



HAL
open science

Histoire Géologique du massif Armoricaïn : Actualité de la recherche

Michel Ballevre, Valérie Bosse, Marie-Pierre Dabard, Céline Ducassou, Serge Fourcade, Jean-Louis Paquette, Jean-Jacques Peucat, Pavel Pitra

► To cite this version:

Michel Ballevre, Valérie Bosse, Marie-Pierre Dabard, Céline Ducassou, Serge Fourcade, et al.. Histoire Géologique du massif Armoricaïn : Actualité de la recherche. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 2013, (D), 10-11, pp.5-96. insu-00873116

HAL Id: insu-00873116

<https://insu.hal.science/insu-00873116>

Submitted on 29 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche

Michel BALLEVRE¹, Valérie BOSSE², Marie-Pierre DABARD¹, Céline DUCASSOU³, Serge FOURCADE¹, Jean-Louis PAQUETTE², Jean-Jacques PEUCAT¹, Pavel PITRA¹

¹ *Géosciences Rennes (UMR 6118), Université de Rennes1, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes Cedex, France*

² *Magmas et Volcans (UMR 6524), Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand, 5 rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand, France*

³ *Applied Geosciences, German University of Technology in Oman (GUTech), POBox 1816, Athaibah, PC 130, Muscat, Sultanate of Oman*

Une part essentielle de l'histoire géologique de la France (et même d'Europe occidentale, avec des roches ayant environ 2000 Ma) est déchiffrable dans le Massif armoricain. Si celui-ci est réputé pour ses excellentes qualités d'affleurement sur le littoral (*Armor*, ou pays de la mer), certains objets ou structures ne peuvent être observés que dans le bocage (*Argoat*, ou pays des arbres), où leur lisibilité est souvent problématique. En Armor comme en Argoat, de nombreux sites constituent un réel patrimoine géologique (l'intérêt de certaines **localités** sera mis en exergue dans le texte), dont la valeur ne peut être jaugée qu'au regard de son intérêt scientifique.

Ainsi ce travail - une mise en perspective de nos connaissances scientifiques sur l'évolution géologique du Massif armoricain – est-il basé sur plusieurs synthèses antérieures (par ex. Le Corre *et al.*, 1991 ; Ballèvre *et al.*, 2009), qu'il complète en intégrant les nouvelles données disponibles. Plus qu'un exposé complet des faits, nous visons à clarifier certains débats, et montrer en quoi les recherches en cours changent notre image globale du Massif armoricain. Nous restreindrons notre analyse à la période qui couvre la fin du Protérozoïque (Ediacarien : 635-540 Ma), le Paléozoïque (540-250 Ma) et le début du Mésozoïque (Trias : 250-200 Ma).

1 - Introduction

11 - Le Massif armoricain

Au sens géologique de ce terme, le Massif armoricain regroupe l'ensemble des formations protérozoïques et paléozoïques à l'affleurement dans l'ouest de la France. Ainsi défini, les limites du Massif armoricain sont constituées : par la couverture mésozoïque du bassin de Paris et du bassin d'Aquitaine ; et, prenant en considération le domaine sous-marin, par les formations sédimentaires méso- et surtout cénozoïques reposant en discordance sur le socle paléozoïque sous les eaux de la Manche et sur la marge septentrionale du Golfe de Gascogne.

Les limites du Massif armoricain sont donc des limites d'érosion, ce qui entraîne deux conséquences. D'une part, le socle paléozoïque se prolonge sous cette couverture sédimentaire, constituant le substratum du bassin de Paris et celui du bassin d'Aquitaine, et imposant un examen de la question des relations entre Massif armoricain et autres socles paléozoïques à l'affleurement, par exemple dans le Massif central. D'autre part, les transgressions méso- et cénozoïques ont pu recouvrir partiellement, voire totalement, le Massif armoricain, de sorte que la morphologie actuelle de ce « massif » ne doit plus rien à l'orogénèse varisque.

Des outils complémentaires

Les connaissances sur l'histoire géologique du Massif armoricain résultent de deux siècles de travaux, durant lesquels le progrès continu des connaissances s'est traduit par :

- une cartographie de précision et de qualité accrues (Chauvel, 1999), avec les cartes départementales, puis les cartes au 1/80000 - pour une grande part le résultat du travail de C. Barrois - et enfin les cartes au 1/50000, dont les dernières feuilles - moins d'une dizaine sur plus de 150 - sont en cours de lever ;
- des explorations du domaine sous-marin par diverses techniques, des plus ancestrales (examen des galets dans les cordons littoraux, dragages) aux plus sophistiquées (radar, sismique) (Lefort, 1977 ; Augris *et al.*, 1988 ; Augris et Simplet, 2011) ;
- des levés géophysiques aéroportés (gravimétrie, magnétisme et spectrométrie) (Bonijoly *et al.*, 1999 ; Truffert *et al.*, 2001) ;
- quelques données de sismique-réfraction (Matte et Hirn, 1988) ;
- un profil de sismique-réflexion, financé grâce au programme GéoFrance 3D (une collaboration entre le BRGM et les universités), et acquis en trois tronçons (Armor1 : Bitri *et al.*, 1997 et 2001 ; Armor2A : Bitri *et al.*, 2003 ; Armor 2B : Bitri *et al.*, 2010), qui permet d'imager les structures de la croûte ;
- des données de tomographie sismique (Judenherc *et al.*, 2002 et 2003 ; Gumiaux *et al.*, 2004a), qui imagent les structures du manteau.

À ces outils qui permettent de définir la géométrie des objets se sont adjointes toutes les techniques complémentaires, parmi lesquelles :

- la paléontologie (biostratigraphie), qui permet le déchiffrement et les corrélations entre successions sédimentaires, et par voie de conséquence les premières esquisses, toujours correctes, des grandes lignes de l'histoire du Massif armoricain ;
- la stratigraphie et la sédimentologie, qui se fixent pour objectif de déterminer la géométrie des corps sédimentaires et la succession des milieux de dépôt ;
- l'analyse structurale, permettant en particulier de déterminer la cinématique de la déformation (le sens de déplacement d'une nappe, ou le sens de mouvement le long d'une faille) ;
- la pétrologie et la géochimie, ayant permis la caractérisation des roches magmatiques et métamorphiques ;
- la géochronologie isotopique, dont l'apport est de plus en plus crucial pour dater les roches magmatiques et métamorphiques.

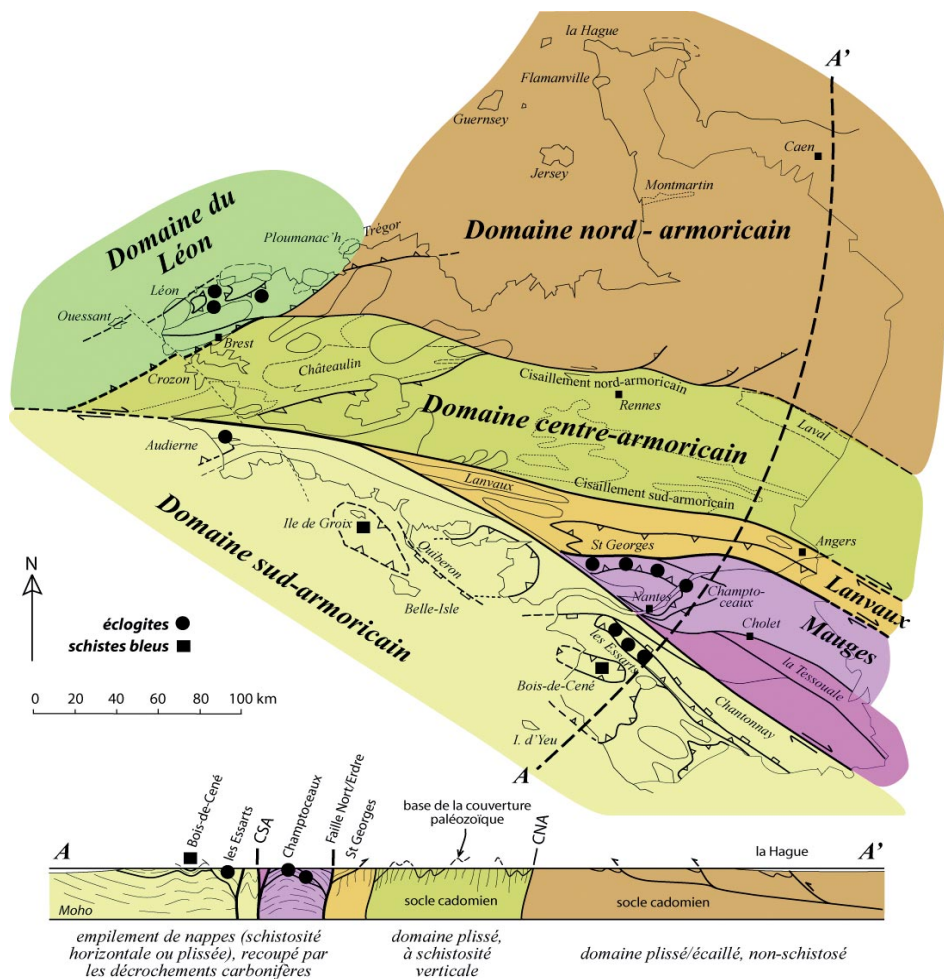


Figure 1 : Cette carte et cette coupe synthétiques du Massif armoricain mettent l'accent sur le découpage en grandes unités par les zones de cisaillement carbonifères, et l'intensité de la déformation et du métamorphisme varisques (Ballèvre, 2008). Ce document, s'il fixe le vocabulaire utilisé, ne rend cependant pas compte de l'histoire tectonique du Massif armoricain en termes de tectonique des plaques (où sont les sutures océaniques ? quels domaines continentaux ont convergé ? comment sont-ils identifiés ?).

Quatre domaines majeurs

Grâce à ces outils, les géologues ont reconnu de longue date quatre domaines majeurs au sein du Massif armoricain (Fig. 1). Ces domaines diffèrent par (i) la nature et l'histoire du socle protérozoïque, (ii) leur histoire sédimentaire paléozoïque (et, le cas échéant, magmatique), et (iii) la nature et l'âge de la déformation paléozoïque (Fig. 2). Celle-ci, exclusivement carbonifère, voire pennsylvanienne, dans les domaines nord- et centre-armoricain, a débuté dès le Dévonien dans le domaine sud-armoricain.

| | Domaine du Léon | Domaine nord-armoricain | Domaine centre-armoricain | Domaine sud-armoricain |
|---|---|---|---|--|
| Origine paléogéographique | Discutée | Armorica | Armorica | Empilement d'unités armoricaines et nord-gondwaniennes |
| Déformation varisque | Plusieurs épisodes de plis synschisteux | Plissement en général sans schistosité associée | Plissement synschisteux | Plusieurs épisodes de plis synschisteux |
| Métamorphisme varisque | Intense (éclogites, migmatites) | Nul ou faible | Faible à modéré | Faible à intense (éclogites, schistes bleus, migmatites) |
| Age des déformations majeures (synschisteuses) | Carbonifère inf. Dévonien sup. ? | Carbonifère sup. | Carbonifère sup. Dévonien sup. | Carbonifère inf. |
| Magmatisme syn-orogénique | Abondant | Absent | Modéré, associé aux zones de cisaillement | Abondant, en général de nature leucogranitique et localisé le long des zones de cisaillement |
| Magmatisme post-orogénique | « Granites rouges » | « Granites rouges » | | |

Figure 2 : Caractéristiques majeures des quatre domaines structuraux du Massif armoricain. S'ils diffèrent aussi par leur origine paléogéographique, ils se distinguent avant tout par l'intensité de la déformation durant la tectonique varisque.

12 - La chaîne varisque

L'architecture actuelle du Massif armoricain résulte pour l'essentiel de déformations ayant eu lieu au Dévonien et au Carbonifère, durant la construction d'une chaîne de montagne appelée **chaîne varisque** ou chaîne hercynienne (pour des raisons qu'il serait trop long de développer, nous n'utiliserons ici que le premier de ces deux vocables, par ailleurs synonymes). Cette chaîne de montagne résulte de la collision entre deux domaines continentaux majeurs, à savoir le continent gondwanien au sud et le continent laurussien au nord. Ce dernier résulte lui-même de la coalescence de trois ensembles continentaux (Laurentia, Baltica et Avalonia), coalescence achevée au début du Dévonien. Par la suite, le déplacement de la plaque Gondwana entraînera la collision de Gondwana et Laurussia, avec disparition des espaces océaniques et continentaux intermédiaires.

La complexité de la chaîne varisque, et la complexité de la situation du Massif armoricain au sein de la chaîne varisque, tient au fait que la marge nord-gondwanienne était probablement scindée en plusieurs ensembles, séparés par des domaines océaniques de faible dimension. De nombreux auteurs reconnaissent ainsi une « microplaque Armorica », laquelle fut, au cours de la convergence Gondwana-Laurussia, déformée entre les mâchoires de ce gigantesque étau.

En conséquence, une coupe du Massif armoricain ne peut offrir qu'une vision partielle de la chaîne varisque. Une suture océanique sépare le Massif armoricain des formations paléozoïques les plus proches vers le nord (le SW de l'Angleterre), qui appartiennent à la bordure méridionale de Laurussia (Avalonia). Cette suture est située en Manche, où elle

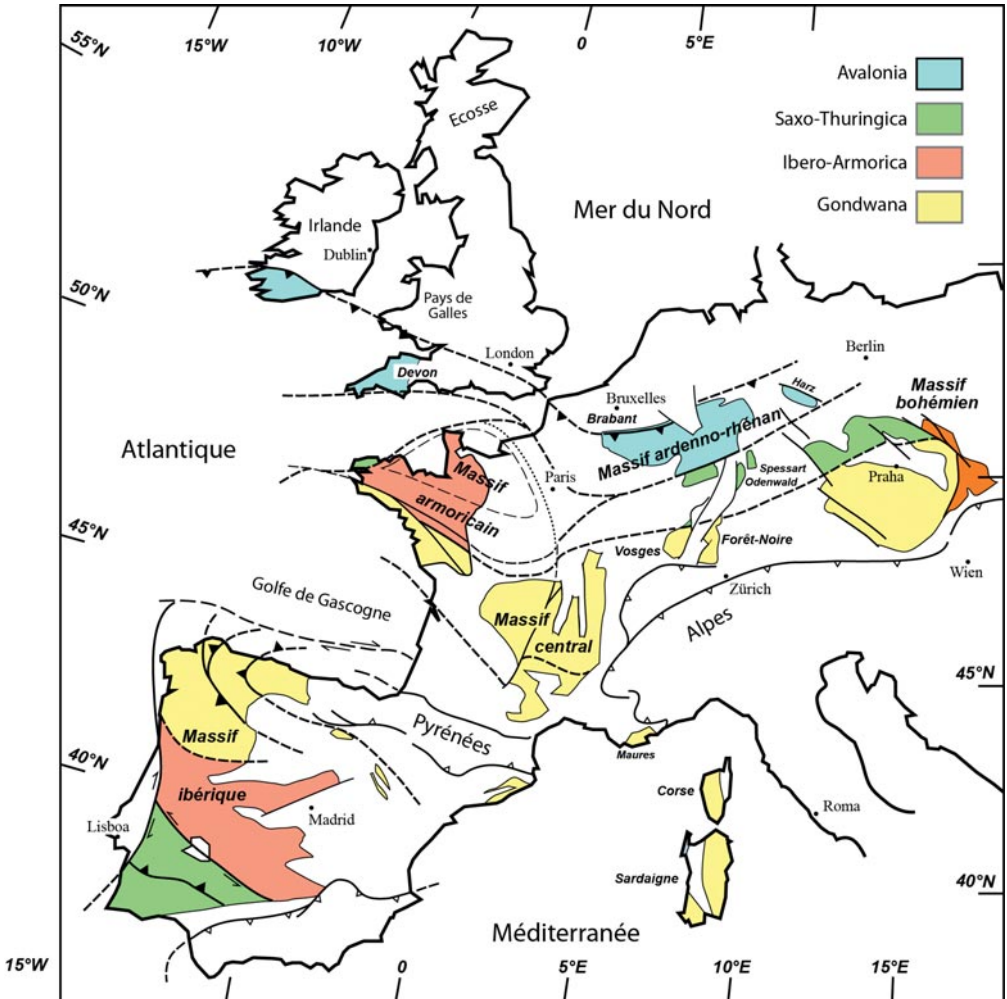


Figure 3 : Contexte géologique à grande échelle du Massif armoricain. La chaîne varisque affleure dans plusieurs régions, telles que le Massif armoricain, le Massif central, l'Ardenne ainsi que le SW de l'Angleterre (Cornwall, Devon) et le S de l'Irlande. La bordure nord de la chaîne varisque est définie par un chevauchement majeur, à vergence nord. Le S de l'Irlande, le SW de l'Angleterre et l'Ardenne appartenaient au microcontinent Avalonia, qui collida avec Laurentia et Baltica pour former la Laurussia. Au contraire, le Massif armoricain et le Massif central appartenaient à la marge nord du Gondwana. La chaîne varisque résulte de la convergence entre Laurussia et Gondwana.

pourrait correspondre à une anomalie magnétique de direction WSW-ENE, à peu près parallèle à l'allongement de la Manche. Une autre suture océanique sépare Armorica de Gondwana, cette suture étant située dans le sud du Massif armoricain, les auteurs discutant si elle correspond à certains complexes basiques-ultrabasiques à terre ou à certaines anomalies magnétiques en mer, voire aux deux.

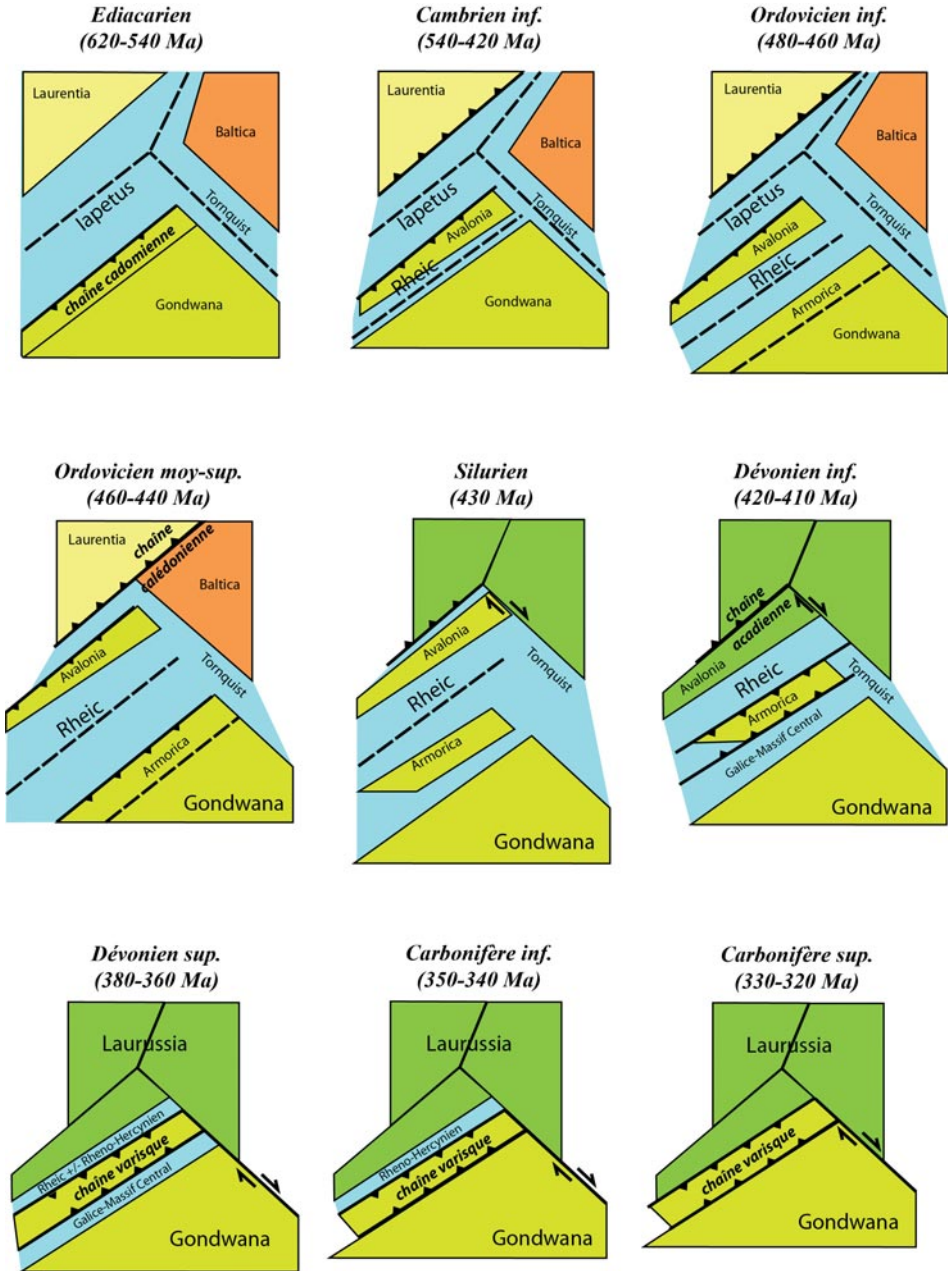


Figure 4 : Ce schéma rend compte, en première approximation, de la géométrie et de la cinématique des plaques durant une longue partie du Paléozoïque. Si la définition des plaques Laurentia, Baltica et Gondwana ne pose pas de problème, les microplaques intermédiaires (Avalonia, Armorica), d'origine nord-gondwanienne, restent encore contestées, au moins dans leur cinématique, et parfois même dans leur existence.

2 - Une chaîne de subduction : la chaîne cadomienne (750-540 Ma)

21 - De lointaines prémisses (2200-1800 Ma)

Les plus anciennes roches du Massif armoricain ont été identifiées de Lannion à Cherbourg (Auvray *et al.*, 1980a ; Samson et D'Lemos, 1998), en une série discontinue de localités dont les plus célèbres sont **Port-Béni en Pleubian** et la **Baie d'Icart à Guernesey**. D'où le qualificatif d'**Icartien** utilisé pour désigner ces roches.

Il s'agit le plus souvent d'orthogneiss œillés, à phénocristaux d'orthose rose, résultant de la déformation de granitoïdes porphyriques. Aucun moyen ne permet de dater ces roches, sinon en extrayant les zircons et en les analysant par la méthode U-Pb. Celle-ci fournit pour les protolithes magmatiques des orthogneiss des âges d'environ 2000 Ma (Protérozoïque inférieur).

En raison de la discontinuité des affleurements ainsi que de la dispersion des âges des protolithes, il est illusoire de tenter une reconstitution du cadre géodynamique dans lequel ces roches se sont formées. Tout au plus soulignera-t-on que ces reliques icartiennes prouvent l'existence d'une croûte continentale dès le Paléoprotérozoïque, croûte continentale de même âge que la croûte éburnéenne en Afrique.

Nos connaissances sur cet Icartien devraient être ré-examinées à l'aide des outils géochronologiques modernes, pour préciser l'âge des protolithes (car les âges actuellement disponibles s'étalent sur près de 400 Ma !), et pour établir l'âge de la déformation dans ces reliques icartiennes, déformation qui pourrait, à l'instar des îles anglo-normandes, être en réalité cadomienne, c'est-à-dire beaucoup plus jeune.

22 - L'histoire mouvementée d'un arc volcanique (750-580 Ma)

Une immense lacune d'information s'étend entre 1800 et 750 Ma, lacune qui se clôt avec les premiers témoins, en baie de Saint-Brieuc, d'un nouvel épisode magmatique. À partir de là, une longue (200 Ma !) succession d'épisodes extensifs ou compressifs conduit à la construction de la **chaîne cadomienne**. Ce qualificatif (Bertrand, 1921) dérive du nom latin de Caen (*Cadomus*), faisant référence au fait que les terrains déformés durant cet orogénèse sont recouverts en discordance par des formations grésos-conglomératiques pourprés (Fm de Rocreux) (Busnel, 1835 ; Dufrenoy, 1838 ; Dufrenoy et Elie de Beaumont, 1841), par la suite attribuées au Cambrien. Cette discordance est observée en plusieurs localités au sud de Caen, en particulier dans la vallée de la Laize (à **May-sur-Orne**, ou encore à **Jacob-Mesnil à Bretteville-sur-Laize**) où le Cambrien repose en discordance sur des formations sédimentaires. Plus au sud, dans un autre superbe site, dans la vallée de la Rouvre (**les Roches d'Oëtre à Saint-Philbert-sur-Orne**), le Cambrien repose en discordance sur un granite et son auréole de métamorphisme de contact (Graindor, 1953). Sachant que la chaîne cadomienne s'est formée aux environs de 650-540 Ma, et moyennant quelques considérations sur la position du Massif armoricain à cette époque (en bor-

du nord de l'Afrique !), il peut paraître préférable de considérer la chaîne cadomienne comme un fragment, dans le Massif armoricain, de la chaîne panafricaine.

Dans son état final, la chaîne cadomienne comprend plusieurs unités majeures (Egal *et al.*, 1996 ; Chantraine *et al.*, 2001) (Figure 5). L'**unité du Trégor-la Hague** comprend des reliques paléoprotérozoïques (2000 Ma) intrudées par des granitoïdes aux environs de 615 Ma. L'**unité de Saint-Brieuc** comporte, au-dessus d'un socle granitique (750-650 Ma), une épaisse séquence volcanique et sédimentaire (600 Ma), elle-même intrudée par de nombreux plutons gabbro-dioritiques aux environs de 580 Ma. L'**unité de Saint-Malo** diffère fondamentalement des précédentes par l'absence (ou la rareté) du volcanisme basique, la nature essentiellement détritico-terrigène des matériaux sédimentaires, et un métamorphisme allant jusqu'à la fusion partielle. Enfin, l'**unité de Fougères** est constituée de séries sédimentaires épaisses, monotones, détritico-terrigènes, dans lesquelles intrudèrent de nombreux plutons granitiques aux environs de 540 Ma.

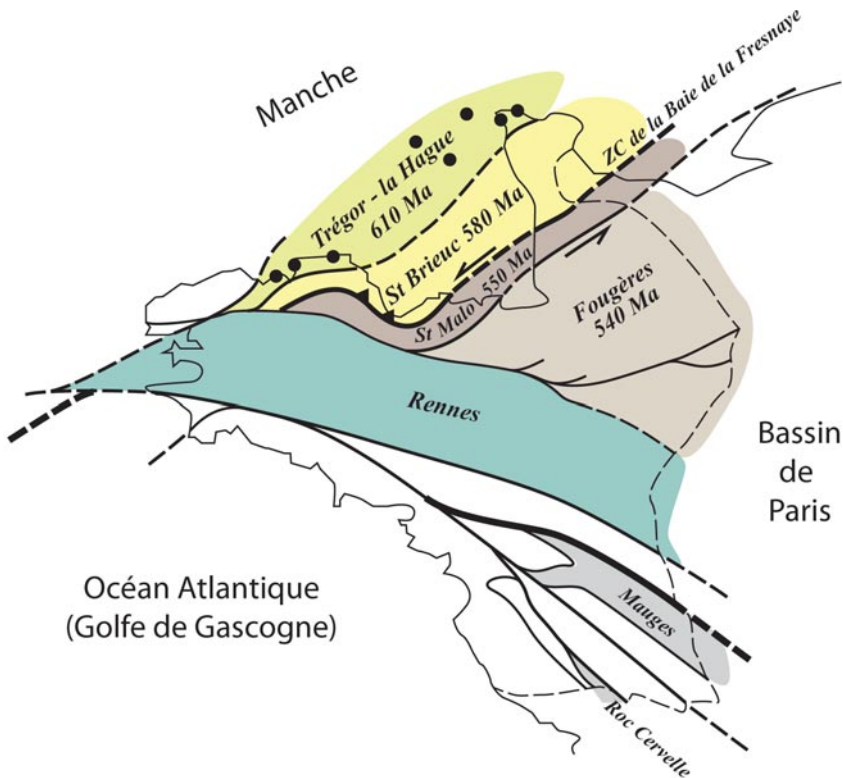


Figure 5 : Une carte schématique de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain (modifié d'après Ballèvre *et al.*, 2001). Notez que les reliques paléoprotérozoïques (cercles pleins) définissent un alignement SW-NE de Lannion au SW jusqu'à la péninsule de la Hague au NE. Les unités du Trégor-la Hague et de Saint Brieuc sont caractérisées par des magmas mantelliques, plus ou moins contaminés par la croûte continentale qu'ils intrudent. Au contraire, les unités de Saint-Malo et de Fougères sont caractérisées par des migmatites, issues de la fusion partielle de sédiments, et par des granites peralumineux, eux-mêmes issus de la fusion partielle de matériaux alumineux crustaux.

L'histoire de la chaîne cadomienne comprend un certain nombre d'étapes, que les récentes études ont considérablement contribué à éclaircir. En effet, dans le cadre du programme GéoFrance 3D ont été acquises de nombreuses données géologiques, en particulier les cartes au 1:50000 Pontrieux-Etables-sur-Mer (Egal *et al.*, 1995), Guingamp (Egal *et al.*, 1999), Saint-Brieuc (Egal *et al.*, 2005) et Saint-Malo (Le Goff *et al.*, 2009) et géophysiques, dont le profil sismique Armor 1 (Bitri *et al.*, 1997 et 2001). Par ailleurs, la cartographie a bénéficié d'un important effort sur le plan géochronologique, en particulier d'équipes françaises et anglo-canadiennes.

Un arc continental : le socle pentévrien (Unité de Saint-Brieuc)

Dès les premiers levés cartographiques de C. Barrois en baie de Saint-Brieuc, celui-ci identifiait une formation conglomératique, fortement déformée et métamorphisée, intercalée au sein de volcanites ou de sédiments eux-mêmes tout aussi fortement déformés et métamorphisés (***Grève des Courses à Languieux***). Quelques galets granitiques du méta-conglomérat ont fait l'objet d'analyses U-Pb sur zircons, qui révélèrent des âges d'environ 650 Ma pour les protolithes de ces granites. Ainsi était attestée l'existence d'un socle ancien en baie de Saint-Brieuc.

L'identification de ce socle sur des bases géométriques restait problématique, mais les analyses récentes en ont identifiées plusieurs témoins possibles, à l'est de la baie de Saint-Brieuc. Deux formations ont été datées, l'une aux environs de 750 Ma (gneiss de ***Port-Morvan en Planguenoual***), l'autre aux environs de 650 Ma (trondhjémite d'Hillion).

Acceptant que la composition chimique de ces roches anté-édiacariennes puisse servir de marqueur du site géodynamique conduit à admettre l'existence d'un arc continental aux environs de 750-650 Ma, arc probablement établi sur une croûte icartienne. Dès cette époque fonctionne donc une zone de subduction dont l'histoire conduira à la genèse de la chaîne cadomienne.

L'événement éo-cadomien (615 Ma) (Unité du Trégor – la Hague)

L'unité du Trégor-la Hague est superbement exposée sur la côte du Trégor, depuis la baie de Lannion jusque Paimpol. Elle comprend un vaste ensemble plutono-volcanique intermédiaire à acide (Fms de Locquirec-Lézardrieux et de Lannion), sur lequel reposent des basaltes (Fm de Paimpol). Ceux-ci, émis sous la mer comme en attestent de belles coulées de laves en coussins (***Pointe de Guilben en Paimpol***), présentent un chimisme de tholéïtes d'arc, témoignant du fonctionnement d'une zone de subduction. Aux volcanites basiques font suite en continuité des formations sédimentaires terrigènes (Fm de la Roche-Derrien).

Le premier épisode de déformation ayant affecté la croûte protérozoïque est daté aux environs de 615 Ma. Cet épisode se traduit par une intense déformation ductile du socle icartien, durant lequel les granitoïdes furent transformés en orthogneiss. À cette déformation est associé un métamorphisme dans les faciès des amphibolites, atteignant la fusion partielle. La datation de cet épisode repose sur deux observations.

D'une part, dans le Trégor (par ex. ***Port-Béni en Pleubian***), les orthogneiss icartiens sont enclavés sous forme de vastes panneaux décamétriques au sein de granites non déformés, ces granites étant eux-mêmes datés aux environs de 615 Ma.

D'autre part, des intrusions syn-tectoniques ont été identifiées dans les îles anglo-normandes, ces intrusions étant également datées aux environs de 615 Ma.

Pour autant, le contexte durant lequel se déroule cette déformation, la plus précoce enregistrée dans le Protérozoïque du Massif armoricain, et pour cette raison appelée événement éo-cadmien, reste énigmatique.

Un bassin intra-arc (Unité de Saint-Brieuc)

La majeure partie de la région de Saint-Brieuc est constituée de volcanites basiques (basaltes) et acides (rhyolites), faiblement à fortement déformées et métamorphisées. Cette succession volcano-sédimentaire affleure largement de Lanvollon à Erquy.

La **Formation de Lanvollon**, en rive gauche de la baie de Saint-Brieuc, est essentiellement constituée de volcanites basiques et acides, certains niveaux au moins s'étant mis en place sous l'eau (coulées en coussins de la **Pointe du Roselier en Binic**). Plusieurs niveaux conglomératiques y ont été identifiés, en particulier à **Langueux, sur la Grève des Courses**. Dans cette localité, affleurent en fait deux niveaux conglomératiques, le premier grossier (la taille maximale des blocs atteint 0.50 m) et monogénique (les éléments sont essentiellement, voire exclusivement, constitués de granitoïdes leucocrates), le second plus fin (la taille maximale des galets ne dépasse pas 20 cm) et surtout nettement polygénique, contenant des galets de granitoïdes, d'aplites, de volcanites et d'argilites ou de grau-wackes. Cette succession suggère une source proche, au pied d'un escarpement de faille par exemple, pour le premier niveau, puis une alimentation lointaine pour le second niveau.

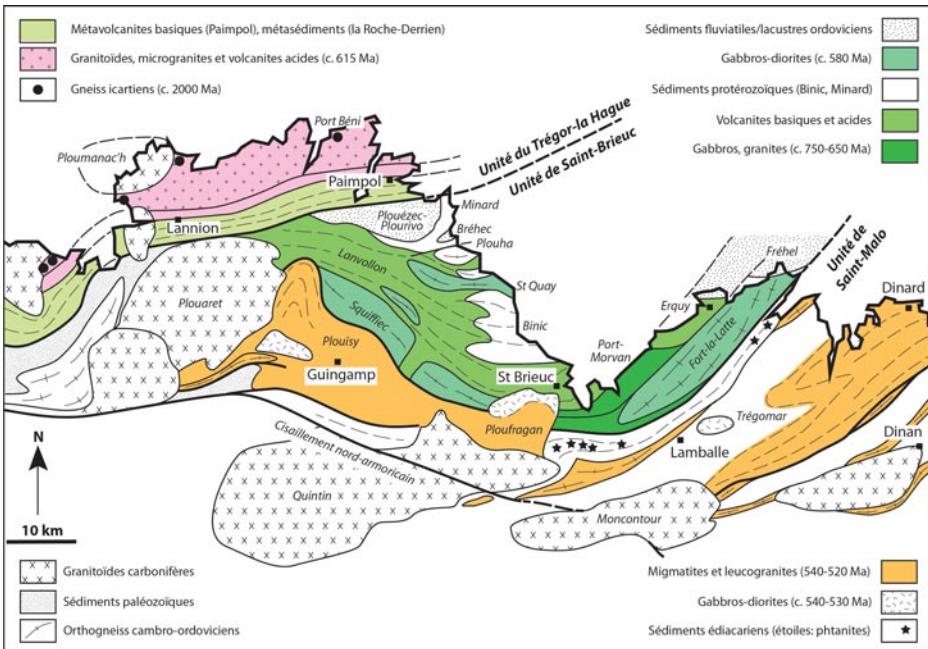


Figure 6 : Structures géologiques majeures de l'unité de Saint-Brieuc (Ballèvre et al., 2001).

La **Formation d'Erquy**, en rive droite de la baie de Saint-Brieuc, rappelle la Formation de Lanvollon, dont elle est peut-être l'équivalent strict. Cette Formation, excellentement exposée autour de la **Pointe de la Heussaye en Erquy**, comprend des coulées de laves en coussins et des brèches sous-marines (hyaloclastites), interstratifiées au sein de séquences sédimentaires où s'individualisent des niveaux d'épaisseur décimétrique à métrique, de nature turbiditique, ainsi que de rares tuffites acides. Dans ces dernières, des zircons ont fourni un âge de 600 Ma (Cocherie *et al.*, 2001). Le tout est recoupé par quelques filons de rhyolite. Les relations entre la Formation d'Erquy et le « Pentévrien » sont discutées. Dans l'acception classique (Cogné, 1972), cette formation reposerait sur la trondhjémite d'Hillion, datée aux environs de 620 Ma.

La **Formation de Binic** succède aux volcanites de Lanvollon. Elle est constituée par une alternance de niveaux pélitiques, parfois riches en matière organique, et gréseux, qui se mirent en place à la suite de courant de turbidité. Les matériaux remaniés proviennent de l'érosion du magmatisme d'arc.

Le raccourcissement du bassin intra-arc (580-570 Ma)

La déformation majeure de l'Unité de Saint-Brieuc intervient après le volcanisme et la sédimentation des Formations de Lanvollon-Erquy et de Binic. Cette déformation se traduit par un plissement, une schistosité au sein des séries volcano-sédimentaires et s'accompagne d'un métamorphisme.

Un gradient de déformation

Une analyse de détail des séries volcano-sédimentaires révèle en fait un gradient d'intensité de la déformation, celle-ci étant plus faiblement développée au nord qu'au sud. À **Erquy (Pointe de la Heussaye)**, la schistosité est absente des coulées basaltiques (lesquelles présentent encore de beaux coussins ou des brèches non déformés), absente également dans les niveaux gréseux (avec critères de polarité), et à peine marquée dans les niveaux pélitiques. Vers le sud, l'intensité de la déformation augmente, les coussins étant fortement allongés quoique encore identifiables (par ex. à Cesson et à la Pointe du Roselier).

