

## Sortie géologique dans le Synclinorium de Chantonnay

Essai de reconstitution de l'histoire géologique de la Vendée au Paléozoïque

Dimanche 15 mai 2014



### Avertissement au lecteur

« Le Domaine Vendéen est une sorte de "giga-brèche tectonique", dont chaque élément a sa propre logique et raconte une histoire. Coller les pièces très éparpillées du puzzle qui sont à notre disposition s'avère très compliqué, parce que la plupart des éléments ont disparu, et parce qu'il est difficile de savoir la place initiale de ceux préservés.

Par exemple, l'unité de Roc-Cervelle et le métagranite de Mervent sont difficilement corrélables avec le subsaissement des formations du Synclinorium de Chantonnay car ils en sont séparés par une faille, celle du Sillon Houiller, qui fait plus de 120 km de long (en réalité, elle en fait plusieurs centaines, car c'est la même faille qu'on observe à Quimper, reprise tardivement par celle de la Zone broyée Sud-Armoricaine) et qui pourrait

coïncider plus ou moins avec l'ancienne zone de suture. De ce fait, les formations situées de part et d'autre de la faille du Sillon Houiller étaient probablement distantes de plusieurs centaines de kilomètres au Paléozoïque inférieur et il est hasardeux de les corréliser.

Faire des transects des Sables-d'Olonne aux Mauges peut avoir un certain sens, car cela contribue à donner une image de l'allure générale de la chaîne, mais ce ne peut pas être la réalité, laquelle nous échappe forcément.

Pour autant, ne faut-il pas tenter des reconstructions paléogéographiques ? Sans doute, car cela est utile à la réflexion, mais il faut être très lucide quant au résultat. »

**Gaston Godard**

## I. Observation du paysage au Bois de la Folie à Pouzauges

Au Bois de la Folie, on se trouve sur un point haut : altitude 276 m.

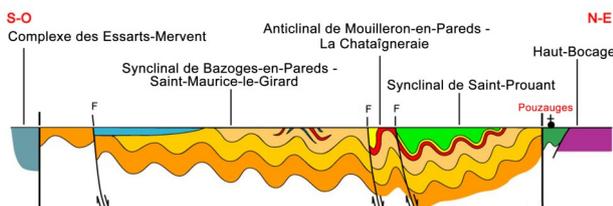
Depuis le petit belvédère en bois, on domine tout le Synclinorium de Chantonnay qui s'étend vers le S - SO jusqu'à la ligne d'horizon.

Quelques repères sont visibles dans le paysage :

- au premier plan et plein Sud, la carrière de metabasaltes de La Meilleraie,
- un peu plus loin, une première ligne de châteaux d'eau installés sur une crête orientée NO-SE et qui correspond à l'**Anticlinal de Mouilleron-en-Pareds/La Châtaigneraie** avec, d'Ouest en Est, le château d'eau de Saint-Mars (Chantonnay), du Tallud-Sainte-Gemme, de La Châtaigneraie et de La Tardière.
- et à l'horizon, un deuxième alignement de châteaux d'eau, parallèle au premier ; ils sont installés sur les hauteurs du **Horst des Essarts/Mervent**, limite Sud du Synclinorium de Chantonnay, avec d'Ouest en Est, le château d'eau du Fuiteau, celui de La Châtaigneraie-aux-Coteaux (Chantonnay), de La Caillière-Saint-Hilaire et de La Rousselière (Bazoges-en-Pareds).

Le Synclinorium de Chantonnay est donc constitué en première approximation de deux synclinaux séparés par l'Anticlinal de Mouilleron-en-Pareds/La Châtaigneraie :

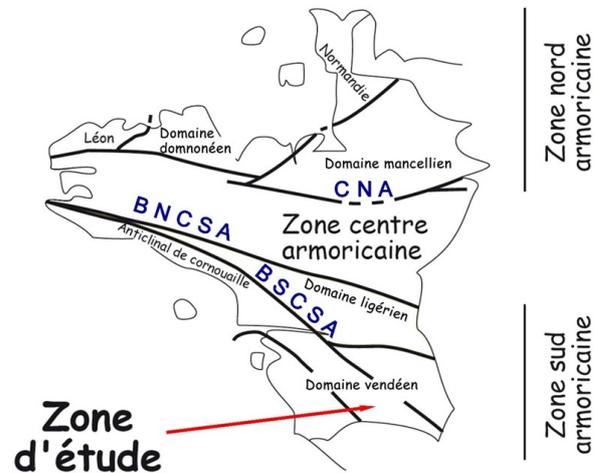
- entre Pouzauges et l'Anticlinal de Mouilleron-en-Pareds/La Châtaigneraie, le **Synclinal de Saint-Prouant** à cœur de metabasaltes,
- et entre l'Anticlinal de Mouilleron-en-Pareds/La Châtaigneraie et le Horst des Essarts/Mervent, le **Synclinal de Bazoges-en-Pareds/Saint-Maurice-le-Girard** (voir coupe simplifiée ci-dessous).



Document André Pouclet (modifié)

Toutes les roches du Synclinorium de Chantonnay (si l'on excepte les terrains transgressifs du Jurassique) sont d'âge Paléozoïque. Elles se sont formées entre -540 et -300 Ma et ont été affectées par l'orogène hercynienne (ou varisque) qui les a plissées.

## II. Situation du Synclinorium de Chantonnay dans le Massif armoricain



Document C. Cartier modifié

Comme le montre le document ci-dessus, le Massif Armoricain comprend 3 grandes zones :

- la zone Nord-Armoricaine,
- la zone Centre-Armoricaine,
- et la zone Sud-Armoricaine,

séparées les unes des autres par de **grands accidents tectoniques ou cisaillements, à jeu dextre** :

- les deux premières par le **CNA (Cisaillement Nord-Armoricain)**,
- les deux dernières par le **CSA (Cisaillement Sud-Armoricain)**.

Ce dernier se divise lui-même en deux branches : la **Branche Nord du CSA (BNCSA)** qui longe les Landes de Lanvaux et limite au Nord le Domaine ligérien et la **Branche Sud du CSA (BSCSA)** qui passe à Nantes (Sillon de Bretagne) et là, se divise à son tour en deux grands accidents : la faille de Nord-sur-Erdre qui se poursuit en direction de La Romagne-Cholet-Mauléon-Bressuire et la faille de Pouzauges.

Le Synclinorium de Chantonnay appartient au **Domaine vendéen**.

**L'histoire géologique du Synclinorium de Chantonnay et de tout le Massif armoricain étant paléozoïque, quelle était la paléogéographie avant le Cambrien ?**

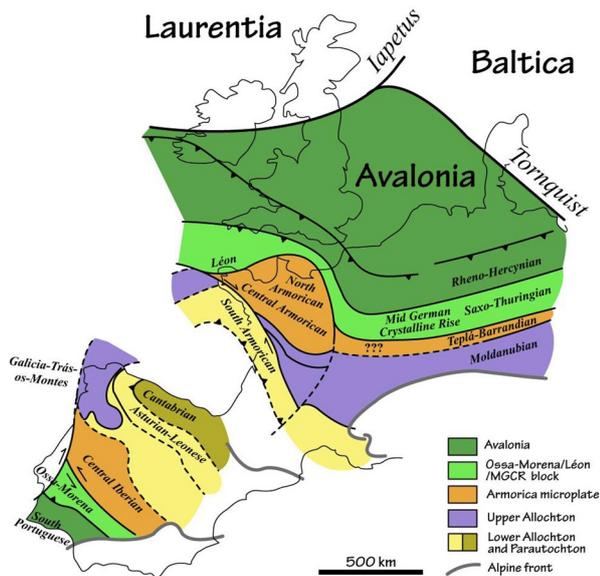
### III. Situation au Cambrien (Début du Paléozoïque : -540 Ma)

#### A. Reconstitution rapide du mécanisme de l'orogénèse hercynienne

Le Golfe de Gascogne (ou de Biscaye) que nous connaissons aujourd'hui s'est formé postérieurement à l'orogénèse hercynienne, il y a environ -75 Ma.

Avant la formation du Golfe de Gascogne, l'Ibérie était soudée au Massif armoricain et comme lui, a subi l'orogénèse hercynienne.

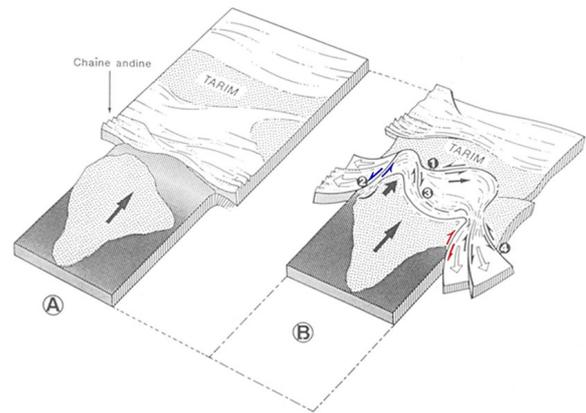
On a en effet mis en évidence en Espagne et au Portugal de grands domaines hérités de cette orogénèse hercynienne : le Domaine Centro-Ibérique, le Domaine de Galice-Trás-es-Montes et le Domaine Asturien-Léonien qui ont enregistré à peu de choses près les mêmes événements géologiques que les Domaines Nord, Centre et Sud-Armoricains déjà mentionnés, à la seule différence près (mais de taille !) que dans la péninsule ibérique, ils sont séparés les uns des autres par de grands cisaillements cette fois-ci senestres (voir carte ci-dessous).



Document C. Cartier

Et l'on constate alors que la chaîne hercynienne dessinait un arc, équivalent paléozoïque de l'arc alpin ou de l'arc himalayen formés à l'Ere Tertiaire.

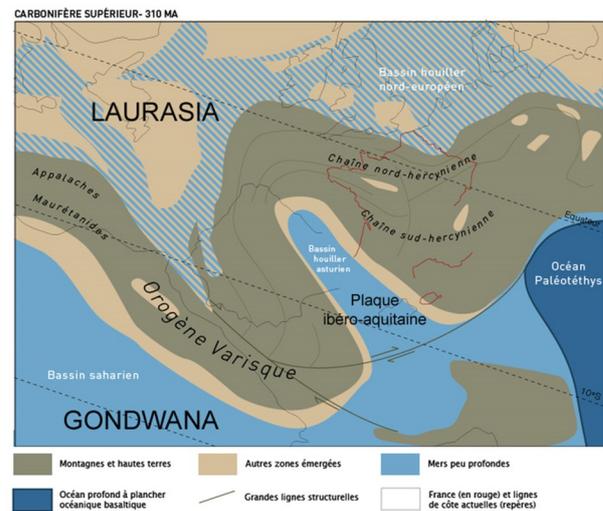
Cette forme caractéristique en arc de la chaîne alpine ou de la chaîne himalayenne est aujourd'hui bien comprise : elle est due à un enfoncement en coin, à un poinçonnement de la plaque apulienne ou de la plaque indienne dans la plaque eurasienne avec, parallèlement, fermeture d'un domaine océanique plus ou moins important : de l'océan Ligure dans le cas de la formation des Alpes et d'une portion de la Téthys dans le cas de l'Himalaya (voir schéma suivant).



