

Sortie géologique entre Saint-Nazaire et Piriac-sur-Mer

Le Domaine varisque Sud-Armoricain au niveau du dôme migmatitique de Saint-Nazaire

Dimanche 3 avril 2022

Guides : Jean Chauvet, Dominique Loizeau et Hendrik Vreken

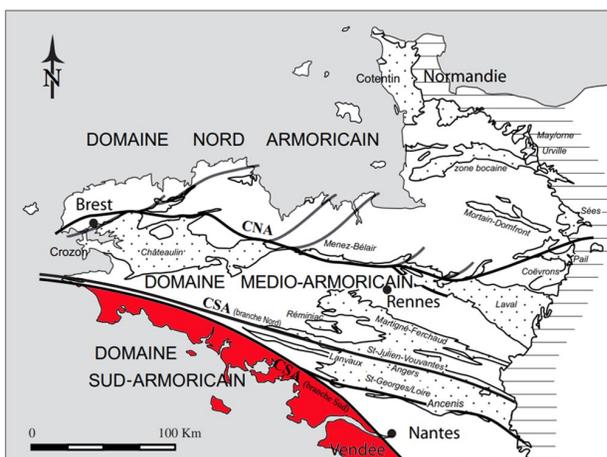


Le groupe de l'AVG près de la Vigie de la Romaine

Présentation du Domaine varisque Sud-Armoricain

1. Situation

Le Domaine varisque Sud-Armoricain s'étend au Sud et Sud-Ouest de la branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA). Il s'agit d'un accident majeur du Massif Armoricain, transcurrent et dextre que l'on peut suivre depuis la Pointe-du-Raz, dans le Finistère, jusqu'à l'extrémité Sud-Est de la « Vendée cristalline » (région de Fontenay-le-Comte - 85 - et de Ménagoutte - 79 -).



Situation du Domaine Sud-Armoricain (en rouge) dans le Massif Armoricain

2. Histoire géologique

Au Paléozoïque inférieur, ce vaste domaine constituait la marge Nord du Gondwana séparé de l'ensemble Ibérie - Armorica - Bohême par un océan : l'Océan Galice - Massif Central encore appelé Océan Médio-Européen.

Cet océan a commencé à se former par rifting continental dès le Cambrien moyen. Mais c'est surtout à l'Ordovicien inférieur (Trémadocien et Floien, vers -480, -470 Ma), que ce rifting continental a été particulièrement intense avec la mise en place en profondeur de nombreux batholites granitiques et de filons de dolérite, et en surface les manifestations d'un important volcanisme rhyolitique et ignimbritique.

Après accrétion océanique, à la fin du Dévonien moyen, vers -380 Ma, cet océan va disparaître par subduction de sa croûte océanique vers le Nord sous la marge Sud d'Armorica. En fin de subduction, cette croûte océanique va entraîner à sa suite le sous-charriage de la marge Nord du Gondwana sous la marge Sud d'Armorica.

Ainsi s'est formée la chaîne varisque par collision des deux marges continentales de l'Océan Galice - Massif Central.

Tout le Domaine varisque Sud-Armoricain appartient à la marge Nord de Gondwana. Tout le Domaine varisque Sud-Armoricain est africain !!!

Des arguments paléontologiques, en particulier la présence de mêmes faunes marines de Chitinozoaires sur les deux marges de l'Océan Galice - Massif Central, font

dire que cet océan n'a jamais eu une grande largeur (elle aurait été de l'ordre de 500 km soit un peu moins que la largeur de la Méditerranée entre Marseille et Alger : 740 km).

La croûte de l'Océan Galice - Massif Central devait par conséquent être relativement chaude. Sa subduction a-t-elle été forcée ?

3. L'Unité de Saint-Nazaire - Saint-Brévin

L'Unité de Saint-Nazaire - Saint-Brévin que l'on va parcourir a enregistré surtout la fin de l'histoire de la formation de la chaîne varisque.

Cette unité, qui s'étend de part et d'autre de l'estuaire de la Loire, est essentiellement constituée de migmatites et çà et là, de petits plutons de granite d'anatexie, d'extension limitée. Mais tout laisse à penser que l'érosion, pourtant considérable, n'en a dégagé qu'une infime partie.

Cette anatexie crustale y a été très importante parce qu'elle s'est étalée dans le temps sur près de 70 - 80 Ma. Les géologues parlent ainsi d'un « continuum » d'anatexie.

Elle a d'abord été initiée suite au sous-charriage de la marge continentale Nord de Gondwana sous la marge Sud d'Armorica. Ce sous-charriage a eu pour effet la formation d'une véritable racine crustale vers -370 Ma, au Dévonien supérieur. Dans cette racine crustale, les conditions de T° et de P ont été telles qu'elles ont permis la fusion partielle ou anatexie des roches subduites.

Puis la fusion s'est poursuivie, entretenue par le jeu simultané de l'érosion des reliefs créés et la remontée concomitante du Moho, le tout afin d'assurer à chaque instant l'équilibre isostatique de la chaîne sur le manteau asthénosphérique.

C'est surtout entre -330 et -300 Ma c'est-à-dire au Carbonifère moyen et supérieur, qu'elle a été très importante, du fait de l'effondrement gravitaire de la chaîne sur elle-même suivi d'une remontée rapide de la racine crustale avec mise en place de dômes migmatitiques et exhumation de la croûte profonde (inférieure et moyenne), tout cela dans un contexte extensif.

Auparavant, des formations océaniques et continentales subduites ont été exhumées en nappes :

- l'Unité de Saint-Gilles - La Vilaine comprenant la formation des « Porphyroïdes » (représentée en Vendée par la formation des Porphyroïdes de La Sauzaie) et la formation des Schistes de Saint-Gilles. C'est l'unité dite « intermédiaire » (carte du haut de la page suivante).

- et l'Unité métamorphique de HP-BT de Groix - Bois-de-Céné (il s'agit de la nappe des Schistes bleus à glaucophane de Bois-de-Céné en Vendée). Ce sont les roches métamorphiques de HP-BT de l'unité dite « supérieure » de la même carte page suivante.

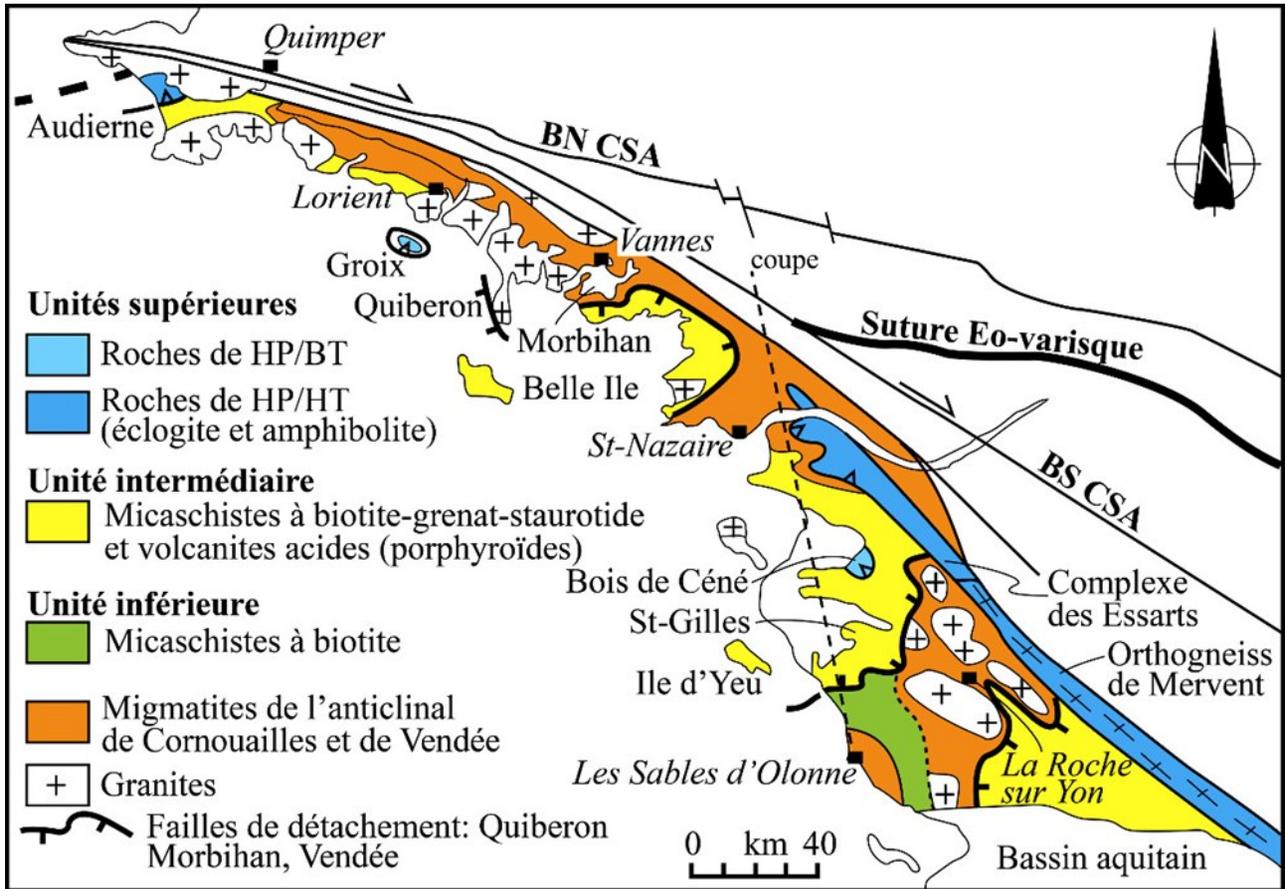
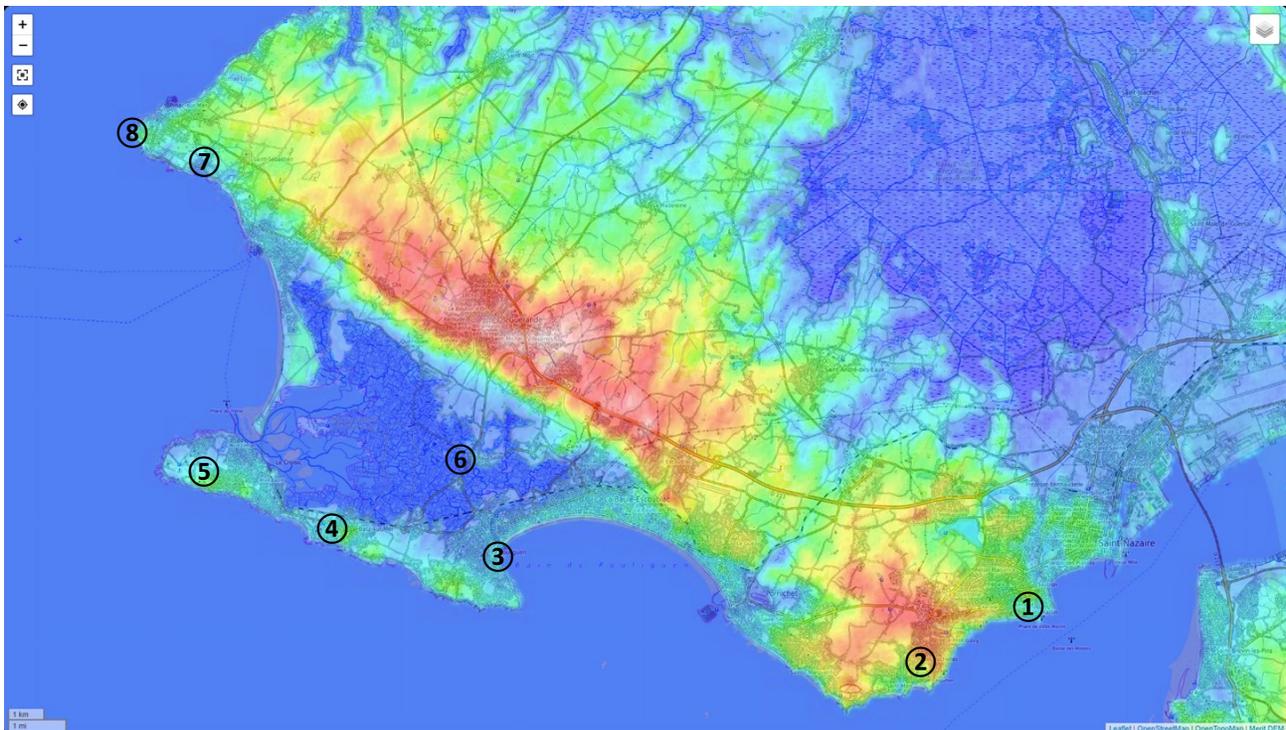


Schéma structural du domaine Sud-Armoricain



Localisation des arrêts

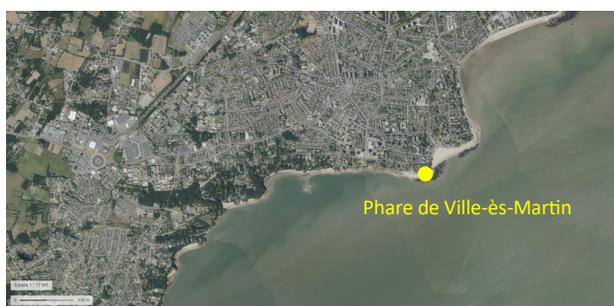
Arrêt 1 : Le phare de Ville-ès-Martin

A- Les pyroxéno-amphibolites de Saint-Nazaire

1. Localisation du site



Situation de l’affleurement



Vue aérienne de l’affleurement



Extrait de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}

La carte géologique montre clairement que l’on se trouve ici sur l’emplacement d’un important niveau de pyroxénites et amphibolites que l’on retrouve un peu plus au Nord à la hauteur des pêcheries de la rade de Saint-Nazaire.

Il ne s’agit pas en fait de deux filons à peu près parallèles, comme la carte pourrait le laisser penser, mais d’une « couche » dont on va montrer l’origine sédimentaire et qui a été plissée au cours de l’orogénèse varisque (ou hercynienne) ce qui explique qu’on la retrouve en ces deux endroits.

Cet affleurement est orienté NO-SE. Sur l’estran, on peut le suivre facilement. Il est marqué par une demi-douzaine de chicots bien alignés entre eux et dans le prolongement du phare.



Alignement des chicots de pyroxéno-amphibolite sur l’estran

2. Description de la roche



Le groupe de l’AVG devant un chicot de pyroxéno-amphibolite

Cette roche massive, à grain très fin, présente un litage, un rubanement souligné par une alternance de niveaux millimétriques à centimétriques de couleur gris clair, tirant parfois sur le vert et de couleur gris sombre à noir.

Les niveaux clairs, leucocrates, d’un blanc grisâtre, sont riches en clinopyroxène (diopside, augite) et en plagioclase plutôt calcique, basique (An 40-50) difficilement déterminable.

On peut y trouver aussi du quartz, du sphène, du grenat (grossulaire, andradite), des scapolites et, en moindre quantité, des minéraux comme la wollastonite, l’épidote, la chlorite et la zoïsite. Il n’y a pas d’amphibole.

Leur structure est en fait elle-même constituée de lits alternés de plagioclases + quartz et de chlorite + zoïsite + épidote + augite. **Il s’agit d’une pyroxénite.**

Les niveaux sombres sont en revanche riches en amphibole vert clair à vert noir (hornblende), en biotite, en plagioclase basique, en oxydes ferro-titanés et en sphène.

