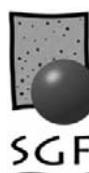
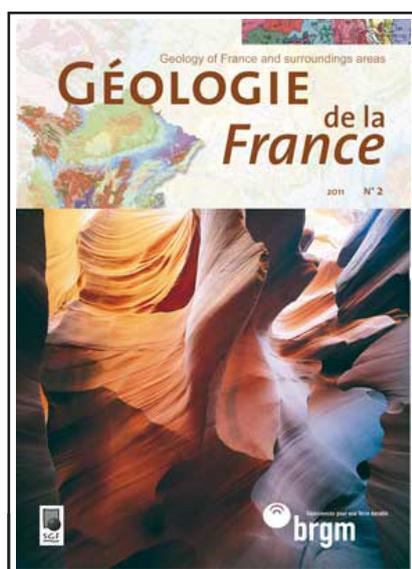


# GÉOLOGIE de la France

2011 N° 1

## SOMMAIRE

- **Le Paléozoïque de la presqu'île de Crozon, Massif armoricain (France)**, M. Vidal, M.-P. Dabard, R. Gourvennec, A. Le Hérisse, A. Loi, F. Paris, Y. Plusquellec, P.R. Racheboeuf ..... 3  
*Le Paléozoïque de la presqu'île de Crozon, Massif armoricain (France)*



Trimestriel

Édité par le BRGM et la SGF

Géologie de la France est analysée dans la base des données PASCAL - GÉODE (BRGM/INIST).



---

# Le Paléozoïque de la presqu'île de Crozon, Massif armoricain (France)

*Le Paléozoïque de la presqu'île de Crozon, Massif armoricain (France)*

Muriel Vidal\* (1),  
Marie-Pierre Dabard (2),  
Rémy Gourvennec (1),  
Alain Le Hérisse (1),  
Alfredo Loi (3),  
Florentin Paris (2),  
Yves Plusquellec (1),  
Patrick R. Racheboeuf (1)

---

Géologie de la France, n° 1, 2011, p. 3-45, 18 fig.

Mots-clés : Massif armoricain, Gondwana, Ordovicien, Silurien, Devonien, terrain.

Keywords : Armorican Massif, Gondwana, Ordovician, Silurian, Devonian, fieldtrip.

## Résumé

*La presqu'île de Crozon offre des affleurements de qualité en falaise et sur l'estran permettant l'étude des séries paléozoïques du Massif armoricain. L'évolution sédimentaire et faunique de cette région s'intègre dans l'histoire de la marge gondwaniennne sous le contrôle de l'ouverture de l'océan Rhéic, des variations eustatiques et de sa migration paléogéographique depuis les hautes latitudes à l'Ordovicien jusqu'à une position sub-équatoriale au Carbonifère.*

*La première partie présente l'évolution du Massif armoricain intégrée dans un cadre global, climatique, eustatique et tectonique. Les formations sédimentaires de la presqu'île de Crozon depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien Supérieur sont ensuite décrites avec leurs caractéristiques fauniques et sédimentologiques. Dans la troisième partie, les affleurements visités lors d'une excursion réalisée pour le Groupe Français du Paléozoïque à l'occasion du congrès « Strati 2010 », sont décrits. Ces affleurements illustrent certains points clefs de l'histoire géologique armoricaine.*

## Abstract

*Geological outcrops are of good quality along the foreshore and cliffs in Crozon Peninsula allowing the study of Paleozoic series of the Armorican Massif. The sedimentary and faunal evolution of this area is part of the history of the Gondwana margin and records the opening of the Rhéic Ocean, eustatic variations and paleogeographic migration from high latitudes in the*

*Ordovician to a sub-equatorial position in the Carboniferous.*

*Geological outline of the Armorican Massif is briefly exposed and integrated in a climatic, eustatic and tectonic global framework. Afterwards, the second part deals with formations of the Crozon Peninsula since the Ordovician to Upper Devonian with their faunal and sedimentological characteristics. In the third part, the main outcrops visited during the fieldtrip of the Paleozoic French Group (GFP) during the Congress « Strati 2010 » are described; these outcrops illustrate some aspects of the armorican geological history.*

## 1. Introduction

Le Massif armoricain occupe l'Ouest de la France et correspond au segment occidental de la Chaîne varisque (Fig. 1) qui s'étend vers l'Est jusqu'en Europe centrale. Caractérisé par l'absence des séries mésozoïques, il s'étend depuis le Cotentin au Nord jusqu'en Vendée au Sud. Il est constitué d'un socle protérozoïque, représenté par des formations d'âges Icartien (Protérozoïque basal) à Briovérien (Protérozoïque terminal voire Cambrien) et d'une couverture paléozoïque. Au cours de son histoire, deux orogénèses l'ont façonné, l'orogénèse cadomienne (environ 750-540 Ma) puis l'orogénèse varisque (à partir du Dévonien Supérieur).

Dès le Paléozoïque inférieur, l'évolution sédimentaire et faunique du Massif armoricain s'intègre dans l'histoire de la marge nord-gondwaniennne qui regroupe notamment le

28-29 Août 2010 - Excursion du GFP 2010, Excursion pré-congrès "STRATI 2010", Sous l'égide du Comité Français de Stratigraphie

1 Université de Brest, CNRS, IUEM, Domaines Océaniques UMR 6538, 6 avenue Le Gorgeu, CS93837, F-29238 BREST Cedex 3, France.

2 Géosciences-Rennes, Université de Rennes 1, CNRS UMR 6118, Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, France.

3 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi, 51, Via Trentino, 09127, Cagliari, Italie.

\*Auteur correspondant : Muriel Vidal - Université de Brest, Domaines Océaniques UMR 6538, 6 avenue Le Gorgeu, CS93837, F-29238 BREST Cedex 3, France. mvidal@univ-brest.fr

\* Manuscrit présenté le 2 août 2011, accepté le 15 octobre 2011.



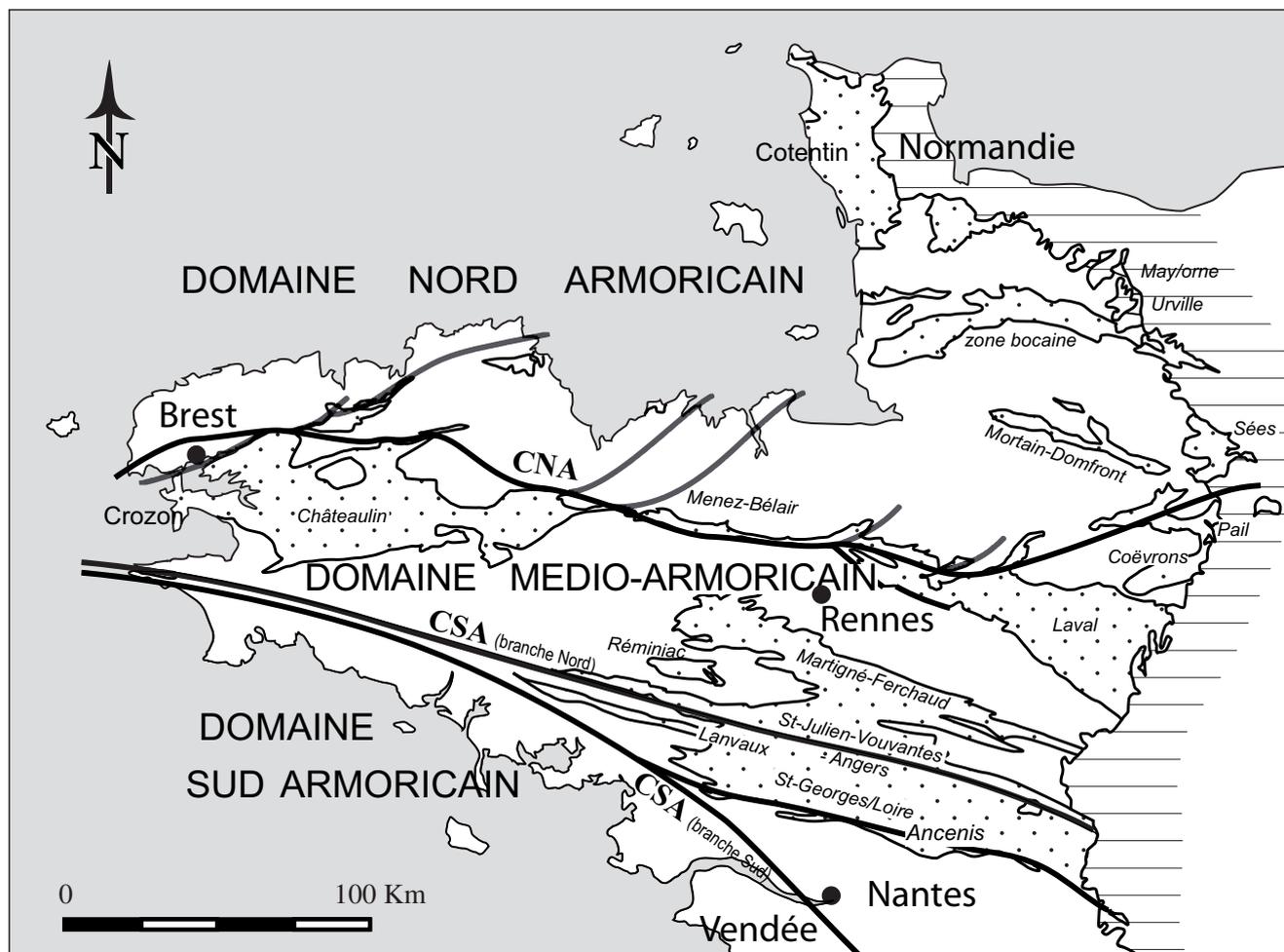
Fig. 1 - Le Massif armoricain dans la chaîne varisque (Ballèvre et al., 2009).

Fig. 1 - The Armorican Massif in the Variscan belt (Ballèvre et al., 2009).

domaine Ibéro-Armoricain, la Bohême et l'Afrique du Nord. Plusieurs facteurs globaux vont contrôler l'évolution stratigraphique de ces domaines : 1) l'ouverture de l'océan Rhéic entre le Sud d'Avalonia et le Nord de Gondwana dès le Cambrien ; 2) les variations eustatiques ; 3) la migration du super continent Gondwana depuis les hautes latitudes à l'Ordovicien jusqu'à une position sub-équatoriale au Carbonifère ; 4) l'épisode glaciaire fini-Ordovicien. Ces événements sont à l'origine de variations sédimentaires (lithologies, faciès, environnements de dépôt) et fauniques

(associations benthiques, migrations, apparitions/disparitions...).

D'un point de vue paléogéographique (Fig. 2), le Massif armoricain est subdivisé en deux domaines, le Domaine Médio-Nord Armoricain (DMNA, réunion des Domaines Nord-Armoricain et Médio-Armoricain) qui inclut le Cotentin, le Sud de la Normandie, la Sarthe, la Mayenne et la Bretagne centrale et occidentale, et le Domaine Sud Armoricain (DSA) qui comprend la partie sud de l'unité de



formations protérozoïques, Cadomien et roches ignées varisques
  formations paléozoïques
  formations mésozoïques

Fig. 2 - Carte du Massif armoricain avec les affleurements paléozoïques dans les différents synclinaux du Domaine Médio-Nord Armoricain (Cotentin, May-sur-Orne, Urville, la zone bocaine, Sées, Mortain-Domfront, Pail, Coëvrons, Châteaulin, Menez-Bélair, Laval, Martigné-Ferchaud) et du Domaine Sud Armoricain (Saint-Julien-de-Vouvantes – Angers *pro parte*, Lanvaux, Saint-Georges-sur-Loire et Ancenis). Les synclinaux de Châteaulin, Menez-Bélair et Laval sont aussi réunis sous le nom de synclinorium médian armoricain. CNA et CSA : Cisaillement Nord et Sud Armoricain.

Fig. 2 - Geological map of the Armorican Massif with Paleozoic outcrops in the synclines of the Medio-North Armorican Domain (Cotentin, May-sur-Orne, Urville, la zone bocaine, Sées, Mortain-Domfront, Pail, Coëvrons, Châteaulin, Menez-Bélair, Laval, Martigné-Ferchaud) and the South Armorican Domain (Saint-Julien-de-Vouvantes – Angers *pro parte*, Lanvaux, Saint-Georges-sur-Loire, Ancenis). CNA et CSA: North and South Armorican shear zone.

Saint-Julien-de-Vouvantes, les synclinaux de Saint-Georges-sur-Loire et Ancenis, la Bretagne sud et la Vendée. Les successions paléozoïques du DMNA sont relativement homogènes et connaissent une évolution semblable à celle enregistrée dans les domaines Centre-Ibérique ou Bohémien. En revanche, l'évolution du DSA est plus singulière. Ces deux domaines sont actuellement séparés par la branche nord du Cisaillement Sud Armoricain (CSA).

La presqu'île de Crozon est située à l'ouest du DMNA. La succession paléozoïque est bien représentée, sans discontinuité majeure jusqu'au Dévonien Supérieur. Elle repose en discordance sur le socle constitué dans la région par des formations sédimentaires briovériennes (Le Corre et

Chauvel, 1969 ; Darboux et Plusquellec, 1985). Dans un premier temps, nous rappellerons les grandes lignes de l'évolution stratigraphique anté-varisque pour le Massif armoricain. Puis l'évolution des environnements de dépôt et associations fauniques en presqu'île de Crozon sera présentée, suivie de la description des différents affleurements visités.

## 2. L'histoire paléozoïque du Massif armoricain

La succession paléozoïque armoricaine repose sur des granites cadomiens (comme en Normandie) ou en discordance sur des séries briovériennes constituées de sédi-

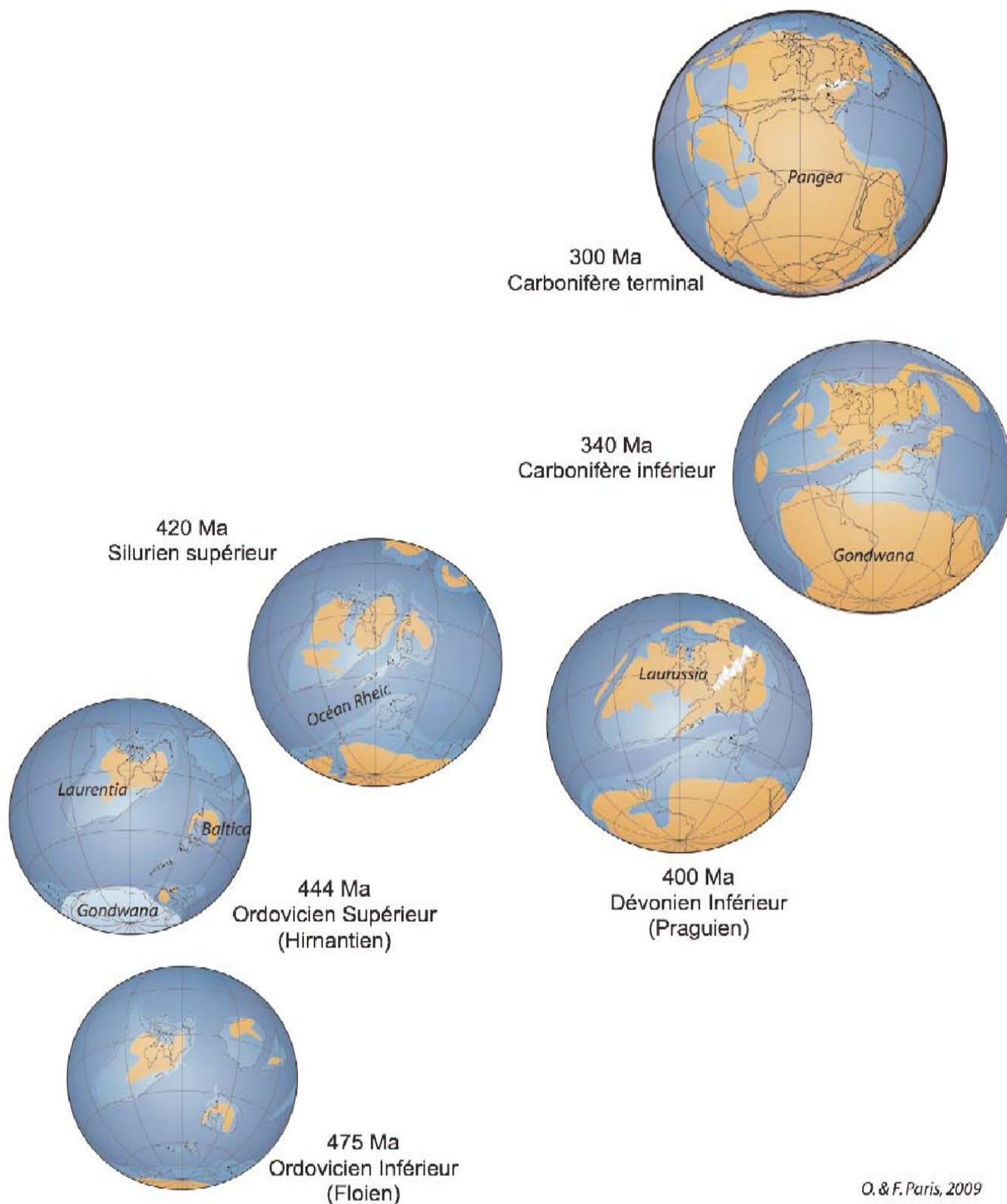


Fig. 3 - Évolution paléogéographique au cours du Paléozoïque (Paris in Dabard *et al.*, 2009). Représentation des aires océaniques en bleu foncé, des plateformes épicontinentales en bleu clair, des terres émergées en orange, de la calotte glaciaire au Pôle Sud à l'Ordovicien Supérieur, des chaînes calédonienne et varisque en blanc.

Fig. 3 - Paleogeographic evolution during the Paleozoic times with ocean areas in dark blue, platforms in light blue, lands in orange, ice cap at the South pole during the Upper Ordovician, and Caledonian and Variscan belts in white (Paris in Dabard *et al.*, 2009).

ments terrigènes dans lesquels s'intercalent localement des faciès siliceux (phtanites), des niveaux carbonatés et des épisodes magmatiques effusifs. Ces sédiments renferment une microfaune peu diversifiée avec des formes coloniales proches de certaines cyanobactéries actuelles (e.g. *Bavlinella*, *Palaeocryptidium*; Chauvel et Schopf, 1978; Chauvel et Mansuy, 1981; Mansuy, 1983).

## 2.1 - Cambrien – Ordovicien

La transgression paléozoïque est diachrone sur l'ensemble du Massif armoricain. Elle débute dès le Cambrien inférieur en Normandie (séries de Carteret : Doré, 1969; Pillola, 1993), et au Cambrien moyen dans le Domaine Sud Armoricain (Schistes à *Paradoxides* de Cléré-sur-Layon, sud d'Angers, Cavet *et al.*, 1966). En Bretagne centrale, cette transgression ne s'installe qu'à partir de l'Ordovicien Inférieur, avec localement le dépôt des « Séries Rouges Initiales », puis se généralise avec la Formation du Grès armoricain. Ces premiers sédiments se mettent en place sur une plate-forme continentale relativement instable comme en témoignent le volcanisme effusif contemporain et les variations latérales d'épaisseur qui traduisent une subsidence différentielle importante (Noblet, 1983; Bonjour, 1988a). Cette instabilité est contrôlée par la tectonique distensive qui entraîne la formation de failles normales et la mise en place de blocs basculés (Ballard *et al.*, 1986; Dautheil *et al.*, 1987; Brun *et al.*, 1991). Cette phase distensive, qui s'exprime dès le Cambrien, est vraisemblablement liée à la phase de rifting associée à l'ouverture de l'océan Rhéic entre le Sud d'Avalonia et le Nord du Gondwana (Paris et Robardet, 1990; Prigmore *et al.*, 1997).

Les « Séries Rouges Initiales » débutent par un conglomérat polygénique surmonté par des niveaux de grès et des alternances argilo-silteuses (Bonjour, 1988a; Bonjour et Chauvel, 1988; Suire *et al.*, 1991; Egal *et al.*, 1996). Le matériel source est essentiellement constitué par les produits d'altération du socle briovérien. Les principales structures sédimentaires observées sont des litages et laminations, plans ou obliques, dans les grès, ainsi que quelques niveaux à fentes de dessiccation dans les siltites et les argilites. De la bioturbation (pistes bilobées de type *Cruziana* et terriers verticaux de type *Skolithos*) apparaît dans la partie supérieure de la série. La géométrie des corps sédimentaires et les structures associées permettent de proposer une évolution des environnements de sédimentation depuis des cônes alluviaux et systèmes fluviaux en tresse jusqu'à la plaine alluviale (Bonjour, 1988a; Durand, 1989; Suire *et al.*, 1991; Egal *et al.*, 1996). Progressivement, le milieu s'ouvre au domaine marin, dans un contexte vraisemblablement deltaïque où s'exerce l'influence des tempêtes. C'est dans ces sédiments que sont conservées des traces de vie d'organismes sous forme de bioturbation, bien qu'ils n'aient livré aucun fossile proprement dit.

Les datations de niveaux interstratifiés volcanoclastiques dans la Formation du Cap de la Chèvre (âge U-Pb à  $465 \pm 1$  Ma; Bonjour *et al.*, 1988) sont trop jeunes pour être compatibles avec les attributions biostratigraphiques des séries sus-jacentes contrairement à celles réalisées sur des niveaux volcaniques à Plouézec dans les séries rouges d'Erquy (âge Rb-Sr à  $472 \pm 5$  Ma; Auvray *et al.*, 1980).

La Formation du Grès armoricain présente une épaisseur très variable de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, pouvant atteindre 800 mètres environ dans la partie sud de la presqu'île de Crozon. Selon les régions, cette formation comprend soit une masse indivise de grès à intercalations silto-argileuses (Normandie, flanc nord du Menez-Bélair, Vendée), soit un ensemble hétérogène séparé en trois membres : le Membre inférieur constitué de grès souvent organisés en bancs massifs avec quelques intercalations silto-argileuses, le Membre moyen (Membre de Congrier, Membre du Gador ou « schistes intermédiaires » selon les appellations régionales) constitué de siltites et d'argilites à intercalations de grès micacés, le Membre supérieur constitué de grès dominants à intercalations silto-argileuses (synclinorium de Châteaulin, synclinaux du Sud de Rennes). Les variations d'épaisseur, associées à ces variations lithologiques, traduisent une influence tectonique toujours active (Noblet, 1983).

Des couches de minerai de fer et des bancs gréseux enrichis en minéraux lourds, parfois avec un niveau élevé de radioactivité, peuvent être observés (Chauvel, 1968; Faure, 1978; Pistis *et al.*, 2008).

Les structures sédimentaires observées dans cette formation sont nombreuses, représentées par des litages obliques en mamelon, des laminations planes, des surfaces basales érosives, des rides de vagues et des rides de courant unidirectionnel. Elles témoignent d'environnements peu profonds, soumis à l'action des marées, des vagues de beau temps et des vagues de tempêtes (Durand, 1985; Guillocheau *et al.*, 2009).

Cette formation offre de plus une grande diversité de traces fossiles, soit verticales telles que *Skolithos*, *Teichichnus*, *Daedalus*, *Arenicolites*, *Monocraterion*, *Diplocraterion*, soit horizontales telles que *Rusophycus* ou *Cruziana* (Durand, 1985). Paradoxalement, la faune est peu abondante, avec quelques niveaux riches en lingules, des niveaux à brachiopodes de type « *Dinobolus* » et dans la partie tout à fait supérieure de rares bivalves (*Actinodonta*, *Lyrodesma*, *Ctenodonta*... Babin, 1966) et trilobites (dont *Ogyginus armoricanus*, Henry, 1980). Les données sédimentologiques et paléobiologiques permettent de proposer des environnements de dépôt s'étendant depuis un domaine marin protégé (baie, lagune) jusqu'à la partie supérieure de la plate-forme continentale (shoreface à offshore supérieur : Durand, 1985; Dabard *et al.*, 2007; Guillocheau *et al.*, 2009). Certains niveaux argileux des

membres moyen et supérieur ont livré des microfossiles du groupe des chitinozoaires caractéristiques de la biozone à *Eremochitina brevis* (Paris, 1990) précisant l'âge Floien de cette formation. Cette biozone est la seule à avoir été reconnue dans la totalité de la formation, ce qui suggère, d'après la calibration radiométrique proposée par B.D. Webby *et al.* (2004), une durée de dépôt n'excédant pas 4 Ma et donc localement des taux de sédimentation très élevés (Dabard *et al.*, 2009).

À partir du Dapingien, la plate-forme armoricaine se stabilise et s'approfondit. Des dépôts fins de couleur sombre se mettent en place jusqu'au Sandbien sur l'ensemble du Massif armoricain, constituant les « Schistes à Calymènes » des travaux anciens (formations de Postolonnec, d'Andouillé, du Pissot, de Traveusot, ou des Schistes d'Angers selon les régions). Leur puissance varie de 150 m à 400 m environ. Ces formations silto-argileuses contiennent des niveaux à nodules siliceux, phosphatés ou carbonatés, des lits coquilliers, ainsi que des intercalations gréseuses parfois épaisses (*i.e.* Membre de Kerarvail). Les principales structures sédimentaires observées sont des litages plans, des litages obliques en mamelons et des lamines silteuses. Ces structures, tout comme les nombreux niveaux coquilliers de type A (concentrations fines) ou B (concentrations composites ; *sensu* Botquelen *et al.*, 2004) témoignent d'une sédimentation soumise ponctuellement à l'action des tempêtes. Ces sédiments se sont mis en place dans des environnements variés depuis la plage (shoreface) jusqu'à la plate-forme externe (offshore inférieur ; Guillocheau, 1983 ; Loi et Dabard, 2002 ; Dabard *et al.*, 2007 ; Guillocheau *et al.*, 2009).

Des nodules et des croûtes, phosphatés ou siliceux, sont fréquents dans les sédiments de l'Ordovicien Moyen. Ils ont une origine diagénétique précoce et témoignent de périodes de stabilité de l'interface eau/sédiment. Ces concrétions sont une expression de la condensation sédimentaire en domaine de plate-forme (Loi *et al.*, 1999 ; Loi et Dabard, 2002 ; Dabard *et al.*, 2007) et se mettent en place préférentiellement lors des périodes de montée du niveau marin. Elles sont parfois associées à des niveaux coquilliers ou concentrations composites de type B (*sensu* Botquelen *et al.*, 2004).

Les variations de milieux de sédimentation observées dans l'empilement stratigraphique sont essentiellement contrôlées par des variations du niveau marin mettant ainsi en évidence plusieurs épisodes transgressifs et régressifs (Dabard *et al.*, 2007, 2009). Les épisodes transgressifs positionnés dans les biozones à *bullia*, *formosa* et *pissotensis* ont une large extension géographique et ont été reconnus dans d'autres zones de la marge nord gondwanienne (Dabard *et al.*, 2007 ; Paris *et al.*, 2007 ; Videt *et al.*, 2010).

La bioturbation, moins diversifiée que dans la Formation du Grès armoricain, est essentiellement représentée par des traces fossiles de type *Planolites* et *Teichichnus*

(Guillocheau, 1983 ; Guillocheau *et al.*, 2009). Cet ensemble livre des faunes diversifiées, principalement benthiques, avec des brachiopodes (Mélou, 1973, 1975, 1976 ; Botquelen et Mélou, 2007), bivalves (Babin, 1966), trilobites (Henry, 1980), échinodermes diploporites (Chauvel, 1941 ; Chauvel et Nion, 1969) et crinoïdes, ostracodes (Vannier, 1986a,b), auxquels s'ajoutent des graptolites (Philipot, 1950 ; Henry *et al.*, 1976 ; Paris et Skevington, 1979), et des microfossiles organiques, acritarches (Henry, 1969 ; Deunff, 1951, 1954, 1958) et chitinozoaires (Paris, 1981). Les âges obtenus sur les faunes à graptolites, trilobites et chitinozoaires s'échelonnent depuis le Dapingien (biozone à *D. ornensis* ; Paris, 1990) jusqu'au Sandbien supérieur (biozone à *L. dalbyensis* ; Paris, 1990).

Durant cet intervalle (Dapingien – Sandbien), les faunes benthiques montrent une tendance à l'endémisme au niveau générique pour la marge nord-gondwanienne et parfois spécifique pour des domaines plus restreints comme le Domaine Ibéro-Armoricain. Cette tendance accompagne la biodiversification ordovicienne reconnue à l'échelle globale comme régionale pour de nombreux groupes (Webby *et al.*, 2004 ; Harper, 2006). Plus ponctuellement s'observent des horizons caractérisés par l'arrivée d'espèces immigrantes accompagnant des phases transgressives (Henry *et al.*, 1993), tels que le niveau à *Marrolithus bureaui* (à la base du Sandbien).