Remarquer sur la figure (B) les cisaillements dextres (flèches rouges) identiques à ceux que l'on observe au niveau du Massif armoricain et les cisaillements senestres (flèches bleues) comme on en a mis en évidence dans la péninsule ibérique.

La formation de l'arc hercynien Ibéro-Armoricain s'explique donc de la même façon que la formation de l'arc alpin ou de l'arc himalayen : par un poinçonnement d'une plaque, la plaque Ibéro-Aquitaine dans la plaque Ibéro-Armoricaine avec fermeture d'un océan : l'Océan Centralien ou Médio-centralien ou Médio-Européen !...

Cette plaque Ibéro-Aquitaine n'était qu'une dépendance, un promontoire d'un gigantesque supercontinent : le Gondwana (voir document ci-dessous).

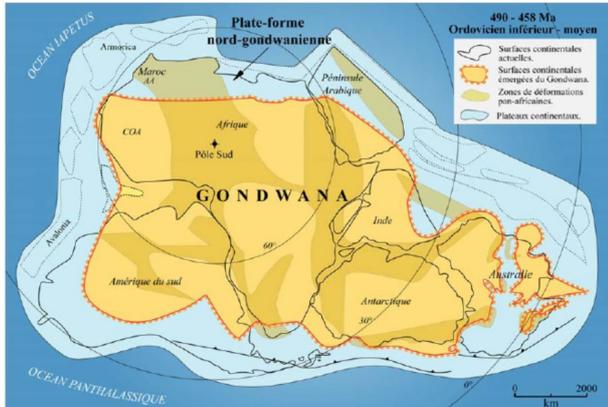


#### Poinçonnement de la plaque Ibéro-Aquitaine, dépendance du Gondwana, dans la plaque Ibéro-Armoricaine

#### B. Paléogéographie au début du Cambrien

Bien sûr, les terrains paléozoïques n'existaient pas encore ! Tout était anté-Cambrien, Protérozoïque ! Et Ibéria et Armorica étaient soudés à Gondwana, tout proches du Pôle Sud.

Des preuves paléomagnétiques existent en faveur de cette disposition. Au Cambrien moyen, le synclinal du Choletais était à la latitude de 80°S et le pôle Sud se trouvait sur le craton Ouest-africain.



Position approximative de la plaque Ibéro-Armoricaine et du Pôle Sud à l'Ordovicien moyen (- 460 Ma)

Où a-t-on aujourd'hui du Protérozoïque supérieur parfaitement identifié, reconnu, dans le Massif armoricain ?

**C. Identification des terrains briovériens du Domaine vendéen**

Dans le Massif Armoricain, le Briovérien est intimement lié à l'orogénèse cadomienne.

Ce Briovérien existe de façon certaine :

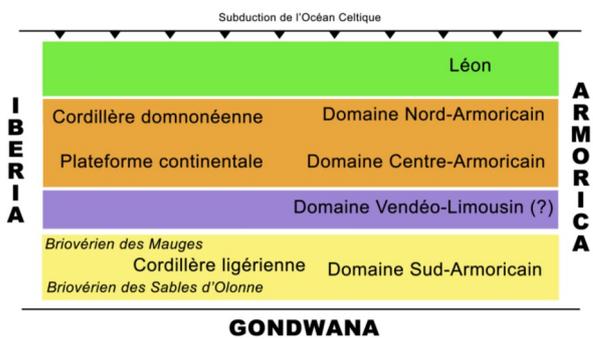
- dans la zone Nord-Armoricaine (Domaine domnonéen et Domaine mancennien) où affleurent des vestiges de la Cordillère domnonéenne, chaîne de montagnes formée entre -750 et -540 Ma,
- dans la zone Centre-Armoricaine où le Paléozoïque repose en discordance sur le Briovérien plissé et peu touché par l'orogénèse cadomienne,
- et dans la zone Sud-Armoricaine où existe une autre cordillère cadomienne : la cordillère ligérienne qui affleure largement dans les Mauges. Le Briovérien des Mauges est recouvert en discordance par les « Schistes à Paradoxidés » du Cambrien moyen à Cléré-sur-Layon et par l'Ordovicien inférieur à Châteaupanne.

Dans le Domaine vendéen, le Briovérien existe au niveau de l'« Anticlinal des Sables d'Olonne » bien qu'il n'affleure pas. En effet, le protolithe des orthogneiss des Sables d'Olonne et de l'Île d'Yeu a été daté récemment à -530 ± 8 Ma (par la méthode U/Pb sur zircon par C. Guerrot) ; il est par conséquent Cambrien inférieur. Or, ce protolithe granitique, comme toute bonne roche plutonique, a cristallisé en profondeur ; il n'a donc pu se mettre en place que dans un encaissant plus vieux que lui donc anté-Cambrien.

Au début du Cambrien, Armorica devait ressembler à un domaine continental émergé, limité au Nord comme au Sud par les vestiges de deux cordillères issues de l'orogénèse cadomienne : la cordillère domnonéenne au Nord et la cordillère ligérienne au Sud.

Cette chaîne cadomienne, encore appelée chaîne panafricaine, se prolongeait dans le Gondwana, alors soudé à Armorica, jusqu'au Congo et aurait soudé le craton Ouest-africain au Métacraton Saharien.

Des lambeaux de cette chaîne existent dans le Domaine vendéen : Mauges et « Anticlinal des Sables d'Olonne » (voir schéma ci-dessous).



**IV. Problématique**

Armorica et Ibéria (l'ensemble formant la plaque Ibéro-Armoricaine) étaient soudés au Gondwana au tout début du Cambrien il y a -540 Ma. La formation de la chaîne hercynienne (achevée vers -300 Ma) résulte d'un poinçonnement de la plaque Ibéro-Aquitaine, dépendance de Gondwana, dans la plaque Ibéro-Armoricaine avec fermeture concomitante de l'Océan Centralien. Il faut donc qu'apparaisse au Paléozoïque un domaine océanique Centralien entre l'ensemble Ibéria-Armorica d'une part et Gondwana d'autre part.

A-t-on dans la région de Chantonnay ou, à plus grande échelle, en Vendée, des vestiges de cet Océan Centralien ?

La réponse est affirmative.

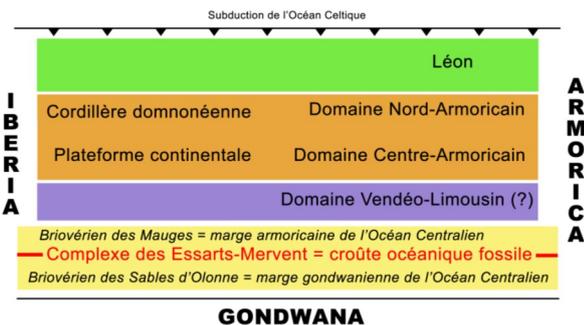
Ce sont les célèbres éclogites du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts qui sont d'anciens gabbros océaniques métamorphisés dans le faciès éclogite.

Ce Complexe des Essarts représente la suture de l'Océan Centralien qui affleure depuis le Lac de Grandlieu jusqu'à Chantonnay et limite au SO le Synclinorium de Chantonnay.

L'Unité éclogitique des Essarts se trouve aujourd'hui entre les domaines briovériens des Mauges et de l'« Anticlinal des Sables d'Olonne ».

Cela implique que les Mauges en constituaient certainement la marge armoricaine et l'« Anticlinial des Sables d'Olonne » la marge gondwaniennne : l'« Anticlinial des Sables d'Olonne » serait gondwanien, africain !

Le Synclinorium de Chantonay est donc voisin de la marge armoricaine de l'Océan Centralien et on peut penser qu'il a enregistré des étapes de sa formation, de son expansion et de sa disparition.



## Question

**Trouve-t-on dans le Synclinorium de Chantonay des marqueurs des différentes étapes de cette histoire pré-océanique ?**

*NB - On fera appel de temps en temps à la géologie de la marge gondwaniennne qui correspond au Bas-Bocage vendéen actuel ; elle a dû elle aussi enregistrer « à peu près » les mêmes événements.*

**Pourquoi « à peu près » ?**

*L'« Anticlinial des Sables d'Olonne » se trouve aujourd'hui, après le jeu des grands cisaillements dextres hercyniens, relativement proche des Mauges et du Synclinorium de Chantonay. Mais, au tout début du Cambrien, la région des Sables d'Olonne et celle des Mauges pouvaient être séparées de plusieurs centaines de kilomètres.*

*La paléogéographie était-elle alors vraiment la même entre ces deux points ? Rien n'est moins sûr.*

## Arrêt 1 - Le granite du Bois de la Folie à Pouzauges

### ♦ Roche observée

Près du belvédère, on observe de place en place des accumulations de blocs de granite, de forme arrondie, aux arêtes émoussées qui évoquent un paysage de chaos granitique.

A l'œil nu, ce granite, de couleur générale grise, à texture équante et à grain moyen, présente une composition classique : quartz globuleux, feldspath rose souvent automorphe, muscovite et biotite très noire.



Granite de Pouzauges riche en biotite

Dans certains blocs, on peut également trouver des cristaux d'amphibole en forme de baguettes.

**Le granite de Pouzauges est donc un granite à biotite et amphibole.**

### ♦ Chimisme

Du point de vue de sa composition chimique, il est riche en silice : près de 74 % de SiO<sub>2</sub>.

Le fer total est particulièrement abondant (2,2 % à 5,4 %). Cette abondance en fer explique la richesse du granite de Pouzauges en biotite ferrifère (lépidomélane).

Les teneurs en alcalins sont également élevées (6 % à 8,6 %) avec Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O en proportions voisines.

**Cette minéralogie confère à la roche un caractère de granite monzonitique (avec localement une tendance vers les granodiorites), peralumineux et appartenant à la lignée tholéitique.**

### ♦ Origines possibles des granites

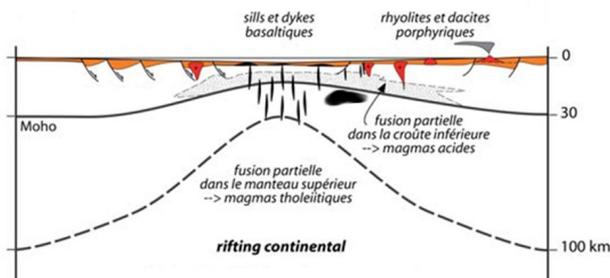
Les granites peuvent se former dans trois contextes tectoniques différents :

- **dans les zones en distension ou rifting** : la croûte continentale s'étire (rifting passif ou actif) ce qui provoque son amincissement et la remontée relative du manteau lithosphérique sous-jacent. La décompression adiabatique de la péridotite mantellique qui en résulte provoque sa fusion partielle et la formation d'un magma basaltique qui peut alors gagner la surface (volcanisme basaltique) si la croûte continentale est suffisamment faillée.

Dans le cas contraire, le magma basaltique se rassemble en masses, en sills qui se plaquent sous la croûte continentale (phénomène appelé « underplating »), ou y pénètre (« intraplating »). Et dans les deux cas, la chaleur dégagée par le magma basique serait suffisante pour réaliser la fusion de la croûte continentale inférieure même en l'absence d'eau.