Leur structure est également finement litée (quelques millimètres d’épaisseur). Des lits sombres à hornblende et biotite prédominantes alternent avec des lits quartzofeldspathiques clairs, parfaitement plans et réguliers. **Il s’agit d’une amphibolite.**

Chacun des chicots de l’estran est donc constitué d’un mélange hétérogène de pyroxénite et d’amphibolite. La roche en question est une **pyroxéno-amphibolite.**



Chicot de pyroxéno-amphibolite



Détail du litage

3. Conditions du métamorphisme

Du fait de l'association minéralogique que renferme cette pyroxéno-amphibolite, on peut la placer, dans un diagramme représentant les champs de stabilité des différents minéraux ou dans un diagramme représentant les champs des différents faciès métamorphiques, en fonction des conditions de température (T°) et de pression (P), dans le faciès des amphibolites, voire dans celui des granulites (voir document suivant).

Cela signifie qu'elle s'est formée à des températures comprises entre 700°C et 800°C pour des pressions inférieures à 10 kbar (= 1 GPa), de l'ordre de 8-9 kbar (0,8 - 0,9 GPa).

Ces conditions plutôt de haute T° sont celles régnant vers 35-40 km de profondeur.

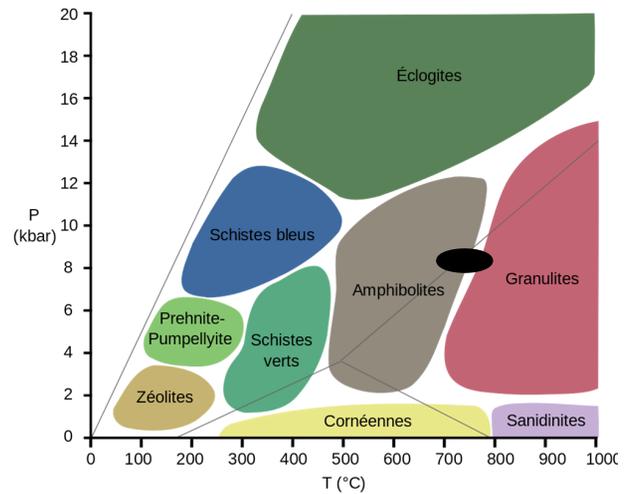


Diagramme P-T : Principaux faciès métamorphiques et positionnement approximatif des pyroxéno-amphibolites de Ville-ès-Martin (disque noir)

4. Nature des protolithes

Outre le fait que les amphiboles sont des minéraux hydroxylés c'est-à-dire riches en ions OH⁻ (donc en eau), ce sont aussi des silicates de fer, de calcium et de magnésium.

Les pyroxènes, et plus précisément les clinopyroxènes, majoritaires dans les pyroxéno-amphibolites de Ville-ès-Martin, renferment également du silicium, du fer, du magnésium et du calcium.

Les ou les protolithes recherchés sont donc des roches qui doivent être riches en fer, en magnésium et en calcium et contenir du silicium mais en quantité raisonnable, sans excès même si un peu de quartz est exprimé dans l'amphibolite.

Les basaltes, les gabbros ou les dolérites, roches de chimisme basique, peuvent répondre à ces exigences.

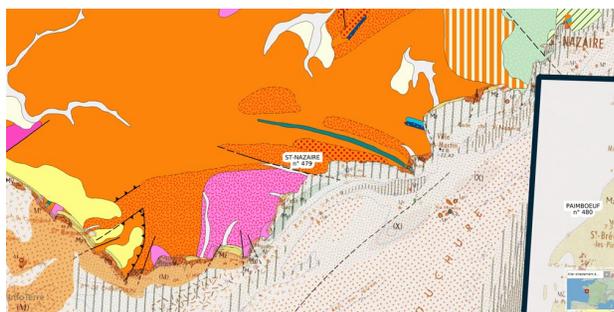
On sait que toutes ces roches : basaltes, gabbros et dolérites sont avant tout les constituants essentiels de la croûte océanique : cette dernière, de nature gabbroïque, est en effet constituée d'une épaisseur importante de gabbro surmontée d'un complexe filonien riche en filons de dolérite recouvert en surface d'une couche de basaltes en pillows ou en tubes.

Toutes ces roches qui s'accrètent au niveau du rift de la dorsale ont une origine magmatique. Elles proviennent de la fusion partielle du manteau lithosphérique situé sous l'axe du rift.

On pourrait donc conclure hâtivement que les pyroxénites et amphibolites de Ville-ès-Martin dérivent par métamorphisme d'une ancienne croûte océanique.

Mais cette hypothèse ne « colle » pas avec le contexte géologique de la région.

Le « Dôme de Saint-Nazaire » est en effet surtout constitué de migmatites paradérivées riches en biotite, sillimanite et cordiérite comme le montre la carte de la page suivante, c'est-à-dire de roches issues de la fusion partielle de paragneiss.



- M1ZMu : Formation de Muzillac, migmatites de Saint-Nazaire, gneiss métatectiques à biotite et sillimanite
- MZζM : Formation du Morbihan, gneiss migmatitiques à sillimanite et cordiérite
- MZMu : Formation de Muzillac, gneiss à yeux centimétriques monocristallins de microcline
- M1PR : Massif de Saint-Père-en-Retz, métatexités

Carte géologique simplifiée d'une partie du Dôme de Saint-Nazaire

Or, les paragneiss dérivent eux-mêmes, par métamorphisme dans des conditions de MP-MT, de roches sédimentaires riches en aluminium. Sur le terrain, ces paragneiss alumineux sont généralement facilement reconnaissables par leur couleur plutôt sombre due à leur richesse en biotite.

Et à Ville-ès-Martin, ce sont bien des paragneiss qui affleurent juste à côté des chicots de pyroxéno-amphibolites.

La « couche » de pyroxénites et amphibolites est toute incluse dans un encaissant de paragneiss.

Par conséquent, cela implique que l'on se trouve ici plutôt dans un contexte continental qu'océanique.

Les protolithes des pyroxénites et amphibolites sont de ce fait à rechercher parmi des roches sédimentaires.

La question devient donc maintenant : quelles sont les roches sédimentaires qui pourraient former des amphibolites ou des pyroxénites après avoir subi un métamorphisme de MP-MT ?

Rappel : Ces protholites doivent être riches en calcium, fer et magnésium.

Les calcaires (CaCO₃) sont riches en calcium. Mais il manque alors du magnésium, du fer et du silicium. Les dolomies de formule (Ca,Mg)CO₃ sont à la fois riches en calcium et en magnésium. Il manque alors le fer et le silicium.

Mais dans la nature, les calcaires et les dolomies ne sont jamais purs. Ils sont toujours mélangés à des argiles ; pour preuve, la couche d'argile rouge (ou « terra rossa ») qui recouvre les terrains jurassiques de la Plaine vendéenne.

Or, les argiles, de formule plus complexe, renferment toujours du silicium (ce sont des aluminosilicates) et la plupart du temps du fer : c'est le cas entre autres des smectites, ces dernières contenant aussi du magnésium.

Le protolithe idéal des pyroxéno-amphibolites serait donc un mélange de dolomie et d'argile, par conséquent une marne dolomitique.

Les pyroxéno-amphibolites sont donc des métasédiments, avec des paragenèses (clinopyroxène, grossulaire-andradite, scapolites, épidote) qui rappellent la minéralogie des skarns et sont typiques des « calc-silicate rocks » de la littérature internationale.

Deux autres arguments, en plus de la chimie des roches, viennent militer pour cette hypothèse :

- la foliation fine des amphibolites et des pyroxénites qui serait héritée d'un litage sédimentaire,
- la présence au voisinage des pêcheries de la rade de Saint-Nazaire d'un affleurement de cipolin (calcaire métamorphique) se prolongeant dans l'estuaire de la Loire jusqu'au niveau de la Tourelle des Morées.

Remarques

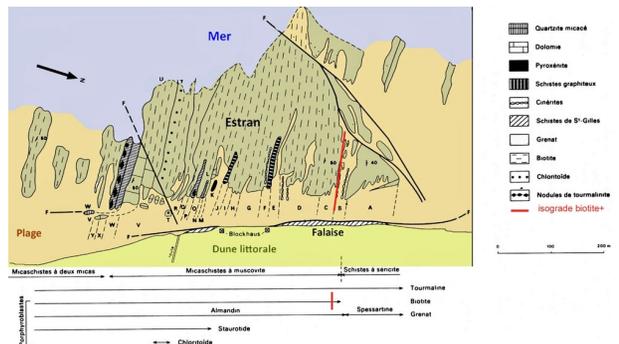
- Rien n'empêche aussi de penser que ces amphibolites et pyroxénites puissent provenir d'anciennes coulées, d'anciens sills de laves ou de niveaux de tufs interstratifiés dans une série sédimentaire et transformés ultérieurement par le métamorphisme.

- Si la foliation des pyroxéno-amphibolites est peut-être héritée du litage sédimentaire, elle ne l'est qu'en partie. La foliation est surtout la conséquence de l'enfouissement à 35-40 km de profondeur des protolithes sédimentaires qui ont subi non seulement des transformations minéralogiques mais aussi structurales. Les sédiments ont été intensément plissés et cisailés.

Cet ensemble sédimentaire constitué de calcaires, de marnes dolomitiques, d'argiles, de dolomies fait bien évidemment penser à un domaine de marge continentale. Il n'a pas été daté (Cambrien, Briovérien ?). Mais il fait beaucoup penser à la Série de Sauveterre au Nord des Sables d'Olonne (voir carte ci-dessous) qui a été datée du Cambrien inférieur à moyen par corrélation avec le paléozoïque du Synclinorium de Chantonay.

Si cet ensemble sédimentaire de Ville-ès-Martin était bien d'âge Cambrien, alors son substratum, le socle sur lequel il repose serait Briovérien.

Ces sédiments pourraient alors provenir de l'érosion de reliefs voisins, peut-être d'un segment de la chaîne cadomienne voisine. Du Briovérien affleure effectivement aujourd'hui dans les unités des Mauges et de Mauves-sur-Loire. Mais ces terranes étaient-ils proches au Cambrien ?



Plan détaillé de l'estran de Sauveterre (Extrait de la carte géologique des Sables d'Olonne - Longeville au 1/50000^{ème})

5. Cause de leur enfouissement

On a vu que les pyroxéno-amphibolites sont des roches qui se sont formées vers 35 - 40 km de profondeur.

On a vu aussi que les pyroxéno-amphibolites dérivent de sédiments qui se sont déposés sur une marge continentale.

On peut également rappeler que la croûte continentale a une épaisseur moyenne de 30 km.

L'enfouissement de la marge continentale à 35 - 40 km de profondeur ne peut donc être que le résultat de son sous-charriage sous une autre marge continentale, autrement dit le résultat d'une subduction continentale.

Et c'est au cours de cet enfouissement que les sédiments : calcaires, dolomies, marnes dolomitiques, ont été transformés en pyroxéno-amphibolites.

À l'ensemble de ces transformations minéralogiques et texturales dues aux effets conjugués d'une augmentation de la T° et de la P, on donne le nom de **métamorphisme**.

Les faciès amphibolite et granulite signent un métamorphisme de MP-MT qui caractérise les chaînes de collision.

L'orogénèse en question est bien sûr l'orogénèse varisque responsable de la formation de la chaîne varisque qui s'est constituée entre -370 et -300 Ma, au Paléozoïque supérieur suite à la fermeture de l'Océan Galice - Massif Central.

Et la marge continentale que l'on a évoquée et qui a subducté (ou subduit) appartenait à la marge Nord de Gondwana.

B- Les migmatites

Une petite allée pavée (photo ci-dessous) permet de remonter vers le haut de l'estran. Là, des roches affleurent de nouveau. Mais l'affleurement présente un autre aspect.

1. Description de l'affleurement

C'est un mélange de deux roches complètement différentes l'une de l'autre que l'on observe côte à côte !



Allée pavée en face du phare

Au bas de la photo ci-après, on observe une roche brunâtre, de couleur un peu rouille, très finement rubanée, litée et légèrement plissée en grandes ondulations, à grain très fin. Il s'agit d'une métapélite formée par une alternance de lits clairs constitués de petits cristaux de

plagioclase, de feldspath (moins abondant), de quartz et de lits sombres riches en biotite (on peut aussi y trouver de la cordiérite et de la sillimanite). Cette richesse en biotite et l'absence de gros cristaux de feldspath indique qu'il s'agit plus précisément d'un **paragneiss**.

Au-dessus, affleure une grosse masse blanchâtre que l'on peut suivre tout le long de l'allée, formant finalement comme un « filon ».

Ce « filon » à texture porphyroïde est surtout constitué d'énormes cristaux de plagioclase (oligoclase), aux faces bien exprimées et luisantes au soleil du matin, et de quartz. Sa composition est donc bi-modale. On n'y a pas observé de muscovite.

Cette roche fait un peu penser à une pegmatite qui est une roche dont les compositions chimique et minéralogique sont proches de celles du granite, mais à très gros cristaux.

On se trouve donc bien là en face de deux roches très différentes l'une de l'autre : un paragneiss ocre, plus ou moins ferrugineux, et une « pegmatite » bien blanche.



Vue de l'affleurement

Le gros filon de « pegmatite » semble concordant avec la foliation du paragneiss. Il ne la coupe pas. On peut donc le qualifier de sill.

Si l'on examine maintenant attentivement le paragneiss, on s'aperçoit qu'il renferme lui aussi dans sa masse des filonnets clairs d'aspect tout à fait comparable à celui du gros sill de « pegmatite ». Ces filonnets sont plus ou moins épais, boudinés et toujours concordants avec la foliation du paragneiss.

De même, des lames de paragneiss s'insinuent dans le sill de « pegmatite ».

Ces deux roches sont par conséquent intimement liées, imbriquées. On a affaire véritablement à un mélange.

À cet ensemble : paragneiss + « pegmatite », on donne le nom de **migmatite**.

Le terme de « migmatite » vient du mot grec « *migma* » qui signifie mélange et non pas de « magma ».



La migmatite de Ville-ès-Martin

2. Mode de formation des migmatites

Il existe en effet un lien génétique entre le paragneiss et la « pegmatite » des filonnets ou du sill.

La « pegmatite » dérive du paragneiss par fusion partielle ou anatexie.

Un peu de vocabulaire

En fait, les filonnets clairs présents dans le paragneiss, riches en quartz et en feldspath, ne sont pas constitués de pegmatite . Ce sont des leucosomes (du grec « *leucos* » signifiant blanc, penser aux leucocytes ou globules blancs du sang).

Chaque leucosome est entouré par un mince liseré noir constitué essentiellement de biotite mais on peut y trouver aussi de l'amphibole, de la sillimanite voire de la cordiérite. À ce liseré noir, on donne le nom de **mélanosome** (du grec « *melanos* » signifiant noir, penser à la mélanine, pigment brun de la peau).

L'ensemble : **leucosome + mélanosome** constitue le **néosome**.

Tous ces minéraux sont également présents dans le paragneiss voisin où ils sont dispersés.

Tout se passe comme s'ils s'en étaient « échappés » pour finalement se concentrer dans les leucosomes, ils ont donc ségrégué. Mais une telle ségrégation ne peut pas se faire à l'état solide. Cela implique que le protolithe de la migmatite a dû subir une **fusion partielle ou anatexie**.

Ce protolithe est appelé **paléosome**.

paléosome = néosome + paragneiss

Localement, les minéraux clairs du paléosome, c'est-à-dire le quartz et le feldspath ont fondu les premiers. Ils ont formé comme un « jus anatectique » qui s'est ensuite insinué dans les plans de la foliation. Puis ce « jus » a cristallisé par refroidissement lent pour former les cristaux de quartz et de feldspath du leucosome des filonnets.

En revanche, les cristaux de biotite ou d'amphibole ou de sillimanite ou de cordiérite, réfractaires à la fusion n'ont donc pas fondu. Ils ont été rejetés sur les côtés du « jus » lorsque celui-ci a commencé à migrer.

