

4. Est de l'Anse de Porz Milin

On retrouve ici l'orthogneiss de Brest. Il est recoupé par de nombreux filons de quartz qui ont accompagné la mise en place de la granodiorite de Trégana.



Orthogneiss de Brest

Examinés attentivement, on constate que ces filons sont eux-mêmes cisailés dans le plan de la foliation de l'orthogneiss de Brest. Des filonnets de quartz peuvent également présenter une fine crénulation parallèle à cette foliation.



Cisaillement dans le filon de quartz

Cela implique que l'orthogneissification du protolithe de l'orthogneiss de Brest et la mise en place de la granodiorite de Trégana sont des événements à peu près contemporains.

En effet, si la granodiorite de Trégana avait été postérieure à cette orthogneissification, les filons de quartz auraient été franchement sécants par rapport à la foliation de l'orthogneiss.

Inversement, si la granodiorite s'était mise en place avant l'orthogneissification, elle aurait été largement affectée par cette dernière, les filons auraient été plissés, étirés ; ils se présenteraient aujourd'hui avec des flancs laminés et des charnières gonflées, ce qui n'est pas le cas.

La chronologie précédente s'affine !

1. Age du protolithe granodioritique à l'origine de l'orthogneiss de Brest : -504 ± 15 Ma soit Cambrien moyen, certainement mis en place dans du matériel plus vieux : les schistes de l'Elorn (Briovérien).
2. Orthogneissification du protolithe granodioritique de Brest vers -340 Ma soit au Viséen, les schistes de l'Elorn étant transformés en paragneiss.
3. Mise en place de la granodiorite de Trégana juste après, en fin d'orthogneissification, l'orthogneiss de Brest étant encore ductile.
4. Au Lias, à -190 Ma, injection des filons de dolérite selon la direction de la faille de Kerforne marquant le début de la dislocation de la Pangée et la formation de l'Atlantique Central.

Arrêt 2 - Trez Hir - Gneiss et micaschistes

En longeant la grande plage, on retrouve une alternance d'affleurements d'orthogneiss de Brest et de granodiorite de Trégana, preuve que ce dernier massif a produit de nombreuses apophyses.



Contact orthogneiss de Brest (à gauche) - granodiorite leucocrate de Trégana (à droite)

Au tout début de la plage, des blocs d'orthogneiss renferment des enclaves de matériel finement lité.



Orthogneiss de Brest renfermant une enclave ou xénolithe de matériel plissé et folié (relique du protolithe ?)

Ce matériel pourrait représenter le protolithe de l'orthogneiss, non digéré, d'âge Cambrien moyen.

L'apophyse de granodiorite de Trégana rencontrée un peu plus loin (voir photo ci-dessous) englobe à son tour de nombreuses enclaves d'orthogneiss de Brest.



Apophyse de granodiorite de Trégana en forme de filon dans l'orthogneiss de Brest

Pourquoi des enclaves d'orthogneiss à la fois nombreuses et de grande taille dans ce filon ?

Tout simplement parce que l'apophyse est d'importance limitée en volume ; elle ne contenait pas, lorsqu'elle était sous la forme de magma, suffisamment de chaleur pour fondre tout l'orthogneiss qu'elle a englobé.

Arrêt 3 - Plage de Porz Liogan – Micaschistes et gneiss du Conquet - Complexe gabbroïque

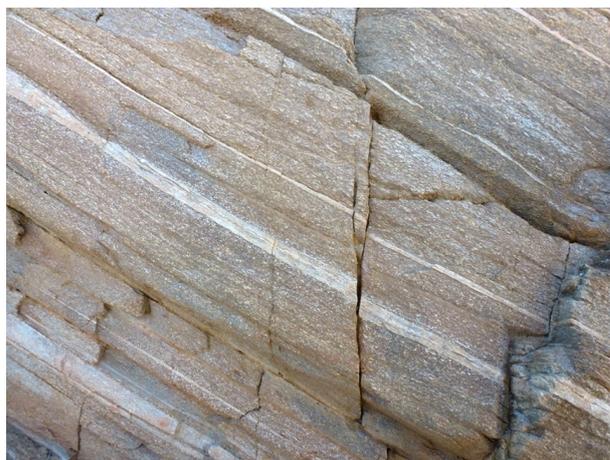
Âge du métamorphisme des micaschistes et gneiss du Conquet : autour de -338 Ma soit Viséen

Âge des amphibolites (= métagabbros) de Porz-Liogan : autour de -478 Ma soit Ordovicien inférieur (Floien)

1. La Formation du Conquet

La formation du Conquet (micaschistes et gneiss) affleure bien au Nord de la plage.