Du magma granitique se forme alors qui peut cristalliser en profondeur (formation d'un pluton granitique) ou atteindre lui aussi la surface à la faveur de failles normales puisque l'on est dans un contexte de distension (volcanisme rhyolitique).

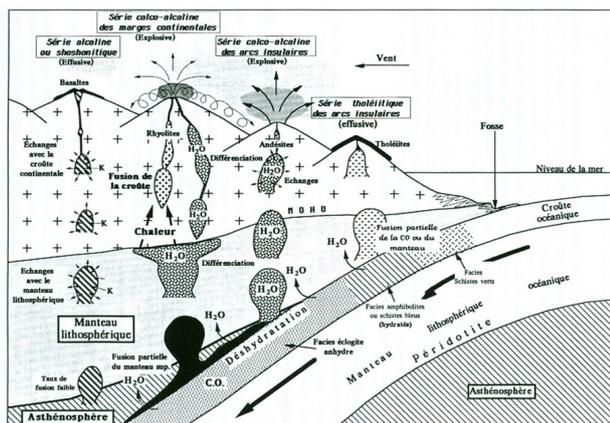
Le caractère bimodal du volcanisme (basique et acide) est dans beaucoup de cas la signature d'un rifting continental.



- dans les zones de subduction : la croûte océanique gabbroïque qui subducte sous une croûte continentale se métamorphose par augmentation de la pression et de la température. Le gabbro se transforme en amphibolite : il passe dans le faciès « schistes bleus à glaucophane » (la glaucophane est une amphibole sodique) puis en élogite : il passe dans le faciès « élogite à grenat ».

Or, l'amphibole est un minéral hydraté, riche en groupes hydroxyles (ou oxhydroxyles) OH. A l'inverse, le grenat est un minéral anhydre. Le passage du faciès « amphibolite » au faciès « élogite » s'accompagne donc d'une déshydratation de la croûte océanique.

Cette eau quitte la croûte océanique pour gagner le coin

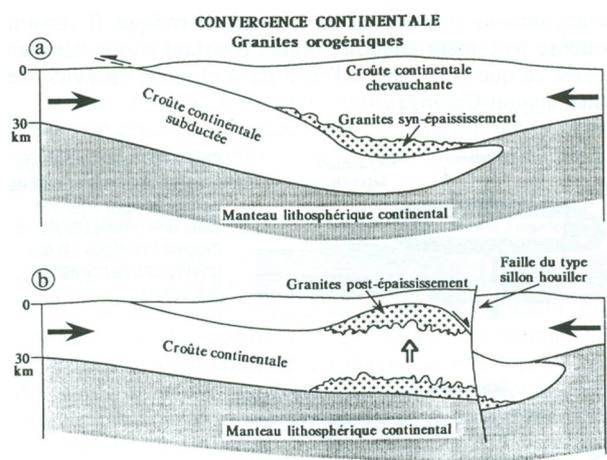


asthénosphérique qui surmonte le « slab » et y provoque là aussi une fusion partielle de la péridotite et la formation de magma basaltique. Comme vu précédemment en contexte de distension, du magma granitique peut se former par « underplating » ou « intraplating », mais d'autres mécanismes peuvent intervenir. En effet, l'épaisseur de la croûte continentale étant importante dans un contexte de subduction, les magmas basaltiques ont du mal à parvenir en surface.

chambres magmatiques et là, par différenciation et cristallisation fractionnée, assimilation de l'encaissant ou hybridation, donner naissance à un magmatisme intermédiaire de nature andésitique : volcanisme andésitique et plutonisme granodioritique, ou acide : volcanisme rhyolitique et plutonisme granitique.

- dans les zones de collision : là, des nappes de croûte continentale se chevauchent pour générer du relief. Lorsqu'une nappe, froide et hydratée en surface, passe sous une nappe chaude et anhydre en profondeur, elle libère de l'eau dans le plan de cisaillement. Puis une grande partie de cette eau gagne l'unité chevauchante pour y abaisser le solidus du granite lequel va fondre partiellement.

NB - L'intérêt des schémas précédents est qu'ils illustrent en même temps les différents stades de l'histoire d'un océan : sa formation (rifting), sa maturité (subduction débutante) et sa disparition lors de la collision continentale, ses deux marges entrant en contact.



♦ Problèmes posés par le granite de Pouzauges

Le granite de Pouzauges a toujours posé problème !

Une première datation du granite de Pouzauges par la méthode Rb-Sr a été effectuée par J. Sonet en 1968. L'âge moyen calculé pour les roches totales et les orthoses était de -445 Ma.

Une deuxième datation sur roche totale, toujours par la méthode Rb-Sr (J. Bernard-Griffiths et R. Charlot - 1979), a fourni un âge de mise en place du granite au cours de l'Ordovicien inférieur.

Une troisième datation a été réalisée par R. Wyns et J. Le Métour en 1983 (méthode Rb/Sr sur roches totales) et a donné un âge de -483 ± 22 Ma, âge confirmé en 1997 par J-M Bertrand et J. Leterrier cette fois-ci par la méthode U-Pb sur zircons.

Du fait de ce dernier âge Ordovicien inférieur ( $-483 \pm 22$  Ma), le granite de Pouzauges ne pouvait être un granite de collision, la collision hercynienne ne débutant certainement qu'à la limite Dévonien-Carbonifère inférieur ( $-360$  Ma).

De par son chimisme calco-alcalin, on pouvait en faire un granite de zone de subduction. Mais l'éclogitisation de la croûte océanique constituant le Complexe des Essarts a été datée de  $-436 \pm 15$  Ma (Peucat, datation U/Pb sur Zircon), c'est-à-dire du Silurien inférieur (= Llandovérien).

*NB - Ce dernier âge n'est pas certain. Pour Ballèvre, l'éclogitisation des gabbros océaniques aurait plutôt eu lieu vers  $-370$ ,  $-360$  Ma. Peut-être que l'âge de  $-436$  Ma serait en fait celui du début de l'accrétion océanique ?*

Bref, que l'âge de l'éclogitisation soit Silurien inférieur ( $-436$  Ma) ou Dévonien moyen ( $-370$ ,  $-360$  Ma), l'éclogitisation était dans les deux cas postérieure à la mise en place du granite de Pouzauges ; en aucun cas, le granite de Pouzauges ne pouvait être lié à la subduction de la croûte océanique de l'Océan Centralien.

Restait alors l'hypothèse d'une formation dans un contexte de distension de croûte continentale à l'Ordovicien et cela allait bien dans le sens d'une future océanisation ! La croûte continentale à force de s'étirer allait finir par se déchirer et une croûte océanique se formerait à l'emplacement de cette déchirure !

**Pendant longtemps, on a donc fait du granite de Pouzauges un granite de domaine intracontinental en distension.**

**Ce raisonnement ne tient plus !**

**Le granite de Pouzauges a été récemment « redaté » :  $-347 \pm 4$  Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite par Cocherie. D'un seul coup, on l'a rajeuni de près de 130 millions d'années !**

Rappel :  $-347$  Ma (Carbonifère inférieur, à la limite Tournaisien-Viséen) est à peu près l'âge de la collision continentale et de la mise en place des nappes vendéennes.

**Conséquence ! Le granite de Pouzauges est donc un granite syn-collision ; il s'est formé au cours de la collision hercynienne, en même temps que la mise en place des nappes vendéennes. Il est légèrement antérieur au granite voisin de Mortagne-sur-Sèvre qui, lui, s'est formé vers  $-315$  Ma dans un bassin en pull-apart et dans un contexte de cisaillement dextre (= granite post-collision).**

Et cette nouvelle datation permet de régler une observation ancienne qu'on avait du mal à expliquer : *pourquoi le granite de Pouzauges, aussi vieux ( $-483$  Ma), n'a-t-il pas été déformé par l'orogénèse hercynienne comme beaucoup d'autres granites ordoviciens du Sud du Massif Armoricaïn ?*

Jusqu'ici, on l'expliquait par l'existence à son pourtour d'une auréole de cornéennes (métamorphisme de contact) qui, du fait de sa dureté, de sa rigidité et de son épaisseur aussi (d'ordre kilométrique) avait vraisemblablement joué le rôle d'une coque protectrice vis-à-vis du granite.

L'explication est maintenant toute trouvée ! Le granite de Pouzauges a échappé aux déformations tout simplement parce qu'il s'est mis en place très tardivement, à la fin de l'orogénèse hercynienne.

**Au Bois de la Folie, on domine le Synclinorium de Chantonnay ; on est sur un point haut. Quelle en est l'explication ?**

#### ♦ La faille de Pouzauges

En fait, pour être précis, la faille de Pouzauges encore appelée faille de Secondigny passe à quelques centaines de mètres en contre-bas.

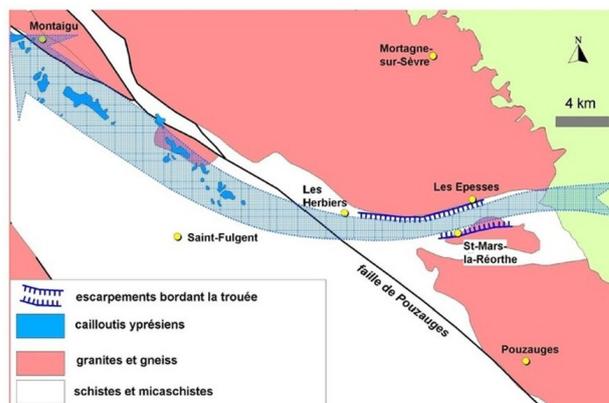
C'est un accident majeur du Massif armoricaïn. Elle fait partie de la Branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn. Et elle est toujours active !

**Comment a-t-elle joué au cours des temps géologiques ?**

Elle a joué de deux façons :

- **dans le sens vertical**, le compartiment possédant le granite de Pouzauges (Haut-Bocage) se soulevant, le Synclinorium de Chantonnay s'affaissant. Cela s'est produit à l'Eocène.

A l'Eocène, existait à quelques km plus au Nord, le fameux fleuve Ypresis ! Celui-ci empruntait la vallée de Saint-Amand-sur-Sèvre, la « trouée » de Saint-Mars-la-Réorthe près des Herbiers puis se dirigeait vers Montaigu d'où il s'élargissait en un véritable delta s'étalant entre Noirmoutier et l'estuaire de la Vilaine.



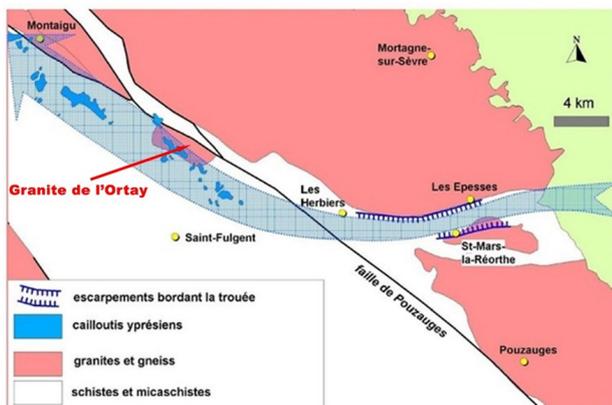
<http://www.ouest-paleo.net/nos-articles>

Mais au Lutétien inférieur, une surélévation des collines du Haut-Bocage a mis fin à son existence.