Ce « jus anatectique » a une composition remarquablement constante qui est celle d'un mélange comprenant 1/3 de quartz, 1/3 de feldspath et 1/3 de plagioclase. Cette composition particulière est nommée **composition eutectique**. Elle est quasi-identique à celle d'un granite « moyen ». **Le leucosome qui en résulte a par conséquent la composition chimique d'un granite.**

Leucosome, pegmatite, aplites, granite ont un air de famille !

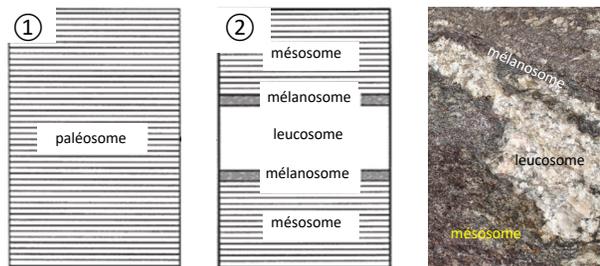
Remarque : Il est pratiquement certain que le paragneiss que l'on voit à l'affleurement ressemble beaucoup, par son faciès, au paléosome originel qui a subi l'anatexie.

On pourrait donc l'assimiler au paléosome.

Mais il y a aussi une forte probabilité pour que le paragneiss et le paléosome aient des compositions chimiques différentes. Le paléosome a certainement perdu bien d'autres éléments chimiques que ceux constituant le feldspath et le quartz des leucosomes.

Au paragneiss de l'affleurement, on donne donc le nom de **mésosome**.

C'est cet ensemble : néosome + mésosome qui constitue la migmatite.



d'après J. Barraud Thèse 2003

En pratique, cela veut dire qu'il est difficile, voire impossible de remonter à la composition chimique exacte du paléosome, protolithe des migmatites.

Maintenant, pour obtenir l'important sill de leucosome qui chapeaute l'affleurement, on est obligé bien sûr de faire appel à une fusion ayant affecté une masse importante de paléosome.

Si tout le paléosome avait fondu, il aurait donné un magma granitique puis un granite après cristallisation lente.

On pourrait presque dire qu'une migmatite est un granite raté !

Pour résumer, une migmatite est donc une roche composite comprenant à l'échelle macroscopique deux domaines pétrographiquement différents, l'un étant la roche encaissante plus ou moins métamorphisée : le mésosome, l'autre ayant une apparence « granitique », de texture pegmatitique (comme ici) mais qui peut être aussi aplitique : le néosome, issu de la fusion partielle ou anatexie du paléosome.

Puisque la foliation du paléosome a été bien conservée dans le mésosome, on peut aussi qualifier cette migmatite de **métatexite** voire de **stromatite** bien que ce second terme soit uniquement descriptif.

3. Nature du protolithe de la migmatite (du paléosome)

Tout d'abord, comme on l'a dit pour l'affleurement précédent, on est toujours ici en contexte continental.

Quel est le protolithe des migmatites ?

Les migmatites de la région de Ville-ès-Martin renferment de la biotite, de la sillimanite et de la cordiérite.

La présence de sillimanite (aluminosilicate de formule Al_2SiO_5) et de cordiérite (tectosilicate de formule $Al_3Mg_2AlSi_5O_{18}$) donc de deux minéraux de métamorphisme riches en aluminium montre que les protolithes des migmatites devaient être riches en argiles. Celles-ci se sont déposées sur la même marge continentale et pratiquement en même temps que les calcaires, les dolomies et les marnes dolomitiques à l'origine des pyroxéno-amphibolites de l'affleurement précédent.

Comme elles, elles pourraient être d'âge Cambrien et avoir sédimenté sur un socle Briovérien.

4. Le métamorphisme

Ces argiles ont été ensuite métamorphosées. Elles se sont transformées en schistes puis en micaschistes et enfin en paragneiss, tout comme les marnes dolomitiques de l'affleurement précédent se sont transformées en pyroxénites et amphibolites, au cours de leur enfouissement par sous-charriage de la marge gondwanienne de l'Océan Galice - Massif Central.

Elles ont certainement subi à peu près les mêmes conditions de T° et de P que ces marnes dolomitiques donc un métamorphisme de MP-MT dans le faciès amphibolite (T° comprises entre 700 et 800°C environ pour des pressions de l'ordre de 8-9 kbar).

Mais alors que les pyroxéno-amphibolites de l'affleurement précédent n'ont pas fondu, tout simplement à cause de leur chimisme plus basique, les paragneiss, eux, ont atteint l'anatexie.

Ils ont même commencé à fondre bien avant d'avoir atteint ces conditions de T° et de P : dès 650°C pour une pression de 4-5 Kb c'est-à-dire à partir de 25 km de profondeur.

Interprétation du diagramme P-T ci-contre : indice d'une subduction continentale suivie d'une collision continentale avec formation d'une racine crustale

Dans le diagramme P-T théorique ci-contre, la courbe noire en trait continu représente le géotherme, c'est-à-dire l'augmentation de la température en fonction de la

profondeur, d'une croûte stable de 30 km d'épaisseur.

La courbe orange appelée « Solidus du granite hydraté » ou courbe de fusion commençante marque le début de l'anatexie. Elle divise le champ du diagramme P-T en deux domaines :

- à sa gauche, donc pour des températures plus faibles, un domaine où les roches sont entièrement solides,
- et à sa droite, un domaine où, du fait de températures plus élevées, les roches sont partiellement fondues et où par conséquent coexistent solide et liquide et où l'on peut donc placer les migmatites.

On y remarque que pour une croûte continentale d'épaisseur normale égale à 30 km, la température au Moho est de l'ordre de 250 - 300°C (position de l'étoile rouge).

Cette étoile est située dans le domaine solide.

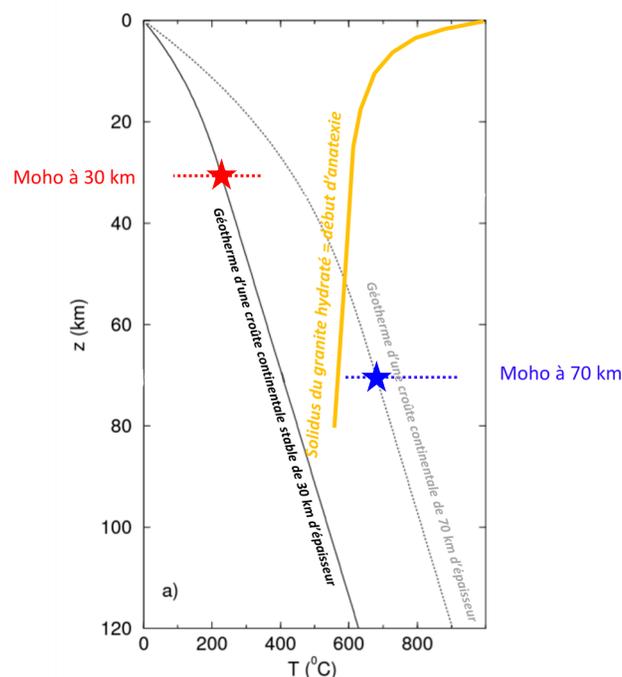


Diagramme P-T théorique

Qu'est-ce que cela signifie ?

Cela signifie que dans une croûte continentale stable, du granite ou des roches métamorphiques (gneiss, schistes) ou des roches sédimentaires de chimisme équivalent (argiles, arkoses, grauwackes) ou des mélanges de toutes ces roches dans n'importe quelles proportions, ne peuvent pas subir de fusion partielle et donner un « jus granitique », même s'ils sont saturés en eau.

A fortiori, s'ils sont pauvres en eau voire complètement anhydres ce qui est le cas des roches de la croûte inférieure, la fusion n'est possible au Moho que pour des températures de l'ordre de 1200°C.

En un mot, une croûte continentale d'épaisseur normale (30 km) ne peut pas fondre !

La courbe grise en pointillés représente le géotherme d'une croûte deux fois plus épaisse : 70 km ce qui correspond à la profondeur du Moho au niveau de la racine crustale d'une chaîne de montagnes actuelles comme les Alpes par exemple.

Ce géotherme se situe à droite du premier, donc vers des températures plus élevées. Ce régime thermique plus important s'explique avant tout par l'augmentation de la contribution radiogénique de la croûte continentale subduite.

La croûte continentale, particulièrement la croûte supérieure, est en effet enrichie en éléments radiogéniques incompatibles (U, Th, K) dont la désintégration est exothermique.

On remarque alors qu'au Moho de la racine crustale, à 70 km de profondeur, la température y est de l'ordre de 700°C (position de l'étoile bleue) et surtout que cette étoile est située dans le domaine solide + liquide.

Le « Solidus du granite hydraté » a été franchi.

Une croûte continentale surépaissie peut donc fondre dans sa racine crustale.

L'anatexie est donc bien l'indice d'un épaissement de la croûte continentale.

Cet épaissement crustal est la conséquence de la collision entre Gondwana et Armorica et plus précisément de la subduction de la marge continentale gondwanienne de l'Océan Galice-Massif Central sous sa marge continentale armoricaine.

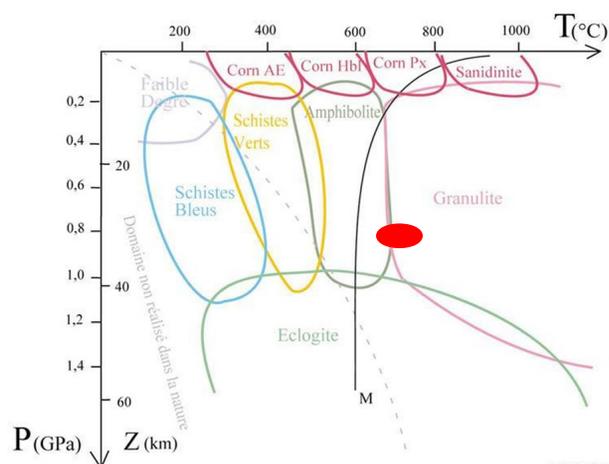


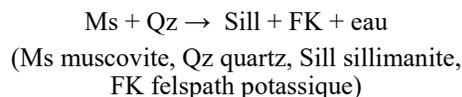
Diagramme P-T : Positionnement approximatif des principaux faciès métamorphiques, du « Solidus du granite hydraté » (courbe noire « M ») et des migmatites de Ville-ès-Martin (disque rouge)

d'après Christian Nicollet

Cette fusion a certainement été facilitée par la présence d'eau libre. Une marge continentale est toujours bien hydratée, surtout en surface puisque les sédiments sont riches en eau.

Et même si la porosité des sédiments diminue au cours de l'enfouissement, de la subduction, d'autres mécanismes ont pu entrer en jeu pour produire un enrichissement en eau.

- En effet, suite au métamorphisme prograde des argiles qui ont été transformées en schistes puis micaschistes et enfin en paragneiss, ces paragneiss (donc le paléosome, protolithe des migmatites) renfermaient certainement de la sillimanite, ce qui est souvent le cas. Et la formation même de la sillimanite par métamorphisme à partir de la muscovite et du quartz libère de l'eau selon la réaction :



Cette réaction se produit vers 600°C à 5 Kb.

- L'eau peut également provenir d'une phase minérale hydratée présente dans le paragneiss comme l'amphibole, la biotite ou la muscovite. Mais la déshydratation de ces trois minéraux exige des conditions de T° et de P plus drastiques :

- pour la muscovite, elle commence à 700°-750°C environ à 5 kbar
- pour la biotite, à 800°C à 10 kbar
- et pour l'amphibole, à des températures supérieures à 850 - 950°C.

Ces conditions ont pu être atteintes pour la muscovite et la biotite mais certainement qu'en fin de subduction, à des profondeurs de l'ordre de 50 km. Elles peuvent expliquer (mais en partie seulement) la migmatisation importante de la région.

5. Autres observations

L'allée qui mène en haut de l'estran est également pavée de migmatites d'aspect plus grossier, les cristaux du mésosome sont plus gros.

Ces blocs ne sont pas en place. On peut supposer qu'ils ont été récupérés dans des carrières proches.

Certains d'entre eux, peu nombreux, montrent un aspect de gneiss ceillé typique avec de gros feldspath en amande et de très petits leucosomes.

Dans la plupart des autres, les yeux de feldspath ont pratiquement disparu. En revanche, on y voit de nombreuses petites lentilles de leucosome très étirées dans le plan de la foliation.

Tous ces blocs dérivent en fait par métamorphisme d'un ancien granite à phénocristaux de feldspath orthose. Et le métamorphisme a été si intense qu'ils montrent tous un début de fusion partielle.

Ces migmatites sont par conséquent orthodérivées.

Cet ancien granite porphyroïde pourrait représenter le socle même de la marge continentale sur laquelle se sont déposés tous les sédiments dont on a parlé plus haut. Si ces derniers sont d'âge Cambrien, alors ce socle, ce protolithe granitique serait d'âge protérozoïque.

Mais rien n'exclut le fait qu'il pourrait s'agir aussi d'un granite d'âge Ordovicien inférieur qui se serait mis en place lors du rifting de l'Océan Galice - Massif Central.



Blocs de migmatite orthodérivée à aspect de gneiss œillé
(allée pavée menant au phare)

6. Éléments de datation des migmatites

Dans le Domaine Sud-Armoricain, les âges les plus anciens disponibles pour la fusion partielle des migmatites au terme de leur évolution métamorphique prograde donc de leur sous-charriage sont du Dévonien supérieur (limite Frasnien - Famennien) sur la base de données U/Pb sur des populations de zircon (384 ± 10 Ma et 372 ± 24 Ma ; Peucat, 1983), et Rb/Sr sur roche totale (376 ± 19 Ma ; Vidal et al., 1980).

Ces résultats sont compatibles avec l'âge de l'éclogitisation de la croûte océanique de l'Océan Galice - Massif Central qui a été datée en Vendée par la méthode U-Pb/zircon à 436 ± 15 Ma (Godard, 2001) donc du Silurien moyen (limite Llandoveryen - Wenlockien) ou à 410 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Paquette et al., 1985) donc du Dévonien inférieur (Praguien), métamorphisme éclogitique compatible avec des pressions et des températures de l'ordre de 14-20 kbar et 650-700°C, conditions réalisées vers 50 km de profondeur.

Cet intervalle de temps de près de 30 à 50 Ma entre le Dévonien inférieur ou Silurien moyen et le Dévonien supérieur correspond donc au temps mis par la croûte océanique de l'Océan Galice-Massif Central pour disparaître complètement par subduction et s'éclogitiser à 50 km de profondeur augmenté du temps mis par la croûte continentale gondwaniennne pour subduire à sa suite et atteindre à son tour 35 - 40 km de profondeur, voire plus, et former la racine crustale au niveau de laquelle le « Solidus du granite hydraté » est franchi et l'anatexie débute.

Synthèse des observations

Enfin, on a là, près du phare de Ville-ès-Martin, les vestiges d'une ancienne marge continentale avec sa couverture sédimentaire constituée de calcaires, de dolomites, de marnes dolomitiques (aujourd'hui les calcaires cipolins et les pyroxéno-amphibolites), d'argiles (aujourd'hui les paragneiss et les migmatites paradérivées) reposant sur son socle granitique (aujourd'hui les « gneiss œillés » ou migmatites orthodérivées).

Cette marge continentale est en fait gondwaniennne. C'est la marge Nord de Gondwana. Elle bordait au Sud l'Océan Galice - Massif Central ou Médio-Européen qui a commencé à se former au tout début de l'Ordovicien (rifting) puis s'est élargi, océanisé pendant tout le Silurien sans jamais atteindre une largeur exceptionnelle (~ 500 km).