Un gradient de métamorphisme

La déformation s'accompagne d'un métamorphisme, lui-même d'intensité croissante du nord vers le sud. À Erquy, ce métamorphisme ne dépasse pas le faciès des schistes verts, tant et si bien qu'il est difficile d'y distinguer ce qui, dans les coulées basaltiques, appartient aux interactions entre l'eau de mer et la lave (hydrothermalisme sous-marin, transformant les basaltes en « spilites » et les quelques filons de rhyolites en « kératophyres ») de ce qui doit être attribué au métamorphisme régional, de loin postérieur à l'épanchement et au refroidissement des laves. À Hillion s'observe la transition entre les faciès des schistes verts et des amphibolites. Plus au sud, c'est le faciès des amphibolites qui l'emporte définitivement, permettant par exemple le développement de la staurotide dans les micaschistes du Légué.

Des intrusions gabbro-dioritiques contemporaines de la déformation

De nombreux plutons, gabbroïques ou dioritiques, en général de forme allongée parallèlement à celle de la schistosité régionale, intrudent les séries volcano-sédimentaires. Ces

plutons (gabbro de Saint-Quay, diorite de Coëtmieux-Fort-la-Latte) sont tous datés aux environs de 580 Ma. Tenant compte des âges Ar-Ar sur muscovite ou amphibole, la fin de la déformation majeure, associée au métamorphisme régional et aux intrusions gabbro-dioritiques, eut lieu vers 570-560 Ma dans l'Unité de Saint-Brieuc.

23 - Les unités de Saint-Malo et de Fougères (550-530 Ma) : une énigme

Les unités de Saint-Malo et de Fougères sont caractérisées par une sédimentation détritique terrigène de grande épaisseur (plusieurs milliers de mètres), à caractère turbiditique, où s'intercalent de rares coulées volcaniques basiques. En bordure de l'unité de Saint-Brieuc, les séquences détritiques contiennent en outre des « phtanites », c'est-à-dire des microquartzites carbonés, résultant de la silicification secondaire (diagénétique) de formations sédimentaires riches en matière organique (Dabard, 1997 et 2000). C'est d'ailleurs dans ces cherts que sont préservés des micro-organismes protérozoïques, à savoir des cellules ou des colonies de cellules de cyanobactéries (« algues bleues ») (Chauvel et Schopf, 1978 ; Chauvel et Mansuy, 1981a et 1981b). Ces formations sédimentaires ont été rapportées au « Briovérien » (du nom latin de Saint-Lô, Briovera), un terme informel qui désigne tout autant une formation que la période durant laquelle cette formation s'est déposée.

Des migmatites et des granites

Les unités de Saint-Malo et de Fougères furent fortement déformées à la fin de l'orogénèse cadomienne. Dans l'**unité de Saint-Malo** (Le Goff *et al.*, 2009), la déformation s'accompagne d'un métamorphisme d'intensité progressive allant jusqu'à la fusion partielle (Brown, 1979 ; Fourcade *et al.*, 1992). Ainsi prirent naissance les « migmatites de Saint-Malo », largement exposées sur la côte de Cancale à Saint-Jacut-de-la-Mer (par ex. sur la **Promenade des Anglais à Dinard**). La fusion partielle affecte les sédiments protérozoïques, en général faiblement alumineux, de sorte que s'y développent des paragenèses « banales » à biotite-sillimanite. Les liquides se rassemblent ponctuellement en petites poches leucogranitiques, tandis que de nombreuses veines pegmatitiques à muscovite et tourmaline recoupent les gneiss migmatitiques. Ce magmatisme est daté aux environs de 550 Ma, à la **Dame Jouanne en Saint-Briac** (Peucat, 1986).

Dans l'**unité de Fougères**, la déformation se traduit dans les séries sédimentaires par un plissement serré, de direction NW-SE, à plans axiaux verticaux, qui redresse fortement la stratification. Ce plissement s'accompagne d'une schistosité subverticale. Les séries sédimentaires sont intrudées par des plutons granitiques, souvent allongés suivant une direction E-W, et en général indemnes de toute déformation interne (Jonin, 1981). Ces intrusions granitiques-granodioritiques développent dans leur encaissant un métamorphisme de contact, avec des schistes tachetés puis des cornéennes (**château de Fougères**). Quelques intrusions leucogranitiques de petites dimensions (quelques centaines de m) sont également connues (par ex. **Mont Dol, Mont Saint-Michel**).

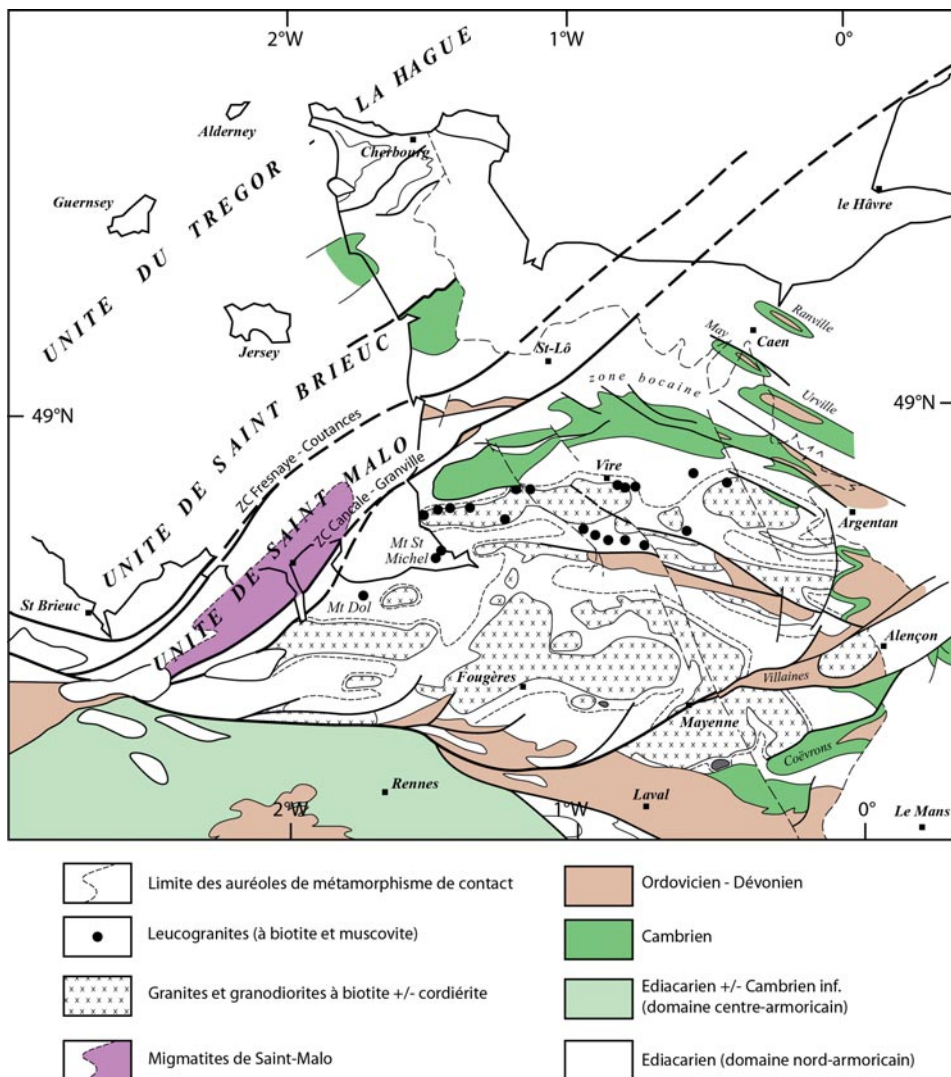


Figure 7 : Structures géologiques majeures des unités de Saint-Malo et de Fougères (modifié d'après Ballèvre et al., 2001). Ces deux unités ont parfois été associées sous le nom de domaine mancellien, du nom des Alpes mancelles, une petite région de collines au SW d'Alençon.

Quel lien entre migmatites et granites ?

Les relations entre migmatites de l'unité de Saint-Malo et granites de l'unité de Fougères ont été discutées à plusieurs reprises. Pour certains auteurs, les migmatites représentent la partie profonde des granites, les deux ensembles étant connectés via un système anastomosé de zones de cisaillement ayant agi comme drain pour l'alimentation des plutons (Brown et D'Lemos, 1991 ; D'Lemos et Brown, 1993). Pour d'autres auteurs, les migmatites

de Saint-Malo ne peuvent pas être à la source des granites, car ceux-ci exigent des températures et quantités de fusion plus élevées que celles observées dans les migmatites (Ballèvre *et al.*, 2001).

Il se pourrait en fait que les deux types de magmas de l'unité de Fougères (granites-granodiorites d'une part, leucogranites d'autre part) soient issus de sources distinctes. Les plutons granitiques-granodioritiques résultent de la fusion d'une source métasédimentaire à haute température, en conditions anhydres (l'eau en dissolution dans le magma provient de la destruction de la biotite). Par contre, les petites intrusions leucogranitiques résultent elles aussi de la fusion d'une source sédimentaire, mais à une température moins élevée, en conditions hydratées (l'eau provient des pores de la roche ou de la destruction de la muscovite). Les migmatites de Saint-Malo peuvent donc donner une image de la source des leucogranites, mais certainement pas de celle des granites-granodiorites. Dans ces dernières, seules certains xénolithes (enclaves partiellement fondues et résorbées) et quelques xénocristaux de grenat sont les témoins de la source.

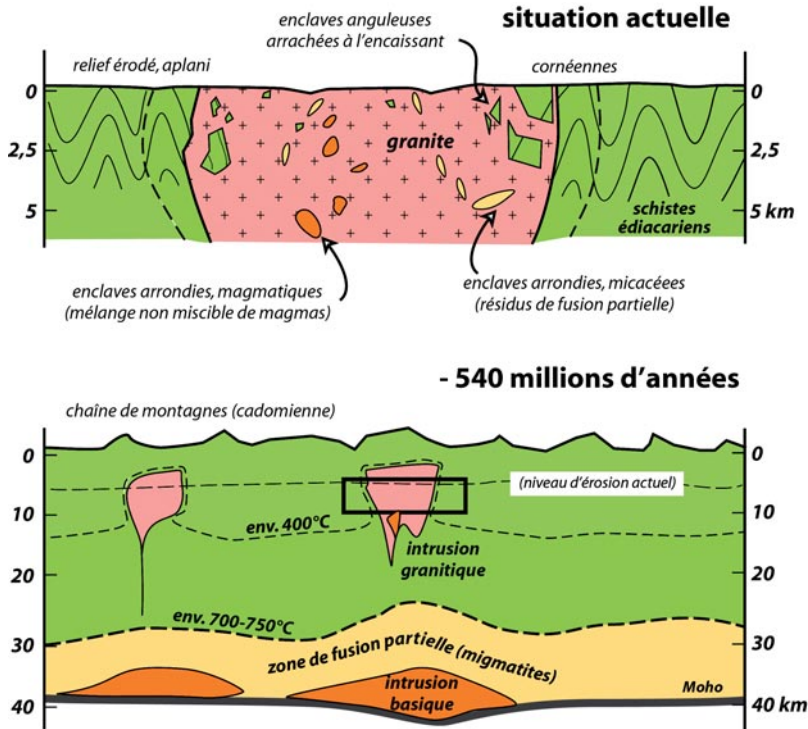


Figure 8 : Un modèle de genèse des granites de l'unité de Fougères (modifié d'après Bouffette *et al.*, 2011). Dans cette hypothèse, la fusion crustale est la conséquence non d'un épaississement crustal, mais d'un « sous-placage » de magmas mantelliques. La diversité (en taille, forme et nature) des enclaves témoigne à la fois des mécanismes de mise en place des magmas (à faible profondeur) et de genèse de ces magmas à leur source (en base de croûte).

Pourquoi la croûte fond-elle ?

Les unités de Saint-Malo et de Fougères représentent une énigme en ce sens que l'origine de la fusion crustale y est problématique. La fusion de la croûte continentale résulte d'une augmentation de température qui peut avoir plusieurs origines, à savoir une augmentation du gradient géothermique ou une addition de chaleur par advection, ou une combinaison de ces deux processus.

Dans une chaîne de montagne, l'augmentation du gradient géothermique peut résulter d'un épaissement de la croûte continentale, dont la teneur en éléments radiogéniques est beaucoup plus élevée que celle du manteau. La désintégration de ces éléments fournit de la chaleur, qui contribue à augmenter le gradient géothermique. Le test majeur de cette hypothèse consiste à observer un épaissement de la croûte, c'est-à-dire l'existence d'un empilement de nappes, mais cette hypothèse se heurte dans le cas de la chaîne cadomienne à plusieurs objections. D'une part, cet empilement de nappes n'est pas documenté dans les unités de Saint-Malo et de Fougères. D'autre part, la fusion partielle dans les migmatites de Saint-Malo a eu lieu à faible pression (0.3-0.4 GPa), des valeurs qui ne sont pas compatibles avec un épaissement crustal significatif.

Une autre possibilité pourrait être un amincissement de la croûte continentale dans une zone de rift. Cette hypothèse est incompatible avec les données de terrain, qui impliquent une intrusion des granites pendant ou après un raccourcissement horizontal de direction NW-SE.

L'advection de chaleur par des fluides est un phénomène local, qui ne s'applique pas à des régions aussi vastes que celles examinées ici. Une advection de chaleur par des magmas – en particulier des magmas de composition basaltique issus de la fusion du manteau – magmas qui s'accrèteraient à la base de la croûte continentale, est un mécanisme plausible, quoique difficile à démontrer. Nous disposons cependant de deux indices en faveur de ce mécanisme. D'une part, la fusion à l'origine des granites-granodiorites de l'unité de Fougères a nécessité une température élevée, D'autre part, de petites intrusions sont connues dans l'Unité de Fougères, où elles pourraient représenter les témoins de ces magmas basiques (gabbro d'Ernée et de Brée).

Adopter cette hypothèse ne résout pas entièrement la question de l'origine de la fusion de la croûte, car il reste à déterminer pourquoi le manteau a fondu. Et là demeure l'énigme.

24 - La chaîne cadomienne dans le domaine centre-armoricain

Dans le domaine centre-armoricain, le Briovérien est largement représenté de la baie de Douarnenez à la région de Rouez. Il est essentiellement constitué de formations détritiques terrigènes, dont l'âge est particulièrement délicat à établir. En général azoïques (si ce n'est quelques microfossiles et des traces dont l'étude doit être reprise), ils sont considérés comme datant soit de la fin de l'Ediacarien (« Briovérien post-phtanitique ») voire même du début du Cambrien, dans la mesure où les âges des zircons détritiques s'étalent entre 580 et 540 Ma (Guerrot *et al.*, 1992).

La déformation de ce Briovérien centre-armoricain, pour ce qui est de son histoire antérieure aux transgressions paléozoïques, paraît en tout cas nettement plus faible que dans le domaine de Fougères.

À petite échelle, des plis couchés décamétriques, non associés à une schistosité, ont été observés en baie de Douarnenez, mais ils sont interprétés comme résultant de glissements en masse sous-marins des formations briovériennes non encore consolidées. Une discordance angulaire entre le Briovérien et le Paléozoïque (Ordovicien) sus-jacent est observable en quelques sites : Presqu'île de Crozon (Le Corre et Chauvel, 1969 ; Darboux et Plusquellec, 1985 ; Darboux, 1991), synclinaux au sud de Rennes (**la Murette en Saint-Malon-sur-Mel, les Rochelles en Monterfil, les Landes en Pont-Réan**, ou encore Brézil-les-Bois en Saint-Just (Chauvel et Phillipot, 1960; Dabard et Simon, 2011).

À grande échelle, les levés cartographiques ont parfois mis en évidence des charnières de plis droits, hectométriques ou kilométriques, d'orientation N70 à N90, qui sont recouverts en discordance par l'Ordovicien [Janzé : Trautmann *et al.*, 1994], ou une orientation (N65-75) des niveaux conglomératiques dans le Briovérien, orientation incompatible avec celle des structures varisques (N100-110) (Bain-de-Bretagne : Herrouin *et al.*, 1989 ; Pipriac : Dadet *et al.*, 1995). Dans d'autres cas, les auteurs ont au contraire noté la faible différence d'angle (quelques degrés) entre la stratification dans le Briovérien et celle dans l'Ordovicien, de sorte que leurs coupes ne montrent pas même une discordance entre ces deux ensembles [Craon : Vernhet *et al.*, 2010].

À tout le moins, il semble donc que la déformation cadomienne ait été faible, voire absente, dans le domaine centre-armoricain, ou peut-être caractérisée par des plis, de même orientation que ceux du domaine de Fougères, mais non associés à une schistosité et d'amplitude décroissante vers le sud.

Cette constatation entraîne quelques considérations sur l'organisation globale de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain. Dans le domaine nord-armoricain, les structures cadomiennes, d'orientation NW-SE, sont obliques sur le cisaillement nord-armoricain. En outre, ces structures présentent un gradient d'intensité au sein du domaine de Fougères (plis synschisteux d'orientation NW-SE), gradient qui se poursuit probablement au sud du cisaillement nord-armoricain (CNA) (connaissant l'allure du plissement au sein du domaine centre-armoricain). Etant donné que le mouvement sur le CNA fut, durant l'orogénèse varisque, de faible amplitude (max. 20 km), cette différence ne peut être le résultat de la seule tectonique varisque. Le CNA a donc fonctionné antérieurement à l'orogénèse varisque, soit pendant le Cambro-Ordovicien, soit même dès l'orogénèse cadomienne.

25 - La chaîne cadomienne dans le domaine sud-armoricain

Certaines unités du domaine sud-armoricain sont constituées de roches protérozoïques, modérément déformées (plissées, schistosées, et parfois métamorphisées), et recouvertes en discordance par du Paléozoïque fossilifère. En conséquence, cette géométrie montre que ces unités font partie d'une croûte continentale de même type que celle observée dans les domaines centre- et nord-armoricain, ayant subi l'orogénèse cadomienne. Tel est le cas de l'unité des Mauges, vaste ensemble de micaschistes et d'amphibolites, qui est recouvert en discordance par le Cambrien (Cléré-sur-Layon) ou l'Ordovicien inférieur (**Moulin de Châteaupanne**). Tel pourrait également être le cas de l'unité de Roc-Cervelle (Bouton et Camuzard, 2012).

D'autres unités du domaine sud-armoricain, ayant été fortement déformées durant l'orogénèse varisque, conservent toutefois des reliques de cycles métamorphiques antérieurs à l'orogénèse varisque. Ainsi en est-il de l'unité des Essarts, dans laquelle sont identifiées des roches de haut grade (migmatites à cordiérite, amphibolites) anté-varisques (Godard, 2001 et 2009). Des mesures récentes indiquent que cet épisode métamorphique de haute température pourrait être ordovicien (environ 460 Ma) plutôt que protérozoïque (Bosse *et al.*, 2010). Moins spectaculaires, mais également significatives, sont les reliques de cornéennes dans l'unité du Cellier (complexe de Champtoceaux), qui indiquent l'existence de formations sédimentaires antérieures aux intrusions granitiques ordoviciennes. Si les cornéennes sont probablement associées aux intrusions de granitoïdes ordoviciens (cf *infra*), les protolithes de ces cornéennes ne sont toutefois pas datés.

Par ailleurs, les analyses géochronologiques ont montré la présence, dans de nombreuses roches magmatiques (rhyolites, granites) ordoviciennes et carbonifères, de zircons hérités des matériaux à la source de ces magmas. En d'autres termes, ceux-ci sont issus – au moins partiellement - de la fusion partielle (i) de matériaux magmatiques protérozoïques et/ou (ii) de matériaux sédimentaires paléozoïques contenant des zircons détritiques d'âge protérozoïque.

26 - Une image globale de la chaîne cadomienne

Comme le montre les lignes précédentes, l'essentiel de nos connaissances sur la chaîne cadomienne a été obtenu dans la partie septentrionale du Massif armoricain. L'image globale se dégageant de ces études est celle d'une migration de la déformation dans l'espace et le temps, devenant de plus en plus jeune vers le Sud. Si la polarité de la chaîne est ainsi clairement établie, la vergence de la subduction ne peut en être directement déduite. Deux hypothèses majeures se dégagent, ayant cependant en commun le cadre général, selon lequel la chaîne cadomienne se développe à la bordure nord du continent africain.

Suivant une première hypothèse, un vaste domaine océanique aurait été situé au nord du Massif armoricain. Sa disparition progressive par subduction, à pendage sud, sous le Massif armoricain aurait entraîné le développement d'un arc continental, puis d'un bassin marginal. La collision entre l'arc (Unités du Trégor et de Saint-Brieuc) et le continent (Unités de Saint-Malo et de Fougères), avec fermeture du bassin intra-arc, serait responsable de la genèse de la chaîne cadomienne.

Une deuxième hypothèse est basée sur l'évolution générale des zones de subduction-collision. Dans celles-ci, les chevauchements majeurs sont en général synthétiques de la zone de subduction, c'est-à-dire ont même pendage et même vergence que la zone de subduction. Comme les chevauchements identifiés dans la chaîne cadomienne ont une vergence sud, la chaîne cadomienne résulterait de la subduction d'un domaine océanique vers le nord, jusqu'à la collision avec un continent (Gondwana).

Il est fort difficile de déterminer laquelle de ces deux hypothèses est la plus vraisemblable. Dans les deux hypothèses, la genèse des granites de l'Unité de Fougères pose pro-

blème. Dans la deuxième hypothèse, pourquoi la fusion de la croûte continentale aurait-elle lieu à l'avant de la chaîne de montagne, dans la zone a priori la moins épaissie ? Accepter la première hypothèse revient à se demander si, au début du Cambrien, la subduction ne se poursuit pas, avec la même vergence, et si ne s'esquisserait pas en conséquence une autre zone ayant valeur de bassin arrière-arc ? Sans doute la réponse à ces questions doit-elle être recherchée en dehors du Massif armoricain, dans un cadre élargi où la position du domaine cadomien serait établie (par ex. Cogné et Wright, 1980 ; Nance et Murphy, 1994). De ce fait, pour des raisons de cohérence avec la suite de l'histoire, au Paléozoïque, la première hypothèse garde la faveur de nombreux chercheurs. Le Massif armoricain était, à la fin de l'Ediacarien, à la bordure septentrionale du domaine gondwanien, en bordure d'un immense océan en cours de subduction.

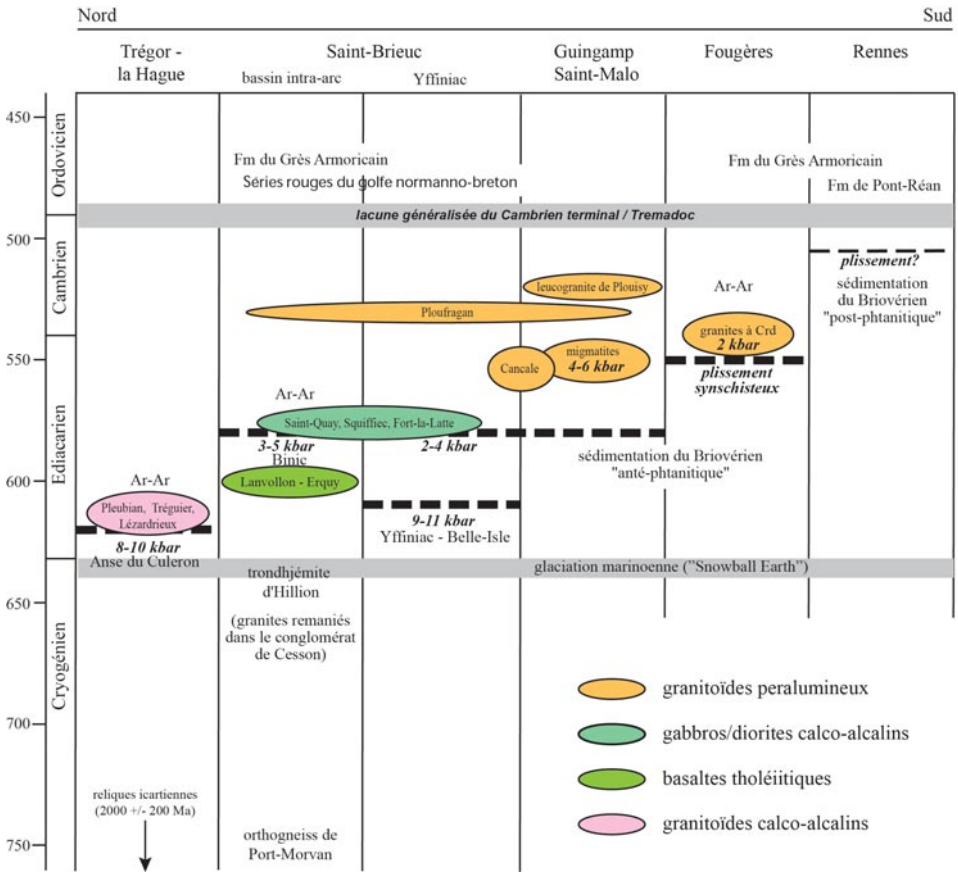


Figure 9 : Une synthèse de l'évolution géologique de la chaîne cadomienne dans les domaines nord- et centre-armoricain. L'histoire de la chaîne prend place à l'Ediacarien, dont la limite inférieure est définie par le dernier épisode glacière global (Snowball Earth = « Terre boule de neige »), lequel n'a pas laissé de trace dans notre région. Noter la diversité géochimique du magmatisme, ainsi que le gradient d'âge et de conditions P-T, qui montre une migration de la déformation du nord vers le sud.

3 - Fragmentation du domaine nord-gondwanien et naissance de la microplaque Armorica (540-420 Ma)

À l'issue des déformations cadomiennes, le Protérozoïque constitue un socle continental sur lequel vont se déposer durant le Paléozoïque des séries sédimentaires. Leur analyse permet aux géologues d'atteindre deux objectifs majeurs :

- la reconstitution de la dynamique des bassins sédimentaires, c'est-à-dire des mécanismes suivant lesquels la croûte continentale devient le lieu d'une sédimentation continentale ou, plus souvent, marine ;

- une estimation du déplacement de cette croûte continentale durant le Paléozoïque, en combinant les informations fournies par la paléontologie, la sédimentologie et la géophysique (paléomagnétisme).

De belles successions (entendez par là des successions complètes ou quasi-complètes, affleurant continument ou quasi-continument et aussi fossilifères que possible) sont connues dans plusieurs régions du Massif armoricain, tant en Normandie (vallée de la Laize) qu'en Bretagne (presqu'île de Crozon, sans doute la bibliothèque d'Alexandrie des paléozoïstes armoricains (Vidal *et al.*, 2011), et vallée de la Vilaine entre Rennes et Redon). Dans toutes ces régions, les séries paléozoïques ont pu être datées par leurs faunes, et présentent des caractéristiques communes, mais aussi parfois quelques différences. Nous ne nous attarderons pas ici sur les détails de ces séries stratigraphiques, mais plutôt sur ce qu'elles mettent en évidence quant aux mouvements verticaux et horizontaux de la lithosphère à la surface de laquelle elles se sont déposées.

31 - Sédimentation, magmatisme et tectonique du Cambrien à l'Ordovicien moyen (540 – 460 Ma)

La sédimentation cambrienne

Le **Cambrien** (540-490 Ma) présente des différences marquées entre la Normandie et la Bretagne.

Dans le domaine nord-armoricain, en Normandie, une épaisse séquence détritique recouvre en discordance le Protérozoïque déformé durant l'orogénèse cadomienne. Au Cambrien, des grabens d'orientation NW-SE ont été reconstitués dans le Maine. C'est au sein de ces grabens que s'accumulent d'épaisses séries détritiques, et que se développent quelques édifices volcaniques (calderas) (Le Gall, 1993).

Dans le domaine centre-armoricain, le Cambrien est absent, en tout cas non caractérisé paléontologiquement (un beau défi pour l'avenir !). Tout au plus admet-on maintenant que la sédimentation du «Briovérien» a pu se prolonger durant le Cambrien, parce que des zircons d'âge cambrien basal y sont remaniés (Guerrot *et al.*, 1992). Le domaine centre-armoricain pouvait être, au début du Cambrien, un domaine de sédimentation marine, qui sera émergé (à la suite d'un plissement ?) dès le Cambrien moyen, ou un domaine plissé en cours d'érosion.

Cette différence entre les domaines nord- et centre-armoricain suggère que, dès le Cambrien, le cisaillement nord-armoricain ait pu être une faille active.

Dans le domaine sud-armoricain, des séries marines, fossilifères (Trilobites), recouvrent en discordance le socle protérozoïque à **Cléré-sur-Layon**. Dans d'autres localités (Chan-tonnay, Vendée littorale), d'épaisses séries détritiques sont attribuées, sur la base de faunes pauvres et de caractérisation difficile, au Cambrien. La discordance avec le Protérozoïque n'a toutefois pas pu y être établie.

La sédimentation ordovicienne

Aucune succession ne paraît, dans les domaines nord- et centre-armoricain, recouvrir la **transition Cambrien-Ordovicien**, ces domaines ayant du émerger et être soumis à une érosion. La nature de la transition Cambrien-Ordovicien dans le domaine sud-armoricain reste inconnue, par manque de données biochronologiques au sein des rares successions ayant échappé aux déformations et métamorphismes varisques.

Dans le domaine nord-armoricain, à l'**Ordovicien inférieur** (Trémadocien-Floien), la reprise de sédimentation est marquée par le dépôt de séries gréseuses ou argileuses, rouges -violacées souvent immatures (grès feldspathiques) (Fms de **Port-Lazo** et de **la Roche-Jagu** à **Plouézac-Plourivo**, Fm d'**Erquy-Fréhel**, etc.). Le milieu de dépôt varie latéralement autant que verticalement : cônes alluviaux, plaines alluviales avec faciès lacustres, milieux deltaïques ou littoraux avec possible influence tidale (Suire *et al.*, 1991). Un épisode volcanique est localement connu (Auvray *et al.*, 1980 ; Galerne *et al.*, 2006). Au-dessus de ces volcanites, la sédimentation terrigène reprend (Fms de Toul-Lan et de Plourivo), avec des faciès plus fins, plus homogènes, blancs, dans lesquels d'abondantes traces (*Skolithos* et *Cruziana*) furent décrites (dans une carrière, de longue date comblée, à Kerleau en Plourivo) (Barrois, 1908 ; Chauris, 1971). Ces faciès évoquent donc le Grès armoricain. Les zones de sédimentation paraissent contrôlées par le jeu décrochant de failles N30 (Dauteuil *et al.*, 1987) (Fig. 10).

Dans le domaine centre-armoricain, la sédimentation reprend probablement à la fin du Trémadocien ou au Floien, avec le dépôt des «séries rouges initiales», niveaux essentiellement gréseux ou silteux, présentant souvent un conglomérat basal (**Butte de Tréal à Saint-Just**) et contenant seulement, dans leur partie silteuse sommitale, quelques ichnofossiles (*Skolithos*) et des brachiopodes attestant leur caractère marin (Dadet *et al.*, 1995). Les variations d'épaisseur de la Formation de Pont-Réan ont été interprétées comme résultant du dépôt dans des héli-grabens, les blocs basculés étant limités par des failles normales d'orientation NE-SW (Ballard *et al.*, 1986 ; Brun *et al.*, 1991 ; Dabard et Simon, 2011).

La sédimentation s'homogénéise avec le « Grès armoricain », des grès blancs, matures, contenant de nombreux ichnofossiles, tels que des terriers verticaux, perpendiculaires à la stratification (*Skolithos*) ou encore des pistes de reptation bilobées (*Cruziana*), attribuables à des Trilobites. La faune est plus rarement préservée (quelques niveaux à Lingules, en général des accumulations de coquilles vannées par les tempêtes). De ce fait, la datation du Grès Armoricain est relativement difficile, si ce n'est grâce aux micro-organismes dans les niveaux pélitiques interstratifiés. Les Chitinozoaires indiquent alors toujours la biozone à *Eremochitina brevis* (Floien) (Paris, 1981 ; Videt *et al.*, 2010).

L'épaisseur du Grès Armoricain varie de quelques dizaines de m à plusieurs centaines

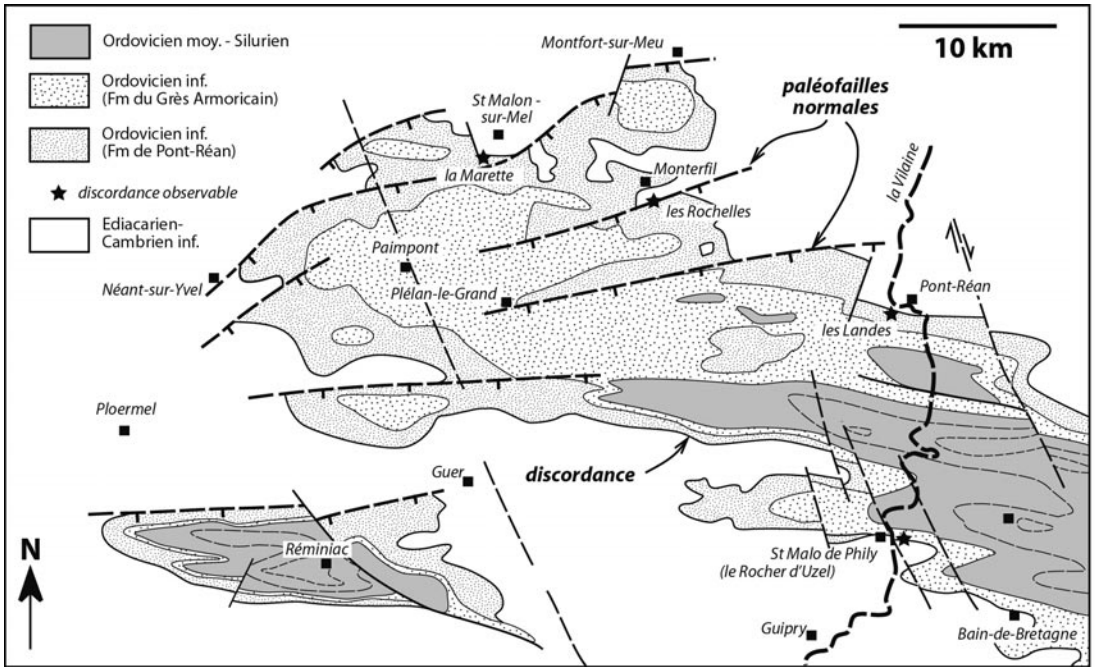


Figure 10 : Une interprétation possible des variations d'épaisseur des formations ordoviciennes basales (« séries rouges initiales » = Formation de Pont-Réan) en Bretagne centrale (Brun *et al.*, 1991). Les « séries rouges » se seraient déposées dans des blocs basculés, indiquant une extension de direction NW-SE durant le Floïen. Dans cette interprétation, la discordance à la base des séries ordoviciennes ne résulterait pas d'un raccourcissement crustal durant l'orogénèse cadomienne.

de m (Noblet, 1984 ; Durand, 1985). Dans quelques secteurs en Normandie, le Grès armoricaïn est totalement absent. Ailleurs en Normandie, dans le NE de l'Ille-et-Vilaine ou en Mayenne, le Grès armoricaïn est d'épaisseur réduite, caractérisé par des bancs épais où domine l'ichnofaciès à *Skolithos* (par ex. à **Mortain**, aux **Rochers de Bécherel à Saint-Aubin-du-Cormier**, à **l'Eglise Notre-Dame-du-Roc à Montautour**, etc.). Dans le domaine centre-armoricain, de Crozon au sud de Rennes, le Grès armoricaïn est triparti, présentant un membre médian argileux-silteux, avec dominance de l'ichnofaciès à *Cruziana* (sur la signification de ces ichnofaciès, cf MacEachern *et al.*, 2010). Des niveaux de minerai de fer ou des niveaux à minéraux lourds (zircon, monazite) ont été identifiés sur le terrain, ces derniers ayant pu être remarquablement cartographiés par spectrométrie aéroportée.

Durant l'**Ordovicien moyen** (Dapingien-Darriwillien), la sédimentation marine s'étendit largement sur le Massif armoricaïn, qu'elle recouvrit probablement en totalité (Dabard *et al.*, 2007 ; Vidal *et al.*, 2011). La paléogéographie ordovicienne était alors sans aucun doute beaucoup moins différenciée que la paléogéographie cambrienne. Du nord vers le sud, les faciès sableux cèdent la place à des faciès argileux ou silteux, qu'int interrompent localement des niveaux sableux (Grès de Kerarvail en Crozon, etc.). Cette différenciation traduit un approfondissement du milieu de dépôt, dont rendent compte également les communautés

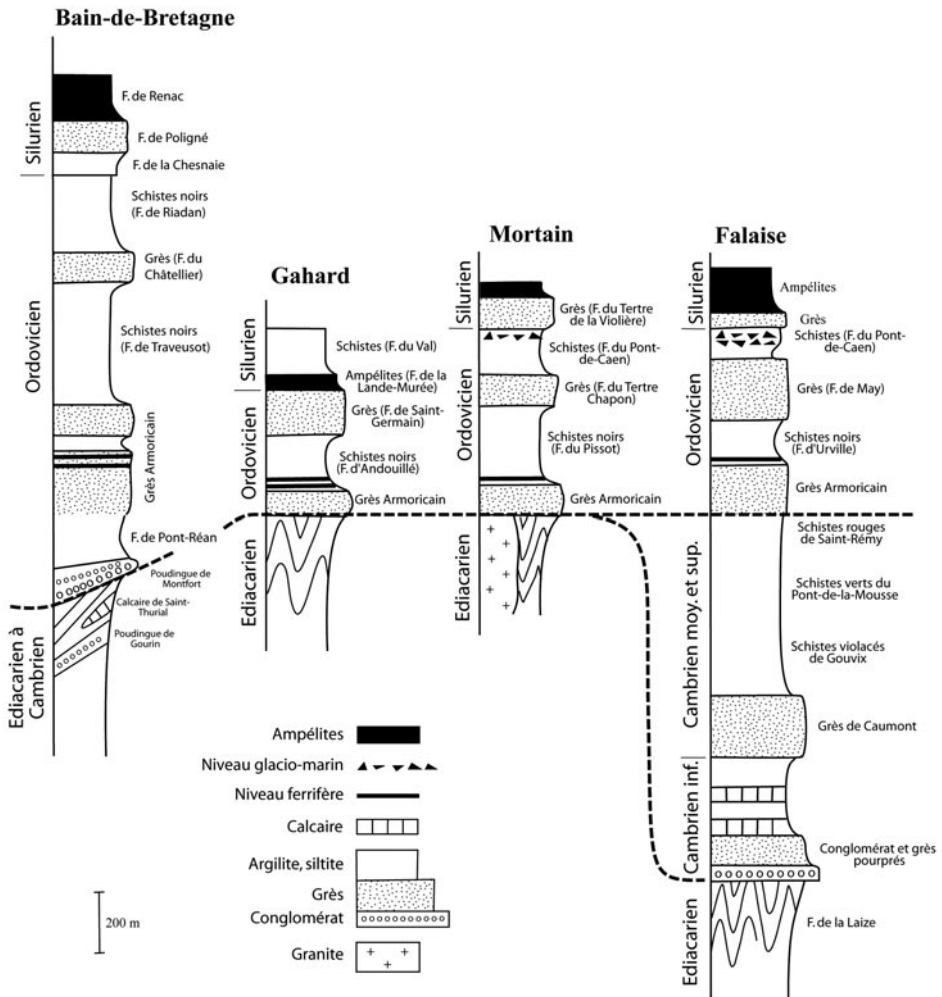


Figure 11 : Successions sédimentaires du Paléozoïque inférieur en Normandie (Falaise, Mortain) et en Bretagne (Gahard, Bain-de-Bretagne), c'est-à-dire le long d'une section approximativement N-S à travers les domaines nord- et centre armoricains.

de trilobites (Henry, 1989 ; Henry *et al.*, 1997), ou encore les modalités de préservation de ces trilobites (Vidal *et al.*, 2011). La paléopente du domaine marin était donc sans conteste dirigée vers le sud.