Par ailleurs, dans la géographie actuelle, les séries localisées au nord de la Bretagne et en Normandie présentent des caractéristiques plus proximales (notamment des faciès plus grossiers) que celles de la Bretagne centrale ou méridionale. Ce gradient d'approfondissement du Nord vers le Sud s'exprime également à travers les communautés benthiques. En effet, les trilobites présents dans le Domaine Nord-Armoricain (homalonotidés) sont peu diversifiés et classiquement associés à des environnements peu profonds ; dans le Domaine Médio-Armoricain, la diversité faunique augmente de façon importante caractérisant plutôt des environnements de plate-forme médiane avec à la fois des formes typiquement endobenthiques (tels que les calyménidés) et des formes épibenthiques (dalmanitidés, asaphidés, *Selenopeltis*, *Panderia* ; Henry, 1989). Ce gradient se prolonge au Sud par une association à trilobites rares mais caractéristiques d'environnements de plate-forme distale, proches du talus continental et montrant de fortes affinités avec les faunes bohémiennes de même âge. Il s'agit de formes benthiques aveugles ou dont les yeux sont atrophiés associées à des formes pélagiques dont les yeux sont au contraire hyper développés (cyclopygidés), accompagnés d'un échinoderme du groupe des stylophores, *Lagynocystis pyramidalis*, caractéristique des environnements profonds du bassin de Prague (voir Henry *et al.*, 1997).

La taphonomie montre également des différences géographiques entre le Nord et le Sud du Massif armoricain en fonction des variations du milieu. Au Nord, les carapaces,

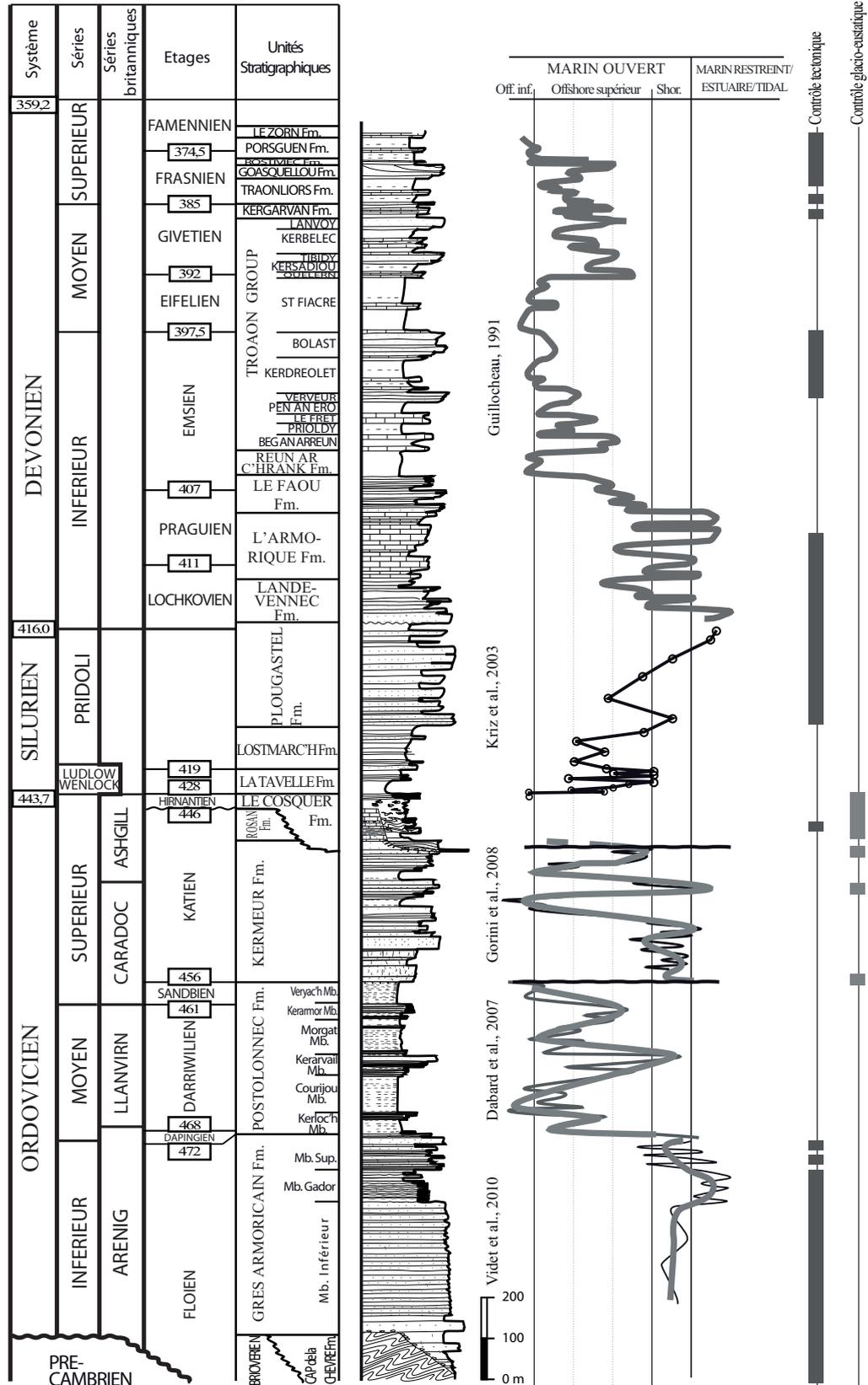


Fig. 4 - Évolution lithostratigraphique du Paléozoïque de la presqu'île de Crozon : environnements sédimentaires et influences tectoniques et glacio-eustatiques (Dabard *et al.*, 2009). Le shoreface correspond approximativement à la plage et aux premiers mètres sous-aquatiques soumis à l'influence de la houle de beau temps, tandis que l'offshore correspond au reste de la plateforme. La limite entre l'offshore supérieur et l'offshore inférieur correspond à la limite d'action des vagues de tempêtes dont la profondeur se situe autour d'une centaine de mètres.

Fig. 4 - Lithostratigraphic evolution of the Paleozoic strata from the Crozon Peninsula: sedimentary environments and tectonic and glacio-eustatic influences (Dabard *et al.*, 2009).

préservées dans des grès, sont désarticulées, traduisant un environnement soumis à une énergie permanente et où les courants disloquent les carapaces des individus morts et les mues. Au contraire, dans la région médiane du Massif armoricain, les carapaces sont désarticulées dans les niveaux coquilliers de tempête (niveaux coquilliers de type A *sensu* Botquelen *et al.*, 2004), mais elles peuvent être préservées en connexion anatomique dans d'autres niveaux tels ceux associés à des concrétions diagénétiques (Loi et Dabard, 2002).

Au passage Sandbien – Katien, un épisode régressif majeur est enregistré dans de nombreuses régions nord-gondwaniennes (Robardet, 1981 ; Villas, 1992 ; Bourahrouh *et al.*, 2004) durant lequel la plate-forme continentale est localement émergée et érodée. En Bretagne comme au Portugal (Paris, 1979, 1981 ; Young, 1988), la reprise de la sédimentation s'exprime par un horizon conglomératique à galets phosphatés et/ou oolithes ferrugineuses ou phosphatées. Les données palynologiques montrent que la matrice de ce conglomérat contient une micro-faune appartenant à la biozone à *Euconochitina tanvillensis* (Katien) alors que dans les galets les biozones à *Lagenochitina deunffi* et *L. dalbyensis* (Sandbien) ont été identifiées, ce qui suggère au moins localement une lacune stratigraphique (Paris, 1981 ; Bourahrouh, 2002 ; Videt *et al.*, 2010). Ce niveau constitue la base d'une nouvelle séquence transgressive correspondant aux formations de Kermeur et de Saint-Germain-sur-Ille dans le synclinorium médian, ou aux Grès du Chatellier suivis des Schistes de Riadan au Sud de Rennes, formations qui s'étendent au moins jusqu'au Katien moyen (*e.g.*, biozone à *fistulosa* dans la Formation de Kermeur ; Paris *in* Dabard *et al.*, 2009).

Ces dépôts à dominante gréseuse contiennent des passées silteuses et argileuses et parfois des nodules phosphatés, siliceux et/ou carbonatés. Les structures sédimentaires (litages obliques en mamelons, rides symétriques, nappages argileux, inversion des sens de courant, traces d'émergence) témoignent de l'action des marées et des vagues de beau temps et de tempêtes. Différents contextes dépositionnels ont été reconnus depuis des environnements côtiers de barrière et d'arrière-barrière (base de la Formation de Kermeur ; Vidal *et al.*, 2011) jusqu'à des environnements de plate-forme continentale dominée par les tempêtes (Gorini *et al.*, 2008). Plusieurs cycles transgression-régression ont été identifiés (Gorini *et al.*, 2008 ; Dabard *et al.*, 2009).

La bioturbation est parfois très intense et diversifiée avec notamment des terriers (*Arenicolites*, *Skolithos*, *Bifungites* ?, Mélou et Plusquellec, 1975b), des pistes, des remises à l'équilibre (*Teichichnus*, Vidal *et al.*, 2011) ou des traces spiralées de recherche de nourriture. Les faunes benthiques sont présentes dans plusieurs niveaux, notamment à la base dans des faciès bioturbés (Formation de Kermeur) ou dans les nodules de la partie supérieure. Les principaux taxons sont des trilobites (*Colpocoryphe grandis*, *Onnia seunesi*,

*Crozonaspis dujardini*, *Calymenella bayani*) (Henry, 1980 ; Vidal *et al.*, 2011), des échinodermes diploporites (*Aristocystites* sp.), des brachiopodes (*Tenuiseptorthis loii*, *Howellites* sp. ; Botquelen et Mélou, 2007) et des gastéropodes. Ces faunes sont beaucoup moins diversifiées que dans les formations précédentes et leur uniformité contraste avec les variations géographiques enregistrées au cours de l'Ordovicien Moyen, tant pour les trilobites que pour les ostracodes. Les chitinozoaires, présents tout au long de la formation, précisent les attributions stratigraphiques (Paris, 1981 ; Bourahrouh, 2002).

Au Katien supérieur, des faciès carbonatés se développent brièvement sur l'ensemble de la marge nord-gondwanienne et sont interprétés comme l'expression d'une période de réchauffement climatique ou « Boda Event » (Fortey et Cocks, 2005). Dans le Massif armoricain, ils correspondent au Calcaire des Vaux en Normandie (synclinal de Sées) et au sommet de la Formation des Tufts et calcaires de Rosan en presqu'île de Crozon (voir 3.1). Dans cette région, les calcaires sont associés à un épisode volcanique représenté par des tufts, brèches, sills, et pillows-lavas mis en place dans un contexte anorogénique en milieu marin (Juteau *et al.*, 2007 ; Caroff *et al.*, 2009). Les faciès carbonatés sont très fossilifères avec des bryozoaires et des brachiopodes, ainsi que localement des niveaux à échinodermes (cystoïdes et crinoïdes) et trilobites (*Cekovia munieri*, Harpetidae) et l'apparition des premiers coraux (Tétracoralliaires) du Massif armoricain. Les brachiopodes et les conodontes extraits de ces calcaires donnent un âge Katien supérieur (Mélou, 1990 ; Paris *et al.*, 1981) correspondant à la zone à *Amorphognathus ordovicicus*.

L'Ordovicien terminal ou Hirnantien se caractérise dans le domaine nord Gondwana par un épisode glaciaire (nommé glaciation hirnantienne) enregistré dans de nombreuses zones depuis l'Espagne et le Portugal jusqu'au Maroc et Sahara algérien (Ghienne *et al.*, 2007 ; Loi *et al.*, 2010 ; Videt *et al.*, 2010). Dans le Massif armoricain, il se traduit par une phase régressive majeure (absence des biozones de *barbata* à *nigerica* au Veryac'h ; Bourahrouh, 2002). La reprise de sédimentation à l'échelle régionale correspond à des sédiments silto-argileux (pouvant localement débiter par un conglomérat en presqu'île de Crozon), dans lesquels sont dispersés des clastes de taille et nature lithologique variées, appelés pélites à fragments ou argiles à blocs lâchés (Dangeard et Doré, 1971 ; Robardet et Doré, 1988). Elles constituent la Formation des pélites à fragments en Normandie, le sommet de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille dans les synclinaux de Menez-Bélaïr et de Laval ou encore la Formation du Cosquer en Bretagne occidentale. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts glaciomarins, alimentés en fragments par la fonte des glaces flottantes (Hamoumi, 1981 ; Hamoumi *et al.*, 1981 ; Robardet et Doré, 1988). Cette interprétation reste néanmoins discutée (Long, 1991) pour la Formation du Cosquer. Dans cette dernière, les niveaux gréseux présents dans les parties moyenne et supérieure de la formation sont affectés par des glissements

et plissements intraformationnels sous forme de slumps et contiennent des structures gravitaires de type « ball and pillow ».

Ces niveaux sont très pauvres en macrofaune et la plupart d'entre eux n'ont livré aucune faune benthique. Seule la coupe de Trégarvan (presqu'île de Crozon) comprend un niveau gréseux fossilifère à *Hirantia sagittifera* (Mélou, 1990), le Grès de Roudou Hir, équivalent du Grès de Lamm Saoz au sommet de la Formation du Cosquer (Plusquellec *et al.*, 1999). Ce brachiopode ubiquiste est emblématique de l'Hirnantien, âge ici confirmé par les données palynologiques (Chitinozoaires) précisant la biozone à *elongata* (Bourahrouh, 2002).

## 2.2 - Silurien

Au terme de la glaciation hirnantienne, une sédimentation marine assez uniforme s'installe sur les régions nord gondwaniennes. Celle-ci se caractérise, surtout au début du Silurien, par des dépôts euxiniques de vases noires riches en matière organique (Paris *et al.*, 1986). Ce sont des faciès de type ampélites dans lesquels viennent parfois s'intercaler des phtanites. Ces sédiments contiennent des faunes et microfaunes essentiellement pélagiques à épépélagiques, restreintes à la partie supérieure oxygénée de la tranche d'eau. En Bretagne, le retour à des milieux oxygénés se produit au cours du Silurien supérieur, alors que les conditions anoxiques persistent jusqu'au Lochkovien basal en Normandie. Au passage Silurien – Dévonien, la sédimentation marine est continue, malgré l'enrichissement progressif en sables.

Les dépôts siluriens présents dans le Domaine Médio-Nord Armoricaire (Cotentin et région de Caen au Nord-Est, synclinaux de Laval, du Menez-Bélair, de Martigné-Ferchaud, de Châteaulin) et les régions méridionales du Domaine Sud Armoricaire (synclinaux d'Angers, de Saint-Georges-sur-Loire, d'Ancenis et de Vendée) se distinguent par leur monotonie et uniformité relatives. Leur étude s'est heurtée, plus que celle des autres systèmes paléozoïques, aux médiocres conditions d'affleurement en général et à la rareté de coupes montrant une série continue depuis la limite Ordovicien – Silurien (Babin *et al.*, 1988). À l'exception des carrières et falaises, la succession silurienne est donc souvent difficile à reconstituer, conduisant parfois au regroupement des formations (ex. Groupe de Kerguillé, Groupe des Trois Fontaines, dans la presqu'île de Crozon et le bassin de Châteaulin, Mélou et Plusquellec, 1975a ; Plusquellec *et al.*, 1999). Dans le Massif armoricaire, les premiers graptolites sont décrits par M. Toulmouche (1835), et une première stratigraphie est proposée par de G. Tromelin et P. Lebesconte (1875, 1876), puis par C. Barrois (1880, 1902) et P. Lebesconte (1886), F. Kerforne (1901) et A. Philippot (1950). Parmi les travaux plus récents, on peut citer ceux de J.D. Bradshaw (1963), A.C. Bishop *et al.* (1969), J. Deunff et J. Chauris (1974), J.

Deunff et J.J. Châteauneuf (1976), C. Babin *et al.* (1979), M.A. D'Erceville (1979), F. Paris (1977), F. Paris (1981), F. Paris *et al.* (1980), M. Robardet *et al.* (1994), J.M. Piçarra *et al.* (2000, 2002) et F. Paris *in* Kriz *et al.* (2003), où les successions sont décrites en détail.

Une lacune stratigraphique d'ampleur variée, pouvant atteindre le Telychien (Llandovery supérieur) et même le Sheinwoodien (Wenlock inférieur) s'observe fréquemment entre les deux systèmes (Paris *et al.*, 1980). Cette lacune pourrait être soit liée aux effets eustatiques de la glaciation fini-ordovicienne (Dabard *et al.*, 2009), soit d'origine tectonique, les ampélites du Silurien inférieur constituant fréquemment un niveau de décollement lors des mouvements tangentiels. Llandovery basal daté par graptolites (biozone à *Parakidograptus acuminatus*) est cependant présent dans la partie orientale du bassin de Châteaulin, dans la région de Gouarec (Piçarra *et al.*, 2000), ainsi que dans le Sud-Est du Massif armoricaire (Piçarra *et al.*, 2009).

Dans les régions du DMNA, à part quelques exceptions (le calcaire de Feuguerolles en Normandie et les nodules ou lentilles calcaires du Silurien supérieur des synclinaux de Châteaulin et de Laval), la sédimentation est essentiellement silicoclastique. La succession silurienne (Fig. 5), transgressive sur les dépôts de l'Ordovicien terminal, débute le plus souvent par quelques mètres d'alternances grésoschisteuses à graptolites, dans le Cotentin (« grès culminant » puis base de la Formation de Saint-Sauveur-le-Vicomte), dans le synclinal du Menez-Bélair (base de la Formation de La Lande Murée), et le synclinal de Martigné-Ferchaud (80 m de grès à la base de la Formation de Poligné). Dans d'autres régions, comme en presqu'île de Crozon, ces grès sont absents ou mal représentés, et vers le Nord-Est (région de Caen) le Llandovery est représenté par des schistes micacés (Formation des « Schistes à Fucoides »).

Durant le Telychien, le Wenlock et une partie du Ludlow, une séquence condensée (50 à 70 m de sédiments non décompactés pour 10 Ma, Dabard *et al.*, 2009), de schistes noirs à graptolites (faciès ampéliteux) avec de rares passées gréseuses et carbonatées, se dépose sur l'ensemble du DMNA. Ces sédiments argileux riches en carbone organique (TOC de 5 à 15 %, jusqu'à 35 %, Paris *et al.*, 1986 ; Dabard et Paris, 1986) et en certains éléments traces (vanadium, rubidium, strontium) constituent en Afrique du Nord et Moyen-Orient des roches mères d'hydrocarbures. Les milieux de dépôts de ces schistes noirs ampélitiques à graptolites ont été diversement interprétés dans la littérature, avec des modèles de bassins stratifiés plus ou moins profonds, ce qui semble en accord avec l'absence de faunes benthiques, mais dont le contexte séquentiel est très controversé (base de transgression ou MFS ou contexte de régression ?).

Les faunes mentionnées dans cet ensemble de schistes noirs (Formation de La Tavelle à la base du Groupe de

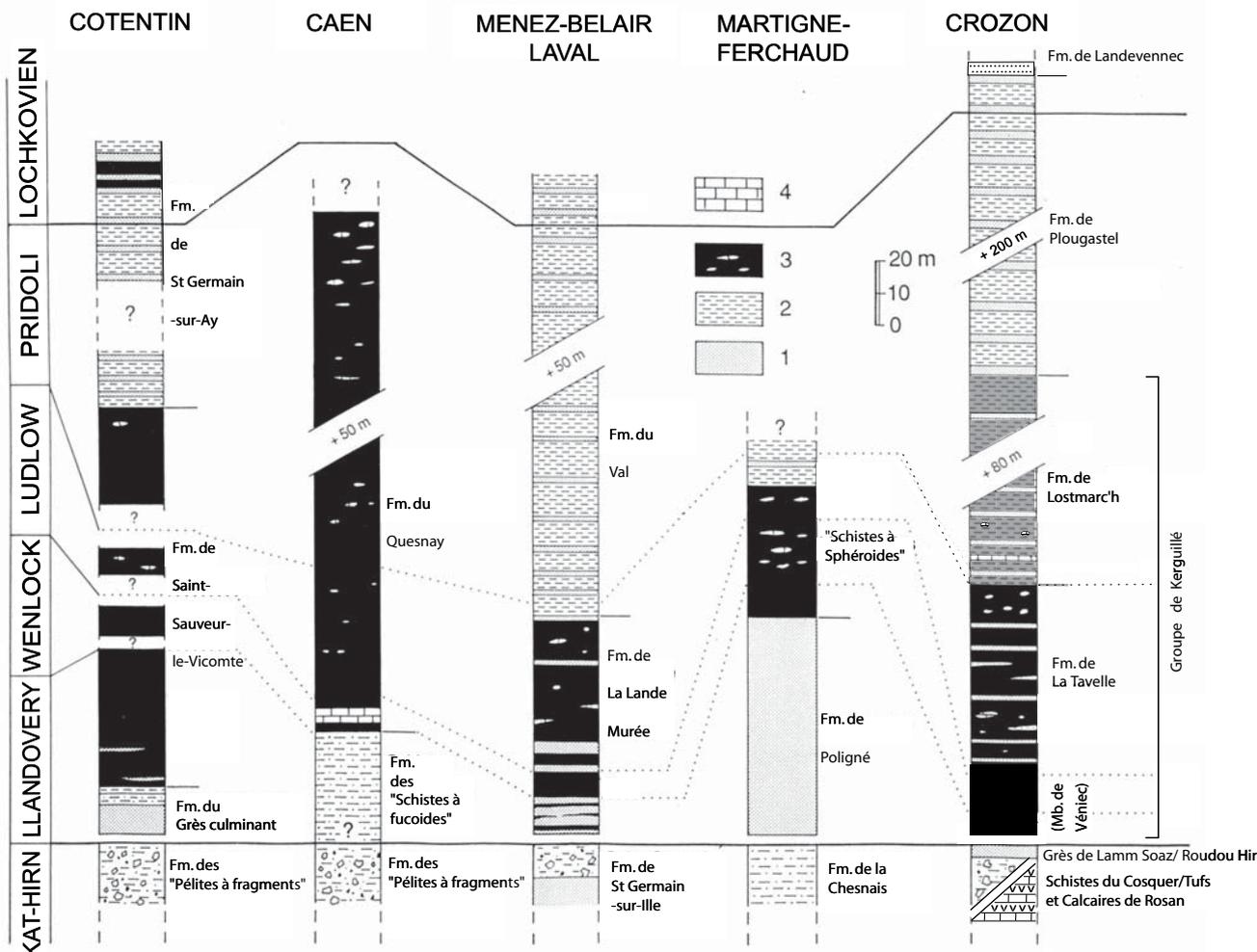


Fig. 5 - La succession silurienne du Domaine Médio-Nord Armoricain, et ses relations avec les formations de l'Ordovicien terminal. 1 - Grès ; 2 - Siltites et schistes ; 3 - Schistes noirs avec concrétions calcaires ; 4 - Calcaires. D'après Robardet et al. (1994), modifié.

Fig. 5 - The Silurian succession of the Medio-North Armorican Domain, and its relations with the Upper Ordovician formations. 1 - Sandstones; 2 - Siltstones and shales; 3 - Black shales with calcareous concretions; 4 - Limestones. After Robardet et al. (1994), modified.

Kerguillé, formations de La Lande Murée, de Poligné, de Saint-Sauveur-le-Vicomte et du Quesnay), sont composées de graptolites (*Monograptus*, *Pristiograptus*, *Cyrtograptus*, *Saetograptus*, Philippot, 1950 ; Jaeger et al., 1967 ; Paris et al., 1980 ; Piçarra et al., révision en cours), d'ostracodes (*Bolbozoe anomala*, *Bolbozoe cf. bohémica*, *Richteria migrans*, Perrier, 2007), de céphalopodes orthocônes (ex. *Harrisoceras vibrayei*, *Murchisoniceras murchisoni*, Babin, 1966), de crinoïdes, de bivalves (*Lunulicardium* sp., *Mytilarca esuriens*, *Pterochaenia*, Babin, 1966) et rares brachiopodes (« *Rynchonella* » *minerva* citée par Kerforne, 1901), de phyllocarides (*Ceratiocaris (Bohemicaris) bohémica*, *Ceratiocaris rubini*, *Warneticaris cenomanensis*, (Racheboeuf, 1995) et euryptérides. Les microfossiles à paroi organique comprennent des chitinozoaires, des formes phytoplanctoniques (Acritarches, leiosphères) et des spores, mais les assemblages sont peu diversifiés et peu significatifs.

À la fin du Ludlow dans le Synclinorium médian armoricain et au cours du Pridoli dans le Cotentin et dans la région

de Caen (sondage du Quesnay), les sédiments ampéliteux cèdent la place à des schistes micacés, bruns ou verdâtres accompagnés de petits bancs gréseux à lamines et stratifications entrecroisées contenant parfois des nodules calcaires et pyriteux. Cette reprise progressive de la sédimentation détritque traduit des changements environnementaux contemporains d'une accentuation sévère de la subsidence. Celle-ci se marque dans l'épaisseur des formations avec plusieurs centaines de mètres de dépôts terrigènes durant le Pridoli pour la Formation de Lostmarc'h et la majeure partie de la Formation de Plougastel (Crozon), ou pour l'ensemble des formations du Val et de Gahard *pro parte* dans les synclinaux du Menez-Bélair et de Laval (Paris, inédit). Ce taux de sédimentation de plus de 400 m pour 2-3 Ma pourrait traduire une activation tectonique régionale. Dans le Cotentin et en Normandie, le même phénomène est enregistré dans la partie supérieure de la Formation de Saint-Sauveur-le-Vicomte, et dans une large part de la Formation de Saint-Germain-sur-Ay.

Les formations détritiques fines sont peu fossilifères, témoignant de la difficulté de reconquête des biotopes. En presqu'île de Crozon, les dépôts de la Formation de Lostmarc'h en revanche sont riches en palynomorphes avec des chitinozoaires (*Sphaerochitina sphaerocephala*, *Angochitina echinata*, *Urnochitina urna*, *Cingulochitina serrata*) des Tasmanites assez abondantes, des conodontes de la biozone à *Ozarkodina remscheidensis eosteinhonensis* du Pridoli (Babin *et al.*, 1979). La partie inférieure de la Formation de Plougastel (« Schistes et Quartzites »), rapportée au Pridoli (Biozone à *Urnochitina urna*), montre un nouveau développement de la bioturbation et des faunes benthiques, e.g. *Clarkeia puilloni* (Racheboeuf *in* Babin *et al.*, 1979). L'enregistrement du Pridoli est complété par une coupe regroupant la Formation du Val et une partie de la Formation de Gahard au Nord de Rennes (Saint-Aubin d'Aubigné), avec *Pterochitina perivelata*, *Cingulochitina serrata* et les chitinozoaires index du Pridoli : *Margachitina elegans*, *Pseudoclathrochitina carmenchui* et *Urnochitina urna* (Paris, inédit).

La limite Silurien-Dévonien, précisée à l'aide de chitinozoaires (zone à *Eisenackitina bohemica* du Lochkovien inférieur) ou de graptolites (*Monograptus uniformis uniformis*) se situe dans la partie supérieure des formations de Plougastel (Paris, 1981 ; Paris *in* Morzadec *et al.*, 1988) et de Saint-Germain-sur-Ay (Jaeger et Robardet, 1973), au tiers inférieur de la Formation de Gahard (Paris, inédit) et dans la Formation de La Meignanne (Kříž et Paris, 1982).

Dans les unités plus méridionales (DSA), le Silurien est représenté dans les domaines ligérien (synclinaux d'Angers, de Saint-Georges-sur-Loire et d'Ancenis) et vendéen (synclinal de Chantonay, de Brétignolles, de La Roche-sur-Yon). Dans le synclinal d'Angers, la sédimentation débute par des phtanites datés du Llandovery supérieur, surmontés par des ampélites du Wenlock et des calcaires (la Meignanne) du Pridoli. Dans ces régions, les faunes de graptolites du Telychien (*Monograptus*, *Rastrites*, *Climacograptus*, *Petalograptus*) auraient besoin d'être révisées. Les données biostratigraphiques les plus précises, à l'aide des faunes de bivalves et d'ostracodes, et de chitinozoaires, concernent la Formation de la Meignanne du Ludlow et Pridoli (Kříž et Paris, 1982 ; Kříž *et al.*, 2003). Dans le synclinal de Saint-Georges-sur-Loire, des phtanites contenant des graptolites et des chitinozoaires du Silurien inférieur (Rhuddanien et Aeronien ; Piçarra *et al.*, 2002, 2009) recouvrent en concordance et sans hiatus avéré des dépôts glaciomarins de l'Hirnantien (Bourahrouh, 2002). Localement, le Silurien se poursuit par des ampélites du Llandovery supérieur et des calcaires à conodontes « post-Ludlow » (Chauvel *et al.*, 1979 ; Lardeux et Cavet, 1994). Dans le synclinal d'Ancenis, les séries siluriennes comprennent des phtanites du Llandovery et des schistes sombres du Ludlow inférieur. En Vendée, dans les synclinaux de Chantonay, de Brétignolles, de la Roche-sur-Yon, des phtanites parfois associés à des ampélites constituent la base de la série silurienne. À Brétignolles, ces séries ont

livré des radiolaires, des graptolites de la zone à *Monograptus priodon* (Wenlock), des mazuelloïdes, chitinozoaires et acritarches (Ters et Viaud, 1987 ; Le Hérissé *et al.*, 1991). Les phtanites sont surmontés localement de schistes noirs et de quartzites datés du Silurien supérieur. Dans plusieurs unités du Domaine Sud Armoricaïn, la sédimentation silurienne est accompagnée de manifestations volcaniques, spillites, quartz-kératophyres, rhyolites et ignimbrites. Une datation à  $405 \pm 5$  Ma a été obtenue sur des ignimbrites et phtanites inter-stratifiés dans la Formation de Mareuil-sur-Lay (Peucat *et al.*, 1986).