Puis cet océan a commencé à se fermer au Dévonien moyen par subduction de sa croûte océanique vers le Nord sous sa marge septentrionale appartenant au bloc Armorica au sens large (Massifs Ibérique, Armorica et Bohémien).

Y a-t-il eu subduction forcée ? On peut le penser puisque l'Océan Galice- Massif Central n'était pas large et que en conséquence, sa croûte océanique ne devait pas être complètement refroidie.

Quoiqu'il en soit, les deux marges continentales sont alors entrées en collision et la marge gondwaniennne a été sous-charriée sous la marge armoricaine. Elles se sont ainsi chevauchées et pratiquement superposées. C'est cette collision, ce méga-chevauchement qui a abouti à la formation de la chaîne varisque entre 370 et 300 Ma avec une racine crustale de près de 60 à 70 km d'épaisseur.

Résultat de ce sous-charriage de la marge gondwaniennne : ses sédiments ont été métamorphisés dans des conditions de pression de l'ordre de 8-9 kbar et de température comprises entre 700°C et 800°C ce qui correspond à un enfouissement jusqu'à près de 40 km de profondeur.

Dans ces conditions de T° et de P et parce que leur chimisme acide le permettait, les paragneiss, issus de la transformation des argiles en schistes puis micaschistes ont commencé à fondre partiellement (en fait, l'anatexie a débuté pour des conditions de T° et de P moindres - à 600-650°C et 5 kbar). Les minéraux clairs de quartz et feldspath du paragneiss, plus fusibles, ont donné la fraction fondue ou leucosome et les minéraux sombres de biotite ou d'amphibole, réfractaires, le mélanosome encore appelé restite.

Se sont alors formées les migmatites par ségrégation et réorganisation du néosome dans la foliation du paragneiss solide.

Dans le Domaine Sud Armorica, l'anatexie au niveau de la racine crustale de la chaîne varisque a débuté aux alentours de -370 Ma donc au Dévonien supérieur.

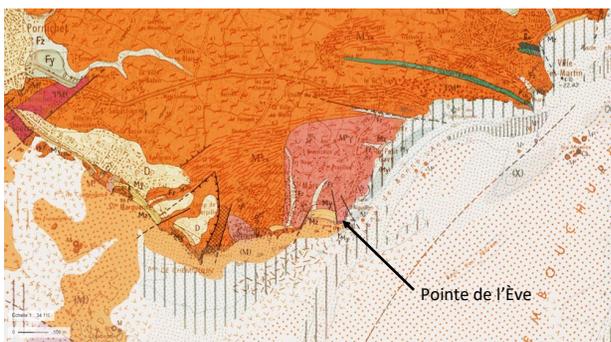
Arrêt 2 : La plage de la Courance et la Pointe de l'Ève



Situation de l'affleurement



Vue aérienne de l'affleurement



Extrait de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}

A- Le miroir de faille en bordure Est de la plage de la Courance



Le miroir de faille, pratiquement vertical, que l'on observe immédiatement à l'Est de la plage de la Courance au sein d'un affleurement de granite montre de très belles minéralisations de tourmaline.



Tourmaline noire en gerbes

Cette tourmaline noire est de type *schorl*. Elle renferme du sodium, du fer ferrique Fe³⁺, de l'aluminium et du bore.

La tourmaline est un minéral commun des roches magmatiques, des roches métamorphiques ainsi que des veines hydrothermales de haute température, ce qui est le cas ici puisque la tourmaline tapisse systématiquement le plan de toutes les failles voisines de la Pointe de l'Ève.



Minéralisations de tourmaline au pied de la Pointe de l'Ève

Le miroir de faille montre aussi de très nombreuses stries parallèles entre elles.

Ces stries ont été produites par le déplacement relatif des deux blocs de granite situés de part et d'autre du plan de la faille. Ce déplacement avec friction a en quelque sorte « rayé » le miroir de la faille.

Ces stries permettent donc de déduire la direction du déplacement relatif des deux blocs l'un par rapport à l'autre.

Ils se sont déplacés obliquement selon une direction faisant un angle de 45° environ par rapport à l'horizontale.



Mais la simple vue de ces stries ne permet pas de connaître le sens de déplacement des blocs : le bloc de droite s'est-il affaissé ou au contraire s'est-il élevé ?

Pour le savoir, il suffit de passer la main sur la surface du miroir et parallèlement à la direction des stries.

Quand on la déplace en allant du haut vers le bas, on « sent » alors comme des ressauts, des marches que l'on descend sans aucun problème.

En revanche, quand on la déplace du bas vers le haut, elle vient buter, cogner contre chacune des contre-marches de ces ressauts.

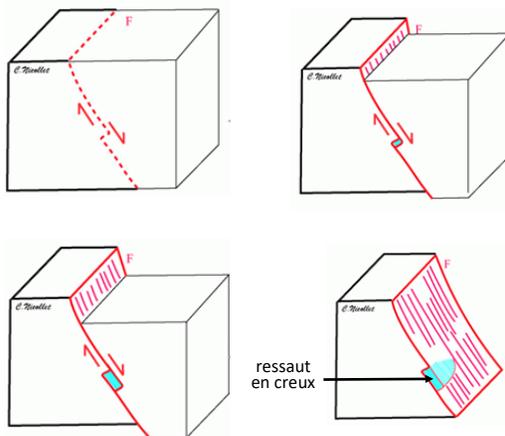
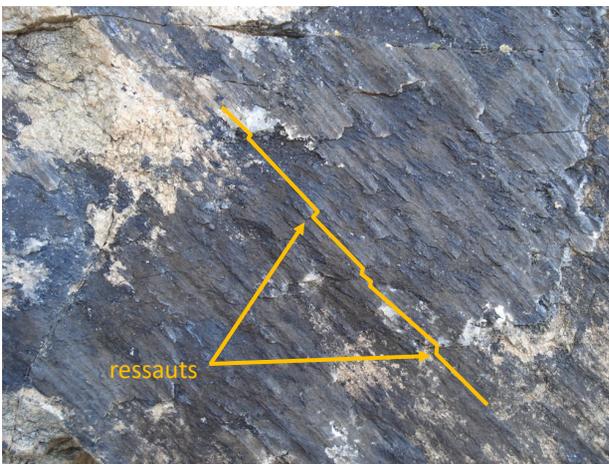


Schéma d'interprétation (d'après C. Nicollet)

On en conclut, sur la photo suivante, que le bloc de gauche s'est donc affaissé et en s'affaisant, il s'est déplacé vers le groupe.

Celui de droite et qui porte le miroir de faille s'est à l'inverse soulevé et en même temps s'est éloigné du groupe.



Déplacement relatif des deux blocs de part et d'autre de la faille

Remarque importante : Ce que l'on observe ici est une faille car il y a déplacement, mouvement relatif des deux compartiments situés de part et d'autre de la cassure, de la discontinuité.

C'est la grande différence avec les diaclases qu'on va voir juste à côté, à la Pointe de l'Ève, et qui sont de simples cassures ou discontinuités sans aucun déplacement relatif.

Dans un pluton granitique comme celui de la Pointe de l'Ève, les diaclases se forment lors de la cristallisation du magma mais surtout par détente mécanique lorsque le pluton « remontant » vers la surface du fait de l'érosion, la pression lithostatique qu'il subit diminue.

B- Le granite d'anatexie de la Pointe de l'Ève

1. Observation sur l'estran

Sur le sable, au bas de la falaise de la Pointe de l'Ève, on observe de très nombreux blocs plus ou moins arrondis, aux arêtes émoussées.

Ils sont de deux sortes :

- Certains sont constitués par un granite gris clair à texture équante et à grain très fin, à cristaux de feldspath, de biotite et de quartz. L'apatite est fréquente. Il peut y avoir aussi de la cordiérite, de la sillimanite et de la magnétite.

Ce qui les caractérise surtout, c'est leur richesse en enclaves microgrenues noires de biotite de toutes les dimensions et de toutes les formes : ovoïde, ronde, en flamme (schlieren?), en petites taches diffuses.

Ce sont des blocs de granite d'anatexie tombés de la falaise de la Pointe de l'Ève.



- D'autres blocs, beaucoup moins nombreux, présentent un aspect complètement différent. Ils sont foliés et sombres.

- Certains, à gros cristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath et très riches en minéraux noirs, font penser à des gneiss mais très différents des paragneiss du premier arrêt.

Ce ne sont plus des paragneiss d'origine sédimentaire mais des orthogneiss qui dériveraient peut-être (?) par métamorphisme d'une ancienne granodiorite.

Cet orthogneiss présente de plus des petites lentilles de leucosome concordantes avec la foliation.

Il s'agirait par conséquent de blocs de migmatites orthodérivées, à protolithe de composition granodioritique.

Ces blocs sont souvent traversés par des petits filonnets plus ou moins anastomosés de pegmatite sécants sur la foliation.



Bloc d'orthogneiss (migmatites orthodérivées) avec filons de pegmatite sécants par rapport à la foliation

- D'autres, un peu plus nombreux, sont à grain nettement plus fin.

Ils renferment également des petits leucosomes de pegmatite. Ce sont donc toujours des migmatites mais il est difficile de dire, à l'œil nu, s'il s'agit d'une migmatite para ou orthodérivée.

Ils sont traversés par des filons d'aplite, relativement épais, sécants ou parallèles à la foliation de la roche.



Filon d'aplite sécant par rapport à la foliation de la migmatite visible sur la tranche

Au pied de la falaise de la Pointe de l'Ève, on a donc un mélange de blocs de granite d'anatexie, clairs et à restites sombres et de migmatites para et orthodérivées.



Filon d'aplite parallèle à la foliation de la migmatite

Mais d'où proviennent tous ces blocs de migmatites ?

2. Observation de la base de la falaise

On pourrait peut-être trouver des migmatites en place dans la falaise ! Il faudrait y grimper !!!!

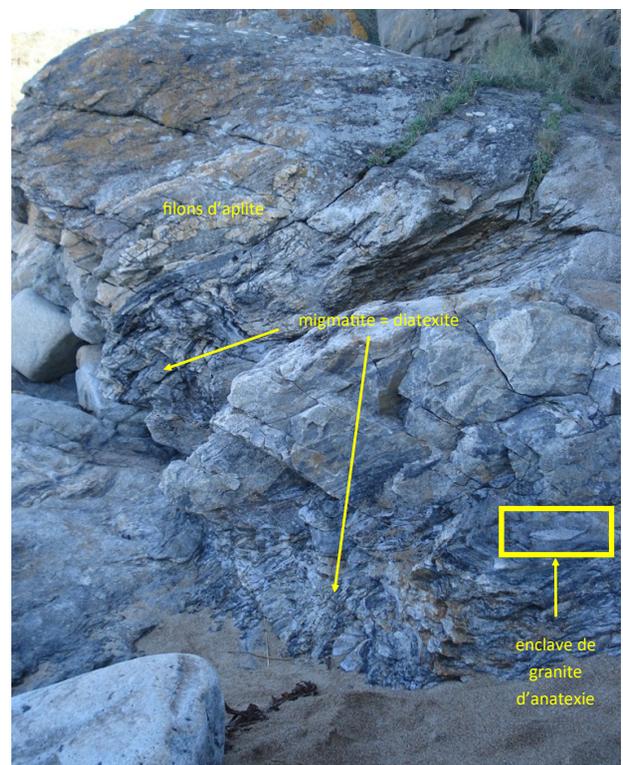
En fait, à la base de la falaise Ouest de la Pointe de l'Ève, on peut voir de la migmatite affleurer sous le granite d'anatexie.

Mais elle présente un aspect très différent de celui que l'on a observé à l'arrêt 1.

Sa foliation est tourmentée, voire complètement disloquée ; on parle de faciès nébulitique.

C'est une **diatexite**.

Elle est également traversée par de nombreux filons d'aplite et renferme en enclaves des amas de granite d'anatexie.



À l'arrêt précédent, on a vu qu'une migmatite est l'expression d'une fusion partielle (ou anatexie) d'un paléosome.

Cette anatexie avait ainsi donné naissance à des petits filonnets d'épaisseur centimétrique de leucosome bordé d'un mélanosome biotitique et également à un véritable sill de leucosome d'épaisseur métrique, tous de composition granitique et concordants avec la foliation du paragneiss encaissant.

Cet aspect stromatique et le fait que le paragneiss représente un volume important de la migmatite indiquent que l'anatexie n'a pas été trop poussée.

Mais si le taux de fusion vient à augmenter, la migmatite va perdre son aspect stromatique et acquérir un faciès nébuleux. Elle se transformera en diatexite.

Le « jus granitique » formé en plus grande quantité va effacer, perturber la foliation. Il ne demande ensuite qu'à monter parce que chaud et de densité inférieure à l'encaissant. Le leucosome est en fait destiné à migrer vers le haut : on lui donne encore le nom de « **mobilisat** ».

Il va ainsi s'insinuer partout et englober pêle-mêle des enclaves de paléosome qui n'a pas encore fondu ou de migmatites sus-jacentes.

S'il rencontre un obstacle qui s'oppose à son ascension, il va s'accumuler dessous puis exercer une pression de plus en plus forte au fur et à mesure de sa fabrication.

Cette pression va finalement fracturer l'obstacle, le fragmenter. Il va prendre alors l'aspect d'une véritable brèche. On parle de fracturation hydraulique.

Le « jus » empruntera ensuite d'autres fractures pour former de véritables filons où il cristallisera pour former de l'aplite ou de la pegmatite.

Il pourra aussi continuer son chemin, s'accumuler en certains endroits pour donner par cristallisation des petits plutons de granite d'anatexie.

Le fait que l'on n'ait pas rencontré de dykes d'alimentation de largeur importante (30 cm environ tout au plus pour un filon d'aplite) laisse d'autre part à penser que les jus granitiques n'ont jamais migré très haut dans la croûte et sont donc restés localisés dans la racine crustale.

La Pointe de l'Ève est ainsi constituée par du granite d'anatexie dont la principale caractéristique est sa richesse en restites peralumineuses (surmicacées).

À sa base, se trouvent des migmatites foliées complètement disloquées, des diatexites à l'intérieur desquelles on observe de nombreux filons d'aplite et des petits amas de granite d'anatexie.

Ces petits amas de granite d'anatexie pourraient résulter de la cristallisation sur place, « *in situ* », de jus granitique ou pourquoi pas représenter des restes d'un petit pluton plus ancien qu'un nouveau jus serait venu digérer et englober.

3. Datation

À l'Ouest de la plage de la Courance, au niveau de la plage de Saint-Marc, on a mis en évidence des « panneaux », des « corps » de composition restitique (= méla-

nosome) si imposants, si volumineux (100 m à 200 m d'épaisseur) qu'on a pu même les cartographier.

À ces roches, on a donné le nom de « **morbihanites** ».

Ce sont en fait des gneiss à biotite - sillimanite - cordiérite - grenat appelés « **kinzigites** » de faciès granulite de HT et qui correspondent aux résidus de fusion des migmatites lorsque tous les liquides anatectiques en ont été expulsés.

L'importance volumétrique de ces kinzigites est la preuve que l'anatexie y a été très développée.

Une de ces restites située près de la Pointe de l'Ève a été datée. Elle a donné un âge isochrone UTh/Pb à 351.9 ± 10 Ma interprété comme étant celui de l'anatexie ayant affecté le protolithe des migmatites (Turillot, 2010).

4. Le débit en boules

Le granite d'anatexie est très diaclasé.

Ces diaclases orientées selon les trois plans de l'espace débitent le petit pluton en blocs plus ou moins parallélépipédiques.