On peut y observer une alternance de niveaux gneissiques souvent altérés, admettant quelques intercalations très fines de quartzite, et de niveaux schisteux pentés vers le Sud.



Niveau gneissique (leptynite) avec filonnets de quartzite

Les niveaux schisteux renferment des cristaux de grenat almandin.

La répartition de ces grenats est hétérogène. Dans certains de ces niveaux, ils sont petits et très nombreux ; dans d'autres, plutôt rares mais alors de grande taille (de l'ordre du cm).



Niveau à très nombreux grenats de petite taille



Niveau à gros grenats

Ces gros grenats apparaissent nettement étirés en amande avec des ombres de pression légèrement dissymétriques qui impliquent que la roche a subi un cisaillement vers le Nord (voir photo ci-dessous).



Document M. Faure, C. Sommers, J. Melleton, A. Cocherie et O. Lautout -2009

Cela se vérifie un peu plus au Nord et à plus grande échelle, en falaise, où l'on peut voir de très beaux et importants filons de quartz fortement boudinés.



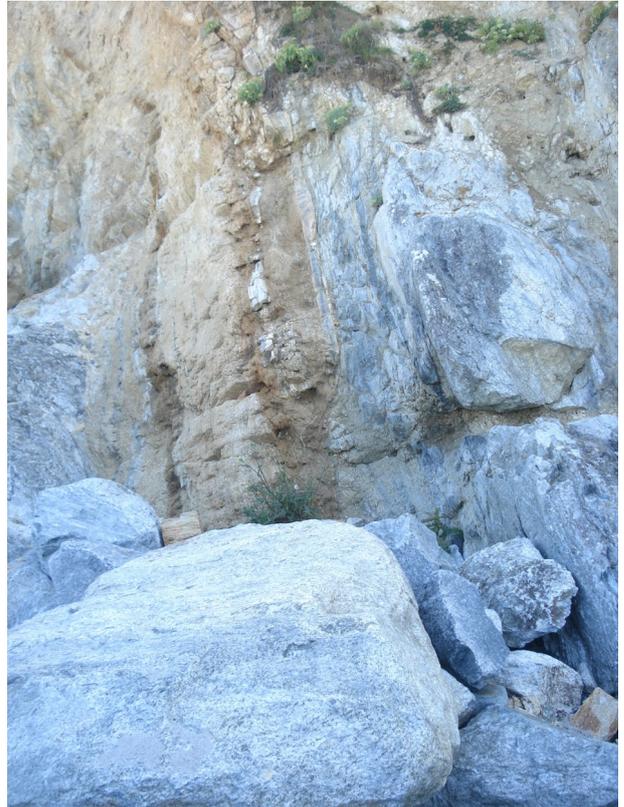
Boudin de quartz asymétrique indiquant un cisaillement vers le Nord

2. Le Complexe gabbroïque de Porz-Liogan

Au Sud de la plage, affleure un autre ensemble constitué par une roche métamorphique basique, foliée avec alternance de lits très clairs et de lits plus sombres.

Les lits clairs sont constitués de plagioclase (bytownite ou labrador) et les lits sombres d'amphibole (hornblende).

Il s'agit d'un métagabbro (encore dénommé amphibolite). Son faciès, à la taille du grain près, ressemble beaucoup à celui du Chenaillet (Hautes-Alpes).



Affleurement de métagabbro

Le pendage est toujours vers le Sud mais plus redressé. Des figures de cisaillement y sont également visibles. Et ceci à toutes les échelles.



Débit en amande sur la falaise



Nature des protolithes

Les niveaux gneissiques du Nord de la plage pourraient provenir par métamorphisme de lames d'orthogneiss ou de dépôts volcano-sédimentaires acides de type rhyolitique intégrés dans les micaschistes.

Les micaschistes à grenat almandin (et à staurotide, ce que nous verrons à l'arrêt suivant), minéraux riches en aluminium et en fer, dérivent de sédiments argileux. Ce sont des métapélites.

Les protolithes des gneiss et des micaschistes n'ont pas été datés ; ils pourraient être contemporains des protolithes des orthogneiss de Brest, d'âge Briovérien et Cambrien.

En revanche, leur métamorphisme dans le faciès amphibolite (apparition du grenat et de la staurotide) a été daté à -338 ± 5 Ma soit Viséen.