Le magmatisme cambro-ordovicien

En fonction de son évolution tectonique, la structure thermique de la lithosphère change. En particulier, des fusions partielles peuvent avoir lieu dans l'asthénosphère sous-jacente (où les péridotites génèrent des liquides de composition basaltique), ou à plusieurs niveaux au sein de la croûte continentale, quand celle-ci est épaissie ou au contraire amincie, ce

qui génère en général des liquides de composition granitique. Une grande diversité de magmas peut ainsi être produite pour plusieurs raisons :

- les connexions potentielles entre les deux sources principales de magmas, l'accumulation de magmas basaltiques en base de croûte pouvant engendrer une fusion de la croûte ;

- les mélanges entre magmas de sources différentes ;
- l'hétérogénéité des sources, en particulier dans la croûte continentale ;
- l'évolution des magmas au cours de leur cristallisation.

Le magmatisme cambro-ordovicien, qui offre donc une fenêtre sur la structure thermique du manteau et de la croûte, est, dans toutes les régions du Massif armoricain, volumineux. Il présente en général un caractère bimodal, associant des magmas acides et des magmas basiques.

Au **Cambrien**, le magmatisme est particulièrement développé dans le domaine nord-armoricain (Le Gall, 1993). Ce magmatisme présente les caractères des séries calco-alcalines, mais parfois aussi peralumineux (par ex. volcanites acides à cordiérite du Maine). Le magmatisme cambrien est également connu dans le Léon, où plusieurs faciès des orthogneiss de Brest ont été datés par la méthode U-Pb sur zircons entre 530 et 505 Ma (Marcoux *et al.*, 2009), et dans le Choletais (Thiéblemont *et al.*, 2001).

Durant l'**Ordovicien**, le magmatisme n'est que faiblement représenté dans le domaine nord-armoricain, où il est interstratifié au sein des « séries rouges » des bassins de Plouézec-Plourivo et de Bréhec (Auvray *et al.*, 1980b ; Galerne *et al.*, 2006). Dans le domaine centre –armoricain, un magmatisme de même âge est interstratifié au sein des Fms du Cap de la Chèvre et de Pont-Réan (par ex. à Réminioc). C'est en fait dans le domaine sud-armoricain que le magmatisme ordovicien offre sa pleine expression. La plupart des protolithes des orthogneiss des unités fortement déformées et métamorphiques ont été datés aux environs de 480 Ma (par ex. Peucat *et al.*, 1978 ; Paquette *et al.*, 1984 ; Jégouzo *et al.*, 1986 ; Guerrot *et al.*, 1997 ; Janjou *et al.*, 1998 ; Béchenec *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2002 ; Diot *et al.*, 2007). De même, les porphyroïdes, ces métavolcanites porphyriques intensément schistosées connues de la Vendée au Morbihan (**Belle-Île**), que l'on croyait être siluriennes (Peucat *et al.*, 1986), se sont avérées être elles aussi émises aux environs de 480 Ma (Bouton et Branger, 2007 ; Diot *et al.*, 2007 ; Béchenec *et al.*, 2008 et 2010 ; Ballèvre *et al.*, 2012).

La diversité géochimique de ce magmatisme ordovicien (association de magmas calco-alcalins, alcalins, voire peralumineux) pourrait être source de confusion, induisant une multiplicité de modèles ou suggérant une multiplicité de sites géodynamiques contemporains, mais peut aussi relever d'une interprétation unitaire, selon laquelle la fusion mantellique induirait au sein de la croûte continentale des fusions étagées, lesquelles contamineraient à des degrés divers les magmas mantelliques. Dans une telle interprétation, le caractère calco-alcalin ne résulterait pas de la genèse de ces magmas à l'aplomb d'une zone de subduction, mais traduirait le caractère calco-alcalin de leur source, en l'occurrence le socle cadomien, dont les nombreux zircons hérités sont observés dans la plupart des échantillons étudiés. Sans les révolutions technologiques ayant permis des datations ponctuelles (grain par grain), il eut été illusoire d'espérer en établir l'âge.

32 - Interactions climat-sédimentation à l'Ordovicien supérieur (460–440 Ma) et au Silurien (440-420Ma)

La glaciation hirnantienne

Durant l'Ordovicien supérieur (qui comprend, de bas en haut, le Sandbien, le Katien et l'Hirnantien), un évènement climatique de premier ordre est constitué par la glaciation hirnantienne (par ex. Beuf *et al.*, 1971 ; Berry et Boucot, 1973 ; Hambrey, 1985). Durant cette période s'est en effet développé sur la partie septentrionale du continent africain une calotte glaciaire, qui recouvrait la majeure partie du Sahara. Plus au nord dominant les faciès glacio-marins, qui sont connus au Maroc (Destombes, 1968 ; Ghienne, 2003 ; Loi *et al.*, 2010), en Espagne, dans le Massif armoricain (Dangeard et Doré, 1971 ; Robardet et Doré, 1988) et de là en Thuringe (Katzung, 1961 et 1999) et en Bohême (Brenchley et Storch, 1989). Ces faciès sont caractérisés par des formations silteuses ou gréseuses, souvent non stratifiées, dans lesquelles sont dispersés de nombreux blocs de toute taille (du mm au m). Les grains de quartz, lorsqu'ils sont observés en microscopie électronique à balayage, montrent qu'ils furent façonnés par le vent et la glace. Ce dépôt est donc interprété comme un sédiment marin, résultant soit du remaniement de sables morainiques, soit de la fonte des icebergs. En outre, la chute de niveau eustatique lors du (ou des) maximum glaciaire entraîne une émergence des plateformes continentales antérieurement submergées, sur lesquelles se développe alors une érosion fluviale plus ou moins importante.

Les successions stratigraphiques de l'Ordovicien supérieur

Au début de l'**Ordovicien supérieur** (Sandbien-Katien inférieur), la plupart des successions sédimentaires présentent des faciès sableux au nord du Massif armoricain (Fm de May-sur-Orne, du Tertre Chapon, de Saint-Germain-sur-Ille). En outre, de fortes variations sont observées d'une coupe à l'autre, parfois à faible distance les unes des autres (Crozon Nord vs Crozon Sud).

Les niveaux gréseux s'amenuisent vers le sud, où la majeure partie de la succession ordovicienne est, au-dessus du Grès armoricain, péritique. L'Ordovicien supérieur n'y est souvent distinguable de l'Ordovicien moyen que par son contenu paléontologique (Pillet, 1990 ; Pillet *et al.*, 1997 ; Beaulieu et Pillet, 1998).

Durant le Katien supérieur apparaissent des niveaux carbonatés en deux localités. Dans la **Fm de Rosan en presque-île de Crozon**, les carbonates sont associés à un épisode volcanique, avec brèches et coulées de laves en coussins (Juteau *et al.*, 2007 ; Caroff *et al.*, 2009). Dans les calcaires qui surmontent ces coulées ont été observés des conodontes de la biozone à *Amorphognathus ordovicicus* (Paris *et al.*, 1981), c'est-à-dire du Katien (Bergström *et al.*, 2008 ; Videt *et al.*, 2010), un âge que confirme les faunes de brachiopodes (Melou, 1990). En Normandie, la **Fm des Vaux en Saint-Hilaire-la-Gérard** est également datée par sa faune de conodontes de la biozone à *A. ordovicicus* (Weyant *et al.*, 1977).

Cet épisode carbonaté est en fait largement connu à l'échelle de l'Europe occidentale et de l'Afrique septentrionale (Villas *et al.*, 2002 ; Boucot *et al.*, 2003). La sédimentation de ces carbonates indiquerait, suivant les auteurs :

- une paléoposition du domaine nord-gondwanien à de basses latitudes (Villas *et al.*, 2002) ;

- un bref épisode climatique chaud d'extension mondiale (Fortey et Cocks, 2005), appelé évènement de Boda, d'après les calcaires éponymes en Suède ;

- un dépôt en climat tempéré-froid (Cherns et Wheeley, 2007).

Durant l'Hirnantien se déposent les fameux faciès glacio-marins, Ceux-ci sont connus :

- en presqu'île de Crozon, la Fm du Cosquer (**Plage du Veryac'h à Camaret-sur-Mer**) (Hamoumi *et al.*, 1981 et 1989 ; Long, 1991) ;

- en Normandie, la Fm du Pont-de-Caen, par exemple à **la Pierre Dialan à Jurques** (synclinal de la zone bocaine) et dans la carrière du **Moulin Plain à la Haute-Chapelle** (synclinal de Mortain-Domfront) (Fig. 10) ;

- en Anjou, la « Fm des pélites à fragments » aux **Fresnaies en Chalonnes-sur-Loire**, où ils sont immédiatement surmontés par des phanites du Silurien basal (Piçarra *et al.*, 2002 et 2009).

Ces faciès sont classiquement interprétés comme indiquant une sédimentation glacio-marine, mais cette interprétation pose problème dans la mesure où :

- la taille des éléments est faible (de l'ordre du cm), impliquant en tout cas une origine distale par rapport aux glaciers, sauf à Chalonnes-sur-Loire où est observé un bloc métrique de grès ;

- la source des éléments paraît proche, voire locale, puisqu'aucun élément d'un socle (granite, gneiss), quel qu'il soit, n'est connu et que les faciès normands remanient des calcaires analogues, y compris micropaléontologiquement, à ceux des Vaux ;

- aucun élément poli ou strié indiscutable (avec des stries de différentes directions sur la même face du galet) n'a été observé, sauf peut-être en Normandie.

Doit-on dès lors envisager que ces formations glacio-marines aient été alimentées non par la fonte des icebergs en provenance de l'inlandsis saharien, mais à partir de glaciers locaux (sur quels reliefs ?) ou de blocs glaciels dans des fleuves (issus de quels reliefs ?). On se rappellera que la paléopente déduite des lithologies et des faunes indique, à l'Ordovicien moyen, que le rivage (s'il existait, puisqu'il n'est pas reconnu en tant que tel) se situait vers le nord !

À la fin de l'Ordovicien (ou au début du Silurien), en tout cas superposés aux formations calcaires et/ou glacio-marines, se déposent des faciès silteux ou gréseux, en général azoïques, plus rarement fossilifères (Mélou, 1987), qui peuvent être interprétés comme les témoins littoraux (deltas et/ou plages), éventuellement diachrones, de la transgression associée à la fin de l'épisode glaciaire.

Les successions stratigraphiques du Silurien

Le **Silurien** (440-415 Ma) armoricain est, comme dans l'ensemble du domaine nord-gondwanien, caractérisé par des faciès terrigènes fins, plus rarement carbonatés, anoxiques. Dans le Massif armoricain, trois domaines sédimentaires peuvent être schématiquement distingués.

1. Dans les domaines centre- et nord-armoricain, le Silurien est caractérisé par l'abondance de sédiments argileux/silteux noirs (« ampélites »), dans lesquels abondent les Grap-

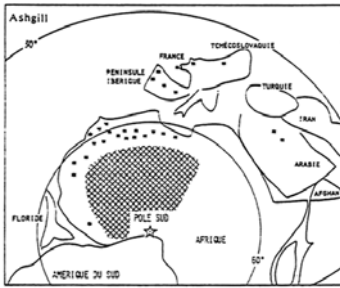


Fig. 5 - Paléogéographie fini-ordivocienne [d'après Scotese et al., 1979].
En quadrillé : zones couvertes par l'inlandis - étoiles : dépôts glacio-marins.

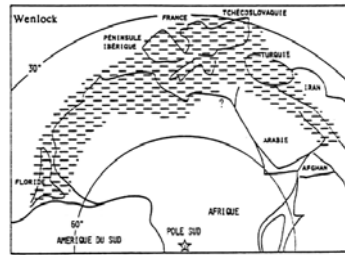


Fig. 6 - Paléogéographie silurienne (Wenlock) [d'après Scotese et al., 1979].
Tirets : milieux riches en matière organique.

Figure 12 : Reconstitutions paléogéographiques à la fin de l'Ordovicien (durant l'Hirnantien) et au Silurien (Paris et al., 1986). Notez la localisation d'une vaste calotte glaciaire au niveau de l'actuel désert saharien, ainsi que les dépôts glacio-marins sur le pourtour de cette calotte, à des latitudes aussi faibles (dans la paléogéographie ordovicienne) que celle du Massif armoricain.

tolites (**le Tertre Gris à Poligné**). La couleur noire est due au caractère réducteur du sédiment, ayant permis la préservation de la matière organique. Seules des faunes pélagiques planctoniques (Graptolites), épipelagiques (Bivalves du genre *Cardiola*) ou nectoniques (Nautilides orthocônes) sont présentes (Dabard et Paris, 1986 ; Paris et al., 1986). Ce Silurien ampélitique est connu dans les domaines nord-armoricain (en mer à proximité des îles Chausey, en Normandie) et centre-armoricain (presqu'île de Crozon, vallée de la Vilaine au sud de Rennes, région de Laval).

2. Dans le domaine sud-armoricain, le Silurien se présente également sous forme d'argilites noires (ampélites), auxquelles sont associées des quartzites graphiteux (phtanites). Ces quartzites contiennent des fantômes de Radiolaires, et représentent d'anciennes boues radiolaritiques où la diagenèse (et parfois le métamorphisme) a entraîné une dissolution puis une recristallisation de la plupart des squelettes de radiolaires. La silice n'est donc pas, dans ces roches, d'origine terrigène, mais au contraire biogène.

Ainsi en est-il dans l'unité de Lanvaux, dont la limite méridionale est soulignée par un niveau d'ampélites (Fm du Houx), plus ou moins discontinu, mais se poursuivant sur environ 120 km (Cavet et al., 1986 ; Chauris, 1990). Ces ampélites ne sont fossilifères (graptolites) qu'en deux localités, et sont parfois associées à de minces niveaux de phtanites. En toute probabilité, ce Silurien ampélitique marque le contact tectonique entre les unités de Lanvaux (au nord) et de Saint-Georges-sur-Loire (au sud). Dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, le Silurien est également représenté par des ampélites souvent associées à des phtanites, dont les graptolites furent étudiés par Philippot (1950).

Au sud de la faille de Nort-sur-Erdre, les phtanites caractérisent l'unité du Tombeau Leclerc, en bordure des Mauges, par exemple dans le fameux gisement des **Fresnaies en Chalonnnes-sur-Loire**. L'absence de schistosité dans ce gisement a permis la préservation d'une abondante faune graptolitique, où plusieurs biozones du Llandovery ont été reconnues (Philippot, 1950 ; Piçarra et al., 2002 et 2009).

Plus au sud encore, en Vendée, à Chantonay, des phtanites et des ampélites ont également livré des graptolites (Wyns, 1979).

3. À l'extrême sud du Massif armoricain, en Vendée littorale (**Brétignolles-sur-Mer**), le Silurien comprend (i) des phtanites noirs à radiolaires (dont l'âge Llandovery est admis par analogie avec ceux de l'unité du Tombeau Leclerc), (ii) des phtanites litées, à nodules phosphatés, ayant fourni des graptolites (et des orthocères) du Wenlock et (iii) des ampélites, à nodules phosphatés, ces derniers préservant un microplancton silurien (Deflandre et Ters, 1969 ; Ters, 1969 et 1970 ; Ters et Viaud, 1987). Dans ces séries siluriennes de Brétignolles intensément déformées (plissées et schistosées), ce sont les nodules silico-phosphatés qui ont permis la préservation des fossiles.

Par ailleurs, les niveaux carbonatés sont exceptionnels durant le Silurien. Ils ont été observés en Normandie, dans le synclinal de May-sur-Orne, où le calcaire de Feuguerolles (qui n'est plus observable actuellement) est daté du Wenlock. À proximité d'Angers (**la Meignanne**), des faciès calcaires, parfois ampéliteux, ont livré des faunes bohémiennes du Silurien supérieur (Ludlow et Pridoli) et de la base du Dévonien (Lochkovien) (Kriz et Paris, 1982). Certains niveaux du Silurien contiennent en abondance des nodules (« schistes à sphéroïdes »), souvent pyriteux, qui pourraient résulter de la diagenèse précoce de nodules carbonatés.

Interprétation des faciès de « black shales » siluriens

À l'issue de l'épisode glaciaire hirnantien, la transgression silurienne est associée à une « crise anoxique » dont le mécanisme est discuté.

Pour certains auteurs, la présence de calottes glaciaires (en l'occurrence dans l'hémisphère sud) implique à l'échelle de l'océan mondial un fort gradient de température, avec des eaux froides dans les océans polaires ou circumpolaires. Ces eaux froides se mélangent imparfaitement avec les eaux chaudes tropicales, et étant plus denses que ces dernières, induisent une stratification des eaux marines : les eaux froides, plus denses, étant situées en profondeur, y renouvellent l'oxygène dissous (Berry et Wilde, 1978). Le corollaire de cette stratification est une absence de renouvellement de l'oxygène dans les eaux profondes, qui deviennent alors anoxiques. Les organismes planctoniques (graptolites) et nectoniques (nautilides) peuvent vivre dans les eaux superficielles, mais l'anoxie des eaux profondes – où les organismes benthiques ne peuvent vivre – permet une excellente préservation de la matière organique ainsi que des organismes planctoniques et nectoniques qui s'accumulent après leur mort au fond de l'océan.

D'autres auteurs suggèrent que ce sont des remontées d'eaux profondes (« upwellings ») qui entraînent dans les eaux superficielles une productivité biologique intense. Leur dégradation par des bactéries aérobies aurait épuisé progressivement les ressources en oxygène des eaux profondes, tant la productivité était forte. Ainsi se serait progressivement construite une stratification des eaux marines, ayant les mêmes effets sur les communautés biologiques que dans l'hypothèse précédente. Des modèles numériques de circulation au sein des océans siluriens, tenant compte de la paléoposition des plaques, ont tenté de justifier ce modèle (Moore *et al.*, 1993).

Il reste enfin la possibilité que la sédimentation anoxique ait lieu dans des bassins fermés, où les eaux profondes n'ont plus de communication facile avec celle de l'océan mondial en raison de la présence de seuils morphologiques. Cette hypothèse, tout à fait valide

dans les cas (actuels) de la Mer Noire ou des fjords norvégiens, est plus difficile à argumenter au Silurien, car les faciès anoxiques occupent une surface immense autour du continent gondwanien.

De manière générale, l'absence de carbonates durant le Silurien n'a pas nécessairement de signification paléolatitudinale, car les perturbations du cycle du carbone associées à la glaciation puis à la déglaciation ont à rebours un effet sur le cycle des carbonates.

La sédimentation anoxique au Silurien est donc contrôlée par la circulation océanique à grande échelle. Dès maintenant, deux autres caractères du Silurien méritent d'être mentionnés :

1. Par sa forte teneur en carbone organique, le Silurien a constitué une roche-mère pour les hydrocarbures (pétrole), lesquels ont pu migrer dans des roches-réservoir bien avant la tectonique varisque. Ainsi est en tout cas interprétée la couleur noire de certaines rhyolites ordoviciennes (Le Hébel *et al.*, 2007).

2. En raison de leur faible résistance mécanique, les ampélites siluriennes ont servi de niveau de décollement pendant les déformations varisques. Cette particularité explique la dysharmonie structurale entre le Paléozoïque inférieur, en général adhérent à son socle cadomien, et les séquences dévoniennes, souvent « éjectées » du cœur des synclinaux (Normandie : synclinaux de May et d'Urville, zone bocaine, etc. ; Bretagne : sud de Rennes).

34 - Les archives des déplacements horizontaux des plaques

La sédimentation enregistre trois types d'informations ayant trait aux déplacements horizontaux des plaques. Les unes ont trait aux distances relatives entre les domaines de sédimentation, les autres au climat au moment de la sédimentation et enfin les dernières mémorisent le champ magnétique.

Enregistrement des distances géographiques par la faune fossile

Les associations de fossiles peuvent être utilisées pour reconstituer la distance entre deux régions aujourd'hui proches mais pouvant avoir été à de longues distances l'une de l'autre dans le passé. Le principe en est simple. Les organismes planctoniques et nectoniques peuvent parcourir, passivement (au gré des courants océaniques) ou activement (en nageant), des distances considérables, qui en font d'ailleurs parfois d'excellents marqueurs biostratigraphiques (graptolites par ex.). Par contre, la distribution des organismes benthiques (enfouis dans le sédiment, fixés ou se déplaçant à la surface du sédiment sur de courtes distances) sera avant tout fonction de la durée de vie de leurs phases larvaires. Plus les communautés benthiques diffèrent, plus grande était la distance entre ces communautés.

L'analyse est conduite sur des séries sédimentaires marines d'âge identique (et, ré-échantillons-le, actuellement géographiquement proches). Si une différence de faune est observée entre deux domaines voisins, celle-ci peut alors résulter :

- d'une différence d'habitat (par ex. un fond sableux littoral soumis aux vagues et aux tempêtes, et un fond argileux à grande profondeur) ;

- d'une différence de climat, les deux secteurs échantillonnés étant distribués sur la même paléomarge, mais le long d'un gradient climatique ;

- enfin d'une différence de position paléogéographique, les deux secteurs échantillonnés étant situés sur deux paléomarges distinctes, à grande distance l'une de l'autre

Différentes techniques permettent de discriminer ces différentes hypothèses.

Sur ces bases, les paléobiogéographes distinguent nettement, à l'Ordovicien moyen, au sein d'un vaste ensemble d'affinité gondwanienne (« province à Calyménacés-Dalmanitacés »), une province avalonienne (Pays de Galles, Ardenne), une province ibéro-armoricaine, et enfin une province bohémienne. La distinction entre la province avalonienne d'une part et les provinces ibéro-armoricaine et bohémienne d'autre part est fort nette, ayant été notée dès 1855 par de Verneuil et Barrande, puis confirmée par la suite à de multiples reprises (par ex. Barrois, 1882 ; Kerforne, 1901 ; Henry, 1980). Ceci est en accord avec l'existence de barrières géographiques s'opposant au déplacement des faunes benthiques, à savoir un vaste domaine océanique séparant le SW de l'Angleterre et l'Ardenne du Massif armoricain. Ce domaine océanique – unanimement reconnu – est appelé océan rhéïque, séparant Avalonia d'un ensemble nord-gondwanien (de l'Espagne à la Bohême).

Au sein de ce dernier ensemble, la proximité entre Massif armoricain et Massif ibérique ne fait de doute pour personne. Les analogies stratigraphiques et paléontologiques entre les séries des domaines nord- et centre-armoricain d'une part et centre-ibérique d'autre part, sont fortes et incontestées (par ex. Henry *et al.*, 1974 ; Paris et Robardet, 1977 ; Ballèvre *et al.*, 1993). On constatera néanmoins que nombre de reconstitutions paléogéographiques de la chaîne varisque nient ce fait de premier ordre, en positionnant les domaines médio- et nord-armoricains d'une part et centre-ibérique d'autre part non pas en prolongation l'un de l'autre, mais sur des plaques distinctes (Matte 2001 ; Corsini et Rolland, 2009 ; Guillot et Ménot, 2009).

Par contre, la distinction entre les domaines ibéro-armoricain, bohémien, et nord-africain est plus subtile, ayant conduit certains auteurs à nier l'existence de tout domaine océanique entre ces ensembles (Robardet, 2002 et 2003). C'est là oublier (i) les différences réelles entre ces trois ensembles et (ii) l'échelle de résolution des données, qui ne permettent pas d'identifier des domaines océaniques de dimensions modestes (inférieure à environ 1500 km : McKerrow et Coks, 1986 et 1995). Accepterait-on de nier l'existence de la croûte océanique dans la Mer Rouge au seul argument que les faunes benthiques de la marge éthiopienne sont les mêmes que celles de la marge arabique ?

En conséquence, nous admettons l'existence d'un second domaine océanique séparant l'ensemble médio-nord-armoricain du domaine sud-armoricain, par ailleurs seule hypothèse susceptible de rendre compte de l'existence d'ophiolites et de schistes bleus dans ce secteur de la chaîne varisque. Pour autant, cet océan pouvait être de faible largeur (quelques centaines de km), et pouvait en outre se biseauter d'est en ouest.

Enregistrement du climat par la sédimentation

La distribution des grandes zones climatiques sur la Terre obéit à une répartition latitudinale, qui s'exprime de nos jours par la distribution globale des biomes continentaux

(toundra, forêt froide, forêt tempérée, forêt et steppe méditerranéenne, désert, savane et enfin forêt tropicale). Ces biomes ne sauraient à l'évidence servir de marqueurs intemporels, aux époques reculées dont nous traitons ici. La sédimentation marine obéit aux mêmes règles que les biomes terrestres, dans la mesure où la distribution des organismes marins est également contrôlée, quoique de manière moins apparente que sur le continent, par le climat. En l'absence d'apport terrigène, les carbonates caractérisent un climat tropical.

La sédimentation marine cambrienne est dominée par les formations détritiques, à l'exception de quelques roches carbonatées, à la base du Cambrien, lesquelles résultent de constructions cyanobactériennes (stromatolites) (Doré, 1969 et 1972), auxquelles sont aussi parfois associés des récifs à archéocyathes (Bigot, 1925). Un exemple spectaculaire de cette association est observable sur l'estran (**Plage de Barneville à Saint-Jean-de-la-Rivière**). Ces récifs à archéocyathes caractérisent le domaine gondwanien (Maroc et Algérie, Massif ibérique, Montagne Noire, au sud du Massif central, Massif armoricain) par opposition à Avalonia, où ils sont inconnus.

Par la suite, après l'épisode détritique à la transition Silurien-Dévonien, et dès le Dévonien inférieur (Praguien et Emsien), apparaissent de belles constructions récifales, par exemple à la **Pointe de l'Armorique en Plougastel**, à **Beaubigny** dans le Cotentin, ou encore à **Chalonnès-sur-Loire** (Le Maître, 1934). Des constructions récifales sont également connues au Dévonien moyen (Givétien) dans le sud du Massif armoricain, à la **Villedé d'Ardin** (Le Maître, 1937).

Enfin, les faciès carbonatés, parfois récifaux, sont largement représentés au Carbonifère inférieur (Laval, Quenon, Montmartin-sur-Mer) (Pelhâte-Péron, 1971 ; Vuillemin, 1990).

Enregistrement du champ magnétique (fossile)

La position géographique d'un domaine continental, et les variations de position au cours du temps de ce domaine, peut être estimée en mesurant l'enregistrement fossile du champ magnétique. Si le principe est simple, la mesure est délicate à mettre en œuvre. En outre, cette mesure peut avoir plusieurs significations. En effet, il faut s'assurer que le champ magnétique fossile, enregistré au moment du dépôt du sédiment ou lors de la cristallisation du magma, n'a pas été perturbé par un événement postérieur, lors de la déformation ou de la recristallisation de la roche, lors de l'altération de cette roche, etc. Les paléomagnéticiens ont donc développé des tests qui leur permettent de vérifier l'âge de l'aimantation.

Tenant compte de ces vérifications, les analyses paléomagnétiques ont établi que le Massif armoricain – en toute rigueur l'unité des Mauges - était situé, au Cambrien (gabbro de Thouars : Perroud et van der Voo, 1985) et à l'Ordovicien inférieur (Fm du Moulin de Châteaupanne : Perroud *et al.*, 1986a), à de basses latitudes (60-80°S). Aucune roche silurienne n'a pu être analysée. Le Dévonien inférieur de la presqu'île de Crozon (Tait, 1999) a fourni des données de paléolatitudes faibles (environ 20°S).

En accord avec les données sédimentologiques, les données paléomagnétiques montrent donc que le Massif armoricain était situé à de faibles latitudes durant l'Ordo-

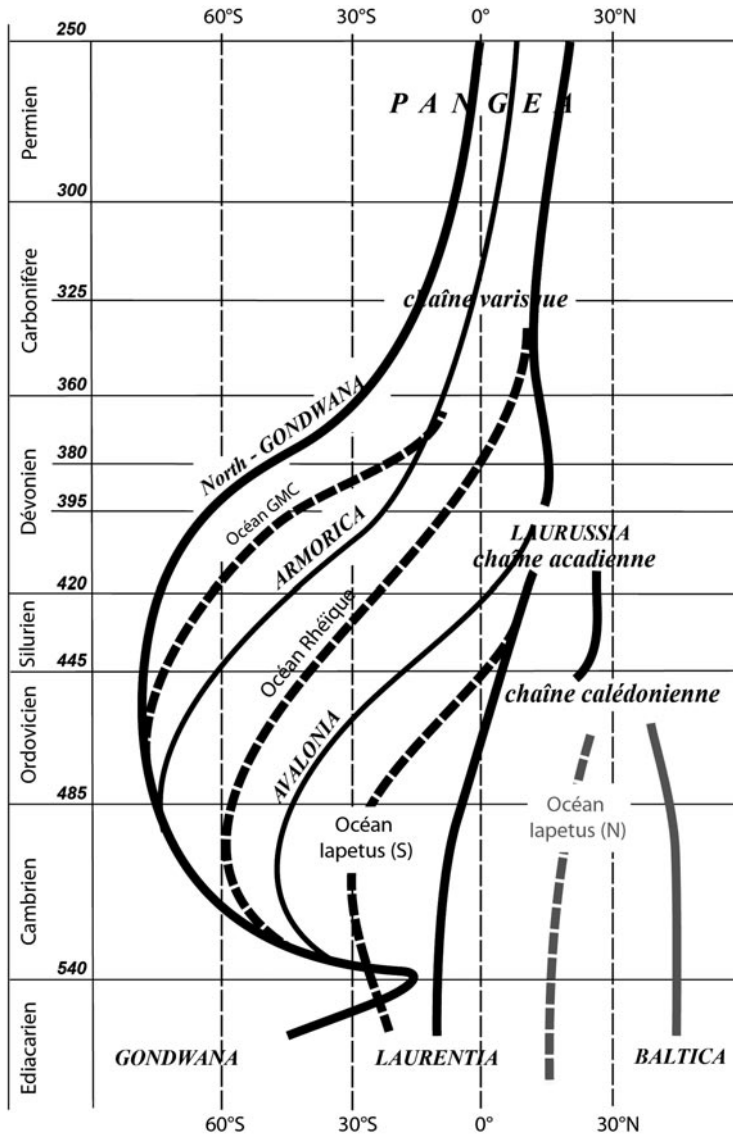


Figure 13 : Ce schéma résume le mouvement des plaques au Paléozoïque, en intégrant une grande quantité de données paléontologiques, sédimentologiques et paléomagnétiques. L'échelle chronologique est celle de Gradstein et al. (2012). Malgré un large consensus sur ce schéma, des incertitudes majeures subsistent quant aux réorganisations cinématiques durant le Dévonien.

vicien, puis a migré vers de hautes latitudes durant le Dévonien. Quelques paradoxes s'expliquent ainsi facilement : la dominance des faciès détritiques durant le Cambrien et l'Ordovicien, l'absence de roches carbonatées dans les séries armoricaines avant le Dévonien...

35 - Un modèle d'évolution au Paléozoïque inférieur.

Les ophiolites cambro-ordoviciennes

Dans le Massif armoricain, de potentiels complexes ophiolitiques sont seulement connus en deux localités, à savoir la baie d'Audierne et le complexe de Champtoceaux. En **baie d'Audierne** (Fig. 14) existe en effet un ensemble comprenant, du nord vers le sud, des péridotites, des métagabbros et enfin des amphibolites dérivant vraisemblablement de volcanites basaltiques. Cette succession, en cours de datation, est un exemple potentiel d'ophiolite cambro-ordovicienne. Dans le Complexe de Champtoceaux, la même remarque s'applique à l'unité des **Folies-Siffait** (des amphibolites et des péridotites intensément déformées et métamorphisées) et à l'unité de **Drain**, avec ses péridotites (de cumulat), ses métagabbros et ses amphibolites. Dans ces deux exemples, la séquence sédimentaire devant idéalement s'être déposée au sommet de la série ophiolitique n'est pas reconnue avec certitude. Alors que l'âge de l'unité des Folies-Siffait est inconnu, celle de Drain pourrait être dévonienne (données U-Pb sur zircons : Paquette, 1987).

La signification des protolithes des unités de schistes bleus de **Groix** et du **Bois-de-Cené** mérite attention. Bien que constituées pour l'essentiel de métasédiments et de métabasalts, ces séries offrent d'incontestables affinités océaniques : présence de quelques écailles de serpentinites, abondance des métacherts, interprétables comme des métaradiolarites, présence de minéralisations manganésifères et ferrifères, absence totale de sédiments détritiques grossiers, rareté des orthogneiss acides (480 Ma : El Korh *et al.*, 2012a), dont on ne sait encore exactement s'ils représentent des filons ou des tufs... Ceci étant, plus que de complexes ophiolitiques, il paraît raisonnable de voir dans ces unités de Groix et du Bois-de-Cené des portions de paléo-prismes d'accrétion.

Une dernière proposition consiste à considérer les gabbros de **Porz-Liogan au Conquet** (480 Ma : Faure *et al.*, 2010), ainsi que leur potentielle prolongation dans l'estuaire de la Penzé, comme la trace de la suture d'un océan. Comme la chimie de ces roches – seule susceptible d'en déterminer l'origine océanique – est pour le moment inconnue, cette hypothèse devra être testée.

Du rifting à l'ouverture d'un océan

On pourrait, à titre d'hypothèse de travail, considérer qu'un domaine continental fut, par deux fois, le siège d'un épisode de rifting.

Au Cambrien, le rifting paraît limité au domaine nord-armoricain d'une part, au domaine sud-armoricain (Vendée) d'autre part.

À l'Ordovicien, les « séries rouges » constituent un dépôt syn-rift, associé à une subsidence tectonique (Ballard *et al.*, 1986 ; Brun *et al.*, 1991 ; Dabard et Simon, 2011). Le Grès armoricain peut être considéré comme le premier sédiment post-rift (Brun *et al.*, 1991), ou comme la suite de l'épisode de rifting, auquel cas les formations argilitiques sus-jacentes seraient les premiers témoins d'un dépôt post-rift, associé à une subsidence thermique. Si ces interprétations sont exactes, elles signifient que l'expansion océanique a pris le relais de l'amincissement crustal à partir de l'Ordovicien inférieur (dans la première hypothèse) ou moyen (dans la seconde hypothèse). Dans les deux cas, la subsidence thermique se

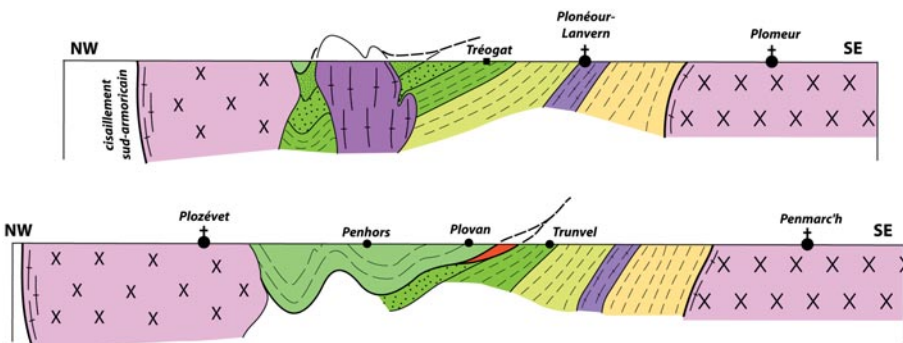
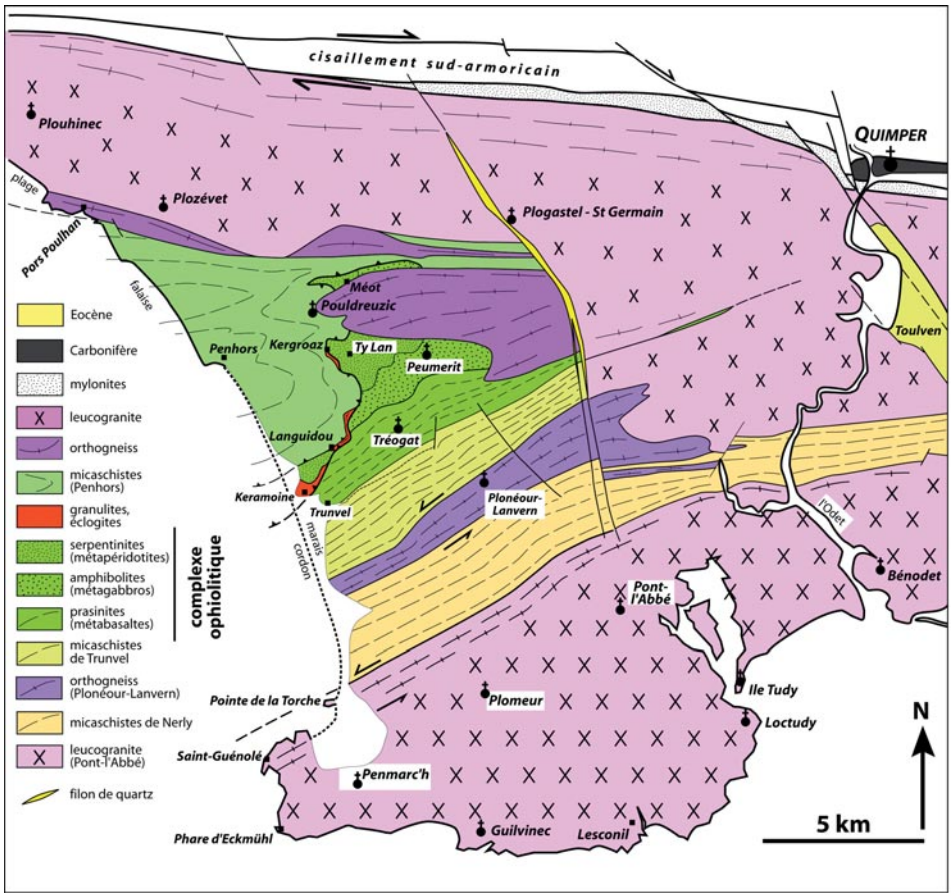


Figure 14 : Carte géologique simplifiée de la Baie d'Audierne, en Bretagne occidentale (Blais et al., 2011). Au sud du cisaillement sud-armoricain affleurent des formations métamorphiques, incluant des serpentinites à chromite et des métagabbros (Formations de Ty Lan et de Peumerit, respectivement), et des métavolcanites basiques et des métasédiments (Formations de Trunvel et Tréogat, respectivement). Ces quatre formations représentent le meilleur candidat pour une succession ophiolitique dans le Massif armoricain.

poursuivrait durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien, mais le passage Ordovicien-Silurien voit interférer cette subsidence avec une baisse eustatique du niveau de la mer en raison de la glaciation hirnantienne. En conséquence, certaines portions des plates-formes continentales émergent, puis sont ré-envahies par la mer lors de la remontée du niveau de la mer, associée à la fonte de l'inlandsis saharien.