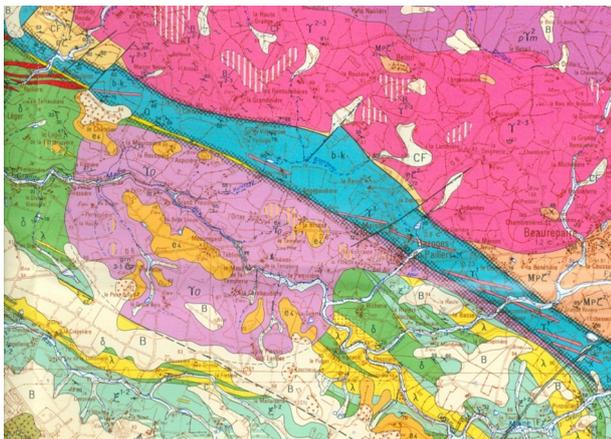
C'est la faille de Pouzauges qui a joué dans le sens vertical, ce qui a entraîné la surrection des collines vendéennes. Cette véritable barrière naturelle a mis fin à l'écoulement d'Ypresis vers l'Ouest. Les eaux provenant de la bordure NO du Massif central (Brenne) se sont alors frayées un chemin plus vers le Nord, préfigurant ainsi le bassin de la Loire actuelle. Et le delta d'Ypresis s'est transformé en un golfe marin.

- dans le sens longitudinal, d'un coulissage comme le fait aujourd'hui la faille de San Andréas.

Le massif granitique de l'Ortay, entre Les Herbiers et Montaigu, longe la faille de Pouzauges, mais de l'autre côté par rapport au massif granitique de Pouzauges (voir carte ci-dessous).



Il présente très nettement une forme caractéristique en cornue (voir carte géologique ci-dessous).



**Extrait de la carte géologique de Montaigu au 1/50 000<sup>ème</sup>**  
Le granite de l'Ortay est représenté en violet clair et désigné par le symbole  $\gamma_0$ .

La direction du « col » de la cornue indique que la faille a joué dans le sens d'un décrochement dextre. Le compartiment possédant le granite de l'Ortay s'est déplacé vers le NO ; le compartiment possédant le granite de Pouzauges a lui coulissé vers le SE.

Le fait que le jeu de la faille de Pouzauges ait déformé le granite de l'Ortay (forme en cornue) implique que celui-ci était ductile donc chaud.

Le granite de l'Ortay a été daté à  $-350 \pm 11$  Ma (limite Tournaisien-Viséen). Comme par hasard, il est de même âge que le granite de Pouzauges qui se trouve de l'autre côté de la faille.

### Hypothèse

#### Ces deux massifs granitiques sont-ils issus d'un même magma ?

Leur chimisme ne s'y oppose pas ! Le granite de l'Ortay est en effet très acide (73% de  $\text{SiO}_2$ ), riche en biotite et peralumineux comme le granite de Pouzauges.

Si cette hypothèse est exacte, si ces deux massifs sont cogénétiques, on aurait alors un moyen de déterminer l'importance du décrochement dextre Carbonifère inférieur : environ 26 km et de calculer sa vitesse moyenne : 26 km en 35 Ma (entre -350 et -315 Ma, si -315 Ma marque la fin des décrochements dextres dans le Haut-Bocage qui ont permis la mise en place du granite de Mortagne) soit 0,7 km/Ma.

### Arrêt 2 - Les cornéennes du Val Rétif

#### ◆ Roche observée

Affleurent des cornéennes. Ce sont des roches dures, ici de couleur et d'aspect très variables.

On peut reconnaître à l'œil nu :

- dans certains échantillons à cassure claire, comme des grains de quartz arrondis, de la taille du mm voire plus, soudés entre eux et qui font penser à du grès,
- dans d'autres, toujours à cassure claire, des éléments beaucoup plus fins, finement lités qui évoquent des silts,
- dans d'autres enfin, à cassure gris foncé, une structure microcristalline avec cristaux blancs de feldspath ou de plagioclase, cristaux de biotite et de muscovite très fine (faciès comparable à celui d'amphibolites ou de certaines roches volcaniques). Epidote et grenat peuvent être identifiés au microscope polarisant.



**Différents échantillons de cornéennes**

◆ **Gisement**

Ces roches n'affleurent qu'autour du granite de Pouzauges, dans une auréole de 1-1,5 km de large.

◆ **Mode de formation**

Elles se sont formées par métamorphisme de roches sédimentaires (grès, argiles) directement au contact du granite de Pouzauges.

Rappel : Le magma granitique à l'origine du granite de Pouzauges s'est formé à la limite Tournaisien-Viséen, certainement suite à un empilement de nappes, à la base de la nappe chevauchante du Haut-Bocage.

Chaud, léger, liquide, il monte. Au cours de son ascension, il se refroidit : les premiers cristaux de plagioclases et de ferro-magnésiens (amphibole et biotite) se forment ; le magma perd alors de sa fluidité. Comme une soupe de plus en plus riche en vermicelle, il devient de plus en plus visqueux, pâteux et finit par s'immobiliser.

Il donne alors naissance à un granite solide mais chaud (700°C).

Progressivement, ce granite continue à se refroidir en cédant de la chaleur à son encaissant sédimentaire (grès, argiles) qu'il va « cuire » et transformer en cornéennes.

Les cornéennes observées au Val rétif ne montrent pas de minéraux de métamorphisme de contact identifiables à l'œil nu. Cela s'explique avant tout par leur éloignement par rapport au granite, source de chaleur : le Val Rétif se trouve dans la partie externe de l'auréole de métamorphisme.

Si l'on se rapprochait du granite (carrière de l'Andraudière à Ardelay ou à Châteaumur...), on pourrait voir les figures ci-dessous :

- de véritables figures de mélange entre magma granitique clair à gros cristaux de feldspath et roches sédimentaires fortement cornéifiées sombres,



**Mélange de magma granitique à cristaux de feldspath automorphes et de cornéenne sombre**

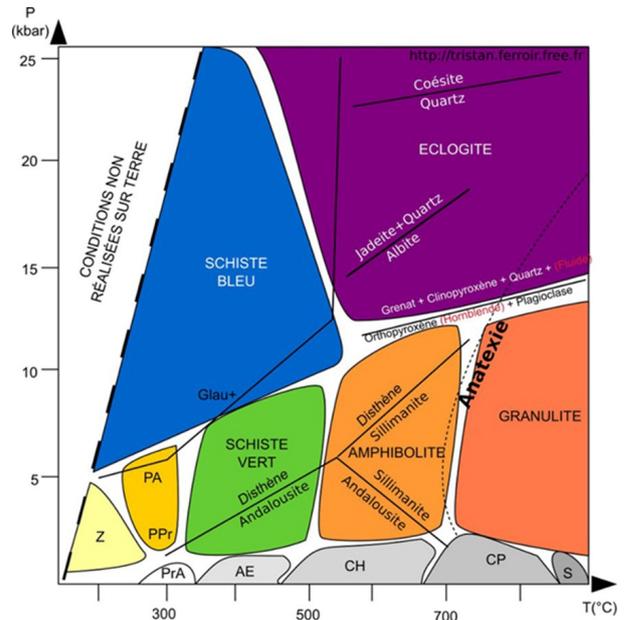
- et même parfois des morceaux de cornéennes complètement « phagocytés » par le magma granitique.



**Morceau de cornéenne en enclave dans le granite**

Dans ces cornéennes, on a mis en évidence au microscope polarisant de la cordiérite. Or, la cordiérite est un minéral de BP et de HT qui se forme aux alentours de 500°C.

**L'encaissant sédimentaire a donc subi un métamorphisme de contact de BP-HT dans le faciès « cornéennes à hornblende » (domaine « CH » sur le diagramme P-T ci-dessous).**

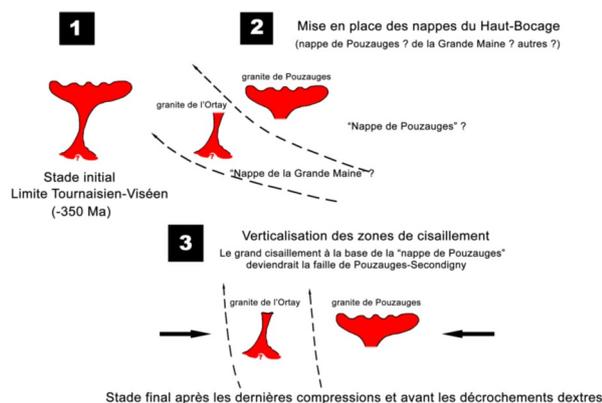


◆ **Quelques remarques concernant la forme du massif de granite de Pouzauges**

Tout indique que l'on observe aujourd'hui sur le terrain le toit d'un laccolithe granitique à Pouzauges : les géologues parlent de « roofs pendants ». Cette hypothèse est étayée cartographiquement par les nombreuses digitations que forme le massif de Pouzauges, preuve de la grande difficulté du magma à progresser vers la surface ; il stagne, cherche sa voie, il est en fin de cristallisation et des blocs de l'encaissant déjà métamorphisé à distance (cornéennes) y plongent (voir la photo ci-dessus).

## Hypothèse

S'il y a vraiment continuité entre le granite de l'Ortay et le granite de Pouzauges, ce dernier pourrait former le toit très étalé du laccolithes et le massif de l'Ortay, sa racine mieux circonscrite, en forme de cône ou de cylindre. Et peut-être qu'alors ce serait le cisaillement à l'origine de la nappe du Haut Bocage qui aurait décapité l'ensemble granitique L'Ortay-Pouzauges en ses deux composants ! Ce cisaillement se serait ensuite verticalisé pour devenir la faille de Pouzauges !



Quant à la légère différence de composition chimique entre les granites de l'Ortay et de Pouzauges, elle pourrait s'expliquer facilement par différenciation magmatique ou contamination.

**En un mot, à plus grande échelle, la branche Sud du CSA pourrait représenter un gigantesque plan de cisaillement formé vers -350 Ma puis redressé lors des serrages ultimes de la collision hercynienne (vers -315 Ma) !**

*NB - A l'arrêt suivant (Arrêt 3 : Carrière de La Boissière entre Rochetretjoux et Mouchamps), les roches que l'on va rencontrer sont d'âge Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien). Elles constituent les célèbres « Grès armoricains ».*

*On va donc manquer en cours de route tout le Cambrien qui existe bien, enserré entre le granite de Pouzauges et les « Grès armoricains » de la carrière de La Boissière.*

**C'était comment le Cambrien ?**

## Le Cambrien du Synclinorium de Chantonay

### ◆ Description

Il comprend :

#### - la Formation de Montournais (Cambrien inférieur)

Elle est représentée surtout par 500 à 900 m de schistes et grès verdâtres entrecoupés de poudingues, de microconglomérats, de tufs volcaniques acides et de coulées rhyolitiques.

Les poudingues et les microconglomérats contiennent surtout des éléments de petite taille, centimétriques à pluricentimétriques, parmi lesquels on reconnaît des fragments de quartzites, de pélites, des galets quartzofeldspathiques provenant de lentilles d'exsudation et des galets de schistes métamorphiques dont l'origine est à rechercher dans des reliefs voisins (Cordillère ligérienne, Mauges ...?)