Quant aux métagabbros, comme leur nom l'indique, ce sont d'anciens gabbros très certainement issus de la cristallisation d'un magma basaltique dans une chambre magmatique.

Les dernières études publiées donnent à ces gabbros un âge Ordovicien à -478 ± 4 Ma.

Contexte géodynamique

Ces métagabbros situés au sein des micaschistes et gneiss du Conquet peuvent faire penser à une croûte océanique bien qu'aucune donnée géochimique actuelle n'ait établi formellement qu'ils soient de type MORB.

Dans l'hypothèse d'une croûte océanique, celle-ci n'aurait pas subducté puisque les métagabbros présentent le faciès amphibolite. Ils n'ont pas été métamorphisés en écolites (métamorphisme de HP-BT).

Le complexe gabbroïque de Porz-Liogan pourrait alors représenter un lambeau de croûte océanique obductée comme au Chenaillet.

Mais ailleurs dans le Léon, plus précisément dans la Formation des micaschistes de Penzé considérée comme équivalente de celle du Conquet, on trouve des écolites qui sont donc interprétées, en toute logique, comme des reliques de la même croûte océanique mais qui a subducté.

Ces écolites représenteraient la suture ophiolitique d'un océan : l'Océan du Conquet-Penzé. Cet Océan aurait isolé dès l'Ordovicien la micro-plaque ou Bloc du Léon du Domaine Armoricaïn.

Puis au cours de l'orogénèse hercynienne, il aurait disparu par subduction ; des lambeaux de sa croûte auraient cependant échappé à cet « englobement », par obduction, par charriage accompagné de cisaillements et de boudinage.

Les métagabbros et les écolites se présentent aujourd'hui sous la forme de lentilles, de boudins dispersés, emballés dans les micaschistes et gneiss de la Formation du Conquet (métamorphisme d'âge Viséen).

Comment expliquer cette association métagabbros - micaschistes et gneiss du Conquet ?

L'hypothèse la plus probable est que la croûte océanique de l'Océan du Conquet-Penzé, en subductant, a entraîné derrière elle un morceau de marge continentale recouverte de sédiments divers (pélites, grès, rhyolites, dépôts volcano-sédimentaires...). Puis les gabbros de la croûte océanique ont atteint les conditions de HP-BT qui les ont transformés en écolites, et les sédiments de marge ont atteint des conditions de P et de T° moindres qui les ont métamorphisés dans le faciès amphibolite (MP-MT). Lors de la collision, le tout a été mélangé dans le chenal de subduction par le jeu de cisaillements et exhumé.

Au cours de cette exhumation, écolites et Formation du Conquet ont connu la même histoire métamorphique (métamorphisme rétrograde).

Arrêt 4 : La plage de Portez (au Sud du port du Conquet) - Les micaschistes et gneiss du Conquet et la granodiorite de la Pointe des Renards

1. Les micaschistes et gneiss du Conquet

On retrouve la Formation des gneiss et micaschistes du Conquet avec des alternances de niveaux gneissiques et de niveaux schisteux.

La falaise ci-dessous montre nettement une alternance de bandes plus ou moins verticales. Ces bandes sont soit brillantes soit mates.



Détail de la photo précédente

Cette alternance est un héritage de l'ancienne stratification sédimentaire : les niveaux brillants sont plus argileux, plus pélitiques que les niveaux mats, davantage gréseux.

Les niveaux argileux sont riches en mica blanc, en grenat almandin rouge comme à l'arrêt précédent et aussi en staurotide.

Les niveaux gréseux, en revanche, ne contiennent pas ces minéraux.

Grenat et staurotide se développent donc préférentiellement dans les niveaux pélitiques ce qui n'a rien d'étonnant puisque ces minéraux sont riches en aluminium tout comme les pélites.



Cristaux de staurotide en forme de baguette noire

Précisions sur les conditions du métamorphisme ayant affecté la Formation du Conquet

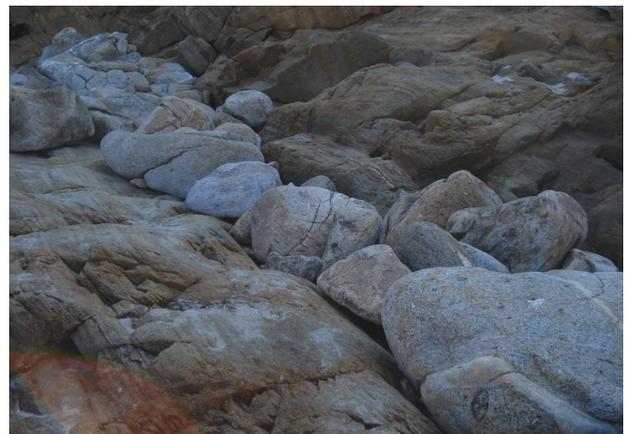
Les paragenèses minérales ont permis de contraindre les conditions de pression et de température, pour le pic de métamorphisme, à $T = 600 \pm 50^\circ\text{C}$ et $P = 4$ et 8 kb (ce qui correspond à des profondeurs comprises entre 12 et 25 km).

