Sortie géologique de l'AVG à l'Île d'Yeu

dimanche 26 mai 2013

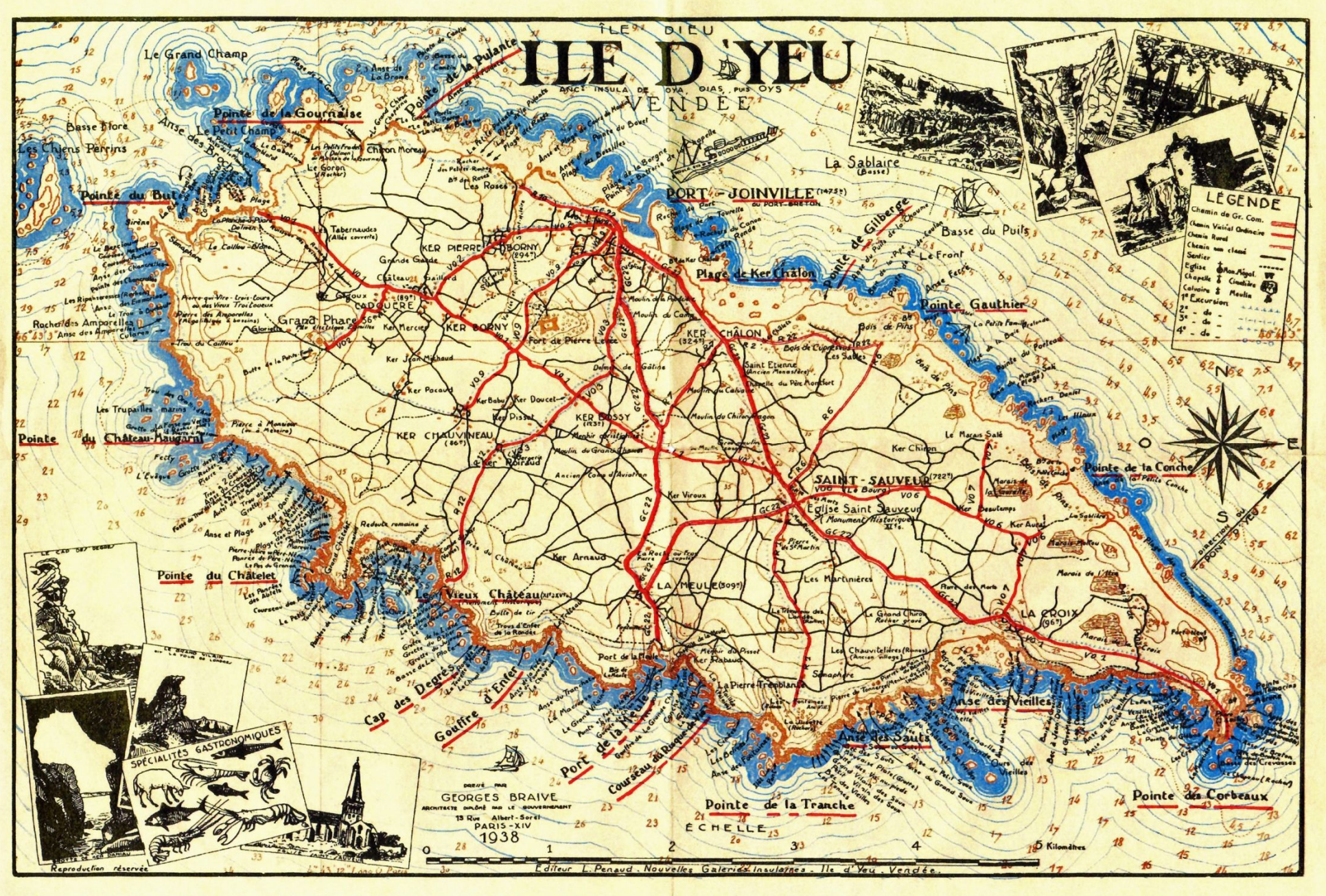
sous la direction de Hervé DIOT,

Professeur de Géologie structurale et Géodynamique à l'Université de Nantes et de La Rochelle, chargé de la réalisation de la carte géologique de l'Île d'Yeu

Compte-rendu de Hendrik VREKEN

Membre de l'AVG

Juin 2013


ILE DIEU
ILE D'YEU
ANCE INSULA DE OYA, OIAS, PUIS OYS
VENDÉE
Le Grand Champ
Pointe de la Pulante
Pointe de la Gournaise
Basse Flore
Les Chiens Perrins
Anse des Broches
Le Petit Champ
Pointe du But
Chiron Moreau
Le Goren
Les Roses
PORT-JOINVILLE (1475 ?)
DU PORT-BRETON
La Sablaire
Basse du Puits
Le Front
Pointe de Gilberge
Plage de Ker Châlon
Pointe Gauthier
La Tabernaudes
KER PIERRE
BORNY (294 ?)
Grande Garde
Château
Gaillard
Le Gaux
LADGUERE
KER BORNY
Grand Phare
Rocher des Amporelles
Anse des Amporelles
Fort de Pierre Levée
KER CHÂLON (324 ?)
Bois de Pins
Bois de Cyprès
Les Sables
Saint Etienne
Chapelle du Père Monfort
Les Trupailles marins
Pointe du Château-Maugarni
KER CHAUVINEAU (86 ?)
KER BOSSY (135 ?)
Menhir du Grand Chaussé
Ker Chiron
Le Marais Salé
Pointe de la Conche
SAINT-SAUVEUR (722 ?)
Eglise Saint Sauveur
(Monument Historique XII e s.)
Ker Beautemps
Ker Auvez
Pointe du Châtelet
Anse et Plage de Ker Donis
Les Vieux Château (Nt s XVe s.)
Monument Historique
Ker Arnaud
LA MEULE (309 ?)
Les Martinières
LA CROIX (96 ?)
Port de la Meule
Ker Rabaud
La Pierre Tremblante
Les Chauvinières (Ancien village)
Anse des Vieilles
Anse des Sauts
Cap des Degrés
Gouffre d'Enfer
Port de la Meule
Courseau du Rocher de Vie
Pointe de la Tranche
Pointe des Corbeaux
LÉGENDE
Chemin de Gr. Com.
Chemin Vicinal Ordinaire
Chemin Rural
Chemin non classé
Sentier
Eglise
Chapelle
Calvaire
Mon. Mégal.
Cimetière
Moulin
1re Excursion
2e - de -
3e - de -
4e - de -
N
O
E
S
DIRECTION DU PONT DE YEU
DESSINÉ PAR
GEORGES BRAVE
ARCHITECTE DIPLÔMÉ PAR LE GOUVERNEMENT
13 Rue Albert-Sorel
PARIS-XIV
1938
ÉCHELLE
0 1 2 3 4 5 Kilomètres
SPÉCIALITÉS GASTRONOMIQUES
Reproduction réservée
Editeur L. Penaud - Nouvelles Galeries Insulaires - Ile d'Yeu - Vendée

Le maître-mot, le mot-clé de la journée : ***cisaillement ductile.***

Définition :

Cisaillement : action de cisailler.

Cisailler : couper avec des cisailles.

Cisailles : sorte de gros ciseaux pour couper les végétaux par exemple ou élaguer les arbres avec comme exemple de cisaille , le sécateur

Le sécateur est constitué de deux lames , de deux ciseaux qui se déplacent parallèlement l'un par rapport à l'autre mais dans deux plans voisins différents : on dit plans non co-axiaux.

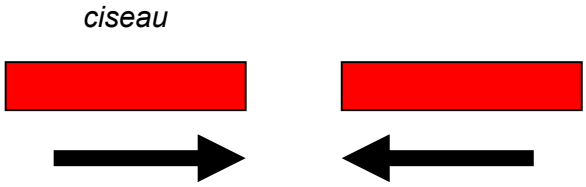


Schéma faux

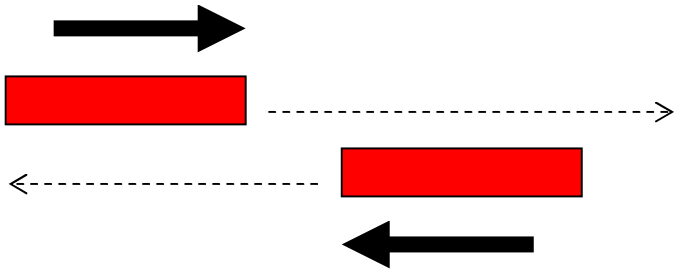
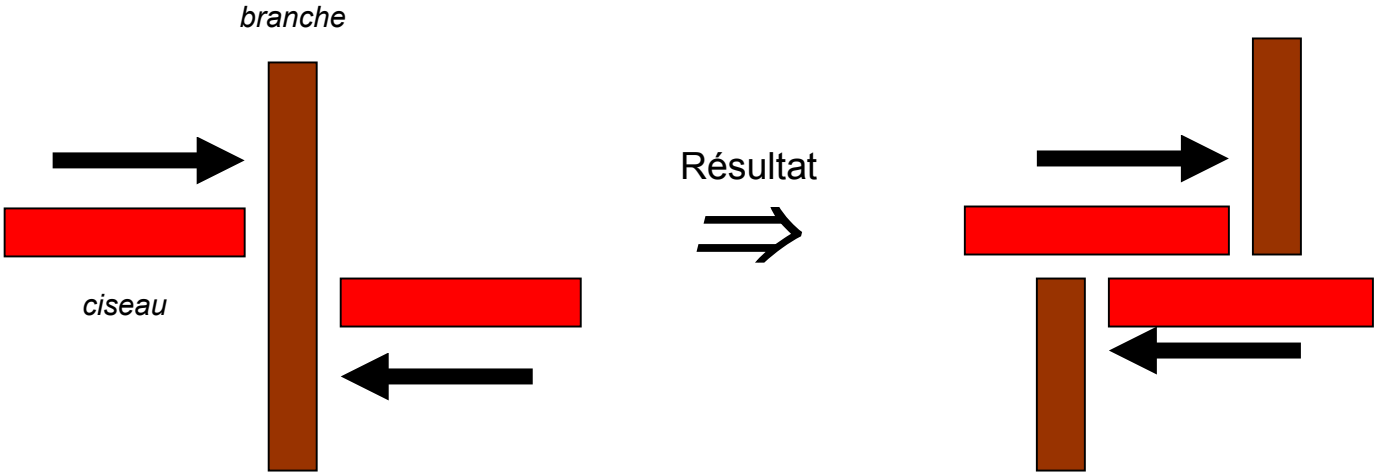
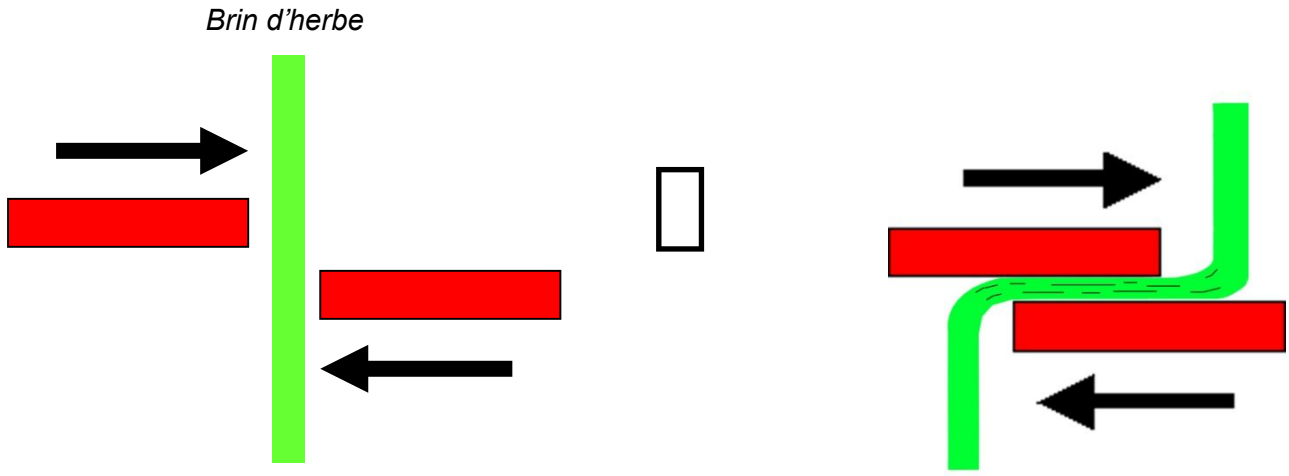