## 2.3 - Dévonien

Comme indiqué précédemment, la limite Silurien – Dévonien se situe au sein de formations détritiques fines (partie terminale des formations de Plougastel et de Saint-Germain-sur-Ay, etc.) dans lesquelles la succession des zones à *Urnochitina urna* (Pridoli) et à *Eisenackitina bohemica* (Lochkovien inférieur ; Paris, 1981) a été identifiée. La sédimentation est apparemment continue et la « crise » de la limite Siluro-Dévonien n'a pas d'impact majeur dans le synclinorium médian armoricaïn. La présence de quelques niveaux phosphatés, par exemple dans le sommet de la Formation de Plougastel, peut néanmoins traduire un certain changement des conditions d'environnement. En ce qui concerne les régions méridionales, il est par contre plus difficile de suivre la transition siluro-dévonienne, soit que le niveau d'érosion entame le Silurien (synclinal de Martigné-Ferchaud), soit que nos connaissances sont trop incomplètes.

Ces dépôts détritiques fins font place au Lochkovien à des dépôts plus grossiers de grès blancs dans la plupart du Domaine Armoricaïn : ils sont représentés par les formations de Landévennec en rade de Brest, de Gahard (partie supérieure) à l'Est, de La Haye du Puits en Normandie et, au Sud-Est, par les « Grès à *Platyorthis monnieri* », ancienne appellation de ces formations (Fig. 6). Comme leur nom l'indique, elles sont riches en brachiopodes, mais aussi en trilobites, mollusques, coelentérés, crinoïdes, etc. La zone de Conodontes à *Ozarkodina eurekaensis* (Lochkovien inférieur) a été reconnue dans la Formation de Gahard à Sablé (Weyant et Morzadec, 1990). Les critères sédimentologiques (litages obliques en mamelons, ichnofaciés, horizons ferruginisés, etc.) indiquent des environnements de plate-forme peu profonde connaissant régulièrement des événements de tempête (Guillocheau *et al.*, 2009). Pendant cette période, une paléopente s'approfondissant du Nord vers le Sud a été mise en évidence sur la partie occidentale de cette plate-forme (Renouf, 1972) et la proportion importante de spores dans le sédiment implique la proximité de terres émergées, mais pas nécessairement un rivage proche (Deunff, 1980). Dans le Sud-Est, l'épaisseur de ces grès est moins importante que dans le reste du Massif armoricaïn.



tabulés, tétracoralliaires. La limite Lochkovien – Praguien, caractérisée notamment par la présence de *Caudicriodus angustoides castilianus*, *Icriodus steinachensis* et *Eognathodus sulcatus*, est bien identifiée dans les formations de l'Armorique et de Gahard (Morzadec *et al.*, 1991 ; Weyant et Morzadec, 1990 ; Weyant *et al.*, 2010).

La sédimentation détritique terrigène reprend au Praguien supérieur avec les formations du Faou, de Bois-Roux (Membre de l'Aubriais), de Montguyon, et de Pont-aux-Bouchers. Les dépôts sont constitués par une succession d'argilites, grès calcaireux et lumachelles montrant des figures de sédimentation typiques de dépôts de tempête avec action constante des vagues permanentes. Ces formations sont en général très fossilifères (brachiopodes, trilobites, cnidaires, crinoïdes, gastéropodes, entre autres). Les microfossiles organiques, chitinozoaires (biozone à *bulbosa*), spores et débris de trachéides, sont parfois très abondants (Paris, 1981). La limite Praguien – Emsien est difficile à établir sur la base des conodontes, mais elle peut cependant être précisée grâce aux brachiopodes (apparition de *Arduspirifer*) et aux chitinozoaires (présence de *Bursachitina bursa* ; Morzadec *et al.*, 2000). Le sommet de ces formations détritiques est attribué à la partie terminale de la zone à *Polygnathus dehiscens* (Emsien inférieur ; Plusquellec, 1993). Le même type de sédimentation se maintient au cours de l'Emsien inférieur sans changement notable si ce n'est une augmentation de la fraction argileuse et correspond, d'Ouest en Est, aux formations de Reun ar C'hrank, de La Foulerie et du Buard. Dans le synclinorium médian, le sommet des formations du Faou et de Montguyon est marqué par la brutale incursion dans une association à Pleurodictyformes, brachiopodes et trilobites de type rhéna, d'une faune d'affinité hercynienne à dacryoconarides et trilobites (dont *Platyscutellum*, *Proetus* et *Odontochile* ; Le Menn *et al.*, 1976). D'après J.L. Garcia-Alcalde (1997), A. Botquelen *et al.* (2001) et Y. Plusquellec (2007), cette incursion représente le Basal Zlichov Event (BZE). Mais déjà pendant l'Emsien inférieur, apparaissent les signes d'une importante régression par l'Est puisqu'en Normandie ces dépôts sont absents. Dès le Praguien supérieur, le Sud-Est armoricain se différencie nettement de l'ensemble précédent avec des dépôts de type carbonatés (formations d'Angers et d'Erbray) qui atteignent l'Emsien supérieur (Lardeux *et al.*, 1977). Les faunes récoltées dans ces formations montrent des affinités bohémiennes, encore plus affirmées dans le Synclinal d'Ancenis (calcaires à *Nowakia acuaria* et calcaires de La Grange), ce qui leur a valu une attribution au magnafaciès hercynien, par opposition au faciès rhéna observé ailleurs. Dans ces milieux plus favorables à la conservation des conodontes, les zones à *Polygnathus gronbergi* (Emsien inférieur) et *P. inversus-laticostatus* (base de l'Emsien supérieur) ont pu être clairement identifiées (Bultynck, 1989).

À partir de l'Emsien supérieur et jusqu'au Famennien, c'est dans la rade de Brest que le Dévonien est le mieux documenté avec une succession de 19 formations consti-

tuées d'alternances carbonatées, détritiques ou argileuses de quelques dizaines de mètres d'épaisseur (Morzadec, 1983a). Leur développement a certainement été contrôlé par des mouvements tectoniques, en particulier pour les dépôts calcaires. Pour des raisons pratiques, plusieurs d'entre elles ont été rassemblées dans le Groupe de Troaon qui débute un peu au-dessus de la base de l'Emsien supérieur et se termine au Givétien supérieur. Cependant, la zonation des conodontes dans cet ensemble est malaisée et discontinue. Le Daleje-Cancellata Event (DCE, base du Dalejien) pourrait se situer au passage entre les formations de Beg an Arreun et de Prioldy (Plusquellec, 2007), tandis que la limite Emsien – Eifelien est fixée en rade de Brest au sommet de la Formation de Bolast par la disparition de *Arduspirifer* e.g. *mosellanus* et de *Comura* sp. (Morzadec *et al.*, 2000). L'Emsien supérieur est caractérisé par un fort taux de sédimentation.

La régression amorcée précédemment dans le Cotentin progresse vers l'Ouest : dans le bassin de Laval, les formations du Buard et des Marollières (base de l'Emsien supérieur) seront les dernières à se déposer, tandis que la sédimentation perdure plus à l'Ouest dans le Synclinorium du Menez-Bélaire (formations de La Foulerie et des Marettes). Cependant, une nouvelle tendance transgressive s'amorce dès l'Eifelien inférieur, avec l'installation d'une sédimentation plus distale, matérialisée par la présence de schistes à nodules phosphatés (Formation de La Potinais, Menez-Bélaire, qui se prolonge jusqu'au Frasnien) ou calcaireux (Formation de Saint-Fiacre, rade de Brest, à goniatites et ostracodes). Les ultimes dépôts seront représentés par la Formation de La Rabine (Famennien) dans le secteur du Menez-Bélaire et par celle du Zorn (Famennien, Fa2a) dans le secteur occidental. Les dépôts de la Formation de Porsguen en rade de Brest correspondent à un environnement marin restreint de type Kellwasser Kalk (Morzadec *et al.*, 1988).

En Bretagne centrale, la succession d'accès peu aisé, moins documentée et d'épaisseur réduite, comprend plusieurs épisodes volcaniques (en particulier dans la région de Carhaix). Succédant aux schistes et quartzites et aux Grès de Landévennec du Dévonien Inférieur, des schistes chloriteux avec intercalations de grès (Formation de Guendaré) livrent une faune rare, principalement des coloniales de crinoïdes indiquant un âge maximum Praguien supérieur – Emsien inférieur (Plusquellec *et al.*, 1999). L'absence de calcaires et l'âge avancé de la première faune connue suggèrent l'existence d'une lacune entre les formations de Landévennec et de Guendaré. Cette dernière est surmontée par les dépôts à dominante gréseuse de la Formation de Poullou Dour (Emsien supérieur), puis les Schistes et quartzites de Kergallec (Eifelien – Givétien inférieur), les Grès de Tor ar Hoat, et enfin les dépôts volcano-sédimentaires de la Formation de Kerrouant (Givétien supérieur) qui termine la série (Le Gall *et al.*, 1992). Contrastant avec le reste du Synclinorium

médian, cette succession caractérise un environnement de dépôt plutôt distal dans son ensemble.

Le Sud-Est armoricain maintient son originalité durant tout le Dévonien Moyen et Supérieur. L'existence d'olistolithes dans cette région rend l'étude de la succession difficile et incertaine. Les séries carbonatées à influence hercynienne se maintiennent (formations de Valet et de Pont Maillet). Il semble qu'il existe ensuite une lacune importante dans le Synclinal d'Angers, tandis que dans celui d'Ancenis se déposent des niveaux à plantes (Formation de Sainte-Anne, Grès à Psyllophites ; Ducassou *et al.*, 2009). Dans le synclinorium médian, alors qu'au Givétien supérieur le développement de récifs n'est qu'esquissé par la présence de niveaux coralligènes dans la Formation de Kergarvan (Coen-Aubert et Plusquellec, 2007), on reconnaît au contraire dans le Sud-Est armoricain l'installation de nombreux récifs dès l'Emsien (par exemple dans les Calcaires de Chalonnès) avant un épisode détritico-terrigène qui annonce peut-être les mouvements tectoniques qui affecteront le Dévonien terminal. Peut-on mettre en relation cet épisode avec « l'instabilité environnementale » citée par P. Morzadec *et al.* (1988) dans la rade de Brest à l'Emsien supérieur (formations de Verveur, Bolast, etc.), témoins supposés de la « phase bretonne » de l'orogénèse hercynienne ? Nous manquons encore d'arguments pour établir un lien entre ces divers événements. Les derniers dépôts (complexes de Saint-Julien-de-Vouvantes et

d'Ancenis) montrent plus d'affinités avec le Sud de la France (Montagne noire) qu'avec le reste du Massif armoricain.

### 3. Les formations paléozoïques en presqu'île de Crozon

La presqu'île de Crozon (voir carte Fig. 7) est sans doute l'une des régions françaises les plus favorables pour l'étude des séries du Paléozoïque en raison des affleurements de qualité en falaise et sur l'estran. Le Cambrien n'y a pas été clairement identifié, toutefois la datation à  $543 \pm 18$  Ma de niveaux volcano-sédimentaires briovériens dans la baie de Douarnenez (au sud de la pointe de Talagrip, Guerrot *et al.*, 1992) indique que cet ensemble s'est déposé durant le Précambrien supérieur voire le Cambrien basal. De plus, dans d'autres localités de Bretagne centrale, la partie sommitale du Briovérien est probablement d'âge Cambrien (Guerrot *et al.*, 1992). Discordante sur ce Briovérien, la série paléozoïque (Fig. 8) s'étend stratigraphiquement de l'Ordovicien Inférieur au Dévonien Supérieur et débute soit avec les Séries Rouges Initiales du cap de la Chèvre au Sud de la presqu'île, soit directement avec la Formation du Grès armoricain au Nord.

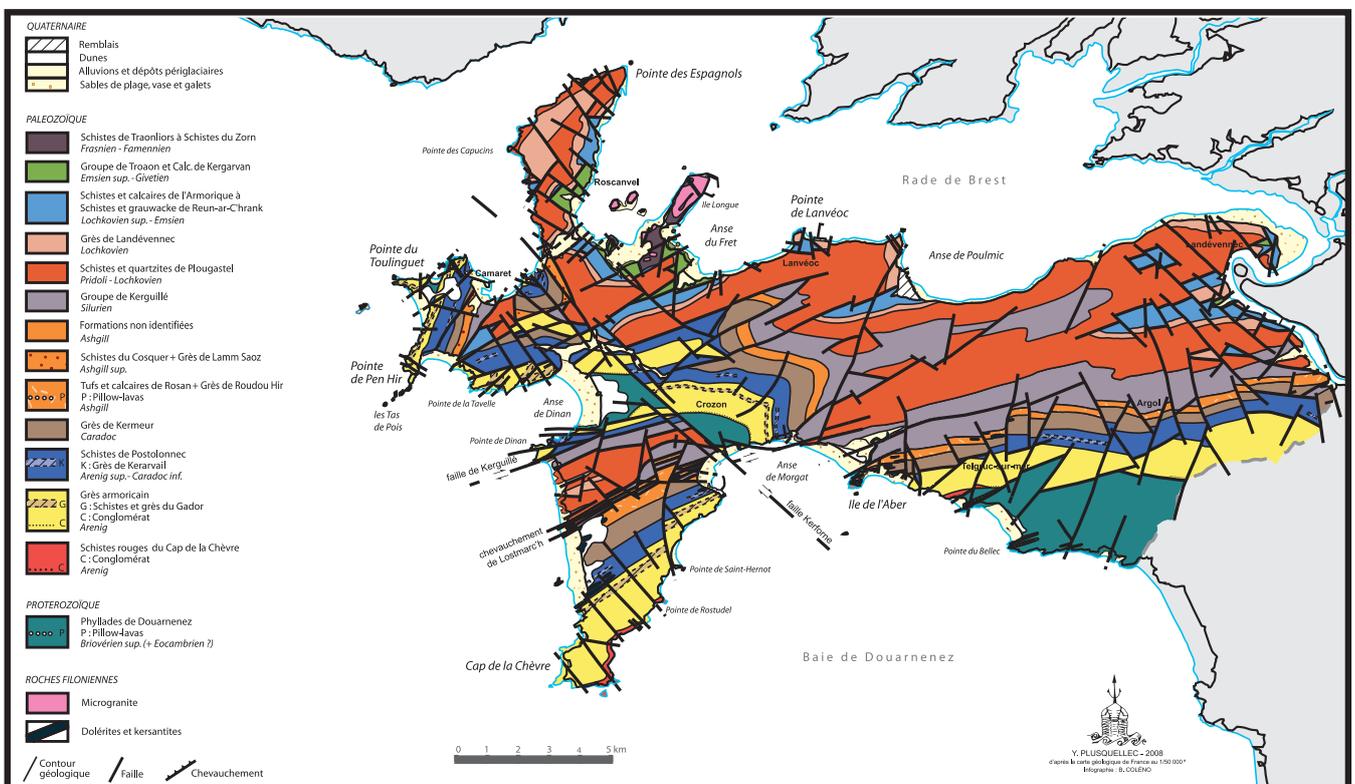


Fig. 7 - Carte géologique de la presqu'île de Crozon, SGMB in Plusquellec *et al.*, 2010 (voir aussi Fig. 12).

Fig. 7 - Geological map from the Crozon Peninsula, SGMB in Plusquellec *et al.*, 2010.

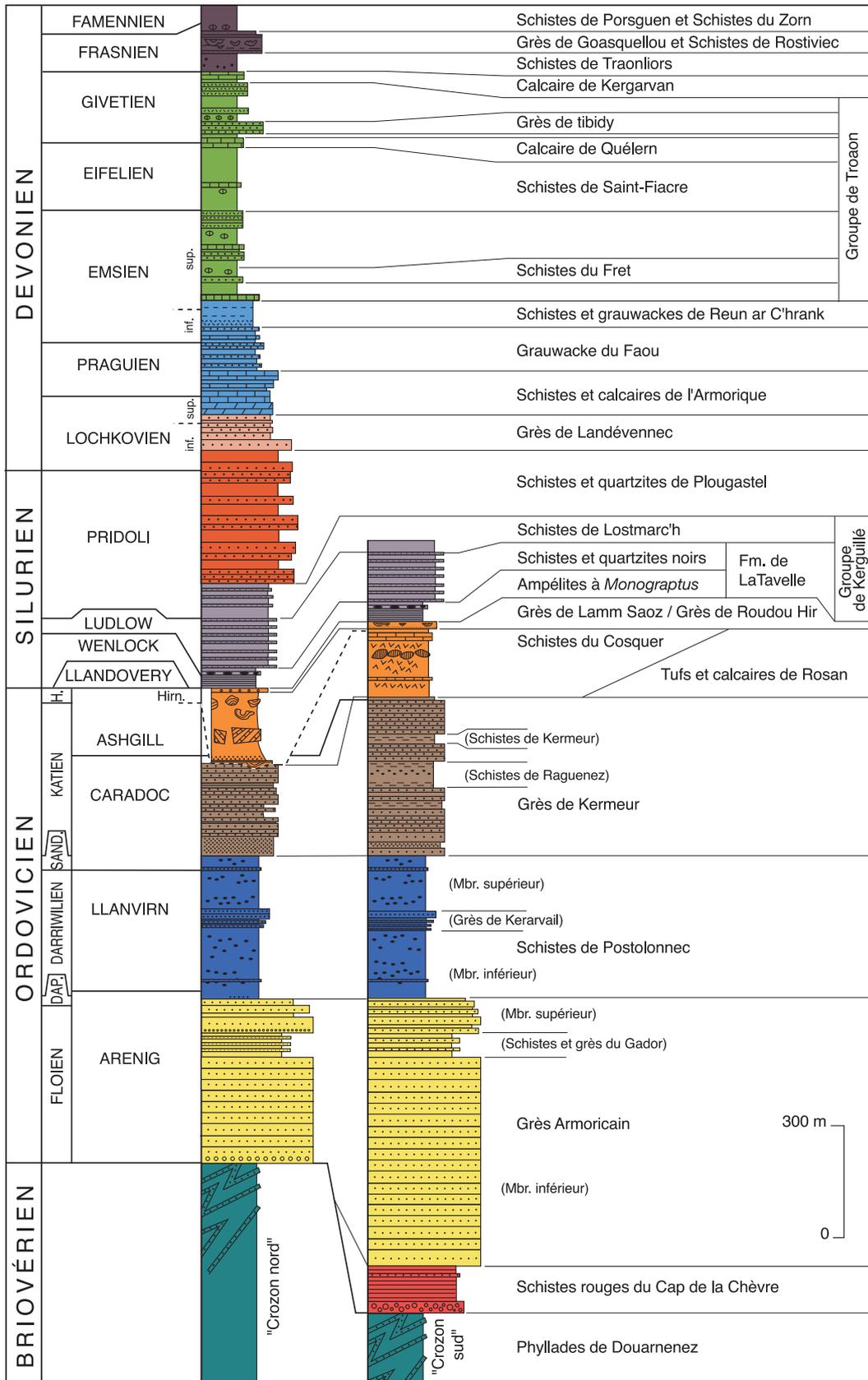


Fig. 8 - Colonnes lithostratigraphiques des formations paléozoïques de la presqu'île de Crozon, mettant en évidence pendant l'Ordovicien les différences de faciès entre le Nord et le Sud (Plusquellec *et al.*, 2010).

Fig. 8 - Lithostratigraphic columns of the Paleozoic formations highlighting the differences between the North and the South during the Ordovician in the Crozon Peninsula (Plusquellec *et al.*, 2010).

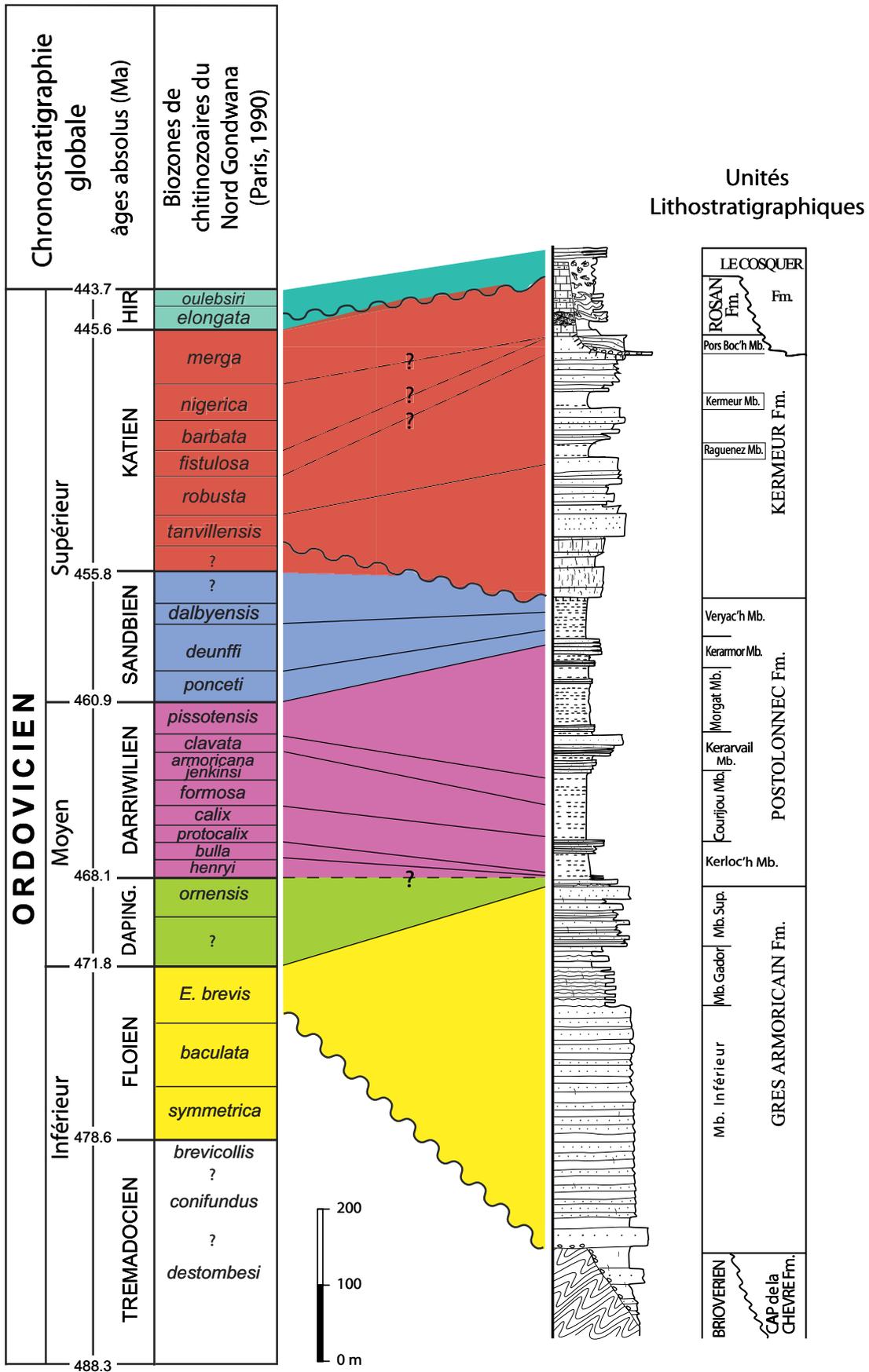


Fig. 9 - Calibration biostratigraphique d'un log synthétique de l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (d'après Dabard *et al.*, 2009 ; Videt *et al.*, 2010).

Fig. 9 - Biostratigraphic calibration of the Ordovician synthetic log of the Crozon Peninsula (from Dabard *et al.*, 2009; Videt *et al.*, 2010).

### 3.1 - L'Ordovicien (Fig. 9)

#### Formation du cap de la Chèvre

Cette formation est présente dans le sud de la presqu'île de Crozon, sur la côte orientale du cap de la Chèvre jusqu'à la pointe de Rostudel et au sud-ouest de Telgruc (coupe de Beg ar Gwin) avec une puissance pouvant atteindre 200 m. Discordante sur le Briovérien, elle est constituée de bancs métriques à décimétriques de conglomérats à matrice rouge lie-de-vin et galets de quartz dominants (environ 25 m), puis de siltites rouges à vertes à intercalations gréseuses de couleur rouge. Ces grès rouges passent progressivement aux grès blancs de la Formation du Grès armoricain. Les séries rouges correspondent à des dépôts de cônes alluviaux ou des systèmes fluviaux en tresse à la base, évoluant vers une plaine alluviale soumise à l'influence marine au sommet (Bonjour, 1988a). Ce système deltaïque est alimenté par les produits d'altération du Briovérien (portant localement le nom de Phyllades de Douarnenez). Bien que la Formation du cap de la Chèvre n'ait livré aucun reste fossile, sa partie supérieure présente des traces de bioturbation relativement diversifiées (e.g., *Cruziana*, *Skolithos*, Bonjour, 1988a).

Les datations de niveaux interstratifiés volcanoclastiques obtenues dans la localité du cap de la Chèvre ont d'abord fourni un âge U-Pb à  $473 \pm 15$  Ma (Bonjour *et al.*, 1987 ; Bonjour et Chauvel, 1988). La tentative de préciser cette datation sur zircon a donné un résultat à  $465 \pm 1$  Ma (Bonjour, 1988b ; Bonjour *et al.*, 1988) trop récent d'après la charte stratigraphique de Webby *et al.* (2004) pour être antérieur à la Formation du Grès armoricain (voir ci-dessous).

#### Formation du Grès armoricain

Elle constitue l'ossature géomorphologique de la région formant à la fois les pointes de la presqu'île (Toulinguet, Pen Hir, la Tavelle, Dinan, cap de la Chèvre et le Guern), mais aussi la ligne de crête orientée NW-SE (Menez Sansala, Menez Hom, Run Braz, Run Askel, Montagne de Saint-Gildas, Menez Quelc'h) qui passe au sud de Châteaulin et se prolonge au-delà. Son épaisseur est de l'ordre de 300 m au nord de la presqu'île et atteint 600 m et plus au Sud. Dans cette région, trois membres sont clairement identifiés : le membre inférieur (Grès armoricain inférieur) gréseux à base conglomératique en l'absence des Séries Rouges Initiales, le membre moyen ou membre du Gador à alternances argilo-silteuses bioturbées et le membre supérieur (Grès armoricain supérieur), principalement gréseux à intercalations silteuses. Cette formation recèle de nombreuses figures sédimentaires, parmi lesquelles des mégarides au sommet remanié par des rides de courant, des rill marks (falaise du Courijou ou Correjou), des pistes ou encore des « brioques » (Bradshaw, 1966). Ces figures sédimentaires s'ajoutent aux structures liées à l'action des marées (litage en flaser, drappage argileux) ou

des vagues de tempêtes (litage oblique en creux, litage oblique en mamelon), l'ensemble témoignant d'environnements de dépôt depuis la limite shoreface-offshore supérieur jusqu'au domaine marin restreint de type lagune (Baldwin et Johnson, 1977 ; Durand, 1985 ; Dabard *et al.*, 2007, 2009 ; Guillocheau *et al.*, 2009).

À l'exception des brachiopodes inarticulés (plusieurs niveaux à fragments de lingules ; un exemplaire de type *Dinobolus* dans le conglomérat de base du Grès armoricain supérieur [Plusquellec, inédit]), les restes fossiles sont rares en presqu'île de Crozon. Citons néanmoins quelques bivalves dans le membre moyen et de rares fragments d'Asaphidés au sommet de la formation (Paris, inédit). En revanche, les ichnofossiles préservés sont variés : *Arenicolites*, *Cruziana*, *Arthropycus*, *Daedalus*, *Skolithos*, *Monocraterion*, *Diplocraterion*, *Lingulichnites*, *Imbrichnus*, *Phycodes*, correspondant aux ichnofacies à *Skolithos* et *Cruziana* (Durand, 1985).

Certains niveaux argileux des membres moyen (Gador) et supérieur du Grès armoricain ont livré des chitinozoaires caractéristiques de la biozone à *brevis* (e.g. *Eremochitina brevis*, *Lagenochitina obelgis*) qui permettent d'attribuer un âge Floien à l'ensemble de la formation (Paris, 1981 ; Paris et Le Hérissé, 1992).

