8

L'orthogneiss de Landivisiau (LA8)

La datation U-Pb sur zircon (tabl. 3) de l'orthogneiss de Landivisiau (LA8) a été réalisée par la méthode de dissolution (TIMS). L'âge obtenu (fig. 10) est de 529,3 +6,3/-4,3 Ma.

Granite de Saint- Renan (SR 1M)

A partir de ce granite, de petits zircons allongés et des grains de monazite ont pu être extraits. L'indice moyen de la population de zircons est de : $\bar{I}\bar{A}.I = 229.308$, ce qui la place à proximité du domaine 1 (leucogranites alumineux) de la classification typologique des zircons des granitoïdes (Pupin, 1980).

Zircon (SR 1M)

Près de 50 grains ont été montés en section polie. Ils sont allongés, de 200 à 250 μm , mais toujours fortement corrodés.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	f_{206} %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm
<i>Granite de St. Renan (SR 1M)</i>														
1.1	420	43	0.10	21	-	0.106	17.217	0.169	0.05470	0.00025	0.05802	0.00057	364	3
2.1	418	270	0.65	16	20899	0.444	21.913	0.302	0.05560	0.00038	0.04543	0.00063	286	4
3.1	108	113	1.04	8	-	0.244	11.537	0.123	0.06017	0.00048	0.08647	0.00092	535	5
4.1	656	233	0.36	25	-	0.088	22.560	0.219	0.05260	0.00028	0.04429	0.00043	279	3
5.1	341	45	0.13	16	-	0.087	18.907	0.140	0.05379	0.00035	0.05285	0.00039	332	2
5.2	1596	172	0.11	64	-	0.049	21.416	0.278	0.05259	0.00027	0.04667	0.00061	294	4
6.1	171	61	0.36	12	71336	0.070	12.267	0.089	0.05792	0.00031	0.08147	0.00059	505	4
6.2	89	0	0.00	4	-	0.172	20.009	0.145	0.05405	0.00047	0.04989	0.00036	314	2
7.1	2226	15	0.01	101	29285	-	18.983	0.135	0.05252	0.00025	0.05268	0.00038	331	2
8.1	1345	67	0.05	52	1892	0.922	22.091	0.251	0.05934	0.00048	0.04485	0.00051	283	3
8.2	1323	109	0.08	51	1121	1.692	21.861	0.375	0.06553	0.00080	0.04497	0.00077	284	5
9.1	651	281	0.43	26	11017	0.310	21.787	0.178	0.05458	0.00050	0.04576	0.00037	288	2
10.1	599	112	0.19	48	-	0.243	10.680	0.151	0.06126	0.00033	0.09341	0.00132	576	8
11.1	335	210	0.63	13	32322	0.110	22.138	0.240	0.05288	0.00047	0.04512	0.00049	284	3
12.1	724	495	0.68	30	4828	0.212	21.111	0.176	0.05399	0.00027	0.04727	0.00039	298	2
13.1	497	291	0.59	19	12488	0.225	22.071	0.308	0.05380	0.00025	0.04521	0.00063	285	4
14.1	695	425	0.61	33	3059	0.619	17.965	0.438	0.05842	0.00045	0.05532	0.00135	347	8
15.1	401	186	0.46	17	5144	0.139	20.494	0.182	0.05362	0.00023	0.04873	0.00043	307	3

1. Incertitudes données à 1σ .

Notes : 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.

3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.

Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur les zircons du granite de Saint-Renan

Dix-huit analyses ont été réalisées sur 15 grains différents (tabl. 4 et 5). D'après la représentation dans le diagramme conventionnel, la contribution en Pb commun semble bien corrigée par la mesure du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: les analyses sont toutes proches de la Concordia ou sur cette dernière (fig. 11 et 12).