Schéma juste

Si le végétal est cassant, en tectonique on dit : *fragile* (!) , par exemple une branche, elle va être coupée franchement quand les deux ciseaux vont se rapprocher , s'ils ont été bien affûtés évidemment !



Si le végétal est au contraire très souple , en tectonique on dira : *ductile* , par exemple un brin d'herbe ou si les deux ciseaux sont un peu écartés l'un de l'autre, il ne va pas être coupé franchement mais plutôt plié entre les deux lames , écrasé et étiré, laminé voire plus ou moins haché entre eux.



Pour les roches, c'est la même chose !

- **Dans le domaine superficiel** encore appelé « **niveau structural supérieur »** (en gros, entre la surface et 10 km de profondeur), une roche compétente comme le calcaire ou le grès, au comportement fragile, soumise à deux forces opposées parallèles non coaxiales va se casser et une faille nette se forme , parallèle elle-même aux deux forces qui s'exercent (schéma de gauche figure 1 ci-dessous et c'est l'exemple de notre branche). **Une faille est par définition une déformation discontinue puisqu'il y a rupture.**

A l'inverse, une roche incompétente comme une argile ou une marne, plus plastique, ne va pas se casser ; elle va se déformer, la matière fluer et sur une bande relativement large, elle pourra se plisser, prendre un aspect schisteux, le plan de schistosité acquis étant parallèle là aussi aux forces en action (schéma de droite figure 1 et c'est l'exemple de notre brin d'herbe). **Un pli est contrairement à une faille une déformation continue** (puisqu'il n'y a pas rupture) **caractéristique d'un comportement ductile de la roche.**

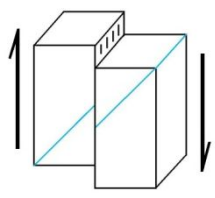
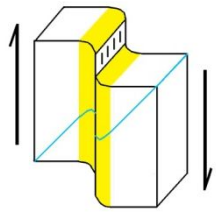
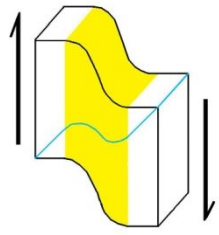
		
Zone de cisaillement fragile ou cassante = faille	**Zone de cisaillement fragile-ductile**	**Zone de cisaillement ductile**

Figure 1

- **Dans le domaine profond** ou **« niveau structural inférieur »** (au-delà d'une profondeur de 10 km), l'augmentation conjuguée de la pression et de la température favorisent le passage d'un comportement fragile à un comportement ductile. La plupart des roches, soumises à deux forces opposées parallèles non coaxiales, vont alors se plisser.

Elles vont acquérir en même temps une schistosité voire une foliation à plus grande profondeur : **on est sous le front supérieur de la schistosité**. **Les schistosités sont également des déformations continues caractéristiques du domaine ductile.**

- Ces propriétés mécaniques des roches peuvent ensuite varier au cours du temps.

Lors de la formation des chaînes de montagnes par exemple, des ensembles de roches de surface peuvent être ainsi portés à grande profondeur **lors de la subduction** et donc devenir plus ductiles (en même temps qu'ils vont subir un métamorphisme prograde) ; puis ramenés vers la surface **en fin de collision**, **lors de leur exhumation** (accompagnée cette fois-ci d'un métamorphisme rétrograde ou rétrométamorphisme). Au cours de cette « ascension », peut être dans un chenal de subduction, ils peuvent être amenés à chevaucher d'autres ensembles de roches ou, au contraire, se faire passer par dessus ou encore , pire, être pris en sandwich ! Parvenues finalement à l'affleurement par le jeu de l'érosion et du rééquilibrage isostatique, ces « paquets de roches » montrent alors à leurs frontières et en leur sein, l'existence de zones très localisées où se sont concentrées les déformations : ce sont nos **zones de cisaillement** qui associent à la fois déformations discontinues et déformations continues.

C'est le cas de l'Île d'Yeu, en bordure Sud du Massif Armoricain, où des granites vieux de 500 Ma sont venus chevaucher des formations pélitiques (non encore datées) lors de l'orogénèse varisque , entre 420 et 300 Ma, dans des conditions de pression et de température voisines du point triple des silicates d'alumine : 5 kbar et 550°C ; c'est à cette occasion que les granites ont été métamorphisés en orthogneiss gris clair et les sédiments pélitiques en paragneiss sombres.

Marqueurs de cisaillement à différentes échelles

NB : nous prendrons essentiellement des exemples vendéens.

❑ A l'échelle d'une région : le cisaillement Sud-Armoricain (CSA)

Dans le Sud du Massif Armoricain, affleurent de larges massifs de leucogranites mis en place vers 315 Ma (voir carte ci-dessous). Ces massifs présentent d'étroites relations spatiales avec de grands accidents ductiles (failles normales et décrochements) qui appartiennent à la zone de Cisaillement Sud-Armoricaine.

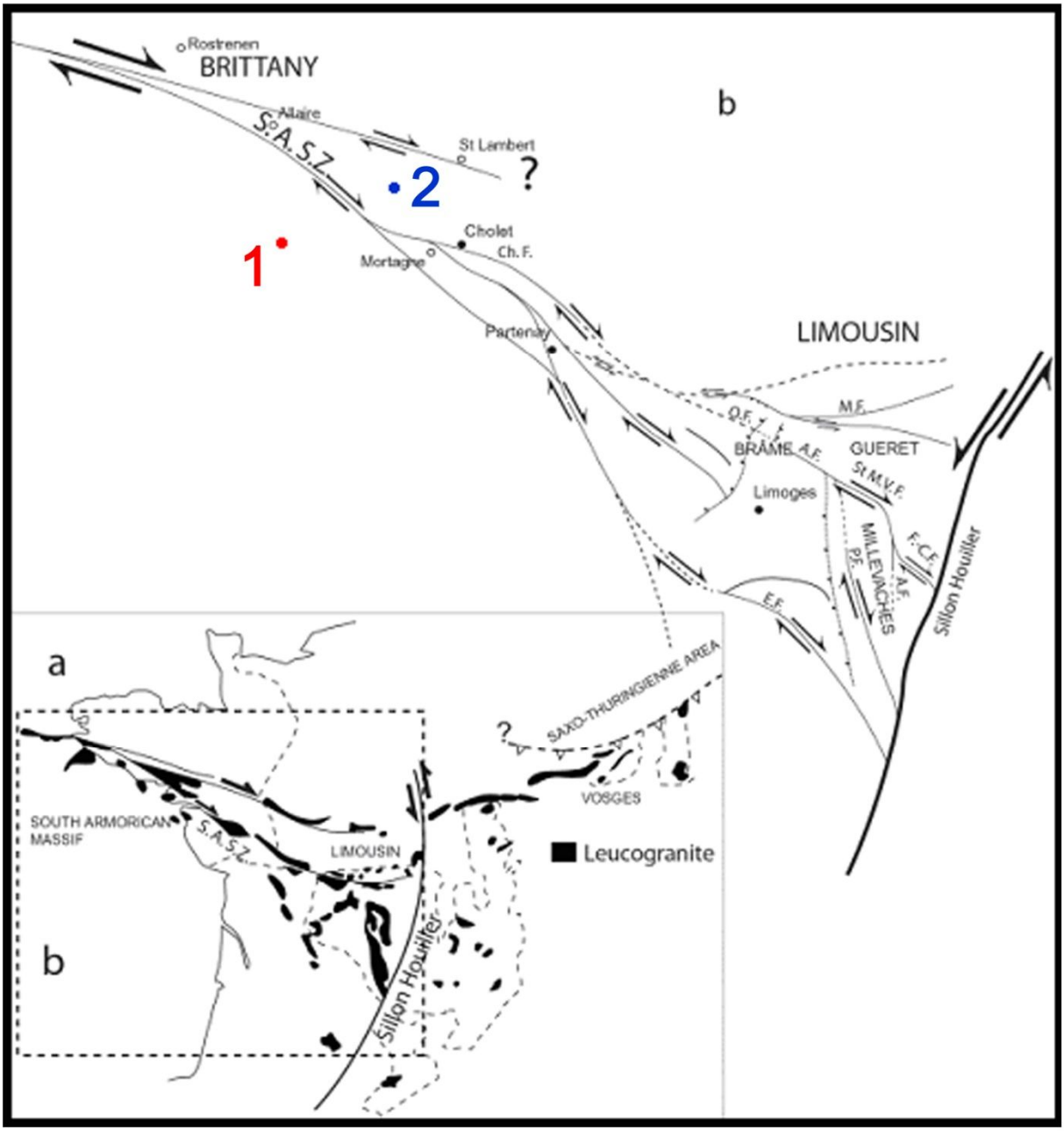
Cette zone décrochante visible sur une longueur de 400 km depuis la pointe du Finistère jusqu'au Seuil du Poitou a un **mouvement dextre**.