Décrire l'évolution cambro-ordovicienne du Massif armoricain, et plus généralement de tout le domaine nord-gondwanien, de l'Espagne à la Bohême, comme étant caractérisé par un ou plusieurs épisodes de rifting au Cambro-Ordovicien, impose d'envisager la possibilité que ce rifting ait conduit à l'ouverture de domaines océaniques. Le rifting ordovicien est souvent interprété comme le témoin de l'ouverture de l'océan rhéique, ce qui pose deux problèmes :

- quelle est alors la signification du rifting cambrien ?
- pourquoi la géométrie globale du domaine médio-nord-armoricain indique-telle une paléopente vers le sud, alors que l'océan rhéique est censé s'ouvrir au nord de ce domaine ?

Une autre hypothèse consiste donc à associer le rifting cambrien avec l'ouverture de l'océan rhéique, puis le rifting ordovicien avec l'ouverture d'un autre océan, à savoir l'océan Galice - Massif Central.

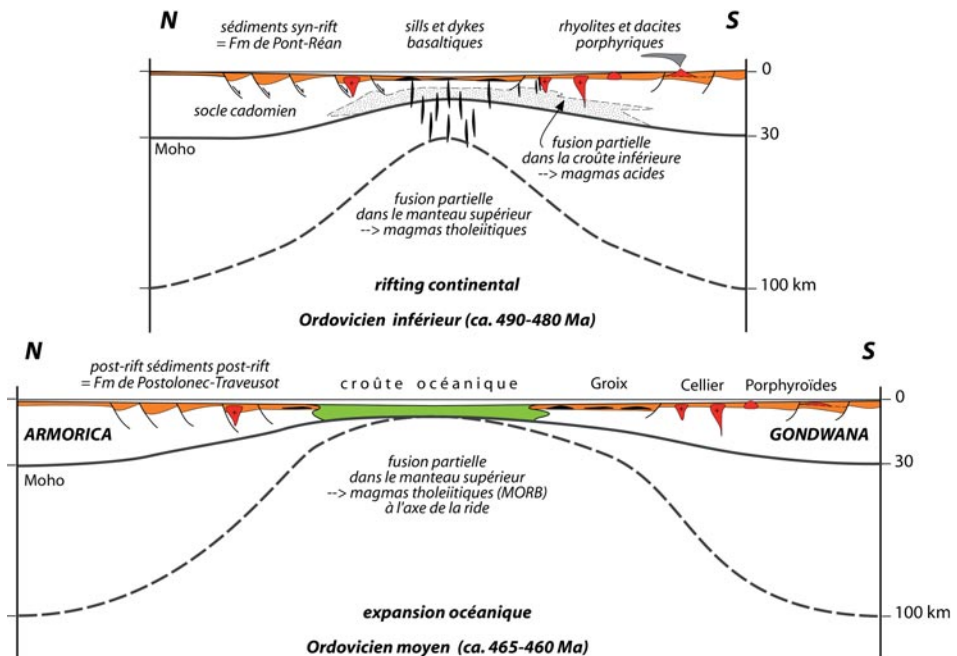


Figure 15 : Un modèle d'évolution géodynamique du Massif armoricain au cours de l'Ordovicien (modifié d'après Ballèvre et al., 2012).

4 - Les stades initiaux de la convergence au Dévonien (420-360 Ma)

La convergence de plaques a pour résultat premier la subduction d'un domaine océanique, se traduisant :

- par un métamorphisme de haute pression et basse température dans la lithosphère océanique subduite, ou dans la lithosphère continentale entraînée dans la zone de subduction à la suite de la lithosphère océanique ;

- par la construction d'un arc volcanique sur un substratum océanique ou continental, à la suite de la fusion partielle du coin de manteau hydraté au-dessus du panneau plongeant.

Ces deux critères de la convergence peuvent être plus ou moins faciles à étayer, en particulier lorsque la frontière de plaques en convergence est située dans un océan de faible dimension (typiquement de largeur inférieure à quelques centaines de km). Les roches métamorphiques de haute pression peuvent ne pas être exhumées, et l'arc volcanique inexistant (le volume d'eau issu de la déshydratation de la plaque plongeante n'étant pas suffisant pour permettre une hydratation du manteau, et donc la production de magma réduite ou inexistante). C'est dire combien la recherche des premiers témoins de la convergence doit être faite avec prudence. Ceci est particulièrement vrai pour Armorica, qui était situé entre deux océans de taille notablement différente, un vaste océan rhéique au nord, un modeste océan « sud-armoricain » au sud.

41 - Les premiers reliefs au Dévonien inférieur et moyen

La paléogéographie dévonienne du Massif armoricain est fortement contrastée, au contraire de celle des périodes précédentes, durant lesquelles la sédimentation marine était commune à l'ensemble du Massif armoricain.

Une sédimentation marine du Dévonien inférieur au Dévonien supérieur

Dans les **domaines nord- et centre-armoricain**, le Dévonien succède en continuité au Silurien, aucune discordance n'ayant jamais pu être mise en évidence au contact Silurien-Dévonien. L'analyse de ce contact n'est néanmoins pas chose aisée, car les ampélites siluriennes ont souvent servi de niveau de décollement, entraînant parfois de fortes disharmonies entre les structures au-dessous et au-dessus de ces niveaux. Il est ainsi probable que l'absence de Dévonien dans le sud de Rennes soit lié à un décollement du Dévonien durant la tectonique varisque, et non pas à un non-dépôt lié à une émergence.

Le Dévonien lui-même est en général incomplet, le Dévonien inférieur étant seul largement représenté. Toutefois, des successions complètes, ou quasi-complètes compte-tenu des incertitudes quant à l'âge de certains niveaux où les fossiles sont rares ou non diagnostiques, sont connues en presque-île de Crozon et dans la région de Bécherel. De telles successions laissent penser que la totalité du domaine centre et nord-armoricain fut recouverte par la mer durant la totalité du Dévonien. Une tendance régressive est toutefois notée durant le Dévonien supérieur (Frasnien et Famennien), ce dernier étant représenté

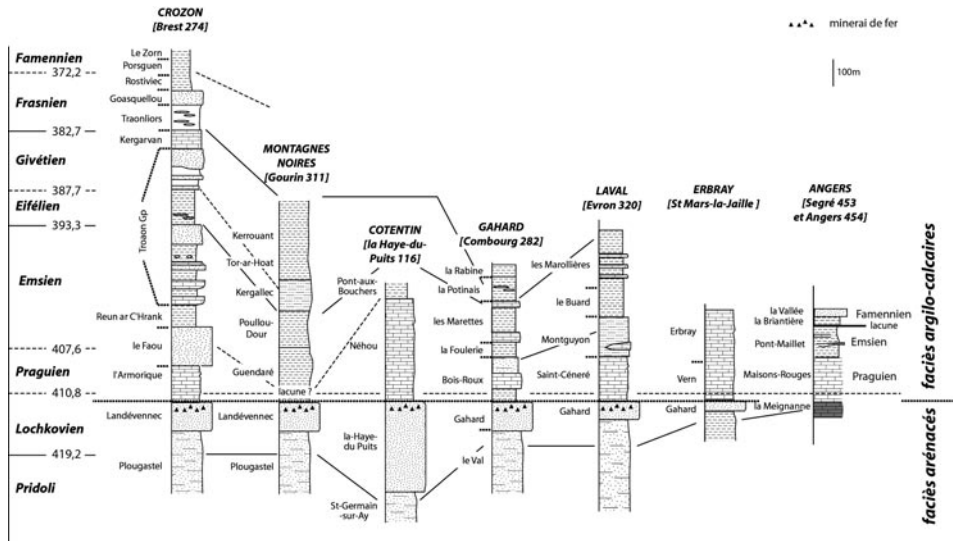


Figure 16 : Successions sédimentaires de la fin du Silurien (Pridoli) et du Dévonien (Lochkovien-Famennien) dans le Massif armoricain (modifié d'après Robardet et al., 1994). Les successions dévoniennes sont notablement incomplètes, le Dévonien supérieur (Frasnien et Famennien) n'étant paléontologiquement caractérisé qu'en rade de Brest et dans le Menez-Bélaïr. Les successions du domaine sud-armoricain ne sont pas représentées. On notera l'apparition des faciès carbonatés à la fin du Dévonien inférieur (Praguien), témoignage certain de la migration de la plaque Armorica à de faibles paléolatitudes.

par des «black shales» à Goniatites, mais contenant des débris végétaux parfois de belle taille, impliquant la proximité de terres émergées. Celles-ci étaient-elles situées dans la partie orientale du domaine centre-armoricain (région de Laval, où le Dévonien supérieur est totalement absent), ou plus au nord, dans le Léon ?

Un relief émergé au Dévonien inférieur et moyen

La situation est toute autre dans le **domaine sud-armoricain**, dans les deux seules localités où une analyse stratigraphique des formations dévoniennes est possible (c'est-à-dire à la bordure septentrionale de l'unité des Mauges, et à la Villedé d'Ardin).

L'**unité des Mauges**, étant située structurellement au-dessus des complexes ophiolitiques, appartient certainement à l'**allochtone supérieur**. Dans la région de Chalonnnes (Ducassou *et al.*, 2011a), deux types de séries se sont déposées sur le socle protérozoïque des Mauges. Dans l'unité du Tombeau Leclerc, le Dévonien fait suite en apparente continuité au Silurien. Le Lochkovien n'y est pas caractérisé paléontologiquement, tandis que le Praguien et surtout l'Emsien présentent des faciès carbonatés « pélagiques », c'est-à-dire déposés loin de toute source d'apport terrigène, ou séparés de cette source par une barrière géographique (haut-fond sous-marin, ...). Dans l'unité de Châteaupanne, dont la stratigraphie est capitale pour notre propos, le Dévonien inférieur repose en faible discordance angulaire (10-15°) sur l'Ordovicien supérieur, non plissé et non schistosé. Il débute par des faciès gréseux, d'épaisseur réduite (0-3 m), que les spores datent de la fin du Pra-

guien ou du début de l'Emsien, et qui contiennent les plus anciennes plantes du Massif armoricain (Strullu-Derrien *et al.*, 2010 ; Gerrienne *et al.*, 2011). Ce Dévonien se poursuit avec l'épaisse Formation de Châteaupanne, des calcaires récifaux dont l'âge, encore discuté (Coen-Aubert, 2011), pourrait bien être Emsien plutôt que Givétien. Enfin, les calcaires cèdent la place brutalement à des faciès gréseux, que leur richesse en débris de plantes avait fait appeler « grès à psilophytes ». Ces faciès terrigènes résultent d'épandages turbiditiques au pied d'un édifice deltaïque sous-marin (Ducassou *et al.*, 2009), dont l'âge, contraint par de rares faunes de brachiopodes et de crinoïdes, est Emsien supérieur ou tout au plus Eifélien inférieur (Ballèvre *et al.*, 2010).

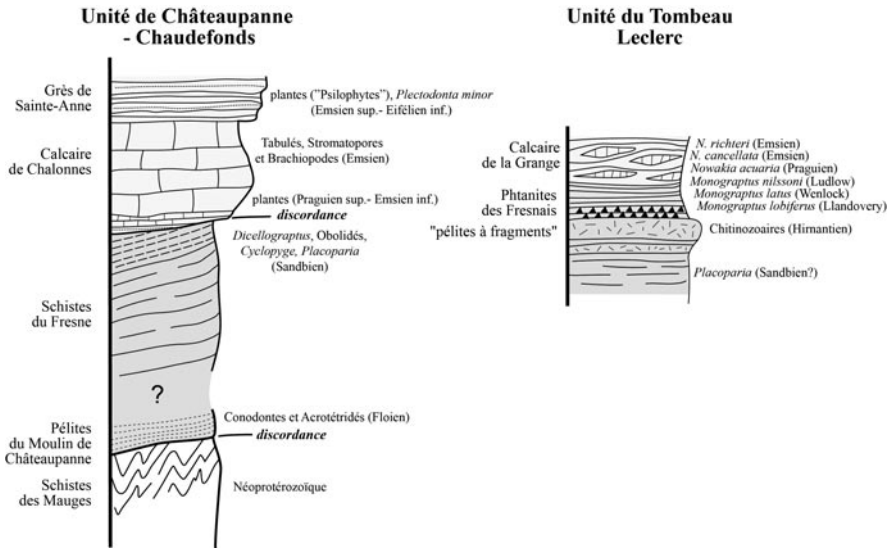


Figure 17 : Successions sédimentaires de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien des Mauges (Piçarra *et al.*, 2002 ; Lardeux *et al.*, 2008 ; Ducassou *et al.*, 2009 ; Ballèvre *et al.*, 2010 ; Strullu-Derrien *et al.*, 2010 ; Ducassou *et al.*, 2011a).

À la **Villedé d'Ardin**, le Dévonien débute par des faciès gréseux fluviatiles (70 m), qui cèdent progressivement la place à des faciès calcaro-gréseux (130 m), puis aux carbonates récifaux (200 m), datés par leur faune du Givétien (Mathieu 1936 et 1937b ; Le Maître, 1937 ; Camuzard *et al.*, 1968 et 1969 ; Bouton et Branger, 2007). Suivant une opinion classique, ce Dévonien reposerait sur les formations paléozoïques schistosées et faiblement métamorphiques, témoignant ainsi de l'existence d'une tectonique tangentielle éo-dévonienne (Ters, 1976 ; « orogène ligérien » : Autran et Cogné, 1980). Une hypothèse alternative verrait ce Dévonien reposer en discordance sur les schistes de l'unité de Roc-Cervelle, dont la déformation pourrait, à l'instar des Mauges, résulter de l'orogénèse cadomienne (Bouton et Camuzard, 2012). Si cette hypothèse s'avérait exacte, alors nous aurions là avec l'unité de Roc Cervelle un second témoin de l'allochtone supérieur.

Dans ces deux localités, stratigraphie, sédimentologie et paléontologie démontrent l'existence, au Dévonien, de reliefs émergés, soumis à une érosion fluviatile. Ces reliefs

étaient situés en bordure d'un domaine marin à l'Emsien-Eifélien inférieur (Mauges), ou furent ré-envahis par la mer à la fin de l'Eifélien ou au Givétien (Villedé d'Ardin). Une fois admis l'existence de ces reliefs se posent deux questions. La première concerne leur extension : la question des reliefs dévoniens n'est en effet pas spécifique au Massif armoricain, où elle est démontrée (Ducassou *et al.*, 2011a), mais peut être étendue au Massif central, en particulier dans le Morvan, et aux Vosges. La deuxième concerne leur origine.

42 - Les preuves de la convergence au Dévonien supérieur.

À l'instar de nos collègues espagnols étudiant l'excellente coupe de la côte NW de l'Espagne (Martinez-Catalan *et al.*, 1997 et 2007 ; Gibbons et Moreno, 2002 ; Vera, 2004), il faut distinguer dans le domaine sud-armoricain :

- des unités autochtones, appartenant à la portion proximale de la paléomarge gondwanienne ;
- des unités allochtones inférieures, portions les plus distales de la paléomarge nord-gondwanienne ;
- des unités allochtones intermédiaires, à caractère océanique ;
- des unités allochtones supérieures, qui présentent souvent des caractères d'arcs continentaux précoces, contemporains de la subduction du domaine océanique.

Dans cet empilement d'unités, les reliques métamorphiques de HP-BT (éclogites et schistes bleus) jouent un rôle majeur, car ce sont les plus anciens témoins de la convergence : leur datation revêt donc une importance considérable. Les éclogites sont largement répandues dans le domaine sud-armoricain, en baie d'Audierne, dans le complexe de Champtoceaux et dans celui des Essarts. Quant aux schistes bleus, ils caractérisent les unités de Groix et du Bois-de-Cené. Au cours de la dernière décennie, des progrès significatifs ont été réalisés dans la compréhension de ces unités.

Les reliques de haute pression du complexe de Champtoceaux

Le **Complexe de Champtoceaux** est situé, au nord et à l'est de Nantes, dans l'angle entre le cisaillement sud-armoricain (de direction N120-130) et la faille de Nort-sur-Erdre (de direction N90). Les études structurales permettent d'identifier dans cette région trois ensembles majeurs, qui sont ici brièvement décrits de bas en haut.

L'unité de Mauves représente l'autochtone relatif. Etant constitué par une épaisse série, a priori monotone, de métagrauwackes (micaschistes albitiques), les protolithes sont supposés être protérozoïques. Aucun argument direct n'a cependant permis de tester cette attribution.

Le Complexe de Champtoceaux comprend un ensemble d'écaillés superposées. Les écaillés inférieures, pouvant être regroupées sous le terme d'allochtone inférieur, sont essentiellement constituées d'orthoigneiss acides (« leptynites ») dérivant de protolithes ordoviciens (orthoigneiss de Saint-Mars-du-Désert : Paquette *et al.*, 1984 ; orthoigneiss du Cellier : Ballèvre *et al.*, 2002) et de métapélites (micaschistes) d'âge inconnu, mais probablement également paléozoïques. L'allochtone moyen, composite, comprend d'une part

l'unité des Folies-Siffait (amphibolites et métapériodites, à caractère océanique probable), d'autre part l'unité de Drain (périodites et métagabbros, dont le caractère océanique est unanimement reconnu). L'unité de Champtoceaux, constituée d'orthogneiss migmatitiques dérivant probablement de protolithes cadomiens, de métapélites migmatiques et de rares lentilles d'éclogites, est structuralement située entre les deux unités à caractère océanique.

L'unité des Mauges, en position d'allochtone supérieur, est constituée par un socle protérozoïque (micaschistes et amphibolites), sur lequel repose en discordance une succession sédimentaire paléozoïque. Celle-ci débute soit au Cambrien (Cléré-sur-Layon), soit à l'Ordovicien inférieur (Châteaupanne).

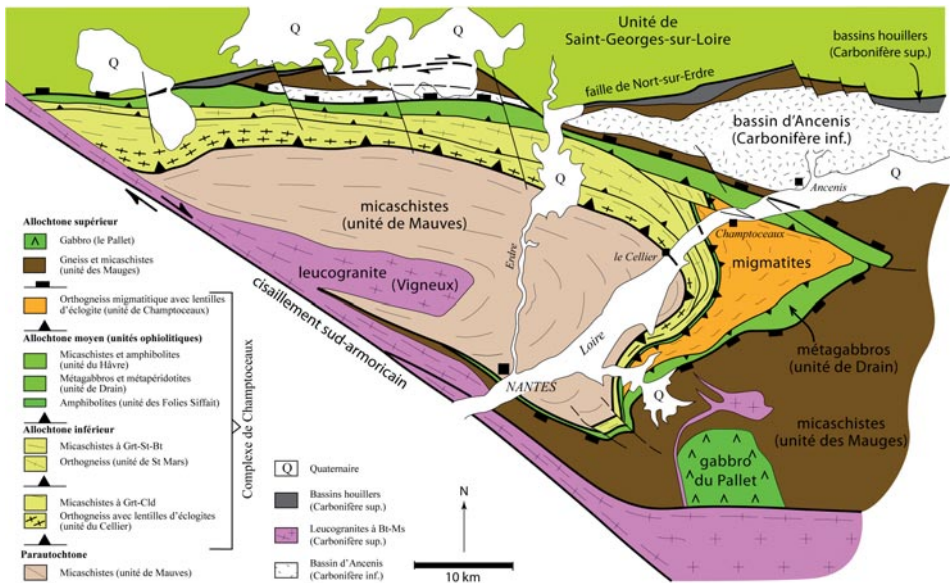


Figure 18 : Schéma structural simplifié du Complexe de Champtoceaux (modifié d'après Bosse et al., 2000). La vallée de la Loire, de Nantes à Ancenis, permet une excellente coupe de cette structure. L'empilement d'écaillés a été tardivement déformé par un vaste antiforme d'axe N90 et à fort plongement axial vers l'Est. Ce plissement, postérieur à l'exhumation de l'empilement d'écaillés a probablement eu lieu durant le mouvement dextre le long du cisaillement sud-armoricain.

Ces différentes unités ont subi une histoire métamorphique dont l'analyse est instructive. Des reliques éclogitiques sont préservées dans de nombreuses lithologies de l'unité du Cellier, mais aussi dans de rares lentilles de metabasites au sein de l'unité de Champtoceaux.

Les associations observées dans l'unité du Cellier varient latéralement au sein de la même unité. À l'est, les éclogites contiennent grenat-omphacite et parfois glaucophane, celle-ci en porphyroblastes tardifs, tandis que les métapélites sont à grenat-chloritoïde-chlorite. À l'ouest, certaines éclogites contiennent grenat-omphacite-disthène, tandis que les métapélites sont à grenat-disthène (avec chloritoïde et parfois staurotide en inclusion

au coeur du grenat). Ces variations révèlent un gradient latéral des conditions P-T, interprété comme reflétant les variations de profondeur d'enfouissement de cette unité. Ainsi peut-on, moyennant quelques hypothèses simples, affirmer que le pendage de la zone de subduction se faisait vers le nord ou le nord-est !

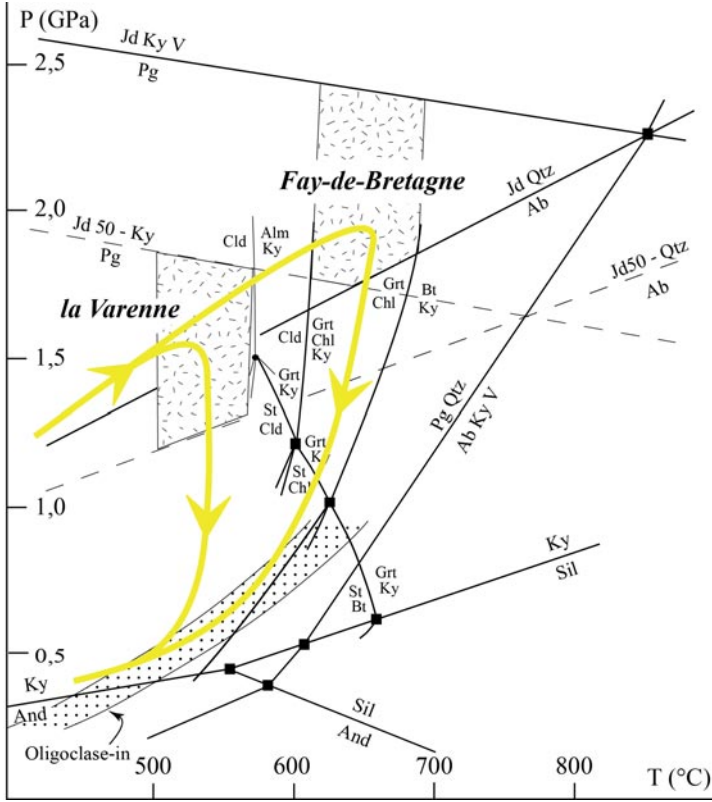


Figure 19 : Deux chemins P-T dans les roches de l'unité du Cellier (Ballèvre et Marchand, 1991 ; Bosse et al., 2000). Dans sa partie occidentale (Fay-de-Bretagne), les metabasites se transforment en écloïtes à grenat-omphacite-disthène, les métapélites contenant des associations à grenat-disthène, avec reliques progrades de chloritoïde et de staurotide (à teneur élevée en Zn). Dans la partie orientale (la Varenne) de la même unité, les paragenèses diffèrent: les metabasites ne contiennent pas de disthène, tandis que l'association grenat-chloritoïde-chlorite est stable dans les métapélites. Ces différences révèlent les variations des conditions P-T le long de la même unité, donc les variations de profondeur d'enfouissement de cette unité.

Les données géochronologiques ont, dans un premier temps, suggéré que le métamorphisme de haute pression était âgé d'environ 410 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Paquette et al., 1985). Il s'est avéré que cet âge devait être révisé, étant basé sur la méthode sur populations, et reflétant le mélange de populations différentes. D'autres mesures (isochrone Sm-Nd, données U/Pb sur zircon dans des populations homogènes, données Ar-Ar) convergent toutes pour situer l'épisode écloïtique aux environs de 370-360 Ma (Pa-

quette, 1987 ; Bosse *et al.* 2000 ; Maurel *et al.*, 2003). Cet âge correspond à la fin du Dévonien (Famennien). D'autres données suggèrent que les migmatites de l'unité de Champ-toceaux auraient cristallisé aux environs de 390 Ma (Cocherie *et al.*, 2005), mais cet âge, qui ne peut être considéré comme robuste (âge « chimique » à la microsonde électronique), ne peut être utilisé sans vérification par une autre méthode.

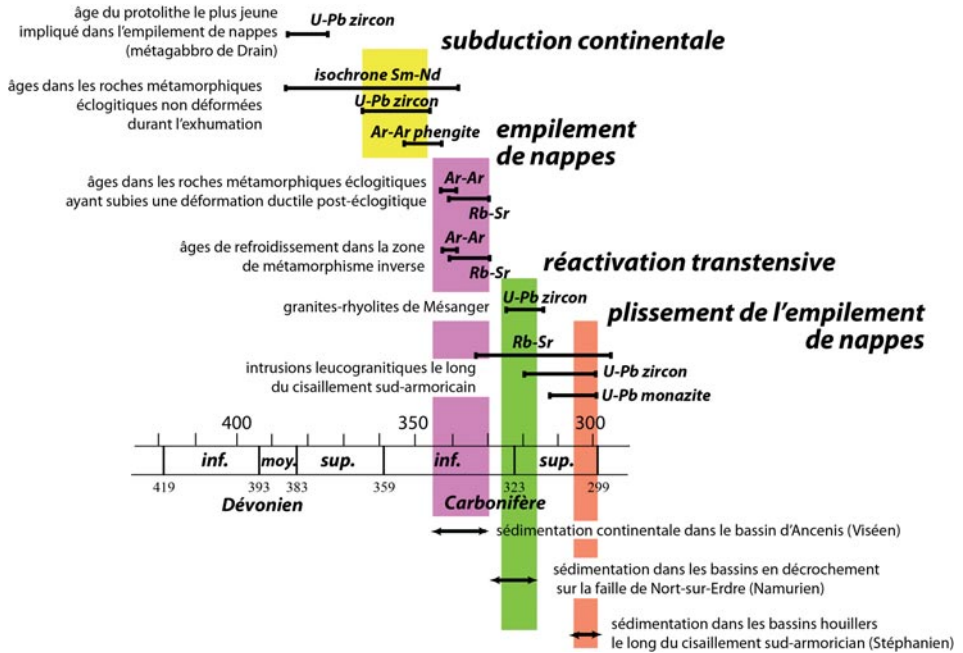


Figure 20 : Données géochronologiques dans le complexe de Champ-toceaux (Paquette, 1987 ; Bosse *et al.*, 2000 ; Maurel *et al.*, 2003 ; Pitra *et al.*, 2010) et dans les unités adjacentes (Ducassou *et al.*, 2011b). Ces données suggèrent un épisode de subduction aux environs de 370-360 Ma (Dévonien supérieur) et une exhumation aux environs de 340-330 Ma (Carbonifère inférieur). Les données isotopiques sont à comparer avec celles obtenues par le biais des méthodes biostratigraphiques dans les formations sédimentaires des unités voisines (bassin d'Ancenis, « sillon houiller de la Basse-Loire »).

Les schistes bleus de l'Île de Groix

L'île de Groix représente une petite portion émergée (environ 7 x 3 km²) d'une unité s'étendant largement sous la mer (70 x 15 km²), essentiellement constituée de métapélites et de metabasaltes ayant subi un métamorphisme dans le faciès des schistes bleus. Seule la partie affleurante a fait l'objet d'études détaillées, ayant permis d'identifier deux unités (Bosse *et al.*, 2002 ; Ballèvre *et al.*, 2003).

Nature et âge des protolithes

L'unité supérieure comprend des micaschistes, issus du métamorphisme de pélites. Par leur composition chimique, nous savons que ces pélites dérivent de l'érosion d'une croûte continentale. Il est toutefois probable que le lieu de dépôt de ces matériaux détri-

tiques ait été fort éloigné de leur source, puisqu'aucun sédiment détritique terrigène grossier (conglomérat) ou moyen (grès) n'est interstratifié au sein des pélites. Outre les mica-schistes, l'unité supérieure contient des metabasites, issues du métamorphisme de basaltes, ou de leurs dérivés altérés, hydrothermalisés, voire remaniés (Bernard-Griffiths *et al.*, 1986 ; El Korh *et al.*, 2009). La composition chimique de ces metabasites est semblable à celle des laves de rides médio-océaniques, ou des laves d'îles océaniques.

L'unité inférieure diffère faiblement de la précédente par son contenu lithologique, en ce sens que la plupart des métapélites y sont graphiteuses, c'est-à-dire furent déposées dans un bassin anoxique, où la matière organique issue de la dégradation des organismes vivants n'a pu être complète.

Aucun élément ne permet de dater directement les protolithes de ces roches, mais il semble probable qu'ils soient tous paléozoïques. En effet, trois arguments, de valeur heuristique distincte, concourent à cette conclusion :

- les métacherts, s'ils sont bien des métraradiolarites, indiquent nécessairement un âge paléozoïque (les Radiolaires apparaissent au Cambrien, et se diversifient notablement à l'Ordovicien) ;

- aucune évidence de polycyclisme n'est connue dans les roches métamorphiques de Groix (ou du Bois-de-Gené), ce qui indique l'absence de tout événement métamorphique anté-varisque, soit parce que la sédimentation et le volcanisme sont paléozoïques, soit parce que sédimentation et volcanisme, s'ils sont protérozoïques, étaient situés dans un domaine au sud de la marge active fini-protérozoïque, où se développa la chaîne cadomienne ;

- de rares niveaux de gneiss albitiques, pouvant dériver de tufs acides ou de filons apliques, ont fourni un âge U-Pb sur zircon d'environ 480 Ma, indiquant que la sédimentation est ou contemporaine des tufs, ou antérieure aux filons (El Korh *et al.*, 2012a).

Histoire métamorphique

L'histoire métamorphique des deux unités est caractérisée par un épisode précoce dans le faciès des schistes bleus (Fig. 21). L'abondance et la composition du grenat, ainsi que d'autres indicateurs tels que la présence d'associations à glaucophane-grenat-lawsonite-épidote ou de l'association glaucophane-chloritoïde suggèrent que l'unité supérieure a été enfouie à des profondeurs plus importantes (de l'ordre de 60 km) que l'unité inférieure (de l'ordre de 40 km). Etant donné que les températures atteintes à de telles profondeurs sont relativement faibles (de l'ordre de 450°C dans l'unité supérieure), il s'ensuit que le gradient géothermique devait être, au moment du pic en pression, relativement faible (environ 5-10°C / km). Un tel gradient est caractéristique des zones de subduction, de sorte que les schistes bleus de l'île de Groix (comme ceux de son équivalent en Vendée, au Bois-de-Gené) sont les témoins du fonctionnement d'une subduction.

Géochronologie

Dernier élément au dossier : l'âge de la subduction. Ce dernier ne peut être établi que sur la base d'études isotopiques des minéraux métamorphiques. Des isochrones Sm-Nd n'ont pu être obtenues, probablement parce que les minéraux n'étaient pas isotopiquement

à l'équilibre pour ce système. Les âges les plus anciens obtenus par les méthodes Rb-Sr et Ar-Ar suggèrent que l'épisode de haute pression a eu lieu aux alentours de 370-360 Ma (Bosse *et al.*, 2005), c'est-à-dire durant le Dévonien terminal (Famennien).

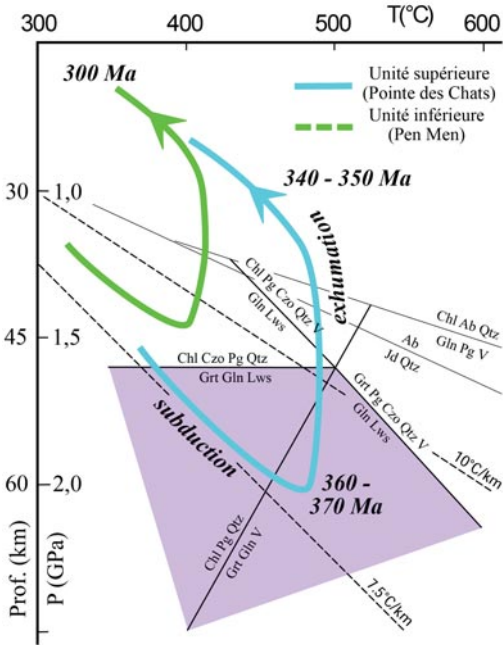


Figure 21 : Evolution P-T des métapélites et des metabasites de l'île de Groix. Après un enfouissement à grande profondeur suivant un gradient géothermique faible (environ 7-8°C/km), les roches furent exhumées quasi-adiabatiquement.

Les reliques de haute pression du complexe des Essarts

Aussi, voire plus célèbre que les schistes bleus de Groix, les éclogites des Essarts sont de superbes roches (Lacroix, 1891 ; Godard, 1988 ; Mauler *et al.*, 2001). Les lentilles éclogitiques dérivent de complexes gabbroïques appartenant à une série tholéiitique. En raison de leur composition chimique, les métagabbros éclogitiques pourraient dériver d'une croûte océanique (Montigny et Allègre, 1974). L'étude de l'encaissant gneissique des éclogites a été renouvelée par la découverte de reliques d'un métamorphisme de haute température, anté-éclogitique (Godard, 2001 et 2009). Les conditions P-T estimées sont de l'ordre de 1.6 GPa (au minimum) pour une T de l'ordre de 700°C.

Il a longtemps été admis que le métamorphisme de haute pression était situé aux environs de 440 Ma (Peucat *et al.*, 1982). Cet âge, obtenu sur populations de grains par la méthode U-Pb sur zircons, ne peut être tenu pour fiable. Une première confirmation de ce point a été obtenu par l'analyse des monazites de l'encaissant gneissique : la seconde génération de monazite, dont la croissance est associée à l'épisode de haute pression, a fourni un âge aux environs de 375 Ma (Bosse *et al.*, 2010), c'est-à-dire du Dévonien supérieur.

L'intégration structurale du complexe des Essarts dans le cadre global du Massif armoricain reste encore à faire. Deux hypothèses doivent être testées.

1. S'agit-il d'un mélange tectonique (Godard, 1983 ; 2001 ; 2009) ? Si oui, suivant quelles modalités s'effectua le mélange ? Dans sa version ultime, cette hypothèse admet que des unités de croûte continentale (les paragneiss) furent mélangées avec des unités de croûte océanique (les métagabbros). Ce mélange aurait eu lieu après l'épisode métamorphique de haute température, alors que les deux types de roches subissaient un métamorphisme en conditions éclogitiques, dans une zone de subduction (Godard, 2009).

2. Doit-on envisager que le métamorphisme de haute température soit une réponse à un épisode extensif, d'âge ordovicien, cette fusion crustale ayant donné naissance aux magmas à l'origine des porphyroïdes ? Les intrusions gabbroïques reflètent-elles la fusion partielle dans le manteau sous-jacent, ayant lieu au même moment que la fusion crustale ? Durant l'éclogitisation, aucun mélange n'aurait eu lieu : l'éclogitisation résulterait de la subduction de la portion inférieure d'une croûte continentale (des gneiss intrudés par des gabbros).

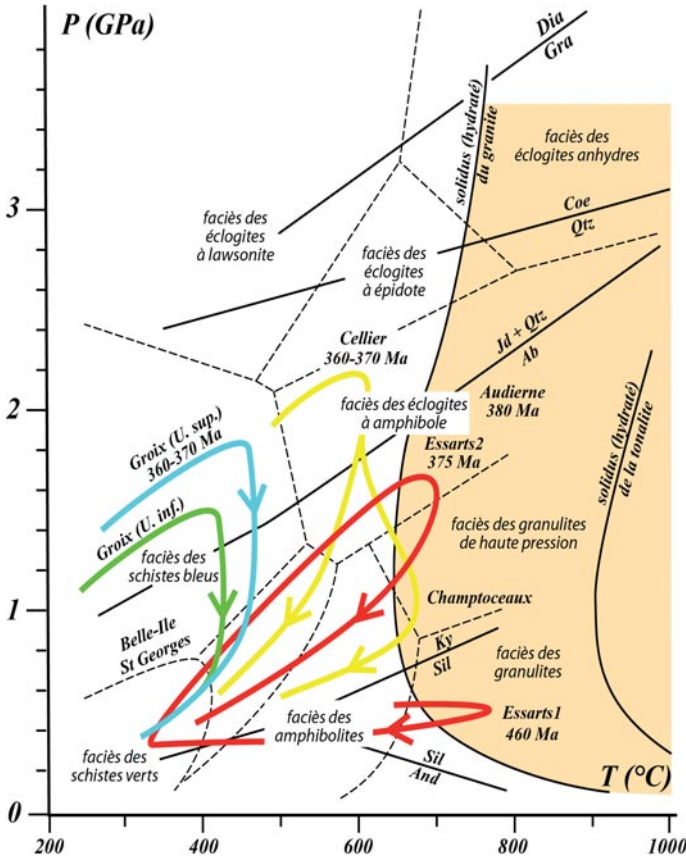


Figure 22 : Synthèse des chemins P-T dans les unités de haute pression du Massif armoricain (sauf le Léon). Dans certaines unités, seules les conditions P-T au pic en pression ont été estimées (Belle-Ile, Saint-Georges). Dans d'autres unités, des chemins et des âges ont été proposés (cf texte pour les sources). Pour référence ont été figurées quelques réactions classiques, de même que les limites (arbitraires) entre faciès métamorphiques. La zone où la fusion partielle est possible, mais n'est pas toujours effective (car elle est fonction de la composition de la roche et de sa teneur en H₂O), a été colorée. Noter l'opposition entre unités monocycliques (Groix, Cellier, Champtoceaux) et unités polycycliques (Essarts).