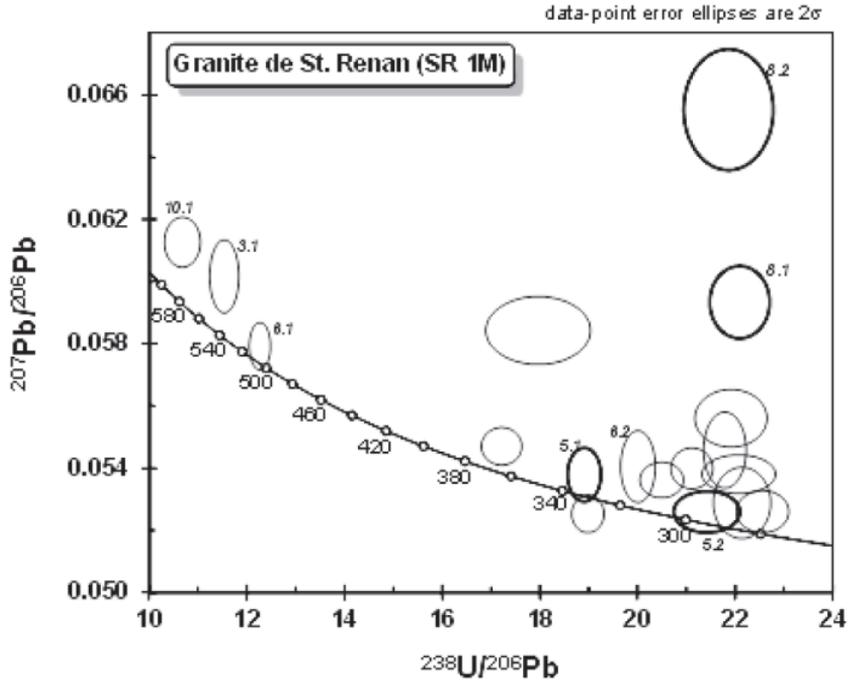


Fig. 11 - Ensemble des analyses sur zircons du granite de Saint-Renan portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg. Il est ici délicat de calculer un âge moyen

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiométriques				ρ	Age (Ma)			% Conc.					
							²³⁸ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	±		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±						
Granite de St. Renan (SR 1M)																				
1.1	420	43	0.10	21	-	-	0.0581	0.0006	0.4380	0.0047	0.05470	0.00025	0.909	364	3	369	3	400	10	91
2.1	418	270	0.65	16	20899	0.088	0.0456	0.0006	0.3451	0.0066	0.05490	0.00072	0.722	287	4	301	5	408	29	70
3.1	108	113	1.04	8	-	-	0.0867	0.0009	0.7191	0.0096	0.06017	0.00048	0.799	536	5	550	6	610	17	88
4.1	656	233	0.36	25	-	-	0.0443	0.0004	0.3215	0.0036	0.05260	0.00028	0.879	280	3	283	3	311	12	90
5.1	341	45	0.13	16	-	-	0.0529	0.0004	0.3922	0.0039	0.05379	0.00035	0.750	332	2	336	3	362	15	92
5.2	1596	172	0.11	64	-	-	0.0467	0.0006	0.3386	0.0047	0.05259	0.00027	0.929	294	4	296	4	311	12	95
6.1	171	61	0.36	12	71336	0.025	0.0815	0.0006	0.6486	0.0066	0.05772	0.00041	0.712	505	4	508	4	519	16	97
6.2	89	0	0.00	4	-	-	0.0500	0.0004	0.3724	0.0042	0.05405	0.00047	0.640	314	2	321	3	373	20	84
7.1	2226	15	0.01	101	29285	0.062	0.0526	0.0004	0.3776	0.0045	0.05202	0.00049	0.600	331	2	325	3	286	22	115
8.1	1345	67	0.05	52	1892	0.970	0.0448	0.0005	0.3187	0.0089	0.05157	0.00132	0.406	283	3	281	7	266	58	106
8.2	1323	109	0.08	51	1121	1.637	0.0450	0.0006	0.3253	0.0141	0.05243	0.00208	0.396	285	4	288	11	304	88	93
9.1	651	281	0.43	26	11017	0.166	0.0458	0.0004	0.3364	0.0078	0.05324	0.00115	0.353	289	2	294	6	339	48	85
10.1	599	112	0.19	48	-	-	0.0936	0.0013	0.7910	0.0119	0.06126	0.00033	0.935	577	8	592	7	649	11	89
11.1	335	210	0.63	13	32322	0.057	0.0451	0.0005	0.3263	0.0056	0.05242	0.00069	0.636	285	3	287	4	304	30	94
12.1	724	495	0.68	30	4828	0.379	0.0472	0.0004	0.3314	0.0089	0.05094	0.00130	0.311	297	2	291	7	238	58	125
13.1	497	291	0.59	19	12488	0.147	0.0452	0.0006	0.3283	0.0069	0.05262	0.00084	0.660	285	4	288	5	313	36	91
14.1	695	425	0.61	33	3059	0.596	0.0553	0.0013	0.4092	0.0159	0.05363	0.00163	0.626	347	8	348	11	356	67	98
15.1	401	186	0.46	17	5144	0.356	0.0486	0.0004	0.3403	0.0115	0.05075	0.00185	0.264	306	3	297	9	230	73	133