Aujourd'hui, le travail de l'érosion, du fait de l'infiltration de l'eau de pluie depuis la surface mais aussi de la force des vagues et l'action du sel marin (hyaloclastie), fait que les diaclases s'élargissent par désagrégation mécanique de la roche c'est-à-dire séparation de ses cristaux constitutifs.

Progressivement, les blocs s'arrondissent aux angles et prennent une forme caractéristique en boules, très nette ici.

Le phénomène s'accroissant, les blocs vont se désolidariser progressivement les uns des autres et ceux exposés à la surface, devenus instables et en déséquilibre, finir par tomber au pied de la falaise ce qui explique la présence des filets protecteurs.

L'ensemble des blocs de granite d'anatexie que nous avons observé précédemment au bas de falaise, disposés pêle-mêle sur le sable, constitue donc un véritable chaos granitique ... bien sûr sans arène, celle-ci étant immédiatement emportée et en même temps altérée chimiquement et mécaniquement par les vagues.

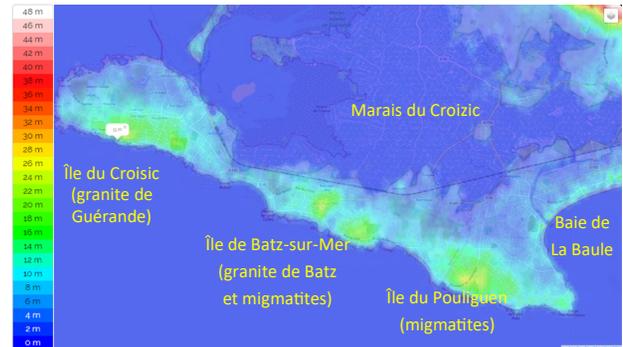


Débit en boules du granite d'anatexie de la Pointe de l'Ève



La Pointe de l'Ève - Face Ouest

Diaclases horizontales et diaclases obliques orientées Est-Ouest.



Carte topographique de la « Grande Côte »



La Pointe de l'Ève - Face Sud

Les trois plans de faille sont bien visibles.

Arrêt 3 : Pointe de Penchâteau

Les migmatites et les plis

1. Localisation du site



Situation de l'affleurement

La « Grande Côte » : arrêts 3, 4 et 5

La « Grande Côte » qu'on va parcourir entre la Pointe de Penchâteau à l'Est et celle du Croizic à l'Ouest suit un escarpement de faille orienté N 110° ce qui explique son aspect rectiligne.

Le long de cet escarpement de faille, trois anciennes îles sont disposées en chapelet : d'Est en Ouest, l'île du Poulliguen constituée essentiellement de migmatites puis l'île de Batz-sur-Mer formée à la fois de migmatites et d'un granite d'anatexie : le granite de Batz-sur-Mer et enfin l'île du Croizic où affleure un leucogranite : le granite de Guérande.

Ces trois anciennes îles sont aujourd'hui reliées entre elles par des cordons sableux assortis de dunes qui se sont formés à l'Holocène.



Extrait de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}



Extrait de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}

2. Description de l'affleurement

On se trouve ici devant un front de migmatites ocres à foliation disharmonique associées à des passées décimétriques à métriques de « jus granitique » leucocrate.

On retrouve à peu près ce que l'on a observé à l'arrêt 1 mais à une autre échelle !

Ce n'est pas que l'anatexie y a été ici plus importante mais la coupe naturelle que représente la falaise permet d'apprécier la superposition et l'épaisseur de nombreux sills de pegmatite plus ou moins parallèles entre eux et à la foliation des paragneiss.

L’affleurement étant ici important, on peut ajouter d’autres observations. Cet ensemble a été intensément plissé, étiré et faillé.

- Les gros sills de leucosome ont en effet une forme plutôt lenticulaire. Leurs extrémités sont effilées. Ils ont été comme boudinés.

- On peut également observer (voir les photographies suivantes) dans la masse des paragneiss, ici très altérés, ocrés, de nombreux petits filonnets de leucosome très plissotés suggérant un entraînement vers le haut (flanc normal d’un pli plus vaste ?).

Sur l’estran et donc dans un plan perpendiculaire au front que l’on vient d’examiner, on retrouve ces plis avec de belles charnières.



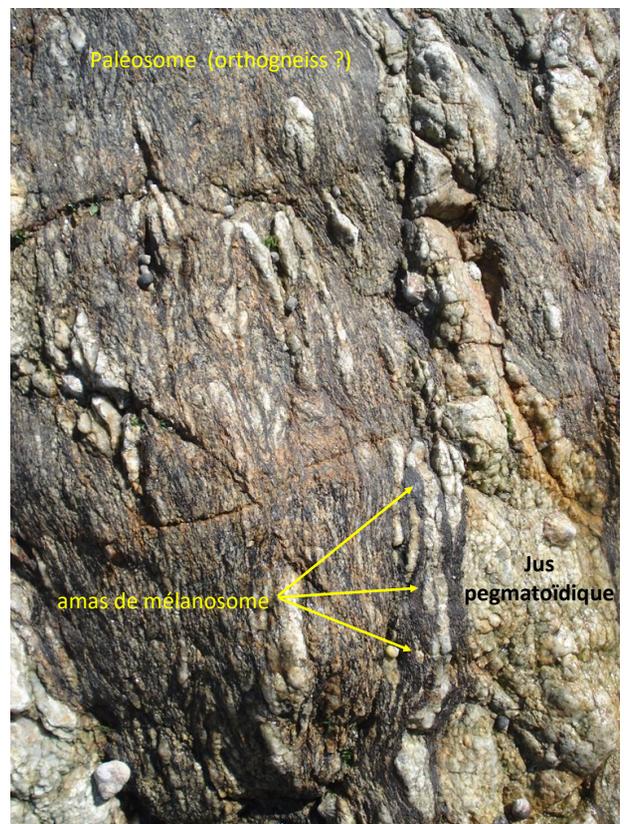
Front de migmatites



Exemple de déformation ductile



Idem vu de face (F = faille)



Reliques de plis isoclinaux de leucosome

Cela implique que si ces filonnets de leucosome se sont d’abord mis en place en concordance avec la foliation des gneiss du paléosome comme on l’a vu à l’arrêt 1, ils ont été ensuite intensément plissés et étirés.

À ce plissement, les filonnets ont réagi en se boudinant au niveau de leurs flancs et en « gonflant » leurs charnières comme le montrent bien les photos suivantes.



Paléosome (paragneiss?)

Charnières dilatées et flancs boudinés



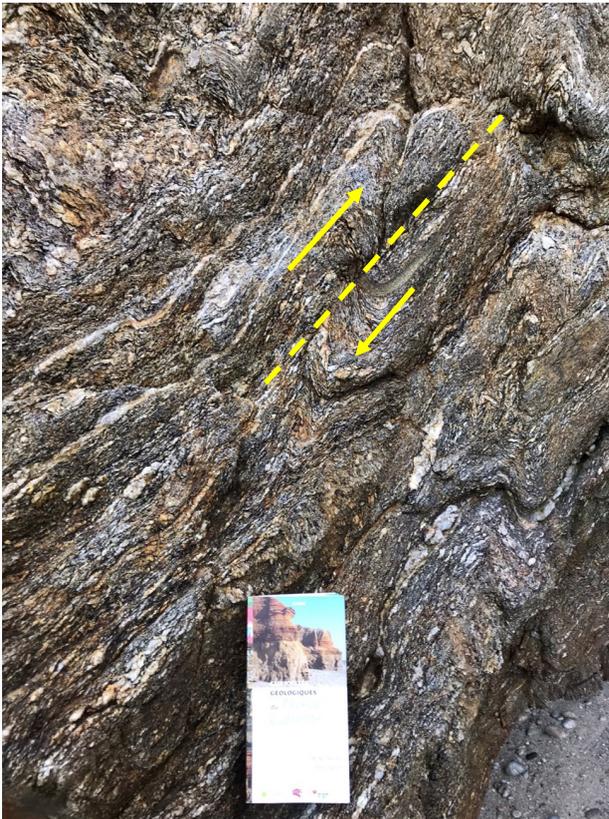
Flanc boudiné

À plus grande échelle comme on l'a observé sur le front, le boudinage des flancs de plis autrement plus importants, plus épais a pu conduire à l'isolement de gros sillons de pegmatite en forme de lentille.

Ci-dessous, quelques photos prises dans un site voisin (Auteur : Dominique Loizeau)



Les gneiss du paléosome qui ont été intensément plissés ont été également cisailés (figures S/C). Ils prennent alors un faciès d'embranchite.



Cisaillement (trait pointillé) parallèle à la foliation du paragneiss
 Les deux flèches indiquent le mouvement relatif des masses de part et d'autre du plan de cisaillement.



3. Datation des migmatites de la Pointe de Penchâteau

Elles n'ont pas été datées en ce lieu. Mais elles sont voisines et appartiennent au même ensemble que celles de Batz-sur-Mer.

L'anatexie responsable de la formation des migmatites de Batz-sur-Mer a, elle, été datée par isochrone U-Th/Pb à 327.9 ± 4 Ma.

Arrêt 4 : Entre Le Petit Casse-Caillou et la Baie des Bonnes Sœurs

Le granite d'anatexie de Batz-sur-Mer

1. Localisation du site (entre la rue des vagues et la rue des sables)



Situation de l'affleurement



Extrait de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}

2. Description du site

Comme le montre bien la photographie ci-dessous, il s'agit d'une ancienne carrière littorale qui a été exploitée pour la qualité de sa roche : le granite d'anatexie de Batz-sur-Mer.



3. Description de la roche

Il s'agit d'un granite à grain fin, à biotite et muscovite, très compact.

Par rapport au granite d'anatexie de la Pointe de l'Ève (arrêt 2), il présente deux différences essentielles :

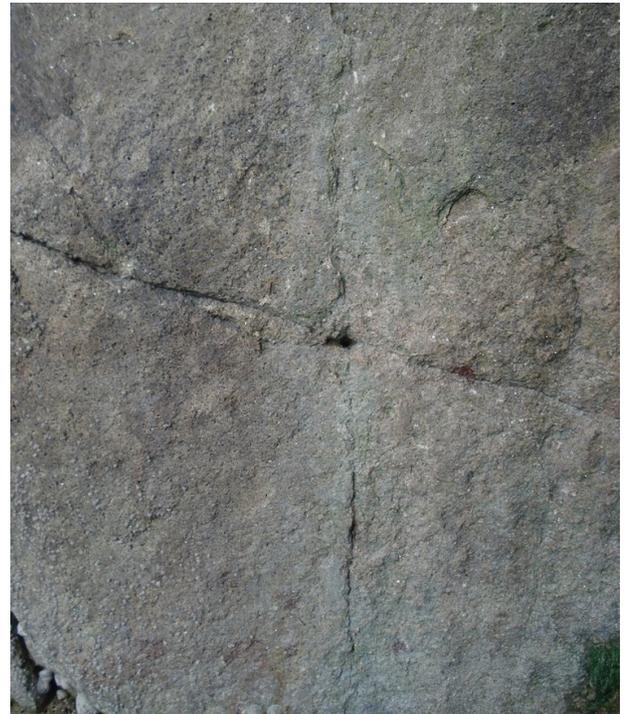
- son grain est plus grossier, les cristaux sont bien visibles à l'œil nu
- et surtout, il est dépourvu d'enclaves surmicacées ce qui explique qu'il ait été largement exploité.



Échantillon de granite d'anatexie de Batz-sur-Mer

4. Exploitation de la roche

Dans cette carrière, en cherchant bien, on peut trouver quelques traces des méthodes d'exploitation de ce granite.



Trou de perforation fait à la barre à mine



Traces des « avant-trous » faits au poinçon et à la massette

La méthode ancestrale utilisée pour le débitage des pierres de taille était celle des coins en fer.

D'abord, le tailleur de pierre traçait au poinçon et à la massette la ligne suivant laquelle la roche devra être fendue.

Le « fendeur » pratiquait ensuite des trous distants d'environ 15 cm et profonds d'environ 8 cm, grâce à la chante-perce, une sorte de barre à mine à l'extrémité aiguisée. Cet outil pris à deux mains venait frapper verticalement la pierre entre les sabots de bois du carrier qui profitait du rebond de l'outil pour lui donner de l'élan tout en lui imprimant un mouvement de rotation comme le font les perceuses à percussion d'aujourd'hui.

Dans ces trous, étaient alors placés des coins en fer en veillant à ce qu'ils ne touchent pas le fond afin que la pression s'exerce uniquement sur les parois ; les coins étaient alors frappés à la masse chacun leur tour avec autant d'allers-retours que nécessaires à l'obtention de la séparation de la roche.

Si le bloc devait être fendu horizontalement, ce qui est le cas sur la paroi que l'on a examinée, les avant-trous étaient pratiqués au poinçon et à la massette.



**Traçage au poinçon et à la massette
de la ligne suivant laquelle la roche sera fendue**

<http://patrimoine.bzh/gertrude-diffusion/dossier/outils-des-carrieres/69246346-2ac5-4764-ae4d-e72f00fbc936>



Fendeur de pierre en action

http://www.pierres-info.fr/cartes_postales_1/index.html

Ce site a été exploité dès la seconde moitié du XVI^{ème} siècle. Son activité est allée ensuite croissant. En 1808, on comptait cinq carriers à Batz-sur-Mer. En 1906, ils étaient 139.

Cette augmentation s'explique avant tout par une crise salicole dans la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle.

En effet, entre 1850 et 1870, avec le développement du machinisme et la mise en place du réseau ferroviaire qui ont favorisé et baissé le coût d'exploitation du sel gemme de Lorraine et du sel marin des salines du Midi,

le sel de Guérande perd progressivement la position dominante qu'il occupait.

Des œillets retournent à la friche. Une partie de la population des gens du marais a dû se reconverter.

Heureusement, dans le même temps, Saint-Nazaire se construit, les stations balnéaires connaissent un engouement extraordinaire et se développent. Des édifices religieux ont besoin d'être rénovés : il faut de la pierre !

Ainsi, des anciens paludiers et muletiers (qui transportaient le sel à dos de mules) vont aller décrocher à coups de massette des pans de la falaise littorale et tailler le granite en pavés ou en bordures de trottoirs.

d'après Presse-Océan 05/08/2021



Chante-perce, coin et serre

Les pierres étaient ensuite soulevées par des petites grues puis acheminées par des charrettes tirées par des chevaux. Elles étaient utilisées à Batz-sur-Mer même ou « exportées » vers Saint-Nazaire en bateau.

Le phare de Ville-ès-Martin qu'on a vu au 1^{er} arrêt a été construit avec le granite d'anatexie de Batz.

En 1897, l'exploitation des carrières littorales de Batz s'arrête. La raison est un conflit d'usage. Les résidents secondaires se plaignaient du bruit généré par l'activité. Les travailleurs de la pierre ont dû à nouveau se reconverter. Beaucoup sont partis en ville, dans la domesticité et d'autres, dans la marine.



**Autres traces d'exploitation du granite de Batz-sur-Mer
(carrière de la Baie du Grand-Mathieu)**



5. Datation

Synthèse sur les datations des leucosomes, restites et granite d'anatexie du Dôme de Saint-Nazaire

Un échantillon de leucosome pegmatitique de la migmatite de Ville-ès-Martin (**arrêt 1**) a été récemment analysé (Turrillot, 2010).

Il a donné un âge isochrone U-Th/Pb sur petite monazite à 318.9 ± 4 Ma, âge interprété comme celui du dernier épisode de fusion partielle et un âge isochrone U-Th/Pb sur 3 grandes monazites à 330.6 ± 3 Ma, interprété comme la trace d'un événement métamorphique ayant affecté le protolithe de la migmatite (le paléosome).