43 - Que s'est-il donc passé au Dévonien ?

A cette question, la réponse est encore incertaine, d'où la coexistence dans la littérature spécialisée de plusieurs scénarios, parfois contradictoires, mais qui représentent autant d'hypothèses de travail pour le futur.

Quand a commencé la convergence ?

Il fut longtemps et est encore trop souvent écrit que les éclogites et les schistes bleus indiquent, dans le Massif armoricain comme dans le Massif central, un épisode de haute pression « siluro-dévonien » (par ex. Le Corre *et al.*, 1991 ; Faure *et al.*, 1997 ; Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004 ; Faure *et al.*, 2008). Cette opinion est fondée sur les premières mesures isotopiques de l'âge des éclogites, et, dans les années 1980, était alors tout à fait légitime (Pin et Peucat, 1986). Deux décennies après, ces premières mesures isotopiques se sont avérées en grande partie invalides pour des raisons méthodologiques.

À cela s'ajoute une observation de « bon sens » qui concerne au premier chef le Silurien (qui s'étend entre 444 et 419 Ma : Gradstein *et al.*, 2012) : aucun sédiment de cet âge ne témoigne de l'érosion d'un relief continental en cours de croissance. Si des faciès terrigènes sableux sont localement connus à la base du Silurien, ils reflètent sans doute les premiers stades de la transgression post-hirnantienne. Aucune séquence gréso-conglomératique (proximale par rapport à un relief en cours de construction) ou turbiditique (plus distale par rapport à ce relief) n'est connue. Les faciès observés – argilites souvent anoxiques, parfois avec nodules carbonatés, voire boues carbonatées (*la Meignanne* : Kríž et Paris, 1982) ou siliceuses pélagiques – témoignent que les éventuelles sources en matériaux terrigènes sont ou lointaines, ou réduites. Ce qui est vrai du Silurien dans le Massif armoricain l'est aussi dans le Massif central, ou dans les Pyrénées (Dégardin, 1988). Aucune chaîne de montagne à l'horizon....

La situation a clairement changé au Dévonien inférieur. D'une part, des reliefs continentaux sont apparus, et ceci dans la future zone axiale de la chaîne, dans le sud du Massif armoricain (Ducassou, 2010 ; Ducassou *et al.*, 2009 et 2011a), et probablement dans le Morvan et les Vosges. Pour autant, aucun chevauchement de cet âge n'est connu, l'origine du relief n'étant donc pas nécessairement liée à la construction d'un prisme d'accrétion crustal. D'autre part, en tout cas au Dévonien supérieur (Cellier, Groix : 370-360 Ma), peut-être dès la base du Dévonien supérieur dans le Massif armoricain (Audierne : 380 Ma), voire dès le Dévonien inférieur dans le Massif central (la Bessenots : 410 Ma [Paquette *et al.*, 1995]), des éclogites et des schistes bleus se forment, en grande partie aux dépens d'une croûte continentale amincie. Celle-ci a donc été entraînée dans une zone de subduction, et un tel phénomène ne peut prendre place que si la subduction continentale fait suite à une subduction océanique.

Quels scénarios sont possibles ?

Plusieurs propositions ont donc été formulées. L'une considère que la chaîne varisque est polycyclique, au sens où se superposeraient, dans les mêmes roches, deux cycles orogéniques, le premier atteignant les conditions du faciès des éclogites (2 GPa) aux environs

de 420-400 Ma, le second culminant en pression (0.5 GPa) aux environs de 360 Ma (Faure *et al.*, 1997 et 2008). Les données sur l'âge des écoligites imposent de réviser au moins partiellement ce modèle, une possibilité consistant à admettre une pluralité d'âge pour les écoligites, soit en raison de la propagation de la déformation, soit parce que des domaines crustaux distincts – initialement séparés par des océans, le cas échéant de dimensions modestes – sont successivement impliqués dans la convergence (Ballèvre *et al.*, 2009).

La situation peut donc être résumée comme suit. Le domaine sud-armoricain a subi une et même probablement plusieurs déformations dévoniennes, celles-ci étant inconnues dans les domaines centre- et nord-armoricain.

1. Une première déformation eut lieu au Dévonien inférieur, aboutissant à l'émersion des séquences cambro-ordoviciennes et à leur érosion, avant que la sédimentation marine ne reprenne durant le Dévonien moyen ou supérieur. L'origine de cette déformation est encore obscure. Fait-elle suite à un épisode de subduction, dont certaines écoligites ou certaines migmatites du Massif central seraient les témoins (pour une revue, voir par ex. Faure *et al.*, 2008 et 2009) ? Ou est-elle le témoin de la construction d'un arc volcanique, ultérieurement érodé et démantelé, s'accompagnant d'un tectonique distensive (Ducassou, 2010 ; Ducassou *et al.*, 2011a) ? Le retour de la sédimentation marine pourrait en effet traduire la désagrégation de ce premier édifice orogénique lors du retrait de la zone de subduction, à l'instar de ce qui s'est passé au Mio-Pliocène en Méditerranée occidentale, ou des processus encore actifs en mer Egée (par ex. Jolivet *et al.*, 2013).

2. Une deuxième déformation eut lieu à la fin du Dévonien supérieur, se traduisant par un métamorphisme de haute pression dans des unités océaniques ou situées sur la marge au bord de l'Océan (Groix) et continentales (Cellier). À la fin du Dévonien, cet épisode indique clairement que les unités de la paléomarge nord-gondwaniennne sont engagées dans un processus de convergence, avec subduction de l'océan conduisant au développement d'un prisme d'accrétion (Groix-Bois-de-Cené), puis subduction des parties distales de la paléomarge continentale nord-gondwaniennne (unités allochtones inférieures : Cellier – Saint-Mars-du-Désert).

Que faire du Léon ?

Le Léon se distingue des autres domaines du Massif armoricain par la présence d'orthogneiss migmatitiques (Plounévez-Lochrist et Tréglonou) dont l'âge des protolithes (granitoïdes porphyriques) se situe aux environs de 390 Ma (Cabanis *et al.*, 1979 ; Marcoux *et al.*, 2009), c'est-à-dire du Dévonien moyen dans l'échelle stratigraphique internationale (Gradstein *et al.*, 2012). Cette datation a été obtenue par plusieurs méthodes et auteurs, de sorte qu'elle apparaît robuste. La signification de ce magmatisme, dont l'étude géochimique est encore à faire, est pour le moment incertaine.

L'âge du métamorphisme régional dans le Léon n'est pas encore clairement établi. Des reliques écoligites y sont certes connues (Lacroix, 1891 ; Cabanis et Godard, 1987 ; Godard et Mabit, 1998), le plus souvent observables seulement en blocs (***Kerscao en Plounévez-Lochrist***). L'âge de l'épisode de haute pression doit être considéré comme inconnu : les âges aux environs de 440 Ma (Paquette *et al.*, 1987), qui furent obtenus par dissolution de populations de grains (ID-TIMS), devront être reconsidérés à la lumière des

progrès technologiques, qui permettent maintenant l'analyse grain par grain (La-ICP-MS). Par ailleurs, le métamorphisme régional est lui-même contraint par des âges sur monazite, que l'on ne peut considérer comme robustes (âges « chimiques » à la microsonde électronique), mais qui situeraient ce métamorphisme aux environs de 340 Ma, si ce n'est plus jeune (Schulz *et al.*, 2007 ; Marcoux *et al.*, 2009 ; Faure *et al.*, 2010).

Il n'y a donc, pour le moment, aucune évidence de métamorphisme régional d'âge dévonien dans le Léon. Il y eut, certes, des intrusions de granitoïdes porphyriques au Dévonien moyen, mais leur contexte de mise en place reste à définir. En cela, le Léon est une singularité au sein du Massif armoricain.

Une première conclusion

En tout état de cause, il n'existe pas encore, à la fin du Dévonien, une chaîne de montagne qui couvrirait la totalité du (futur) Massif armoricain. La convergence a certes commencé, mais le relief associé était encore discret, sans doute localisé dans une étroite zone le long des frontières de plaques, et éventuellement détruit lors du retrait de la zone de subduction ! Deux zones de suture s'esquissent :

- l'une, au nord, résulte de la convergence Laurussia (Avalonia) et Armorica ;
- l'autre, au sud, résulte de la convergence entre Armorica et la paléomarge nord-gondwanienne, avec la possibilité que l'allochtone supérieur soit un arc développé au-dessus de la zone de subduction de l'océan séparant Armorica et Gondwana.

5 - La construction de la chaîne varisque (360-300 Ma)

51 - L'empilement de nappes dans le domaine sud-armoricain.

La construction de la chaîne varisque, c'est-à-dire d'un relief montagneux associé à un épaissement crustal, prend en tout cas place au Carbonifère inférieur, période pendant laquelle l'empilement de nappes est documenté dans plusieurs régions. Au nord de Nantes, le secteur de Champtoceaux et des Mauges permet d'analyser le sommet de l'empilement de nappes, les Mauges étant l'élément le plus élevé (allochtone supérieur). Au contraire, au sud de la Loire, en Vendée, la coupe peut être complétée vers la base, la région des Sables d'Olonne permettant d'observer les unités les plus basses dans l'édifice (autochtone ou parautochtone).

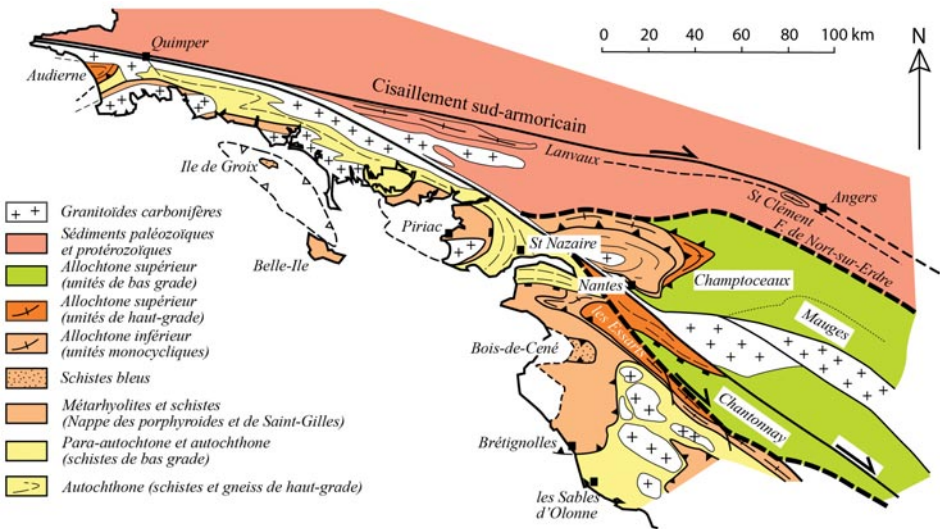


Figure 23 : Carte structurale schématique du domaine sud-armoricain (modifiée d'après Ballèvre *et al.*, 2012). Ce schéma présente encore plusieurs incertitudes, qui pourront être levées soit en améliorant nos connaissances cartographiques (par ex. sur la géométrie de la faille de Chantonnay à l'est de Nantes), soit par une meilleure connaissance de l'évolution dans le temps de certaines unités (âge de la haute pression dans les Essarts par ex.).

L'allochtonie du Complexe de Champtoceaux

Postérieurement à l'épisode éclogitique, l'histoire P-T varie fortement d'une unité à l'autre. Dans l'unité du Cellier domine la décompression à température constante ou faiblement décroissante (Godard *et al.*, 1981 ; Ballèvre *et al.*, 1989). Au contraire, dans l'unité de Champtoceaux prend place une fusion partielle des protolithes granitiques et des rares métapélites associées, impliquant une température élevée, de l'ordre de 700°C. La température maximale atteinte dans les différentes écaillés croît donc du bas vers le haut, témoignant de l'existence d'un métamorphisme inverse (Pitra *et al.*, 2010).

L'origine de cette inversion pourrait être liée au fonctionnement syn-métamorphe de chevauchements d'échelle crustale, à l'image du chevauchement central himalayen (MCT = Main Central Thrust = Main Champtoceaux Thrust !!!). Documenter l'existence d'une inversion ne signifie pas en établir les causes. Celles-ci peuvent être liées au développement de zones de cisaillement post-métamorphes, lesquelles se traduisent sur le terrain ou en lame par une « reprise » rétrograde des assemblages métamorphiques de plus haute température. Il pourrait également s'agir d'un réchauffement de la plaque chevauchée par conduction de chaleur (depuis la plaque chevauchante), voire même d'une production de chaleur associée à la déformation ductile dans la zone de chevauchement elle-même, comme certains modèles numériques le laissent penser (Duprat-Oualid *et al.*, soumis).

Les mesures d'âges par les méthodes Rb/Sr et Ar/Ar indiquent que ce métamorphisme inverse a eu lieu vers 350 Ma (Pitra *et al.*, 2010), ou tout au moins que l'empilement de nappes était déjà à une température inférieure à la température de blocage des systèmes Rb-Sr et Ar-Ar. Comme la différence d'âge entre ces deux systèmes n'est pas significative (inférieure aux incertitudes sur la mesure), on en déduit que le refroidissement fut rapide.

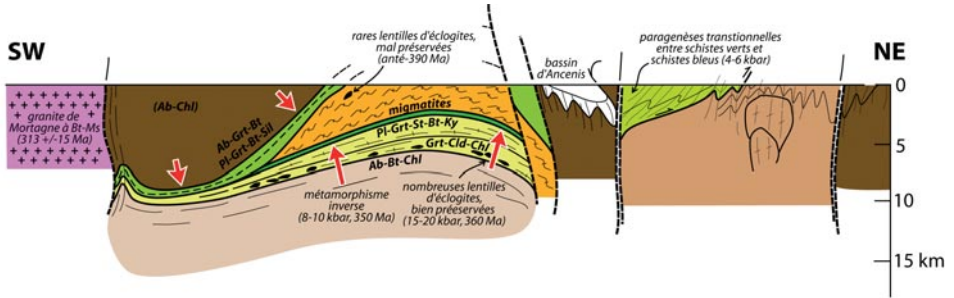


Figure 24 : Conditions P-T associées à l'empilement de nappes dans le complexe de Champtoceaux : un gradient inverse de métamorphisme (flèches rouges, longues) se développe sous les migmatites de l'Unité de Champtoceaux, laquelle est séparée des unités inférieures par une écaïlle mylonitisée de metabasites et méta-ultrabasites (Unité des Folies-Siffait). Un gradient normal (flèches rouges, courtes), lui aussi probablement fortement modifié durant la déformation varisque, existe à la base de l'Unité des Mauges.

L'allochtonie des schistes bleus de Groix – Bois-de-Cené

À Groix comme à Champtoceaux, les unités de haute pression sont allochtones. L'unité de Groix-Bois-de-Cené est probablement structurellement située au-dessus de la nappe des porphyroïdes (Audren *et al.*, 1993). Ce point est toutefois difficile à établir à Groix, en raison de sa situation insulaire. Par contre, en Vendée, les schistes bleus du Bois-de-Cené constituent une synforme au sein des porphyroïdes et schistes de Saint-Gilles (Burg, 1981 ; Ters et Viaud, 1983 ; Lahondère *et al.*, 2009). Etant donné que les conditions P-T maximales du métamorphisme dans les porphyroïdes ont été estimées aux environs de 0.8 GPa, 400°C (Le Hébel *et al.*, 2002), les schistes bleus de Groix – Bois-de-Cené viennent donc chevaucher une unité moins métamorphique, c'est-à-dire ayant été enfouie moins profondément dans la paléo-zone de subduction.

À l'intérieur de l'île de Groix, un autre contact tectonique a été proposé (Bosse *et al.*, 2002), donc plus élevé dans l'empilement de nappes que le précédent, et séparant deux

unités ayant des chemins P-T de forme semblable, mais avec des pics distincts (la différence serait de l'ordre de 0.5 GPa et 50-100°C). Bien que l'existence de ce contact ait été contesté (Philippon *et al.*, 2009), il reste la meilleure explication des différences observées. Une différence d'histoire de la déformation, certes présente, ne peut à elle seule rendre compte de la différence d'histoire du métamorphisme, car la rétro-morphose doit être accompagnée d'une hydratation des roches. Les mesures des isotopes stables réfutent des circulations de fluide à grande échelle, qui pourraient avoir entraîné une rétro-morphose plus importante de la partie inférieure de l'unité par rapport à sa partie supérieure (El Korh *et al.*, 2012b). Les données Rb/Sr et Ar/Ar dans les roches du faciès des schistes verts de l'Île de Groix indiquent que cette évolution thermique finale prit place vers 350-340 Ma, c'est-à-dire durant le Carbonifère inférieur (Viséen) (Bosse *et al.*, 2005).

Dans ces deux derniers cas, le contact chevauchant ne se traduit pas par une zone mylonitique (= un gradient d'intensité de la déformation, avec forte réduction de la taille du grain dans une zone d'épaisseur limitée). Les auteurs s'accordent alors pour interpréter cette absence comme preuve d'une déformation ductile, synmétamorphe, certes postérieure au pic en pression dans l'unité chevauchée, mais ayant lieu alors que la T est encore relativement élevée dans les deux unités (environ 400°C). Au contraire de ce qui se passe à Champtoceaux, l'effet thermique de ces superpositions anormales n'a pas été documenté, car il est peut-être inexistant, les différences de température entre les unités superposées étant sans doute trop faibles au moment du chevauchement. A moins que la résistance à la déformation des roches dans la zone de contact ne soit pas suffisante pour générer de la chaleur par friction !

L'allochtonie des porphyroïdes

Si les schistes bleus de Groix - Bois-de-Cené chevauchent les porphyroïdes et schistes de Saint-Gilles, ceux-ci sont également allochtones, comme le montre en particulier la coupe de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). Cette coupe permet l'examen d'un bel exemple de contact tectonique, entre des porphyroïdes au toit et des schistes au mur, sans doute l'un des plus didactiques dans le Massif armoricain (**Rocher Sainte-Véronique à Brétignolles-sur-Mer**). Les roches sont intensément déformées, la foliation dans les porphyroïdes étant parallèle au contact tectonique. Cette foliation porte une linéation d'étirement, de direction N90-110. Le contact est déformé par des plis de grande longueur d'onde et faible amplitude (synclinal de l'Aiguillon et anticlinal de Coëx), auxquels pourraient être associés les nombreux plis en chevron ou kink-bands (de direction N140) qui déforment foliation et étirement (Fig. 25).

Les métarhyolites permettent en fait de distinguer, dans cette région, trois unités superposées. La plus élevée, classiquement appelée nappe des porphyroïdes (**la Sauzaie**), est caractérisée par une déformation ductile pervasive (aucune relique indemne de déformation), se traduisant par une foliation et une linéation pénétratives, et des veines syn-métamorphes, à gros grain (leur qualificatif de « pegmatitiques » ou « pegmatoïdiques » pouvant être source de confusion, puisqu'il ne s'agit pas de filons magmatiques, mais de différenciations métamorphiques). L'unité intermédiaire est elle aussi fortement déformée (**Bréthomé, Chie-Loup, Coëx**), mais seules des veines à fort angle avec la schistosité y

sont observées. Enfin, l'unité inférieure est souvent indemne de déformation, et présente alors des faciès isotropes, qui ont pu faire croire à des intrusions tardives (carbonifères). De beaux exemples sont observables à **Saint-Martin-de-Brem** et surtout dans la carrière en exploitation de **Vairé**, où la prismation des rhyolites porphyriques est parfaitement préservée.

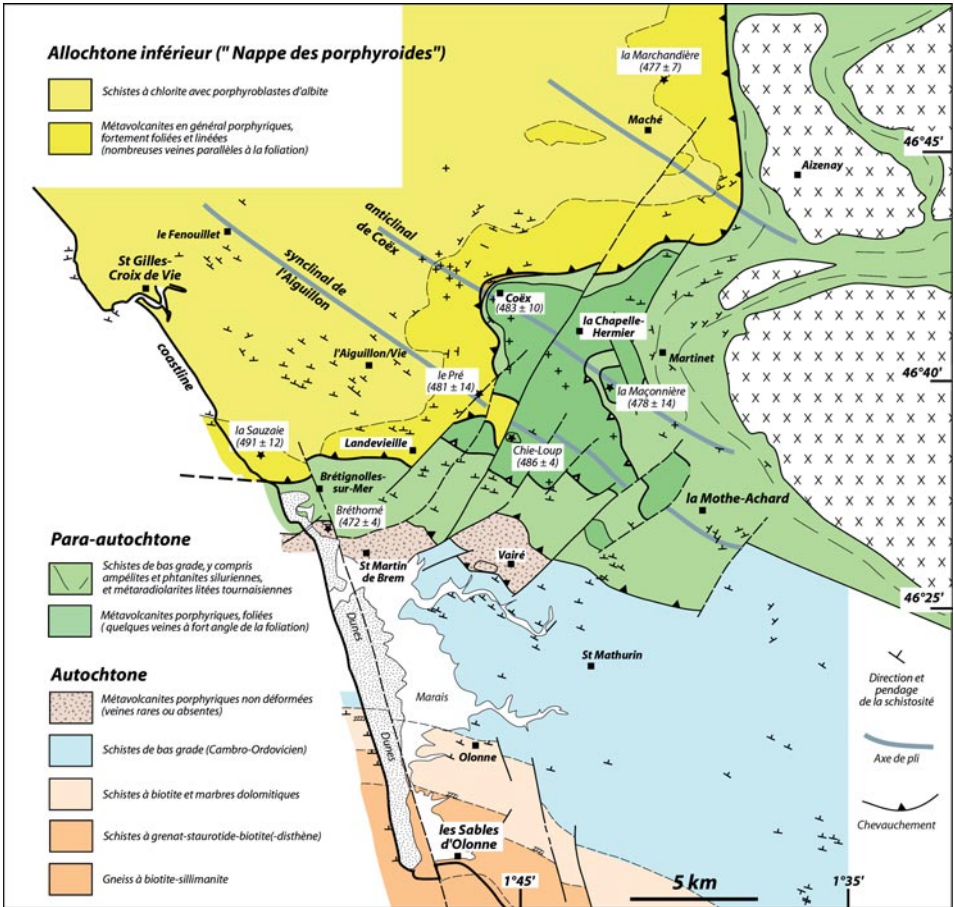


Figure 25 : Carte structurale schématique du front chevauchant en Vendée littorale (modifiée d'après Ballèvre et al., 2012). Cette carte montre que la coupe côtière ne permet pas un examen du contact entre l'autochtone et le paraautochtone, le contact étant masqué des formations quaternaires. Par contre, le contact basal de l'allochtone inférieure est observé à Brétignolles-sur-Mer, ce qui en fait une coupe de référence.

L'interprétation de ce contact autorise néanmoins plusieurs hypothèses.

1. Pour certains auteurs, il s'agit d'un chevauchement. La nappe des porphyroïdes (Ters, 1979), lesquels étaient supposés précambriens lorsque cette hypothèse fut proposée pour la première fois, et dont l'âge est maintenant ordovicien – se serait mise en place au sommet d'un édifice comprenant des formations siluriennes et tournaisiennes. L'apparente complexité de la déformation au mur du chevauchement résulterait, suivant les hypothèses, (i)

de la superposition de deux orogènes (Ters, 1985), une hypothèse qui paraît difficile à soutenir actuellement, (ii) d'un intense écaillage (post-tournaisien) au front du chevauchement (Colchen et Poncet, 1987), ou /et (iii) de la présence d'un olistostrome à matrice tournaisienne (Comble *et al.*, 1985) dans laquelle les formations siluriennes constitueraient des olistolithes (Colchen et Poncet, 1989).

2. D'autres auteurs ont considéré ce contact tectonique comme une faille normale (Gaspais *et al.*, 1993 ; Le Hébel *et al.*, 2000, 2002a et 2002b). Suivant une interprétation ultérieure du même groupe de chercheurs, la coupe côtière à Brétignolles montrerait bel et bien un chevauchement mais celui-ci serait recoupé par une faille normale dans un secteur oriental (à l'est de Maché) (Gumiaux, 2003 ; Le Hébel *et al.*, 2007 ; Bitri *et al.*, 2010). Dans cette hypothèse, ce sont les granites de la Roche-sur-Yon et d'Aubigny qui apparaîtraient à la faveur de dômes extensifs.

L'allochtonie des porphyroïdes est plus difficile à établir dans les autres coupes, comme à Belle-Île ou à Saint-Brévin-les-Pins. Belle-Île est essentiellement constitué de schistes à forte composante volcanogène et de métarhyolites porphyriques (« porphyroïdes »), dont un échantillon a été daté de l'Ordovicien inférieur (Ballèvre *et al.*, 2012). Un agglomérat volcanique y a été identifié, impliquant une genèse en partie au moins explosive, aérienne, de ce volcanisme (**Pointe de Kerdonis**). Dans l'anse de **Bordardoué** affleurent des faciès sédimentaires finement lités, dans lesquels le plissement s'exprime de manière spectaculaire (Audren et Plaine, 1986 ; Audren, 1987). Il semble probable que les schistes de Bordardoué constituent en fait une fenêtre au-dessous des porphyroïdes.

La coupe de Saint-Brévin-les-Pins montre également, au-dessous des porphyroïdes, des faciès sédimentaires finement lités, noirs (qualifiés de phtanites), qui rappellent ceux de Bordardoué à Belle-Île. Il pourrait donc également s'agir de Silurien, ici également en fenêtre sous les porphyroïdes.

52 - Les bassins dinantiens

Alors que l'empilement de nappes se construit progressivement dans le domaine sud-armoricain, la sédimentation se poursuit au Carbonifère inférieur dans plusieurs bassins dans le domaine centre-armoricain. Dans ces bassins, le Carbonifère inférieur (Dinantien) repose en discordance sur les terrains antérieurs, qui ont donc été déformés à la fin du Dévonien ou au début du Carbonifère (« phase bretonne »). La nature de cette déformation varie cependant d'une région à l'autre.

La « phase bretonne » dans le domaine centre-armoricain

Dans le domaine centre-armoricain (Châteaulin, Ménez-Bélaïr, Laval), le Dinantien repose en discordance sur des termes variés du Dévonien, jusque et y compris le Dévonien inférieur. Cela signifie qu'à la suite des déformations « bretonnes », ce sont au minimum 500 à 1000 m de formations sédimentaires et, dans une moindre mesure, volcaniques, qui furent érodées. Dès le Famennien, le remaniement des spores indique une érosion ayant déjà pu atteindre l'Emsien (Morzadec et Streel, 1980).

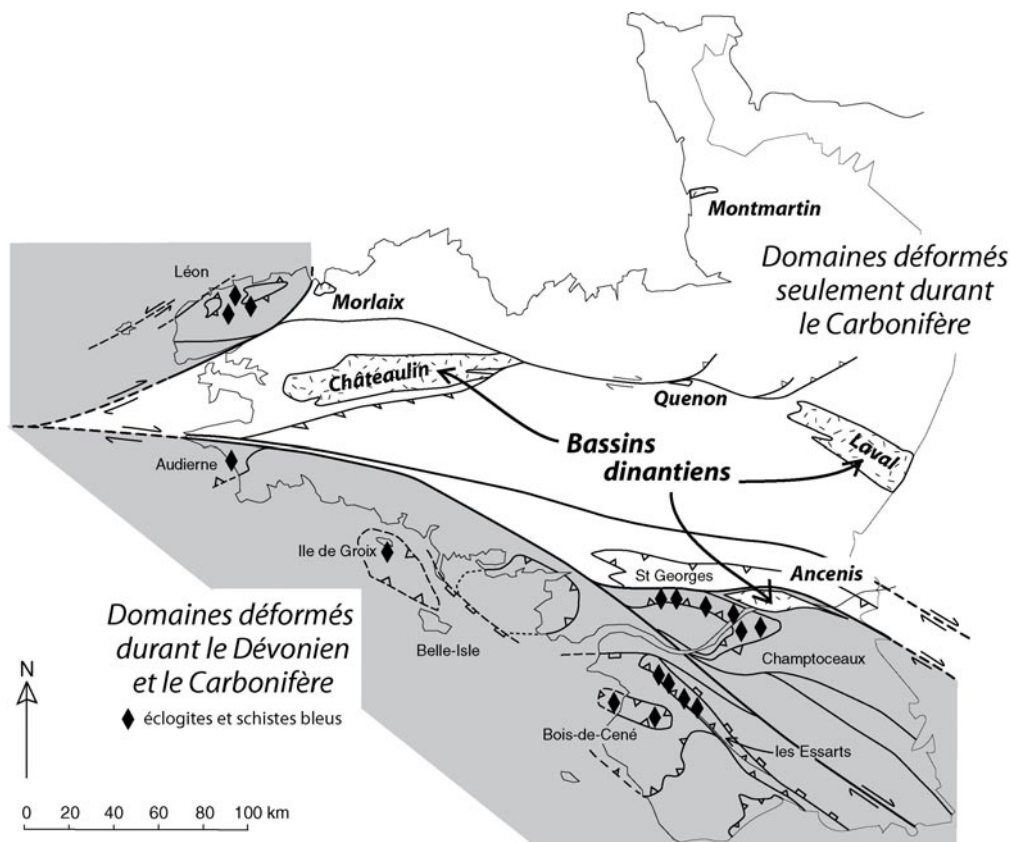


Figure 26 : Schéma structural du Massif armoricain (Ballèvre et Lardeux, 2005) distinguant les domaines déformés au Dévonien (gris) de ceux qui seront seulement déformés à partir du Carbonifère (blanc). La totalité du Massif armoricain a été déformé à la limite Dévonien-Carbonifère («phase bretonne»).

En première approximation, la sédimentation au Carbonifère inférieur semble localisée dans les régions de Châteaulin, de Laval et d'Ancenis. Il a de fait été proposé que ces régions correspondent à autant de zones subsidentes indépendantes, qui étaient alors alimentées par les reliefs adjacents. Il s'agirait donc de bassins au sens strict du terme, eux-mêmes développés soit en contexte décrochant (Rolet, 1984), soit en contexte transpressif (Gumiaux *et al.*, 2004b).

Les bassins de Châteaulin et de Laval

Dans les **domaines centre- et nord-armoricain**, l'histoire de ces bassins est en fait probablement polyphasée, comportant trois séquences distinctes (par ex. Pelhâte-Péron, 1971).

La séquence basale, essentiellement détritique, certainement marine, contient souvent un abondant volcanisme acide, et, en moindre quantité, basique. Le caractère marin de la

sédimentation est attesté par la découverte de faunes. La proximité de terres émergées est néanmoins probable, comme le montrent les faciès à végétaux flottés (Saint-Germain-sur-Ille, Laval).

Une séquence intermédiaire, essentiellement carbonatée, est largement connue dans la région de Laval, mais plus au nord (Montmartin-sur-Mer) et surtout également aussi plus à l'Ouest (Quenon en Mélesse, Quivit en Châteaulin). Ces faciès carbonatés contiennent une riche faune récifale : Foraminifères, Coraux (Vuillemin, 1990), etc., témoignant d'un climat tropical – et donc d'une paléolatititude basse ! Étant donné les similarités de faune entre les calcaires, le domaine marin était soit unique, soit largement interconnecté. Autant dire que, contrairement aux apparences, les « bassins » sont des reliques d'un vaste domaine marin.

La séquence sommitale, essentiellement détritique, est constituée d'épaisses successions de turbidites, qu'interrompent des faciès argilitiques plus ou moins épais. La nature du milieu de dépôt de ces successions n'est pas clairement établie. Aucune faune marine indubitable n'y a jamais été recueillie. La présence de nombreux débris de plantes flottées suggère la proximité de terres émergées, voire même une véritable émergence puisque des niveaux à charbons ont été localement exploités dans la région de Laval. Ces derniers sont datés du Namurien par leur flore.

Le bassin d'Ancenis

Dans le domaine sud-armoricain, le principal bassin carbonifère est celui d'Ancenis, situé immédiatement au sud de la faille de Nort-sur-Erdre et reposant sur les séries paléozoïques des Mauges. Certains auteurs ont vu dans ce bassin une succession continue frasnio-dinantienne, avec un passage des faciès récifaux marins aux faciès continentaux viséens. D'autres auteurs ont proposé d'y voir un bassin en pull-apart, dont la base serait constituée par un olistostrome dont les blocs, essentiellement dévoniens, seraient emballés dans une matrice dinantienne (Diot, 1980 ; Dubreuil, 1980 et 1986 ; Shelley et Bossière, 2001). Cette hypothèse ayant été réfutée (Ducassou *et al.*, 2011a), il devient alors loisible de penser que le Dinantien repose en discordance sur le Dévonien (par ex. Ballèvre et Lardeux, 2005) : le contact n'étant jamais directement observable, cette hypothèse repose sur le fait qu'une schistosité affecte le Dévonien (y compris le Frasnien), alors qu'elle est toujours absente dans le Carbonifère inférieur.

Le bassin d'Ancenis a une histoire différente de celle des bassins de Châteaulin et Laval, même si l'impossibilité d'une biostratigraphie fine de ce bassin ne permet pas d'aller plus avant dans les comparaisons (Ducassou, 2010). Les principales différences portent sur l'absence de formations carbonatées marines, la grande épaisseur (2 à 3 km, voire plus) des formations détritiques terrigènes, vertes puis rouges-violacées, et leur dépôt dans un lac profond qui se comble progressivement au cours du temps.

L'origine du bassin fait elle aussi débat, entre partisans d'un bassin en décrochement lors d'un mouvement sénestre (Diot, 1980) ou dextre (Shelley et Bossière, 2001) sur la faille de Nort-sur-Erdre, ou d'un bassin transtensif contemporain de l'exhumation des unités éclogitiques sous-jacentes. Quoiqu'il en soit, nous retiendrons que c'est bien la faille de Nort-sur-Erdre qui en contrôle la position.

53 - Quand vient la collision...

À la suite de la subduction des domaines océaniques durant le Dévonien supérieur, la collision continentale prend place durant le Carbonifère. Cette collision a pour résultat d'épaissir la croûte continentale sur de vastes étendues. La croûte épaissie a été recoupée par de grandes zones de cisaillement, subverticales, à jeu décrochant dextre. Dans la totalité du Massif armoricain, le Carbonifère inférieur se clôt par un épisode de déformation, dont l'intensité – et sans doute l'âge – varient suivant les régions.

Dans le **domaine nord-armoricain**, la déformation varisque se traduit par un plissement des séries paléozoïques, et donc de la discordance majeure entre le Protérozoïque et le Paléozoïque. Cette déformation n'est fortement développée que dans l'extrémité septentrionale du Cotentin (Cherbourg) (Dupret et Le Gall, 1984), où le socle paléoprotérozoïque vient chevaucher le Paléozoïque (Dissler et Gresselin, 1988). Celui-ci est intensément déformé, avec étirement ductile des galets dans le conglomérat de base du Cambrien (Bigot, 1933) au front du chevauchement à vergence sud.

Vers le sud, l'asymétrie des synclinaux paléozoïques indique également une vergence de la déformation vers le sud (Butaeye *et al.*, 2001). Dans la plupart des cas, le plissement ne s'accompagne pas d'une schistosité, ou du moins seulement d'une schistosité faiblement développée dans les niveaux d'argilites et de siltites. Il existe donc, dans le domaine nord-armoricain, un gradient d'intensité de la déformation varisque, celle-ci étant à vergence sud, et décroissante du nord vers le sud. En l'absence des termes supérieurs du Dévonien, et en l'absence de formations dinantiennes, l'âge exact de la déformation est difficile à établir.

Une spécificité du domaine nord-armoricain est la présence d'un champ filonien doléritique, recoupant toutes les formations protérozoïques et paléozoïques (jusque et y compris le Dévonien) (Lahaye *et al.*, 1995 ; Aïfa *et al.*, 1999 ; Le Gall, 1999). Les filons doléritiques affleurent largement de Guingamp à l'Ouest jusqu'à Caen et Alençon à l'Est, mais sont quasiment inconnus au sud du cisaillement nord-armoricain, dans le domaine centre-armoricain. Leur datation repose sur quelques mesures K-Ar à Saint-Malo, aux environs de 330 +/- 10 Ma (Perroud *et al.*, 1986b).

Ces filons ont probablement alimentés (i) des sills qui intrudent les séquences siluro-dévoniennes des bassins de Châteaulin et de Laval, voire même (ii) des édifices volcaniques de petites dimensions interstratifiés au sein du Tournaisien (entre 360 à 347 Ma : Gradstein *et al.*, 2012) dans le bassin de Laval (Mary et Le Gall, 1985 ; Le Gall, 1999). Dans cette hypothèse, les filons seraient légèrement plus âgés que ne l'indiquent les âges K-Ar, une discordance entre deux méthodes que des mesures isotopiques complémentaires devraient à l'avenir s'attacher à résoudre.

Ces filons sont en général orientés nord-sud (sauf dans le Trégor et à Jersey où leur orientation, est-ouest, suggère un âge et une signification différents) : ils se mettent en place dans un champ de contrainte caractérisé par une direction de raccourcissement N-S et une direction d'allongement E-W. Aussi sont-ils interprétés comme les témoins d'un raccourcissement horizontal de direction N-S, ayant lieu à la limite Dévonien-Carbonifère

ou à la base du Carbonifère. Le champ filonien démontre donc le caractère fragile, cassant de la croûte dans le domaine nord-armoricain.

Les filons doléritiques sont en fait répandus dans les seules zones qui n'ont pas été significativement déformées durant l'orogénèse varisque, ces zones s'étant comportées de manière fragile à cette période : c'est la notion de « bloc cadomien ». Leur distribution coïncide donc avec les zones où l'orogénèse cadomienne est parfaitement préservée, et où la couverture paléozoïque est faiblement déformée.