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur les zircons du granite de Saint-Renan

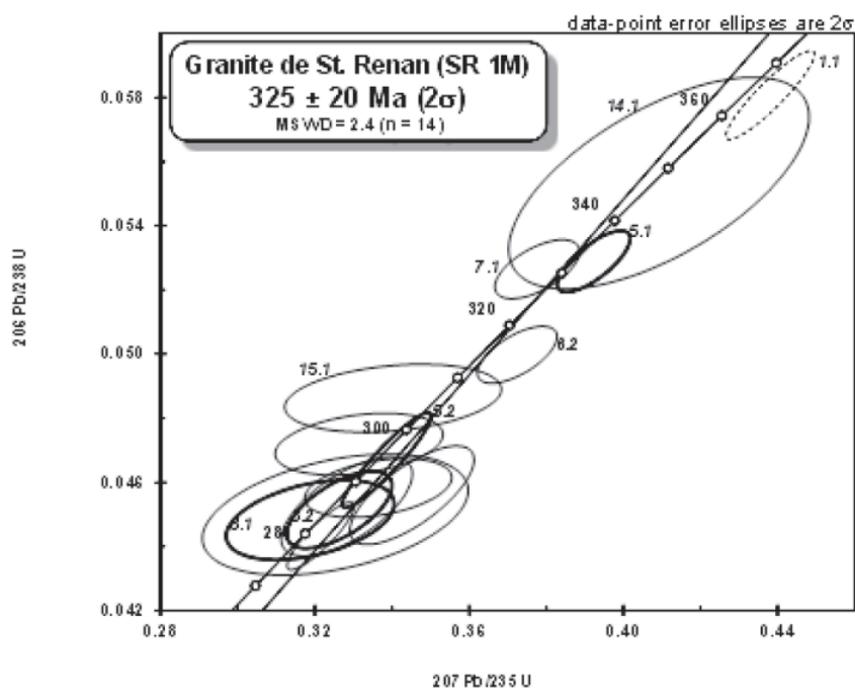


Fig. 12 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons carbonifères du granite de Saint-Renan

Toutes les analyses donnent des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ compris entre 600 et 300 Ma. On peut penser que les analyses 8.1, 8.2 et 5.2 correspondent à deux zircons ayant subi une légère perte de Pb^* (radiogénique). Ainsi, l'analyse 5.2 serait plus représentative de l'âge de cristallisation des zircons.

La meilleure méthode pour accéder à l'âge de cristallisation est de tracer la Discordia passant par 14 analyses (fig. 12). Un âge par intercepte supérieur est calculé à **325 ± 20 Ma**. La précision médiocre de cet âge est due au phénomène de perte de Pb^* qui interdit l'usage du diagramme de Tera et Wasserburg.

La mise en place du protolithe du granite de Saint-Renan est donc datée vers 325 Ma, en accord avec l'âge le plus ancien à 339 ± 9 Ma déterminé sur le cœur de certaines monazites. L'âge le plus représenté à 308 ± 5 Ma sur monazite peut être en relation avec une réouverture partielle du système isotopique dans de nombreux zircons. Des héritages plus anciens sont également identifiés entre 500 et 600 Ma.

Datation par la méthode U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique, SX 50 (BRGM)

La méthode utilisée s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique (MSE). L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998). Les nouvelles conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux nouvelles limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone $\text{U}/\text{Pb} = f(\text{Th}/\text{Pb})$ selon la méthode décrite dans A. Cocherie et F. Albarède (2001), si une certaine variation du rapport U/Th est observée. Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Si la composition en U et Th des grains ne varie pas favorablement ($\text{Th}/\text{U} \sim \text{constante}$), on peut être amené à calculer l'âge à l'aide de la pente de l'isochrone dans le diagramme $\text{Pb} = f(\text{Th}^*)$ selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998) d'après K. Suzuki et M. Adachi (1991). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge sont développés dans A. Cocherie *et al.* (2005) et A. Cocherie et O. Legendre (2006). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.-R. Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à 2σ .