Pourquoi dextre ?

Il suffit de regarder le sens des flèches sur la carte.
Plaçons-nous en 1 et fixons le point 2. Le compartiment qui porte le point 2 se déplace vers la droite pour l'observateur placé en 1.
Plaçons-nous maintenant en 2 et regardons 1. Le compartiment qui porte le point 1 se déplace également vers la droite pour l'observateur placé en 2.

Dans les deux cas, le déplacement d'un compartiment se fait vers la droite de l'observateur placé sur l'autre et qui le regarde. Le CSA est bien un accident décrochant dextre.

NB : *droite = dextre ; quelqu'un qui est <u>adroit</u> possède une <u>dextérité</u> certaine !*

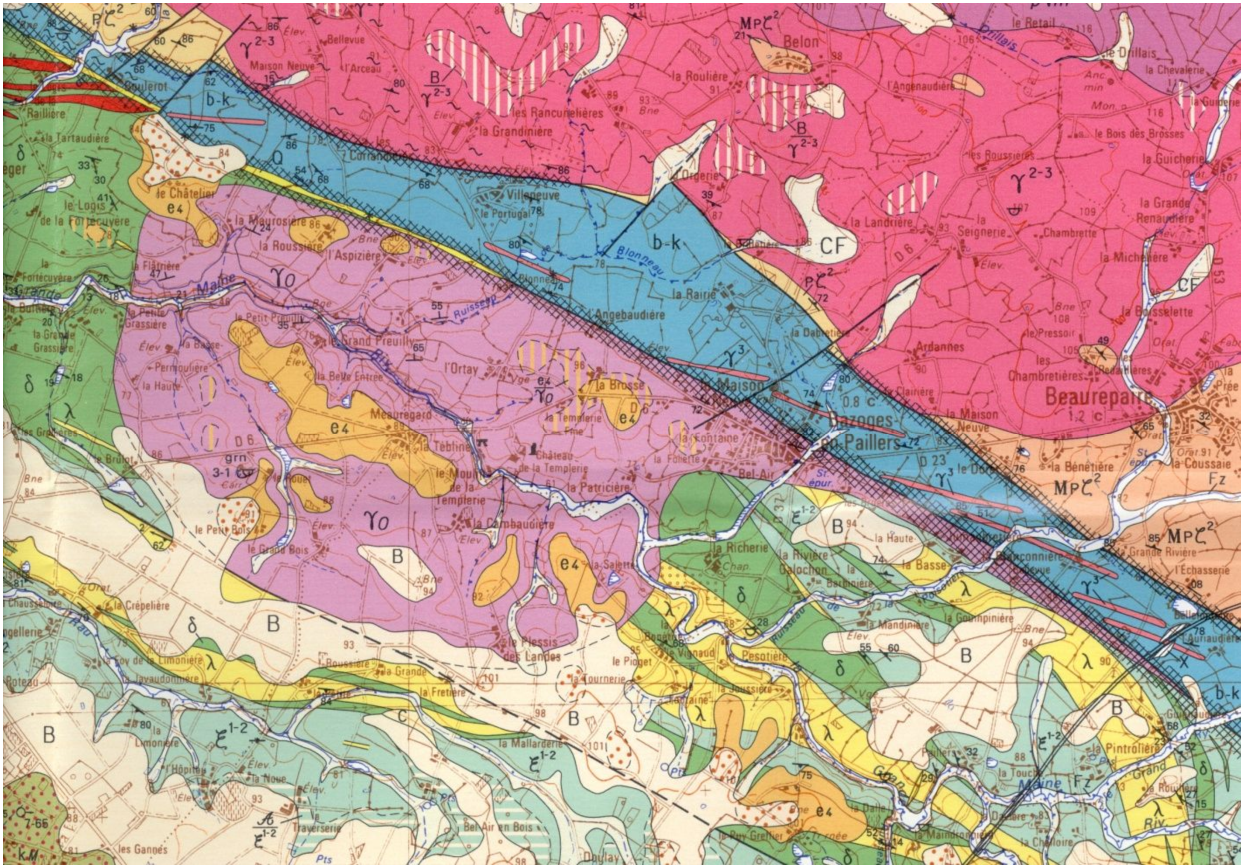


Cisaillement Sud-Armoricain

Mais comment a-t-on pu déterminer sur le terrain le sens dextre de ce mouvement ?

Le CSA déforme les granites syntectoniques de 315 Ma qui le jalonnent. Certains ont pris la forme de gigantesques lentilles , d'autres de cornues . Ce sont ces formes particulières qui permettent de déterminer le sens du déplacement des compartiments de part et d'autre de l'accident décrochant. Elles ont bien évidemment été acquises alors que les massifs granitiques étaient « chauds », donc en profondeur : **le CSA est un accident ductile contemporain de la mise en place des laccolites de granite.** C'est l'érosion et l'isostasie qui les ont ultérieurement ramenés à la surface.

Un bel exemple de massif vendéen en cornue le long du CSA : le massif granitique de l'Ortay (au SE de Montaigu, près de Bazoges-en-Paillers)



Le granite de l'Ortay est représenté en violet (γ_0).

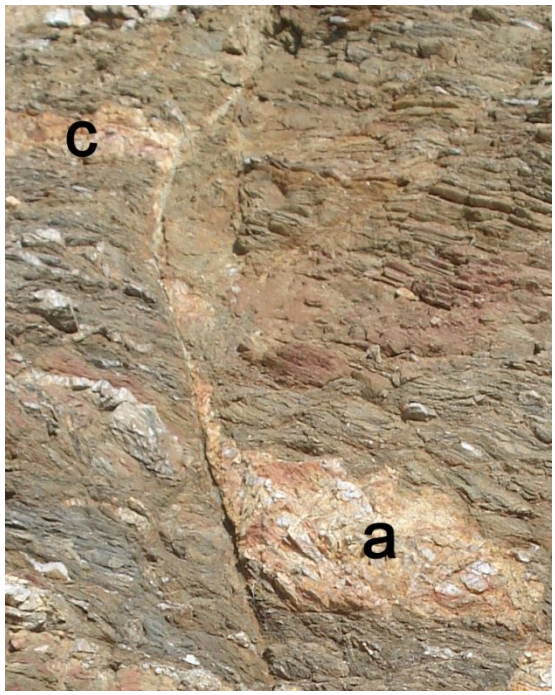
Extrait de la carte géologique au 1/50000ème de Montaigu (BRGM)

Le col de la cornue longe et « s'enracine » tout contre la branche Sud du CSA (BSCSA) où le granite est mylonitisé, cataclasé et la cornue se dilate vers le NO, preuve que ce massif a été « travaillé à chaud » , alors qu'il était encore ductile, par deux forces opposées : le col a été entraîné vers le SE par le compartiment comprenant le granite de Mortagne-sur-Sèvre (représenté en rose γ^{2-3}) et le réservoir dilaté vers le NO ; le massif de l'Ortay appartient au même compartiment que le point 1 de la carte du cisaillement armoricain.

❑ A l'échelle de l'affleurement

- Failles avec crochons de la falaise de Sauveterre

Faille



Crochons de faille

La photo de droite qui est un grossissement de la photo de gauche montre qu'au voisinage immédiat du plan de la faille verticale (qui passe à peu près au centre du cliché) et qui sépare les deux tronçons de tuffites « a » et « c », le tronçon « a » présente un crochon de faille dirigé vers le haut et le tronçon « c » un crochon dirigé au contraire vers le bas , les deux crochons se rejoignant à peu près à mi-chemin.

Cette observation permet de conclure que les deux tronçons de tuffites « a » et « c » étaient initialement en continuité, appartenaient à la même strate et que le compartiment de droite (qui contient « a ») s'est affaissé alors que celui de gauche (possédant « c »), s'est soulevé. Tout est relatif bien sûr ! Il y a eu cisaillement.
On observe à peu près la même chose que dans une zone de cisaillement fragile-ductile (schéma du milieu de la figure 1).

- Microplis dans la falaise de Sauveterre

Nord **Sud**

Détail de la falaise de Sauveterre juste à droite de la rampe en béton en se dirigeant vers la plage

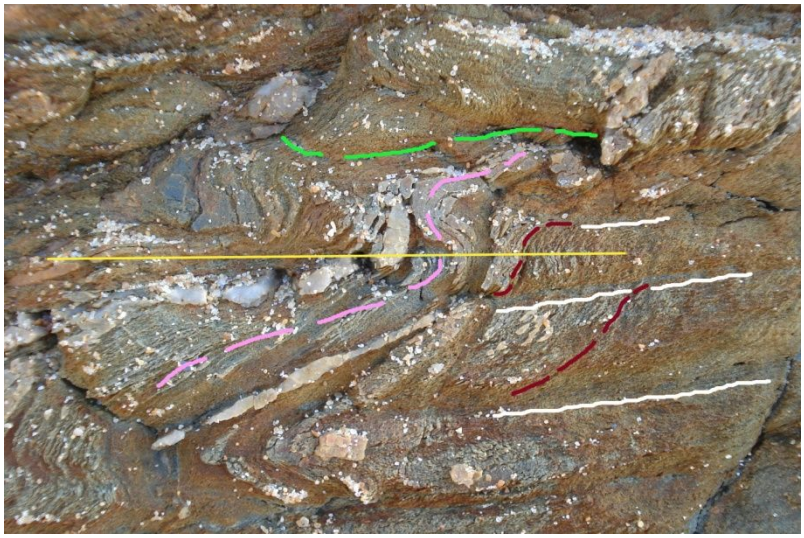


Schéma d'interprétation avec légende

Légende :

S_0-S_1 : plan du litage sédimentaire (alternance de niveaux millimétriques de grès, d'argile, de quartz)

Plan axial de la S_2

Schistosité de fracture parallèle à S_2 ; débit des lits de grès et de quartz en « microlithons »

Déformation des lits en figures sigmoïdes (= plis dissymétriques) à l'intérieur de chaque microlithon,

Surlignés en blanc, cristallisations de chlorite (?) dans les plans de cisaillement = développement d'un litage métamorphique

Les figures sigmoïdes que l'on observe sont l'indice d'un cisaillement et d'un déversement vers le Sud. La formation Cambrienne de Sauveterre chevauche les orthogneiss des Sables d'Olonne .

Les plans d'intense déformation que matérialisent les plans de cisaillement sont aujourd'hui surlignés par des cristallisations de chlorite (?) après rétromorphose.