On est dans le faciès des amphibolites. Il a été montré, à l'aide de la microsonde électronique, que les grenats changent de composition au cours de leur croissance, en particulier que la concentration en manganèse augmente du cœur vers la périphérie, traduisant une élévation de pression et de température lors de ce métamorphisme.

Cette transformation prograde est à mettre en relation avec l'enfouissement par subduction de la Formation du Conquet.

2. La granodiorite de la Pointe des Renards

Dans la partie Sud de la plage de Portez, de gros blocs accumulés en bas de la falaise sont bien visibles. Ils proviennent de la Pointe des Renards et reposent sur une roche métamorphique dont la foliation présente un assez fort pendage.



Ces blocs permettent d'examiner dans de bonnes conditions la granodiorite de la Pointe des Renards située juste à côté mais d'accès difficile.

Il s'agit d'une roche de couleur sombre, grenue, à grain fin, constituée de quartz, de feldspath orthose, de plagioclases, de muscovite et de biotite.

Elle renferme de très nombreuses enclaves qui sont généralement des nodules de quartz, des enclaves surmicacées riches en biotite et des xénolithes de roches métamorphiques appartenant aux formations de l'encaissant (voir photos ci-dessous).



Les enclaves sont parfois si nombreuses que la granodiorite prend un aspect « poudinguiforme ».

Deux faciès peuvent être observés dans la granodiorite de la Pointe des Renards :

- un faciès massif à enclaves non déformées,
- et un faciès lité dans lequel même les enclaves ont été déformées.

Sur le terrain, on observe une diminution graduelle de la déformation en allant du Sud de la plage de Portez vers la Pointe des Renards où là, domine le faciès massif. Au-delà de la Pointe des Renards, en direction de Porz-Liogan (arrêt précédent), on pourrait voir au contraire une augmentation de la déformation de la granodiorite.

L'affleurement de la granodiorite de la Pointe des Renards, de forme lenticulaire (400 m de largeur pour une longueur n'excédant pas 2 km), est aujourd'hui interprété comme une intrusion en lame au sein de la Formation des micaschistes du Conquet. Seul, le cœur de cette intrusion serait resté massif, non déformé ; le faciès lité représenterait un faciès de bordure.

Age de la granodiorite de la Pointe des Renards

On l'a datée, par la méthode Rb/Sr, à -640 Ma donc du Précambrien. Sa mise en place serait par conséquent liée à l'orogénèse Cadomienne. Mais cet âge n'est pas du tout certain.

Si l'on admet, du fait de l'absence de foliation dans son cœur, que la granodiorite est intrusive dans la Formation du Conquet, alors elle aurait un âge relatif postérieur à cette formation et au métamorphisme régional qui l'a affectée, soit post-Viséen.

Mais elle pourrait être tout aussi bien antérieure à la Formation du Conquet puisque ses bordures ont été intensément déformées en présence d'eau ; seul, le cœur de la lentille aurait été préservé.

Ce serait vraisemblablement le cas ici.

Dans cette dernière hypothèse, la granodiorite de la Pointe des Renards, en accord avec la datation à -640 Ma, pourrait représenter un morceau de socle briovérien (socle de la Formation du Conquet) qui aurait été ramené à la surface lors de la fermeture de l'Océan du Conquet-Penzé ; ou ce serait un petit batholite mis en place à l'Ordovicien pendant la phase de rifting de ce même océan.

Remarque : Pour se rendre à l'arrêt 5 suivant, situé au Nord du Conquet, nous avons traversé toute la Formation des « Gneiss de Kerhornou ».