Un échantillon de restite de la plage de Saint-Marc-sur-Mer à l'Ouest de la Pointe de l'Ève (**arrêt 2**) a donné un âge isochrone U-Th/Pb à 351.9 ± 10 Ma (Turrillot, 2010) interprété lui aussi comme celui de la trace d'un évé-

ment métamorphique ayant affecté le protolithe des migmatites.

De même, l'anatexie responsable de la formation des migmatites de Batz-sur-Mer a été datée, toujours par isochrone U-Th/Pb, à 327.9 ± 4 Ma et la mise en place du granite d'anatexie de Batz-sur-Mer qui en est issu à 324.5 ± 4 Ma (Turrillot, 2010) (**arrêt 4**).

Vidal (1980) et Peucat (1983) ont donné des âges du Dévonien supérieur (-370 Ma) pour l'anatexie et la formation des migmatites.

L'étalement de tous ces âges suggère que l'anatexie a été pratiquement continue sur une période de près de 70 Ma ! Enclenchée vers -370 Ma, elle s'est arrêtée vers -300 Ma, à la fin du Carbonifère supérieur (Gzhélien).

Questions : Comment expliquer l'importance de cette anatexie au niveau du Dôme de Saint-Nazaire ?
Quels sont les mécanismes qui ont entretenu aussi longtemps cette fusion de la croûte continentale ?

Causes de l'importance de l'anatexie du « dôme » de Saint-Nazaire

Répondre à ces questions va permettre d'expliquer en même temps la remontée vers la surface des pyroxéno-amphibolites et des migmatites et d'aborder la fin de l'histoire de la chaîne varisque.

⇒ Premier mécanisme : l'isostasie et la remontée adiabatique du manteau

Dans les zones de collision, la convergence est accommodée par l'épaississement de la lithosphère avec formation d'un relief en surface et d'une « racine » en profondeur.

Et selon le principe de l'équilibre isostatique, le relief qui représente un excès de masse doit être exactement compensé par la présence en profondeur de cette racine constituée de croûte légère qui représente, elle, un déficit de masse car moins dense que le manteau environnant.

$$\text{Excès de masse en surface (les reliefs)} = \text{Déficit de masse en profondeur (la racine crustale)}$$

Dès que la chaîne est formée avec sa racine crustale, elle est la proie de l'érosion. Du matériel est arraché aux reliefs.

La perte de masse qui en résulte engendre donc un déséquilibre isostatique qui va être aussitôt (!) compensé par une remontée du manteau lithosphérique et donc du « Moho ». La racine perd si l'on peut dire de l'épaisseur. Tout se passe un peu comme si elle était elle aussi érodée par le bas !

Mais la croûte continentale qui constitue les reliefs ayant une densité voisine de 2,7 et le manteau lithosphérique une densité de 3,3, bien évidemment que la hauteur de remontée du « Moho » sera inférieure à la hauteur d'érosion.

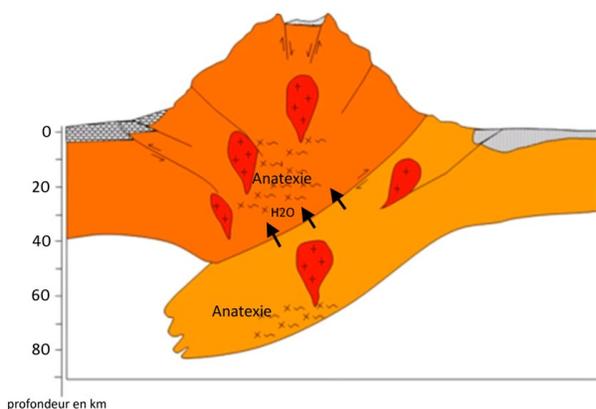
Il existe une relation mathématique simple entre ces deux variables.

$$Ah \text{ (hauteur d'érosion)} \cdot 2,7 = y \text{ (hauteur de remontée du Moho)} \cdot 3,3$$

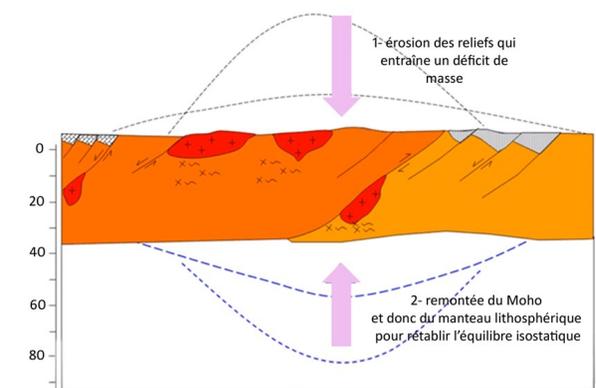
Pour 100 m d'érosion de reliefs en surface, le « Moho » remonte de 82 m. Et la croûte a perdu au total 182 m de hauteur !

Cet ajustement isostatique va se faire au fur et à mesure de l'érosion de la chaîne de montagnes.

Remarque : On peut rappeler ici que l'épaississement crustal engendré par la collision continentale induit un déplacement du géotherme vers des températures plus élevées du fait de la richesse en éléments radioactifs de la croûte continentale sous-charriée. La racine de la chaîne se réchauffe alors et atteint des températures supérieures au solidus de la plupart des roches crustales. Elle devient le domaine des migmatites et des plutons s'y forment par fusion partielle.



profondeur en km



profondeur en km

Comme on vient de le dire, l'érosion de la chaîne est équilibrée à chaque instant par une remontée du « Moho » et par conséquent du manteau sous-jacent.

Cette remontée du manteau se fait pratiquement sans perte de chaleur. Elle est dite adiabatique.

Et comme la pression qui s'exerce sur lui diminue, tout cela fait qu'il peut fondre lui aussi partiellement. Dans ce cas, le magma basaltique produit par fusion partielle de la péridotite mantellique peut s'accumuler sous le « Moho » (sous-placage basaltique ou « underplating ») et entraîner alors une augmentation de la température de

toute la partie inférieure de la croûte continentale, donc de la racine de la chaîne et amplifier sa fusion partielle. 20 à 25% de la racine peut ainsi fondre.

Remarque : Le magma basaltique d'origine mantellique peut éventuellement s'injecter dans la croûte (« intraplating »), puis au cours de son ascension, se différencier et/ou se mélanger au magma acide crustal provenant de l'anatexie de la croûte continentale.

Cela explique la présence quasi-constante de nombreux plutons de granodiorite au sein des migmatites et la signature isotopique des granites d'anatexie : rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ supérieur ou égal à 0,710 au lieu de 0,702 pour les granites d'origine essentiellement mantellique.

Quand la chaîne sera complètement érodée, la croûte continentale aura retrouvé son épaisseur normale de 30 km mais surtout, seront remontées à la surface toutes les roches profondes de la racine, que ce soient celles ayant subi un métamorphisme de haut grade comme les pyroxéno-amphibolites ou l'anatexie comme les migmatites accompagnées de leurs plutons.

⇒ Deuxième mécanisme : l'effondrement gravitaire

Il intervient plus tard dans l'histoire de la chaîne.

Durant la collision continentale, tous les magmas granitiques produits en profondeur par anatexie ne se mettent pas en place dans la croûte supérieure contrairement à ce que l'on a longtemps pensé.

Bien qu'encore controversée, l'idée se développe qu'environ 20% de liquide de fusion stagnent en profondeur, comme on l'a montré par exemple sous le Tibet.

Alors bien évidemment, la présence d'une telle quantité de « liquide » en profondeur va avoir des conséquences rhéologiques importantes qui vont se traduire par une diminution de la résistance des croûtes inférieure et moyenne devenues plus ductiles.

Toute la chaîne pourra ainsi s'effondrer. On parle d'« effondrement gravitaire ». Et l'extension latérale généralisée qui en découle entraînera un amincissement de la croûte.

Ce phénomène permettra d'achever l'exhumation des roches de haut degré métamorphique de la racine crustale (les pyroxéno-amphibolites et les migmatites) et de provoquer de nouveau, par décompression adiabatique, l'anatexie de ce matériel profond.

Ainsi s'est formé le dôme migmatitique de Saint-Nazaire.

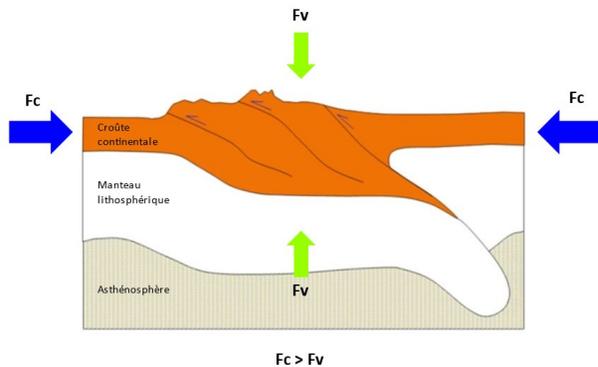
Séquence des événements

Stade 1 : entre -370 Ma et -350 Ma

Le mouvement de convergence des plaques Gondwana et Armorica engendre des forces compressives horizontales F_c sur les roches qui créent un relief et une racine crustale.

Dans le même temps, les roches de la croûte sont soumises à des forces verticales (forces de volume F_v) liées au poids des reliefs (force dirigée du haut vers le bas) mais aussi à la poussée d'Archimède (force dirigée du

bas vers le haut) exercée sur la racine par le manteau lithosphérique qui s'oppose à l'enfoncement de la croûte du fait de sa densité supérieure.



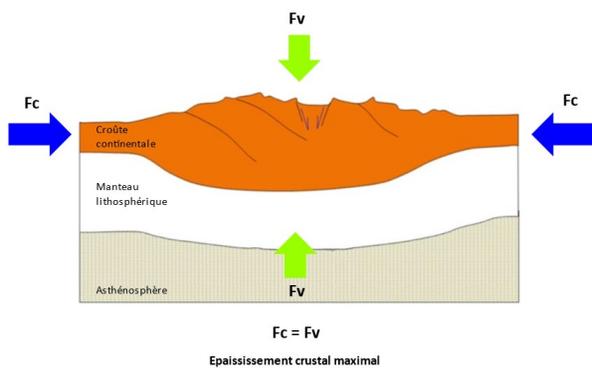
Au début de la collision, les forces de compression F_c l'emportent sur les forces de volume F_v .

$$F_c > F_v$$

L'anatexie est encore peu développée.

La racine de la chaîne, riche en éléments radioactifs, commence à se réchauffer et atteint localement des températures supérieures au « Solidus du granite hydraté ».

Stade 2 : entre -350 Ma et -330 Ma



La collision avançant dans le temps, les reliefs devenant de plus en plus importants, les forces de volume F_v augmentent et finissent par égaler les forces de compression F_c au maximum de l'épaissement crustal.

$$F_c = F_v$$

Mais parallèlement, l'érosion des reliefs augmente et en conséquence, l'anatexie se développe davantage par remontée du « Moho » et fusion partielle de la péridotite du manteau (« underplating » et « intraplating »).

D'autres mécanismes, en plus de la radioactivité de la racine et de la remontée du « Moho », peuvent favoriser cette anatexie.

Par exemple, au niveau des grands plans de chevauchement qui découpent la croûte d'une chaîne de collision, un panneau de croûte continentale, froid en surface mais

plus chaud en profondeur, peut venir réchauffer un autre panneau de croûte continentale en le chevauchant.

Si ce dernier est hydraté en surface ou contient des minéraux hydroxylés comme de la muscovite, de la biotite ou de l'amphibole, la chaleur cédée par le panneau chevauchant peut être suffisante pour déstabiliser ces minéraux et libérer de l'eau qui percolera ensuite dans sa base chaude.

L'eau ainsi héritée par la base chaude du panneau chevauchant déplacera son solidus vers des températures plus basses. Cette dernière subira l'anatexie. C'est l'effet « fer à repasser ».

Stade 3 : entre -330 Ma et -300 Ma

En fin de collision, les forces de compression F_c s'exerçant en limites de plaques s'affaiblissent. Seules pratiquement s'exercent les forces de volume F_v , de gravité.

Un régime extensif encore négligeable commence donc à s'installer dans la partie interne de la chaîne.

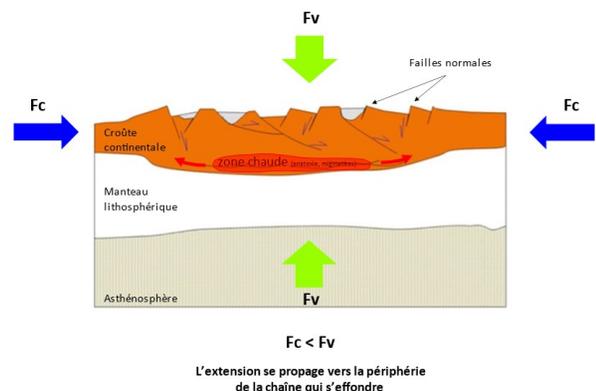
Il va être très largement amplifié par l'anatexie en profondeur.

En effet, la racine, la croûte profonde, devenue très chaude, fondue partiellement à plus de 20%, finit par perdre de sa rigidité. Plus plastique, plus ductile et soumise maintenant au seul poids de la chaîne, à une forte compression verticale, elle s'étire latéralement, flue sur les côtés.

On parle d'extension tardi-orogénique.

Devenue instable sur cette racine « mollassonne », la chaîne finit par « s'effondrer ».

C'est l'effondrement gravitaire.



Attention ! Les flèches bleues et vertes n'ont pas la même épaisseur que sur le schéma précédent.

Le fluage de la racine, qui peut concerner des surfaces très importantes, s'avère être en fait le moyen le plus efficace et le plus rapide pour ramener la croûte à son épaisseur normale (30 km, profondeur du « Moho »).

Parallèlement, et toujours pour assurer le rééquilibrage isostatique, le manteau remonte lui aussi et très rapidement. Sa décompression adiabatique génère alors dans la

croûte inférieure et moyenne une ultime anatexie crustale.

Ainsi se forment les « dômes migmatitiques » comme celui de Saint-Nazaire ou ceux du Morbihan au Nord ou celui des Sables d'Olonne au Sud, tous accompagnés de leurs plutons de granite d'anatexie.

La croûte supérieure, froide et fragile, réagit, elle, en se cassant. Des failles normales la découpent. Cela va se traduire par la formation de horsts et de grabens ou de demi-grabens et l'ouverture de bassins : les futurs bassins houillers qui vont recueillir, piéger les sédiments détritiques issus de l'érosion de la chaîne.

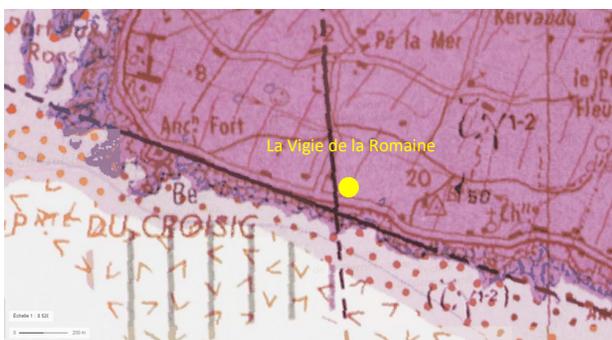
Arrêt 5 : La presqu'île du Croisic à hauteur de la Vigie de la Romaine

Le leucogranite de Guérande

1. Situation du site



Localisation de l'affleurement



Extrait de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}

La falaise rocheuse y est haute de plus de 10 m, 21 m à la Vigie de la Romaine.



2. Description de la roche

Il s'agit d'un granite clair ou leucogranite à très gros grain (taille supérieure à 5 mm) plus riche en muscovite qu'en biotite. C'est ce caractère grossier et le fait qu'il soit facilement altérable qui a fait qu'il n'a jamais été exploité à l'inverse du granite de Batz-sur-Mer.