- Figure de boudinage et de cisaillement sur l'estran de Sauveterre

Dans les zones de cisaillement ductile, il est fréquent d'observer des figures de boudinage dans les niveaux les plus compétents alors que la déformation est continue dans le matériel schisteux encaissant.

Est

Ouest

Etirement et boudinage E-O d'un filon de tourmalinite dans le plan de la S_2 avec rotation des tronçons indiquant un cisaillement simple senestre (?)

- Figure de cisaillement dans les orthogneiss de l'Anse de Chaillé

La photo ci-dessus montre l'apparition de zones de cisaillement dans l'orthogneiss rose des Sables d'Olonne. Au niveau de ces zones, les plis se désorganisent, les charnières ne sont plus visibles ; de nombreuses petites lentilles sigmoïdes apparaissent et la fusion (= anatexie) semble débuter comme l'atteste la formation de leucosomes (pegmatites) à leur niveau.

Comportement très ductile de l'orthogneiss des Sables d'Olonne

Sur la photo de dessus, les feldspaths sont très étirés selon la direction E-O. Certains (en bas du cliché) présentent une forme sigmoïde qui semble indiquer un cisaillement senestre.

❑ A l'échelle de la lame mince

- Figure en « poissons » de biotite de la plage de Sauveterre

Biotite en « poisson » moulée par la S_2 donc anté-S_2
(d'après Thèse de J-C. Goujou)

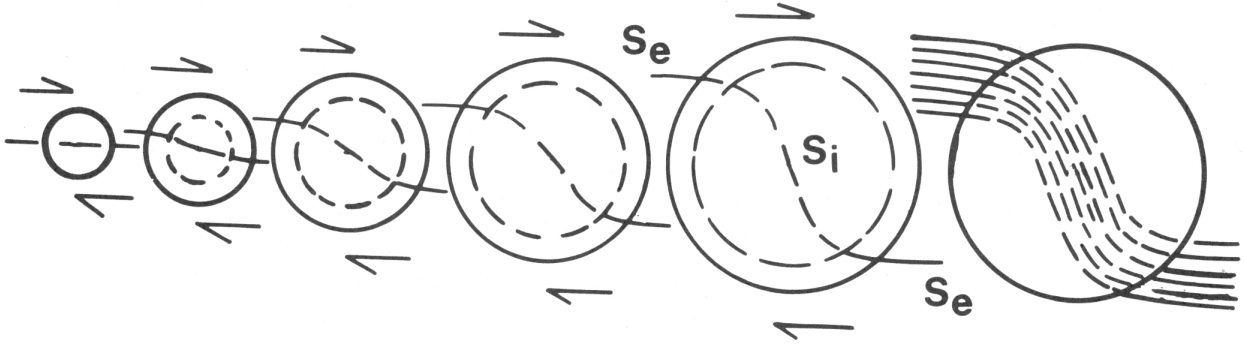
- Grenats hélicitiques de la plage de Sauveterre

(d'après Thèse de J-C. Goujou)

Le grenat au cours de sa croissance dans les plans de la S_2 naissante a fossilisé en son sein le sens de rotation de la déformation cisaillante Est-Ouest, matérialisée par des inclusions de quartz.

Explication du mécanisme mis en jeu

Les deux forces opposées et parallèles non coaxiales forment un couple de forces qui induit ici un mouvement de rotation.



Les différents arrêts de l'excursion

Arrêt 1 : Sud de l'Anse de la Petite Conche, à la limite avec la plage des Ovaires

Description de la roche

La roche qui affleure ici, plutôt gris-rose, est constituée de quartz, de plagioclases et de biotite. Elle a donc la composition minéralogique d'un granite, plus précisément d'une **granodiorite** du fait de la présence des plagioclases ; cela est également confirmé par la présence de nombreuses enclaves microgrenues plus ou moins basiques. **Son chimisme est plus alcalin que celui d'un granite**.

Mais à l'inverse d'un granite ou d'une granodiorite dont les cristaux sont disposés au hasard : le granite et la granodiorite ont une texture équante, ici les cristaux sont alignés selon une direction privilégiée approximativement N-S : cela est net quand on fait face à l'affleurement qui barre la plage. La roche porte une **linéation minérale très nette N-S**.

Linéation d'étirement N-S

Observée de profil c'est-à-dire perpendiculairement au rivage, elle présente aussi une alternance mais pas très nette de feuillets clairs quartzo-feldspathiques et sombres de biotite : **sa texture est foliée**.

Pour cette raison, cette roche de composition granodioritique est qualifiée d'**orthogneiss**. On peut aussi lui donner le nom de **« métagranodiorite »** car elle dérive d'un protolithe : la granodiorite par métamorphisme (augmentation de la température et de la pression qui l'ont rendue plus ductile et l'ont déformée).

Les enclaves basiques que présente l'affleurement d'orthogneiss peuvent être elles aussi étirées en lentilles dans le sens de la foliation et de la linéation et parfois très laminées au point de prendre l'aspect de feuillets **(voir arrêt 4)**.

Description de l'affleurement

L'affleurement tout entier est débité en « lames » épaisses , inclinées selon le plan de la foliation de la roche. La foliation est ici faiblement pentée (ici 30° environ) vers le Nord.

Au pied de l'affleurement, on peut observer un beau **filon d'aplite** dans le plan de la foliation de l'orthogneiss.

L'aplite est une roche de même composition chimique que le granite. Elle s'en distingue uniquement par la très petite taille de ses cristaux ce qui implique un refroidissement rapide du magma lors de son ascension par une faille.

NB : A l'inverse, la pegmatite, qui elle aussi possède la même composition chimique que le granite et l'aplite, mais qui présente des gros cristaux de feldspath, de quartz et de micas (= structure macrogrenue dite pegmatitique) se forme par refroidissement lent du même magma granitique en profondeur.

A l'origine, au sein du protolithe granodioritique, la faille dans laquelle le magma a été injecté pouvait avoir n'importe quelle direction (verticale, oblique…). Lorsque la granodiorite a été ensuite métamorphisée, orthogneissifiée, le filon a été « rabattu » dans le même sens que la foliation naissante de l'orthogneiss.

Âge du protolithe granodioritique

La granodiorite de l'Île d'Yeu a été datée récemment à 500 Ma (datation Rb/Sr sur zircons - BRGM) : elle est donc de la limite Cambrien - Ordovicien.

Auparavant, elle avait été datée à 615 Ma (granite de la Pointe des corbeaux de l'Île d'Yeu). Elle a beaucoup rajeuni en quelques années !

Problème et question !

Ce rajeunissement pose problème !

La granodiorite de l'Île d'Yeu, celle des Sables d'Olonne et de la partie N-O de l'Île de Noirmoutier appartiennent à un même ensemble granitique, très étendu sans doute pour des raisons tectoniques, âgé donc de 500 Ma et aujourd'hui très déformé, orthogneissifié.

Par analogie de faciès avec la formation du flanc Nord du Synclinorium de Chantonnay, Wyns avait supposé que toute la série métamorphique de faciès barrowien s'étendant entre l'Anse de Chaillé (au Nord de La Chaume) et Sauveterre était d'âge Cambro-Ordovicien. Et Goujou admettait que la série du Bas-Bocage

vendéen comprenant Ordovicien et Silurien était en continuité normale avec la série de Sauveterre et de moins en moins métamorphique en allant de l'Ouest vers l'Est.

Si l'on se fie maintenant à ces deux datations (la première absolue : 500 Ma pour la granodiorite et la seconde par corrélation lithologique : Cambro-Ordovicien pour la série des Sables d'Olonne- Sauveterre), **la série métamorphique de Sauveterre , plus âgée que la granodiorite maintenant orthogneissifiée, serait par conséquent en position anormale : elle chevaucherait la granodiorite plus jeune ; ou alors elle serait strictement Ordovien inférieur.**

Dans la littérature et à notre connaissance, aucun auteur n'a considéré la série de Sauveterre et le Bas-Bocage comme allochtones, ce dernier étant peu déformé.

Si la granodiorite de l'Île d'Yeu était un peu plus vieille, ça pourrait mieux coller.
Dans l'article de P. PITRA, P. BOULVAIS, V. ANTONOFF et H. DIOT, il est écrit que le protolithe de l'orthogneiss a été daté à 530 ± 8 Ma (U/Pb sur zircon par C. GUERROT) donc Cambrien moyen.

Arrêt 2 : La pointe des Corbeaux

On retrouve les orthogneiss (méta-granodiorites) précédents, débités, découpés en grosses lentilles plus ou moins sigmoïdes, en forme de gros ballons de rugby de plusieurs mètres d'épaisseur.

Le débit en lentilles indique que les orthogneiss ont été cisaillés.

A l'intérieur de chaque lentille, les orthogneiss sont bien compacts et présentent une linéation nette toujours dirigée N-S comme à l'arrêt précédent.

Ces grosses lentilles d'orthogneiss sont séparées les unes des autres par des surfaces planes, peu épaisses (de quelques dizaines de centimètres), très sombres et brillantes au soleil parce que riches en biotite : on les voit très bien au centre de la photo ci-dessus, légèrement à droite du phare. Ces surfaces sont constituées de **biotitite**.

De près, ces zones à biotitite que nous retrouverons à l'**arrêt 4** se montrent intensément schistifiées, très feuilletées. Ce sont donc elles et uniquement elles (puisque l'orthogneiss a conservé sa compacité) qui ont « concentré », « focalisé » toute la déformation.

Ces zones à biotitite sont par conséquent de « véritables couloirs de déformation » ; elles matérialisent les zones de cisaillement.

Ces plans de cisaillement sont peu pentés (≈ 30°) ; ils sont parallèles à la foliation de l'orthogneiss.

NB : On note également la présence, par endroits, de masses d'orthogneiss plus clairs et plus roses (voir la photo ci-dessous sur la petite falaise en bas à droite) . L'orthogneiss y est plus riche en orthose donc de chimisme plus alcalin.

Arrêt 3 : L'Anse des Sous (= Anse des Sauts) et qui comprend l'Anse du Petit Sous et l'Anse du Grand Sous

Dans l'Anse du Petit Sous, sur la falaise, on observe deux formations de couleur différente :

Falaise dans l'Anse du Petit Sous

- à gauche, des roches sombres, riches en biotite et en silicates d'alumine : disthène, sillimanite et andalousite mais que nous n'avons pas observés dans ce site.

Ces roches, plus ou moins feuilletées, sont très fortement plissées et présentent une foliation nette.

Ce sont par conséquent des gneiss qui se sont formés par métamorphisme à partir de sédiments pélitiques fortement alumineux comme le souligne leur richesse en biotite et en silicates d'alumine : ce sont des **paragneiss** que l'on peut encore appeler **« métapélites »**.