- **la Formation des Gerbaudières (Cambrien moyen)**, puissante de 600 à 800 m, constituée de schistes noirs ou gris alternant avec des lits plus gréseux de teinte sombre. Elle contient également des schistes graphiteux de type « ampélites » et des niveaux pluridécimétriques de carbonates.

- **et la Formation du Bourgneuf et de Sigournais (Cambrien supérieur)**. Epaisse de 500 à 1000 m, c'est un ensemble de pélites et de grès. La teinte dominante y est verdâtre. On note aussi la présence de filons ou de sills de rhyolite et de dolérite.

**La sédimentation cambrienne est par conséquent avant tout détritique.**

On y a également reconnu des **turbidites** évoquant des dépôts de cônes sous-marins.

La présence de la mer a été confirmée par la trouvaille du Brachiopode *Bilingsella sp.* dans le Cambrien supérieur.

### Comment peut-on alors se représenter le Synclinorium de Chantonay au Cambrien ?

#### ◆ Essai de reconstitution paléogéographique

C'était un bassin marin très certainement peu profond, installé sur une plateforme continentale comme le démontrent les dépôts carbonatés du Cambrien moyen (même s'ils sont rares) et qui recevait essentiellement les produits (galets, sables et vases) provenant de l'érosion des reliefs briovériens voisins (Mauges?).

Mais c'était un bassin subsident puisqu'il a recueilli environ 2000 m de sédiments au cours du Cambrien.

*NB - La présence de turbidites n'implique pas obligatoirement un milieu très profond. Des turbidites peuvent se former dans des environnements fluvio-lacustres ou deltaïques.*

Dans le détail, la profondeur de ce bassin a varié au cours du Cambrien.

Il s'approfondit au Cambrien moyen. Aux faciès verdâtres du Cambrien inférieur qui indiquent un milieu oxydant donc peu profond, succèdent en effet les faciès noirâtres et gris du Cambrien moyen qui sont en faveur d'un milieu plus réducteur, à caractère euxinique, donc plus profond.

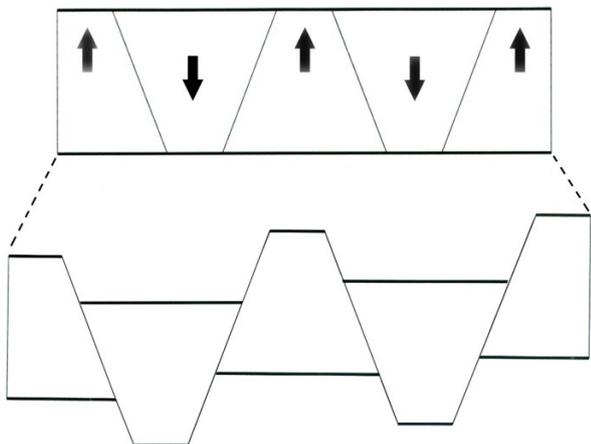
**Tout cela est plutôt en faveur d'une distension, d'un étirement de la croûte continentale.**

Mais au Cambrien supérieur, les faciès redeviennent verdâtres. Au Cambrien supérieur, le fond du bassin se soulève donc ! En même temps, on note que la sédimentation devient plus grossière, les brèches sédimentaires plus abondantes avec des éléments très hétérométriques et peu usés.

Apparaissent aussi des filons de dolérite et de rhyolite à caractère de tholéites continentales.

Tous ces changements pourraient faire penser à l'émersion du bassin ! En fait, le bassin continue à s'étirer et à s'approfondir : ce n'est que localement qu'il devient moins profond.

Extension et émergence ne sont pas contradictoires localement ! La preuve avec les deux schémas suivants !



**Explication**

Sur le schéma (figure du haut), les failles représentées sont des failles normales, marqueurs de l'extension. Elles découpent la croûte continentale granitique rigide en blocs crustaux.

Et l'on voit bien sur la figure du bas qu'un tel découpage en blocs peut conduire à un approfondissement du bassin au niveau de grabens ou sillons et à son soulèvement au-dessus de horsts ou rides en même temps que tout l'ensemble s'étire !

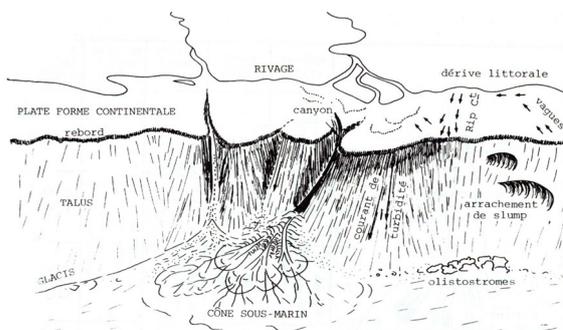
C'est exactement ce qui s'est passé au Cambrien supérieur. Et on peut alors expliquer les observations faites par les géologues sur le terrain.

La lithosphère continentale sous le bassin étant étirée, elle s'amincit. Et des failles normales la découpent en blocs qui s'affaissent ou qui s'élèvent.

- Qui dit formation de failles normales dit apparition de pentes raides entre les blocs. Se forment alors les brèches. Ces dernières font effectivement penser à des éboulements en bas de pentes puisque leurs éléments constitutifs ne sont pas usés et de taille très variable.

Et ces éboulements se produisent à chaque fois que les failles jouent, au cours de petits séismes.

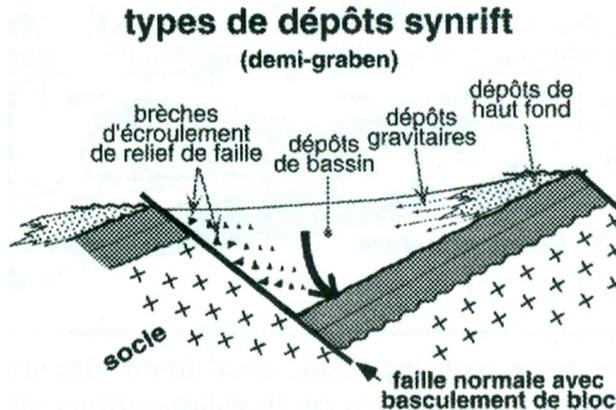
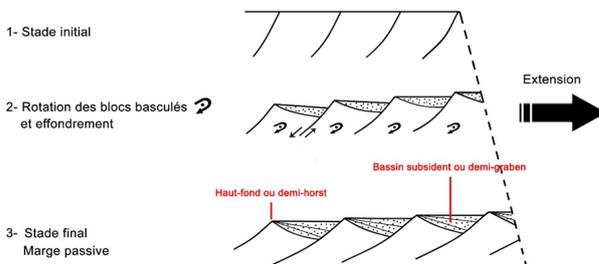
- Les dépôts détritiques gravitaires de type turbidites peuvent s'expliquer de la même façon, à la différence près qu'un granoclassement vertical ne peut avoir lieu qu'un peu plus loin des ruptures de pente, des talus.



*Le talus matérialiserait la faille normale ou la faille listrique*

**Extrait de « Le flysch » - CRDP de Toulouse  
Novembre 1979**

Le raisonnement précédent s'applique également au cas où la croûte continentale est découpée en blocs basculés par des failles normales listriques (failles en forme de cuillère). Le basculement par rotation des blocs engendre des hauts-fonds ou demi-horsts et des bassins subsidents ou demi-grabens (voir schémas ci-dessous).



**Détail de la sédimentation dans un demi-graben**

NB - Des récifs peuvent se développer localement sur les hauts-fonds ou « nez » des blocs basculés.

- Quant à l'apparition du volcanisme bi-modal (filons de dolérite et de rhyolite à caractère de tholéites continentales), c'est une conséquence de l'amincissement de la lithosphère continentale sous le bassin. Et les failles normales ont servi à l'ascension du magma acide, provenant de la fusion partielle de la croûte continentale, et du magma basaltique issu de la fusion partielle de la péridotite mantellique.

**Au Cambrien inférieur et moyen, le Synclinorium de Chantonnay est un domaine de bassin subsident, installé sur une plateforme continentale, réceptacle des sédiments détritiques provenant de l'érosion de reliefs voisins (Mauges ?).**

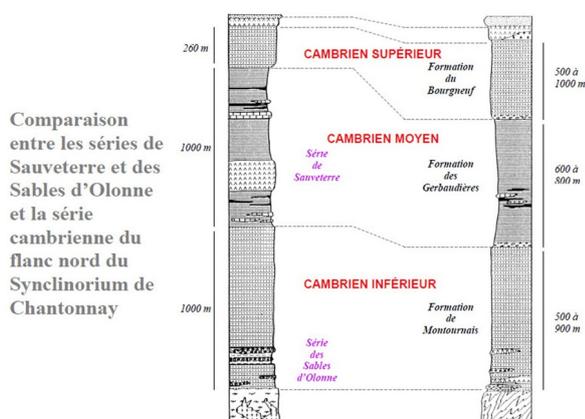
**Au Cambrien supérieur, ce domaine est étiré (rifting). La croûte continentale rigide est découpée en blocs qui jouent les uns par rapport aux autres ; en conséquence, la bathymétrie devient irrégulière. Ces mouvements tectoniques de failles ou de flexures déclenchent alors des courants de turbidité, des avalanches et des écroulements de brèches.**

Un volcanisme bi-modal se manifeste.

Le Synclinorium de Chantonnay présente bien toutes les caractéristiques d'une marge passive en extension : la marge armoricaine du futur Océan Centralien.

#### ◆ Corrélation avec la Vendée littorale

Le Cambrien du Synclinorium de Chantonnay a été corrélié avec le Cambrien de Sauveterre du littoral vendéen ; ces deux ensembles présentent en effet les mêmes faciès.



Document R. Wyns

L'« Anticlinal des Sables d'Olonne » à socle briovérien (mais qui n'affleure pas) et à couverture cambrienne représenterait quant à lui la marge gondwaniennne de ce même océan.

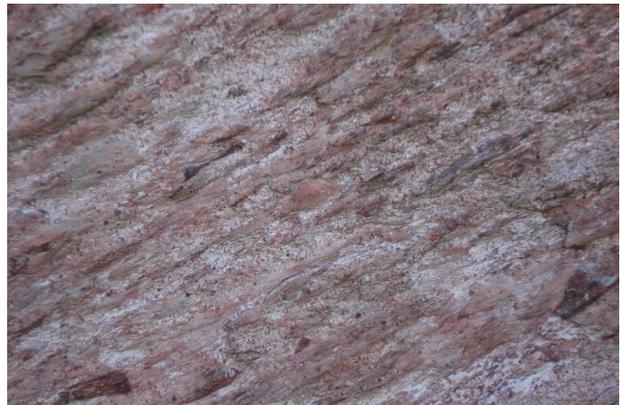
**Du Cambrien supérieur, on passe en continuité à la « Formation des Ignimbrites et Rhyolites de La Châtaigneraie » datée de la limite entre Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur (Trémadocien).**

#### **La « Formation des Ignimbrites et Rhyolites de La Châtaigneraie » (limite Cambrien - Ordovicien)**

##### ◆ Description

Ce complexe volcanique acide présente plusieurs faciès. On peut y distinguer des ignimbrites rubanées, des ignimbrites flammées, des ignimbrites laves, des tuffo-ignimbrites, des volcanoclastites...