Les cristaux de quartz sont globuleux. Les feldspaths alcalins (microcline et albite) sont en égale abondance.

La muscovite se présente en grandes lamelles allongées (de taille centimétrique) et fraîches tandis que la biotite n'apparaît qu'en petites paillettes plus ou moins chloritiques.

À l'échelle de l'affleurement, ce pluton de granite présente un aspect feuilleté net, une fabrique planaire c'est-à-dire qu'il apparaît découpé en lames, celles-ci étant faiblement pentées vers le Sud. En certains endroits, elles apparaissent également plissées.

Les contours de ce granite sont de plus diffus. Les lames qui le constituent peuvent en effet s'introduire au sein de schistes cristallins ou dans les migmatites que l'on a précédemment rencontrées à la Pointe de Penchâteau, ces intrusions étant attestées par la présence en son sein de longues bandes de micaschistes ou de migmatites secondairement muscovitisées et albitisées.

Il est traversé par de nombreux filons de pegmatite ou d'aplite d'épaisseur variable. Sécants les uns par rapport aux autres, ils peuvent donner lieu à des petits exercices de chronologie relative !



Structure planaire du granite de Guérande



Aspect grossier du leucogranite de Guérande



Aspect plissoté du leucogranite



Filons d'aplite et de pegmatite

3. Datation du granite de Guérande

Sa mise en place a été datée à 333.6 ± 4 Ma soit du Carbonifère moyen (Dinantien supérieur ou Serpukhovien).

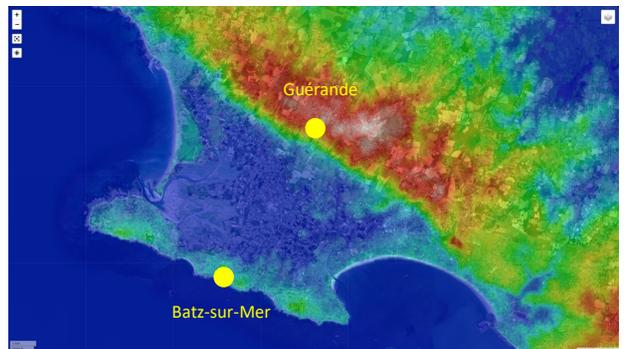


Le rocher de l'Ours (à gauche) et le rocher du Dormeur (à droite)

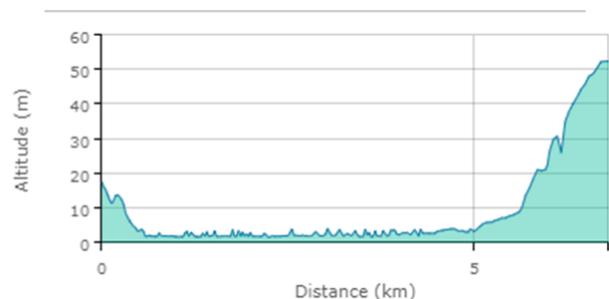
Arrêt 6 : Observation du paysage entre Le Croisic et Guérande

Après avoir quitté la presqu'île du Croisic, on emprunte la route reliant Batz-sur-Mer à Guérande. On traverse donc le Marais du Croisic, célèbre pour ses marais salants.

En regardant vers le Sud-Ouest, on aperçoit alors sur notre gauche la presqu'île du Croisic avec l'église de Batz établie à environ 18 m d'altitude et sur notre droite, vers le Nord, le coteau de Guérande avec l'église de Guérande culminant à 52 m.

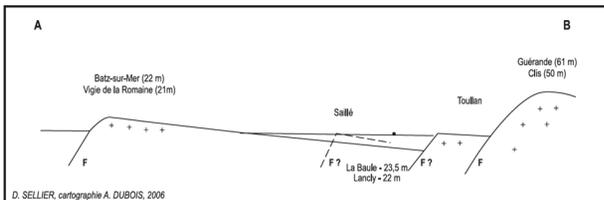


Carte topographique du Pays de Guérande



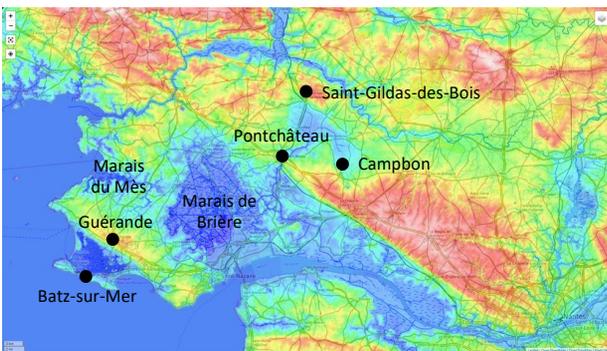
Profil altimétrique Batz - Guérande

Les sondages réalisés dans le Marais du Croisic entre Batz et Guérande ont montré d'une part que le remplissage, le colmatage de ce marais est uniquement Quaternaire (il n'y a pas de dépôts d'âge éocène comme en Brière par exemple) et d'autre part que la profondeur du substratum rocheux constitué de granite et de migmatite du Dôme de Saint-Nazaire augmente régulièrement quand on va de Batz vers Guérande.



Sachant que la « Grande Côte » entre la Pointe de Penchâteau et Le Croisic suit un escarpement de faille orienté N 110° ce qui explique son aspect rectiligne et qu'il en est de même du coteau de Guérande, on a là la morphologie typique d'un bloc basculé.

À plus petite échelle donc sur une plus grande vue d'ensemble, ce sont trois blocs basculés qui se succèdent du Nord-Est au Sud-Ouest depuis Saint-Gildas-des-Bois.



Carte topographique du Sud-Bretagne



Coupe Le Croisic – Saint-Gildas-des-Bois

Le Sillon de Bretagne qui passe à Pontchâteau et à Nantes constitue le nez de la première marche de cet escalier tectonique, première marche qui porte le Bassin de Campbon.

Le Sillon de Bretagne domine à son tour la grande dépression des Marais de la Brière et du Mès, deuxième marche, dont le nez est armé par le coteau de Guérande.

Ce dernier domine la troisième marche occupée comme on vient de le voir par le Marais du Croisic d'une quarantaine de mètres.

L'ensemble des anciennes « îles » de Penchâteau, Batz et Le Croisic forme le nez de cette troisième marche, les falaises de la « côte sauvage » hautes d'une quinzaine de mètres et plongeant dans la mer en constituant l'ultime contre-marche émergée.

Remarque : Cette morphologie en blocs basculés se retrouve également au Sud de l'estuaire de la Loire avec la faille de la Pointe de Saint-Gildas - Machecoul, limite Sud du bloc basculé du Pays de Retz penté vers le Nord et la faille de Noirmoutier, limite Sud du bloc basculé de la Baie de Bourgneuf.

Âge de ces accidents tectoniques

Cette tectonique de blocs basculés pentés vers le NNE est à mettre en relation avec le rifting continental lié à l'ouverture du Golfe de Gascogne (ou de Biscaye) qui s'océanise entre la fin du Crétacé inférieur (anomalie M0 de l'Aptien - à environ -120 Ma) et le Campanien (anomalie 6 vers -85 Ma).

En effet, après la formation de la chaîne hercynienne, la Pangée commence à se morceler.

Le rifting continental entre Armorica et Ibéria débute dès le Permien. Il est accompagné de la mise en place de nombreux filons de lamprophyre type minette tels ceux de la Pointe du Payré ou de Sion-sur-l'Océan en Vendée et qui ont été datés à -286.2 ± 6.6 Ma (André Pouclet, Jacques-Marie Bardintzeff, Hervé Bellon, 2022).

Puis les blocs basculés formés sont envahis progressivement par les transgressions jurassiques. Les mers jurassiques n'y ont jamais été profondes.

À partir de la limite Jurassique-Crétacé et pendant tout le Crétacé inférieur, ces blocs basculés sont « hors d'eau », conséquence de l'épaulement du rift. Seuls quelques blocs basculés comme celui de Cherves-Richemont en Charente par exemple ont pu retenir une masse d'eau suffisamment importante pour que sédimentent les faciès purbeckiens évaporitiques à gypse au Berriasien inférieur et moyen (entre -145 et -142 Ma).

Mais dès le Cénomaniens moyen (début du Crétacé supérieur, vers -95 Ma), le rifting s'accroissant, tous ces blocs basculés s'éloignent progressivement de l'axe du rift et par conséquent refroidissent.

Pas subsidence thermique, ils s'enfoncent et sont progressivement envahis par les premières transgressions marines du Crétacé supérieur (sables, calcaires et marnes à Rudistes des bassins de Commequiers et de Challans en Vendée). Cette transgression cénomaniens a été d'autant plus importante qu'elle a coïncidé à l'échelle du globe avec une élévation généralisée du niveau des océans liée au fonctionnement rapide de la dorsale Sud-Atlantique.

Au Tertiaire, lors de la formation des Alpes et des Pyrénées, ces blocs basculés ont été faillés. L'ensemble a été découpé en damier par tout un système de failles conjuguées orientées NNW-SSE et NNE-SSW, certains segments de blocs jouant en horst, d'autres en grabben. Parallèlement, toute la Vendée s'est inclinée vers l'Ouest, depuis le Haut-Bocage, qui s'est soulevé, jusqu'au littoral ; et la Mer des Faluns a fini par pénétrer la zone, pour la dernière fois, au Miocène moyen (Langhien et Serravallien, de -16 à -11 Ma).

Arrêt 7 : La plage de la Mine - Commune de Piriac-sur-Mer

1. Situation du site



Localisation de l'affleurement



Extrait de la carte géologique de La Roche-Bernard au 1/50000^{ème}

2. Description de l'affleurement

On retrouve le leucogranite de Guérande déjà observé à l'arrêt 5 à hauteur de la Vigie de la Romaine au Croizic.

Il présente ici exactement le même faciès. C'est un granite clair, à grain grossier. Le quartz est globuleux, le feldspath microcline perthitique et l'albite sub-automorphes. La muscovite bien développée en grandes lames domine la biotite sous forme de petites paillettes.



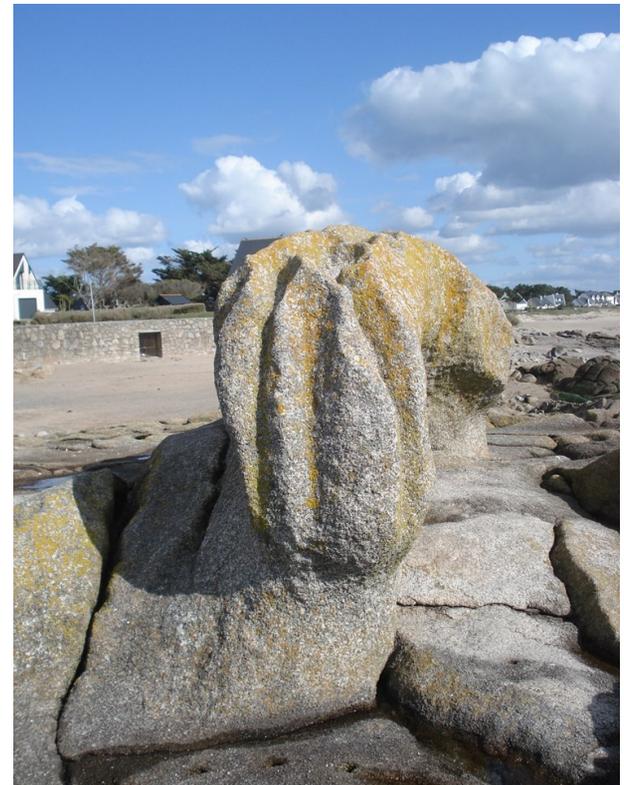
À l'échelle de l'affleurement, le leucogranite est également lithoclasé (fabrique planaire) ; il présente un découpage en lames mais ici pentées vers le Nord.

L'altération de ce granite donne localement naissance à des « formes » remarquables comme « le Tombeau d'Almanzor » qui se dresse sur le platier granitique tel un mamelon turgescent quand on le regarde de loin mais qui possède en réalité une forme en croissant de lune, ou comme les drôles de rochers sculptés en forme de vagues déferlantes en haut de l'estran, juste au-dessous du « castel », autrefois la maison du Directeur de la mine.



Le Tombeau d'Almanzor

Au sommet du tombeau, on n'observe pas de véritables vasques. En revanche, sont bien marquées les cannelures que l'on voit sur les côtés du rocher où elles apparaissent comme des sillons étroits, plus ou moins rectilignes, profonds. Leur formation est due aux actions conjuguées du ruissellement de l'eau de mer et du sel (haloclastie).



Le Tombeau d'Almanzor et sa forme en lune



Le Tombeau d'Almanzor - Vue rapprochée



Rochers sculptés en forme de vagues

Au bas de l'estran, on peut observer deux filons importants de quartz blanc.



Filon de quartz

Le plus gros, le plus au Sud, montre des passées noires qui signalent la présence de cassitérite (dioxyde d'étain de formule SnO_2).



**Blocs de quartz à cassitérite
arrachés au filon en bas de plage**

Ces filons quartzeux peuvent aussi contenir du béryl et du mispickel. Cassitérite et mispickel sont des minéraux très denses : densité voisine de 6-7.

En haut de l'estran, au niveau du castel, on retrouve un filon horizontal de quartz à cassitérite, peu épais, plus ou moins grisé, inclus dans le leucogranite.

Il vient d'ailleurs souligner le débit en lames, la fabrique planaire de ce leucogranite.



**Filon horizontal de quartz à cassitérite
conforme au « feuilletage » du leucogranite**

Ces filons se situent à la limite Nord du massif leucogranitique de Guérande, à son contact avec l'Unité des schistes et porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles.

Ils sont liés génétiquement au leucogranite de Guérande.

En effet, au stade final de la solidification du magma qui a généré le granite de Guérande, s'est formé un « jus silicaté » résiduel très différencié et enrichi en éléments incompatibles. Ce « jus » s'est ensuite échappé par des failles pour former des filons dits « hydrothermaux ».

Ces éléments incompatibles : lithium, nobium, tantale, béryllium, étain, uranium, ... , normalement rares dans la croûte se retrouvent en quelque sorte « concentrés » dans ces filons hydrothermaux. Ces derniers peuvent alors donner lieu à exploitation.

C'est le cas à Piriac-sur-Mer où l'on a exploité la cassitérite, l'uranium et même l'or !

3. Exploitation de la cassitérite

La cassitérite a commencé à être exploitée vers 1815. De très nombreux puits ont été creusés à l'intérieur des terres et sur la plage elle-même, comme le puits Jules vers 1850. Mais les galeries étant souvent inondées, on le ferma en 1862.

Au maximum de son activité, vers 1848, la concession employait 40 ouvriers et produisait 40 000 kg de minerai de bonne qualité.

L'exploitation reprendra en 1927-1929 avec le creusement de trois nouveaux puits.

Dans les années 1960, le BRGM creuse un dernier puits profond de 20 m avec un travers-banc de près de 50 m de longueur à la cote - 18 m. Mais son exploitation se révélant peu rentable, il sera lui aussi définitivement fermé.

Mais la cassitérite a été également exploitée dans les placers de plage sous la forme de galets ou de sables à cassitérite, la densité du minéral ainsi que sa forte résistance à l'altération permettant sa concentration grâce à l'action des vagues.