Plis dans les paragneiss

- à droite de ces paragneiss sombres, des orthogneiss en tous points identiques à ceux déjà rencontrés et qui viennent chevaucher les paragneiss.

Le contact entre les paragneiss et les orthogneiss est souligné ici par un gros filon de quartz très plissé et très redressé.

L'orthogneiss présente donc une foliation elle-même très redressée (≈ 75°) , en tous cas beaucoup plus pentée que sur les deux affleurements précédents.

Détail du contact paragneiss-orthogneiss dans l'Anse du Petit Sous

C'est une observation que l'on peut d'ailleurs généraliser ; l'orthogneiss se « verticalise » au Sud de l'Île, ce que l'on peut vérifier à l'extrémité Sud de la pointe du Châtelet, près du Calvaire des Marins (voir photo ci-dessous).
C'est cette particularité qui, entre autres, a valu à ce secteur méridional de l'île la dénomination de « Série verticale du Port de la Meule » par G. MATHIEU (1945).

Calvaire des marins

Plan de cisaillement vertical dans l'orthogneiss

Vue rapprochée

Pique-nique ! Promenade libre !
On peut observer ce qui suit sur l'estran mais qu'on se rassure ! Ce ne sont pas des figures de cisaillement !

Arrêt 4 : Plage des Sables rouillés ou des Sables Rouis et au-delà !

Panorama – Etude d'ensemble

Tout en bas de la falaise, on retrouve des paragneiss sombres, riches en biotite, en petits cristaux de disthène et renfermant du feldspath. Ils sont chevauchés par les orthogneiss qui forment l'essentiel de la masse de la falaise.

Plage des Sables Rouis : paragneiss sombres en bas de falaise et sur l'estran et orthogneiss orangé en falaise

Les paragneiss chevauchés

Ce sont en fait les mêmes paragneiss (ou métapélites) que ceux déjà rencontrés à l'Anse des Sous et que l'on peut également voir « ressortir » à la plage des Sabias, à l'Est de la pointe du Châtelet (voir la photo ci-dessous).

Orthogneiss chevauchant les paragneiss sur la plage des Sabias

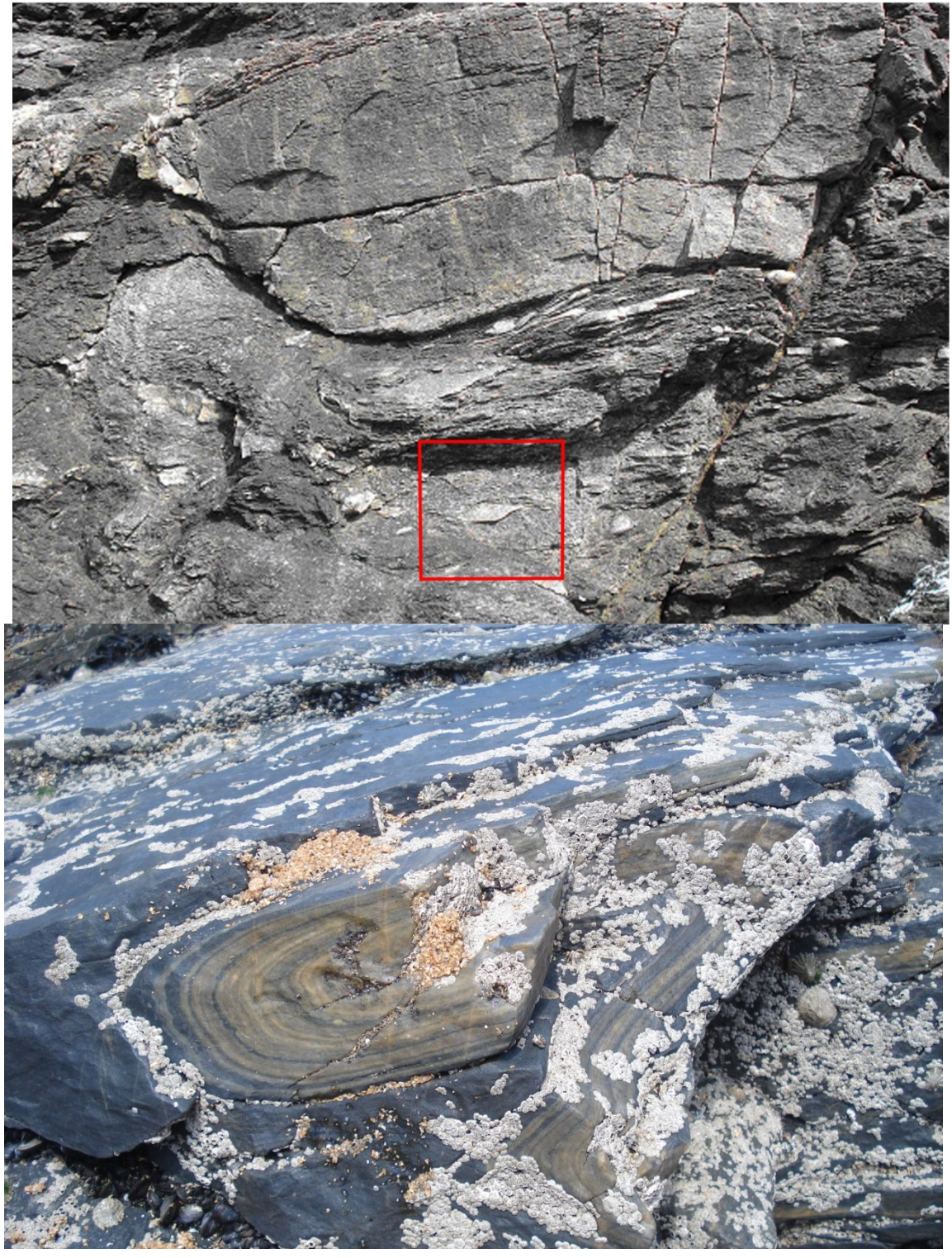
Cette formation paragneissique est par conséquent de grande étendue ; ce n'est pas une petite « intercalation » dans l'orthogneiss comme le pensaient Bruno SEMELIN et Jacques MARCHAND (1984).

En certains endroits, les paragneiss montrent un débit en boudins, se présentent en grosses lentilles fuselées, preuves qu'ils ont été étirés et cisaillés ; en d'autres, ils sont intensément plissés , plis souvent soulignés par des exsudations de quartz blanc.

Boudin dans les paragneiss

Détails de la photo précédente : plis d'entraînement dans des sédiments peu compétents sous le boudin plus compétent

NB : Remarquer sur la photo suivante la présence, sous les plis d'entraînement, d'un beau « galet » de quartz de forme sigmoïde indiquant un cisaillement senestre vers le Sud.



Plis dans les paragneiss

Idem

Au sein des paragneiss, on peut également observer des masses plus verdâtres d'**amphibolites**. Ces dernières ne dériveraient pas de basaltes (ce ne sont pas des « métabasaltes ») mais représenteraient des niveaux sédimentaires plus basiques : il pourrait s'agir par exemple d'ex-dolomies.

Nous ne l'avons pas vu pour cause d'engraissement de la plage mais la formation des paragneiss renferme également des niveaux conglomératiques, « conglomérats constitués soit de galets de quartz soit de galets de granite enchâssés dans la matrice pélitique métamorphisée à biotite ».

<u>Synthèse</u> : La formation des paragneiss dérive par métamorphisme d'un ensemble sédimentaire à lithologie variée : pélites, dolomies, conglomérats…
Et la présence de boudins, de lentilles fuselées plus ou moins sigmoïdes, de plis d'entraînement sont la preuve que cette formation sédimentaire a été ensuite intensément cisaillée, étirée en même temps qu'elle se métamorphisait.

Dans quelles conditions s'est opéré ce métamorphisme ?

Conditions du métamorphisme des paragneiss – Etude de détail

- Une première observation sur le terrain permet d'avoir une idée de la température à laquelle a eu lieu ce métamorphisme **: les exsudations de quartz**

Les paragneiss sont en effet relativement riches en rubans de quartz très plissotés. Le feldspath lui n'a pas été déformé plastiquement, il a été cassé.

Le quartz est donc passé dans le domaine ductile pour se déformer ainsi plastiquement et s'étirer en rubans qui vont alors se plisser.

Pour rendre le quartz ductile, il faut :

- **première condition, un fondant : l'eau** et il n'est pas besoin d'aller la chercher bien loin ! Les sédiments, protolithes des paragneiss, sont gorgés d'eau.

- **deuxième condition : de la chaleur donc une élévation de la température** . Le quartz , à une température supérieure à 500°C , passe dans le domaine ductile. Le feldspath est lui plus résistant à la déformation ; il ne devient ductile que pour des températures de l'ordre de 600°C.

⇒ On peut donc estimer la température du métamorphisme dans une fourchette entre 500 et 600°C.

- **Apparition de minéraux de métamorphisme**

Au Nord de la plage , on peut trouver dans des paragneiss riches en biotites :

- de gros cristaux trapus, brun sombre de **cordiérite** $(Fe,Mg)_2Al_3(AlSi_5O_8)$ plus ou moins pinitisée, souvent rassemblés en nodules dans les charnières de plis
-