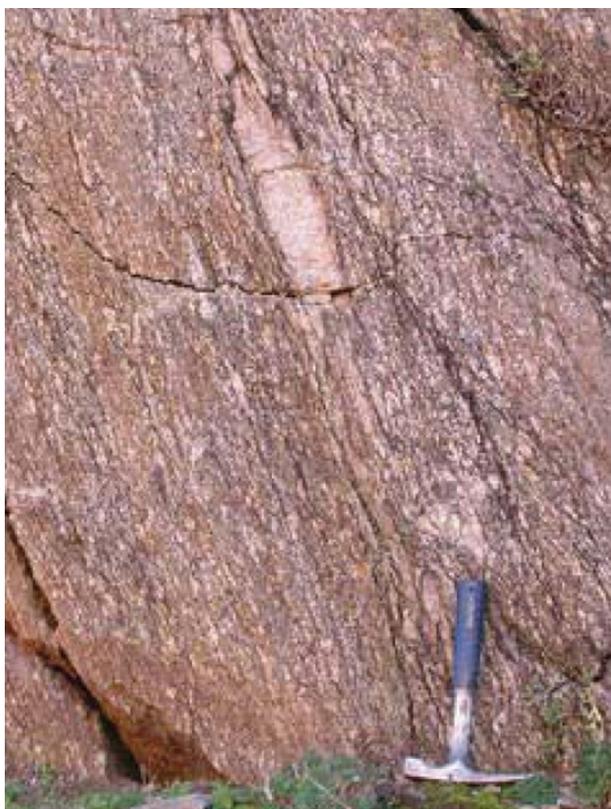
Quelques mots sur la Formation des « Gneiss de Kerhornou »

Rappel : C'est dans cette unité que se terminent les filons de dolérite de Porz Milin (**arrêt 1**).

Elle est constituée surtout de paragneiss dont la foliation est à pendage Sud, paragneiss qui seraient à rattacher aux gneiss de Lesneven.

Les gneiss de Kerhornou ne renferment pas de grenat et de staurotide. En revanche, ils montrent un très grand développement de la sillimanite qui va jusqu'à former des lentilles fusiformes de plusieurs dizaines de centimètres de long.

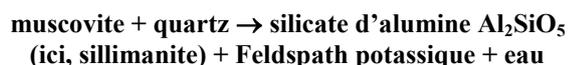
Fréquemment aussi, ces paragneiss passent insensiblement à des migmatites, preuve d'un début de fusion partielle (= anatexie). La granodiorite de la Pointe des Renards pourrait être le terme de cette fusion puisqu'on y a décelé la présence de la sillimanite.



Migmatite de Kerhornou

Document M. Faure, C. Sommers, J. Melleton, A. Cocherie et O. Lautout - 2009

La formation de la sillimanite et la fusion anatexique s'expliquent facilement par la réaction métamorphique bien connue dans les séries pélitiques :



Cette réaction génère de l'eau qui va abaisser le point de fusion commençante du paragneiss et permettre l'anatexie.

Par rapport aux micaschistes du Conquet à grenat et staurotide auxquels ils succèdent vers le Nord, les gneiss de Kerhornou enregistrent donc une nette croissance de l'intensité du métamorphisme : disparition de

la staurotide et du grenat, apparition de la sillimanite et début de fusion anatexique.

Arrêt 5 - Porz Tévigé - Granite à tourmaline et Migmatites de Plouarzel et Granite de Saint-Renan

Âge du granite de Saint-Renan : -321 ± 5 Ma (Serpukhovien)

Âge des migmatites de Plouarzel (ou de Kerhornou) et du granite d'anatexie : -327 ± 15 Ma

Cette partie de la côte est très complexe puisque de nombreuses formations se succèdent en moins de 5 km.

En se déplaçant du Nord vers le Sud et en débordant de part et d'autre de la plage de Porz Tévigé, on peut en effet rencontrer :

- des faciès de bordure du massif granitique de l'Aber Ildut
- de nombreux filons de granite à tourmaline (= granite de Plouarzel),
- les migmatites de Plouarzel,
- le granite de Saint-Renan,
- et enfin les gneiss de Kerhornou.

Au Sud de la plage, affleurent de nombreux filons ou apophyses du granite de Plouarzel à tourmaline abondante.



Granite à tourmaline de Plouarzel

A leur contact direct, viennent des migmatites qui affleurent ensuite, un peu plus au Sud, en panneaux, dans le granite de Saint-Renan.

Ces panneaux de migmatites représenteraient des morceaux du toit de l'encaissant : certainement la base migmatitique de la formation des Gneiss de Kerhornou que le granite de Saint-Renan a recoupée à l'emporte-pièce. Ces panneaux se seraient effondrés dans le granite de Saint-Renan au moment de sa mise en place.

Le granite de Saint-Renan s'est mis en place tardivement : il a été daté de -321 ± 5 Ma (Serpukhovien).