Le granite de Kersaint (LA 161) de la carrière de Coz Castel

Les grains de monazite séparés sont nombreux, ils peuvent atteindre une taille de 300 à 500 μm . Seize grains, montés en section polie, ont été sélectionnés pour

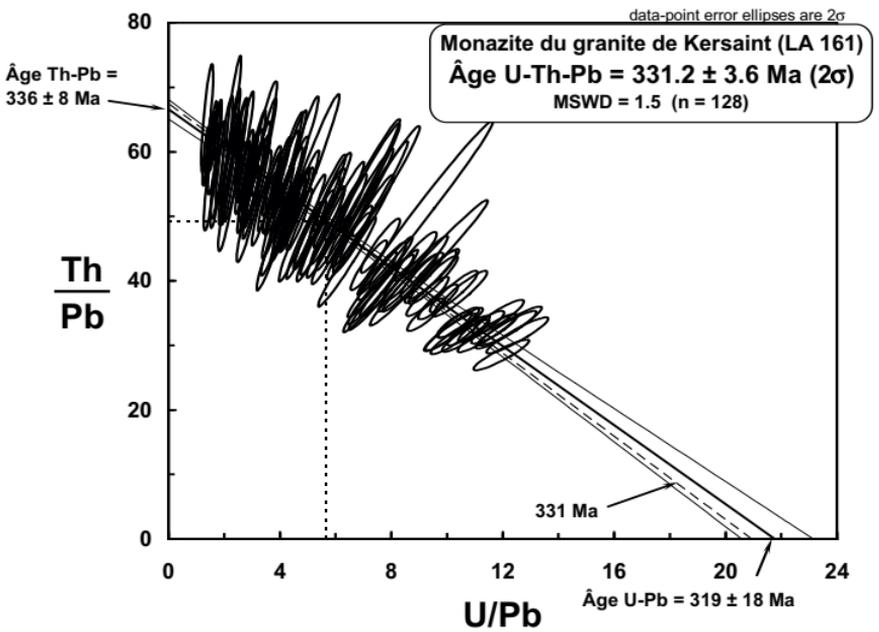


Fig. 13 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ pour les monazites du granite de Kersaint (LA 161)

	Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Âge isochrones ± 2σ Ma
LA 161	1 357 ± 439	7 878 ± 5 809	66 155 ± 24 732	331 ± 4 (n = 128)
LA 161 (Coeur hérité du grain L1G9)				
	1 288 ± 192	9 506 ± 2 316	28 518 ± 2 151	487 +47-39 (n = 5)

Tabl. 6 - Résumé des analyses à ma microsonde électronique sur la monazite du granite de Kersaint. L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement les monazites, en particulier, en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th (± déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses

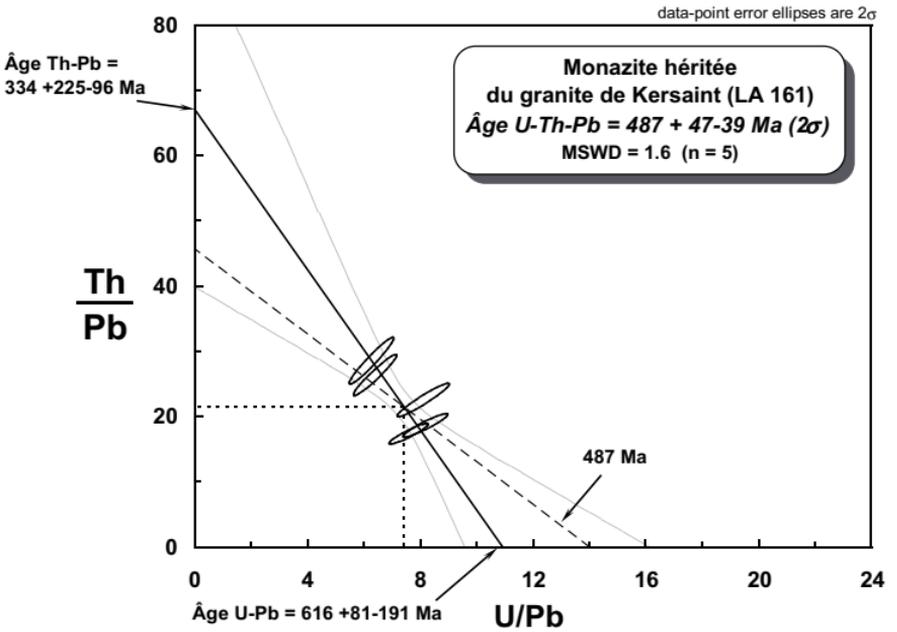


Fig. 14 - Diagramme isochrone $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ pour la monazite héritée (L1G9) du granite de Kersaint (LA 161)

l'analyse à la MSE, après examen au MEB (électrons rétrodiffusés). On observe souvent des zonations en relation avec des variations de teneurs en U + Th. Le plus souvent les grains apparaissent automorphes à sub-automorphes.

Dans la mesure où les défauts, fractures et quelques rares inclusions ont pu être évités l'ensemble des oxydes analysés donne un total très proche de 100 % : seules six analyses ont été écartées à ce stade car n'ayant pas exactement une composition de monazite. Le traitement statistique des 139 analyses restantes conduit à écarter une analyse isolée (431 ± 62 Ma) significativement différente de la moyenne. Mais surtout le grain L1G9 montre clairement l'existence d'un cœur hérité, confirmé par les calculs d'âges. Les 10 analyses de ce grain ont été traitées séparément. D'un autre côté les 128 analyses restantes permettent d'obtenir une régression linéaire très bien définie dans le diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb (fig. 13). Cette excellente régression provient de la large variation des teneurs en U et corrélativement du rapport Th/U (tabl. 6). La pente de cette droite est très proche de l'isochrone de référence calculée à l'âge moyen déterminé au barycentre de la population à 331 Ma (fig. 13). Dans la limite des erreurs sur les âges interceptes (U-Pb et Th-Pb) calculés sur les axes U/Pb et Th/Pb, ces âges sont identiques (318 ± 18 Ma et 336 ± 8 Ma respectivement). Ceci prouve qu'un seul événement a été enregistré par cette monazite. L'unicité de la population d'âges est encore renforcée par la faible valeur du MSWD à 1.5 (Wendt et Carl, 1991), compatible avec l'existence d'une population unique.

L'âge moyen calculé au barycentre donne un âge de 331 ± 4 Ma (2σ), il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite.

En dehors des analyses situées en périphérie du cœur hérité du grain L1G9 ou à l'interface entre ce cœur et le pourtour recristallisé, cinq analyses constituent un second groupe d'âges. Malgré le faible nombre d'analyses disponibles, la représentation graphique Th/Pb vs U/Pb reste utilisable (fig. 14). Un âge moyen de $487 +47-39$ Ma a pu être calculé au barycentre de cette population limitée. Il est interprété comme un âge d'héritage, tandis que l'âge à 331 Ma date la mise en place du granite de Kersaint (LA 161) lui-même.

Un âge de mise en place a été donc déterminé par l'analyse U, Th et Pb sur monazite à la microsonde électronique sur le granite de Kersaint (LA 161) à 331 ± 4 Ma. Un grain de monazite extrait de ce même granite a fourni un âge hérité à $487 +47-39$ Ma.

Les monazites du granites de Saint-Renan ont fait l'objet d'analyses géochronologiques par la méthode chimique U-Th-Pb (tabl. 7, fig. 15 et 16).

Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Th*(U) ± σ	Âge isochrones ± 2σ Ma
Saint-Renan, SR 1M (grains 1a, 2a, 3a, 4b, 5a et bord des grains 1b et 2b)				
1 020 ± 258	8 165 ± 3 756	48 507 ± 16 220	75 017 ± 18 433	308 ± 5 (n = 67)
Saint-Renan, SR 1M (3 cœurs hérités : 1b, 2b et 4a)				
1 373 ± 455	3 809 ± 2 840	78 905 ± 23 097	91 301 ± 29 314	339 ± 9 (n = 24)

Tabl. 7 - Résumé des analyses à la microsonde électronique. L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement la monazite, en particulier en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th (± déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses

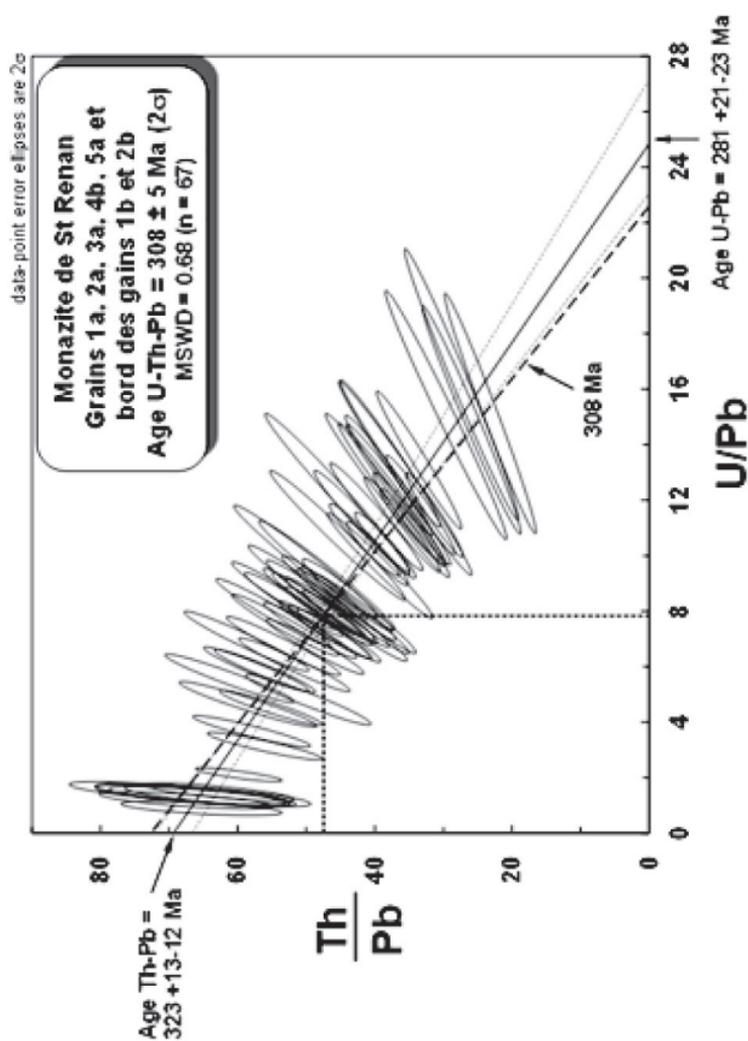


Fig. 15 - Diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb pour les analyses de la majorité des grains de monazite et de certains bords de grains pour le granite de Saint-Renan