Gros cristal de cordiérite à section hexagonale

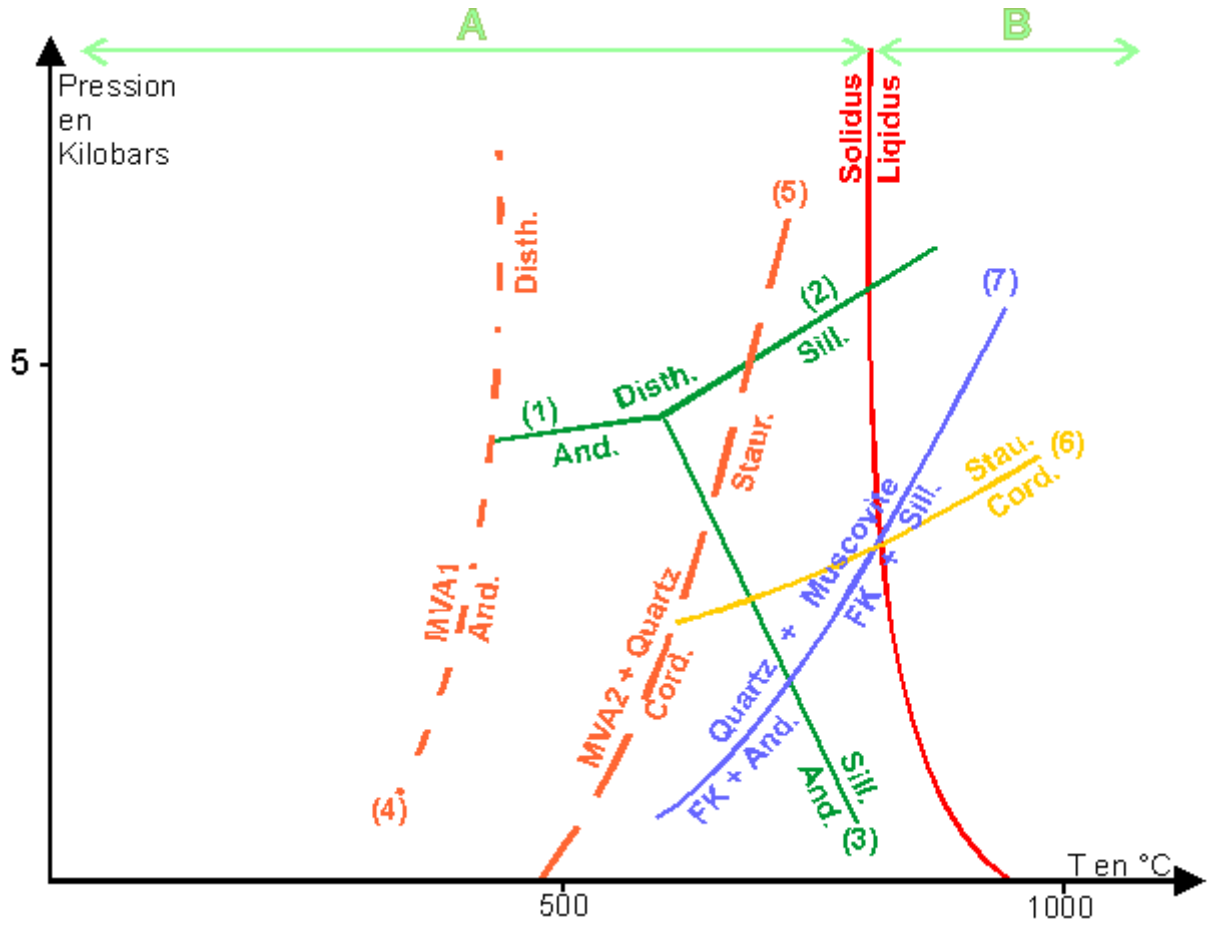
Nodules de cordiérite dans des charnières de plis

- des cristaux aplatis, en baguette bleue, de **disthène** Al_2SiO_5 plus ou moins transformé en **sillimanite** (son isomorphe) blanche.

Baguette de disthène dans un « galet » de quartz

*NB : On aurait pu trouver aussi de l'**andalousite rose** Al_2SiO_5 et de la **staurotide** ($[SiO_4]Al_2O)_2Fe(OH)_2$.*

Si l'on examine le diagramme P-T ci-dessous qui représente les domaines de stabilité de quelques minéraux de métamorphisme de roches métapélitiques, on constate que la présence quasi-simultanée du disthène, de la sillimanite, de l'andalousite et de la staurotide implique des conditions de température de l'ordre de 550-600°C (ce qui confirme la conclusion précédente tirée de la ductilité du quartz) et de pression voisines de 4 kbar. On est en fait au voisinage du point triple des 3 silicates d'alumine : disthène, sillimanite et andalousite.



Grille pétrogénétique : domaines de stabilité pour les minéraux des roches métapélitiques

MVA : argiles And : Andalousite Disth : Disthène Sill : Sillimanite
Cord : Cordiérite Stau : Staurotide FK : Feldspath potassique

⇒ De la présence et de la coexistence de certains minéraux de métamorphisme (disthène, cordiérite, sillimanite, voire andalousite et staurotide) , on peut préciser davantage la température de ce métamorphisme : entre 550 et 600°C et surtout déterminer la pression : ≈ 4 kbar. On est dans le faciès amphibolite.

<u>Synthèse</u> : Les sédiments à l'origine des paragneiss et sans doute déposés au fond d'une mer, dans l'eau, se sont faits chevaucher par 15 à 18 km de croûte pour se transformer en paragneiss.

Regardons donc au-dessus de nous pour voir comment elle se présente, cette croûte chevauchante !

Immédiatement au-dessus des paragneiss, on retrouve nos orthogneiss ; ce sont eux qui les chevauchent et qui appartiennent donc , font partie de la croûte chevauchante.

Les orthogneiss de la croûte chevauchante

Ici, l'orthogneiss est à gros grains ; il renferme de nombreuses restites ou « crapauds », inclusions basiques de forme plutôt ovoïde.

Enclave basique ovoïde dans un orthogneiss à gros cristaux

Mais en remontant vers le haut de la falaise, des mêmes inclusions basiques apparaissent complètement laminées, tellement étirées qu'elles prennent l'aspect de véritables feuillets. Il en est de même de l'orthogneiss encaissant dont les grains sont devenus plus effilés, aplatis.

Enclave basique complètement laminée dans un orthogneiss plus « écrasé »

On a donc la preuve tangible que le protolithe des orthogneiss (= la granodiorite) a été, comme le protolithe sédimentaire des paragneiss, intensément déformé . On apprend aussi que cette déformation n'a pas été homogène puisque selon les endroits, la granodiorite et les enclaves qu'elle renferme n'ont pas répondu de la même façon à la déformation.

Autre preuve de cette déformation non homogène

Dans les falaises d'orthogneiss, on observe fréquemment un débit en blocs plus ou moins parallélépipédiques caractéristique des affleurements de granite et permettant l'évolution ultérieure vers un chaos par élargissement des diaclases.

Mais en d'autres endroits, on observe un débit net en lentilles, en ballons de rugby plus ou moins volumineux que l'on avait déjà entr'aperçu à la Pointe des Corbeaux et à la plage des Sabias.

Débit en blocs dans l'orthogneiss

Débit en petites lentilles à la plage des Sabias

A droite, deux gros ballons de rugby d'orthogneiss diaclasé superposés

Débit en grosses lentilles vers la plage de Ker Daniau (Nord de la plage des Sables Rouis)

Sur les deux photos, on observe très bien en coupe entre les lentilles un niveau très sombre, presque noir, luisant au soleil et fin (quelques centimètres d'épaisseur).

Quand de plus l'érosion a dégagé les blocs de dessus, on constate alors que ces lits sombres forment de véritables surfaces planes , légèrement bombées et lisses dans la foliation de l'orthogneiss.

Surface noire de biotitite à la surface d'une lentille d'orthogneiss

Sur toute la hauteur de la falaise parfois, on voit à l'interface des lentilles d'orthogneiss ces plans sombres qui s'anastomosent formant un véritable lacis.

Ces niveaux ont été déjà observés à la Pointe des Corbeaux : ils sont très riches en biotite ce qui explique leur couleur caractéristique. Pour cette raison, on donne le nom de **biotitite** à la roche qui les constitue.

Dans l'orthogneiss, on peut également rencontrer du **disthène**.

Cristal de disthène dans un « galet » de quartz de l'orthogneiss

Synthèse :

Les orthogneiss qui chevauchent les paragneiss ont subi les mêmes déformations que ces derniers : débit en boudins, lentilles fuselées, preuve que la granodiorite passée à l'état ductile a été elle aussi intensément cisaillée, étirée à chaud en même temps qu'elle se métamorphisait.

Ce métamorphisme s'est fait d'autre part à peu près dans les mêmes conditions que celui des sédiments à l'origine des paragneiss, comme le prouve la présence de disthène.

Enfin, les plans de foliation des paragneiss et des orthogneiss coïncident exactement.

Tout cela ne peut relever que d'une seule et même cause ; c'est la même déformation à valeur régionale (chevauchement vers le Sud, « top-to-the-South » !) qui a transformé les sédiments et la granodiorite respectivement en paragneiss et orthogneiss.

Mais quelle est l'origine de ces biotitites localisées uniquement au niveau des zones de cisaillement, entre les ballons de rugby, là où la déformation a été la plus intense ?

Les sédiments à l'origine des paragneiss étaient initialement gorgés d'eau. Si une partie de l'eau a servi de fondant pour rendre le quartz ductile, où est passé l'essentiel de l'eau ?

Arrêt 5 : Trou du Curé ou Grotte des Pigeons ?

Au-dessus et part et d'autre de la grotte, on distingue assez bien une énorme lentille d'orthogneiss qui repose sur un plan incliné de biotitite (voir photo ci-dessous).

Sur la photo suivante prise à droite de la grotte, on retrouve la terminaison de la lentille d'orthogneiss reposant sur le plan de biotitite.
Immédiatement en dessous, on observe même un deuxième plan de biotitite à peu près parallèle au premier. Et les deux plans encadrent de l'**orthogneiss boudiné** ; deux boudins d'orthogneiss sont bien visibles.

De quoi sont constituées précisément les biotitites ?

Leur minéralogie est complexe. Elles sont constituées non seulement de **biotite**, mais aussi de **muscovite** et de silicates d'alumine **(sillimanite essentiellement)** . On peut aussi ajouter à la liste la **cordiérite** , la **staurotide**, le **grenat**.

Que représentent en fait ces biotitites ?

Incluses dans l'orthogneiss mais là où il a été très cisaillé, on peut considérer qu'elles se sont formées à partir de cet orthogneiss. On peut les considérer un peu comme des reliques d'orthogneiss à la grosse différence près qu'elles ont un grain très fin et qu'elles ont acquis un débit schisteux : ce sont donc des **orthoschistes**.

Or, l'orthogneiss qui est une métagranodiorite est constituée de quartz, de feldspaths (orthose et plagioclases) et de biotite.

Quelle différence minéralogique importante existe-t-il donc entre la biotitite et l'orthogneiss ?

La biotitite ne renferme ni quartz (en tous cas, beaucoup moins) ni feldspaths. Tout se passe donc comme si au niveau des zones de cisaillement, l'orthogneiss avait perdu son quartz et ses feldspaths. Ne resterait donc en place , principalement, que la biotite.

Rappels : Pour que le quartz et les feldspaths « disparaissent par fusion », deux conditions sont nécessaires : il faut une température supérieure à 600°C et il faut de l'eau.

Origine des fluides circulant dans les zones de cisaillement

Cette eau proviendrait des sédiments pélitiques chevauchés aujourd'hui transformés en paragneiss. Ces sédiments devaient être à l'origine riches en eau. Quand ils ont été ensuite chevauchés , entre autres par les granodiorites , en fait par 15 à 18 km de croûte et sont retrouvés dans des conditions de T° et de P voisines de 550-600°C et 4-5 kbar, ils ont été pressés, comprimés et leur eau a été chassée dans la granodiorite chevauchante en train de s'orthogneissifier, tout cela dans un contexte de cisaillement.