A cette énumération, on peut ajouter la « Pierre réfractaire des Plochères » (voir photo ci-dessous) qui représente un faciès sédimentaire latéral de remaniement de ces volcanites.



Pierre des Plochères - faciès rose (Saint-Pierre-du-Chemin)

##### ◆ Chimisme

Les ignimbrites sont riches en silice : en moyenne 75%.

Elles ont un caractère fortement alumineux.

Le potassium ( $K_2O$ ) domine le sodium ( $Na_2O$ ) :  $K_2O / Na_2O > 2$ . Elles s'apparentent donc à des leucorhyolites potassiques.

Elles sont en même temps pauvres en  $FeO$ ,  $MgO$  et  $CaO$ .

**Ces propriétés indiquent que les ignimbrites proviennent d'une anatexie (= d'une fusion partielle) de la croûte continentale.**

Et cette fusion a été importante puisque ce ne sont plus quelques filons de rhyolite qui se forment comme au Cambrien supérieur mais des masses considérables d'ignimbrites qui s'étendent sur près de 70 km de longueur au cœur de l'« Anticlinal de La Châtaigneraie ».

### ◆ Origine de ce volcanisme acide et paléo-géographie

C'est l'extension qui se poursuit. La lithosphère continue à s'amincir et surtout la croûte continentale ce qui favorise sa fusion.

D'autre part, ce volcanisme ignimbritique est aérien puisqu'il a produit des nuées ardentes.

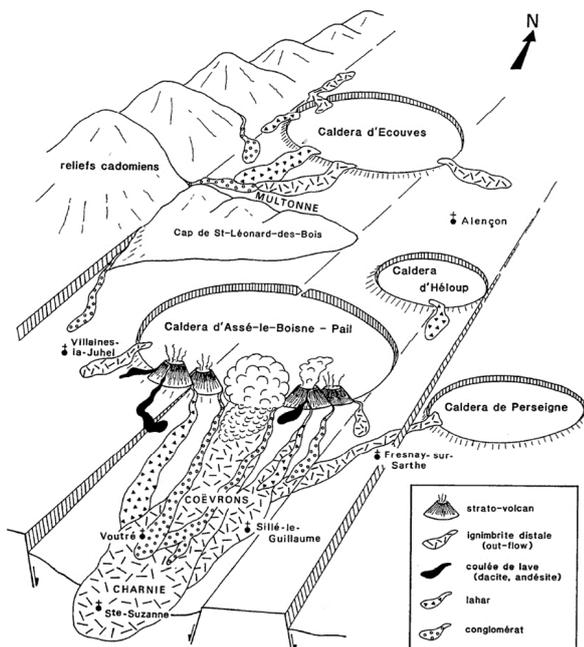
Au niveau de l'« Anticlinal de La Châtaigneraie », un ensemble de blocs crustaux, un horst a donc émergé : on pourrait parler d'une « Île de La Châtaigneraie » et sur cette « Île », se serai(en)t mis en place un ou des édifices volcaniques (= stratovolcans) producteurs des nuées ardentes.

Si l'on examine maintenant la répartition des faciès, on a constaté que sur l'axe Mouilleron-La Châtaigneraie, la série ignimbritique est puissante (épaisseur hectométrique à plurihéctométrique), homogène et de faciès ignimbritique vrai alors que sur le flanc Nord du Synclinorium de Chantonnay, elle est d'épaisseur réduite (0 à 50 m) et de faciès très variés : rhyolites, cinérites, faciès résultant du remaniement des précédents (« Pierre des Plochères ») ou même lahars (lahar de La Coussaie).

Cela conduit à penser que les appareils volcaniques, qui pouvaient être des caldeiras, étaient alignés dans une dépression tectonique au milieu du horst Mouilleron-La Châtaigneraie (= « Île de La Châtaigneraie »).

Là, s'accumulaient les coulées ignimbritiques alors que les projections pyroclastiques (bombes, lapillis, cendres...) et lahars s'écoulaient sur les flancs du horst.

Par analogie avec le Cambrien inférieur du graben du Maine, on peut imaginer un paysage voisin de celui représenté ci-dessous (document J. Le Gall).



A la limite Cambrien-Trémadocien, une « Île de La Châtaigneraie » émerge, parallèle au rivage. Elle porte un alignement de caldeiras (?) à volcanisme acide et explosif.

### ◆ Généralisation de ce volcanisme acide

Ce volcanisme important à la limite Cambrien - Trémadocien était déjà plus ou moins annoncé dans le Synclinorium de Chantonnay par les nombreux filons de rhyolite et de dolérite du Cambrien supérieur (« Membre du Busseau » dans les environs d'Antigny).

Et dans la région, il n'est pas isolé ! Il s'est aussi manifesté :

- dans le Synclinal du Choletais où, au Cambrien moyen, se forme le Complexe volcano-plutonique de Cholet-Thouars (gabbros de Massais, rhyolites de Cholet, microgranite de Thouars, granodiorite de La Moucherie) daté de -520 Ma (datation U-Pb sur zircons par C. Guerrot). A caractère bimodal (composante crustale et mantellique), il s'est mis en place en domaine continental, ce qui suggère la formation d'un « Rift du Choletais » qui a avorté et n'a jamais conduit à une océanisation.

- dans le Bas-Bocage Vendéen avec :

- \* les rhyolites de Sauveterre (Cambrien supérieur),
- \* les rhyolites d'Olonne-sur-mer, du Château d'Olonne, de Talmont accompagnées de filons de dolérite d'âge Trémadocien (Ordovicien tout-à-fait inférieur),
- \* les « Porphyroïdes » de La Sauzaie à Brétignolles-sur-mer, de La Chapelle-Hermier et de Mareuil-sur-Lay,

*NB - Ces Porphyroïdes avaient été datés à  $-405 \pm 5$  Ma (U/Pb sur zircons par Peucat). Leur âge a été revu depuis :  $-477 \pm 7$  Ma pour les Porphyroïdes de La Sauzaie (U-Pb sur zircons par Béchenec) ou  $-486 \pm 4$  Ma pour les Porphyroïdes de La Chapelle-Hermier (U-Pb sur zircons par Béchenec et Cocherie) soit Trémadocien.*

\* les métavolcanites de l'« Unité de Saint-Gilles » qui seraient un équivalent latéral des Porphyroïdes précédents,

\* et le granite de l'Angle, intrusif dans les métasédiments et les métavolcanites de l'« Unité de Saint-Gilles » qu'il a métamorphosés et qui serait Ordovicien inférieur.

- et dans trois autres formations appartenant à des unités voisines :

\* le Complexe des Essarts qui renferme les écolites est un véritable mélange tectonique où l'on trouve à côté des amphibolites et des écolites d'origine océanique des roches continentales (gneiss, granites) qui ont subi avant le métamorphisme écolitique de HP-BT un métamorphisme de BP-HT (présence de cordiérite).

Ce métamorphisme aurait eu lieu vers -500 Ma donc près de la limite Cambrien-Trémadocien.

\* le granite de Mervent autrefois daté à  $-446 \pm 22$  Ma (méthode Rb/Sr sur roche totale par Vidal - 1976) et maintenant à  $-486^{+15}_{-11}$  Ma (H. Diot) ou  $-495^{+37}_{-14}$  Ma (C. Guerrot), âge indiquant une mise en place à l'Ordovicien inférieur.

\* le granite de Montaigu enfin, âgé de  $-488 \pm 12$  Ma.

**En fonction de tout ça, une conclusion s'impose. Toute la croûte continentale comprise entre les domaines briovériens des Mauges et des Sables d'Olonne est en expansion généralisée. On peut maintenant vraiment parler de rifting.**

**Et les sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) seraient syn-rift.**

### **Arrêt 3 - Les « Quartzites de La Châtaigneraie » dans la carrière de La Boissière**

#### **♦ Le fond de la carrière : les « Quartzites de La Châtaigneraie »**

Les roches que l'on voit ici sont d'âge Arénigien (= Floien) c'est-à-dire Ordovicien inférieur.

L'affleurement présente une alternance régulière de strates à galets pluricentimétriques blancs, ressemblant à de véritables dragées (= poudingues), liés par une matrice quartzarénitique (aspect de grès, de sable plutôt grossier) et de strates de grès et silts fins.



**Sur la hauteur du marteau, deux niveaux gréseux fins encadrent un niveau de poudingue.**

Les strates sont pentées vers le SO. Leur pendage est voisin de 45°.

Galets, sable grossier et fin, tout cela fait penser à la mer !

**A l'Arénigien, la mer est toujours présente dans le Synclinorium de Chantonnay.**

Remarque : Une période d'érosion et d'altération a précédé le dépôt des quartzites. En effet, à certains endroits, ces derniers reposent sur les ignimbrites de La Châtaigneraie par l'intermédiaire d'un banc d'arénite arkosique. De même, des galets de rhyolite sont présents dans les « Quartzites de La Châtaigneraie ».

*NB - La majorité des galets des « Quartzites de La Châtaigneraie » proviendraient de quartzites sédimentaires ou de filons métamorphiques.*

Le point important à noter est que l'argile est toujours absente.

Or pour que l'argile se dépose, il ne faut pas de courant.

On peut donc supposer que la mer qui occupait le Synclinorium de Chantonnay était un milieu à forte énergie : l'action des vagues empêchait toute sédimentation de l'argile. Et comme l'action des vagues ne se fait plus ressentir au-delà de 60 m de profondeur, cette mer n'était pas profonde.

Et qui dit milieu à forte énergie dit eau bien brassée donc bien oxygénée (exemple de l'eau des torrents).

**La mer Arénigienne qui occupe le Synclinorium de Chantonnay est peu profonde et bien oxygénée.**

### **Important**

A l'Ordovicien inférieur, la vie était très réduite sur les continents : pas ou peu d'animaux Invertébrés ou Vertébrés, pas de Végétaux Embryophytes de type Mousses, Fougères,...

En revanche, la vie fourmillait dans les mers. On peut rappeler que le Cambrien a été une période d'explosion de la vie marine (diversification des espèces, des plans d'organisation, radiations adaptatives).

Et là où la mer était peu profonde, les algues pratiquant la photosynthèse devaient former de véritables prairies offrant abri et nourriture à de nombreuses formes animales : Archéocyathes (Eponges récifales), Brachiopodes, Trilobites, Crustacés, Limules, Mollusques, Echinodermes, Myxines...

Dans l'eau, la décomposition de tous les cadavres de végétaux et d'animaux et surtout des algues aurait dû fournir suffisamment de matière organique pour noircir ou griser les poudingues et les grès. Or ce n'est pas le cas à La Boissière. Toute la matière organique a été complètement détruite par oxydation. C'est un argument supplémentaire en faveur d'un milieu bien oxygéné.