Contact granite à tourmaline de Plouarzel - migmatites

Quelques mots sur le granite de Saint-Renan

Le granite de Saint-Renan est fortement tectonisé.

Des bandes de mylonites subverticales peuvent être observées en falaise 2 km plus au Sud près de la pointe de Korsenn (ou Corsen).

Ces mylonites affleurent de l'Île Molène jusqu'à Ploumoguer et bien au-delà.

Cet accident tectonique majeur, qui prend en écharpe par le Sud tout le massif de Saint-Renan, est la traduction du fonctionnement d'une zone de cisaillement dextre au moment même de la mise en place du granite de Saint-Renan : le Cisaillement Nord-Armoricain (CNA).

La formation des nombreux filons de granite riche en tourmaline que l'on a observés aurait été favorisée par la circulation de fluides le long des plans de cisaillement.

Arrêt 6 - Melon - Granite de l'Aber Ildut et filons de minette

Âge du granite rose de l'Aber Ildut : 310 ± 15 Ma (Rb/Sr) soit Carbonifère supérieur (Bashkirien)

Âge de la minette : 272 ± 8 Ma (U/Pb) soit Permien inférieur (Kungurien)

Typiquement, le granite porphyroïde de l'Aber Ildut présente un faciès rouge à cause de la présence en grande quantité de gros cristaux roses de feldspath orthose.



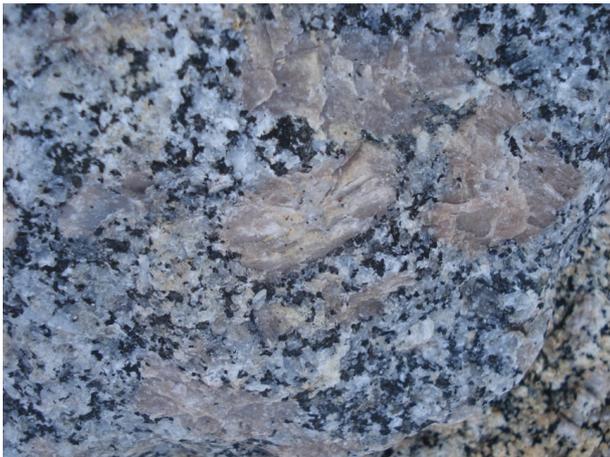
Granite porphyroïde rose de l'Aber Ildut

Ce faciès rouge, très esthétique, a été autrefois intensivement exploité dans la carrière littorale de Melon. Il a en particulier servi de socle à l'obélisque de la place de la Concorde à Paris.



Carrière littorale de Melon

Mais le granite peut aussi prendre un faciès porphyroïde plus blanc.



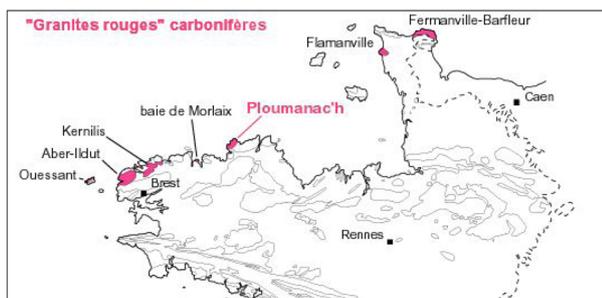
Granite porphyroïde « blanc » de l'Aber Ildut

Il peut aussi renfermer des enclaves magmatiques sombres riches en biotite et en cristaux de feldspath orientés, ce qui nuit bien évidemment à sa qualité.



Enclaves sombres de gneiss migmatitique dans le granite de l'Aber Ildut

A l'échelle de la Bretagne Nord, ce massif de granite rose de l'Aber Ildut n'est pas isolé. Il appartient à tout un ensemble de petits affleurements de granites rouges qui s'alignent depuis l'Ouest du Finistère (Ouessant, Aber Ildut) jusqu'au Nord du Cotentin (Flamanville, Barfleur) en passant par le Complexe de Ploumanac'h (voir Bulletin de l'AVG - 2012).



Les granites rouges du Carbonifère de Bretagne Nord

La richesse de ce granite en feldspath orthose en fait un granite alcalin et son âge un granite tardi-orogénique ou anorogénique.

Deux petits filons de minette le recoupent sur l'estran.



Filons de minette dans le granite de l'Aber Ildut

Attention ! Rien à voir avec la minette de Lorraine qui est un minerai de fer.

Ici, il s'agit d'une roche grise riche en grands cristaux brillants de biotite, minéral que l'on retrouve dans la pâte microcristalline en association avec du feldspath alcalin, du plagioclase, du quartz et de l'apatite.