Arrêt 8 : Place du Castelli - « La Couette » - Commune de Piriac-sur-Mer

1. Situation du site



Localisation de l'affleurement



Extrait de la carte géologique de La Roche-Bernard au 1/50000^{ème}

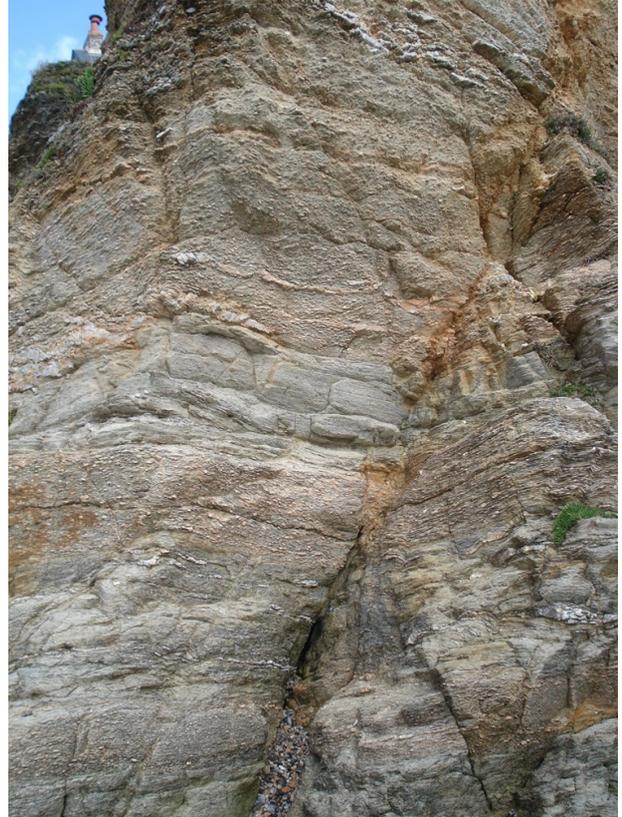
2. Description de l'affleurement

Tout cet ensemble appartient à l'Unité des schistes et porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles.

Quand on arrive au bas de l'escalier, l'affleurement fait immédiatement penser à l'Unité des Schistes et Porphy-

roïdes de Saint-Gilles qui vient chevaucher à Brétignolles-sur-Mer, près du Rocher Sainte-Véronique, l'Unité à blocs, l'olistrome d'âge Silurien de la Parée Nord.

L'affleurement présente un aspect stratoïde très net.



Aspect stratoïde de l'affleurement

Les principales roches observables à l'affleurement sont :

◆ « des porphyroïdes »

Cet ensemble, à caractère volcano-sédimentaire et correspondant à une suite calco-alcaline, a été qualifié de méta-tuffo-ignimbrite porphyrique rhyolitique.

On peut distinguer deux faciès dans l'unité des « Porphyroïdes » : des faciès relativement grossiers et de composition variant depuis des rhyodacites jusqu'à des rhyolites, et des niveaux tuffacés à grain plus fin et de composition dacitique.

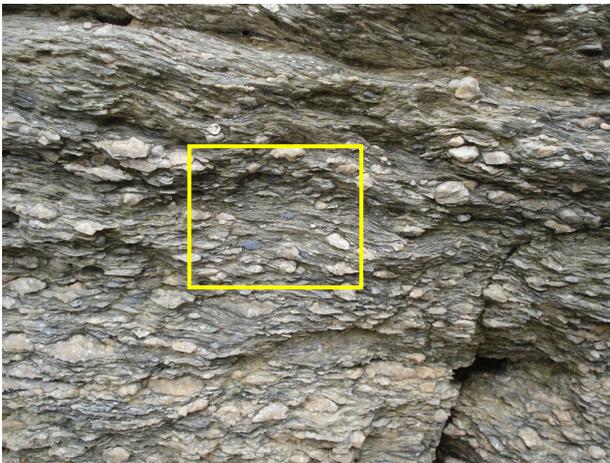
- Les niveaux grossiers sont constitués d'une matrice fine composée de quartz, de feldspath et de mica blanc, emballant des porphyroclastes subautomorphes de feldspath potassique ou albitique dont la taille varie du millimètre à 2 ou 3 cm de longueur et dans une moindre mesure de quartz rhyolitique en amande, aplatis et étirés dans le plan de la schistosité principale et parfois bleutés.

On y trouve aussi des lentilles quartzo-feldspathiques d'épaisseur décimétrique, parallèles ou légèrement obliques sur la schistosité (ou foliation). Le plan de la schistosité est penté vers le Nord-Est.

Cette schistosité est localement déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation.



« Porphyroïdes » (= métarhyolites)



Voir photographie de détail ci-dessous



Cristaux de quartz bleuté



Feldspaths « en amande » brisés par cisaillement

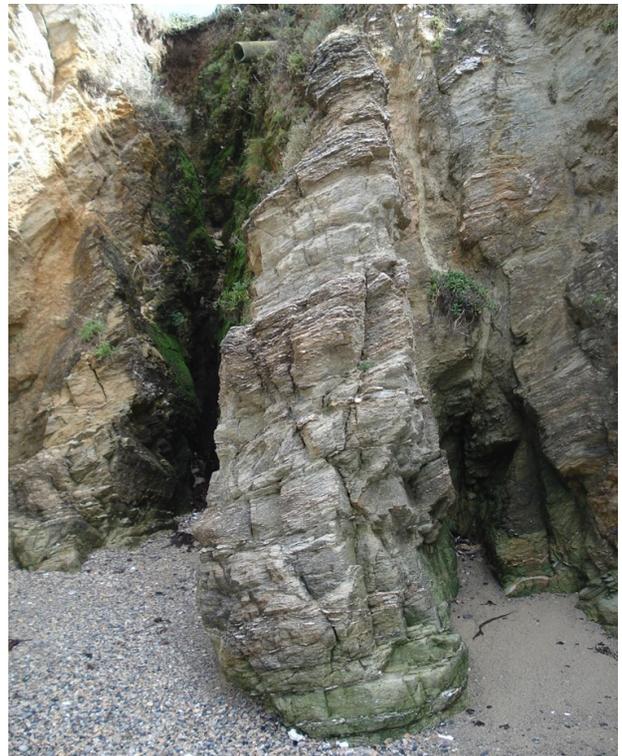
- Les niveaux fins ont l'aspect de chloritoschistes de couleur verdâtre à l'état frais, mais du fait de l'altération, souvent beige clair, voire blanchâtre. La roche ressemble parfois à une véritable argile.

Ce sont des métatufs et métatuffites finement foliés, essentiellement composés de quartz (jusqu'à 20 % de la roche) et de mica blanc, mais montrant, de plus, de fréquents petits clastes millimétriques de feldspath et parfois de quartz. Certains de ces clastes sont noirs car enveloppés d'une pellicule graphiteuse. Ce graphite est aussi, localement, concentré en passées pluricentimétriques et discontinues.



Faille dans des niveaux à métatuffites

Des pans de falaise, isolés, montrent de très belles successions de niveaux grossiers rhyolitiques et fins de métatuffites.



Alternance de niveaux porphyroïdiques rhyolitiques et de métatuffites

◆ des quartzites graphitiques

Ce sont des roches métamorphiques siliceuses à grain fin, de teinte sombre, bleu nuit à noir, fréquemment finement litées, avec alternance de lits plurimillimétriques leucocrates ou sombres.

Ce sont les équivalents des phtanites de Brétignolles-sur-Mer.



Elles ont fait l'objet d'une exploitation importante à la fin du siècle dernier (« Pierres bleues ») du fait de leur cohésion forte et leur fracturation moyenne donnant des parallélépipèdes naturels.

Ces niveaux de phtanites, facilement repérables en falaise, montrent que tout cet ensemble a été intensément faillé et penté vers le Nord.



Falaise découpée en panneaux



Ensemble penté vers le Nord

L'Unité de Saint-Gilles - La Vilaine chevauche en effet le leucogranite de Guérande juste au Nord de l'arrêt précédent.

Aujourd'hui, on pense que la fabrique planaire du leucogranite de Guérande qui dessine comme un anticlinal (autrefois appelé « Anticlinal de Saint-Nazaire ») serait due au fait qu'il se soit mis en place tout au sommet du dôme migmatitique de Saint-Nazaire, entre ce dernier et la nappe chevauchante de l'Unité de Saint-Gilles - La Vilaine. Encore ductile, il aurait ainsi été déformé par

cisaillement par le jeu relatif de l'ascension du dôme et le glissement de la nappe de Saint-Gilles - La Vilaine sur ses flancs.

On peut donc dater la formation et l'ascension du Dôme migmatitique de Saint-Nazaire aux alentours de -340 / -320 Ma, la mise en place du granite de Guérande ayant été datée à 333.6 ± 4 Ma soit du Carbonifère moyen (voir arrêt 5).

La nappe de Saint-Gilles - La Vilaine, elle, aurait été exhumée plus tôt, vers -340 Ma.

3. Extension de la formation

On retrouve cette Unité de Saint-Gilles - La Vilaine au Sud de l'estuaire de la Loire dans la région de Préfailles - Saint-Michel-Chef-Chef mais pentée vers le Sud.

Elle dessine donc bien un anticlinal au-dessus du cœur de migmatites d'où l'ancienne appellation d'« Anticlinal de Saint-Nazaire » donnée à la région.

4. Âge de la formation

Les « Porphyroïdes » représentent la nappe la plus inférieure des nappes allochtones qui se sont mises en place lors de l'orogénèse varisque.

Cette nappe s'étend depuis le Golfe du Morbihan au Nord jusque dans la région de Mareuil-sur-Lay au Sud.

En Vendée, les « Porphyroïdes » ont été datés à 483 ± 4 et 486 ± 6 Ma sur monazite et 479 ± 4 Ma sur zircon à Mareuil-sur-Lay et à 477 ± 7 Ma et à 481 ± 14 Ma à La Sauzaie de Brétignolles-sur-Mer (méthode sur zircon en U/Pb - laser ICPMS-MC par Béchenec et al. , 2010). Ils sont donc d'âge Trémadocien (Ordovicien inférieur).

C'est bien la preuve que le contact entre l'Unité de Saint-Gilles - La Vilaine d'âge Ordovicien inférieur avec le granite de Guérande d'âge Carbonifère supérieur est un véritable contact tectonique, souligné ici seulement par une déformation ductile du granite de Guérande.

Rien à voir avec le chevauchement de cette même nappe des « Porphyroïdes » sur la série métamorphique de Brétignolles-sur-Mer marqué, à la hauteur du Rocher Sainte-Véronique, par la présence d'un véritable olistostrome, résultat d'un écaillage important de formations siluriennes, intensément plissées et boudinées et mises en place par gravité dans le bassin dinantien de Brétignolles.

5. Âge du métamorphisme

La nappe de Saint-Gilles - La Vilaine a été métamorphisée. La majorité des estimations indique des pressions de 7 à 9 kbar pour des températures de l'ordre de 350 °C.

Ces pressions élevées dans les « Porphyroïdes » suggèrent que leur histoire précoce est à rapprocher de celle de l'Unité de HP-BT des schistes bleus à glaucophane de Groix - Bois-de-Céné située topographiquement au-dessus.

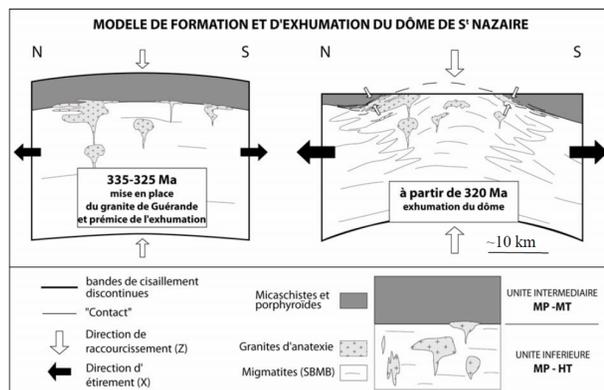
Synthèse générale

Reconstitution de l'histoire géologique de la région au Paléozoïque supérieur

1. Début de la fermeture de l'Océan Galice - Massif Central au Silurien moyen.
2. Subduction - Éclogitisation de la croûte océanique vers -420 Ma (limite Silurien - Dévonien).
3. Collision continentale vers -370 Ma au Dévonien supérieur (limite Frasnien - Famennien). Formation d'une racine crustale
4. Entre -370 et -350 Ma :
 - premières phases de migmatisation et formation des premiers plutons par libération de chaleur radioactive de la croûte subduite . Pic de conditions métamorphiques fixé à 8-9 kbar pour 750-800°C.
 - puis poursuite de l'anatexie dans la racine (croûte inférieure et moyenne) au fur et à mesure de l'érosion de la chaîne - Remontée lente du Moho et du manteau - Décompression adiabatique de la péridotite mantellique - Underplating et intraplatin.
5. Exhumation de la nappe des « Porphyroïdes » (Unité intermédiaire de Saint-Gilles - La Vilaine) et de la nappe des schistes à glaucophane (Unité supérieure de Groix - Bois-de-Céné) vers -340 Ma.
6. Effondrement gravitaire de la chaîne sur elle-même. Fluage latéral de la racine (croûte inférieure et moyenne).
7. De -340 à -300 Ma, reprise de l'anatexie par remontée rapide du manteau et décompression adiabatique. Ascension des dômes migmatitiques chauds issus de la croûte profonde (inférieure et moyenne).
La croûte supérieure fragile se casse - Failles normales - Formation des bassins carbonifères.
8. Mise en place du granite de Guérande vers -325 Ma dans la croûte moyenne (vers 20 km de profondeur - Pression de 4-5 kbar) par fusion partielle des migmatites au cœur du dôme de Saint-Nazaire et ségrégation des liquides silicatés par différence de densité et de viscosité par rapport aux gneiss et micaschistes de l'encaissant.
9. Vers -320 Ma, exhumation du dôme migmatitique. Déformation ductile du granite de Guérande par la nappe chevauchante des Porphyroïdes.

Article rédigé par H. Vreken

Photographies : J. Chauvet, D. Loizeau, J. Vreken



D'après P. Turrillot

Bibliographie

- « Variscan lamprophyres of the South Armorican Domain and comparison with lamprophyres of the Western European Variscan belt » - André Poulet, Jacques-Marie Bardintzeff, Hervé Bellon -Mineralogy and Petrology - Springer Nature - Juin 2022
- J. Barraud – Thèse « La ségrégation et la migration des liquides de fusion lors de la déformation des migmatites : modélisation analogique, numérique et exemples de terrain » - Université de Grenoble - 2001
- P. Turrillot - Thèse « Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricain » - Université d'Orléans - 2010
- « La chaîne varisque » - Géochronique - n° 105 - Mars 2008 - SGF et BRGM
- Notice de la carte géologique de La Roche-Bernard au 1/50000^{ème}
- Notice de la carte géologique de Saint-Nazaire au 1/50000^{ème}
- Notice de la carte géologique de Baud au 1/50000^{ème}
- Notice de la carte géologique de Savenay au 1/50000^{ème}

Sites internet consultés

- <https://www.youtube.com/watch?v=TW90f1nmaCc&list=RDCMUCNXhHwGBMzoTVvJCNx9rGow&index=2>
- <https://www.youtube.com/watch?v=jmDxcJcG99c&list=RDCMUCNXhHwGBMzoTVvJCNx9rGow&index=1>
- http://www.pierres-info.fr/cartes_postales_1/index.html
- <https://www.ouest-france.fr/pays-de-la-loire/batz-sur-mer-44740/l-ete-en-loire-atlantique-quand-la-cote-rocheuse-de-batz-sur-mer-etait-un-lieu-de-travail-31e5f0f6-f082-11eb-9dfd-b6d2c08f691c>
- <http://patrimoine.bzh/gertrude-diffusion/dossier/outils-des-carrieres/69246346-2ac5-4764-ae4d-e72f00fbc936>
- <https://fr-fr.topographic-map.com/maps/lrw/Le-Croisic/>
- https://www.persee.fr/doc/noroi_0029-182x_1980_num_105_1_3870