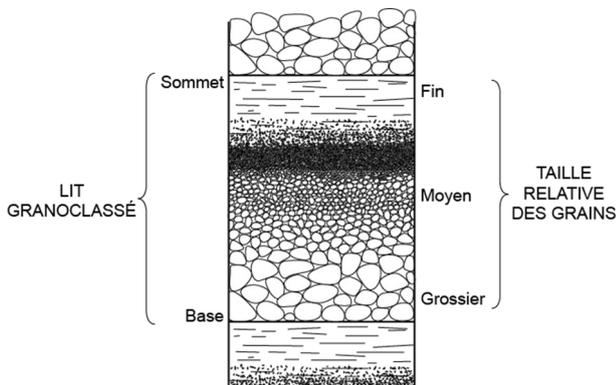
**Les faciès clairs des poudingues et des grès sont une conséquence de la bonne oxygénation de l'eau favorisant la décomposition de la matière organique.**

**Comment expliquer l'alternance poudingues-grès ?**

**Première explication : au bas d'un talus continental**

Elle peut être le résultat de décharges successives, le long d'une pente, d'un mélange de galets bien arrondis et de sable donc de matériel très mature, déjà trié et usé.

Lorsqu'un séisme se déclenche ou que les sédiments sont en position instable, en déséquilibre, il peut se produire une avalanche sous-marine. Les sédiments dévalent alors la pente ; puis au bas de celle-ci, ils se déposent en fonction de leur taille : les galets les plus gros en premier puis le sable grossier puis le sable fin. On parle de **granoclassement vertical**.



Quand plus tard, une nouvelle avalanche se produit, le même phénomène se répète.



Exemple de granoclassement vertical

**Deuxième explication : sur une plage sous-marine**

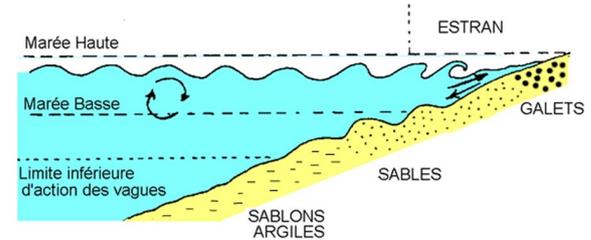
A marée montante, les vagues près du rivage sont de forte énergie, surtout par temps de tempête. Leur énergie est suffisante pour mettre toute l'argile du fond en suspension (l'eau devient brunâtre), les grains de sable sont mis en saltation (si l'on trempe les pieds, on ressent comme des petits picotements !) et les galets s'entrechoquent.

Après l'étale de haute mer, la mer se retire. L'énergie de l'eau est moins forte.

Les galets roulent par gravité puis cessent de se déplacer en premier parce que les plus lourds ; les grains de sable sont entraînés un peu vers le large par le retrait de l'eau

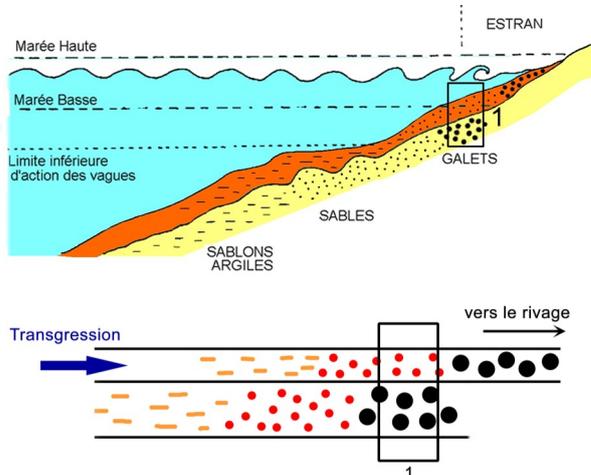
dont l'énergie est encore suffisante pour les rouler ; mais ils finissent eux aussi par se déposer. Et c'est finalement à marée basse, lorsque la mer est de nouveau étale, dépourvue d'énergie, que l'argile va pouvoir sédimenter le plus au large.

Il se produit cette fois un **granoclassement horizontal** des sédiments : les plus grossiers près du rivage, les plus fins au large.



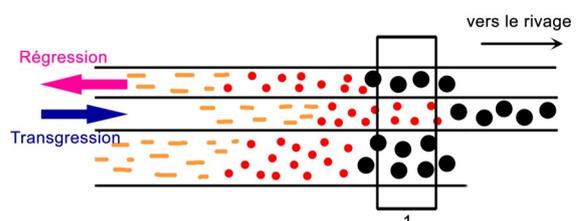
Ce tri n'est pas parfait lors d'une marée. Mais si l'on imagine que ce phénomène va se reproduire deux fois par jour, puis pendant des milliers voire des millions d'années, il va se révéler particulièrement efficace.

Imaginons maintenant une transgression (schémas suivants). Le niveau de la mer monte. Elle va prendre en charge les sédiments déjà déposés et en plus, ceux qui étaient auparavant à l'air libre, sur la plage aérienne et au-delà, les rouler, les user et un nouveau tri va s'effectuer de la même façon que précédemment.



On voit bien qu'en ❶ sur les schémas ci-dessus, on aura alors la succession verticale, du bas vers le haut : galets puis sables.

Si l'on imagine ensuite une régression, la succession en ❶ deviendra, pour les raisons évoquées au-dessus : galets - sables et de nouveau galets.



C'est ce raisonnement que l'on doit tenir ici.

**L'alternance galets-sables ou poudingues-grès s'explique avant tout par une succession de transgressions et de régressions de la mer arénigienne.**

Ces dépôts de poudingues et de grès sont connus dans tout le Massif armoricain. A l'Arénigien (= Floien), la mer a recouvert tout le Massif armoricain ; c'est la fameuse « Transgression arénigienne » responsable de la sédimentation des « Grès armoricains ».

En Vendée, dans le Synclinorium de Chantonay, elle y a déposé la « Formation des Quartzites de La Châtaigneraie ».

Si globalement il y a eu transgression, on vient de démontrer dans le raisonnement précédent qu'elle s'est faite par à-coups et alors, une conclusion importante en découle :

**Un poudingue arénigien affleurant en un endroit n'a pas forcément le même âge qu'un poudingue arénigien formé en un autre endroit : le « Grès armoricain » est diachrone.**

*Définition de diachronisme : c'est le fait pour une couche gardant un faciès constant d'avoir des âges différents selon les lieux.*

### Hypothèse

**La « Transgression arénigienne » des « Grès armoricains » étant générale sur tout le Massif Armoricain, on peut être tenté d'affirmer que les dépôts arénigiens sont post-rift et signeraient le tout début de l'accrétion océanique : la croûte continentale se déchirerait à l'Arénigien et, pour la première fois, apparaîtrait un embryon d'Océan Centralien !**

### Remarques

La « Transgression arénigienne » a certainement été amplifiée par le magmatisme Cambro-Trémadocien. Le volcanisme a en effet rejeté dans l'atmosphère des quantités importantes de gaz à effet de serre : CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>... et l'augmentation de la température atmosphérique qui en a résulté aurait ensuite provoqué une dilatation des eaux d'où l'élévation du niveau global des mers.

De même, la richesse en pyrite des schistes du « Groupe de Réaumur » (voir ci-dessous le même arrêt mais à l'entrée de la carrière) ne serait-elle pas une conséquence de l'enrichissement de l'eau de mer en gaz sulfureux d'origine magmatique ?

### ♦ A l'entrée de la carrière : le « Groupe de Réaumur »

Affleurent ici des schistes gris à débit ardoisier riches en cristaux de pyrite (FeS<sub>2</sub>).



**Cristaux de pyrite dans les schistes**

Ces schistes surmontent en continuité les « Quartzites de La Châtaigneraie ». Ils marquent le début de la « Formation du Groupe de Réaumur ».

Trois arguments indiquent que le milieu s'est approfondi :

- la granulométrie : ces schistes très fins dérivent d'argiles qui n'ont pu sédimenter que dans des milieux profonds, de profondeur supérieure à celle de l'action des vagues de tempête (aux alentours de -60 m).

- la couleur : leur couleur grise indique qu'ils renferment de la matière organique qui n'a donc pas été totalement oxydée. Le milieu marin était par conséquent moins oxygéné qu'à l'Arénigien donc plus profond.

- la présence de pyrite confirme cet approfondissement : le soufre S de la pyrite n'a pas été oxydé en ions sulfates SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

**Après l'Arénigien, le milieu marin s'approfondit.**

### Peut-on évaluer l'importance de cet approfondissement ? Quel est l'âge du « Groupe de Réaumur » ?

On divise classiquement la « Formation du Groupe de Réaumur » en trois termes :

- l'ensemble des schistes gris et noirs dont on vient de parler, compris entre les « Quartzites de La Châtaigneraie » et les Phtanites de Mouchamps toutes proches ; ils n'ont livré aucun fossile.

- puis les Phtanites de Mouchamps qui ont fourni des Graptolithes du genre *Climatograptus* et *Glyptograptus*.

L'épaisseur totale de ces 2 termes est de 100 m ; sur la base des fossiles récoltés, ils représenteraient la période allant du Caradocien (Ordovicien moyen) au Silurien supérieur soit l'intervalle de temps -470 à -420 Ma.

- enfin, de nouveau, un ensemble de schistes gris, noirs comportant des niveaux métriques de quartzites noirs pyriteux et localement de petites intercalations de rhyolite.

Ce dernier ensemble est particulièrement intéressant.

A Réaumur, il a livré des Lamellibranches (*Pterinea*) et des Graptolithes qui seraient les mêmes qu'à Mou-champs, des articles de Crinoïdes, des Lamellibranches du genre *Nucula* et un thorax de Trilobite.

Quelques lentilles de calcaires ont fourni des Conodontes (*Icriodus*) et des accumulations de Tentaculites du genre *Striatostyliolina* connu du Praguien au Frasnien et surtout très répandu au Givétien.

**Cet ensemble épais de 650 m serait exclusivement Dévonien inférieur à moyen : de -420 à -380 Ma.**

La pauvreté de la faune du « Groupe de Réaumur » et la présence de Crinoïdes, de Graptolithes et de fantômes de Radiolaires plaident plutôt en faveur d'un milieu profond : la plupart des Crinoïdes à tiges actuels sont abyssaux.

En revanche, l'abondance de la matière organique, en particulier de matériel libéro-ligneux provenant de Ptéridophytes terrestres, est en faveur d'un milieu peu profond, confiné et littoral.

Une position intermédiaire serait donc d'admettre que le « Groupe de Réaumur » correspond à un milieu de plateforme distale ou de talus continental largement ouvert vers un domaine océanique en formation ou déjà constitué.

Un argument de poids en faveur de cette hypothèse intermédiaire ! Au Silurien, se déposent dans le Bas-Bocage vendéen, près du Briovérien des Sables d'Olonne donc du côté de la marge gondwanienne de l'Océan Centralien :

- les Phtanites à Radiolaires et Graptolithes du « Groupe de Nieul-le-Dolent »

- et la « Formation de Brétignolles-sur-mer » avec :

\* les célèbres Phtanites à Radiolaires du Rocher Sainte Véronique datées du Llandovérien et que l'on peut considérer comme des radiolarites,

\* la « Série rythmique inférieure » à nodules phosphatés et à Graptolithes du Wenlockien inférieur,

\* les ampélites et calcaires dolomitiques du Wenlockien moyen et supérieur associés à des niveaux de microquartzites graphiteux renfermant des nodules phosphatés à faune d'Acritarches, de Chitinozoaires et de Radiolaires,

\* et la « Série rythmique supérieure » du Wenlockien supérieur à microquartzites blancs ou graphiteux à Radiolaires écrasés, schistes rouges imitant des varves et lentilles de phtanite.