#### Formation de Postolonnec

D'une puissance d'environ 400 mètres, elle est classiquement subdivisée en trois membres : le membre inférieur argilo-silteux, le membre moyen dit de Kerarvail gréseux et le membre supérieur argilo-silteux. À partir des travaux de F. Kerforne (1901), une nouvelle subdivision a été proposée par F. Paris (*in* Dabard *et al.*, 2009 ; Videt *et al.*, 2010) avec six membres : les membres de Kerloc'h et du Courijou correspondant au membre inférieur, le membre de Kerarvail, et les membres de Morgat, Kerarmor, puis Veryac'h correspondant au membre supérieur (Fig. 9). Cette formation s'est mise en place dans des environnements depuis la plage (membre de Kerarvail) jusqu'à la plate-forme externe pour les membres du Courijou et du Veryac'h, l'ensemble représentant plusieurs cycles transgression-regression (Dabard *et al.*, 2009).

Les fossiles sont soit dispersés dans les sédiments, soit accumulés par l'action des vagues de tempêtes dans des concentrations coquillières. Deux types de concentrations ont été distingués, celles issues d'un seul événement de tempête (shellbed de type A *sensu* Botquelen *et al.*, 2004) et celles issues de l'amalgamation de plusieurs événements (shellbed de type B *sensu* Botquelen *et al.*, 2004). Ces concentrations de type B renferment souvent des concrétions carbonatées, phosphatées et/ou siliceuses. Ces niveaux sont interprétés comme des faciès condensés mis en place pendant des épisodes de ralentissement ou d'arrêt des apports terrigènes, souvent associés à des

phases de montée du niveau marin (Loi et Dabard, 2002 ; Botquelen *et al.*, 2004 ; Dabard *et al.*, 2007).

Parmi la macrofaune, les associations benthiques sont diversifiées et plutôt qu'une liste exhaustive, nous ne citons ici que les taxons ou les niveaux fossilifères les plus significatifs. Le membre de Kerloc'h, utilisé par F. Kerforne dès 1901 pour désigner les « schistes argileux noirs livrant des *Didymograptus* », regroupe une quarantaine de mètres. Il débute par une dizaine de mètres de siltites fortement bioturbées et de petits bancs de grès, certains contenant des accumulations de lingulidae le plus souvent fragmentés. F. Paris et F. Skevington (1979) ont identifié *Corymbograptus v-similis* à la partie supérieure de ce faciès. Un niveau plus argileux, d'environ 1 m de puissance, se place au-dessus et livre de petits graptolites et des chitinozoaires de la zone à *bullia*. Au-dessus, on observe un premier horizon de condensation avec des nodules phosphatés livrant des ostracodes silicifiés, des spongiaires et des chitinozoaires de la zone à *protocalix* (Dabard *et al.*, 2007). Ce membre se poursuit par des faciès fins argilo-silteux avec, dès sa base des *Didymograptus artus* du Darrivilien moyen (ou Abereiddien inférieur de la chronostratigraphie britannique [Fortey *et al.*, 2000]) et se termine par un niveau de condensation à nodules phosphatés contenant des acritarches, décrits notamment sur le flanc nord de l'anticlinal de Mort-Anglaise (Henry, 1969), et des chitinozoaires avec *Cyathochitina campanulaeformis*, qui débute dans la biozone à *calix* (Paris *in* Dabard *et al.* 2007). Immédiatement au-dessus, démarre le membre du Courijou qui livre des faunes benthiques relativement diversifiées avec, parmi les taxons les plus fréquents : *Neseuretus tristani*, *Phacopidina micheli*, *Plaesiacomia oehlerti* chez les trilobites, *Calix sedgwicki* pour les échinodermes diploporites, *Heterorthis kerfornei* et *Cacemia riberoi* chez les brachiopodes, *Redonia deshayesi*, *Actinodonta naranjoana*, *Cardiolaria ? bussacensis* parmi les bivalves, et enfin *Lardeuxella bussacensis*, *Quadrijugator marcoi* parmi les ostracodes (pour les descriptions et faunes précises, voir Babin, 1966 ; Chauvel, 1941 ; Henry, 1980 ; Mélou, 1975, 1976). Pour les microfossiles organiques, ces niveaux ont livré des chitinozoaires de la biozone à *formosa* (dont l'acmé de *Cyathochitina campanulaeformis*), dans la partie moyenne du Darrivilien (Paris, 1990 ; Videt *et al.*, 2010).

Dans le membre de Kerarvail, correspondant à une alternance de bancs de grès plus ou moins épais, aucune macrofaune n'a été signalée, mais des niveaux calcareux ont livré des conodontes *Amorphognathus inaequalis*, *Prioniodus gerdae*... (Lindström *et al.*, 1974). Au-dessus, dans le membre de Morgat, les groupes présents dans le membre du Courijou reviennent avec une plus grande diversité chez les ostracodes (Vannier, 1986 a, b), tandis que les crinoïdes remplacent les diploporites chez les échinodermes. Parmi les trilobites, *Neseuretus tristani* est toujours numériquement abondant accompagné du genre *Colpocoryphe*, ainsi que de nombreux dalmanitides

(*Crozonaspis*, *Phacopidina*, *Morgatia*) et des genres *Plaesiacomia*, *Placoparia* ou *Kerformella* (Henry, 1980). Les bivalves sont représentés par les genres *Cardiolaria* et *Praeleda*, et les brachiopodes par *Heterorthis morgatensis*, *H. kerfornei* et *Crozonorthis muscolosa* (Mélou, 1975, 1976). On notera également la présence de plusieurs niveaux à gastéropodes Bellerophonitidae.

Des chitinozoaires de la biozone à *pissotensis* et quelques graptolites (*Gymnograptus linnarssoni*) ont été recueillis dans la partie moyenne du membre de Morgat (Henry *et al.*, 1976). Ce graptolite indique que le membre de Morgat appartient au Darrivilien supérieur, et plus précisément à la zone à *teretiusculus* d'âge Llandeilien *sensu* Fortey *et al.* (2000). Au dessus, les grès et alternances silteuses constituant le membre de Kerarmor (*sensu* Dabard *et al.*, 2009, c'est-à-dire excluant les « schistes à *Marrolithus* ») traduisent une baisse du niveau marin et sont pratiquement dépourvus de macrofaune. Enfin, la Formation de Postolonnec s'achève par le membre du Veryac'h débutant par un ensemble argileux appelé « schistes à *Marrolithus* » (ou parfois « schistes de Kerarmor » [Kerforne, 1901]). Le membre du Veryac'h enregistre la transgression globale du Sandbien, localement matérialisée par les niveaux de condensation à nodules siliceux et phosphatés. Cette transgression coïncide également avec la migration du trilobite *Marrolithus bureaui*, puis l'apparition de *Colpocoryphe grandis* toujours accompagné de dalmanitides (*Crozonaspis chauveli*, *Dalmanitina* sp., Henry, 1980) et de brachiopodes (*Howellites* sp., *Tenuiseptorthis loii* ; Botquelen et Mélou, 2007).

### Formation de Kermeur

Cette formation présente une puissance d'environ 300 m à Raguenez (depuis la plage du Poul) où elle est la plus complète. Le niveau qui constitue la base de cette formation est bien visible au Veyrac'h ou Veryarc'h (Deunff, 1958 ; Botquelen et Mélou, 2007) et dans la falaise de la plage du Poul, à Raguenez (Henry, 1969). Il comprend des galets phosphatés et oolithes ferrugineuses d'âge Sandbien dans une matrice argilo-silteuse d'âge Katien inférieur. Dans la coupe du Veryac'h, ce niveau est surmonté par des bancs métriques de grès sale bioturbé, puis des grès propres et des alternances fines grès/argiles silteuses. Cette première partie de la formation correspond à un environnement côtier de type barrière/arrière barrière (Dabard *et al.*, 2009 ; Vidal *et al.*, 2011). Visible à Raguenez (au Sud de la presqu'île), la seconde partie de la formation est constituée par des alternances de niveaux gréseux plus ou moins épais et de niveaux silto-argileux à nodules et niveaux coquilliers (type A et B *sensu* Botquelen *et al.*, 2004). Ces derniers sont au nombre de trois, dont seuls les deux premiers sont nommés : les Schistes de Raguenez puis les Schistes de Kermeur. Nous proposons ici de nommer Schistes de Pors Boc'h, le troisième niveau silto-argileux dépourvu de nodules, situé au toit de la Formation de

Kermeur dans la coupe de Raguenez et sur l'estran entre l'île de l'Aber et la pointe de Raguenez (voir Plusquellec *et al.*, 2010, carte p. 80). Ces faciès traduisent une évolution du système vers un environnement marin de plate-forme soumise à l'action des vagues de tempêtes (Gorini *et al.*, 2008 ; Dabard *et al.*, 2009).

Dans les faciès d'arrière-barrière de la coupe du Veryac'h sont préservées des faunes benthiques des groupes de trilobites, brachiopodes et échinodermes diploporites. Parmi les taxons présents, certaines espèces sont préservées sous forme de carapaces et mues en place, ou de thèques entières : *Colpocoryphe grandis* et *Aristocystites* sp. traduisant une origine autochtone (Vidal *et al.*, 2011). Ces taxons font habituellement partie d'associations diversifiées dans des environnements de plate-forme moyenne à distale ou de faible énergie. À la base de la Formation de Kermeur, ces faunes sont peu diversifiées et sont associées à un environnement de type lagon. Ces taxons pourraient correspondre à des formes opportunistes pour lesquelles les conditions de faible énergie seraient prévalentes sur la profondeur ou la granulométrie (Vidal *et al.*, 2011).

Au Sud de la presqu'île (coupe de Raguenez), les intercalations argilo-silteuses à nodules de la partie supérieure de la formation (schistes de Raguenez et de Kermeur), associées à des environnements marins ouverts, ont livré des trilobites (*Crozonaspis dujardini*, *Plaesiacomia* aff. *rara*, *Onnia seunesi*, *Dalmanitina* (*Dalmanitina*) *philippoti*, *Calymenella bayani*, Henry, 1980), des brachiopodes (*Svobodaina armoricana*, Babin et Mélou, 1972), des bivalves (*Deceptrix pulchra armoricana*, *Concavodonta ponderata*, *Myoplusia perdentata*, Babin et Mélou, 1972), des gastéropodes Bellerophontidae et des ostracodes (*Hastatellina ? normandiensis* et *Satiellina delgadoi*, Vannier, 1986).

Les microfossiles, et notamment les chitinozoaires, ont permis de préciser l'âge de cette formation. Ainsi, au Veryac'h, la matrice du conglomérat basal livre des chitinozoaires de la biozone à *Euconochitina tanvillensis* d'âge Katien inférieur (Paris, 1981 ; Dabard *et al.*, 2009). En revanche, les galets phosphatés remaniés livrent des chitinozoaires des biozones à *Lagenochitina dalbyensis* et *L. deunffi* d'âge Sandbien (Paris, 1981 ; Bourahrouh, 2002 ; Dabard *et al.*, 2009). Cet horizon est par ailleurs le niveau type pour plusieurs genres d'acritarches (e.g. *Veryhachium*, *Aremoricanium* ; Deunff, 1954, 1955, 1958). Ce remaniement des biozones du Sandbien témoigne d'une phase d'érosion et d'une lacune stratigraphique entre les formations de Postolonnec et de Kermeur, qui pourraient être liées à une baisse brutale du niveau marin au Katien inférieur (Paris et Le Hérisse, 1992 ; Vidal *et al.*, 2011). La partie supérieure de la Formation de Kermeur, exposée dans la coupe de Raguenez au Sud de la presqu'île (Gorini *et al.*, 2008), appartient aux biozones à *robusta* puis à *fistulosa*

(Paris *in* Dabard *et al.*, 2009) respectivement d'âge Katien inférieur et moyen.

### Formation des tufs et calcaires de Rosan

Cette formation n'existe que dans la partie sud de la presqu'île depuis la pointe de Lostmarc'h à l'Ouest, la pointe de Raguenez et le four à chaux de Rosan, Trégarvan, puis au-delà de Châteaulin vers l'Est. Il s'agit d'une formation volcano-sédimentaire dont la puissance est très variable et peut atteindre 150 mètres environ. À sa base, un niveau à oolithes ferrugineuses est surmonté d'un banc calcaire à brachiopodes et bryozoaires principalement. Au-dessus, le terme inférieur correspond à des brèches volcanoclastiques non pépéritiques dans lesquelles la granulométrie varie depuis des tufs jusqu'à des clastes volcaniques pluricentimétriques plus ou moins vacuolaires. Ces brèches sont interprétées comme des débris éruptifs plus ou moins remaniés lors de leur dépôt dans un environnement marin peu profond (Caroff *et al.*, 2009). Dans ces brèches non pépéritiques, des niveaux calcaires (parfois décalcifiés) à brachiopodes, bryozoaires et crinoïdes, sont interstratifiés ainsi que localement des grès présentant des figures liées aux vagues de tempêtes (*i.e.* litage oblique en mamelons). Les brachiopodes étudiés par M. Mélou (1990) présentent une forte diversité dont certaines formes permettent une attribution stratigraphique au Katien supérieur (Cautleyen-Rawtheyen).

La partie supérieure de la formation, visible au four à chaux de Rosan et à la pointe de Lostmarc'h, présente une à plusieurs coulées de pillows lavas autobréchifiés, entourés d'une matrice calcaire localement très fossilifère à brachiopodes, crinoïdes et bryozoaires. Au-dessus des pillows à Lostmarc'h, des brèches pépéritiques rythmées à éléments anciennement vitreux (hyaloclastites) se développent sur plusieurs mètres d'épaisseur. D'après Caroff *et al.* (2009), ces dernières se mettent en place par l'autobréchification de coulées peu épaisses dans la matrice calcaire en milieu aqueux. Cette interprétation permet d'expliquer la taille des éléments laviques dispersés dans une fine matrice calcaire, leur granoclassement, ainsi que leurs contours lobés et les filaments de lave qui par endroits peuvent encore les réunir (Juteau *et al.*, 2007 ; Caroff *et al.*, 2009). Ces caractéristiques sont en effet incompatibles avec des processus de remaniement dans une dynamique sédimentaire. Ces niveaux de hyaloclastites granoclassées sont surmontés par plusieurs mètres de calcaire fossilifère ou membre de Porzhig, ayant livré des conodontes appartenant à la biozone à *Amorphognathus ordovicicus*, du Katien supérieur (Cautleyen-Rawtheyen, Paris *et al.*, 1981). Ce membre correspond vraisemblablement au bref réchauffement (« Boda event » *sensu* Fortey et Cocks, 2005) précédant la glaciation hirnantienne (Achab et Paris, 2007). Le toit de la Formation de Rosan n'est visible que dans l'extrême est de la presqu'île, dans la coupe de Trégarvan le long de l'Aulne et dans la tranchée de l'an-

cienne voie ferrée à Pencran près de Châteaulin, où les niveaux tuffacés passent aux Grès de Roudou Hir (Fig. 8).

Notons que les formations hypovolcaniques (filons et sills) qui alimentent ce volcanisme effusif s'observent dans les formations sédimentaires sous-jacentes dans plusieurs sites au sud de la presqu'île (pointes de Kerdreux et de Kerdra à La Palue, pointe de Kerroux, plage de Postolonnec, à Raguenez, etc. ; Juteau *et al.*, 2007 ; Caroff *et al.*, 2009).

### Formation du Cosquer

Bien exposée sur la plage du Veryac'h et de façon très partielle à Trez-Rouz, cette formation n'affleure que dans la partie nord-ouest de la presqu'île de Crozon. D'une puissance de l'ordre de 200 m, elle surmonte directement la Formation de Kermeur par un contact érosif. Sa base est représentée par un faciès gréseux à galets anguleux dispersés, colmatant l'incision dans la Formation de Kermeur, surmonté par des siltites montrant des rides de courant unidirectionnel. Rapidement, le faciès devient plus argileux avec de fines lamines silteuses et contient des alignements de galets de nature et de taille variées (unité Ic *in* Hamoumi, 1981). Ces clastes sont interprétés par N. Hamoumi *et al.* (1981) et M. Robardet et F. Doré (1988) comme des dropstones glacio-marins, interprétation qui reste discutable d'après O.G.F. Long (1991). Au-dessus, des bancs de grès apparaissent mais sont plus ou moins désorganisés par des phénomènes de déformation synsédimentaire sous forme de slumps et de « ball and pillow ». La partie moyenne de la formation est caractérisée par des ensembles gréseux d'ordre métrique, glissés et « déracinés » dans une matrice argilo-silteuse et la partie supérieure par un développement important des structures en « ball and pillow » (unités IIIc et IVc *in* Hamoumi, 1981). Au sommet, des bancs de grès s'individualisent progressivement, montrant des figures de déstabilisation de type sismites. La formation se termine par le membre de Lamm Saoz qui montre une alternance de bancs de grès à litage oblique en mamelons et d'interlits argilo-silteux, traduisant un milieu de plateforme soumis à l'action des vagues de tempêtes (Dabard *et al.*, 2009).

Aucune macrofaune n'a été récoltée dans la Formation du Cosquer, à l'exception d'un brachiopode (*Cilinella* cf. *svobodai* déterminé par M. Mélou) remanié dans l'un des galets du faciès argileux de la base de la Formation (Hamoumi, 1981, p. 77). En revanche, des chitinozoaires ont été reconnus à la base et dans le membre de Lamm Saoz appartenant dans les deux cas à la biozone à *Tanuchitina elongata* (Bourahrouh, 2002), c'est-à-dire à l'Himantien (Paris, 1990). Par ailleurs, les Grès de Lamm Saoz sont vraisemblablement équivalents des Grès de Roudou Hir définis sur la feuille de Châteaulin, également présents dans la coupe de Trégarvan. Ces derniers ont livré des brachiopodes de la faune à *Himantia*, dont *Himantia*

*sagittifera* (Mélou, 1987) et des chitinozoaires de l'Ordovicien terminal (Paris, inédit).

## 3.2 - Le Silurien (Fig. 10)

À l'extrémité occidentale du synclinorium de Châteaulin, dans les falaises de la presqu'île de Crozon, les affleurements du Silurien ont été étudiés depuis longtemps (Barrois, 1880, 1902 ; Kerforne, 1901 ; Philippot, 1950 ; Piçarra *et al.*, en cours). J.D. Bradshaw (1963) et A.C. Bishop *et al.* (1969) proposent un premier regroupement en formations, qui après révision (Paris, 1977 ; Paris, 1981), comprend successivement (Fig. 10) : la Formation de la Tavelle (avec le membre de Véniec définissant la partie inférieure), la Formation de Lostmarc'h, et une partie de la Formation de Plougastel (ex – Formation de Tromel *sensu* Bishop *et al.*, 1969). La limite Silurien – Dévonien est atteinte dans la partie supérieure de la Formation de Plougastel. Lorsque l'on s'éloigne de la côte, en l'absence de coupes complètes, les repères stratigraphiques sont plus ponctuels et la stratonomie, les épaisseurs des formations et leur enchaînement sont difficiles à établir. Pour ces raisons, les formations siluriennes, exceptée la Formation de Plougastel, sont regroupées dans le groupe de Kerguillé.

### Formation de la Tavelle

Dans le synclinorium de Châteaulin, la succession silurienne débute par la Formation de la Tavelle, de 50 à 70 m d'épaisseur (Paris, 1981) constituée par des schistes noirs riches en matière organique (faciès ampélites des auteurs français) et en graptolites, qui correspondent au membre de Véniec (ex « Formation de Véniec » de Bishop *et al.*, 1969). C'est la base du groupe de Kerguillé. Les grès et quartzites pyriteux qui constituent les termes inférieurs du Silurien dans le reste du synclinorium médian armoricain, ou même plus à l'Est (carte au 1/50 000 de Douarnenez, etc.), n'ont pas été observés ici. Des graptolites du Llandovery basal (zone à *Parakidograptus acuminatus*) ont été identifiés dans la partie orientale du bassin de Châteaulin, près de Gouarec (Piçarra *et al.*, 2000), mais en presqu'île de Crozon, les ampélites semblent débiter dans le Llandovery supérieur (Biozone possible à ? *Monoclimacis griestoniensis* du Telychien dans la coupe de l'Aber, Piçarra communication orale), ou à la limite Llandovery/Wenlock (crique de Lamm Saoz, Piçarra, inédit).

Cet ensemble est surmonté par des ampélites (plus ou moins micacées) contenant localement des bancs grésopyriteux noirs (falaises au sud de Lostmarc'h, Raguenez, Lamm Saoz, coupe de l'Aber). Ceci correspond aux subdivisions 1 et 2 de la « Formation de la Tavelle » *sensu* J.D. Bradshaw (1963) et A.C. Bishop *et al.* (1969). Ces niveaux exposés à Lamm Saoz, Raguenez et Morgat contiennent *Monograptus armoricanus*, *M. priodon*, *M. riccartonensis* et *Cyrtograptus* spp. du Sheinwoodien (Wenlock inférieur). Ces affleurements, et d'autres sur les bords de l'Aulne ou sur le territoire de la feuille de Châteaulin, ont également

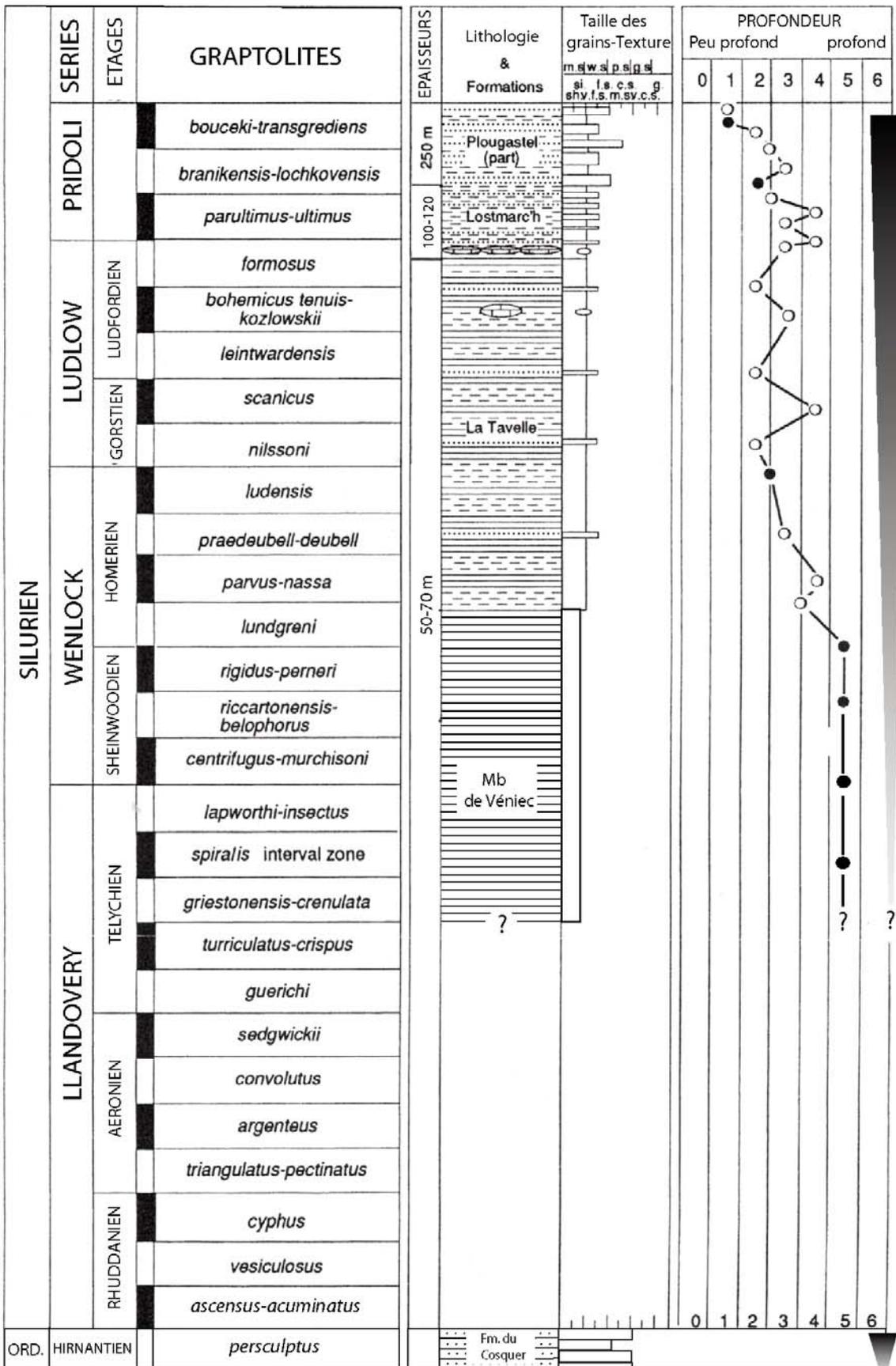


Fig. 10 - Évolution des milieux de sédimentation de la série silurienne et enchaînement des cycles Ordovicien – Silurien (modifié d'après Kříž et al., 2003).

Fig. 10 - Evolution of depositional environments during the Silurian (after Kříž et al., 2003, modified).

livré des bivalves, des phyllocarides (*Ceratiocaris*), des crinoïdes, des céphalopodes orthocônes et des ostracodes avec *Bolbozoe anomala*, *Richteria migrans* et *Silurocypridina* spp. (Perrier, 2007 ; Perrier *et al.*, 2007). Des niveaux de siltites et grès ainsi que des nodules et lentilles carbonatés s'intercalent dans la partie supérieure de la formation (membres 3, 4, 5 de Bradshaw, 1963) qui contient *Monograptus fritschi*, *Saetograptus chimaera* et *Bohemograptus bohemicus* du Ludfordien (Ludlow inférieur), ainsi que quelques bivalves et céphalopodes.

### Formation de Lostmarc'h

Les dépôts de la Formation de Lostmarc'h, d'une puissance de 100 à 120 m, montrent une nette diminution du taux de matière organique et un développement de la bioturbation qui marquent le passage à des conditions normalement oxygénées. Les sédiments correspondent à des siltites micacées (parfois riches en quartz) alternant avec des quartzwackes ou des quartzarénites en bancs décimétriques à pluridécimétriques et quelques niveaux calcareux lenticulaires. La limite entre les formations de la Tavelle et de Lostmarc'h peut correspondre à la division 7 des assises siluriennes de J.D. Bradshaw (1963), incluse dans la Formation de Lostmarc'h par C. Babin *et al.* (1979) et caractérisée par des nodules et lentilles décalcifiés avec de nombreux moulages d'*Orthoceras* spp., et des bivalves décrits par F. Kerforne (1901) et C. Babin (1966), comme *Pterochaenia glabra*, *Modiolopsis senilis*, *Posidonia eugyra*, *Cardiola interrupta*, *Cardiola migrans*, *Coniophora reluctans*, *Demicardium elevatum*, *Dualina comitans*, etc.

La formation a été étudiée dans la coupe de Porz ar Vouden au nord de la pointe de Lostmarc'h (Babin *et al.*, 1979), où la partie supérieure se distingue par un retour à une sédimentation silto-argileuse à intercalations gréseuses. Des niveaux de condensation riches en nautiloïdes ont été observés dans cet ensemble dont l'environnement de dépôt s'étend depuis un domaine marin protégé jusqu'à un domaine de plate-forme soumise à l'action des vagues de tempêtes (Dabard *et al.*, 2009).

La zone de conodontes à *Ozarkodina eosteinhornensis*, trouvée dans les nodules au nord de la grève du Porzhig, permet de rapporter l'essentiel (sinon la totalité) de la Formation de Lostmarc'h au Pridoli (Bultynck et Pelhate, 1971). Les assemblages de conodontes retrouvés dans cette formation à Pors ar Vouden (Racheboeuf *in* Babin *et al.*, 1979) et de chitinozoaires (*Urnochitina urna* ; Paris, 1981) confirment cet âge.

### Formation des schistes et quartzites de Plougastel

Cette formation (350 m) est bien représentée dans les presqu'îles de Crozon et de Plougastel, où elle forme l'ossature de plusieurs pointes. Elle montre une alternance de schistes sombres à quartz, chlorite, illite et pyrophyllite, et

des quartzites verdâtres en bancs parfois métriques. Les niveaux gréseux sont très abondants à la base, se raréfient dans la partie médiane et réapparaissent au sommet (Babin *et al.*, 1979). Dans la partie supérieure, apparaissent des niveaux à galets phosphatés. Des figures de litage oblique en mamelon, typiques des dépôts de tempêtes, et la présence de rides symétriques associées suggèrent des milieux de dépôts marins peu profonds de type plate-forme proximale jusqu'au domaine protégé (Guillocheau, 1983). Les puissances cumulées démontrent des taux de sédimentation élevés. Les alternances de bancs de quartzites d'épaisseur variable et de schistes dans la Formation de Plougastel constituent une hétérogénéité propice à l'expression de plis et de disharmonies à toutes les échelles.