Un dernier intérêt de ces filons réside dans leur analyse paléomagnétique, laquelle révèle qu'au moment de leur intrusion, le Massif armoricain était situé aux environs de 5-10°S (Perroud *et al.*, 1986b).

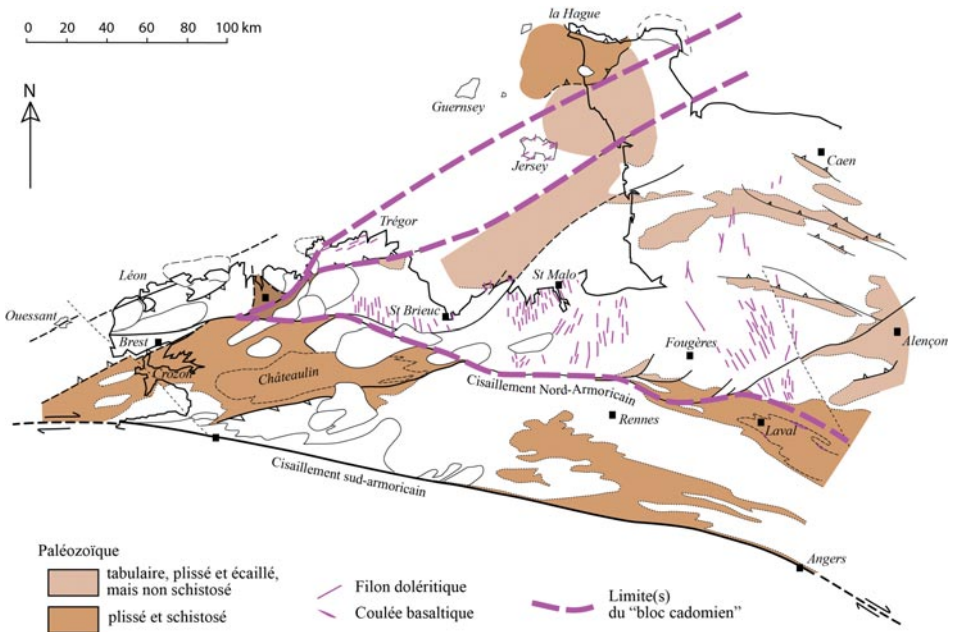


Figure 27 : Distribution des filons doléritiques et des laves basaltiques d'âge probable Dévonien terminal/Carbonifère basal (d'après la carte de France au 1/millionième et Le Gall, 1999). Deux configurations différentes du bloc cadomien sont proposées, suivant que le secteur Trégor-Jersey (où l'âge des dolérites est inconnu) y est inclus ou non.

Le **cisaillement nord-armoricain (CNA)**, sur lequel le déplacement estimé, d'après les décalages des granites carbonifères, n'excède pas 15-20km, recoupe la faille de l'Elorn, et se termine en un faisceau de petites failles décro-chevauchantes.

Dans le **domaine centre-armoricain**, c'est après le dépôt des formations détritiques viséennes à namuriennes qu'intervient la déformation varisque majeure, synschisteuse. Cette déformation est caractérisée par un plissement synschisteux, d'axe E-W, qui confère

ses caractéristiques globales à la région rennais par exemple (succession de synclinaux à cœur de Silurien et anticlinaux à cœur de « Briovérien »). Dans tout ce domaine, la direction d'étirement, subhorizontale, est parallèle à l'axe des plis. L'intensité de la déformation a été mesurée grâce à la déformation des objets antétectoniques (par ex. les galets des conglomérats de base de l'Ordovicien), à l'intensité de la fabrique dans les argilites schistosées, ou encore de l'orientation préférentielle de réseau du quartz. Un modèle global de la déformation a donc pu être construit, suivant lequel le domaine centre-armoricain a été cisailé lors d'un décrochement dextre entre deux zones de cisaillement (CNA et CSA) (Gapais et Le Corre, 1980 ; Percevault et Cobbold, 1982 ; Gumiaux *et al.*, 2004b).

Le **cisaillement sud-armoricain (CSA)** s'étend de la Pointe du Raz à l'ouest et se poursuit vers l'est en se séparant en deux branches, une branche septentrionale de Malestroit à Angers, et une branche méridionale d'Hennebont à Nantes et Saint-Maixent-l'École (Jégouzo, 1980). Le CSA se ramifie vers l'est en une multitude de failles décrochantes, qui assurent le passage de la Vendée au Limousin (Rolin et Colchen, 2001 ; Rolin *et al.*, 2009). Ces zones de cisaillement, carbonifères, réactivent ou recourent des limites plus anciennes, ayant fonctionné durant l'histoire dévonienne (faille de Nort-sur-Erdre).

Le cisaillement sud-armoricain joue en décrochement dextre durant le Carbonifère supérieur. En tant que faille d'échelle crustale, il sert de drain permettant la mise en place de leucogranites (« granites à 2 micas »), souvent intensément déformés, et montrant alors le passage de faciès isotropes, au plus loin de la zone de cisaillement, vers des faciès avec des structures C-S (carrère de **Lescastel à Elven**), et enfin des mylonites dans la zone de cisaillement proprement dite (Berthé *et al.*, 1979 ; Jégouzo, 1980). Ces mylonites cèdent la place à des cataclasites.

La datation du mouvement décrochant le long du cisaillement sud-armoricain repose essentiellement sur la datation des leucogranites synchroniques associés. La tâche n'est pas simple. Outre la fréquence des coeurs hérités dans les zircons, la monazite et la muscovite sont sujettes à de multiples rééquilibrations, en lien avec les circulations de fluides, parfois d'origine météorique, dans le CSA (Tartèse et Boulvais, 2010 ; Tartèse *et al.*, 2011a, 2011b, 2012). Les leucogranites se seraient mis en place vers 320-315 Ma, les circulations de fluides, potentiellement activées par un jeu épisodique du CSA, s'étant poursuivies jusque vers 305-300 Ma.

Au **nord de la faille de Nort-sur-Erdre** se situent les unités de Lanvaux et de Saint-Georges-sur-Loire, la seconde chevauchant la première (Cavet *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1986 ; Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004). Dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, deux sous-unités sont distinguées. La sous-unité septentrionale est essentiellement constituée de grès et de pélites, tandis que la sous-unité méridionale comprend de nombreuses coulées de laves basaltiques (parfois en coussins) et rhyolitiques, interprétées comme des olistolithes (Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004). La matrice schisteuse de cet olistostrome serait d'âge dévonien moyen, ce qu'aucune observation paléontologique n'a pu jusqu'à présent confirmer.

La **faille de Nort-sur-Erdre** (ou « sillon houiller de la Basse-Loire »), s'étendant en direction E-W puis NW-SE de Blain à Doué-la-Fontaine, a fait l'objet de plusieurs interprétations, non nécessairement exclusives.

- La faille de NSE constitue la limite septentrionale de l'empilement de nappes du domaine sud-armoricain (Matte et Hirn, 1988 ; Ballèvre *et al.*, 1993) et marque éventuellement la position d'un domaine océanique (différent tant de celui des Folies-Siffait que de celui de Drain), jouant alors le rôle de suture dans la chaîne varisque (Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004 ; Faure *et al.*, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

- La faille de NSE est un décrochement qui, à une échelle locale, contrôla l'ouverture du bassin d'Ancenis au Carbonifère, décrochement sénestre pour Diot (1980) et dextre pour Shelley et Bossière (2001). À une échelle globale, ce décrochement accommoda la translation de Gondwana par rapport à Laurussia (Shelley et Bossière, 2000) et permit la duplication de la suture de l'océan rhéique (Martinez-Catalan *et al.*, 1997 et 2007), hypothèse suivant laquelle une seule suture – celle de l'océan rhéique – est présente dans la chaîne varisque.

- La faille de NSE est un chevauchement, à vergence nord, postérieur à l'empilement de nappes, mais contemporain du plissement de l'empilement de nappes et du mouvement dextre le long du CSA (Bitri *et al.*, 2003 ; Martelet *et al.*, 2004), une hypothèse basée sur l'interprétation du profil sismique Armor2A. Aucun argument de terrain (aucun critère de cisaillement vers le nord) n'est cependant venu appuyer cette hypothèse.

Les données géologiques disponibles en démontrent l'évolution polyphasée : (i) zone d'enracinement des nappes au Dévonien, (ii) réactivée dès la fin du Carbonifère inférieur (Viséen), et contrôlant alors l'ouverture du bassin d'Ancenis, puis (iii) réactivée en décrochement dextre au Namurien (les bassins sont alors strictement localisés le long de la faille) et enfin (iv) recoupée par le cisaillement sud-armoricain durant le Carbonifère supérieur (Westphalien-Stéphanien).

Au **sud de la faille de Nort-sur-Erdre**, l'empilement de nappes de Champtoceaux est repris en raccourcissement, ce qui entraîne le plissement de cet empilement et, corrélativement, celui des Mauges et du Paléozoïque (jusqu'au Dinantien inclus) en discordance sur le Protéozoïque des Mauges. Ce plissement ne s'accompagne pas d'une schistosité, mais d'une reprise en décrochement de la bordure nord de l'empilement de nappes. Il intervient donc alors que l'essentiel de l'exhumation des unités métamorphiques est déjà réalisé.

La datation de ce plissement post-nappes prend en compte plusieurs données. Les deux flancs de l'antiforme tardif sont largement cisailés le long du CSA. L'axe du pli, de direction E-W, de même que son plongement vers l'E, sont compatibles avec sa position, à l'intersection de deux zones de cisaillement (CSA au sud, faille de Nort-sur-Erdre au nord). Le jeu décrochant dextre sur cette dernière faille est illustré par la structure du « bassin houiller de la Basse-Loire », dont l'âge namurien est établi grâce à sa paléoflore. Enfin, les volcanites interstratifiées au sein de ce bassin sont de même âge que les intrusions granitiques et microgranitiques, parfois même rhyolitiques (avec préservation de la prismation à **Saint-Géréon**) et donc tout à fait superficielles, dans le Carbonifère inférieur d'Ancenis (Ducassou *et al.*, 2011b). Tout indique donc que le plissement de l'empilement de nappes eut lieu aux environs de 320 Ma.

La **faille de Chantonay** (ou « sillon houiller de la Vendée ») limite au nord-est le complexe des Essarts, s'étendant sur plus de 120 km, depuis le lac de Grand-Lieu, au sud de Nantes, jusque sous la couverture mésozoïque du bassin d'Aquitaine, aux environs de

Saint-Maixent. Son jeu est à l'évidence polyphasé, avec des réactivations néotectoniques ayant permis la préservation des séquences jurassiques de la région de Chantonnay. Son histoire paléozoïque est plus importante pour notre propos, et présente de fortes analogies avec celle de la faille de Nort-sur-Erdre.

1. La faille de Chantonnay sépare les unités fortement déformées et métamorphiques du Bas-Bocage, où la schistosité est sub-horizontale (sauf à proximité de la faille), des unités moins déformées et moins métamorphiques du Haut-Bocage, où la schistosité est sub-verticale (unité de Chantonnay) (par ex. Colchen et Rolin, 2001 ; Rolin et Colchen, 2001).

2. Cette faille fonctionne en décrochement dextre durant le Carbonifère, comme en attestent de nombreuses failles secondaires, elles-mêmes décrochantes dextres, et faisant avec la faille de Chantonnay un angle d'environ 30°. Ces failles secondaires découpent l'empilement de nappes du complexe des Essarts (Godard, 2001). La verticalisation des structures varisques du Bas-Bocage pourrait avoir été acquise durant ce mouvement dextre.

3. La datation exacte de ce déplacement dextre repose sur la biostratigraphie des bassins houillers qui jalonnent cette faille, en particulier à son extrémité méridionale. La sédimentation débiterait au Namurien (Fm de Saint-Laurs), et, après une lacune, reprendrait au Stéphanien (Fm de la Verrerie) (Mathieu, 1937a ; Bouton et Branger, 2007).

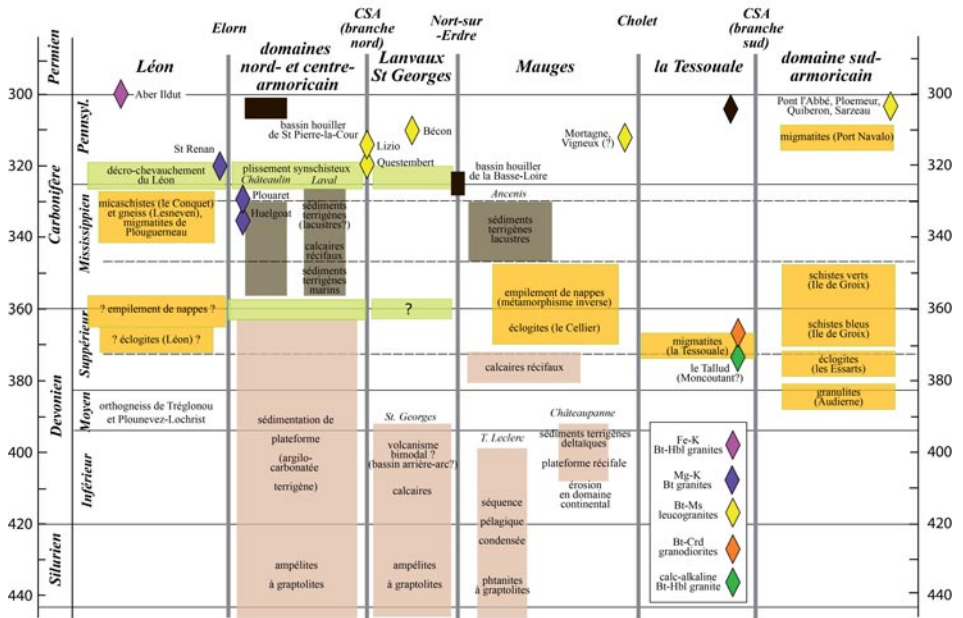


Figure 28 : Tableau synthétique de l'évolution du Massif armoricain du Silurien au Carbonifère (modifié d'après Ballèvre et al., 2009). L'échelle chronologique est celle de Gradstein et al. (2012). La typologie du magmatisme granitique est empruntée à Capdevila (2010).

6 - Interprétation globale de la chaîne varisque dans le Massif armoricain

En quoi ces déformations témoignent-elles d'une collision ? Et auquel cas entre quelles plaques ? Où sont la ou les sutures océaniques ? La réponse à ces questions nécessite souvent des considérations à une autre échelle que celle de Massif armoricain. Au plus simple, la chaîne varisque résulte de la subduction de deux domaines océaniques suivant des vergences opposées, permettant d'identifier sur notre transversale deux zones de suture, de part et d'autre de la microplaque ibéro-armoricaine. La suture nord correspondrait à la disparition de l'océan rhéique (par ex. Matte, 1986, 1991 ; Faure *et al.*, 1997 ; Matte, 2001 ; Nance *et al.*, 2010), à moins que la situation, plus complexe, n'implique également un autre océan, l'océan rhéno-hercynien (Franke, 2000).

Zone de suture nord

La suture nord correspondrait à la disparition de l'océan rhéique (par ex. Matte, 1986, 1991 ; Faure *et al.*, 1997 ; Matte, 2001 ; Nance *et al.*, 2010), à moins que la situation, plus complexe, n'implique également un autre océan, l'océan rhéno-hercynien (Franke, 2000). Dans ce contexte, le domaine du Léon fait l'objet de plusieurs interprétations. Certains auteurs (Balé et Brun, 1986) ont privilégié l'hypothèse d'une évolution du même type que celle du domaine armoricain, donc sans lien avec la suture de l'océan rhéique. D'autres auteurs préféreraient y voir la prolongation de tout ou partie (la « ride cristalline de l'Allemagne moyenne ») de la zone saxo-thuringienne (Autran, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1979 ; Schulz *et al.*, 2008 ; Ballèvre *et al.*, 2009 ; Shail et Leveridge, 2009), cette dernière étant généralement interprétée comme la marge active développée lors de la subduction de l'océan rhéique. Enfin, Faure *et al.* (2010) ont proposé que le Léon recèle une suture océanique (« océan du Conquet »). Les coupes présentées (Fig. 29) reflètent les deux dernières interprétations.

Microplaque ibéro-armoricaine

Bien que sa définition initiale soit caduque (Robardet, 2003), la microplaque ibéro-armoricaine n'en est pas moins bien définie, comprenant dans le Massif armoricain les domaines nord- et centre-armoricain (Matte, 2001). Le **domaine nord-armoricain**, s'étendant de la baie de Lannion à Cherbourg, comprend des formations protérozoïques et paléozoïques non ou faiblement déformées durant l'orogénèse varisque. Le **domaine centre-armoricain**, de Châteaulin à Rennes et Laval, comprend également des formations protérozoïques et paléozoïques, en général modérément déformées durant l'orogénèse varisque. Ces deux domaines, séparés par le cisaillement nord-armoricain, dont le mouvement est faible à modéré, constituent un ensemble indissociable, souvent appelé domaine médio-nord-armoricain. Il a constitué, tout au long de l'histoire paléozoïque, un domaine de croûte continentale non ou faiblement amincie, l'épaisseur de la croûte diminuant vers le sud. A l'évidence, aucune suture océanique n'existe au sein de ce domaine.

Zone de suture sud

Au contraire, dans le **domaine sud-armoricain**, une (ou plusieurs) sutures océaniques sont reconnues, parce que des complexes ophiolitiques sont identifiés (Audierne, Drain)

et parce que la présence de schistes bleus (Groix – Bois-de-Cené) et d'éclogites (Audierne, Cellier, Essarts) impliquent l'existence d'au moins une zone de subduction. De bas en haut, il semble donc que l'on doive y distinguer (Ballèvre *et al.*, 2009) :

1. En position structurale moins élevée que les complexes ophiolitiques figure l'allochtone inférieur, dont une caractéristique majeure est l'abondance du magmatisme ordovicien (porphyroïdes dans les unités plus externes, letynites avec en particulier des orthogneiss alcalins dans les unités plus internes), et l'existence d'un épisode de haute pression (schistes bleus, éclogites) aux environs de 370-360 Ma. Ces unités sont attribuées à la paléomarge nord-gondwanienne.

2. Les unités océaniques (ophiolites au sens strict) chevauchent les unités de la paléomarge nord-gondwanienne. La question centrale concerne l'enracinement de ces nappes ophiolitiques. En tout état de cause, cet enracinement ne peut être situé au nord du cisaillement sud-armoricain, ou au nord de la faille de Nort-sur-Erdre. La collision ferait suite à la subduction, à vergence nord, d'un océan subductant sous Armorica (Matte, 1986, 1991, 2001 et 2007). Celui-ci – ou la suture associée – a été appelé *océan Galice – Massif Central* (Matte, 1986 et 1991), *océan médio-européen* (Faure *et al.*, 1997), *suture Galice – Bretagne* (Matte, 2001), *suture Galice – Bretagne – Massif central* (Matte, 2007).

3. En position structurale plus élevée que les complexes ophiolitiques, les unités allochtones supérieures (Mauges, peut-être Roc Cervelle) pourraient représenter soit la portion distale de la paléomarge armoricaine, venant alors chevaucher les unités imbriquées de la paléomarge gondwanienne, soit un domaine d'arc d'histoire complexe. Certaines unités en position supérieure (les Essarts : Godard, 2009) présentent une histoire polycyclique, ayant été subduites au début de la convergence varisque, tandis que d'autres, en position sommitale dans l'édifice de nappes, ont en grande partie échappé aux déformations synschisteuses varisques (les Mauges : Ducassou *et al.*, 2011a).

Quelques problèmes – et non des moindres – restent cependant encore à résoudre.

1. L'unité de Saint-Georges-sur-Loire pourrait être le témoin d'un rift (appelé rift du Layon), partiellement établi sur une croûte océanique, qui se serait ouvert au Dévonien moyen en position arrière-arc (Cartier *et al.*, 2001 ; Cartier et Faure, 2004) par rapport à un océan subductant vers le nord, sous Armorica (Matte, 1986, 1991, 2001 et 2007). Quels sont les témoins de cet arc ? Ceux-ci auraient totalement disparu par la suite (Faure *et al.*, 2007).

Une autre hypothèse a été adoptée par Ducassou *et al.* (2011a) : l'ouverture d'un bassin en position arrière-arc (Saint-Georges-sur-Loire) aurait eu lieu au Dévonien inférieur, les séries des Mauges enregistrant l'histoire tectonique – extensive – de l'épaulement méridional de ce bassin. Les Mauges seraient ainsi le témoin de l'arc tant recherché !

2. La position structurale de certaines unités sud-armoricaines est elle-même encore problématique. Faut-il par exemple attribuer l'unité de Chantonay à l'allochtone supérieur, comme le suggère la présence de volcanites d'arc dévoniennes (Thiéblemont et Cabanis, 1986 ; Wyns *et al.*, 1989) ? Comment intégrer les unités de haut grade, dans lesquelles le métamorphisme est relativement précoce (380-390 Ma, c'est-à-dire Dévonien moyen – début du Dévonien supérieur) dans cette histoire ?

De sorte qu'à l'évidence les schémas proposés (Fig. 29 et 30) sont des hypothèses de travail, à prendre comme telles ! On constatera cependant sans peine que l'homogénéité du domaine sud-armoricain est une fiction.

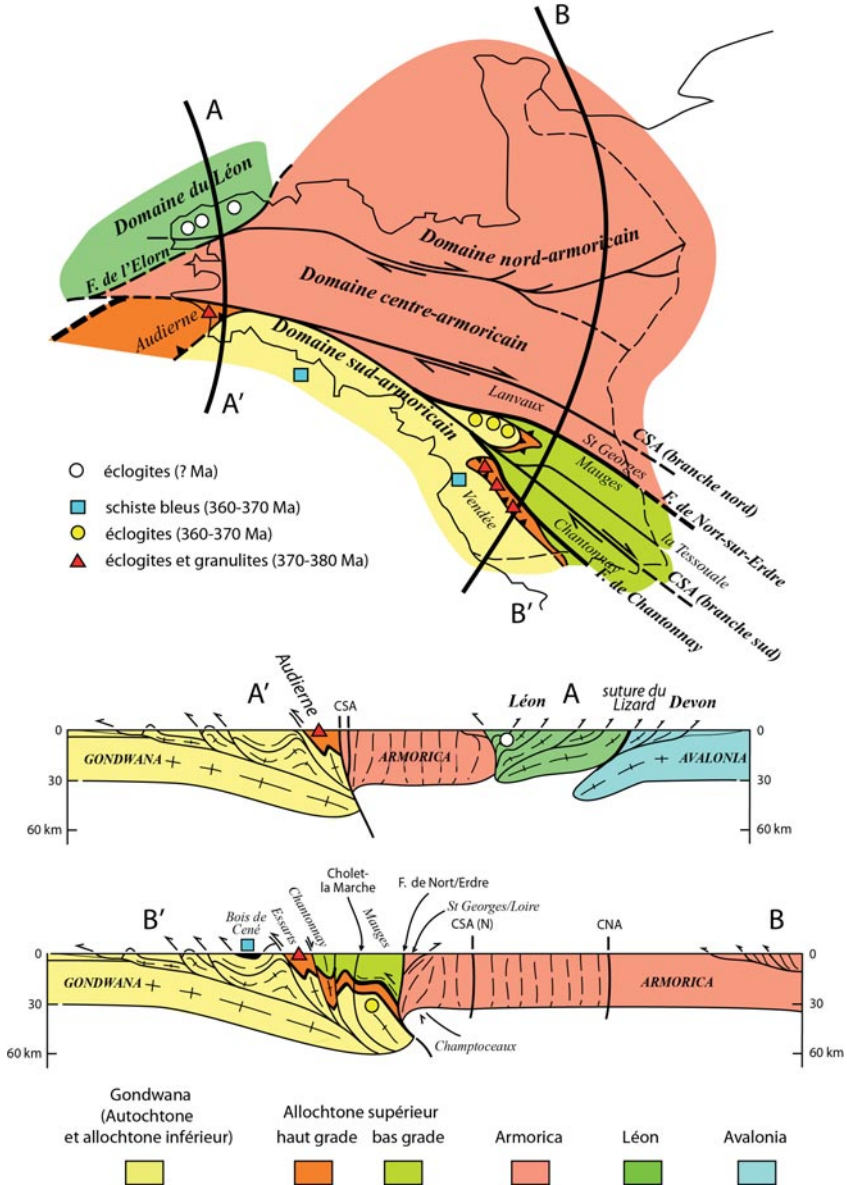


Figure 29 : Carte synthétique et coupe simplifiée du Massif armoricain au moment où la collision prend place (début du Carbonifère supérieur). Ce document met l'accent, au contraire de la figure 1, sur la provenance paléogéographique des unités impliquées dans la collision varisque.

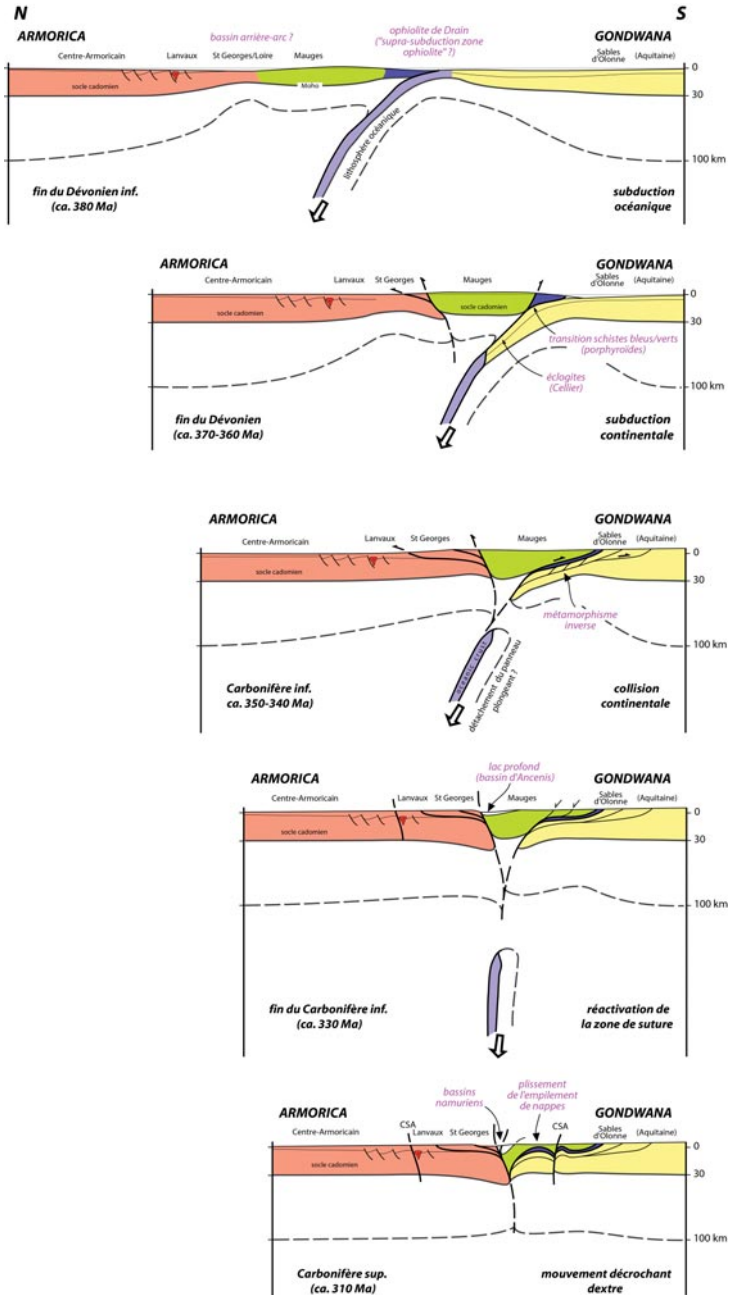


Figure 30 : Evolution tectonique de la zone de suture sud (Armorica-Gondwana). Comme dans tous les essais de reconstruction de ce type, des choix arbitraires doivent être effectués (en rouge, avec point d'interrogation), tout en satisfaisant le maximum de contraintes géologiques (en rouge, sans point d'interrogation).

7 - La destruction du relief de la chaîne varisque (300-200 Ma)

Sitôt créé, tout relief est soumis à l'érosion («attaqué par l'érosion») : vent, glace et surtout pluie en sont les moteurs. En particulier, l'eau a une double action, induisant ou accélérant la destruction chimique des roches, et permettant l'exportation lointaine, via le réseau fluvial, des particules ou des molécules résultant de l'altération des roches. Petit à petit, le relief change de forme, et, à moins d'être continuellement «rajeuni», disparaît progressivement. Telle est du moins ce que nous enseigne le sens commun.

La destruction du relief d'une chaîne de montagne peut aussi devoir son origine à d'autres processus, d'origine tectonique, qui en accélèrent singulièrement la vitesse. Deux mécanismes, en partie liés, sont invoqués. Le premier souligne qu'une croûte épaissie peut devenir mécaniquement instable, parce que sa partie profonde, réchauffée, partiellement fondue, n'est plus en mesure de soutenir le poids de la croûte supérieure. Celle-ci s'effondre donc gravitairement (Ménard et Molnar, 1988). Le second considère un changement des forces aux limites du système. Si par exemple la chaîne de montagne est limitée par une frontière de plaques en subduction, et que celle-ci se retire (« subduction roll-back »), alors la croûte épaissie de la chaîne subit un amincissement vertical. Dans les deux cas, le relief est diminué, et des bassins extensifs ou transtensifs se développent à l'intérieur de la chaîne.

Ces processus furent-ils à l'œuvre dans la chaîne varisque ? Quels en sont les témoins dans le Massif armoricain ? Quand et comment fut élaborée la « pénéplaine post-varisque » ? Autant de questions qui ne sont pas nouvelles. Ainsi Klein (1970) considérerait-il que (i) « à aucun moment de l'époque hercynienne nos contrées n'ont offert de reliefs susceptibles d'être comparés, par leur énergie, à ceux associés aux chaînes alpines » et (ii) la cause en fut « une certaine atrophie des racines sialiques de l'édifice hercynien », c'est-à-dire l'absence de racine crustale pouvant, par isostasie, supporter un relief élevé. Cette opinion, pour être fondée, nécessite un examen (i) de la géométrie et de la cinématique des structures postérieures à l'empilement de nappes et (ii) de l'histoire de l'érosion de la chaîne, tel que l'enregistrent les bassins carbonifères ou post-carbonifères.

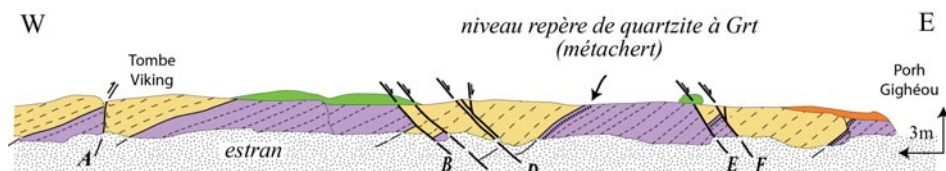
71 - Le Carbonifère supérieur (320-300 Ma) : un effondrement gravitaire

Dans la chaîne varisque, l'épisode majeur de raccourcissement horizontal, donc d'épaississement crustal, s'accompagne du développement, au front de la chaîne (en-dehors du Massif armoricain), de bassins flexuraux, dans lesquels la sédimentation s'étend du Viséen au Westphalien (entre 340 et 310 Ma). À la fin du Westphalien, un changement radical de cinématique prend place : le raccourcissement horizontal cesse, le bassin flexural est abandonné. Une multitude de bassins de petites dimensions s'installent au cœur de la chaîne au Stéphien (310-300 Ma). Cette brutale variation est la conséquence d'une réorganisation de la cinématique des plaques à grande échelle, que l'on observe également dans le Massif armoricain.

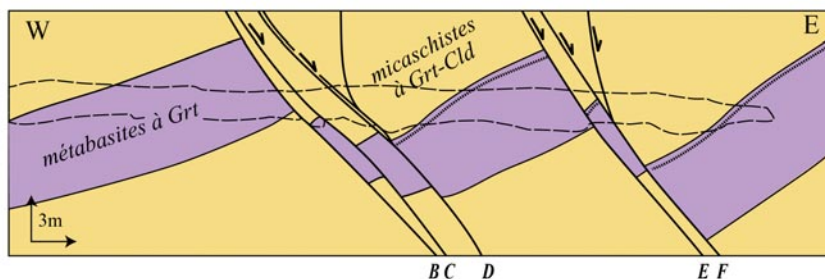
Une extension généralisée dans le domaine sud-armoricain.

Au sud du cisaillement sud-armoricain, une zone de cisaillement ductile, en faille normale, sépare un ensemble supérieur (porphyroïdes de Belle-Île à la Vendée, schistes bleus de Groix - Bois-de-Céné) d'un ensemble inférieur (Golfe du Morbihan, Sables d'Olonne) (Gapais *et al.*, 1993 ; Cagnard *et al.*, 2004). Le fonctionnement de cette zone de cisaillement est datée aux alentours de 300 Ma par quelques intrusions de leucogranites syncinématiques (Quiberon : Brown et Dallmeyer 1996 ; Sarzeau : Turrillot *et al.*, 2010).

Au **toit de la zone de cisaillement**, l'ensemble supérieur est soumis à une extension de direction E-W. L'intense déformation ductile, avec étirement de direction E-W dans les porphyroïdes a donc été interprété comme résultant, non du chevauchement de ces unités (Burg, 1981 ; Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987 ; Vauchez *et al.*, 1987) , mais de cette déformation extensive (Gapais *et al.*, 1993 ; Le Hébel *et al.*, 2000 et 2002b). De même, de nombreuses failles normales découpent les schistes bleus de l'île de Groix en y induisant le développement de blocs basculés d'échelle décamétrique (Fig. 28). Ces failles, qui indiquent une extension E-W à la transition fragile-ductile, pourraient également marquer cet épisode extensif carbonifère.



(a) schéma de la falaise en bordure de côte



(b) reconstitution du système de failles normales

Figure 31 : Coupe, et interprétation, d'un affleurement le long de la falaise littorale de l'île de Groix, à Locmaria (au sud-est de la Tombe Viking). Les deux schémas sont à la même échelle, ce qui montre bien combien la faible hauteur des falaises littorales limite notre perception de l'échelle des structures varisques. La foliation, parallèle aux limites lithologiques, est recoupée par une faille inverse (A), elle-même recoupée à son tour par un dense réseau de failles normales (B à F). Celles-ci permettent de reconstituer une géométrie en blocs basculés. Cette extension tardive, probablement synchrone des veines à albite, pourrait être le témoin de la rééquilibration de la croûte épaissie de l'orogène varisque.

Au **mur de cette zone de cisaillement**, dans le Morbihan, un dense réseau de filons granitiques, de direction N20, dont le plus emblématique est sans doute celui de l'île d'Arz, pénètre les formations métamorphiques. De la coalescence de ces filons résulte la construction du

pluton de Carnac (Turrillot *et al.*, 2011a et 2011b). Dans le golfe du Morbihan, le toit est rapidement exhumé, comme le montrent l'identité des âges U-Pb sur monazite et Ar/Ar sur amphibole et muscovite dans les migmatites (Gapais *et al.*, 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996). Plus au sud, en Vendée, la déformation semble moins localisée, affectant pénétrativement les unités métamorphiques des Sables d'Olonne (Cagnard *et al.*, 2004).

Les mécanismes de cette extension crustale restent pour le moment conjecturaux. Le cisaillement sud-armoricain jouait, vis-à-vis de cette extension E-W, un rôle de faille de transfert (Gapais *et al.*, 1993 ; Turrillot *et al.*, 2011a et b), pour trois raisons majeures

- une telle extension n'est pas reconnue au nord de ce cisaillement ;
- le fonctionnement du CSA a lieu au même moment que l'extension ;
- la cinématique du CSA est, au moins en partie, compatible avec le mouvement pendant l'extension.

Malgré cet accord, la cause de l'extension reste discutée. S'agit-il de l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque ? Cet effondrement prend place en réponse à une fusion généralisée de la croûte inférieure, dont les témoins sont les nombreuses intrusions granitiques, mais il nécessite également un changement de conditions aux limites, fussent-elles lointaines. S'agit-il alors d'un retrait de la zone de subduction de la Paléotéthys, en Méditerranée orientale ? Ou est-ce une conséquence de la genèse de l'arc ibéro-armoricain, qui entraîne une torsion à 180° des structures varisques ?

Des bassins localisés

Dès le Carbonifère supérieur, des successions sédimentaires enregistrent l'érosion de la chaîne varisque. Ces successions, où s'accumulent d'épaisses séries détritiques, contiennent souvent des niveaux de charbon, et pour cette raison sont supposées s'accumuler dans des «bassins houillers», dont la paléoflore permet d'estimer l'âge. Les «bassins houillers» ne s'établissent pas au hasard des dépressions de la chaîne (dans des paléovallées qui ne seraient pas contrôlées tectoniquement), mais dans des zones en cours de dépression, c'est-à-dire dans lesquelles la tectonique induit la formation d'un bassin.

Le **Westphalien** est rarement représenté dans le Massif armoricain. Les seules occurrences datées sont situées sous le bassin stéphano-permien de Carentan (le Plessis) ou en deux localités situées immédiatement au nord de la faille de Nort-sur-Erdre (Rochefort-sur-Loire [Angers 454] et le Breuil en Beaulieu-sur-Layon [Thouarcé 484]).

Au **Stéphanien**, le cisaillement sud-armoricain a permis l'ouverture de rares bassins, aussi étroits qu'allongés (Quimper, Baie des Trépassés). Les séquences détritiques, à caractère torrentiel ou fluvial, sont alimentées par les reliefs voisins (présence de mylonites). Le Stéphanien a également été observé et exploité à Minière en Doué-la-Fontaine [Saumur 485], ce gisement étant situé le long de la faille de Nort-sur-Erdre.

Toute différente est la situation du bassin de Saint-Pierre-la-Cour, en limite occidentale de la Mayenne. Ce bassin, de faible épaisseur, est essentiellement constitué de formations détritiques grossières (conglomérat) à fines (grès), lesquelles reposent en discordance sur les formations sédimentaires plissées du domaine centre-armoricain, jusque et y compris le Carbonifère inférieur.