C'est donc une roche hypovolcanique hyperpotassique voisine de la kersantite.

Un âge très jeune de -272 Ma a été obtenu sur ces filons non déformés.

Remarque : Cet âge est cependant sujet à discussion. En effet, les filons de minette présentent des bords lobés au contact de l'encaissant granitique, ce qui suggère que ce dernier était encore chaud, ductile quand les filons se sont mis en place. En conséquence, ils pourraient être alors très légèrement postérieurs au granite (fin Carbonifère) et non pas d'âge Permien.

Arrêt 7 - Poulsou - Granite de l'Aber Ildut à faciès orbiculaire

Le granite de l'Aber Ildut présente ici un très joli faciès à orbicules.

Les orbicules, dont le diamètre peut atteindre 10 cm, montrent, en coupe, des sections circulaires d'agrégats de feldspath, s'organisant autour d'un cœur lui-même feldspathique ou biotitique sombre.



Origine des roches grenues orbiculaires

L'hypothèse la plus fréquemment avancée est la suivante : ces roches proviendraient d'un liquide magmatique en **état de surfusion**, c'est-à-dire un liquide dont la température est inférieure à sa température de solidification. Mais cet état est métastable et transitoire.

Quand cet état métastable cesse, le magma se solidifierait soudainement autour des germes (ou nuclei) présents ; se formeraient ainsi des couches concentriques de cristaux à l'origine des orbicules.

Les deux animations (voir liens ci-dessous) illustrent bien ce qui se produit. Dans la première, l'eau en surfusion gèle au contact de la casserole, le métal de la casserole reproduisant les germes. Dans la seconde, c'est la pression (paramètre physique) créée par le choc qui l'induit.

<http://www.youtube.com/watch?v=rzmDJTGHaj8>
http://www.dailymotion.com/video/xx9k8t_la-chimie-facile-comment-glacer-de-l-eau-instantanement_tech

Remarque sur le granite de l'Aber Ildut dans le cisaillement Porspoder - Guissény

Dans cet accident, le granite de l'Aber Ildut est intensément déformé.

Parmi ces déformations, la plus évidente est la présence de surfaces verticales de type C/S caractéristiques d'un **cisaillement senestre**.

Par endroits, on observe d'étroites bandes (< 5 cm) parallèles aux structures C/S constituées de lamelles riches

en quartz. Il s'agit de couloirs de roches finement broyées, de mylonites, le long desquels s'est concentré le cisaillement, provoquant l'écrasement du granite et la cristallisation du quartz sous de très fortes contraintes.

Bilan - Le Domaine du Léon est un empilement de nappes

Aujourd'hui, le Domaine du Léon est interprété comme un **empilement de nappes déplacées du Sud vers le Nord** dans des conditions ductiles lors de l'orogénèse hercynienne.

Quand l'Océan du Conquet s'est formé à l'Ordovicien, il était bordé par deux marges : une marge méridionale appartenant au Domaine Centre-Armoricain et une marge septentrionale appartenant au Bloc du Léon.

Cet océan a ensuite disparu par subduction de la croûte océanique vers le Sud sous le Domaine Centre-Armoricain. La marge du Léon a été entraînée dans cette subduction.

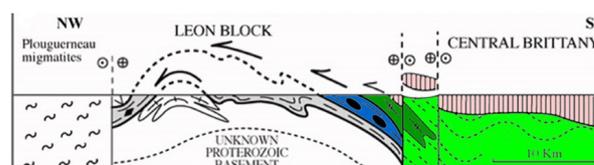
Lors de la collision, la croûte océanique subductée et métamorphisée en éclogites a été exhumée et s'est retrouvée pincée entre les deux marges, la marge méridionale chevauchante formant la nappe supérieure, la marge du Léon subduite, chevauchée, formant la nappe inférieure et la croûte océanique exhumée la nappe intermédiaire.

Il y a eu empilement de nappes ; c'est cet empilement qui a généré le relief.

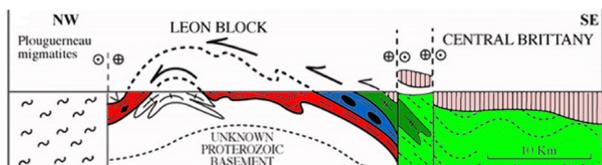
Dans cette hypothèse nappiste, la nappe supérieure serait donc constituée par le Domaine Centre-Armoricain à socle Protérozoïque formé par les gneiss de Brest, la nappe intermédiaire par le Complexe gabbroïque de Porz-Liogan à valeur de complexe ophiolitique, et la nappe inférieure par les Formations des micaschistes et gneiss du Conquet et des gneiss de Kerhornou.