La macrofaune est rare en dehors des niveaux à *Clarkeia puilloni*, *Leptostrophia voudenensis* et *Salopina missendenensis* à l'extrême base (Racheboeuf *in* Babin *et al.*, 1979 ; Mélou *in* Babin *et al.*, 1979), de quelques orthocères dispersés et d'une faune à *Platyorthis* gr. *monnieri* et grandes coloniales de Crinoïdes du genre *Dimerocrinites* à environ 20 m du toit de la formation (Le Menn, 1985).

La microfaune à Acritarches, Chitinozoaires (Biozone à *Urnochitina urna* ; Paris, 1981) et spores (Deunff et Chateaufort, 1976) a permis de montrer que l'essentiel de la formation est d'âge Silurien supérieur (Pridoli) et que seul l'extrême sommet de la formation, qui livre *Eisenackitina bohémica*, espèce index du Lochkovien (Paris, 1981), appartient au système Dévonien (Morzadec *et al.*, 1988, 2000).

## 3.3 - Le Dévonien (Fig. 6 et 11)

**Formation de Plougastel :** voir ci-dessus

### Formation de Landévennec

D'une épaisseur d'environ 90 m, elle repose en contact érosif sur la Formation de Plougastel et montre à sa base des bancs massifs de quartzites très durs, parfois ferrugineux contenant des galets ou nodules phosphatés (membre de Kerdénial : 20 à 25 m). La présence d'une telle barre au-dessus d'une succession de schistes et quartzites a permis le jeu de l'érosion différentielle en déblayant les roches tendres : on a ainsi dans la région une série de pointes au contact des deux formations (pointe de Lieval en Roscanvel, et pointes du Corbeau, Marloux et du Caro en presqu'île de Plougastel). La succession se poursuit par des grès clairs, blanc cassé ou jaune (quand ils ne sont pas altérés), souvent ferrugineux, parfois à stratifications obliques, et des passées schisteuses. Cet ensemble, d'environ 70 m d'épaisseur, constitue les membres moyen et supérieur. Ce type de sédimentation avec stratifications entrecroisées et des grès relativement bien « lavés », indique un milieu agité. La bioturbation est parfois abondante. Dans la presqu'île de Crozon, une coupe à peu près

complète dans la Formation de Landévennec est exposée au pied du fort de Lanvéoc, dans une falaise orientée NW-SE (où seule la base du membre de Kerdéniel n'est pas visible). Cet affleurement constitue une coupe de référence, la localité type ne montrant qu'une petite partie de la succession.

Quelques niveaux sont particulièrement intéressants : on note par exemple à la base du banc 12 de la coupe de Lanvéoc un niveau à nodules phosphatés, bien que ce même banc traduise ensuite une tendance à la réduction de la tranche d'eau (régression). On serait même (Guillocheau, com. pers.) dans un environnement deltaïque, d'après les structures sédimentaires.

À noter également au niveau du banc 17 de la même coupe un épisode calcaire. Dans la partie supérieure, des faciès carbonatés bioclastiques (coupe de Lanvéoc) et du minerai de fer (coupe de Quéléren) sont localement visibles (Morzadec *et al.*, 1988). La teneur en carbonates augmen-

te progressivement vers le sommet de la formation, assurant un passage progressif à la Formation de l'Armorique. La sédimentation s'est effectuée en contexte de plate-forme peu profonde (Morzadec *et al.*, 1988), entre le domaine marin protégé et la plate-forme interne proximale (Guillocheau, 1991).

La macrofaune, riche et diversifiée (tabulés, brachiopodes, bryozoaires), le paléoplancton à acritarches et spores (Deunff et Chateaneuf, 1976) et les chitinozoaires de la biozone à *Eisenackitina bohémica* (Paris, 1981) permettent de rapporter la majeure partie de ces dépôts au Lochkovien inférieur et, pour le sommet, au Lochkovien supérieur. Les fossiles ont subi le même sort que le ciment carbonaté des grès calcaireux, *i.e.* ils ont perdu leur coquille et n'apparaissent donc qu'à l'état d'empreintes.

La base de la formation (membre de Kerdéniel) est peu fossilifère, mais elle a cependant livré des brachiopodes (*Howellella mercurii*, *Platyorthis monnieri*; Gourvenec,

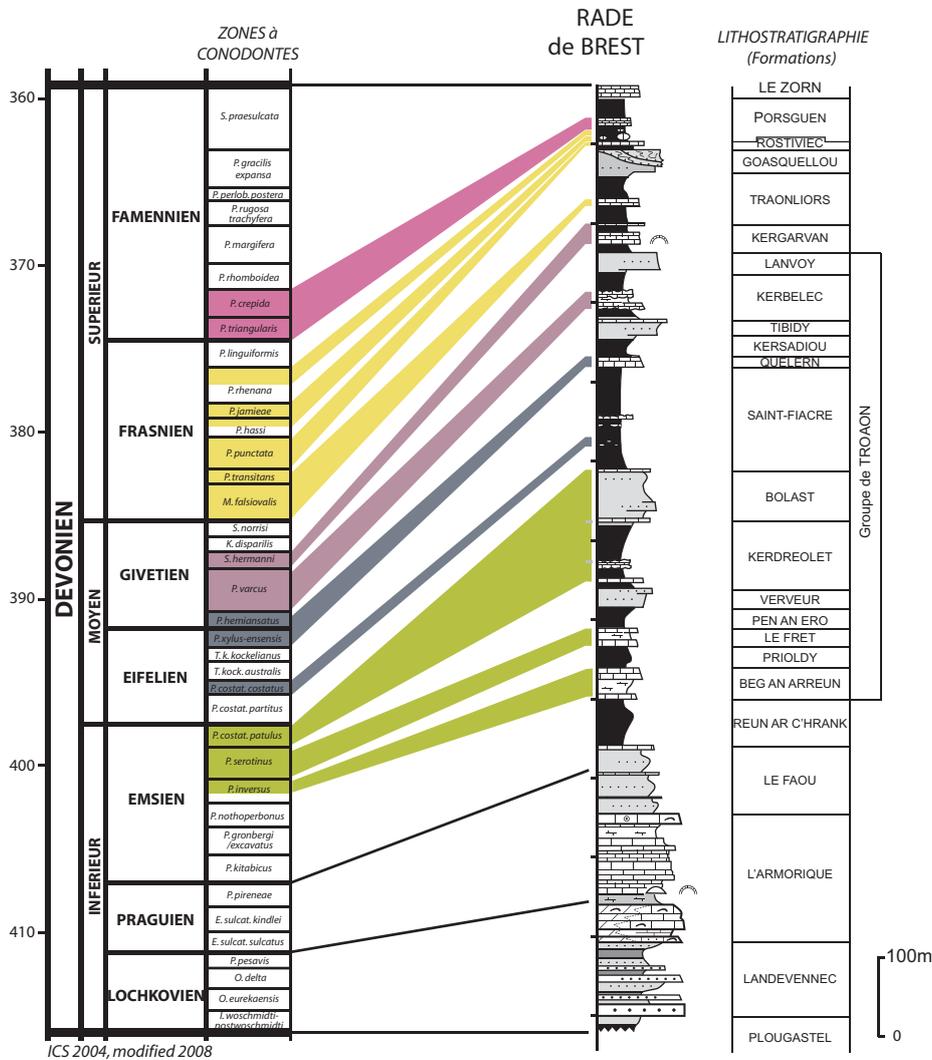


Fig. 11 - Succession dévonienne et répartition des zones à conodontes reconnues dans la rade de Brest de l'Emsien à l'Eifélien (modifiée d'après Guillocheau in Dabard *et al.*, 2009, fig. 9).

Fig. 11 - Devonian succession and distribution of the conodont zones recognized in the Bay of Brest from the Emsian to the Eifelian (after Guillocheau in Dabard *et al.*, 2009, modified).

1985) et des plaques d'échinodermes (*Dimerocrinites lanveocensis*, *Diamenocrinus* sp. ; Le Menn, 1985).

Dans la partie médiane, la faune est beaucoup plus abondante et diversifiée : brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Dalejina frequens*, *Proschizophoria maillieuxi*, *Schizophoria runegatensis*, *McLearnites lecaroensis*, *Howellella mercurii*, *Hollardina plana* ; Mélou, 1986 ; Racheboeuf *et al.*, 1981 ; Gourvenec, 1989), bivalves (*Leiopteria* cf. *kerfornei*, *Actinopteria* sp., *Grammysia taunica*, *Nuculites ellipticus*), orthocères (*Ormoceras puzosi*), crinoïdes (*Poteriocrinites? morlierensis*, *Bactrocrinites penaneachensis*, *Tatsjicrinus* sp. ; Le Menn, 1985), tabulés (*Ligulodictyum ligulatum*, *Cleistopora geometrica* ; Plusquellec, 2007), trilobites (*Acastella* sp., *Digonus armoricanus* ; Morzadec, 1983b) et bryozoaires. Dans le membre supérieur, la faune devient moins variée, dominée par les brachiopodes (surtout *Platyorthis monnieri*).

### Formation de l'Armorique

Cette formation, constituée par environ 120 m d'alternances argilo-carbonatées, traduit une nette évolution de la sédimentation par rapport à la formation sous-jacente avec une diminution des apports silicoclastiques et une augmentation de la production carbonatée. On peut y reconnaître trois mégaséquences. Les calcaires ont des faciès variés bioclastiques, oolithiques, récifaux (biohermes, biostromes, à la pointe de l'Armorique, où la base de la formation [mégaséquence I] est dolomitisée). Cette base montre de belles bioturbations qui indiquent que l'énergie permanente qui affecte le milieu de dépôt est modérée, des faciès à lamines millimétriques de silt quartzeux très fins, des birdseyes interprétés comme des figures sédimentaires liées à des périodes d'émersion et des évaporites (cristaux de gypse). Les milieux de sédimentation varient depuis des zones lagunaires et tidales jusqu'à un environnement de plate-forme proximale (Pelhate *in* Plusquellec, 1980 ; Guillocheau, 1991 ; Guillocheau *et al.*, 2009).

Le contenu fossilifère est abondant (tabulés, brachiopodes, bivalves), formant parfois de véritables lumachelles. Il est mieux connu en presqu'île de Plougastel où la formation est plus exposée qu'à Crozon (voir Plusquellec, 1980). Les conodontes les plus caractéristiques comprennent *Icriodus fallax fallax*, *Pelekysgnathus serratus*, *Icriodus angustoides castilianus* (Weyant *et al.*, 2010). On peut citer, parmi les brachiopodes, *Ctenochonetes moyettensis*, *Caplinoplia beatrixae*, *McLearnitesella lecaroensis*, *Boucostrophia* sp., *Leptaenomendax garcialcaldei*, *Vandercammenina sollei*, *V. ovetensium*, *Howellella carlsi*, *Howellella lunae*, *Hysterolites gandli*, *Mauispirifer* sp., *Trigonirhynchia fallaciosa*, *Uncinulus* cf. *subwilsoni*, « *Camarotoechia* » *cypris*, *Hebetoechia nitidula*, les trilobites, *Calymene* sp., *Protacanthina* sp., *Acastella* sp., *Paracryphaeus* sp. aff. *jonesi*, les crinoïdes, *Botryocrinus punctatus*, *Salairocrinus carinatus*, *Zeravschanocrinus celticus*, et les cnidaires *Praemichelinia guerangeri*,

*Ligulodictyum ligulatum*, *Cleistopora geometrica*. Les chitinozoaires montrent que les dépôts débutent au Lochkovien supérieur (biozone à *Urnochitina simplex*) et se poursuivent jusqu'au Praguien (biozones à *Angochitina caecilliae* et à *Bursachitina maritima* datées du Lochkovien supérieur au Praguien inférieur ; Paris, 1981).

### Formation du Faou

D'environ 140 m d'épaisseur, cette formation est principalement constituée d'alternances d'argilites, grès calcaireux (« grauwackes du Faou ») et lumachelles, certains niveaux étant très riches en micas (Le Menn *et al.*, 1976 ; Le Menn, 1985). Elle marque une reprise de la sédimentation terrigène associée à une importante rétrogradation. La partie sommitale est représentée par un épais (2-3 m) horizon carbonaté de condensation, accompagné d'un renouvellement drastique des peuplements (« incursion hercynienne », avec apparition de dacryoconarides et disparition des brachiopodes) qui indique un brutal approfondissement ; il a été suggéré que cet événement pourrait correspondre au BZE (Botquelen *et al.*, 2001 ; Plusquellec, 2007). Les structures sédimentaires (rides interférentes cogénétiques, litage oblique en mamelons, gouttières d'érosion) traduisent une dynamique oscillatoire et impliquent un environnement de plate-forme interne dominée par les tempêtes (Lecomte *et al.*, 1998 ; Botquelen *et al.*, 2001, 2006) jusqu'à la plate-forme externe pour la partie sommitale (Guillocheau, 1990).

Cette formation est très fossilifère. Les brachiopodes sont abondants, en particulier les chonetoides (*Pleurochonetes aulnensis*, *Ctenochonetes aremoricensis*, *Renaudia mainensis*, *Plebejochonetes buchoti*...) et les spiriferides (*Hysterolites dolosus*, *Acrospirifer primaevus*, *Gaspespirifer penniger*, *Adolfia watersi*, *Euryspirifer pellico*, *Arduspirifer prolatestriatus*...) mais aussi d'autres groupes (*Platyorthis circularis*, *Uncinulus* cf. *subwilsoni*, *Leptaenopyxis kerfornei*...). Ils sont accompagnés de crinoïdes (*Pentacauliscus armoricanus*, *Seiloucrinus simplex*, *Diamenocrinus primaevus*, *Botryocrinus montiguyonensis*...), tabulés (*Pleurodictyum problematicum*, *Ligulodictyum* gr. *paraligulatum*), bryozoaires et le sommet de la coupe voit apparaître des trilobites (*Odontochile seilloensis*, *Pilletina aulnensis*...) et des dacryoconarides (*Nowakia praecursor*, *Costulatostyliolina* cf. *roemeri armoricana*...) d'affinité hercynienne. Les données biostratigraphiques permettent de l'attribuer au Praguien – Emsien inférieur (Gourvenec, 1989). Les palynomorphes sont abondants dans les faciès argileux. La prolifération des spores indique une source émergée proche. Ceci est confirmé par le remaniement de chitinozoaires de la Formation de l'Armorique (Paris, inédit). L'essentiel de la Formation du Faou appartient à la biozone à *Bulbochitina bulbosa* du Praguien supérieur (Paris, 1981). Le sommet est attribué à la partie supérieure de la zone à *dehiscens* de l'Emsien inférieur (Plusquellec, 1993).



## Formation de Reun ar C'hrank

Elle est constituée par des siltites et des argilites dans lesquelles s'intercalent des récurrences carbonatées et des horizons à nodules siliceux et phosphatés. Son épaisseur est de l'ordre de 60 m. Les structures sédimentaires sont rares, essentiellement représentées par des rides chevauchantes en phase. Les environnements de dépôts oscillent entre la plate-forme externe et la partie distale de la plate-forme interne (Guillocheau, 1990 ; Botquelen *et al.*, 2001 ; Botquelen, 2003).

La faune, brachiopodes (*Isorthis tetragona*, *Schizophoria vulvaria*, *Plicanoplia umbocostata*, *Adolfia watersi*, *Arduspirifer arduennensis*, *Subcuspidella cf. incerta...*), coraux (*Cleistodictyum porosum*, *Pleurodictyum latum...*), trilobites (*Kayserops obsoletus*, *Rhenops lethaeae*, *Phacops oehlerti...*), dacroconarides (*Nowackia zlichovensis*, *Costulatostyliolina cf. roemeri armoricana*) et chitinozoaires (biozone à *riclonensis* ; Paris et Le Hérissé, 1992) lui confère un âge Emsien, la limite Emsien inférieur/Emsien supérieur se trouvant dans le tiers inférieur de la formation.

## Groupe de Troaon

D'environ 500 m d'épaisseur, il regroupe 13 formations distinguées essentiellement par leur contenu faunistique et couvrant l'intervalle Emsien supérieur-Givetien, depuis la Formation de Beg an Arreun jusqu'à celle de Lanvoy (Morzadec, 1983a). Du point de vue lithologique, ces formations sont de nature très variée et sont constituées de siltites, de grès plus ou moins calcaires et de calcaires. Elles renferment de nombreux niveaux à nodules phosphatés, calcaires et/ou siliceux dans les épisodes fins ainsi que des niveaux récurrents ferrugineux.

Dans la partie supérieure de ce groupe, la sédimentation est dominée par les faciès terrigènes fins et présente un taux élevé de matériel quartzueux (Guillocheau et Rolet, 1982) de la base de la Formation de Pen an Ero au sommet de la Formation de Bolast. Les principaux épisodes arénacés se situent à l'Emsien supérieur (formations de Verveur et de Bolast) et au Givetien (formations de Tibidy et de Lanvoy). Les faciès carbonatés sont plus discrets, présents à l'Emsien supérieur (formations de Beg an Arreun et du Fret), à la limite Eifelien/Givetien (Formation de Queuern) et au Givetien inférieur (Formation de Kerbelec). À l'échelle de la presqu'île de Crozon, certaines formations montrent une bonne continuité latérale (formations de Prioldy, de Saint-Fiacre et de Tibidy) alors que d'autres (formations de Pen an Ero et de Kersadiou) montrent des variations latérales dans leur contenu carbonaté qui augmente d'Est en Ouest jusqu'au Givetien inférieur (Morzadec, 1983a). L'étude des assemblages benthiques et pélagiques de la Formation de Kersadiou a également permis de mettre en évidence un gradient est-ouest dans la composition de ces assemblages, lequel indique une transition d'un milieu

ouvert à haute énergie à un milieu plus restreint hautement diversifié (Botquelen et Racheboeuf, 2008).

Dans l'ensemble, les structures sédimentaires présentes dans les faciès gréseux et/ou calcaro-gréseux (litage oblique en mamelons, rythmites gradées et rides interférentes cogénétiqes) témoignent d'une dynamique de dépôt liée à l'action des vagues de tempêtes (Guillocheau, 1991). Les environnements se répartissent depuis la partie proximale de la plate-forme interne jusqu'à la plate-forme externe. Dans certaines formations (formations de Verveur et de Bolast) des structures de déformation syn-sédimentaire (« ball and pillow », microslumps, « load cast ») traduisent des instabilités chroniques compatibles avec un contexte deltaïque (Guillocheau et Rolet, 1982).

La faune est abondante et bien préservée, parfois concentrée dans des nodules (comme dans les formations de Prioldy, de Saint-Fiacre, de Kersadiou, etc.), et se compose essentiellement de tabulés, de brachiopodes, de trilobites, de crinoïdes, de conodontes, de bivalves, etc. Les vertébrés y sont rares et ne sont connus à ce jour que dans les affleurements orientaux de la Formation de Kersadiou. Les datations sont essentiellement basées sur les associations de conodontes (Morzadec *et al.*, 1988, 2000) et parfois de chitinozoaires. Les âges s'échelonnent de l'Emsien supérieur (sommet de la zone à *inversus* (Bultynck et Morzadec, 1979 ; Bultynck, comm. pers.) et biozone à *riclonensis* ; Paris et Le Hérissé, 1992) au Givetien supérieur (biozone à *varcus*). La Formation de Lanvoy est dépourvue de conodontes.

## Formation de Kergarvan

Cette formation peu épaisse (40 à 50 m) est principalement caractérisée par des faciès silto-argileux à nodules calcaires et par des bancs de calcaires bioclastiques. Quelques mètres d'argilites marquent la base de la formation, au Zorn et à Persuel, tandis que le sommet est formé par une dizaine de mètres de schistes noirs à nodules calcaires ou siliceux. L'environnement de dépôt se localise dans la partie médiane de la plate-forme interne (Guillocheau, 1991).

La faune est assez riche en polypiers tétracoralliaires, receptaculitides, brachiopodes (*Devonogypa globa*, *Kransia parallelepipedata*), crinoïdes (*Haplocrinites*) et trilobites, dont les derniers *Phacops* de la série. Elle est attribuée au Givetien supérieur (biozone à *hermanni-cristatus*).

## Formation de Traonlors

Les grès fins de la base sont surmontés par des argilites noires à nodules calcaires ou siliceux et quelques bancs calcaires bioclastiques (Morzadec, 1983a). Des niveaux conglomératiques intraformationnels sont localement signalés (Guillocheau et Rolet, 1982). L'ensemble, d'une puissance d'environ 70 m, s'est mis en place dans un envi-

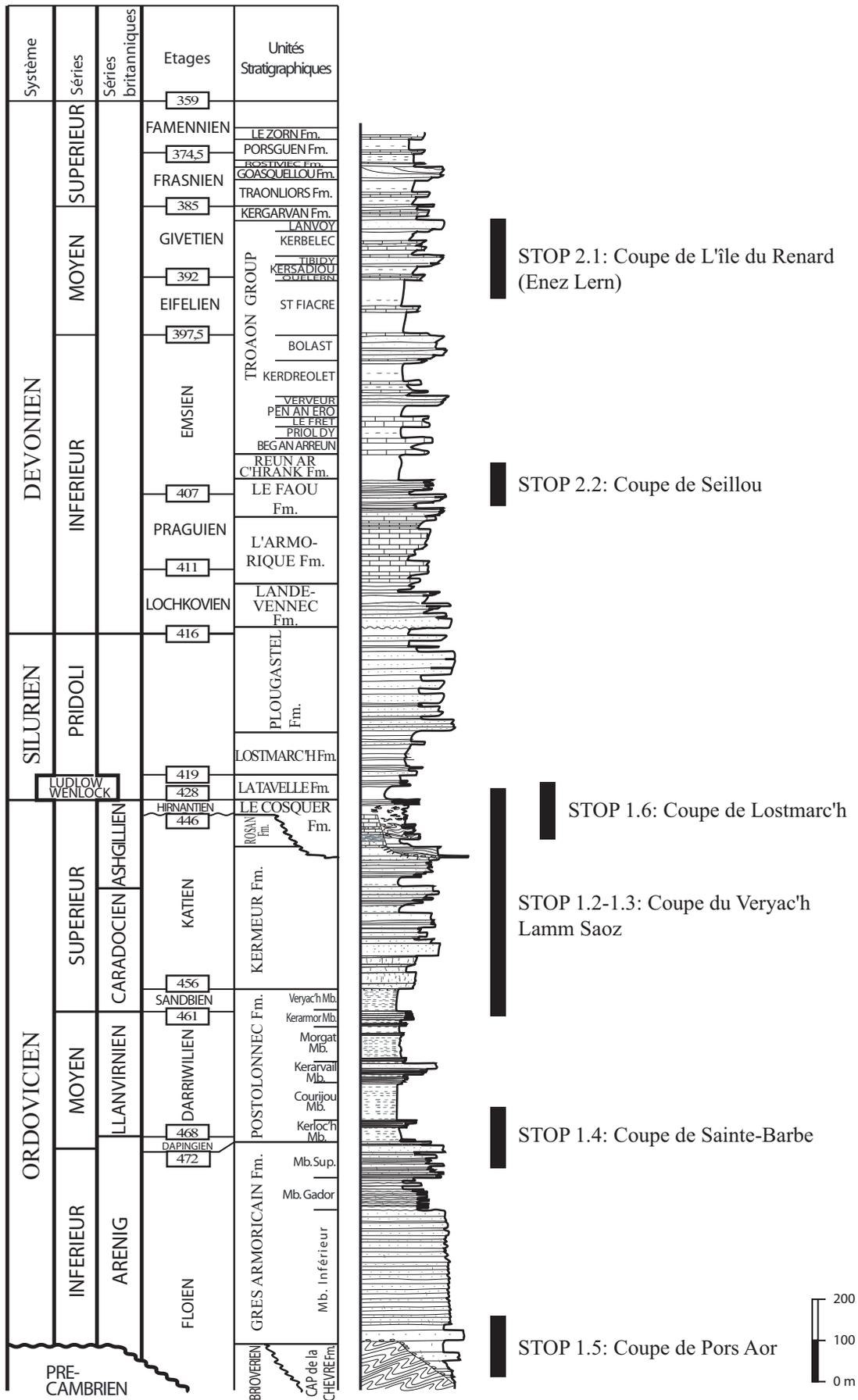


Fig. 13 - Position des coupes visitées dans la succession paléozoïque de la presqu'île de Crozon.

Fig. 13 - Stratigraphic location of the visited sections in the Paleozoic succession of Crozon Peninsula.

ronnement de plate-forme interne médiane à distale (Guillocheau, 1991).

La base de cette formation marque un changement important de la faune qui devient peu variée dans les nodules et très pauvre dans les argilites, représentée par quelques brachiopodes (*Douvillina dutertrei*, chonétides, *Apousiella bouchardi*), trilobites (*Neocalmonia (Heliopyge)* sp.) et dacroconarides (*Striatostyliolina* sp.). Les conodontes permettent de lui attribuer un âge Frasnien inférieur (biozone à *falsiovalis-transitans*, équivalent de la biozone à *asymmetricus* inférieure).

### Formation de Goasquellou

Son épaisseur varie entre 25 à 40 m. Elle est constituée par des alternances de siltites et de grès micacés. Les structures sédimentaires sont abondantes (rides, litage oblique en mamelons) qui témoignent d'une diminution importante de la profondeur d'eau jusqu'à la partie proximale de la plate-forme interne. Un réapprofondissement est visible au sommet (Guillocheau, 1991). D'autres structures traduisent une instabilité de l'environnement (« ball and pillow », slumps, laminations convolutées) et suggèrent l'existence de pentes ou d'instabilité dues à de forts taux de sédimentation (édifice deltaïque par exemple).

La faune est très rare, essentiellement représentée par des brachiopodes (dont *Atrypa* sp.), trilobites et tentaculites qui permettent de dater ces sédiments du Frasnien.

### Formation de Rostiviec

D'environ 30 m de puissance, cette formation est constituée de siltites grises (5 à 13 m), de siltites à intercalations de calcaires noirs parfois oolitiques avec des nodules phosphatés (5 à 10 m) et enfin de siltites noires micacées.

La faune est relativement pauvre et dominée par les organismes pélagiques (goniatites, poissons). Elle appartient à la zone à *punctata* (équivalent de la zone à *asymmetricus* moyenne) du Frasnien supérieur (Morzadec, 1983a).

### Formation de Porsguen

Elle est représentée par environ 50 m d'argilites noires très riches en matière organique contenant des nodules et des sphéroïdes de calcaires argileux ainsi que des niveaux carbonatés. Dans la partie supérieure des nodules silico-pyriteux sont visibles. La faune est peu diversifiée et essentiellement pélagique (bivalves, homocœnides, ostracodes, conodontes). Des fragments de plantes flottées sont présents au sommet en presqu'île de Plougastel (Babin *et al.*, 1976). Cette formation s'est mise en place sur la bordure de la plate-forme interne (Guillocheau, 1991).

Trois zones à conodontes ont été identifiées dans la partie basale de la formation : *hassí* supérieur, *jamieae* (correspondant à *Ancyrognathus triangularis*) et *rhenana* supérieur (correspondant à la partie supérieure de *Palmatolepis gigas*) lui conférant un âge Frasnien moyen à supérieur. Au-dessus, à quelques mètres de la base, la zone moyenne à *crepida* (Famennien inférieur) a été reconnue (Morzadec et Weyant, 1982 ; Morzadec, comm. pers. 2010).

### Formation du Zorn

Cette formation n'est connue que dans la presqu'île de Plougastel (Porsguen) et au Zorn en Crozon (au nord-ouest du Fret). Dans cette localité, elle est représentée par des schistes verdâtres admettant quelques bancs de calcaire gris clair à la base surmontés par des schistes noirs très siliceux et finement zonés. Des structures de déformations syn-sédimentaires (lamination convolutée) sont visibles. Des assemblages de spores d'âges Emsien supérieur à Famennien y sont remaniés (Morzadec et Streef, 1980) suggérant des phases d'émersion et d'érosion (Morzadec *et al.*, 1988). Cette formation s'est mise en place par des processus gravitaires (Guillocheau *in* Dabard *et al.*, 2009).

La microfaune autochtone (*Grandispora famennensis*) indique un âge Famennien supérieur.