Enfin, dans le Cotentin, le Stéphanien affleure (et a été exploité) dans le bassin de Littry. Des volcanites alcalines y sont interstratifiées (Le Gall *et al.*, 1989). La structure de ce bas-

sin a pu faire l'objet de recherches détaillées, lesquelles ont montré l'existence d'une tectonique distensive synchrone de la sédimentation (Pareyn, 1954). La position de ce bassin semble contrôlée par un rejeu de la suture cadomienne.

72 - Le Permien (300-250 Ma) : un épisode de rifting en Manche.

Sédimentation permienne

En concordance sur le Stéphanien de Littry se déposent au Permien des grès et argilites rouges (Carentan), dont seule la partie supérieure affleure, mais qui furent recoupés en sondage sur 500 m (Saint-Fromont) à 700 m (Mesnil-Véneron) (L'Homer et Pareyn, 1989). Ces grès témoignent de l'aridification du climat, un changement se traduisant par l'apparition d'espèces mésophiles à xérophiles dans la flore (*Walchia*), ainsi que par le développement de flaques temporaires où pullulent quelques crustacés (*Leaia*) ainsi que de rares bivalves (*Anthracomya*) et poissons.

Magmatisme permien

Les derniers témoins du magmatisme paléozoïque, à la limite Carbonifère-Permien ou au Permien inférieur sont connus dans le nord du Massif armoricain.

Les granites rouges (de Ouessant à Flamanville) forment un alignement de direction NW-SE, appartiennent à une suite ferro-potassique (Capdevila, 2010) et sont datés aux environs de 300 Ma (Aber Ildut-Guissény : 301.4 +/- 4.3 Ma : Marcoux *et al.*, 2009 ; Ploumanac'h : Barrière, 1976 et 1977).

Le pluton granitique de Brignogan-Plouescat semble encore plus jeune que les « granites rouges » (292 +/- 15 Ma : Georget *et al.*, 1986).

Les filons microgranitiques qui, dans l'ouest du Léon, recoupent avec une orientation subméridienne toutes les formations métamorphiques et plutoniques, sont datés aux environs de 292 +/- 9 Ma (Chauris *et al.*, 1972).

Des tuffites sont interstratifiées à plusieurs niveaux dans le Permien de Carentan. Ces tuffites pourraient représenter un volcanisme autochtone, ou des ejecta distaux en provenance de la Cornouaille.

C'est en effet au Permien inférieur (290-275 Ma) (Darbyshire et Shepherd, 1985 ; Chesley *et al.*, 1993 ; Chen *et al.*, 1993) qu'eut lieu, de l'autre côté de la Manche, l'intrusion des granites cornouillais (en général des granites à mégacristaux d'orthose), avec les minéralisations associées (en uranium, étain et wolfram) (Scrivener, 2006). Des volcanites de même âge sont connus dans les bassins permien du SW de l'Angleterre.

Genèse de la Manche

Le bassin de Carentan paraît être contrôlé par un rejeu extensif (une fois de plus!) de la suture cadomienne. Il n'est sans doute en réalité que l'extrémité méridionale d'autres bassins permien, actuellement largement immergés sous les eaux de la Manche, et dans lesquels s'accumulèrent sur une épaisseur considérable (jusque 9 km !) des formations détritiques terrigènes. Le domaine de la Manche fut donc, durant le Permien, le siège d'un important épisode de rifting qui conduisit à la formation, entre la France et l'Angleterre, de

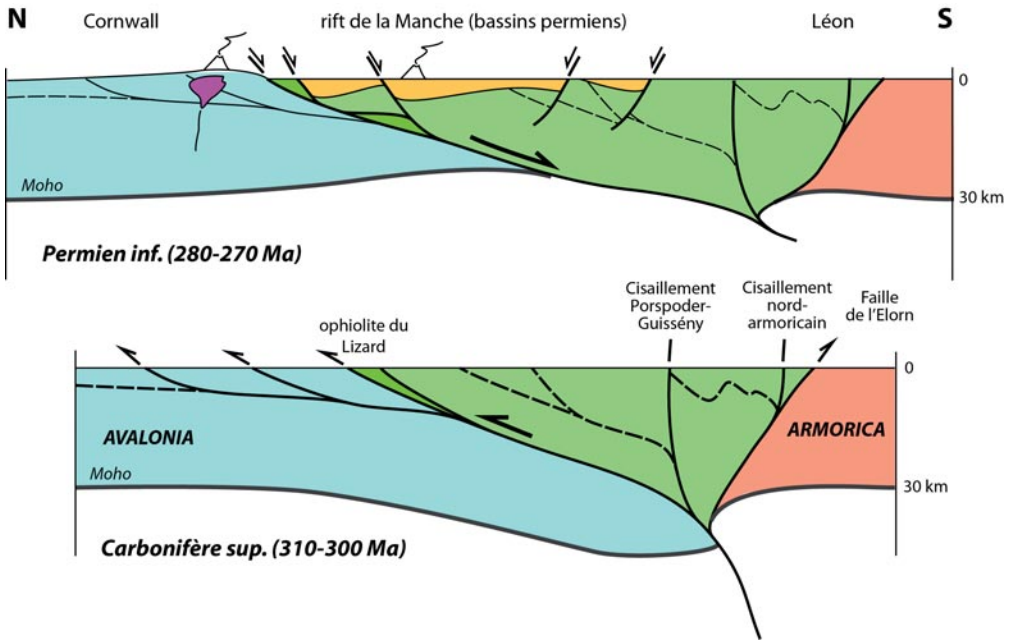


Figure 32 : Au Carbonifère supérieur, Armorica est encore en convergence (oblique) avec Avalonia : l'ophiolite du Lizard représente la suture entre Saxo-Thuringica (auquel appartient le Léon dans cette interprétation) et Avalonia. Dès le Permien inférieur, le système s'inverse, permettant le développement de bassins à l'emplacement actuel de la Manche.

bassins dont l'allongement est sub-parallèle à celui de la Manche (Ruffell *et al.*, 2006).

Nul hasard à cet égard : la suture de l'océan rhéique rejoue en faille normale à pendage sud ! Au toit de la faille se développent les bassins permien alors qu'à son mur, le manteau en décompression engendre des fusions étagées à plusieurs niveaux de la croûte (Fig. 32). En somme, dès le Permien inférieur, la géométrie actuelle du Massif armoricain s'esquisse : une zone en érosion, séparée par une dépression (un rift dans la future Manche) d'une autre zone en érosion (la Cornouaille et le Devon).

73 - Le Trias (250-200 Ma) : une longue période d'érosion

Le Trias affleure largement dans l'Est de la France, où il est alors dit à faciès germanique, comprenant les trois termes classiques des « grès bigarrés » (Buntsandstein), des « calcaires coquilliers » (Muschelkalk) et enfin des « marnes irisées » (Keuper) (Bourquin et Durand, 2007). Ces trois termes n'ont pas de valeur chronologique, car ils peuvent être d'âge différent d'un point à l'autre. En l'absence de faune ou de flore, les attributions chronologiques sont cependant souvent faites sur de telles analogies de faciès. Cette trilogie « germanique » s'amincit progressivement vers l'ouest, à la base du bassin de Paris, où

elle présente un dispositif en « onlap », de sorte que seuls les termes les plus élevés de cette séquence sont observés en bordure du Massif armoricain (Bourquin *et al.*, 2002).

Trias inférieur et moyen

Pendant la majeure partie du Trias, le Massif armoricain était un relief en cours d'érosion, d'où s'écoulaient vers le nord et l'est des cours d'eaux peut-être épisodiques mais puissants (Fig. 33).

Vers le Nord, ces cours d'eaux transportaient des sables et galets, aujourd'hui accumulés dans le conglomérat de Budleigh Salterton, sur la côte du Devon (Smith, 1990 ; Smith et Edwards, 1991). À cette distance, seules les lithologies les plus résistantes à l'érosion sont encore présentes dans le conglomérat en tant que galets. Il s'agit pour l'essentiel de grès et de quartzites. Ainsi s'observent, identifiables par les fossiles qu'ils contiennent (Cocks et Lockley, 1981 ; Cocks, 1989, 1993 ; Sendino *et al.*, 2012), des galets de Grès armoricain (Ordovicien inférieur) et du Grès de May-sur-Orne (Ordovicien supérieur). Il s'y ajoute des grès du Dévonien inférieur (les fameux grès à *Platyorthis monnieri*) mais aussi des grès du Dévonien supérieur (Frasnien) qui n'ont d'équivalent à l'affleurement en Normandie. Ces grès frasnien peuvent donc provenir soit de formations normandes ayant été totalement érodées dès le Trias, soit de formations encore existantes au mur du Trias, mais immergées en Manche !

Vers l'est, ces cours d'eaux ont alimenté les sables et conglomérats à l'origine des grès vosgiens. En effet, le Buntsandstein (c'est-à-dire les faciès gréseux rouges qui se déposent de manière diachrone sur le Permien voire directement sur le socle varisque) représente un dépôt fluviatile (Bourquin *et al.*, 2006 ; Bourquin et Durand, 2007) dont la source, d'après des critères sédimentologiques (distribution des faciès à un moment donné, variations d'épaisseur de ces faciès à l'échelle régionale, taille des galets, orientation des litages obliques dans les séquences fluviatiles...), doit être recherchée au sud-ouest ou à l'ouest du massif vosgien actuel (Perriaux, 1961 ; Wurster, 1968 ; Courel *et al.*, 1973 ; Durand, 1978). Dans ces formations grésos-conglomératiques figurent essentiellement des galets de quartz filonien (l'une des roches les plus résistantes à l'érosion), mais également de rares galets de grès et de phtanites, parfois fossilifères. Certains phtanites azoïques pourraient certes provenir de l'Ediacarien nord-armoricain mais d'autres, parce qu'ils contiennent des graptolites et des fantômes de radiolaires (Bleicher, 1899 et 1901 ; Noël, 1885), sont indiscutablement siluriens. En l'absence d'une révision de leurs faunes, qui permette d'en définir avec certitude l'âge (Llandovery ?), les analogies vont à celles du Silurien sud-armoricain (unités de Saint-Georges-sur-Loire, ou des Mauges), ou de sa prolongation sous le bassin parisien !

Trias supérieur

À la fin du Trias, la sédimentation reprend sur les marges du Massif armoricain, dans les régions de Carentan et de Falaise (pour une synthèse, cf Dugué, 2007). Le Trias supérieur y est constitué de faciès continentaux rouges ou bariolés (formations fluviatiles et de plaines d'inondation, avec calcrètes) qui sont datés du Norien et/ou du Rhétien. Ce Trias repose en discordance sur tous les terrains antérieurs, y compris le Permien. Au sud de Caen, il est possible de montrer que ce Trias supérieur occupe des zones en dépression,

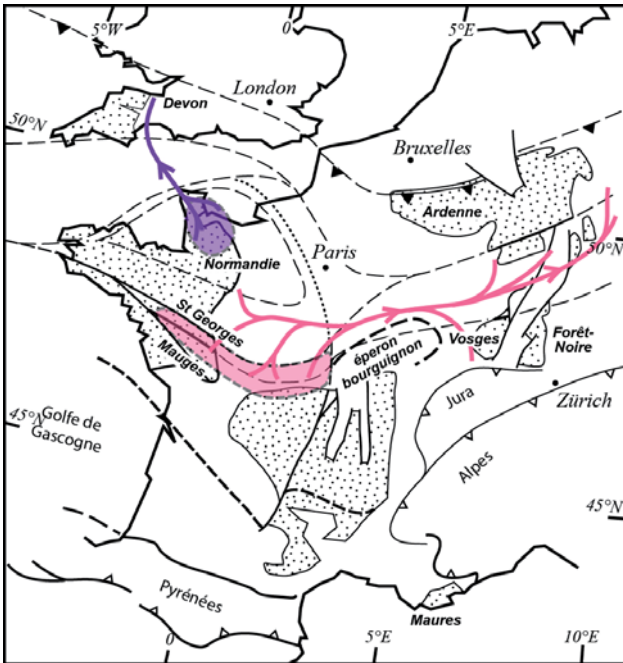


Figure 33 : Au Trias inférieur, le Massif armoricain constitue un relief en cours d'érosion, qui alimente des formations fluviatiles dans le Devon (à partir d'une source en Normandie) et dans les Vosges (à partir d'une source dans le sud du Massif armoricain, ou de sa prolongation sous le bassin parisien). Les méthodes de localisation des sources sont discutées dans le texte.

situées au-dessus du Briovérien profondément altéré, et séparé les unes des autres par les formations paléozoïques, plus résistantes à l'érosion, et qui étaient alors déjà en relief par rapport au Briovérien.

Une longue lacune (environ 60 Ma) sépare à Carentan, les formations de la base du Permien (env. 290-270 Ma) de celle du sommet du Trias (env. 210-200 Ma). Le Massif armoricain fut donc, pendant la majeure partie du Permien et du Trias, un domaine en érosion.

8 - Les prémisses de l'ouverture de l'Atlantique

L'ouverture de l'Atlantique – un aspect d'un phénomène global : l'éclatement de la Pangée - a largement contribué à disloquer la chaîne varisque. Une partie de celle-ci est maintenant observée sur l'autre rive de l'Atlantique, dans les Appalaches (Canada, USA). Une autre partie de cette chaîne varisque est située sur la microplaque ibérique (Espagne, Portugal), laquelle s'est séparée de l'Europe au moment de l'ouverture du golfe de Gascogne, au Crétacé. Les témoins de ces ouvertures océaniques sont, dans le Massif armoricain, d'une grande discrétion.

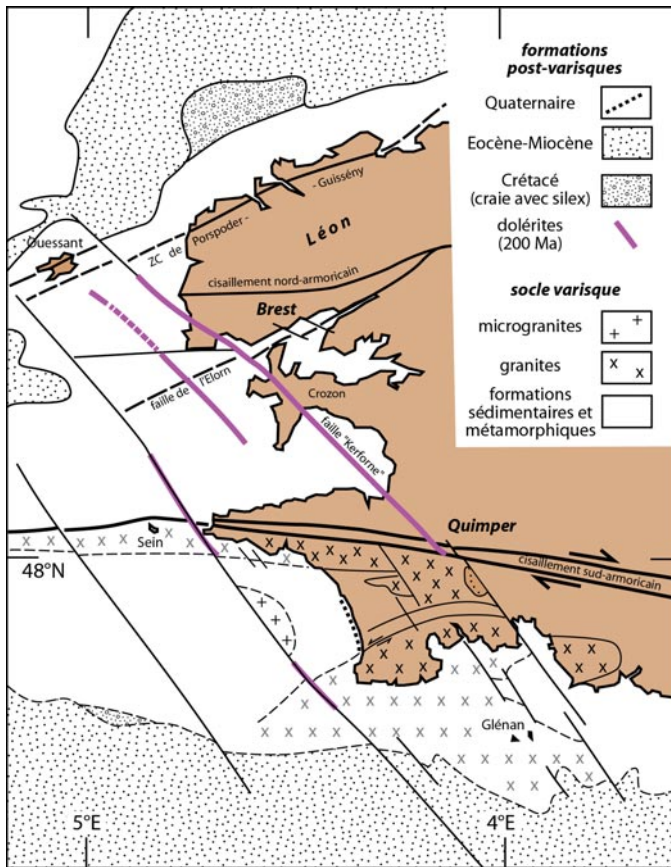


Figure 34 : Dans la partie occidentale du Massif armoricain, plusieurs failles, d'orientation NW-SE, présentent un jeu dextre de quelques centaines de m à plusieurs km. Ce réseau de failles est nommé d'après Kerforne (1901) qui en décrit le premier exemple clair, en presqu'île de Crozon, et discuta sa prolongation, de Quimper au sud jusque sur la côte du Léon, au nord du Conquet. Un filon doléritique, parfois double, s'est mis en place le long de cette faille depuis Quimper jusqu'en mer d'Iroise. Ce filon, âgé d'environ 200 Ma (limite Trias-Jurassique), représente le magmatisme sur la marge continentale lors des premiers stades de l'ouverture océanique dans l'Atlantique nord (Golfe de Gascogne). Ces filons sont parfaitement identifiables sur le levé aéromagnétique du Massif armoricain, leur trace étant ici reportée en rouge (Bonijoly et al., 1999). Comme le levé aéromagnétique couvre, en mer, une surface moindre que celle représentée sur cette carte, l'extension des filons doléritiques est sans doute plus grande que ne le figure ce schéma.

Des filons doléritiques

Dans l'ouest du Massif armoricain, plusieurs filons de dolérites (10-30 m d'épaisseur) atteignent des longueurs considérables (plusieurs dizaines, voire une centaine de kilomètres). Ces filons de dolérites sont connus soit à l'affleurement, l'exemple le plus caractéristique étant celui qui recoupe suivant une direction SE-NW toutes les structures varisques depuis la baie de Concarneau jusque dans le Léon (Caroff et al., 1995 ; Caroff et Cotten,

2004). D'autres filons, de même direction, ont été mis en évidence plus à l'ouest, dans l'île de Quémènes (Chauris et Hallegouët, 1989), ou en mer, lors du levé aéromagnétique du Massif armoricain (Bonijoly *et al.*, 1999).

Les dolérites sont des roches ayant une composition de basaltes tholéitiques, mais, à la différence des basaltes, ont cristallisé à faible profondeur (quelque centaines de mètres à quelques kilomètres). Les magmas basaltiques résultent de la fusion partielle du manteau sub-lithosphérique, et n'ont été que faiblement contaminés par la croûte inférieure. Ces filons ont été datés par la méthode Ar-Ar de la limite Trias/Jurassique, soit environ 200 Ma (Jourdan *et al.*, 2003).

L'orientation de ces filons est parallèle à celle (i) de failles tardi-varisques (« failles Kerforne »), et (ii) de la marge sud-armoricaine. Dans l'Atlantique central, le rifting débute au Lias, et est accompagné par de nombreuses intrusions de filons doléritiques dans les marges continentales américaines et africaines. Dans l'Atlantique septentrional, de tels filons sont également connus à Terre-Neuve et en Espagne. Les filons doléritiques de la partie orientale du Massif armoricain sont donc généralement considérés comme associés aux premiers stades du rifting atlantique, et permettent de déterminer la dérive apparente du pôle au Jurassique (Sichler et Perrin, 1993).

La transgression jurassique

Au Jurassique, la sédimentation marine s'étend sur de vastes étendues en Europe occidentale. Cette sédimentation est connue sur les marges du Massif armoricain du Cotentin (Carentan) à la vallée du Loir, entre Sablé-sur-Sarthe et Angers. Dans le Cotentin et en Normandie (Dugué, 2007), aux argiles à lignite, formations continentales ou estuariennes, d'âge Norien et/ou Rhétien, succèdent les premières formations marines, datées de l'Hettangien. La transgression s'affirme avec le dépôt des alternances marno-calcaires sinémuriennes à *Liogryphaea arcuata*.

Les limites actuelles d'affleurement du Jurassique sont des limites d'érosion, ne reflétant en rien les limites d'extension du domaine marin. Aucun témoin de la transgression jurassique ne subsiste cependant au cœur du Massif armoricain, bien que la possibilité de l'existence de ce Jurassique dans le sous-sol de Chartres-de-Bretagne ait été envisagée, mais réfutée à la suite du forage Chartres1 (Bauer *et al.*, 2010).

L'intérêt essentiel du Jurassique est de permettre une « fossilisation » de la topographie post-varisque, dont il nous donne une image tantôt détaillée tantôt globale. A l'échelle locale, nous savons que subsistent des paléoreliefs au sein de la mer jurassique, dont les exemples les plus fameux sont sans conteste les « crêtes », « écueils » ou « récifs » de Grès armoricain en Normandie. L'importance géologique de ces paléoreliefs est négligeable, même si leur importance biologique a pu être considérable, ayant par exemple servi, au fond des mers jurassiques, de nurseries aux populations de nautilidés (Chirat et Rioult, 1998). A une échelle globale, celle de la France, voire de l'Europe occidentale, la mer jurassique recouvrit une paléotopographie plane: la chaîne varisque fut, peut-on dire, pénéplanée dès le début du Jurassique. Cette « pénéplanation » n'est probablement pas le seul résultat d'une longue période d'érosion, mais la combinaison entre cette érosion et une ou plusieurs tectoniques extensives. Les causes de ces extensions, encore discutées, se si-

tuent en dehors du domaine étudié, aux confins méridionaux du continent européen, sous lequel la Paléotéthys était alors en cours de subduction.

Si, par définition, le Massif armoricain est constitué par le socle varisque affleurant, alors cette synthèse de l'histoire du Massif armoricain se termine par ces lignes. La chaîne varisque, construite durant le Dévonien et le Carbonifère, a été pénéplanée au Permien et au Trias, comme le montre la « fossilisation » de sa paléotopographie par la transgression jurassique.

L'image selon laquelle le Massif armoricain constitue depuis le Permo-Trias une île au sein des mers méso-cénozoïques ne résiste cependant pas à l'analyse : le relief actuel du Massif armoricain – c'est-à-dire le fait même de l'affleurement du socle varisque – montre au contraire que ce socle fut déformé au Méso-cénozoïque (Guillocheau *et al.*, 2003 ; Dugué *et al.*, 2005). Un autre chapitre de l'histoire du Massif armoricain, qui fait également l'objet de recherches actives...

Les auteurs remercient S. Bourquin, M. Durand et F. Guillocheau pour leurs informations sur le Trias du bassin de Paris. Le premier auteur remercie M. Jonin pour son invitation à présenter une synthèse actualisée de l'histoire géologique du Massif armoricain aux Journées Régionales du Patrimoine Géologique à Trévou-Tréguignec, ainsi que G. Tresgots et L. Dupret pour lui avoir servi de guide en Normandie, de la vallée de la Laize à Carteret. Last but not least, P. Jégouzo a accepté la publication d'un texte long, dont la rédaction a mis sa patience à rude épreuve. Une relecture attentive de C. Babin a permis de déjouer quelques pièges de la langue française.

Références

- Aïfa T., Lefort J.-P. et Guennoc P., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility investigations of the St Malo dyke swarm (Brittany, France) : emplacement mechanism of doleritic intrusions. *Geophysical Journal International* 139, 573-582.
- Audren C., 1987. Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 31, 365 p.
- Audren C. et Plaine J., 1986. *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1:50000, feuille Belle-Île-en-Mer, Houat, Hoedic (477)*. BRGM, Orléans, 38 p.
- Audren C., Triboulet C., Chauris L., Lefort J.-P., Vignerresse J.-L., Audrain J., Thiéblemont D., Goyallon J., Jégouzo P., Guennoc P., Augris C. et Carn A., 1993. *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/25000, feuille Île de Groix (415)*. BRGM, Orléans, 104p.
- Augris C. et Simplet L. (coordonnateurs), 2011. *Atlas géologique de la baie de Lannion, Côtes-d'Armor et Finistère*. Editions Quae, Versailles, 112 p.
- Augris C., Houlgatte E. et Rolet J., 1988. *Carte des sédiments superficiels et carte géologique de la baie de Douarnenez, partie septentrionale*. Editions de l'IFREMER, Brest, 22 p.
- Autran A. et Cogné J., 1980. *La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne*. Congrès Géologique International, XXVI, Colloque C6 (Géologie de l'Europe), 90-111.
- Auvray B., Charlot R. et Vidal P., 1980a. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): âge et signification. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17, 532-538.

- Auvray B., Macé J., Vidal P. et van der Voo R., 1980b. Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N. Brittany: implications for the age of the red beds ("Séries rouges") in the northern Armorican Massif. *Journal of the Geological Society of London* 137, 207-210.
- Balé P. et Brun J.-P., 1986. Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8) II, 471-477.
- Ballard J.-F., Brun J.-P. et Durand J., 1986. La discordance Briovérien-Paléozoïque en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-303*, 1327-1332.
- Ballèvre M., 2008. Structure et évolution du Massif armoricain. *Géochronique* 2008 (mars), 29-31.
- Ballèvre M. et Lardeux H., 2005. Signification paléoécologique et paléogéographique des bivalves du Carbonifère inférieur du bassin d'Ancenis (Massif armoricain). *Comptes Rendus Palevol* 4, 109-121.
- Ballèvre M. et Marchand J., 1991. Zonation du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-312*, 705-711.
- Ballèvre M., Pinardon J.-L., Kiénast J.-R. et Vuichard J.-P. (1989). Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France). *Journal of Petrology* 30: 1321-1349.
- Ballèvre M., Paris F. et Robardet M., 1993. Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-315*, 1783-1789.
- Ballèvre M., Le Goff E. et Hébert R., 2001. The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany : a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics* 331, 19-43.
- Ballèvre M., Capdevila, R., Guerrot, C. et Peucat, J.-J., 2002. Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier Unit (Champtoceaux complex, Armorican Massif): a new witness of the Ordovician rifting. *Comptes Rendus Geoscience* 334, 303-311.
- Ballèvre M., Pitra P. et Bohn, M., 2003. Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Île de Groix (Armorican Massif, France) : a potential barometer. *Journal of metamorphic Geology*. 21, 723-735.
- Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C. et Pitra P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 174-201.
- Ballèvre M., Ducassou C., Lardeux H. et Régnauld S., 2010. A revised age (Emsian-Eifelian) for the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France) : implications for the onset of mountain building in the Variscan belt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 255, 237-254.
- Ballèvre M., Fourcade S., Capdevila R., Peucat J.-J., Cocherie A. et Fanning C.M., 2012. Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the southern Armorican Massif (Variscan belt, France) : Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Research* 21, 1019-1036.
- Barrière, M., 1976. Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne). *Bulletin du BRGM* 1976 (1), 247-295.
- Barrière M., 1977. *Le complexe de Ploumanac'h, Massif armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Brest, 291p.
- Barrois C., 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, II (1), 630p.

- Barrois C., 1908. Légende de la feuille de Tréguier (N° 42 de la Carte géologique de France au 1/80000). *Annales de la Société Géologique du Nord* XXXVII, 111-130.
- Bauer H., Wyns R., Leclercq M., Palvadeau E. et Guillocheau F., 2010. Cinergy : un forage profond dans le bassin de Rennes. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 47 (4), 3-6.
- Beaulieu G. et Pillet J., 1998. Première observation de l'Ordovicien supérieur (Caradoc), en place à Saint-Clément-de-la-Place (Bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes), sud-Est du Massif armoricain. *Bulletin Trimestriel de la Société des Etudes Scientifiques en Anjou*, 102, 13-16.
- Béchenec F., Chèvremont P., Stussi J.M. et Thiéblemont D., 2008. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Le Poiré-sur-Vie (561)*. BRGM, Orléans, 180 p.
- Béchenec F., Chèvremont P., Bouton P., Karany G., Stussi J.-M. et Thiéblemont D., 2010. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Luçon (585)*. BRGM, Orléans, 188 p.
- Bergström S.M., Chen X., Gutiérrez-Marco J.C. et Dronov A., 2008. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relation to major regional series and stages and to ¹³C chemostratigraphy. *Lethaia* 42, 97-107.
- Bernard-Griffiths J., Carpenter M.S.N., Peucat J.-J. et Jahn B.-M., 1986. Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from the Île de Groix, Armorican Massif (northwest France). *Lithos* 19, 235-253.
- Berry W.B.N. et Boucot A.J., 1973. Glacio-eustatic control of late Ordovician – early Silurian platform sedimentation and faunal changes. *Geological Society of America Bulletin* 84, 275-284.
- Berry W.B.N. et Wilde P., 1978. Progressive ventilation of the oceans – An explanation for the distribution of Lower Paleozoic black shales. *American Journal of Science* 278, 257-275.
- Berthé D., Choukroune P. et Jegouzo P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 1, 31-42.
- Bertrand L., 1921. *Histoire de la formation du sous-sol de la France. I. - Les anciennes mers de la France et leurs dépôts*. Flammarion, Paris, 190 p.
- Beuf S., Biju-Duval B., de Charpal O., Rognon P., Gariel O. et Bennacef A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *Publications de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, 464 p.
- Bigot A., 1925. Sur la présence de Trilobites et d'Archéocyathidés dans les couches cambriennes des environs de Carteret (Manche). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 180, 1237-1239.
- Bigot A., 1933. Déformation des grès cambriens avec galets aux environs de Cherbourg. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 196, 515-518.
- Bitri A., Brun J.-P., Chantraine J., Guennoc P., Marquis G., Marthelot J.-M., Perrin J., Pivrot F. et Truffert C., 1997. Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique-réflexion verticale et sondage magnéto-tellurique (projet GéoFrance 3D-Armor). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 325, 171-177.
- Bitri A., Brun J.-P., Truffert C. et Guennoc P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian active margin of northern Brittany. *Tectonophysics* 331, 65-80.
- Bitri A., Ballèvre M., Brun J.-P., Chantraine J., Gapais D., Guennoc P., Gumiaux C. et Truffert C., 2003. Imagerie sismique de la zone de collision varisque dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor2/programme GéoFrance 3D). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 969-979.
- Bitri A., Brun J.-P., Gapais D., Cagnard F., Gumiaux C., Chantraine J., Martelet G. et Truffert C., 2010. Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France)

- (Armor2/Geofrance 3D program). *Comptes Rendus Geoscience* 342, 448-452.
- Bleicher G.-M., 1899. Recherches sur l'origine et la nature des éléments du grès des Vosges. *Bulletin de la Société des Sciences de Nancy* II-XVI (24), 1-10.
- Blais S., Ballèvre M., Graviou P. et Rolet J., 2010. *Curiosités géologiques du Pays bigouden*. BRGM-Apogée, Orléans-Rennes, 120 p.
- Bleicher G.-M., 1901. Nouvelles découvertes de fossiles et faits relatifs à la dénudation des Vosges et des Alpes. *Bulletin des Séances de la Société des Sciences de Nancy* III-II (3), 99-101.
- Bonijoly D., Perrin J., Truffert C. et Asfirane F., 1999. Couverture géophysique aéroportée du Massif armoricain, magnétisme et radiométrie spectrale. *Rapport BRGM R 40471* (inédit).
- Bosse V., Féraud G., Ruffet G., Ballèvre M., Peucat J.-J. et De Jong K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geological Journal* 35, 297-325.
- Bosse V., Ballèvre M. et Vidal O., 2002. Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Île de Groix, Armorican Massif, France. *Journal of Petrology* 43, 485-510.
- Bosse V., Féraud G., Ballèvre M., Peucat J.-J. et Corsini M., 2005. Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in the blueschists from the Ile-de-Groix (Armorican Massif, France) : implications for closure temperatures. *Chemical Geology* 220, 21-45.
- Bosse V., Godard G., Shea T. et Paquette J.-L., 2010. *Datations des évènements polymétamorphiques : intérêts majeurs de l'analyse in situ par ablation laser dans la monazite (Complexe des Essarts, Vendée)*. Réunion des Sciences de la Terre, XXIII, Bordeaux, 34-35 (résumé).
- Boucot A.J., Rong J.-Y., Chen X. et Scotese C.R., 2003. Pre-Hirnantian Ashgill climatically warm event in the Mediterranean region. *Lethaia* 36, 119-132.
- Bouffette J., Blais S. et Hérisset J., 2011. *Promenade géologique à Fougères*. Collection Balades Géologiques, Editions Biotope, Mèze, 30 p.
- Bourquin S. et Durand M., 2007. International Field workshop on « The Triassic of eastern France », October 2-7, 2006. *Mémoires Géosciences Rennes*, Hors-Série 5, 80 p.
- Bourquin S., Robin C., Guillocheau F. et Gaulier J.-M., 2002. Three-dimensional accommodation analysis of the Keuper of the Paris Basin : discrimination between tectonics, eustasy, and sediment supply in the stratigraphic record. *Marine and Petroleum Geology* 19, 469-498.
- Bourquin S., Péron S. et Durand M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of the Black Forest): fluvial system evolution through time and space. *Sedimentary Geology* 186, 187-211.
- Bourquin S., Bercovici A., Lopez-Gomez J., Diez J.B., Broutin J., Ronchi A., Durand M., Arché A., Linol B. et Amour F., 2011. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale : Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 299, 265-280.
- Bouton P. et Branger, P., 2007. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Coulonges-sur-l'Autize (587)*. BRGM, Orléans, 134 p.
- Bouton P. et Camuzard J.-P., 2012. Le Givétien de la Villedé d'Ardin (Sud du Massif armoricain, France) : une série discordante sur un socle cadomien ? *Annales de la Société Géologique du Nord* 19, 25-34.
- Brenchley P.J. et Storch P., 1989. Environmental changes in the Hirnantian (upper Ordovician) of the Prague Basin, Czechoslovakia. *Geological Journal* 24, 165-181.
- Brown M., 1979. The petrogenesis of the Saint-Malo migmatite belt, Armorican Massif, with particular ref-

- erence to the diatexites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 135, 48-74.
- Brown M. et Dallmeyer R.D., 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 361-379.
- Brown M. et D'Lemos R.S., 1991. The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France: relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, 51: 393-427.
- Brun J.-P. et Burg J.-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* 61, 319-332.
- Brun J.-P., Ballard J.-F. et 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, 419-429.
- Burg J.-P., 1981. Tectonique tangentielle varisque en Vendée littorale: Signification des linéations d'éirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-293*, 849-854.
- Burg J.-P., Balé P., Brun J.-P. et Girardeau J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta* 1, 71-87.
- Busnel H., 1835. Observations sur les terrains intermédiaires du département du Calvados. *Mémoires de la Société Linnéenne de Normandie* V, 91-100.
- Butaeye D., Laville E. et Le Gall J., 2001. Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-332*, 283-289.
- Cabanis B. et Godard G., 1987. Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) : étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* (8) III, 1133-1142.
- Cabanis B., Peucat J.-J., Michot J. et Deutsch S., 1979. Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist. *Bulletin du BRGM I-4*, 357-364.
- Cagnard F., Gapais D., Brun J.-P., Gumiaux C. et van den Driessche J., 2004. Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt. *Journal of Structural Geology* 26, 435-449.
- Camuzard J.-P., Mathieu G., Pillet J. & Rivière L.-M., 1968. Nouvelles découvertes fossilifères dans le Givétien de la Marbrière de la Villedé-d'Ardin. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris D-267*, 471-472.
- Camuzard J.-P., Lardeux H., Pillet J. & Rivière L.M., 1969. Données nouvelles sur les calcaires givétiens de la Villedé-d'Ardin au gisement de la fontaine de la Marbrière. *Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Anjou* VII, 41-52.
- Capdevila R., 2010. Les granites varisques du Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (D) 7, 1-52.
- Caroff M. et Cotten J., 2004. Geochemical evolution of a 10 m-thick intrusive body: the south Breterc'h diabase dyke, Western Armorican Massif, France. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 775-784.
- Caroff M., Bellon H., Chauris L., Carron J.-P., Chevrier S., Gardinier A., Cotten J., Le Moan Y. et Neidhart Y., 1995. Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France) : pétrologie, géochimie, âge et modalités de la mise en place. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1921-1936.

- Caroff M., Vidal M., Bénard A., Darboux J.-R., 2009. A late-Ordovician phreatomagmatic complex in soft-substrate environment : The Crozon volcanic system, Armorican Massif (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 351-366.
- Cartier C. et Faure M., 2004. The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France), *International Journal of Earth Sciences* 93, 945-958.
- Cartier C., Faure M. et Lardeux H., 2001. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France) : rifting and welding of continental stripes. *Terra Nova* 13, 143-149.
- Cavet P., Dubreuil M., Blaise J. et Willefert S., 1986. Les ampélites du Houx (Silurien) : leurs relations avec les unités paléozoïques de Lanvaux – les Ponts de Cé et de St-Georges-sur-Loire (Massif armoricain). *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* 8, 136-143.
- Chantraine J., Egal E., Thiéblemont D., Le Goff E., Guerrot C., Ballèvre M. et Guennoc P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrikan belt. *Tectonophysics* 331, 1-18.
- Chauris L., 1971. Les recherches récentes sur le Grès armoricain (Skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. Mémoires du BRGM 73, 213-221.
- Chauris L., 1990. Données géochimiques préliminaires sur les ampélites siluriennes du Houx (Loire-Atlantique). Comparaison avec quelques autres ampélites siluriennes du Massif armoricain. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* 12, 53-60.
- Chauris L. et Hallegouët B., 1989. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1:50000, feuille Le Conquet (273), BRGM, Orléans, 72 p.
- Chauvel J.-J., 1999. La cartographie dans le Massif armoricain. Cartographie topographique, cartographie géologique. Historique et développements récents. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* 21, 53-72.
- Chauvel J.-J. et Mansuy C., 1981a. Micropaléontologie du Protérozoïque du Massif armoricain. *Precambrian Research* 15, 25-42.
- Chauvel J.-J. et Mansuy C., 1981b. *Palaeocryptidium cayeuxi*, une Cyanophycée du Précambrien du du Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7) XXIII, 449-458.
- Chauvel J.-J. et Philippot A., 1960. Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (I. & V.) : trois carrières démonstratives. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* NS I, 1-7.
- Chauvel J.-J. et Schopf J.W., 1978. Late Precambrian microfossils from Brioverian cherts and limestones in Brittany and Normandy, France. *Nature* 275, 640-642.
- Chen Y., Clark A., Farrar E., Wasteneys H.A.H.P., Hodgson M.J. et Bromley A.V., 1993. Diachronous and independent histories of plutonism and mineralization in the Cornubian Batholith, southwest England. *Journal of the Geological Society of London* 150, 1183-1191.
- Cherns L. et Wheeler J.R., 2007. A pre-Hirnantian (Late Ordovician) interval of global cooling – The Boda event re-assessed. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 251, 449-460.
- Chesley J.T., Halliday A.N., Snee L.W., Mezger K., Shepherd T.J. et Scrivener R.C., 1993. Thermochronology of the Cornubian batholith in southwest England: implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralisation. *Geochimica Cosmochimica Acta* 57, 1817-1835.
- Chirat R. et Rioult M., 1998. Les reliefs des bordures des massifs anciens : des sites privilégiés de repro-

- duction pour les Nautilida jurassiques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris IIA-327*, 197-202.
- Cocherie A., Chantraine J., Fanning C.M., Dabard M.-P., Le Hérissé A. et Egal E., 2001. Datation U/Pb : âge Briovérien de la série d'Erquy (Massif armoricain, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 333*, 427-434.
- Cocherie A., Be Mezeme E., Legendre O., Fanning C.M., Faure M., Rossi P., 2005. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *American Mineralogist* 90, 607-618.
- Cocks L.R.M., 1989. Lower and Upper Devonian brachiopods from the Budleigh Salterton Pebble Bed, Devon. *Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology)* 45, 21-37.
- Cocks L.R.M., 1993. Triassic pebbles, derived fossils and the Ordovician to Devonian palaeogeography of Europe. *Journal of the Geological Society of London* 150, 219-226.
- Cocks L.R.M. et Lockley M.G., 1981. Reassessment of the Ordovician brachiopods from Budleigh Salterton Pebble Bed, Devon. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series* 35, 111-124.
- Coen-Aubert M., 2011. Reassignment to the Middle Devonian of some rugose corals investigated by Le Maître (1934) in the Chalonnes Formation from the Southeastern Armorican Massif (France). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique* 81, 27-53.
- Cogné J., 1972. *Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadredes orogènes fin-précambriens. Actes du Colloque International sur les Corrélations du Précambrien*, Colloque International CNRS 192, 193-218.
- Cogné J. et Wright A.E., 1980. *L'orogène cadomien – vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin*. 26th International Congress (Paris), Coll. C6, 29-55.
- Colchen M. et Poncet D., 1987. Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique varisque synschisteuse à Brétignolles-sur-Mer, Vendée Littorale, Massif armoricain. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-305*, 1255-1258.
- Colchen M. et Poncet D., 1989. Présence, dans la série paléozoïque de Brétignolles-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolites d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-309*, 1503-1507.
- Colchen M. et Rolin P., 2001. La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France 2001 (1-2)*, 53-85.
- Comble C., de Wever P., Ters M. et Weyant M., 1985. Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-300*, 899-904.
- Corsini M. et Rolland Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt : Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 214-223.
- Courel L., Durand M., Gall J.-C. et Jurain G., 1973. Quelques aspects de la transgression triasique dans le nord-est de la France. Influence d'un éperon bourguignon. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2) XV*, 547-554.
- Dabard M.-P., 1997. Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique. – Exemple du segment armoricain. *Documents du BRGM* 267, 248p.
- Dabard M.-P., 2000. Petrogenesis of graphitic cherts in the Armorican segment of the Cadomian belt (NW France). *Sedimentology* 47, 787-800.