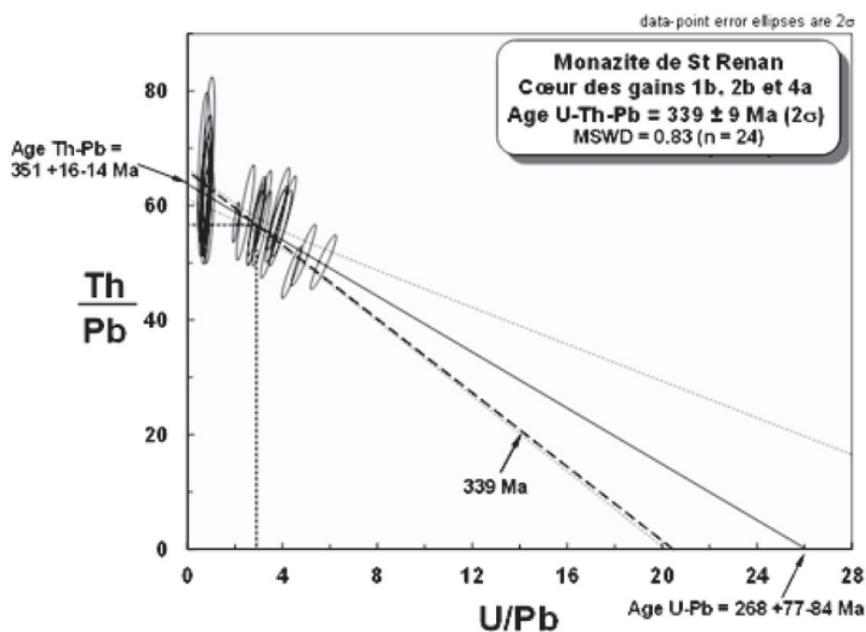


Fig. 16 - Diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb pour les analyses des cœurs des grains 1b, 2b et 4b pour le granite de Saint-Renan

Le leucogranite de Sainte-Catherine

Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (fig. 17) ont été réalisées sur trois faciès du leucogranite de Sainte-Catherine *sensu stricto* (carrière de Prat Meur, sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon) par G. Ruffert (CAREN, université de Rennes). Le faciès SC2 est le faciès typique à grain fin muscovite et tourmaline, en dykes qui recoupent un faciès plus grossier et moins leucocrate avec peu de tourmaline (faciès SC1), lequel présente des différenciations pegmatitiques (faciès SC3). Les résultats analytiques sont commentés dans le chapitre relatif au leucogranite de Sainte-Catherine.

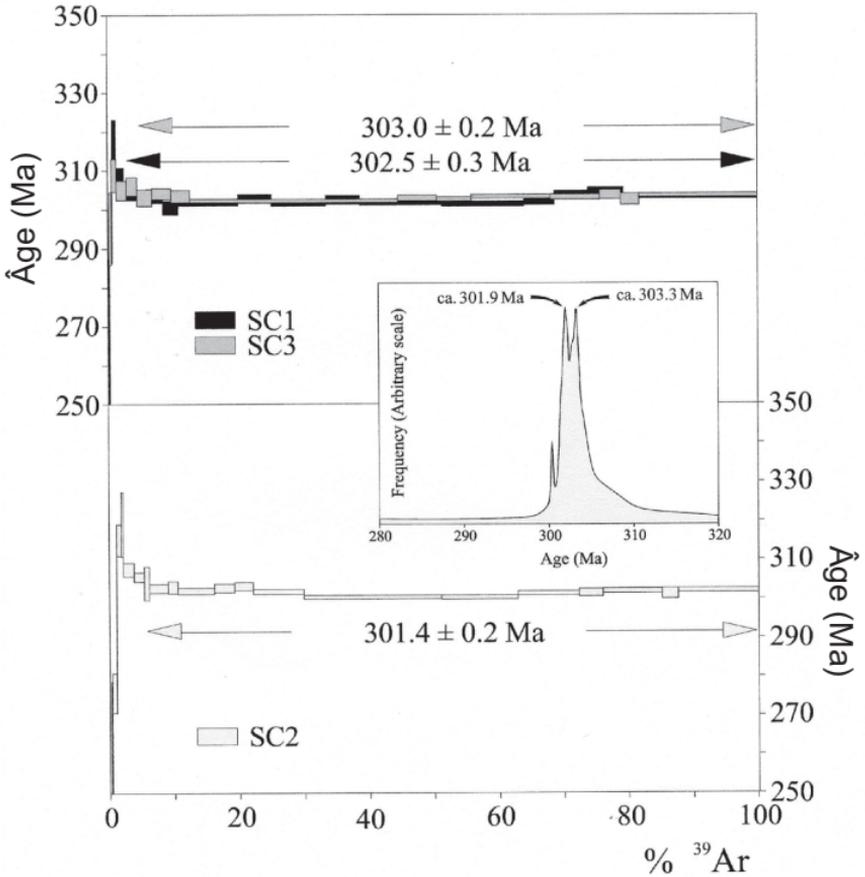


Fig. 17 - Spectres $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pour les muscovites du granite de Sainte-Catherine. Les erreurs fournies pour chaque palier de température sont à 1 sigma et n'incluent pas les erreurs pour les valeurs de J, celles-ci étant incluses dans les calculs d'âges plateaux. Ces datations $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ ont été réalisées sur trois faciès du leucogranite de Sainte-Catherine sensu stricto (carrière de Prat Meur, sur la feuille de Saint-Pol-de-Léon)