## 4. Itinéraire géologique

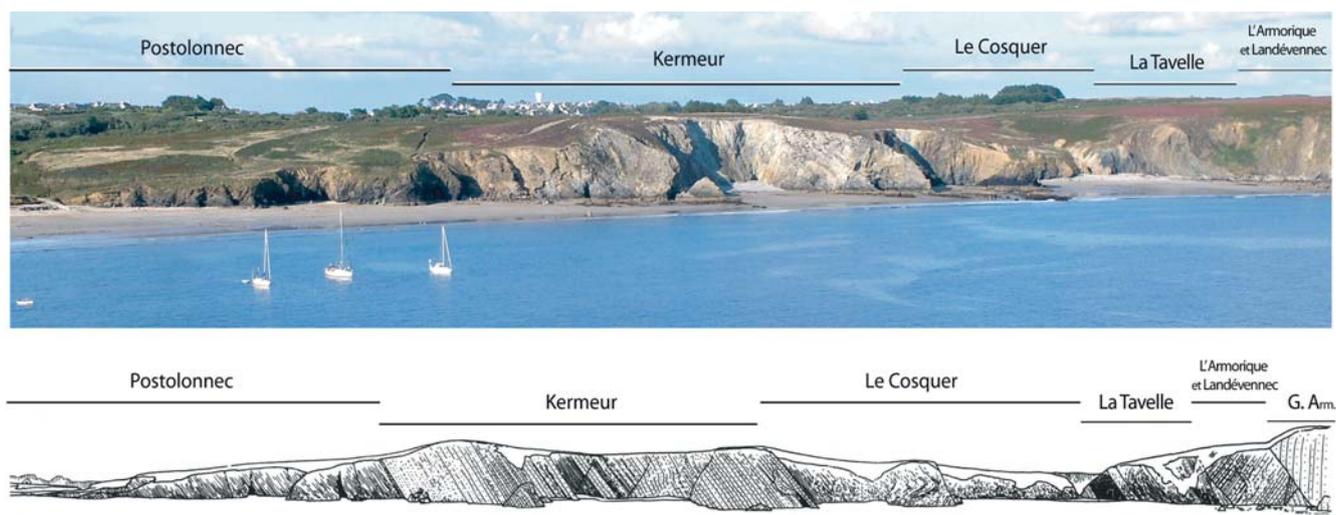
Journée du 28 août (basse mer 14 h 02)

### Stop 1.1 : Pen Hir (panorama)

La pointe de Pen Hir correspond (avec la pointe du Toulinguet) à l'une des extrémités occidentales de la presqu'île de Crozon et se prolonge en mer par quatre îlots appelés « les Tas de Pois ». Ce relief culmine à 63 m au-dessus du niveau de la mer et forme une crête topographique armée par le Grès armoricain. Depuis ce point de vue, s'observent vers le Nord la pointe du Toulinguet et la plage de Pen Hat, et vers l'Est la plage du Veryac'h, la pointe de la Tavelle, la baie de Dinan et les plages de Kersiguenou et de Goulien, fermée au Sud par la pointe de Dinan. Au loin vers le Sud, se distinguent les pointes de Tromel, Lostmarc'h et le Cap de la Chèvre. Selon le temps et la visibilité, il est possible d'apercevoir les deux pointes les plus occidentales de la Bretagne, la pointe Saint-Mathieu (Gneiss de Brest) et les îles en mer d'Iroise (Ouessant, Molène) au Nord et la pointe du Raz (Trondhjémite de Douarnenez) et l'île de Sein au Sud.

### Stop 1.2 : Plage du Veryac'h ou Veryarc'h (Fig. 14)

La plage du Veryac'h montre la coupe la plus complète dans l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon exposant le sommet de la Formation du Grès armoricain, la Formation



Darriwilien	Sandbien	Katien	Hirnantien	?Llandov-Ludlow	Lochk-Prag.
ORDOVICIEN MOYEN		ORDOVICIEN SUPERIEUR		SILURIEN	DEVONIEN

Fig. 14 - Coupe du Verc'h-h – Lamm Saoz. Vue depuis la pointe de Pen Hir (Paris, 2003) et coupe schématique d'après Plusquellec (1999).

Fig. 14 - Verc'h-h – Lamm Saoz section. View from the Pen Hir point (Paris, 2003) and diagrammatic cross section from Plusquellec (1999).

de Postolonnec, celle de Kermeur, puis du Cosquer (voir partie 3.1).

Dans la Formation de Postolonnec, les membres successifs sont observables en coupe le long de la falaise et sur l'estran, à l'exception du membre de Kerarvail qui se trouve parfois partiellement masqué sous le sable de la plage. La Formation de Postolonnec et la base de la Formation de Kermeur ont fait l'objet de plusieurs études récentes précisément sur cette coupe (Bourahrouh, 2002 ; Loi et Dabard, 2002 ; Dabard *et al.*, 2007 ; Botquelen et Mélou, 2007 ; Vidal *et al.*, 2011). La Formation de Kermeur paraît incomplète dans la coupe du Verc'h-h. Le dernier niveau ayant livré des chitinozoaires, à une quinzaine de mètres sous le contact avec la Formation du Cosquer, appartient en effet à la biozone à *robusta* (Bourahrouh, 2002 ; Paris *in* Dabard *et al.*, 2009), alors qu'à Raguenez, la partie supérieure de la formation livre des chitinozoaires plus récents (biozone à *fistulosa*). Au Verc'h-h, le contact avec la Formation de Cosquer correspond à une surface érosive entamant la Formation de Kermeur et provoquant l'ablation de sa partie supérieure (préservée à Raguenez) et probablement de l'équivalent temporel de la Formation de Rosan. Cette incision plurimétrique est comblée par un sédiment grés-silteux contenant des galets anguleux pluricentimétriques de grès, de siltites et d'argilites noires. Ce matériel conglomératique, maintenant considéré comme représentant la partie basale de la Formation du Cosquer (Paris, 2003 ; Paris *in* Dabard *et al.*, 2009), est visible dans le mur et le toit de la grotte située juste avant le faciès argileux sombre de la Formation du Cosquer (voir partie 3.1). La base de ce faciès plus fin a livré des chitinozoaires rapportés à l'Hirnantien (biozone à *elongata* ; voir Bourahrouh, 2002). Le hiatus séparant les formations de Kermeur et du

Cosquer au Verc'h-h couvrirait donc les biozones de *fistulosa*, *barbata*, *nigerica* et *merga*, c'est-à-dire une partie du Katien moyen et tout le Katien supérieur.

### Stop 1.3 : Lamm Saoz (Fig. 14)

Dans l'anse de Lamm Saoz, affleure le sommet de la Formation du Cosquer qui comprend des blocs glissés de petite taille (moins d'1 m) passant progressivement à des boules (structure de « ball and pillow »), et au-dessus, vers l'Est, après le ruisseau du vallon, le membre de Lamm Saoz puissant de quelques mètres, constitué de bancs de grès avec des intercalations argilo-silteuses. Le litage oblique en mamelons dans les grès traduit une mise en place sous l'action des vagues de tempête dans un environnement de plate-forme interne (Dabard *et al.*, 2009). Cet ensemble *a priori* azoïque a pourtant livré un assemblage de chitinozoaires dans les intercalations argileuses, appartenant toujours indiscutablement à l'Ordovicien. Il s'agit selon toute vraisemblance de la biozone à *Tanuchitina elongata* de l'Hirnantien, mais l'espèce index n'a pu être identifiée de façon certaine (Paris, inédit).

Au-dessus des Grès de Lamm Saoz, dans la falaise, les séries du Silurien, rapportées au Groupe de Kerguillé et à la Formation de la Tavelle, peuvent être observées. La localité est également connue dans la littérature comme « Gisement de la Tavelle », désignée par F. Kerforne (1901), mais le nom prête à confusion puisqu'il correspond à la pointe située plus à l'Est, dans les Grès armoricains.

Le Silurien débute par un premier ensemble (10 m) de schistes noirs pyriteux, de faciès ampélitique, du Silurien inférieur à moyen (? Telychien à Sheinwoodien) correspon-

dant à la Formation de Véniec de A.C. Bishop *et al.* (1969), considérée maintenant comme le membre inférieur de la Formation de la Tavelle (Paris, 1981). Bien que le contact paraisse normal, les ampélites peuvent être en contact tectonique avec les grès de Lamm Saoz, et un hiatus de presque tout le Llandovery (Telychien possible à la base dans les premiers 30 cm, déterminé par Piçarra, inédit) doit être invoqué. Sur l'estran, selon le degré de « dégraissage » de la plage, les grès de Lamm Saoz et les ampélites du Membre de Véniec peuvent être temporairement exposés.

Les ampélites sont très fossilifères, mais avec des graptolites (Monograptides) mal conservés en falaise du fait de l'obliquité du plan de schistosité par rapport à la stratification (ils sont mieux préservés sur l'estran). Les données sur les graptolites de cette coupe ont été publiées par Philippot (1950), et sont actuellement en cours de révision par J.M. Piçarra (à paraître). Les données nouvelles montrent à 8 m de la base, dans les ampélites, des graptolites de la Biozone à *Monograptus belophorus* (équivalent *M. flexilis*) du Sheinwoodien (Wenlock inférieur). L'espèce *Monograptus armoricanus* (Philippot, 1944) est également bien représentée dans les ampélites. Ce premier ensemble est surmonté, en contact par faille, par des niveaux hétérogènes plus élevés de la Formation de la Tavelle, avec des nodules calcaires ou siliceux et des petits bancs de quartzites. Ces niveaux sont datés du Ludlow, de la biozone à *Saetograptus fritshi linearis*. Puis la coupe est interrompue par une écaille de Schistes du Cosquer, et à l'Est on retrouve la Formation de la Tavelle, représentée par 40 m de schistes à nombreux bancs de quartzites noirs, avec des graptolites et de rares nodules calcaires à *Cardiolidés* (*Cardiola bohémica*, *C. extrema*, déterminés par F. Kerforne (1901) et C. Babin (1966)) et *Nautiloïdes orthocones* (genre *Orthoceras*). La succession silurienne est interrompue ensuite par un important contact anormal marqué par une inversion brutale de pendage entre les formations siluriennes et les formations dévoniennes. Plus vers la pointe de la Tavelle, on peut observer le chevauchement du Grès armoricain inférieur sur le Dévonien inférieur.

#### Stop 1.4 : Pointe Sainte-Barbe

Sur le flanc sud de l'anticlinal de Mort-Anglaise, peu avant la pointe Sainte-Barbe, affleurent le sommet de la Formation du Grès armoricain et la base de la Formation de Postolonnec avec le membre de Kerloc'h. On y observe notamment les niveaux à lingulidés et minéraux lourds marquant le toit du Grès armoricain, puis les niveaux condensés à nodules phosphatés de la base de la Formation de Postolonnec. Seules les biozones de chitinozoaires à *bulla* et *protocalix* ont été identifiées dans la falaise au sud de l'anticlinal. Des petits graptolites à branches en « v » coexistent avec *D. bulla* (également connus à l'Ouest dans l'affleurement du Courijou à Camaret). Les premiers *Didymograptus* de type « pendants », comme *D. artus*, apparaissent immédiatement au-dessus du niveau

phosphaté à *protocalix* qui surmonte les siltites argileuses à *D. bulla*. La suite de la coupe est fortement perturbée et le passage entre les membres de Kerloc'h et du Courijou est mieux exposé sur le flanc nord de l'anticlinal de Mort-Anglaise, au nord-est de la pointe Sainte-Barbe. C'est là, près des anciens viviers de Camaret, que J.L. Henry (1969) a décrit ses assemblages d'acritarches dans un niveau à galets phosphatés. Ces éléments phosphatés traduisent une sédimentation condensée résultant d'une brutale accélération de la transgression marine. Ce banc marque le passage au membre du Courijou, ensemble argileux fin enregistrant une des plus importantes bathymétries de l'Ordovicien armoricain. Ces niveaux livrent une abondante faune de *Didymograptus artus* et des chitinozoaires avec notamment *Cyathochitina campanulaeformis* qui apparaît dans la biozone à *calix* mais dont l'acmé se situe dans la biozone à *formosa*, dans la partie moyenne du Darrivilien (Dabard *et al.*, 2007 ; Videt *et al.*, 2010).

#### Stop 1.5 : La discordance Grès armoricain – Briovérien de Pors Aor

L'anse de Pors Aor, à l'est du Porzic à Morgat, est limitée par deux pointes de Grès armoricain tandis que le Briovérien affleure au centre. Ce dernier est en contact par faille à l'Ouest (une des multiples branches de la faille de Kerguillé ; Darboux, 1991) avec le Grès armoricain tandis que le contact est normal et discordant à l'Est (contact angulaire entre un Briovérien peu penté et le conglomérat fortement redressé). Dans cette localité, en l'absence des Séries Rouges Initiales, le membre inférieur du Grès armoricain débute par un conglomérat très mature contenant des galets de quartz centimétriques et quelques galets de phanites. Le conglomérat se développe sur quelques mètres avec des récurrences de niveaux plus grossiers. Quelques mètres au-dessus, les bancs de grès montrent localement des terriers verticaux (*Skolithos*) et quelques pistes (*Cruziana*).

#### Stop 1.6 : Lostmarc'h (Fig. 15)

La pointe de Lostmarc'h est délimitée au Nord et au Sud par des accidents mettant en contact les volcanites et calcaires ordoviciens avec les terrains siluriens. Elle présente, entre les deux éperons principaux, deux indentations correspondant chacune à une « lame ampéliteuse de la Formation de la Tavelle, injectée tectoniquement ». Cette zone souligne un accident majeur chevauchant de la presqu'île : le chevauchement de Lostmarc'h.

Au sud de la pointe, la Formation de la Tavelle (Silurien) affleure en falaise le long de la plage de Lostmarc'h (Fig. 15). Du Sud au Nord, on observe les brèches volcaniques des tufs et calcaires de Rosan (1), très altérés à cet endroit, et chevauchés par des ampélites du Wenlock (membre de Véniec de la Formation de la Tavelle (2)). Les ampélites sont datées du Wenlock supérieur grâce à leur faune de graptolites (*Monograptus priodon flemingii*, *M. cf. dubius*

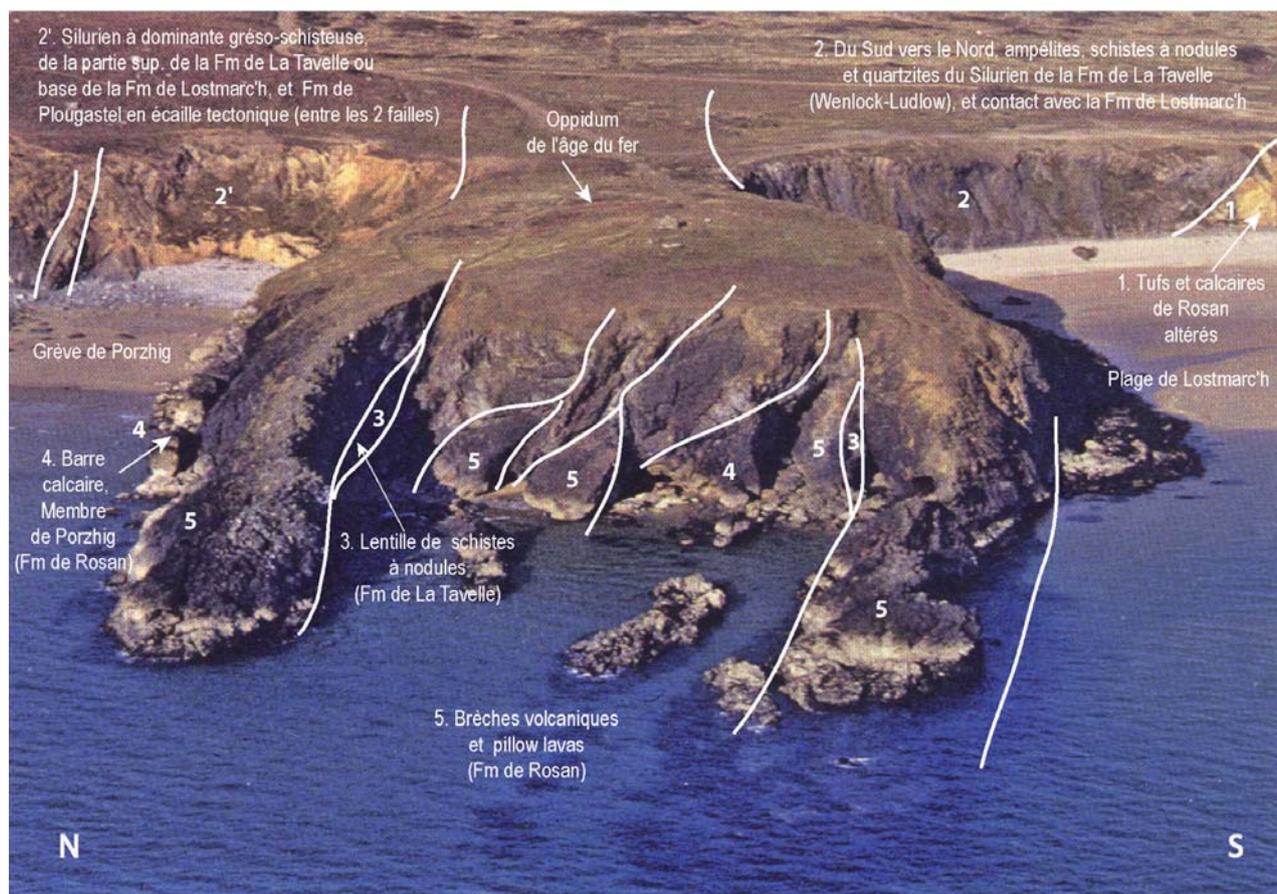


Fig. 15 - Vue panoramique de la pointe de Lostmarc'h (cliché Y. Plusquellec) et des contacts tectoniques entre les tufs et calcaires de la Formation de Rosan (Ordovicien) et des formations siluriennes de la Tavelle et de Lostmarc'h.

Fig. 15 - Panoramic view of Lostmarc'h point (photo, Y. Plusquellec) and tectonic contacts between the Rosan Formation (Upper Ordovician) and La Tavelle and Lostmarc'h formations (both Silurian).

*pseudodubius*, *Cyrtograptus* sp., de la zone à *C. lundgreni* possible, déterminations H. Jaeger). La succession se poursuit sur près de 80 m, par l'essentiel de la Formation de la Tavelle, dominée par des schistes noirs, siltstones, grès quartzites noirs, de gros « sphéroïdes » et vers le milieu de la coupe quelques lentilles calcaires d'ampleur métrique, exposées en haut de la falaise, riches en faunes de bivalves (*Cardiola agna*), ostracodes, graptolites (*Monograptus colonus*, *M. dubius*), céphalopodes orthocones, et datées du Ludlow inférieur. Des niveaux à « sphéroïdes » décimétriques, renfermant des ceraticarides, des céphalopodes orthocones, quelques bivalves et des graptolites (*M. fritschi fritschi*, quelques *M. cf. haupti*) marquent le sommet de la Formation de la Tavelle. Au-dessus, se développent des alternances grés-schisteuses (quartzarénites et siltstones micacés gris ou noirs) qui constituent la base de la Formation de Lostmarc'h. Ces niveaux sont riches en chitinozoaires.

À la pointe de Lostmarc'h, l'éperon nord montre plusieurs coulées de pillows entourés d'une matrice calcaire parfois fossilifère, à crinoïdes, ostracodes, coraux, brachiopodes et bryozoaires. Au-dessus, le faciès volcanique correspond à une brèche pépéritique rythmée, puis brutalement et selon une surface contournée apparaît la masse non stratifiée du calcaire de Porzhig (4) (Formation de

Rosan), dépourvu d'éléments volcaniques. Également présent dans la partie centrale de la pointe, ce calcaire livre l'assemblage faunique le plus diversifié de tout l'Ordovicien régional avec des bryozoaires, abondants et variés, des brachiopodes, des ostracodes, céphalopodes orthocones, gastéropodes, de rares trilobites et des conodontes. En revanche, les chitinozoaires et les acritarches sont totalement absents de ce matériel déposé dans un environnement trop oxygéné et trop agité pour permettre le dépôt et la fossilisation des microfossiles organiques.

Au Nord, le membre de Porzhig se trouve en contact tectonique avec les formations siluriennes, qui comprennent (anse du Porzhig, cf. 2', fig. 15) des alternances schisto-gréseuses de la partie supérieure de la Formation de la Tavelle puis la base de la Formation de Lostmarc'h (nodules carbonatés à *Ozarkodina eosteinhorrensensis* du Pridoli; Bultynck et Pelhate, 1971). Des grès à *Clarkeia pullioni* apparaissent quelques mètres au-dessus, dans un contexte particulièrement tectonisé (nombreux contacts chevauchants au sein d'un matériel toujours d'âge Pridoli et appartenant à la Formation de Plougastel). Sur le bord sud de l'anse de Pors ar Vouden, la Formation de Lostmarc'h vient chevaucher ces schistes et quartzites de la Formation de Plougastel. Vers le nord de l'anse de Pors ar Vouden où l'ensemble de la Formation de Lostmarc'h se trouve exposée

(voir le détail des faunes *in* Babin *et al.*, 1979), la succession pridolienne se poursuit dans la Formation de Plougastel, en dépit des failles nombreuses (Paris et Videt, inédit). Le contact entre les formations de Plougastel et de Landévennec est exposé en falaise et sur l'estran au sud de la plage de Tromel.

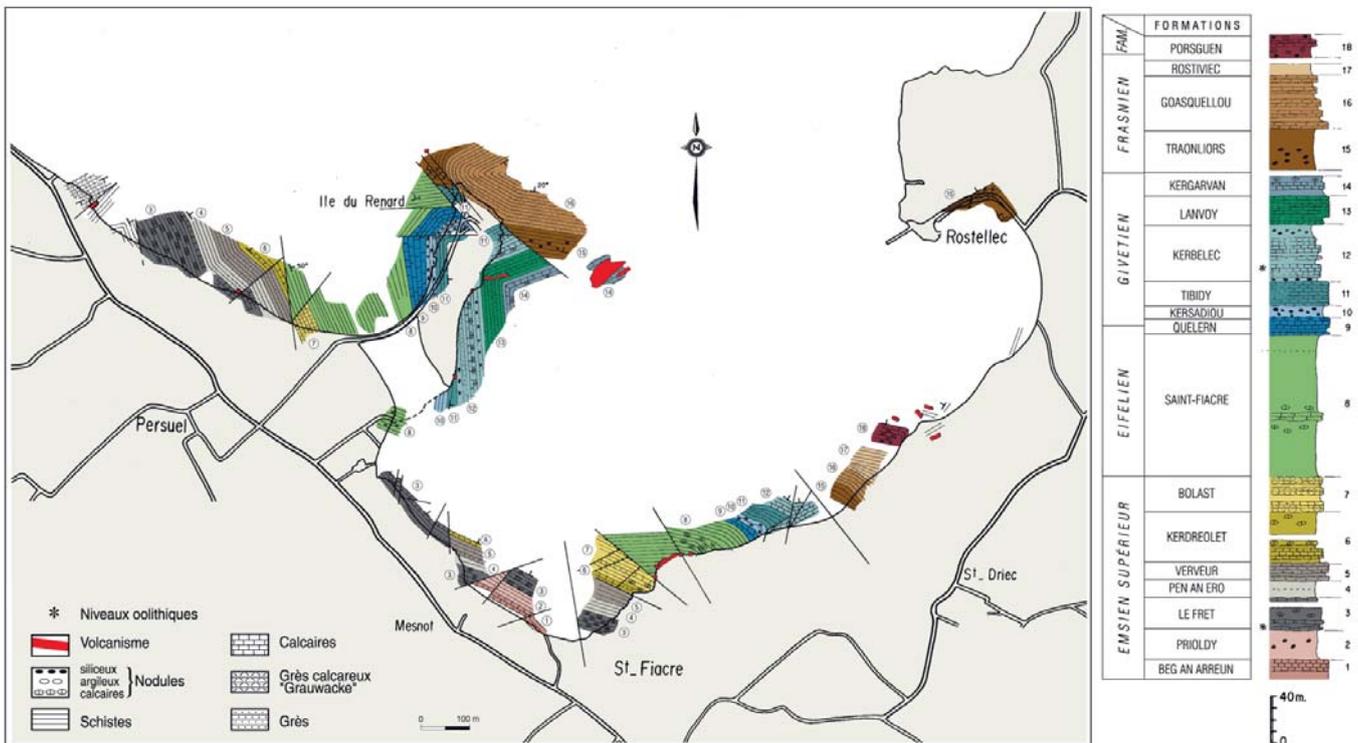
Journée du 29 août (basse mer 14 h 37)

**Stop 2.1 : Coupe de l'île du Renard (« Enez Lern ») : le Dévonien Moyen de l'Ouest de la rade de Brest (voir carte Fig. 16).**

Sur la côte nord de la presqu'île de Crozon, au fond de l'anse délimitée par la presqu'île de Roscanvel, à l'Ouest, et l'île Longue à l'Est, la coupe de l'île du Renard constitue la partie occidentale de la coupe de Persuel (localités PE, Morzadec, 1983a). Elle expose, sur l'estran et en falaise, la succession de neuf formations s'étagant de l'Eifélien au Frasnien. Six de ces formations appartiennent à la moitié supérieure du groupe de Troaon (formations de Saint-Fiacre, Quélern, Kersadiou, Tibidy, Kerbelec et Lanvoy). Elles sont surmontées par les formations de Kergarvan, de Traonlors et de Goasquellou. La visite de la coupe sera limitée aux formations du groupe de Troaon ci-dessus listées et qui couvrent un intervalle de temps correspondant à l'Eifélien « supérieur » et au Givétien.

Le **groupe de Troaon** se compose de 13 unités lithostratigraphiques allant de l'Emsien inférieur (Formation de Beg an Arreun) au Givétien (Formation de Lanvoy) ; son épaisseur varie de 230 m à un peu moins de 500 m. Ces formations affleurent dans de nombreuses coupes de la côte nord de la presqu'île de Crozon et dans la rade de Brest. Cette succession correspond à une alternance cyclique de niveaux à dominante argileuse, carbonatée, argileuse, gréseuse, argileuse, carbonatée... qui témoigne essentiellement de la variation des contraintes environnementales et climatiques plus que de contraintes tectoniques. C'est ainsi que les affleurements de la Formation de Kersadiou dans l'Est de la Rade correspondent à un environnement plus abrité et probablement un peu plus profond que leurs homologues de la partie occidentale comme en témoigne la plus grande biodiversité (présence de vertébrés, en particulier). Par ailleurs, il apparaît que les siltites à concrétions siliceuses et/ou phosphatées de la base de la Formation de Kersadiou et de la base et du sommet de la Formation de Kerbelec correspondent à des environnements protégés occupés majoritairement par les arthropodes et les échinodermes homalozoaires.

La côte ouest de l'île du Renard expose sur l'estran les formations de Saint-Fiacre, Quélern et Kersadiou, et la Formation de Tibidy en falaise. Sur la côte orientale, la falaise et l'estran exposent les formations de Tibidy, Kerbelec, Lanvoy et Kergarvan. Au nord de l'île, un accident NW-SE



Carte géologique des affleurements Emsien supérieur à Famennien entre Rostellec et Persuel, Presqu'île de Crozon, Finistère (Morzadec 1983, modifié)

Fig. 16 - Carte géologique des affleurements Emsien supérieur à Famennien autour de l'île du Renard entre Rostellec et Persuel, presqu'île de Crozon (document SGMB d'après Morzadec, 1983a).

Fig. 16 - Geological map of the upper Emsian to Famennian outcrops around the Renard Island between Rostellec and Persuel localities, Crozon Peninsula (SGMB document after Morzadec, 1983a).

met en contact tectonique les formations de Traonlions et de Goasquellou, du Frasnien, avec les précédentes.

La **Formation de Saint-Fiacre** est épaisse de 200 m environ dans ce secteur de la rade de Brest. Elle est mal exposée sur l'estran de l'île du Renard, où seule la partie supérieure est visible à marée basse. Elle se compose de siltites renfermant des niveaux de concrétions argileuses de teinte jaune et de siltites carbonatées décalcifiées. La faune benthique est peu développée à l'exception de la partie supérieure plus carbonatée qui renferme de nombreux coelentérés (calcéoles, pleurodictyformes). La faune se compose en outre de brachiopodes, de céphalopodes (goniatites), ostracodes, trilobites, dacroconarides... La formation est rapportée à l'Eifélien à partir de spiriféridés et de goniatites (*Subanarcestes macrocephalus*); la limite Emsien-Eifélien est provisoirement placée à la partie inférieure de la formation.

La **Formation de Quéléren** est constituée par une vingtaine de mètres de siltites carbonatées à concrétions carbonatées argileuses et de bancs calcaires bioclastiques (localités PE12 à 15, Morzadec, 1983a). Affleurant en estran, les lithofaciès sont pour la plupart très altérés. Avec le retour de la sédimentation carbonatée, la faune benthique est bien diversifiée avec de nombreux coelentérés. Elle renferme en outre de nombreux brachiopodes, céphalopodes, crinoïdes, trilobites et conodontes. Ces derniers appartiennent à la zone à *ensensis* des conodontes qui caractérise l'Eifélien supérieur. Localement, le passage à la Formation de Kersadiou sus-jacente affleure en pied de falaise (PE15, Morzadec, 1983a).