Dans la granodiorite en voie d'orthogneissification, l'eau a pu emprunter en partie des failles, des diaclases préexistantes mais surtout les zones de cisaillement très ductiles apparaissant au fur et à mesure que déformation progressait.

Dans ces zones, l'eau, déjà chaude mais qui se réchauffe encore car les cisaillements induisent des frottements donc sont sources de chaleur, atteint des températures supérieures à 600°C et « dissout » alors le quartz **et** les feldspaths.

La disparition des feldspaths ou **« défeldspathisation »** est en fait très complexe (d'après le polycopié de Hervé DIOT) :

- **Dans un premier temps :**

Recristallisation des plagioclases en plagioclases plus acides et remplacement du feldspath potassique par des plagioclases sodiques,

- **Dans un second temps :**

Elimination totale du feldspath potassique

- **Dans un troisième temps :**

Elimination des plagioclases avec développement corrélatif des micas (muscovite) et des minéraux alumineux (sillimanite)

Ces transformations métamorphiques pourront être traduites schématiquement par des réactions de décalcification du plagioclase, d'albitisation du feldspath potassique et de muscovitisation des feldspaths selon les réactions suivantes :

3 Anorthite + 2 K^+ + 4 H^+	→	2 Muscovite + 3 Ca^{2+}
1 Microcline + Na^+	→	1 Albite + K^+
1 Microcline + 2 H^+	→	1 Muscovite + 2 K^+ + 6 SiO (en solution)
1 Microcline + 2 Albite + 2 H^+	→	1 Muscovite + 2 Na^+ + 6 SiO (en solution)
2 $KAlSi_3O_8$ + 21 H_2O	→	Al_2SiO_5 + 5 $Si(OH)_4$ 2 $H2O_{aq}$ + 2 $K(OH)_{aq}$

avec $KAlSi_3O_8$ = feldspath orthose et Al_2SiO_5 = silicate d'alumine (sillimanite)

Il s'opère par conséquent dans ces zones de cisaillement, dans ces couloirs de déformation , de faiblesse , un véritable lessivage ou « leaching » du potassium, du sodium, du calcium et du silicium lié à la disparition des plagioclases et de la silice contenue dans le quartz , tout cela exporté par les fluides hors du système. Puisqu'il y a variation de chimisme, alors on peut véritablement parler de **métamorphisme allochimique** ou **métasomatose**.

Seuls restent sur place la biotite et l'aluminium, ce dernier participant ensuite à la formation des silicates d'alumine et l'enrichissement en sillimanite. La muscovite quant à elle se forme à partir des plagioclases.

A l'inverse, là où la granodiorite a été le moins déformée, en quelque sorte « à l'abri » des contraintes les plus fortes , zones aujourd'hui représentées par le cœur des lentilles d'orthogneiss , les cristaux de quartz et de feldspaths sont devenus simplement plus ductiles à des températures de l'ordre de 600°C et se sont étirés ; la granodiorite s'est métamorphisée en orthogneiss typique.

L'eau est donc un élément important dans le métamorphisme car :

- **elle est un vecteur de chaleur,**
- **elle est un vecteur de matière,**

et on le verra à l'arrêt 7,

- **elle diminue le point de fusion des roches qui peuvent atteindre plus tôt l'état fondu (anatexie).**

Par où s'échappent ensuite ces fluides de lessivage?

Pour la plus grande partie, ils vont circuler dans les zones de cisaillement.

Mais en observant bien la lentille d'orthogneiss au-dessus de la grotte , on constate qu'elle est traversée par des filons de quartz verticaux donc sécants par rapport à la foliation de l'orthogneiss et à l'orientation générale de la lentille. Et comme par hasard, ces filons naissent au niveau même de la zone de cisaillement constituée de biotitites.

Or, rappel, ces fluides sont riches en silice dissoute.

Ces filons de quartz matérialisent donc la circulation des fluides au sein des lentilles d'orthogneiss et représentent une deuxième voie possible de migration.

On observe aussi, disposées parallèlement aux filons de quartz, comme des flammes verticales, dilatées à la base près de la zone de cisaillement et effilées à l'autre bout. A leur niveau, l'orthogneiss a été chloritisé (choritisation de la biotite) et silicifié ce qui démontre que ces chandelles représentent également une troisième voie de circulation des fluides.

Filons de quartz et « flammes » : deux voies de migration des fluides à travers les lentilles d'orthogneiss

Arrêt 6 : Anse des Amporelles

On observe ici un **filon de dolérite** épais de 2 m environ. La dolérite est aujourd'hui métamorphisée en amphibolite renfermant de gros cristaux d'amphibole brun-noir et des petits cristaux mordorés de biotite.

L'amphibole elle-même pourrait se transformer en biotite.

Ces gros filons de dolérite par altération ultime pourraient donc finir par ressembler à des biotitites ! si ce n'est qu 'ils vont prendre une teinte plutôt ocre.

On constate que la partie supérieure du filon est fortement laminée et mêlée à des boudins très étirés d'orthogneiss (voir photo suivante), preuve que le filon de dolérite a subi lui aussi la déformation au point de se paralléliser à la foliation de l'orthogneiss.

Cet orthogneiss présente de beaux cristaux de feldspath. Quand on les examine de près, on constate qu'ils sont effilés, en amande et que certains se prolongent par deux queues de recristallisation indiquant un cisaillement senestre.

Arrêt 7 : Le vieux château

Le vieux château

Du fait de l'existence d'une faille de décrochement située à l'Ouest du Château, vers l'Anse du Jar, ce que l'on va observer ici correspond à ce que l'on pourrait observer au large de la Pointe du Châtelet.

L'orthogneiss est toujours débité en lentilles séparées par des zones très laminées constituées de biotitites mais ici moins riches en biotite qu'à la Plage des Sables Rouis.

La surface observée sur la photo suivante est horizontale ; c'est le sol ! Les zones de cisaillement sont donc ici au Sud de l'île verticalisées ce que l'on a déjà dit à l'**arrêt 3**.

En de rares endroits, on rencontre un **orthogneiss à grenat**.

Orthogneiss à grenat

Autour des grenats, la biotite est absente.

Cela s'explique assez facilement : c'est la biotite qui s'est en fait transformée en grenat en réagissant avec un silicate d'alumine selon l'équation chimique :

$$Bt + AlS \rightarrow Gt + KF + H_2O$$

C'est une réaction métamorphique de déstabilisation de la biotite que l'on peut en effet observer dans la formation de certaines granulites. Selon la pression, le produit sera la cordiérite (à basse pression) ou le grenat (à plus haute pression).

Le point important à noter est que la biotite est un minéral hydroxylé, qui contient de l'eau alors que le grenat est un minéral anhydre. Cette réaction libère par conséquent de l'eau mais en petite quantité.

Cette eau va rester sur place dans l'orthogneiss et faire fondre un peu de son quartz et de ses feldspaths selon la réaction :

$$Qz + Ab\ (Pg) + Or\ (KF) + H_2O \rightarrow \text{Liquide eutectique}$$

Il y a donc fusion e (anatexie) et très localisée de l'orthogneiss. Le liquide de fusion ne va pas se séparer de la phase restée solide : il n'y a pas ségrégation liquide-solide.

Ce liquide en refroidissant lentement va ensuite donner de la pegmatite riche en cordiérite et en sillimanite pouvant former des « boules » de belle taille.

NB : Aux Sables d'Olonne (Sud de l'Anse de Chaillé), l'anatexie a été beaucoup plus importante. Et elle a été datée (*granite du Puits d'Enfer) à 388 ± 3,2 ou 8 Ma.*

Pegmatite dans l'orthogneiss

Boule de sillimanite

Ici, l'importance des fluides semble avoir été moins importante, peut-être parce que la source de l'eau : les sédiments pélitiques était plus lointaine, plus profonde ou parce que cette formation y était moins épaisse.

Arrêt 8 : Port de la Meule

A l'entrée du port, près du phare, on retrouve l'orthogneiss.

Orthogneiss du Port de la Meule

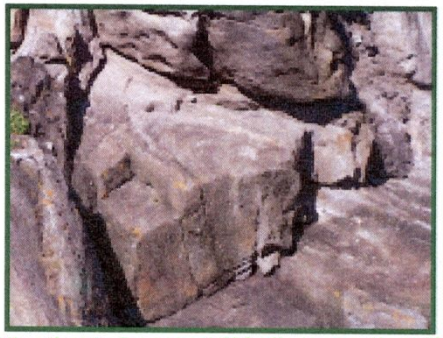
Dans cet orthogneiss, les cristaux de feldspath sont très étirés. Certains montrent de façon évidente deux queues traduisant un **cisaillement senestre d'orientation Est-Ouest**.

Cette déformation E-O serait Carbonifère supérieur, aux alentours de 300 Ma. Elle se surimpose à la déformation en chevauchement N-S que nous avons rencontrée tout au long de la journée et contemporaine, responsable de la transformation de la granodiorite en orthogneiss avec apparition d'une linéation d'étirement N-S, preuve que la granodiorite a été déformée à chaud (voir Document de synthèse de Hervé DIOT).