Nappe supérieure (Gneiss de Brest) en vert et rose



Nappe intermédiaire
(Complexe gabbroïque de Porz-Liogan) en bleu

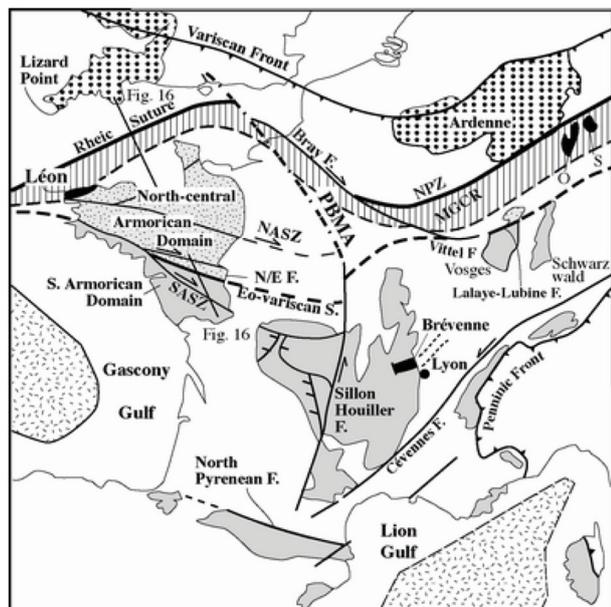


Nappe inférieure (Formation des micaschistes et des gneiss du Conquet et Formation des gneiss de Kerhornou) **en rouge**

Cette collision, cet empilement aurait eu lieu au Viséen.
 Tout cet ensemble de nappes a été ensuite injecté de granites, cisailé, migmatisé et voûté en une vaste anti-forme.

Hypothèses sur l'emplacement initial du Domaine du Léon

La position du Domaine du Léon dans le Massif Armoricain est toujours débattue.



| | |
|---|---|
|  Rheno- Hercynian Zone of Laurussia (SW England, Ardenne) |  Armorica (North-central Armoricain Domain) |
|  Mid-German Crystalline Rise (MGCR), including Léon Domain, Odenwald (O), Spessart (S) |  North Gondwana margin: S. Armoricain Domain, Massif central, ...) |

PBMA : Paris Basin Magnetic Anomaly
 NPZ : North Phyllite Zone

NASZ = Cisaillement Nord-Armoricain, SASZ = Cisaillement Sud-Armoricain, N/E F= Faille de Nort-sur-Erdre, MGCR = Zone Saxo-Thuringienne avec O = Odenwald et S = Spessart

Document M. Faure, C. Sommers, J. Melleton, A. Cocherie et O. Lautout – 2009

Pour certains, le Domaine du Léon serait une partie du Domaine Sud-Armoricain, déplacé tardivement au Dévonien de 300 km vers le Nord-Est le long d'un cisaillement dextre associé à la fermeture de l'Océan Rhéique.

Pour d'autres, il appartiendrait à la Zone Saxo-Thuringienne en raison de fortes analogies avec les massifs de l'Odenwald et du Spessart (voir carte précédente).

Article de Hendrik Vreken

Photographies de Jean Chauvet, Pierre Gibaud et Hendrik Vreken

Bibliographie :

- Notice de la carte géologique du Conquet au 1/50000^{ème} - BRGM
- Notice de la carte géologique de Brest au 1/50000^{ème} - BRGM
- « Curiosités géologiques du Léon » par **M. CAROFF et B. LE GALL** - Editions Apogée et BRGM Editions (2013)
- « The Léon Domain (French Massif Armoricain) : a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights » par **M. Faure, C. Sommers, J. Melleton, A. Cocherie et O. Lautout** (2009)
- « Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France) » par **E. Marcoux, A. Cocherie, G. Ruffet, J-R. Darboux et C. Guerrot** - Géologie de la France, n° 1, 2009

Sites internet consultés :

- <https://sgmb.univ-rennes1.fr/vie-associative/excursions/12-excursions/60-leon>
- http://www.geowiki.fr/index.php?title=Les_roches_orbiculaires
- <http://www.geoforum.fr/topic/19868-les-roches-orbiculaires-francaises/>
- http://fr.ask.com/wiki/province_magmatique_centre_atlantique?lang=fr&o=2802&ad=doubleDownan=apnap=ask.com