La **Formation de Kersadiou**, épaisse d'une dizaine de mètres dans cette coupe, est constituée de siltites noires micacées à concrétions siliceuses, parfois carbonatées (localités PE15 à 19) et/ou phosphatées dans la partie orientale de la rade de Brest. La faune abondante se présente soit en lits d'accumulation sur lesquels se sont développées des concrétions caractérisées par une disposition des fossiles dans le plan équatorial, soit dans des concrétions interprétées comme d'anciens « galets » de vase dans lesquels la faune est disposée irrégulièrement et souvent à la périphérie des concrétions; celles-ci offrent une conservation exceptionnelle de la faune. On note de très nettes différences dans la composition et la diversité de la faune entre l'Ouest de la rade (pôle carbonaté) et l'Est de la rade (pôle siliceux). À l'Ouest, les brachiopodes représentent 87 % à 90 % de la faune, alors que cette abondance relative n'est que de 38 % à 41 % à l'Est. La faune regroupe à ce jour 149 taxons : brachiopodes (Botquelen et Racheboeuf, 2008), hyolithes (Malinky et Racheboeuf, 2010), bivalves (Babin *et al.*, 2001), gastéropodes (Blodgett *et al.*, 1999), échinodermes, ostracodes (Lethiers et Racheboeuf, 1993), trilobites (Morzadec, 1983b), vertébrés (Janvier et Racheboeuf, 2003). La faune des hyolithes et des gastéropodes présente de fortes affinités avec celle du Givétien nord-américain. Trois associations fauniques suc-

cessives ont été définies, caractérisées par les brachiopodes chonetoïdes (Racheboeuf, 1981, 2001; Botquelen et Racheboeuf, 2008). L'étude des ostracodes a permis de rapporter la Formation de Kersadiou à la base du Givétien moyen (« *Lower varcus Zone* » des conodontes) suggérant que la limite Eifélien-Givétien se situe dans la partie supérieure des calcaires de la Formation de Quéléren sous-jacente (Lethiers et Racheboeuf, 1993; Blodgett *et al.*, 1999; Botquelen et Racheboeuf, 2008).

La **Formation de Tibidy** atteint 20 m d'épaisseur dans la coupe de l'île du Renard; sa base, marquée par l'apparition de bancs de grès, est bien exposée dans cette coupe (localité PE18; Morzadec, 1983a). Cette formation, constituée par une alternance de siltites et de grès, présente une remarquable homogénéité dans l'ensemble de la rade de Brest, même si quelques variations peuvent être mises localement en évidence dans le détail des bancs, les structures sédimentaires et la présence de carbonates. La faune y est abondante mais peu diversifiée, souvent localisée en base de banc, concentrée dans des poches d'accumulation à la base des niveaux de tempestites, plus rarement dans des concrétions de grès carbonaté. La faune est dominée quantitativement par les brachiopodes chonetoides, ce qui avait valu à cette formation le nom de « Grès à *Chonetes* ». Outre les chonetoides la faune se compose d'autres brachiopodes, de coelentérés, de bivalves, de crinoïdes, de trilobites. En l'absence de conodontes, les brachiopodes : *Spinocyrtia ascendens*, *Orthospirifer* et *Cupularostrum soe-teni* attestent de l'âge givétien de cette formation.

La **Formation de Kerbelec** surmonte la précédente et elle est bien exposée sur la côte est de l'île du Renard (localités PE39 à 44; Morzadec, 1983a). Épaisse d'une vingtaine de mètres, elle débute par 3 à 5 m de siltites noires à concrétions siliceuses; la partie moyenne est constituée de siltites carbonatées renfermant des concrétions carbonatées et de bancs calcaires bioclastiques que surmontent 8 m de siltites noires à concrétions siliceuses. Les schistes sont ici nettement plus développés que dans la partie orientale de la rade de Brest. La faune y est abondante et diversifiée : coelentérés, brachiopodes, bivalves, échinodermes, trilobites et conodontes. Les conodontes indiquent la zone à *varcus* du Givétien. Les concrétions siliceuses des siltites inférieures et supérieures renferment une faune peu abondante mais originale, caractérisée par la présence d'échinodermes homalozoaires et d'arthropodes variés parmi lesquels le phyllocaride *Echinocaris* qui témoigne des affinités nord-américaines de la faune.

La **Formation de Lanvoy** sus-jacente (dernier terme du groupe de Troaon) affleure bien sur la côte est de l'île du Renard (localités PE37, 38). Sa base est marquée par l'apparition de bancs de grès et son épaisseur n'excède pas 20 m, alors que dans l'Est de la rade de Brest elle atteint 70 m de puissance. Il s'agit d'un ensemble de grès fins micacés, en bancs moins épais et plus argileux à l'Ouest qu'à l'Est. La faune est relativement peu abondante et

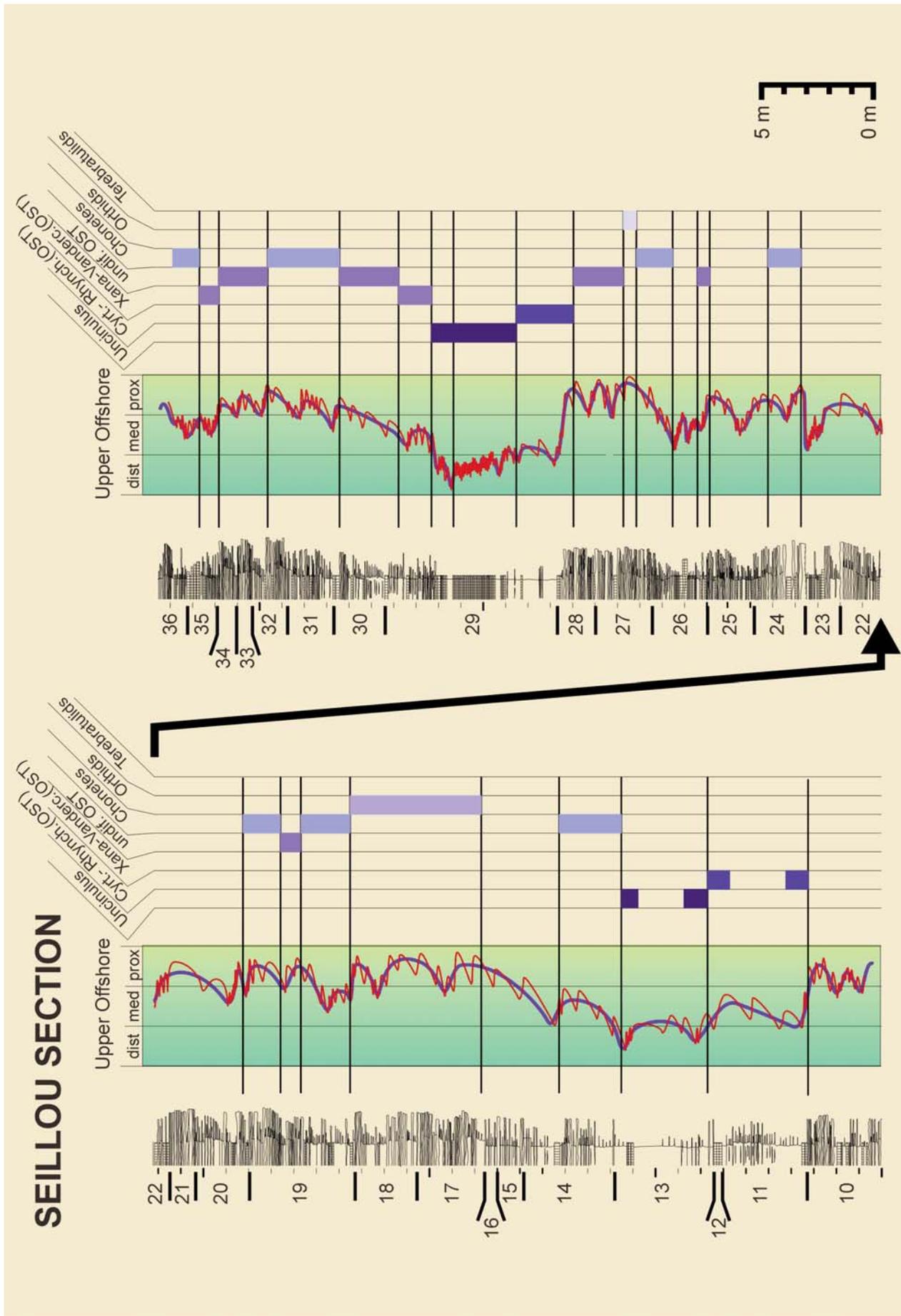


Fig. 17 - Variations du niveau marin (colonne centrale) et distribution des communautés benthiques à brachiopodes (colonne de droite) dans les parties inférieure et moyenne de la coupe de Seillou (Gourvenec, 2001).

Fig. 17 - Sea level variations (central column) and distribution of benthic communities of brachiopods (right column) in the lower and middle parts of the Seillou section (Gourvenec, 2001).

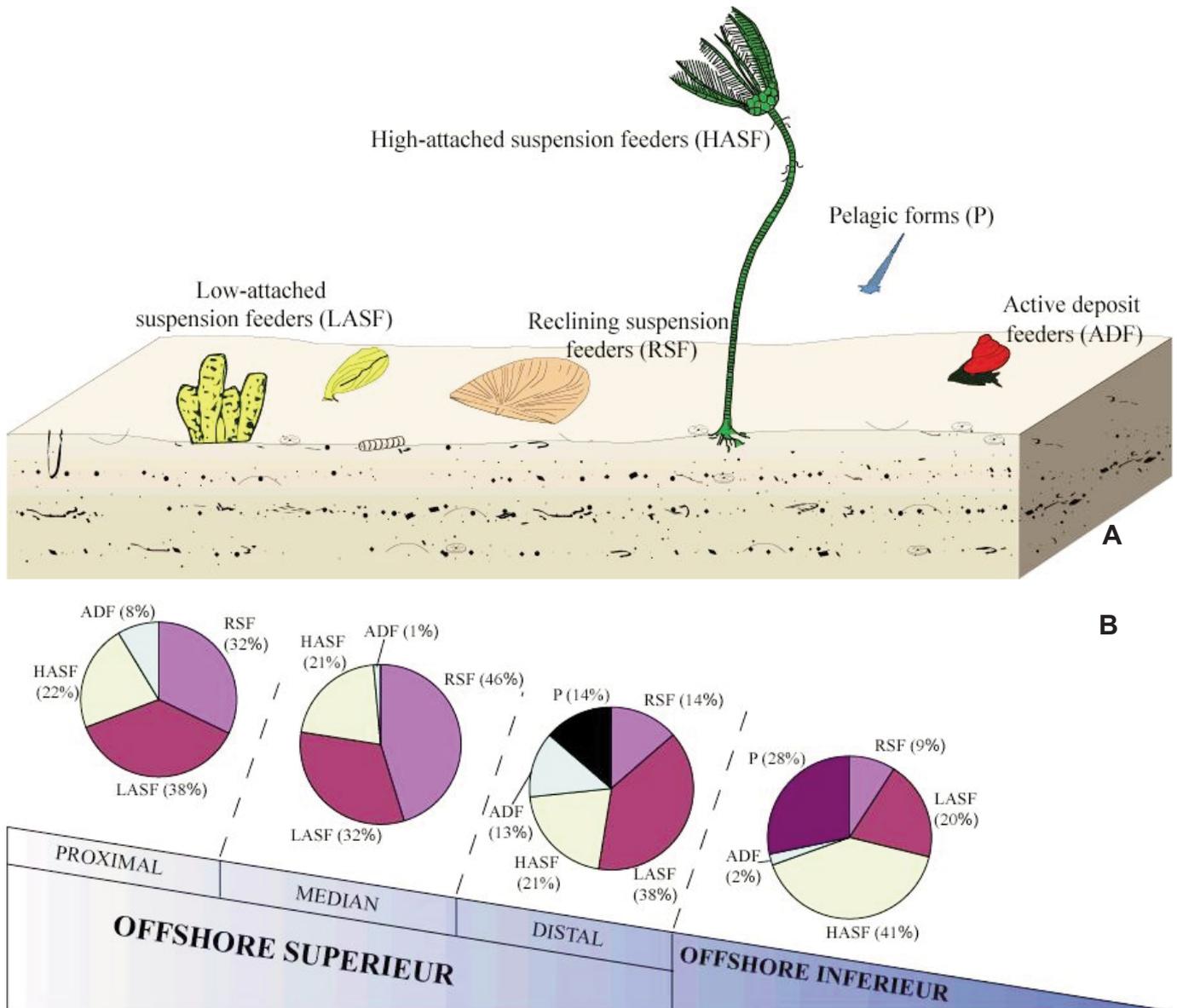


Fig. 18 - Les différentes mégaguiltes identifiées dans la coupe de Seillou (A) et leur distribution sur le transect proximal-distal en proportions relatives (B). ADF : Limivores vagiles ; HASF : Suspensivores attachés de haut niveau ; LASF : Suspensivores attachés de bas niveau ; P : Pelagos ; RSF : Suspensivores posés (Botquelen et Gourvennec, 2008).

Fig. 18 - The different megaguilds identified in the Seillou section (A) and their distribution on a proximal-distal transect with relative proportions (B). ADF: active deposit feeders; HASF: high-level attached suspension feeders; LASF: low-level attached suspension feeders; P: pelagos; RSF: reclining suspension feeders (Botquelen et Gourvennec, 2008).

plutôt localisée dans les concrétions gréseuses et à la partie supérieure de la formation. La faune, toujours constituée de coelentérés, brachiopodes, bivalves, céphalopodes, crinoïdes et trilobites, n'est pas très significative au plan de la biostratigraphie. Cependant, la présence de *Spinocyrtia plicatula* (dans l'Est de la rade de Brest) lui confère un âge givétien.

**Stop 2.2 : Coupe de Seillou (Fig. 17, 18)**

La coupe de Seillou constitue l'affleurement le plus complet de la Formation du Faou (environ une centaine de mètres exposés, en épaisseur) et montre le passage à la Formation de Reun ar C'hrank, constituée de schistes et grauwackes. Surmontant la Formation de l'Armorique, les

alternances de schistes et de grès calcaireux micacés, généralement décalcifiés (grauwackes) de la Formation du Faou, correspondent à des apports massifs d'éléments détritiques (contrastant avec la formation sous-jacente). Les bancs de grès décimétriques à lamines obliques entrecroisées (dépôts de vagues de tempête) sont très caractéristiques de cette formation. La base de la Formation de Reun ar C'hrank sus-jacente est marquée par le développement de schistes sombres.

Du fait de la bonne exposition, cette coupe a été choisie comme coupe de référence pour la Formation du Faou malgré l'existence de quelques failles et d'un filon au niveau du banc 29. La faune y est riche et dominée par les brachiopodes qui atteignent, dans la partie supérieure de la forma-

tion, des tailles assez importantes dans un niveau appelé « Banc des monstres ». La partie basale de la formation n'est pas exposée ici : on peut la voir dans la coupe nord de la pointe de l'Armorique où le contact avec la Formation de l'Armorique est légèrement ravinant. Les anciennes subdivisions qu'on peut encore trouver dans la littérature, correspondent aux parties de la coupe levées sur l'estran ( $E_{xx}$ ) et en falaise ( $F_{xx}$ ) ; elles ont depuis été remplacées par une numérotation « standard » établie à l'occasion d'une excursion de la SDS (Morzadec *et al.*, 1988) et qui a été utilisée dans les études postérieures.

Comme indiqué supra, la Formation du Faou est constituée de petits bancs parfois discontinus, en général peu épais (centimétriques à décimétriques) constitués de grès fins, calcaireux, micacés et décalcifiés à l'affleurement : c'est ce qui constitue les « grauwares ». La fraction carbonatée est constituée par des tests d'organismes. Ces bancs de « grauware » alternent avec des niveaux argileux dans lesquels la faune est plus rare (mais pas totalement absente) ; on peut d'ailleurs y observer localement des traces importantes d'activité animale (bioturbations, p. ex. *Chondrites* du banc 27 [F2]). Ils sont généralement riches en microorganismes (acritarches et chitinozoaires). Certains bancs (11-17 [E4-E6]) sont très enrichis en micas et deviennent psammitiques : ils ne renferment qu'une faune appauvrie. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de tempête.

La découverte d'une faune hercynienne dans le sommet de la formation et la partie basale de la Formation de Reun ar C'hrank a permis de placer ces niveaux dans le sommet de l'Emsien inférieur. La limite Praguien-Emsien se situe au niveau des bancs 28-29 [F2-F3] (présence du genre *Arduspirifer* dans le banc 29), malheureusement perturbés par la présence d'un filon.

Les interbancs argileux (= schistes) ne montrent aucune figure sédimentaire liée à l'action de la houle : ils traduisent donc les conditions permanentes (« normales ») du milieu de dépôt. Au contraire, les bancs formés par des accumulations de sable ou de coquilles sont le reflet d'apports sédimentaires brefs et intermittents (« événements de tempêtes »). Cette action des vagues de tempête est marquée dans les strates par la succession, de bas en haut, de figures traduisant une agitation décroissante et de rides de vagues au sommet.

On peut en déduire que l'ensemble des sédiments s'est déposé dans un milieu peu profond (entre 20 et 80 m, limites d'action des vagues) sur une plate-forme continentale, en milieu marin ouvert. D'un point de vue séquentiel, la coupe comprend trois mégaséquences de 3<sup>e</sup> ordre. La première (séquence A) n'est représentée que par son sommet, dans la partie basale de la coupe. La seconde (séquence B) correspond en gros à la partie de la coupe située en estran et la dernière (séquence C) à celle située en falaise. À l'intérieur de ces séquences, on peut identifier de nom-

breux cycles génétiques qui se terminent par des niveaux de condensation pouvant prendre ici des aspects différents (niveau carbonaté, niveau ferrugineux, nodules ou bioturbation) mais dont la signification reste la même : ils signalent la fin d'un cycle élémentaire.

Une étude détaillée englobant la stratigraphie séquentielle et la paléontologie a été menée sur cette coupe. Elle a permis de définir les relations entre les variations de composition des assemblages benthiques en fonction des variations du niveau marin. Ces variations peuvent être reconstituées à partir des structures sédimentaires particulièrement bien exposées dans cette coupe. On s'est basé pour cela sur la nature des alternances et l'évolution de la sédimentation à l'intérieur des bancs. Des centaines d'échantillons, de 6 kg chacun, ont été prélevés sur la coupe, banc par banc suivant un axe constant, perpendiculaire aux dépôts, c'est-à-dire en un point virtuel fixe permettant de mesurer les variations locales par rapport au temps. Les brachiopodes et les crinoïdes ont été analysés (analyse multivariée, classification hiérarchique en modes R et Q), permettant de définir des associations qui ont été replacées dans leur contexte environnemental (transect proximal-distal) sur la base d'une étude stratigraphique séquentielle détaillée menée simultanément. Ceci a permis de suivre la migration des communautés benthiques en fonction des variations du niveau marin. Il en ressort que les biotopes restent relativement stables à l'intérieur des séquences de 20 Ka (même composition mais effectifs variables). Par contre, sur les séquences à 100 ou 400 Ka, des changements notables interviennent, avec un fort renouvellement des communautés (Lecomte *et al.*, 1998).

La courbe de distribution des communautés benthiques est parfaitement corrélée avec celle des variations des environnements sédimentaires et par conséquent avec la courbe eustatique (Gourvenec, 2001) (Fig. 17). Les périodes de condensation sédimentaire se traduisent par une densité élevée de fossiles dont l'accumulation pourra ensuite servir de substrat pour l'implantation d'autres organismes fixés (rétroaction taphonomique). Deux types d'accumulations de coquilles ont été définis à Seillou. Le type A correspond à des accumulations peu épaisses, lenticulaires, sans imbrications des coquilles (formant une « surface coquillière ») ; on peut en trouver un exemple dans les niveaux à chonétides. Il se dépose dans la partie inférieure des séquences génétiques lorsque la présence de matériel en suspension permet un rapide enfouissement des dépôts coquilliers. Le type B comprend des niveaux plus épais, avec une matrice de nature variable, des coquilles imbriquées formant éventuellement plusieurs strates plus ou moins amalgamées. On le trouve dans la partie supérieure des séquences, lorsque l'apport sédimentaire devient faible.

Des corrélations avec des coupes voisines montrent un approfondissement vers l'Ouest (Reun ar C'hrank) (Botquelen et Gourvenec, 2008). Les variations de diver-

sité et de densité sont accentuées lors des périodes d'augmentation du niveau marin. La structure des communautés a également été analysée en terme d'appartenance aux mégaguilides (utilisation de l'espace et des ressources alimentaires). Cinq mégaguilides ont pu être identifiées à Seillou et leur importance relative varie sur un transect proximal-distal, avec deux « frontières » bien marquées, l'une entre l'offshore supérieur médian et distal, l'autre entre l'offshore supérieur et l'offshore inférieur (Fig. 18 ; Botquelen et Gourvennec, 2008).

**Remerciements :** Les auteurs remercient vivement J.M. Piçarra (INETI, Portugal) pour sa collaboration sur le Silurien et les données partiellement inédites qu'il nous a fournies, P. Morzadec pour les informations stratigraphiques concernant principalement le Dévonien, ainsi que la SGMB qui nous a permis de reproduire la carte et les logs de la presqu'île de Crozon et la carte de l'île du Renard.

## Références

- Achab A., Paris F.** (2007) - The Ordovician chitinozoan biodiversification and its leading factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, p. 5-19.
- Auvray B., Macé J., Vidal P., Van der Voo R.** (1980) - Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany: implications for the age of red beds ('séries rouges') in the northern Armorican Massif. *Journal of the Geological Society of London*, 137, p. 207-210.
- Babin C.** (1966) - Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque Armoricaïn. Thèse de Doctorat d'Etat, Imprimerie commerciale et administrative de Brest, France, 470 p.
- Babin C., Mélou M.** (1972) - Mollusques Bivalves et Brachiopodes des « schistes de Raguenez » (Ordovicien supérieur du Finistère) ; conséquences stratigraphiques et paléobiogéographiques. *Annales de la Société géologique du Nord*, 92, p. 79-94.
- Babin C., Goujet D., Lardeux H., Lejal-Nicol A., Lethiers F., Morzadec P., Plusquellec Y., Weyant M.** (1976) - La Formation des Schistes de Porsguen (Dévonien supérieur de la rade de Brest, Massif armoricaïn). Lithologie, flore, faune. *Annales de la Société géologique du Nord*, 1977, 96, p. 333-346.
- Babin C., Deunff J., Melou M., Paris F., Pelhate A., Plusquellec Y., Racheboeuf P.** (1979) - La coupe de Porz Ar Vouden (Pridoli de la Presqu'île de Crozon) Massif Armoricaïn, France. *Lithostratigraphie et Biostratigraphie. Palaeontographica, Abt A*, 164, p. 52-84.
- Babin C., Feist R., Mélou M., Paris F.** (1988) - La limite Ordovicien-Silurien en France. In: Cocks L.R.M., Rickards R.B. (eds.) - A Global Analysis of the Ordovician-Silurian boundary. *Bulletin of the British Museum, Natural History (Geol.)* 43, p. 73-79.
- Babin C., Jaouen P.-A., Racheboeuf P.R.** (2001) - Les mollusques bivalves de la Formation de Kersadiou (Givétien du Massif armoricaïn). *Palaeontographica, Abt A*, 261, p. 1-54.
- Baldwin C.T., Johnson H.D.** (1977) - Sandstone mounds and associated facies sequences in some late Precambrian and Cambro-Ordovician inshore tidal flat / lagoonal deposits. *Sedimentology*, 24, p. 801-818.
- Ballard J.-F., Brun J.-P., Durand J.** (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 303, II, 14, p. 1327-1332.
- Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C., Pitra P.** (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus de Geoscience*, 341, p. 174-201.
- Barrois C.** (1880) - Sur le terrain Silurien supérieur de la presqu'île de Crozon. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 8, 258 p.
- Barrois C.** (1902) - Légende de la feuille de Brest de la carte géologique de la France au 1/80 000. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 21, p. 17-32.
- Bishop A.C., Bradshaw J.D., Renouf J.T, Taylor R.T.** (1969) - The stratigraphy and structure of West Finistère, France. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 124, p. 309-348.
- Blodgett R.B., Fryda J., Racheboeuf P.R.** (1999) - Upper Middle Devonian (Givetian) gastropods from the Kersadiou Formation, Brittany, France. *Journal of Paleontology*, 73, p. 1081-1100.
- Bonjour J.-L.** (1988a) - Sédimentation paléozoïque initiale dans le Domaine Centre Armoricaïn. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, inédit, 258 p.
- Bonjour J.-L.** (1988b) - Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale (Massif armoricaïn). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 307, sér. 2, p. 1651-1654.
- Bonjour J.-L., Chauvel J.-J.** (1988) - Un exemple de sédimentation initiale dans un bassin paléozoïque : étude pétrographique et géochimique de l'Ordovicien inférieur de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, 8, 4, p. 81-91.
- Bonjour J.-L., Peucat J.-J., Chauvel J.-J., Paris F., Cornichet J.** (1987) - A middle Arenigian radiometric age for the Paleozoic transgression in West Brittany (France). *Terra Cognita*, Strasbourg, 7, 2-3, p. 250-251.
- Bonjour J.-L., Peucat J.-J., Chauvel J.-J., Paris F., Cornichet J.** (1988) - U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): a new constraint for the Lower Paleozoic Time-scale. *Chemical Geology*, 72, p. 329-336.

- Botquelen A.** (2003) - Impact des variations eustatiques sur les assemblages benthiques à brachiopodes : l'exemple de l'Ordovicien sarde et le Dévonien ibéro-armoricain. *Paléoécologie, taphonomie, stratigraphie séquentielle, systématique*. Thèse, Université de Bretagne Occidentale & Università degli Studi di Cagliari, Brest (inédit), 336 p.
- Botquelen A., Gourvenec R.** (2008) - Palaeoecological responses of benthic associations to relative sea-level change : Lower Devonian of the Massif armoricain, France. *Fossils and Strata*, 54, p. 59-67.
- Botquelen A., Mélou M.** (2007) - Caradoc brachiopods from the Armorican Massif (Northwestern France). *Journal of Paleontology*, 81, p. 1080-1090.
- Botquelen A., Racheboeuf P.R.** (2008) - Benthic paleoecology in the Givetian: an example from the Kersadiou Formation (Massif Armoricain, NW France). *Palaios*, 23, p. 246-259.
- Botquelen A., Gourvenec R., Loi A., Le Menn J.** (2001) - Relations entre les variations des assemblages benthiques emsiens et l'eustatisme dans la coupe de Seillou (Massif armoricain, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 332, p. 45-50.
- Botquelen A., Loi A., Gourvenec R., Leone F., Dabard M.-P.** (2004) - Formation et signification paléo-environnementale des concentrations coquillières: exemples de l'Ordovicien de Sardaigne et du Dévonien du Massif Armoricain. *Comptes Rendus Palevol*, 3, p. 353-360.
- Botquelen A., Gourvenec R., Loi A., Pillola G.L., Leone F.** (2006) - Replacements of benthic associations in a sequence stratigraphic framework, examples from Upper Ordovician of Sardinia and Lower Devonian of the Massif Armoricain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239, 3/4, p. 286-310.
- Bourahrouh A.** (2002) - Chitinozoaires et palynomorphes de l'Ordovicien supérieur nord-gondwanien : impact de la glaciation ashgillienne. Thèse de l'Université de Rennes 1, inédit, 300 p.
- Bourahrouh A., Paris F., Elaouad-Debbaj Z.** (2004) - Biostratigraphy, biodiversity and palaeoenvironments of the chitinozoans and associated palynomorphs from the Upper Ordovician of the Central Anti-Atlas, Morocco. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 130, p. 17-40.
- Bradshaw J.D.** (1963) - The Lower Paleozoic and Lowest Devonian rocks of the Crozon Peninsula (Finistère). Ph. D thesis, London (inédit), 123 p.
- Bradshaw J.D.** (1966) - An unusual sedimentary structure indicative of shallow water conditions in the Grès armoricain of Finistère (France). *Sedimentology*, 7, p. 149-154.
- Brun J.-P., Ballard J.-F., Le Corre C.** (1991) - Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold-belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *Journal of Structural Geology*, 13, p. 419-429.
- Bultynck P.** (1989) - Conodonts from the la Grange Limestone (Emsian), Armorican Massif, North-Western France. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 117, p. 173-203.
- Bultynck P., Morzadec P.** (1979) - Conodontes de la coupe de Reun ar C'hrank en Lanvéoc (rade de Brest) Emsien du Massif armoricain (France). Corrélations biostratigraphiques. *Geobios*, 12, p. 675-685.
- Bultynck P., Pelhate A.** (1971) - Découverte de la zone à *Eosteinhornensis* (Conodontes) dans le synclinorium médian du Massif armoricain. Colloque Ordovicien Silurien, Brest 1971. *Mémoire du BRGM*, 73, p. 189-197.
- Caroff M., Vidal M., Bénard A., Darboux J.-R.** (2009) - A late-Ordovician phreatomagmatic complex in marine soft-substrate environment: The Crozon volcanic system, Armorican Massif (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184, p. 351-366.
- Cavet P., Gruet M., Pillet J.** (1966) - Sur la présence du Cambrien à *Paradoxides* à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire) dans le Nord-Est du Bocage Vendéen (Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 263, p. 1685-1688.
- Chauvel J.** (1941) - Recherches sur les Cystoïdes et les Carpoïdes Armoricains. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (1939), 5, 286 p.
- Chauvel J.-J.** (1968) - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse d'état, Université de Rennes 1, France, unpublished, 244 p.
- Chauvel J., Nion J.** (1969) - Sur la présence de *Phlyctocystis* Chauvel, 1966, échinoderme Cystoïde, dans l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 11, p. 443-446.
- Chauvel J.-J., Mansuy C.** (1981) - Micropaléontologie du Protérozoïque du Massif armoricain (France). *Precambrian Research*, 15, p. 25-42.
- Chauvel J.-J., Robardet M.**, avec la collaboration de Lefort J.P. (1979) - Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C, 11, 1/2, 191 p.
- Chauvel J.-J., Schopf J.W.** (1978) - Late Precambrian microfossils from Brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy. *Nature*, 275, p. 640-642.
- Coen-Aubert M., Plusquellec Y.** (2007) - Nouvelles espèces du genre *Phillipsastrea* d'Orbigny, 1849 (Rugosa) dans le Givetien supérieur de la rade de Brest (Massif armoricain, France). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 77, p. 63-75.
- Dabard M.-P., Paris F.** (1986) - Palaeontological and geochemical characteristics of Silurian black shale formations from the Central Brittany domain of the Armorican Massif (Northwest France). *Chemical Geology*, 55, p. 17-29.
- Dabard M.-P., Loi A., Paris F.** (2007) - Relationship between phosphogenesis and sequence architecture: Sequence stratigraphy and biostratigraphy in the Middle Ordovician of the Armorican Massif (NW France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248, p. 339-356.
- Dabard M.-P., Guillocheau F., Loi A., Paris F., Ballèvre M.** (2009) - Évolution de la plate-forme paléozoïque centre-armoricaine de l'Ordovicien au Dévonien. 12<sup>e</sup> Congrès Français de Sédimentologie, Rennes 2009, Livret d'excursions, Presqu'île de Crozon, *Publication ASF* 65, p. 5-102.