- Dabard M.-P. et 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, 17-29.
- Dabard M.-P. et Simon B., 2011. Discordance des Séries Rouges Initiales sur le socle briovérien : exemple de la carrière des Landes. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (D) 8, 33-44.
- Dabard M.-P., Loi, A. et Paris F., 2007. Relationship between phosphogenesis and sequence architecture : Sequence stratigraphy and biostratigraphy in the Middle Ordovician of the Armorican Massif (NW France). *Palaeogeography Palaeoecology Palaeoclimatology* 248, 309-356.
- Dadet P., Herrouin Y., Bardy P., Lebret P., Trautmann F. et Carn A., 1995. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Pipriac (387)*. BRGM, Orléans, 75p.
- Dangeard, L. & Doré, F., 1971. Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 73, 119-128.
- Darboux J.-R., 1991. *Evolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen : le modèle du domaine centre-armoricain oriental*. Thèse Doctorat Etat, Univ. Brest, 260p.
- Darboux J.-R. et 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* 1, 47-54.
- Darbyshire D.P.F. et Shepherd T.J., 1985. Chronology of granite magmatism and associated mineralization, SW England. *Journal of the Geological Society of London* 142, 1159-1177.
- Dauteuil O., Durand J. et 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 de Paris* II-304, 83-88.
- Deflandre G. et Ters M., 1969. Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phytolites de Brétignolles (Vendée). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-270, 2162-2166.
- Dégardin J.-M., 1988. Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. *Publications de la Société Géologique du Nord* 15, 562 p.
- Destombes J., 1968. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2^e Bani, Asghill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-267, 684-686.
- de Verneuil E. et Barrande J., 1855. Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société Géologique de France* (2) XII, 964-1025.
- Diot H., 1980. *Recherches structurales dans la partie orientale du Domaine Ligérien*. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université de Nantes, 147 p.
- Diot H., Femenias O., Moreau C., Gaufriau A., Roy C. et Karnay, G., 2007. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Fontenay-le-Comte (586)*. BRGM, Orléans, 96p.
- Dissler E. et Gresselin F., 1988. The North-Cotentin Shear-Zone (Normandy-France) : Variscan mobilization of the Cadomian basement and its Palaeozoic cover. *Geological Journal* 23, 191-204.
- D'Lemos R.D. et Brown, M., 1993. Sm-Nd isotope characteristics of Late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geological Magazine* 130, 797-804.
- Doré F., 1969. *Les formations cambriennes de Normandie*. Thèse Doctorat Etat, Université de Caen, 790p.

- Doré F., 1972. La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7) XIV, 79-93.
- Doré F., 1987. *Guides géologiques régionaux : Normandie, Maine*. Masson, Paris, 218 p. (2^{ème} édition)
- Dubreuil M., 1980. Hypothèse sur la mise en place, au Dinantien, du complexe du Tombeau Leclerc (Bassin d'Ancenis, sud-est du Massif armoricain) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques, *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris D* 290, 1455-1458.
- Dubreuil M., 1986. *Evolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif armoricain)*. Thèse Doctorat Etat, Univ. Nantes, 258 p.
- Ducassou, C., 2010. Age et origine des premiers reliefs de la chaîne varisque : Le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis. *Mémoires de Géosciences Rennes*, 135, 513p.
- Ducassou C., Strullu-Derrien C., Ballèvre M., Dabard M.-P., Gerrienne P., Lardeux H. et 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, 529-544.
- Ducassou C., Ballèvre M., Lardeux H. et Robin C., 2011a. Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). *International Journal of Earth Sciences* 100, 1451-1476.
- Ducassou C., Poujol M., Hallot E., Bruguier O. et Ballèvre M., 2011b. Petrology and geochronology of the high-K calc-alkaline Mésanger magmatism (Armorican Massif, France): a ca. 320 Ma old volcano-plutonic association. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 467-477.
- Dufrénoy A., 1838. Mémoire sur l'âge et la composition du terrain de transition de l'Ouest de la France. *Annales des Mines* XIV, 218-258.
- Dufrénoy O.-P.-A., Elie de Beaumont L., 1841. *Explication de la carte géologique de la France*, Paris, Imprimerie Royale, 825 p. (tome I).
- Dugué O., 2007. Le Massif armoricain dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du nord-ouest de l'Europe. Contrôles tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, Mer de la Manche, France). *Mémoires de Géosciences Rennes*, Hors-Série 6, 347 p.
- Dugué O., Lautridou J.-P., Quesnel F., Poupinet N., Clet M., Camuzard J.-P., Coutard S., Bourdillon C., Freslon M., Auffret J.-P., Laville E. et Gain O., 2005. Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 42, 6-68.
- Duprat-Qualid S., Yamato P. et Pitra P., soumis. *Thermo-kinematical modelling of intracontinental metamorphism: a parametric study*.
- Dupret L. et Le Gall J., 1984. Intensité et superposition des schistogenèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre* X, 200.
- Durand J., 1985. Le Grès Armoricain. Sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mémoires du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles* 3, 1-189.
- Egal E., Le Goff E., Guennoc P., Lebret P., Thiéblemont D., Hallégouët B., Houlgatte E., Callier L. et Carn A., 1995. *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1:50000, feuille Pontrieux-Etables-sur-Mer (204)*, BRGM, Orléans, 194p.
- Egal E., Guerro C., Le Goff E., Thiéblenont D. et Chantraine J., 1996. The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). *Geological Society of America Special Paper* 304, 281-318.
- Egal E., Le Goff E. et Lebret P., 1999. *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1:50000, feuille Guingamp (242)*, BRGM, Orléans, 146 p.

- Egal E., Thiéblemont D., Thomas E., Guennoc P. et Hallegouët B., 2005. *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1:50000, feuille Saint-Brieuc (243)*, BRGM, Orléans, 224 p.
- El Korh A., Schmidt S.T., Ulianov A. et Potel S., 2009. Trace element partitioning in HP-LT metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Île de Groix, France: a detailed LA-ICPMS study. *Journal of Petrology* 50, 1107-1148.
- El Korh A., Schmidt S.T., Ballèvre M., Ulianov A. et Bruguier O., 2012a. Discovery of an albite gneiss from the Île de Groix (Armorican Massif, France): geochemistry and LA-ICP-MS U-Pb geochronology of its Ordovician protolith. *International Journal of Earth Sciences* 101, 1169-1190.
- El Korh A., Schmidt S.T., Vennemann T. et Ballèvre M., 2012b. *Trace element and isotopic fingerprints in HP-LT metamorphic rocks as a result of fluid-rock interactions (Île de Groix, France)*. *Gondwana Research*, in press.
- Faure M., Leloux C. et Roig J.-Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168, 695-705.
- Faure M., Bé Mézème E., Cocherie A., Rossi P., Chemenda A. et Boutelier D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif central and Massif Armoricain, *Tectonics* 27, TC2005 doi:10.1029/2007TC002115.
- Faure M., Lardeaux J.-M. et Ledru P., 2008. Structure et évolution tectonique du Massif central. *Géochronique* 2008 (mars), 37-43.
- Faure M., Lardeaux J.-M. et Ledru P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif central. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 202-213.
- Faure M., Sommers C., Melleton J., Cocherie A., Rossi P. et Lautout O., 2010. The Léon Domain : a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights. *International Journal of Earth Sciences* 99, 65-81.
- Fortey R.A. et Coks L.R.M., 2005. Late Ordovician global warming : The Boda event. *Geology* 33, 405-408.
- Fourcade S., Martin H. et de Brémond d'Ars J., 1992. Chemical exchange in migmatites during cooling. *Lithos* 28, 43-53.
- Franke W., 2000. The mid-European segment of the Variscides : tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society of London Special Publication 179, 35-61.
- Gabilly J., 1978. *Guides géologiques régionaux : Poitou, Vendée, Charentes*. Masson, Paris, 200 p.
- Galerie C., Caroff M., Rolet J. et Le Gall B., 2006. Magma – sediment mingling in an Ordovician rift basin : The Plouérec-Plourivo half-graben, Armorican Massif, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155, 164-178.
- Gapais D. et Le Corre C., 1980. Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature* 288, 574-576.
- Gapais D., Lagarde J.-L., Le Corre C., Audren C., Jégouzo P., Casas Sainz A. et van den Driessche J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-316, 1123-1129.
- Georget Y., Martineau F. et Capdevila R., 1986. Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-302, 237-242.
- Gerrienne P., Gensel P.G., Strullu-Derrien C., Lardeux H., Steemans P. et Prestianni C., 2011. A simple type of wood in two Early Devonian plants. *Science* 333, 837.
- Ghienne J.-F., 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgres-

- sion in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 189, 117-145.
- Gibbons W. et Moreno, T. (eds), 2002. The geology of Spain. *Geological Society*, London, 649 p.
- Godard G., 1983. Dispersion tectonique des éclogites de Vendée lors d'une collision continent-continent. *Bulletin de Minéralogie* 106, 719-722.
- Godard G., 1988. *Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massif*, in "Eclogites and eclogite-facies rocks" (D.C. Smith ed.), Elsevier, Amsterdam, 1988, pp. 451-519.
- Godard G., 2001. The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France) : Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt ? *Géologie de la France* (2001 (1-2), 19-51.
- Godard G., 2009. Two orogenic cycles recorded in eclogite-facies gneiss from the southern Armorican Massif (France). *European Journal of Mineralogy* 21, 1173-1190.
- Godard G. et Mabit J.-L., 1998. Peraluminous sapphirine formed during retrogression of a kyanite-bearing eclogite from Pays de Léon, Armorican Massif, France. *Lithos* 43, 15-29.
- Godard G., Kiénaast J.-R. et Lasnier B., 1981. Retrogressive development of glaucophane in some eclogites from « Massif armoricain » (East of Nantes, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 126-135.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Hilgen F.J., 2012. On the Geological Time Scale. *Newsletters on Stratigraphy* 45, 171-188.
- Graindor M., 1953. Sur l'âge du granite d'Athis. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 236, 504-506.
- Graviou P. et Noblet C., 2009. *Curiosités géologiques du Trégor et du Goëlo*. BRGM-Apogée, Orléans-Rennes, 112 p.
- Graviou P., 2012. *Géotourisme en Côtes-d'Armor, petit guide géologique pour tous*. Biotope, Mèze, 96 p.
- Guerrot C., Calvez J.-Y., Bonjour J.-L., Chantraine J., Chauvel, J.-J., Dupret L. et Rabu D., 1992. Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-315, 1741-1746.
- Guerrot C., Béchennec F. et Thiéblemont D., 1997. Le magmatisme paléozoïque de la partie nord-ouest du domaine sud-armoricain : données géochronologiques nouvelles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-324, 977-984.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S., Bourquin S., Estéoule-Choux J., Guennoc P., Menier D., Néraudeau D., Proust J.-N. et Wyns R., 2003. Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 40, 13-28.
- Guillot S. et Ménot R.-P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 253-265.
- Gumiaux C., 2003. Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. *Mémoires de Géosciences Rennes* 106, 266 p.
- Gumiaux C., Judenherc S., Brun J.-P., Gapais D., Granet M. et Poupinet G., 2004a. Restoration of lithosphere-scale wrenching from integrated structural and tomographic data (Hercynian belt of western France). *Geology* 32, 333-336.
- Gumiaux C., Gapais D., Brun J.-P., Chantraine J. et Ruffet G., 2004b. Tectonic history of the Hercynian Armorican shear Belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta* 17, 289-307.

- Hambrey M.J., 1985. The Late Ordovician – Early Silurian glaciation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 51, 273-289.
- Hamoumi N., Le Ribault L. et Pelhâte A., 1981. Les Schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif armoricain): une formation marine à la périphérie d'un inlandsis ordovicien. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7) XXIII, 279-286.
- Hamoumi N., Guillocheau F. et Pelhâte A., 1989. L'Ordovicien supérieur Ouest-armoricain: une période complexe d'interactions climatiques (glaciation), volcaniques et tectoniques (distension). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 325, 77-88.
- Henry J.-L., 1980. Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 22, 1-250.
- 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, 139-153.
- Henry, J.-L., Nion, J., Paris, F. & Thadeu, D., 1974. Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du Massif armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* LVII, 303-345.
- Henry J.-L., Lefebvre B. et 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, 373-392.
- Herrouin Y., Dadet P., Guigues J., Laville P. et Talbo H., 1989. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Bain-de-Bretagne (388)*. BRGM, Orléans, 82p.
- Jégouzo P., 1980. The South-Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 2, 39-47.
- Jégouzo P. (à paraître). *Géotourisme en Morbihan, petit guide géologique pour tous*. Biotope, Mèze, 96 p.
- Jégouzo P., Peucat J.-J. et Audren, C., 1986. Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bulletin de la Société Géologique de France* (8) II, 839-848.
- Jolivet L., Faccenna C., Huet B., *et al.*, 2013. Aegean tectonics : Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, sous presse.
- Jonin M., 1981. *Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France)*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Brest, 319 p.
- Jonin M., 2008. Géodiversité en Bretagne. – Un patrimoine remarquable. *Les Cahiers Naturalistes en Bretagne* – SGMB, Biotope, Mèze, 160 p.
- Jonin M., 2011. *Géotourisme en Finistère, petit guide géologique pour tous*. Biotope, Mèze, 96 p.
- Jourdan F., Marzoli A., Bertrand H., Cosca M. et Fontignie D., 2003. The northernmost CAMP : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, petrology and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Kerforne dike, Brittany, France. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 136, 209-226.
- Judenherc S., Granet M., Brun J.-P., Poupinet G., Plomerova J., Mocquet A. et Achauer U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. *Tectonophysics* 358, 121-134.
- Judenherc S., Granet M., Brun J.-P. et Poupinet G., 2003. The Hercynian collision in the Armorican Massif : Evidence of different lithospheric domains inferred from tomography and anisotropy. *Bulletin de la Société Géologique de France* 174, 45-57.
- 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). Etude des processus de bréchification. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (D) 4, 1-67.
- Katzung G., 1961. Die Geröllführung des Lederschiefers (Ordovizium) an der SE-Flanke des Schwarburger Sattels (Thüringen). *Geologie* 10, 778-802.
- Katzung G., 1999. Records of the Late Ordovician glaciation from Thuringia, Germany. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 150, 595-617.
- Kerforne F., 1901. *Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon (Finistère)*. Imprimerie Simon, Rennes, 234p.
- Klein C., 1970. L'élaboration de la surface post-hercynienne en Armorique. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-270, 2418-2421.
- Križ J. et Paris F., 1982. Ludlovian, Pridolian and Lochkovian in la Meignanne (Massif armoricain) : biostratigraphy and correlations based on Bivalvia and Chitinozoa. *Geobios* 15? 391-421.
- Lacroix A., 1891. Etude pétrographique des éclogites de la Loire-Inférieure. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* I, 81-114.
- Lahaye Y., Blais S., Auvray B. et Ruffet G., 1995. Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 601-612.
- Lahondère D., Chèvremont P., Béchenec F., Bouton P., Godard G., Stussi J.-M., avec la collaboration de Viaud J.-M., Roy C., Cocherie A. et Rebay G., 2009. *Notice explicative carte géologique de France à 1:50000, feuille Palluau (535)*. BRGM, Orléans, 176 p.
- Lardeux H., 1996. *Guides géologiques régionaux : Bretagne*. Masson, Paris, 224 p. (3^{ème} édition)
- Lardeux H., Becq-Giraudon J.-F., Baillat A., Beaulieu G., David J., Lardeux F. et Régnauld S., 2008. Trilobites et brachiopodes des « Schistes à *Dicellograptus* » de la carrière de Châteaupanne (Ordovicien supérieur, sud-est du Massif armoricain). *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* 30, 63-79.
- Le Corre C. et Chauvel J.-J., 1969. Etude des relations entre le Briovérien et le Paléozoïque dans la Presqu'île de Crozon. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (C) I, 85-92.
- Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M. et Robardet M., 1991. Le Massif armoricain. *Sciences Géologiques Bulletin*, 44, 31-103.
- Ledru P., Marot A. et Herrouin Y., 1986. Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre-armoricain. Découvert de metabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-303, 963-968.
- Lefort J.-P., 1977. Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. *Mémoires de la Société Géologique de France* 130, 68 p.
- Le Gall J., 1993. Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). *Mémoires de Géosciences Rennes* 52, 370 p.
- Le Gall J., 1999. Les dolérites et basaltes tholéïtiques varisques du domaine nord-armoricain. *Géologie de la France* 1999 (4), 3-26.
- Le Gall J., Doré F., Gresselin F. et Pareyn C., 1989. Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemple des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin. *Annales de la Société Géologique du Nord* CVIII, 25-33.
- Le Goff E., P. Guennoc, B. Hallegouët, P. Lebreton et E. Thomas, 2009. *Notice explicative de la carte géolo-*

- gique de la France au 1:50000, feuille Saint-Malo (207)*, BRGM, Orléans, 200 p.
- Le Hébel F., Fourcade S., Gapais D., Marignac C., Capdevila R. et Martineau F., 2000. Fluid-assisted spreading of thickened continental crust: Preliminary data from the Variscan Belt of South Brittany. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70, 561-564.
- Le Hébel F., Vidal O., Kiénast J.R. et Gapais D., 2002a. Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne Varisque. *Comptes Rendus Geoscience* 334, 205-211.
- Le Hébel F., Gapais D., Fourcade S. et Capdevila, R., 2002b. Fluid-assisted large strains in a crustal-scale décollement (Hercynian belt of South Brittany, France). In " Deformation mechanisms, rheology and tectonics: current status and future perspectives" (De Meer, S., Drury M.S., De Bresser J.H.P. and Pennock G.M., eds). *Geological Society of London Special Publication* 200, 85-101.
- Le Hébel F., Fourcade S., Boiron M.-C., Cathelineau M., Capdevila R. et Gapais, D., 2007. Fluid history during deep burial and exhumation of oil-bearing volcanics, Hercynian belt of southern Brittany, France. *American Journal of Science* 307, 1096-1125.
- Le Maître D., 1934. Etudes sur la faune des calcaires dévoniens du bassin d'Ancenis (calcaire de Chaudfonds et calcaire de Chalennes, Maine-et-Loire). *Mémoires de la Société Géologique du Nord* XII, 1-267.
- Le Maître D., 1937. Étude de la faune corallienne des calcaires givétiens de la Ville-Dé d'Ardin (Deux-Sèvres). *Bulletin de la Société géologique de France* (5) VII, 105-128.
- L'Homer A. et Pareyn C., 1989. Le bassin permien de Carentan. In « Synthèse des bassins permien français », *Mémoires du BRGM*, 128, 24-36.
- Loi A., Ghienne J.-F., Dabard M.-P., Paris F., Botquelen A., Christ N., Elaouad-Debbaj Z., Gorini A., Vidal M., Videt B. et Destombes J., 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude strom-dominated shelf-succession : The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 296, 332-358.
- Long D.G.F., 1991. A non-glacial origin for the Ordovician (Middle Caradocian) Cosquer Formation, Verzar'h, Crozon Peninsula, Brittany, France. *Geological Journal* 26, 279-293.
- MacEachern J.A., Pemberton S.G., Gingras M.K. et Bann K.L., 2010. Ichnology and facies models. In "Facies models 4" (James N.P. et Dalrymple R.W. eds), *Geotext* 6, *Geological Association of Canada*, p.19-58.
- Marcoux E., Cocherie A., Ruffet G., Darboux J.-R. et Guerrot C., 2009. Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France). *Géologie de la France* 2009 (1), 17-37.
- Martelet G., Calcagno P., Gumiaux C., Truffert C., Bitri A., Gapais D. et Brun J.-P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* 382, 117-128.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J., 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia : Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology* 25, 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez Barreiro, P., González Cuadra, Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, S., Sánchez-Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual F.J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the Variscan belt. *Geological Society of America Memoirs* 200, 403-423.
- Mary G. et Le Gall J., 1985. Le Dinantien basal du flanc Nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica* I, 155-163.

- Mathieu G., 1936. Sur l'âge givétien des marbres de la Ville-Dé-d'Ardin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 202, 1523-1525.
- Mathieu G., 1937a. *Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne*. Doctorat Etat, Lille, 2 vol. (321 et 92 p).
- Mathieu G., 1937b. Le gisement et la faune des marbres givétiens de la Ville-Dé-d'Ardin (Deux-Sèvres). *Bulletin de la Société géologique de France* (5) VII, 91-104.
- Matte P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.
- Matte P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309-337.
- Matte P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : a review. *Terra Nova* 13, 117-121.
- Matte P., 2007. Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of the lineations. *Geological Society of America Memoir* 200, xx-xx.
- Matte P. et Hirn A., 1988. Seismic signature and tectonic cross-section of the Variscan crust in western France. *Tectonics* 7, 141-155.
- Mauler A., Godard G. et Kunze K., 2001. Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes. *Tectonophysics* 342, 81-112.
- Maurel O., Monié P., Respaut J.-P., Leyreloup A.F. et Maluski H., 2003. Pre-metamorphic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France). *Chemical Geology* 193, 195-214.
- McKerrow W.S. et Cocks L.R.M., 1986. Oceans, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the lapetus Ocean. *Journal of the Geological Society of London* 143, 185-191.
- McKerrow W.S. et Cocks L.R.M., 1995. The use of biogeography in the terrane assembly of the Variscan belt of Europe. *Studia Geophysica et Geodetica* 39, 269-275.
- Melou M., 1987. Découverte de *Hirnantia sagittifera* (M'Coy, 1851) (Orthida, Brachiopoda) dans l'Ordovicien supérieur (Asgillien) de l'extrémité occidentale du Massif armoricain. *Geobios* 20, 679-685.
- Melou 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, 539-579.
- Ménard G. et Molnar P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a Late European Basin and Range Province. *Nature* 334, 235-237.
- Montigny R. et Allègre C., 1974. A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-279, 543-545.
- Moore G.T., Hayashida D.N. et Ross C.A., 1993. Late Early Silurian (Wenlockian) general circulation model-generated upwelling, graptolite black shales, and organic-rich source rocks – An accident of plate tectonics? *Geology* 21, 17-20.
- Morzadec P. et Strel M., 1980. Remaniement de spores dévoniennes dans le Famennien de la rade de Brest (France). *Geobios* 13, 115-119.
- Nance R.D. et Murphy J.B., 1994. Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 22, 617-620.

- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17, 194-222.
- Noblet C., 1984. *La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès Armoricaïn et ses équivalents*. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Rennes, 138 p.
- Noël E., 1885. Sur la faune des galets du Grès vosgien. *Bulletin des Séances de la Société des Sciences de Nancy* III – VI (III), 43-76 (2 pl.)
- Paquette J.-L., 1987. Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne varisque et chaîne alpine. *Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles* 14, 189 p.
- Paquette J.-L., Marchand, J. et Peucat J.-J., 1984. Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale) ? Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7) XXV, 907-912.
- Paquette J.-L., J.-J. Peucat, J. Bernard-Griffiths, J. Marchand, 1985. Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chemical Geology* 52, 203-216.
- Paquette J.-L., Balé P., Ballèvre M. et Georget Y., 1987. Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricaïn. *Bulletin de Minéralogie* 110, 683-696.
- Paquette J.-L., Monchoux P. et Couturié M., 1995. Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta* 59, 1611-1623.
- Pareyn C., 1954. Le bassin houiller de Litrzy. *Publications du BRGM*, Ministère de l'Industrie et du Commerce, 14, 132 p.
- 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, 496 p.
- Paris F. et Robardet M., 1977. Paléogéographie et relations ibéro-armoricaïnes au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7) XIX, 1121-1126.
- Paris F., Pelhâte A. et Weyant M., 1981. Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, coupe de Lostmarc'h (Finistère, Massif armoricaïn) : conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* (C) XIII, 15-36.
- Paris F., Robardet M. et Dabard M.-P., 1986. Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricaïn dans leur contexte nord gondwanien. *Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 110, 259-275.
- Pelhâte-Péron A., 1971. Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif armoricaïn. Stratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 15, 315 p.
- Percevault M.N. et Cobbold P.R., 1982. Mathematical removal of regional ductile strains in Central Brittany: evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics* 82, 317-328.
- Perriaux J., 1961. Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine* 18, 236p.
- Perroud H. et van der Voo R., 1985. Paleomagnetism of the late Ordovician Thouars massif, Vendée province, France. *Journal of Geophysical Research* 90, 4611-4625.

- Perroud H., Bonhommet N. et Thebault J.-P., 1986a. Palaeomagnetism of the Ordovician Moulin de Chateaupanne Formation, Vendée, western France. *Geophysical Journal of the Royal Society of Astronomy* 85, 573-582.
- Perroud H., Auvray B., Bonhommet N., Macé J. et van der Voo R., 1986b. Palaeomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerite dykes from northern Brittany. *Geophysical Journal of the Royal Society of Astronomy* 87, 143-157.
- Peucat J.-J., 1986. Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatic gneisses from the Saint-Malo Massif, NE Brittany, France. *Geological Society of London Bulletin* 143, 875-885.
- Peucat J.-J., Le Métour J. et Audren C., 1978. Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7) XX, 163-167.
- Peucat J.-J., Vidal P., Godard G., Postaire B., 1982. Precambrian U-Pb zircon dating of eclogites, garnet pyroxenites and associated serpentinites from the Hercynian Belt of the western part of France. *Earth and Planetary Science Letters* 60, 70-78.
- Peucat J.-J., Paris F. et Chalet M., 1986. U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (western France). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 59, 133-142.
- Philippon M., Brun J.-P. et Gueydan F., 2009. Kinematic records of subduction and exhumation in the Île de Groix blueschists (Hercynian belt ; Western France). *Journal of Structural Geology* 31, 1308-1321.
- Philippot A., 1950. Les Graptolites du Massif armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. *Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* VIII, 296 p.
- Piçarra J.M., Robardet M., Bourahrouh A., Paris F., Pereira Z., Le Menn J., Gourvenec R., Oliveira T. et Lardeux H., 2002. Le passage Ordovicien-Silurien et la partie inférieure du Silurien (Sud-Est du Massif armoricain, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 1177-1183.
- Piçarra J.M., Robardet M., Oliveira J.T., Paris F. et Lardeux H., 2009. Graptolite faunas of the Llandovery « phtanites » at Les Fresnaies (Chalonnnes-sur-Loire, southeastern Armorican Massif) : Palaeontology and biostratigraphy. *Bulletin of Geosciences* 84, 41-50.
- Pillet J., 1990. Les faunes trilobitiques de l'Ordovicien supérieur en Anjou. *Mémoires de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Anjou* 8, 23 p.
- Pillet J., Gutiérrez-Marco J.C. et Beaulieu G., 1997. Présence de graptolites dans l'horizon nodulifère supérieur des schistes d'Angers (Ordovicien du sud-est du Massif armoricain). *Geobios* 20, 423-431.
- Pin C. et Peucat J.-J., 1986. Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* (8) II, 461-469.
- Pitra P., Ballèvre M. et Ruffet G., 2010. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *Journal of Metamorphic Geology* 28, 183-208.
- Plaine J. et Jégouzo P., 2012. *Géotourisme en Ille-et-Vilaine, petit guide géologique pour tous*. Biotope, Méze, 96 p.
- Plusquellec Y., avec la collaboration de Chauvel J.-J., Darboux J.-R., Gourvenec R., Hallégouët B., Le Hérissé A., Morzadec P., Paris F. et Vidal M. (2010). *Curiosités géologiques de la Presqu'île de Crozon*. BRGM-Apogée, Orléans-Rennes, 110 p.
- Robardet M., 2002. Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic palaeobiogeographical constraints. *Geological Society of America Special Paper* 364, 1-15.

- Robardet M., 2003. The Armorica "microplate": fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 195, 125-148.
- Robardet M., Bonjour J.-L., Paris F., Morzadec P. et Racheboeuf P.R., 1994. Ordovician, Silurian and Devonian of the Medio-North-Armorican domain. In « Pre-Mesozoic Geology in France and related areas », Keppie J.D. ed., Springer Verlag, Berlin, p. 142-151.
- Robardet M. et Doré F., 1988. The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glacio-marine deposits. *Palaeogeography Palaeoecology Palaeoclimatology* 66, 19-31.
- Rolet J., 1984. Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décorchement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain, *Annales de la Société Géologique du Nord* CIII, 209-220.
- Rolin P. et Colchen M., 2001. Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France* 2001(1-2), 87-116.
- Rolin P., Marquer D., Colchen M., Cartannaz C., Cocherie A., Thiéry V., Quenardel J.-M. et Rossi P., 2009. Famenco-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricain and French Massif Central). *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 231-246.
- Ruffell A.H., Holliday D.W. et Smith D.B., 2006. Permian: arid basins and hypersaline seas. In "The geology of England and Wales" (Brenchley P.J. et Rawson P.F. eds), Geological Society of London, p. 269-293.
- Samson S.D. et D'Lemos R., 1998. U-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of Proterozoic gneisses, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society of London* 155, 609-618.
- Schulz B., Krenn E., Finger F., Brätz H., Klemd R., 2007. Cadomian and Variscan metamorphic events in the Léon domain (Armorican Massif, France): P-T data and EMP monazite dating. In "The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision" (U. Linneman, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf eds), Geological Society of America Special Paper 423, 267-285.
- Scrivener R.C., 2006. Cornubian granites and mineralization of SW England. In "The geology of England and Wales" (Brenchley P.J. et Rawson P.F. eds), Geological Society of London, p. 257-267.
- Sendino C. Taylor P.D. et van Iken H., 2012. *Metaconularia? pyramidata* (Bronn, 1837): a scyphozoan from the Ordovician of Normandy, France, recorded for the first time as a reworked fossil in the Triassic of Devon, England. *Geodiversitas* 34, 283-296.
- Shail R.K. et Leveridge B.E., 2009. The Rheohercynian passive margin of SW England: Development, inversion and extensional reactivation. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 140-155.
- Shelley D. et Bossière G., 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology* 22, 757-776.
- Shelley D. et Bossière G., 2001. The Ancenis Terrane: an exotic duplex in the Hercynian belt of Armorica, western France. *Journal of Structural Geology* 23, 1597-1614.
- Sichler B. et Perrin M., 1993. New early Jurassic paleopole from France and Jurassic apparent polar wander path. *Earth and Planetary Science Letters* 115, 13-27.
- Smith S.A., 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream : the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sedimentary Geology* 67, 199-219.
- Smith S.A. et Edwards R.A., 1991. Regional sedimentological variations in Lower Triassic fluvial conglomerates (Budleigh Salterton Pebble Beds), southwest England: some implications for palaeogeography and basin evolution. *Geological Journal* 26, 65-83.

- Strullu-Derrien C., Ducassou C., Ballèvre M., Dabard M.-P., Gerrienne P., Lardeux H., Le Hérisse A., Robin C., Steemans P. et Strullu D.-G., 2010. The early land plants from the Armorican Massif : sedimentological and palynological considerations on age and environment. *Geological Magazine* 147, 830-843.
- Suire P., Dabard M.-P. et Chauvel J.-J., 1991. Nouvelles données sur les séries rouges nord-armoricaines : étude du bassin ordovicien de Bréhec. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-312, 721-727.
- Tait J., 1999. New Early Devonian paleomagnetic data from NW France : Paleogeography and implications for the Armorican microplate hypothesis. *Journal of Geophysical Research* 104, 2831-2839.
- Tartèse R. et Boulvais P., 2010. Differentiation of peraluminous granites « en route » to the surface. *Lithos* 114, 353-368.
- Tartèse R., Poujol M., Ruffet G., Boulvais P., Yamato P. et Košler J., 2011a. New U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic garnite (Armorican Massif, France). *Comptes Rendus Geoscience* 343, 443-453.
- Tartèse R., Ruffet G., Poujol M., Boulvais P. et Ireland T.R., 2011b. Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers : a story of fluids. *Terra Nova* 23, 390-398.
- Tartèse R., Boulvais P., Poujol M., Chevalier T., Paquette J.-L., Ireland T.R. et Deloule E., 2012. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water-rock interaction processes. *Journal of Geodynamics* 56-57, 86-107.
- Ters M., 1970. Découverte d'un gisement de Graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la « série de Bréti-grolles » (Vendée). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-271, 1060-1063.
- Ters M., 1976. Métamorphisme et plissement dans le Sud-Est du Massif armoricain. Les phases éo-dévonniennes. *Réunion Annuelle des sciences de la Terre*, IV (Paris, 13-16 avril 1976), p. 374.
- Ters M., 1979. Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen. Stratigraphie et structure. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* I-4, 293-301.
- Ters M., 1985. Découverte d'une orogénèse viséenne, succédant à une orogénèse éo-dévonienne, en Vendée littorale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-300, 969-974.
- Ters M. et Viaud J.-M., 1983. *Notice explicative de la feuille Challans à 1/50000*. BRGM, Orléans, 99p.
- Ters M. et Viaud J.-M., 1987. *Notice explicative de la feuille St-Gilles-Croix-de-Vie à 1/50000*. BRGM, Orléans, 136 p.
- Thiéblemont D. et Cabanis B., 1986. Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type « MORB » dans la formation paléo-volcanique de la Meilleraie, Vendée, France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-302, 641-646.
- Thiéblemont D., Guerrot C., Le Métour J. et Jézéquel P., 2001. Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France* 2001(1-2), 3-17.
- Trautmann F., Becq-Giraudin J.-F. et Carn A., 1994. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Janzé (353)*. BRGM, Orléans, 78p.
- Tréguier J., 2010. Histoire géologique de la Mayenne. *Errance*, Paris, 360 p.
- Truffert C., Gumiaux C., Chantraine J., Perrin J., Galdeano A., Gapais D., Ballèvre M., Asfirane F., Guennoc P. et Brun J.-P., 2001. Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance 3D Armor 2). Magnétisme et radiométrie spectrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-333, 263-270.

- Turrillot P., Augier R. et Faure M., 2009. The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 247-261.
- Turrillot P., Augier R., Monié P. et Faure M., 2011a. Late orogenic exhumation of the Variscan high-grade units (South Armorican Domain, western France), combined structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints. *Tectonics* 30, TC 5007.
- Turrillot P., Faure M., Martelet G., Chen Y. et Augier R., 2011b. Pluton-dyke relationships in a Variscan granitic complex from AMS and gravity modelling. Inception of the extensional tectonism in the South Armorican Domain. *Journal of Structural Geology* 33, 1681-1698.
- Vauchez, A., Maillet, D., Sougy, J., 1987. Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *Journal of structural Geology* 9, 31-40.
- Vera J.A. (editor), 2004. *Geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España -Sociedad Geológica de España, Madrid-Salamanca, 884p.
- Vernhet Y., Pivette B., avec la collaboration de Chèvremont P. et Bourdillon C., 2010. *Notice explicative de la carte géologique de France au 1:50000, feuille Craon (390)*. BRGM, Orléans, 180 p.
- Vidal M., Dabard M.-P., Gourvenec R., Le Hérissé A., Loi A., Paris F., Plusquellec Y. et Racheboeuf P.R., 2011. Le Paléozoïque de la presqu'île de Crozon, Massif armoricain (France). *Géologie de la France 2011* (1), 3-45.
- Videt B., Paris F., Rubino J.-L., Boumendjel K., Dabard M.-P., Loi A., Ghienne J.-F., Marante A. et Gorini A., 2010. Biostratigraphical calibration of third order Ordovician sequences on the northern Gondwana platform. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 296, 359-375.
- Villas E., Vennin E., Alvaro J.-J., Hammann W., Herrera Z.A. et Piovano E.L., 2002. The late Ordovician carbonate sedimentation as a major triggering factor of the Hirnantian glaciation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, 569-578.
- Vuillemin C., 1990. Les Tétracoralliaires (Rugosa) du Carbonifère inférieur du Massif armoricain (France). *CNRS (Cahiers de Paléontologie)*, Paris, 171 p.
- Weyant M., Doré F., Le Gall J. et Poncet J., 1977. Un épisode calcaire asghillien dans l'Est du Massif armoricain : incidence sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-284, 1147-1149.
- Wurster P., 1968. Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. *Eclogae Geologicae Helveticae* 61, 157-166.
- Wyns R., 1979. Découverte de graptolithes dans les séricitoschistes associés aux phtanites du synclinorium de Chantonay (Vendée) [ex-Briovérien] : conséquences stratigraphiques et structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* D-288, 477-480.
- Wyns R., Lardeux H. et Weyant M., 1989. Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonay, Vendée). Conséquence sur l'évolution géodynamique de la Vendée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* II-308, 855-860.