Synthèse des observations

Yeu : Processus de déformation

Phase 1 : Déformation "Top" → Sud



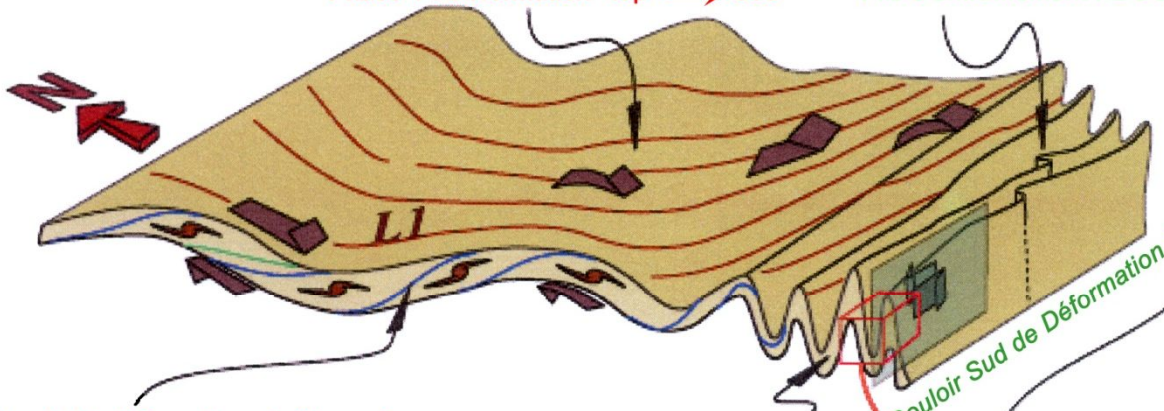
Plis d'entraînement P2 d'axe vertical "b"

Les deux déformations ductiles vues sur le plan horizontal

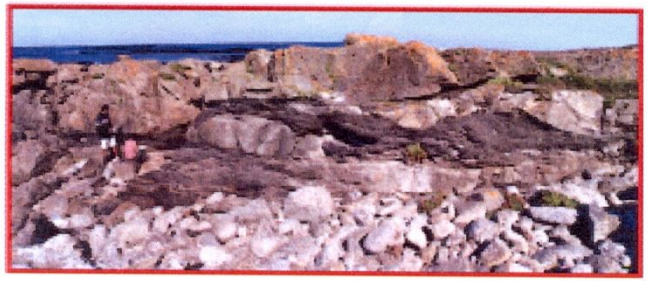
Phase 1 "Top" → Sud

Phase 2 Senestre

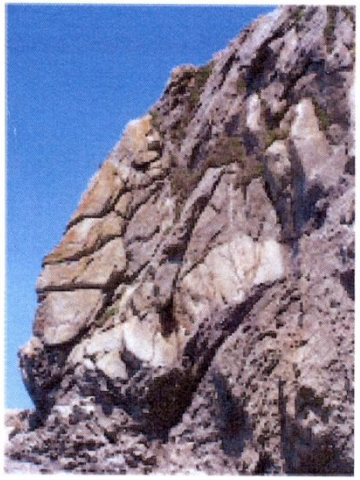
Flanc Synclinal Nord



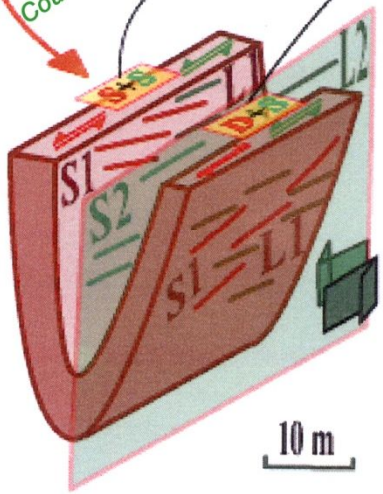
Localisation de la déformation de Phase 1

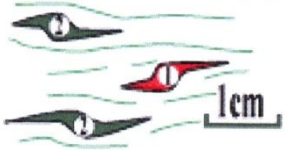


Plis P1 d'axe horizontal



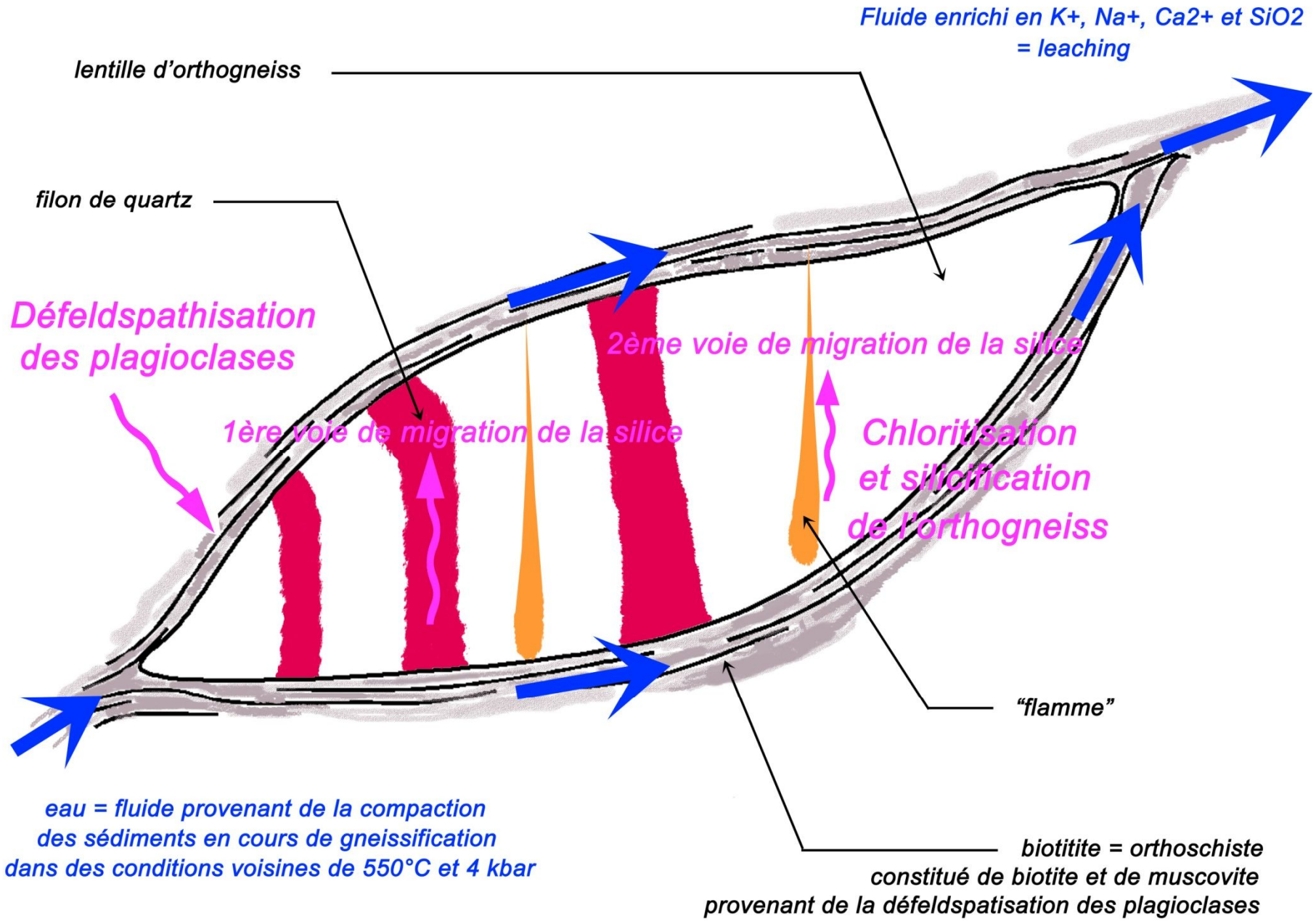
Couloir Sud de Déformation Senestre





Flanc Synclinal Sud

Document Hervé DIOT


Fluide enrichi en K+, Na+, Ca2+ et SiO2
= leaching
lentille d'orthogneiss
filon de quartz
Défeldspathisation
des plagioclases
2ème voie de migration de la silice
1ère voie de migration de la silice
Chloritisation
et silicification
de l'orthogneiss
"flamme"
eau = fluide provenant de la compaction
des sédiments en cours de gneissification
dans des conditions voisines de 550°C et 4 kbar
biotitite = orthoschiste
constitué de biotite et de muscovite
provenant de la défeldspatisation des plagioclases

Âges	Vendée littorale	Bas-Bocage	Unités allochtones
Stéphanien	Rhyolite de Saint-Martin-de-Brem et de Vairé (cheminées et filons, pas de coulées ?)		
Westphalien		Complexe plutonique du Bas-Bocage = axe d'anatexie crustale - Granites à biotite peralumineux de Legé, Aizenay et Le Tablier + granite calco-alcalin à biotite d'Avrillé - Installation du dôme granito-anatectique peralumineux de La Roche-sur- Yon à 307±3,1 Ma ($^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotites) ; cet âge serait en fait celui du refroidissement(300-350°C), la mise en place serait Viséo-Namurien. - Leucogranite à 2 micas de Bournezeau mis en place à 307±19 Ma (Rb/Sr sur roche totale)	
Namurien	Granites et leucogranites d'Olonne-sur-Mer à la limite Namurien-Westphalien.		
Viséen	Mise en place de la klippe du Bois-de-Cené âgée de 440 Ma Nappe St Gilles - Mise en place de la nappe des porphyroïdes âgée de 407 Ma sur la formation tournaisienne de Brétignolles-sur-Mer. Arkoses de la Parée	Collision intracontinentale → Epaississement crustal suivi d'une extension Est-Ouest → Amincissement crustal , failles normales et décompression à haute T° responsable de la formation du dôme anatectectique (mise en place du γ de La Roche-sur-Yon) accompagnée d'un glissement gravitaire vers l'Ouest à partir du bombement déjà granitisé de la nappe des porphyroïdes sur la formation Tournaisienne de Brétignolles-sur-Mer.	
Tournaisien	Formation de Brétignolles-sur-Mer = olistostrome à matrice volcano-sédimentaire emballant des blocs et olistolites d'âge Ordovicien et Silurien.		
Famênien			
Frasnien			
Givétien	Anatexie des orthogneiss des Sables d'Olonne → granite du Puits d'Enfer 388±3,2 ou 8 Ma		
Eifélien			

Emsien			Formation des Porphyroïdes et Ignimbrites de Mareuil-sur-Lay et de Saint-Gilles (405 ± 5 Ma - U/Pb sur zircons)
Siegénien			
Gedinien	Arkoses du Marais-Girard Schistes rouges du Marais-Girard		
Pridolien	Grès feldspathiques du Synclinal de Brétignolles-sur-Mer		
Lludlowien	Série rythmique supérieure de Brétignolles-sur-Mer Schistes rouges à lentilles de phtanite et microquartzites		Age des micaschistes associés aux glaucophanes de Groix (420 Ma)
Wenlockien	Calcaires dolomitiques à Polypiers et Crinoïdes avec en alternances des ampélites, schistes arkosiques et schistes rutilants Ampélites à nodules phosphatés à Graptolites	Rhyolites, tufs rhyolitiques, grès et arkoses de Nieul-le-Dolent et de La Mothe-Achard Grès psammitiques de La Boissière-des-Landes	
Llandoverien	Phtanites à Radiolaires de Sainte Véronique (Brétignolles-sur-Mer)	Phtanites à Radiolaires et Graptolites (bande de La Mothe-Achard à La Boissière-des-Landes au Sud des massifs γ d'Aubigny et Ste Flaive-des-Loups) équivalents de ceux de Sainte Véronique (Brétignolles-sur-Mer)	Métamorphisme de HP des schistes bleus du Bois de Céné (440 Ma)