- Dangeard L., Doré F.** (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien Supérieur en Normandie. *Mémoire du BRGM*, 73, p. 119-127.
- Darbois J.-R.** (1991) - Évolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen. Le modèle du Domaine Centre Armorica occidental. Thèse de Doctorat d'État de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 267 p.
- Darbois J.-R., Plusquellec Y.** (1985) - La discordance du Grès armoricain (Arenig) sur le Briovérien (Protérozoïque supérieur) dans la région de Camaret (presqu'île de Crozon, Massif armoricain) : caractères sédimentologiques et structuraux. *Hercynica* I, 1, Rennes, p. 47-59.
- Dauteuil O., Durand J., Brun J.-P.** (1987) - Arguments en faveur de décrochements synchrones du dépôt des séries rouges d'Erquy-Fréhel. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 304, Sér. II, 2, p. 83-88.
- Deunff J.** (1951) - Sur la présence de microorganismes (Hystrichosphères) dans les schistes ordoviciens du Finistère. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 233, p. 321-323.
- Deunff J.** (1954) - *Veryhachium*, genre nouveau d'hystrichosphères du Primaire. *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 12, p. 305-306.
- Deunff J.** (1955) - *Aremoricanium*, genre nouveau d'Hystrichosphères du Silurien breton. *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 13, p. 227-228.
- Deunff J.** (1958) - Microfossiles planctoniques du Primaire armoricain. I. Ordovicien du Véryac'h (presqu'île de Crozon). *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 2, p. 1-41.
- Deunff J.** (1980) - Le paléoplancton des Grès de Landévennec (Gédinnien de la rade de Brest – Finistère). Étude biostratigraphique. *Geobios*, 13, 4, p. 483-539.
- Deunff J., Chauris L.** (1974) - Découverte d'un microplancton à Acritarches, Chitinozoaires et spores du Silurien supérieur près de Landerneau (Nord-Finistère). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 278, p. 2091-2093.
- Deunff J., Chateaufort J.J.** (1976) - Sur la présence d'un riche microplancton siluro-dévonien à Acritarches, spores et Chitinozoaires au sommet des schistes et quartzites de Plougastel (rade de Brest-Finistère) ; son intérêt stratigraphique. *Geobios*, 9, 3, p. 337-343.
- Doré F.** (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse d'Etat de l'Université de Caen, inédit, 790 p.
- Ducassou C., Strullu-Derrien C., Ballèvre M., Dabard M.-P., Gerrienne P., Lardeux H., Robin C.** (2009) - Age and depositional environment of the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): the oldest (Emsian) evidence for mountain erosion in the Variscan belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180, 6, p. 529-544.
- Durand J.** (1985) - Le Grès Armorica. Sédimentologie - Traces fossiles - Milieux de dépôt. Mémoires et Documents du Centre Armorica d'Etude Structurale des Socles, Rennes, 3, p. 1-189.
- Durand J.** (1989) - Géométrie des corps sédimentaires : concepts, méthodes, exemples. Thèse de l'Université de Rennes 1, inédit, 251 p.
- Egal E., Guerrot C., Le Goff E., Thiéblemont D., Chantraine J.** (1996) - The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). In : Nance R.D., Thompson M.D. (eds) – Avalonian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-north Atlantic. *Geological Society of America*, Special Papers, 304, p. 281-318.
- Erceville (d') M.A.** (1979) - Les spores des formations siluro-dévonniennes de la coupe de Saint-Pierre-sur-Erve (Synclinerium médian armoricain). *Palaeontographica*, Abt B, 171 (4-6), p. 79-121.
- Faure M.** (1978) - Le Grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Thèse de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, inédit, 293 p.
- Fortey R.A., Cocks L.R.** (2005) - Late Ordovician global warming - The Boda event. *Geology*, 33, p. 405-408.
- Fortey R.A., Harper D.A.T., Ingham J.K., Owen A.W., Parkes M.A., Rushton A.W.A., Woodcock N.H.** (2000) - A revised correlation of the Ordovician rocks in the British Isles. Special Report, Geological Society, London, 24, p. 1-83.
- Garcia-Alcalde J.L.** (1997) - North Gondwana Emsian events. *Episodes*, 19, 1-2, p. 241-246.
- Ghienne J.F., Boumendjel K., Paris F., Videt B., Racheboeuf P., Ait Salem H.** (2007) - The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, 82, p. 183-792.
- Gorini A., Vidal M., Loi A., Paris F.** (2008) - Evoluzione stratigrafica pre-himantiana della Formazione di Kermeur (Massiccio Armoricano). *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, 3, 2, p. 451-452.
- Gourvenec R.** (1985) - Le genre *Howellella* (Brachiopoda, Spiriferida) en Europe de l'Ouest au Siluro-Dévonien. *Geobios*, 18, 2, p. 143-170.
- Gourvenec R.** (1989) - Brachiopodes Spiriferida du Dévonien inférieur du Massif armoricain. Systématique, Paléobiologie, Évolution, Biostratigraphie. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, 9, 281 p.
- Gourvenec R.** (2001) - Pragian-Emsian brachiopod communities of the Faou Formation (Massif armoricain, France). In : Brunton C.H.C., Cocks L.R.M., Long S. (Eds) - *Brachiopods, Past and Present, The Systematics Assoc. Spec. Vol. Series*, 63, 29, p. 275-284.
- Guerrot C., Calvez J.Y., Bonjour J.-L., Chantraine J., Chauvel J.-J., Dupret L., Rabu D.** (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 315, p. 1741-1746.
- Guillocheau F.** (1983) - Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain. Thèse de l'Université de Brest, inédit, 223 p.
- Guillocheau F.** (1990) - Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, (inédit), 257 p.

- Guillocheau F.** (1991) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15, 2, p. 383-410.
- Guillocheau F., Rolet J.** (1982) - La sédimentation paléozoïque Ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectoniques-sédimentation. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C, 14, 2, p. 45-62.
- Guillocheau F., Dabard M.-P., Robin C., Loi A.** (2009) - Les dépôts de tempêtes des domaines marins ouverts aux milieux restreints. 12<sup>e</sup> Congrès Français de Sédimentologie, Rennes 2009, Livret d'excursions, Presqu'île de Crozon, *Publication ASF*, 65, p. 3-52.
- Hamoumi N.** (1981) - Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien Supérieur en presqu'île de Crozon (Massif armoricain), comparaison des coupes du Veryac'h et de l'Aber-Kerglentin. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Brest, France (inédit), 224 p.
- Hamoumi N., Le Ribault L., Pelhate A.** (1981) - Les Schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif armoricain occidental) : une formation glacio-marine à la périphérie d'un inlandis ordovicien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 23, p. 279-286.
- Harper D.A.T.** (2006) - The Ordovician biodiversification: setting an agenda for marine life. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 2-4, 148-166.
- Henry J.-L.** (1969) - Microorganismes *incertae-sedis* (Acritarches et Chitinozoaires) de l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère) ; gisements de Mort-Anglaise et de Kerglentin. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, nelle série, p. 59-100.
- Henry J.-L.** (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 22, 250 p.
- Henry J.-L.** (1989) - Paléoenvironnements et dynamique de faunes de trilobites dans l'Ordovicien (Llanvirn supérieur-Caradoc basal) du Massif armoricain (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73, p. 139-153.
- Henry J.-L., Mélou M., Nion J., Paris F., Robardet M., Skevington D., Thadeu D.** (1976) - L'apport de Graptolites de la Zone à *G. teretiusculus* dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 96, 4, p. 275-281.
- Henry J.-L., Vidal M., Lacombe L.** (1993) - Apparition soudaine de *Protolloydolithus* (Trilobita, Trinucleidae) dans l'Ordovicien (Llandeilo) du Massif Armoricain : un essai d'interprétation. *Geobios*, 26, 2, p. 201-206.
- Henry J.-L., Lefebvre B., Chauvin D.** (1997) - Stratification thermique probable des eaux marines sur la marge gondwanienne (Massif Armoricain) pendant l'Ordovicien (Llanvirn): Implications paléogéographiques. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 205, p. 373-392.
- Jaeger H., Robardet M.** (1973) - Découverte de *Monograptus uniformis* Přibyl, Graptolite gédinnien, dans les « schistes et quartzites siluro-dévonien » du Cotentin (Normandie, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 277, D, p. 2129-2132.
- Jaeger H., Doré F., Philippot A.** (1967) - Présence de Budnaniens en Normandie dans le synclinal d'Urville (Calvados). Courte description et discussion des Graptolites de cet étage provenant du sondage du Quesnay (Calvados). *Mémoires du BRGM*, 33, p. 35-37.
- Janvier P., Racheboeuf P.R.** (2003) - A ptyctodontid fish (Placoderm) from the Kersadiou Formation (Givetian) of western Brittany, France. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 10, 630-640.
- Juteau T., Nonnotte P., Jegou I., Lamour M., Naour T., Cotten J.** (2007) - Le volcanisme sous-marin d'âge ordovicien supérieur de la presqu'île de Crozon (Finistère). Étude des processus de bréchification. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, D, 4, p. 1-67.
- Kerforne F.** (1901) - Étude la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon (Finistère). Thèse, Rennes, Imp. Simon, 234 p.
- Kříž J., Paris F.** (1982) - Pridolian and Lochkovian in La Meignanne (Armorican Massif). Biostratigraphy and correlations based on Bivalvia and Chitinozoa. *Geobios*, 15, p. 391-421.
- Kříž J., Degardin J.-M., Ferretti A., Hansch W., Gutiérrez Marco J.-C., Paris F., Piçarra J.M., Robardet M., Schönlaub H.-P., Serpagli E.** (2003) - Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Gondwanan and Perunican Europe. In: Landing E., Johnson M.E. (eds.) - Silurian Lands and Seas: Paleogeography outside of Laurentia. New York State Museum, Bulletin, 493, p. 105-178.
- Lardeux H., Cavet P.** (1994) - Paleozoic of the Ligerian Domain. In : Keppie J.D. (ed.) - Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, *Springer-Verlag*, p. 152-156.
- Lardeux H., Chauvel J.-J., Henry J.-L., Morzadec P., Paris F., Racheboeuf P., Robardet M.** (1977) - Évolution géologique du Massif armoricain au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens. In : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Colloque international CNRS, Rennes, Editions du CNRS, 243, p. 181-192.
- Lebesconte P.** (1886) - Constitution générale du Massif breton. *Bulletin de la Société géologique de France*, sér.3, 14, p. 776-819.
- Lecomte S., Gourvennec R., Loi A.** (1998) - Communautés benthiques à brachiopodes et variations eustatiques : exemple de la Formation du Faou (Dévonien, Massif armoricain, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 32, p. 189-195.
- Lethiers F., Racheboeuf P.R.** (1993) - Les ostracodes de la Formation de Kersadiou (Givétien du Massif armoricain) : biostratigraphie et paléoécologie. *Geobios*, 26, p. 595-607.
- Le Corre C., Chauvel J.-J.** (1969) - Étude des relations entre le Briovérien et le Paléozoïque dans la presqu'île de Crozon. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C, 1, 2, p. 85-92.
- Le Gall B.**, avec la collaboration de Billa M., Bos P., Garreau J., Le Goffic M., Paradis S. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par B. Le Gall, J. Garreau (1988).
- Le Hérisé A., Comble C., Moreau-Benoit A.** (1991) - Les mazuelloïdes du Silurien de Vendée (France), un groupe encore énigmatique. *Revue de Micropaléontologie*, 34, 1, p. 57-67.

- Le Menn J.** (1985) - Les crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif armoricain. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 30, 268 p.
- Le Menn J., Plusquellec Y., Morzadec P., Lardeux H.** (1976) - Incursion hercynienne dans les faunes rhénanes du Dévonien inférieur de la rade de Brest (Massif armoricain). *Palaeontographica*, Abt A, 153, p. 1-61.
- Lindström, M., Racheboeuf P.R., Henry J.-L.** (1974) - Ordovician Conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon Peninsula, Massif Armoricain) and their stratigraphic significance. *Geologica et Palaeontologica*, 8, p. 15-28.
- Loi A., Dabard M.-P.** (2002) - Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments. *Sedimentary Geology*, 153, p. 65-84.
- Loi A., Dabard M.-P., Chauvel J.-J., Le Hérisse A., Pleiber G., Cotten J.** (1999) - Les nodules silico-alumineux : une expression de la condensation sédimentaire sur une plate-forme distale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 328, p. 599-605.
- Loi A., Ghienne J.-F., Dabard M.-P., Paris F., Botquelen A., Christ N., Elaouad-Debbaj Z., Gorini A., Vidal M., Videt B., Destombes J.** (2010) - The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, p. 332-358.
- Long D.G.F.** (1991) - A non-glacial origin for the Ordovician (middle Caradocian) Cosquer Formation, Veryac'h, Crozon Peninsula, Brittany, France. *Geological Journal*, 26, p. 279-293.
- Malinky J.M., Racheboeuf P.R.** (2010) - Devonian (Givetian) Hyolitha from the Kersadiou Formation, Massif Armoricain, France. *Journal of Paleontology*, 84, p. 739-745.
- Mansuy C.** (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse, Université Rennes 1, inédit, 108 p.
- Mélou M.** (1973) - Le genre *Aegiromena* (Brachiopode - Strophomenida) dans l'Ordovicien du Massif armoricain, France. *Annales de la Société géologique du Nord*, 93, p. 253-264.
- Mélou M.** (1975) - Le genre *Heterorthis* (Brachiopoda, Orthida) dans la Formation des Schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, 8, p. 191-208.
- Mélou M.** (1976) - Orthida (Brachiopoda) de la Formation de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, 9, p. 693-717.
- Mélou M.** (1986) - *Dalejina frequens* (Kozłowski, 1929) (Brachiopoda, Rhipidomellidae) dans les grès éodévoniens du synclinorium médian (Massif Armoricain, France). *Geobios*, 19, 3, p. 377-384.
- Mélou M.** (1987) - Découverte de *Hirnantia sagittifera* (M'Coy, 1851) (Orthida, Brachiopoda) dans l'Ordovicien Supérieur (Ashgillien) de l'extrémité occidentale du Massif armoricain. *Geobios*, 20, p. 679-685.
- Mélou M.** (1990) - Brachiopodes articulés de la coupe de l'île de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des tufs et calcaires de Rosan (Caradoc-Ashgill). *Geobios*, 23, p. 539-579.
- Mélou M., Plusquellec Y.** (1975a) - Formations Paléozoïques. In: Chauris L., Plusquellec, Y. avec la collaboration de Barrière M., Darboux J.-R., Le Corre P., Chauvel J.-J., Mélou M., Thonon P., Garreau J., Lefort J.-P., Mulot B. - Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM, 25 p. Carte géologique par Barrière M. *et al.*
- Mélou M., Plusquellec Y.** (1975b) - Sur *Bifungites* ? (Problematica) du "Grès de Kermeur", Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère, France). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte 8, p. 465-479.
- Morzadec P.** (1983a) - Le Dévonien (Emsien-Famennien) de la rade de Brest (Massif armoricain). Lithologie, cartographie, stratigraphie, paléogéographie. *Géologie de la France* (2), n° 4, p. 269-310.
- Morzadec P.** (1983b) - Trilobites du Dévonien (Emsien-Famennien) de la rade de Brest (Massif armoricain). *Palaeontographica*, Abt A, 181, p. 103-184.
- Morzadec P., Streel M.** (1980) - Remaniement de spores dévoniennes dans le Famennien de la rade de Brest (France). *Geobios*, 13, 1, p. 115-119.
- Morzadec P., Weyant M.** (1982) - Lithologie et conodontes de l'Emsien au Famennien, dans la rade de Brest (Massif armoricain). *Geologica et Palaeontologica*, 15, p. 27-46.
- Morzadec P., Paris F., Plusquellec Y., Racheboeuf P.R., Weyant M.** (1988) - Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican Massif (Western France). In: McMillan N.J. *et al.* (eds) "Devonian of the world", vol.1 : Regional syntheses, Proceedings of the 2nd International symposium on the Devonian System, Calgary. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 14, p. 401-420.
- Morzadec P., Paris F., Plusquellec Y., Racheboeuf P.R., Weyant M.** (1991) - La limite Lochkovien-Praguien (Dévonien inférieur) dans le Massif armoricain : espèces index et corrélations. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 313, sér. 2, p. 901-908.
- Morzadec P., Brice D., Cygan C., Feist R., Majesté-Menjoulas C., Paris F., Racheboeuf P.R.** (2000) - The Devonian of France, tentative tie with GSSP of the Devonian stages. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225, p. 115-129.
- Noblet Ch.** (1983) - Interprétation des cartes d'isopaques de la Formation de Grès Armoricain levées en Bretagne et en Normandie. *Bulletin du BRGM*, 2, p. 311-320.
- Paris F.** (1977) - Les formations siluriennes du synclinorium du Ménez-Bélair ; comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bulletin du BRGM*, sér. 2, 2, p. 75-87.
- Paris F.** (1979) - Les Chitinozoaires de la Formation de Louredo, Ordovicien supérieur du Synclinal de Buçaco (Portugal). *Palaeontographica*, Abt. A, 164, p. 24-51.

- Paris F.** (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (cadre géologique - étude systématique - biostratigraphie). *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 26, p. 1-496.
- Paris F.** (1990) - The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, p. 181-209.
- Paris F.** (2003) - Geology as a clue for the landscapes and shorelines in Crozon Peninsula (Western Brittany, France). Field guide for an excursion of ETH Zurich (Switzerland) in Crozon Peninsula. September 16-17, 2003, 22 p. (document de l'Université de Rennes 1).
- Paris F., Le Hérisse A.** (1992) - Palaeozoic in Western Brittany (outline of the Armorican geological history and geological itinerary in the Crozon Peninsula). 8th International Palynological Congress, Aix en Provence, sept. 1992. *Cahiers de Micropaléontologie*, 7, p. 5-28.
- Paris F., Robardet M.** (1990) - Early Paleozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. In: Matte P. (Ed.) - Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. *Tectonophysics*, 177, p. 193-217.
- Paris F., Skevington D.** (1979) - Présence de graptolites de l'Arenig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricain) : conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios*, 12, 6, p. 907-911.
- Paris F., Rickards B., Skevington D.** (1980) - Les assemblages de Graptolites du Llandovery dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (Massif armoricain). *Geobios*, 13, p. 153-171.
- Paris F., Pelhate A., Weyant M.** (1981) - Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, coupe de Lostmarc'h (Finistère, Massif armoricain). Conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C, 13, p. 15-35.
- Paris F., Robardet M., Dabard M.-P.** (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. *Documents du BRGM*, 110, p. 259-275.
- Paris F., Boumendjel K., Dabard M.-P., Ghienne J.-F., Loi A., Tang P., Videt B., Achab A.** (2007) - Chitinozoan-based calibration of Early-Mid Ordovician transgressive events on northern Gondwana. *Acta Paleontologica Sinica*, 46, p. 370-375.
- Peucat J.J., Paris F., Chalet M.** (1986) - U-Pb zircon dating of volcanic rocks close to the Silurian-Devonian boundary from Vendée (western France). *Chemical Geology*, 59, p. 133-142.
- Perrier V.** (2007) - Biodiversité et écologie des ostracodes myodocopes (Crustacea) du Silurien supérieur d'Europe. Thèse, Université Claude Bernard Lyon 1, inédit, 289 p.
- Perrier V., Vannier J., Siveter D.** (2007) - The Silurian pelagic myodocope ostracod *Richteria migrans*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, *Earth and Environmental Science*, 98, p. 1-13.
- Philippot A.** (1944) - Trois nouvelles espèces de graptolites du Gothlandien de Bretagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), 14, p. 37-44.
- Philippot A.** (1950) - Les Graptolites du Massif armoricain. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 8, 295 p.
- Piçarra J.M., Robardet M., Paris F., Lardeux H., Guttierrez-Marco J.C.** (2000) - First evidence of the basal Llandovery (*Parakidograptus acuminatus* graptolite biozone) in Armorican Massif (Western France). *Palaeontology Down Under 2000*, Geological Society of Australia, 61, p. 86-88 (Abstract).
- Piçarra J.M., Robardet M., Bourahrouh A., Paris F., Pereira Z., Le Menn J., Gourvenec R., Oliveira J.T., Lardeux H.** (2002) - Le passage Ordovicien-Silurien et la partie inférieure du Silurien (Sud-Est du Massif armoricain, France). *Comptes Rendus Geosciences* 334, p. 1177-1183.
- Piçarra J.M., Robardet M., Oliveira J.T., Paris F., Lardeux H.** (2009) - Graptolite faunas of the Llandovery "phtanites" at Les Fresnaies (Chalonnès-sur-Loire, southeastern Armorican Massif): Palaeontology and biostratigraphy. *Bulletin of Geosciences*, 84, 1, p. 1-10.
- Pillola G.L.** (1993) - The Lower Cambrian trilobite *Bigotina* and allied genera. *Palaeontology*, 34, 4, p. 855-881.
- Pistis M., Loi A., Dabard M.P., Melis E., Leone F.** (2008) - Relazione tra architettura deposizionale e composizione nei depositi di piattaforma terrigena: gli accumuli a minerali pesanti (placers) dell' Ordoviciano della Sardegna e della Bretagna. *Rendiconti online della Società Geologica Italiana*, 2, p. 1-3.
- Plusquellec Y.** (Ed.) (1980) - Les Schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, Massif armoricain). *Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie*. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 23, 317 p.
- Plusquellec Y.** (1993) - Un Tabulé pleurodictyforme "biface" *Procterodictyum* n. gen. (Emsien du Nord Gondwana). *Geologica et Paleontologica*, 27, p. 103-121.
- Plusquellec Y.** (1999) - La presqu'île de Crozon, un musée *in situ* du Paléozoïque. *Penn ar Bed*, 173-174, p. 37-50.
- Plusquellec Y.** (2007) - Histoire naturelle des Pleurodictyformes (Cnidaria, Tabulata, Dévonien) du Massif armoricain et des régions Maghreb-européennes principalement. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 32, p. 1-138.
- Plusquellec Y.**, avec la collaboration de Chauvel J.-J., Darboux J.-R., Gourvenec R., Hallégouët B., Le Hérisse A., Morzadec P., Paris F., Vidal M. (2010) - Curiosités géologiques de la presqu'île de Crozon. *BRGM éditions*, Apogée, SGMB, 110 p.
- Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R., avec la collaboration de Bosold A., Chauris L., Chauvel J.-J., Hallégouët B., Mélou M., Pelhate A., Thonon P.** (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310), Orléans, BRGM, 162 p. Carte géologique par Plusquellec Y. *et al.* (1999).
- Prigmore J. K., Butler A. J., Woodcock N. J.** (1997) - Rifting during separation of Eastern Avalonia from Gondwana; Evidence from subsidence analyse. *Geology*, 25, p. 203-206.
- Racheboeuf P.R.** (1981) - Chonetacés (Brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 27, 294 p.

- Racheboeuf P.R.** (1995) - Silurian and Devonian phyllocarid crustaceans from the Massif Armoricaïn, NW France. *Revue de Paléobiologie*, 13 (1994), 2, p. 281-305.
- Racheboeuf P.R.** (2001) - The chonetoidéan fauna of the Kersadiou Formation (Givetian, Brittany). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte, 10, p. 577-593.
- Racheboeuf P.R., Carls P., Garcia-Alcalde J.** (1981) - *Hollardina* n. g. nouveau Leptaeninae (Brachiopode) du Gedinnien d'Europe occidentale et du Maroc présaharien. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne C*, 13, 2, p. 45-65.
- Renouf J.T.** (1972) - Brachiopods of the Grès à *Orthis monnieri* formation of north-western France and their significance in Gedinnian/Siegenian stratigraphy of Europe. *Palaeontographica*, A, 139, 4/6, p. 89-133.
- Robardet M.** (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricaïn au Paléozoïque. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 20, p. 1-342.
- Robardet M., Doré F.** (1988) - The Late Ordovician diamictic formations from the southwestern Europe: north Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, p. 19-31.
- Robardet M., Verniers J., Feist R., Paris F.** (1994) - Le Paléozoïque antévarisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, 3, p. 3-31.
- Suire P., Dabard M.-P., Chauvel J.-J.** (1991) - Nouvelles données sur les séries rouges nord-armoricaïnes : étude du bassin ordovicien de Bréhec. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 312, 2, p. 721-727.
- Ters M., et Viaud J.M.** (1987) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie (560). Orléans : BRGM, 135 p. Carte géologique par Ters M. *et al.* (1985).
- Toulmouche M.** (1835) - Note explicative de la planche VI de la carte géologique de l'Ille-et-Vilaine. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 1<sup>re</sup> série, 2, p. 41.
- Tromelin G. (de), Lebesconte P.** (1875) - Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-Inférieure et du Morbihan, avec observation sur les terrains paléozoïques de l'Ouest. Congrès Association Française Avancée des Sciences, Nantes, p. 601-661.
- Tromelin G. (de), Lebesconte P.** (1876) - Observations sur les terrains primaires du Nord du département de l'Ille-et-Vilaine et de quelques autres points du Massif breton. *Bulletin de la Société Géologique de France*, sér. 3, 4, 583 p.
- Vannier J.** (1986a) - Ostracodes Binodicopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricaïn. *Palaeontographica*, Abt A, 193, p. 77-143.
- Vannier J.** (1986b) - Ostracodes Palaeocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricaïn. *Palaeontographica*, Abt A, 193, p. 145-218.
- Vidal M., Loi A., Dabard M.-P., Botquelen A.** (2011) - A Palaeozoic open shelf benthic assemblage in a protected marine environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, p. 27-40.
- Videt B., Paris F., Rubino J.-L., Boumendjel K., Dabard M.-P., Loi A., Ghienne J.-F., Marante A., Gorini A.** (2010) - Biostratigraphical calibration of third-order Ordovician sequences of the northern Gondwana Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, p. 359-375.
- Villas E.** (1992) - New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance. *Journal of Paleontology*, 66, p. 772-793.
- Webby B.D., Cooper R.A., Bergström S.M., Paris F.** (2004) - Stratigraphic framework and time slices. In: Webby B.D., Paris F., Droser M., Percival I. (eds.) - The Great Ordovician Diversification Event. Columbia University Press, New York, p. 41-47.
- Weyant M., Morzadec P.** (1990) - Datation par les conodontes de la partie supérieure de la Formation de Gahard (Dévonien inférieur) à Sablé sur Sarthe (Est du Massif armoricaïn). *Geobios*, 23, 6, p. 749-754.
- Weyant M., Bultynck P., Plusquellec Y., Racheboeuf P.R.** (2010) - Reassessment of Lochkovian – Pragian conodont faunas from the Rade de Brest and the Presqu'île de Crozon (Massif Armoricaïn, France). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen, 258/1, p. 73-88.
- Young T.P.** (1988) - The lithostratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal. *Journal of the Geological Society*, London, 145, p. 377-392.