**On retrouve par conséquent dans le Silurien du Bas-Bocage des phtanites contemporaines de celles du « Groupe de Réaumur » mais plus riches en fossiles, en particulier en Radiolaires et en nodules phosphatés.**

## Que peuvent apporter ces indications ?

### • *Mode de formation des nodules phosphatés actuels*

La relation entre les zones d'upwelling et la formation des phosphates sous-marins est maintenant bien établie suite aux observations faites le long des talus continentaux des côtes du Chili, du Pérou, du Maroc, de la Namibie...

Par up-welling, les eaux marines profondes, froides et riches en nutriments (sels minéraux), remontent vers la surface le long du talus continental.

Cet apport de nutriments upwellés a pour conséquence de doper la productivité organique des eaux superficielles plus chaudes et surtout sous climat tropical.

Dans la zone photique, le phytoplancton se développe en premier (« blooms » ou « floraisons » de phytoplancton) puis le zooplancton puis le necton qui attire à son tour les Oiseaux marins ... ! (Principe des réseaux trophiques).

Mais le plancton a une durée de vie limitée ! La fraction qui meurt sédimente et s'accumule en bordure de plateforme ou sur la pente du talus continental.

Là, cette matière organique est dégradée par les bactéries ; et cette dégradation s'accompagne d'une forte consommation en oxygène dissous.

Résultat : Cette suboxie, voire anoxie juste au-dessus des zones d'accumulation de matière organique en cours de décomposition peut provoquer au moment des « blooms » de véritables hécatombes d'organismes marins, de Poissons en particulier, qui va favoriser la précipitation des ions phosphate  $PO_4^{3-}$  de leur squelette.

**La phosphatogenèse marine actuelle est donc étroitement limitée aux zones enrichies par upwelling côtier.**

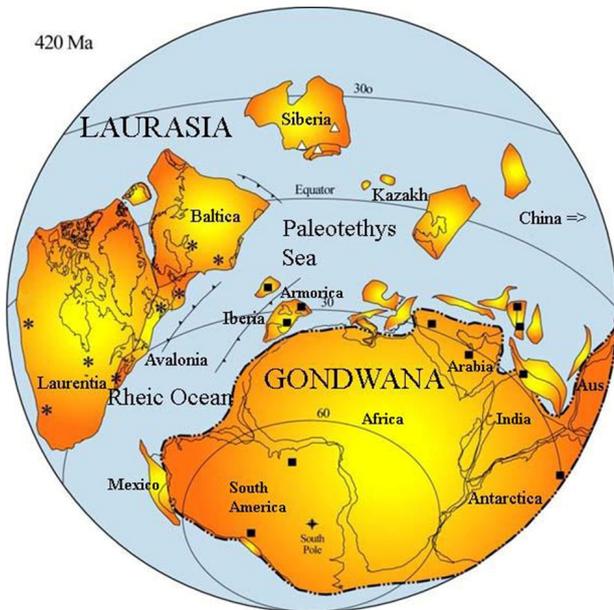
### • *Milieux de formation des radiolarites actuelles*

**La formation des radiolarites exige elle aussi la présence de puissants upwellings.**

Aujourd'hui, on peut observer une sédimentation siliceuse de Radiolaires entre 300 et 1000 m de profondeur dans les bassins de Somalie, le Golfe de Basse Californie... Tous ces bassins sont allongés (1000 km de long), étroits (100 km de large), ouverts sur l'océan mais seulement en partie, en tout cas plus ouverts que ceux favorables à la préservation de la matière organique, et ils sont le siège d'upwellings particulièrement actifs.

Par application du Principe de l'Actualisme, on peut penser qu'au Silurien la « Formation de Brétignolles-sur-Mer » s'est déposée en bordure de plateforme ou sur la pente du talus continental. La forte productivité de Radiolaires et la présence en abondance de nodules phosphatés s'expliqueraient alors par la conjonction des facteurs suivants :

- un climat de type tropical. Au cours de l'Ordovicien et pendant tout le Silurien, Armorica et Gondwana ont effectivement entamé une migration vers l'équateur ; au Silurien, Armorica et la marge gondwanienne de l'Océan Centralien à laquelle appartient la région de Brétignolles-sur-Mer sont au niveau du Tropique Sud (voir carte ci-dessous).



Position d'Armorica et Iberia au Silurien supérieur (-420 Ma)

- de puissants up-wellings remontant le talus continental le long de la marge gondwanienne et favorisant la formation de « blooms » de Radiolaires, qui, après décomposition consommatrice d'O<sub>2</sub>, seraient responsables d'hécatombes de Poissons par anoxie et de la précipitation du phosphate de leur squelette.

Remarque : Au Silurien effectivement, apparaissent puis prolifèrent les premiers Vertébrés marins Gnathostomes (Ostéichthyens et Actinoptérygiens). On n'en a pas encore trouvé à Brétignolles-sur-Mer !

**Mais pourquoi un plus faible développement des Phtanites à Radiolaires et des nodules phosphatés dans le Silurien du « Groupe de Réaumur », sur la marge armoricaine de l'Océan Centralien ?**

C'est l'absence d'up-wellings qui en serait certainement la cause. Peut-être une courantologie différente sur les deux marges comme on l'observe aujourd'hui de part et d'autre de l'Atlantique ou du Pacifique ?

Le Synclinorium de Chantonay qui appartient à la marge armoricaine de l'Océan Centralien, après avoir émergé au Trémadocien (« Île de La Châtaigneraie ») puis été érodé et transgressé à l'Arénigien (= domaine de plateforme), s'enfonce de l'Ordovicien moyen au Silurien comme l'indiquent les Phtanites à Graptolithes et Radiolaires de la partie inférieure du « Groupe de Réaumur ».

**Au Silurien, le Synclinorium de Chantonay devait ressembler à une bordure de plateforme ou à un talus continental comme son vis-à-vis de Brétignolles-sur-Mer. Et cet enfoncement est bien sûr à mettre en relation avec l'existence maintenant affirmée de l'Océan Centralien.**

Remarque : Le Dévonien inférieur et moyen du « Groupe de Réaumur » dépourvu de phtanites et contenant des lentilles de calcaires serait annonciateur d'un début d'émergence de la marge armoricaine et du Synclinorium de Chantonay lié à la tectonique : début de convergence avec décrochements (transtension) ?

**Arrêt 4 - « La Formation de La Meilleraie » à la gare de Chavagnes-les-Redoux**

♦ **Roches observées**

Le long de la voie ferrée, ce sont des basaltes qui affleurent.

Deux faciès peuvent être distingués :

- un faciès sombre : la roche est gris-vert sur une cassure fraîche. Elle est très pauvre en cristaux qui sont toujours de petite taille ; seuls, les cristaux de plagioclase sont nets . Le clinopyroxène est absent.



Ces **basaltes dits « sombres »** montrent par endroits une disposition en couches pentées vers le NE qui font penser à des sills ou à des coulées (faciès effusif). Le débit en pillows est visible, indice d'un volcanisme sous-marin.



Pillows de basalte sombre (à droite) reposant sur un niveau verdâtre à débit schisteux

Ces basaltes sombres de faciès effusif appartiennent à la lignée N-MORB c'est-à-dire qu'ils ont une composition de tholéites océaniques.

- intercalés entre ces coulées de « basaltes sombres », des niveaux de roches verdâtres à débit schisteux, très friables, riches en phénocristaux (plagioclase et clinopyroxène) de taille parfois centimétrique et en pyroclastites : cendres, tuffites, bombes (voir photos suivantes).



Deux bombes ou scories vacuolaires (?)  
à gauche de la pointe du marteau

Ces basaltes à faciès explosif sont appelés « **basaltes clairs** ». Ils s'apparentent aux tholéites d'arcs actuels.

Ces deux faciès : « sombre » et « clair » s'interpénètrent et sont par conséquent pénécotemporains.

**Cela implique, d'un point de vue paléogéographique, la présence, côte à côte, de volcans de type basaltique effusif et de volcans à chimisme plus acide de type explosif et, à leur voisinage, l'existence d'un milieu marin (présence de pillows) certainement peu profond.**

**La juxtaposition de ces deux types de volcanisme fait penser à un bassin arrière-arc.**

Remarque : La « Formation des basaltes de La Meilleraie » n'a pas été datée. Elle est postérieure au « Groupe de Réaumur » sur laquelle elle repose. Elle serait Dévonien supérieur (-380 Ma).

Elle a été par la suite métamorphisée dans le faciès prehnite-pumpellyite-épidote-chlorite ( $T^\circ$  de l'ordre de  $350^\circ$  C et  $P < 2$  kbars). Ce métamorphisme est à rapporter à un hydrothermalisme marin.

**La série de La Meilleraie qui forme le cœur du Synclinal de Saint-Prouant marque les stades initiaux de fonctionnement d'un bassin arrière-arc.**

**Mais qu'implique la formation d'un bassin arrière-arc ?**

#### ◆ Le volcanisme d'arc et son origine

Qui dit bassin arrière-arc dit obligatoirement arc volcanique !

Or, le volcanisme d'arc est lié à la subduction d'une croûte océanique. Un arc volcanique apparaît toujours à 100 km au-dessus du slab.

L'explication de l'origine du volcanisme d'arc est la suivante.



Bombe fuselée (?) sous la pointe du marteau

La croûte océanique de nature exclusivement gabbroïque se métamorphose lorsqu'elle subducte. Le long du slab, les gabbros passent d'abord dans le faciès « à amphibolites » ou « à schistes bleus » (la glaucophane est une amphibole bleue) puis dans le faciès « à éclogites ».

Or les amphiboles sont des minéraux très hydratés, riches en groupements hydroxyles OH<sup>-</sup>. En revanche, les grenats des éclogites sont des minéraux anhydres.

Le passage du faciès « schistes bleus à glaucophane » dans le faciès « à éclogites » s'accompagne donc d'une déshydratation de la croûte océanique.

Où va l'eau ? L'eau gagne le coin asthénosphérique chevauchant le slab et y provoque la fusion partielle de la péridotite mantellique.

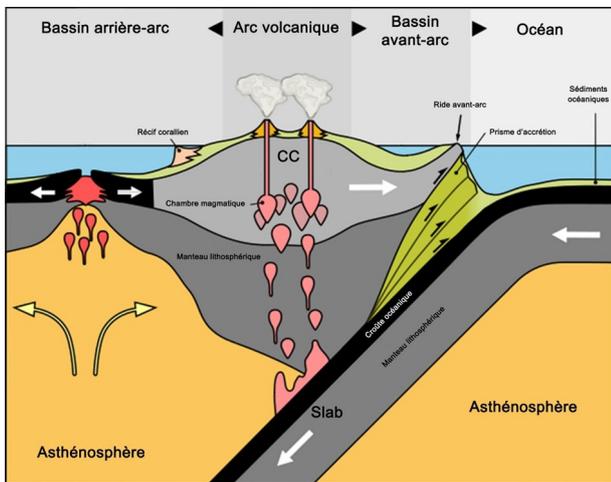
Du magma basaltique se forme puis monte.

S'il gagne rapidement la surface, il sera responsable d'un volcanisme basaltique.

S'il traverse plus lentement la croûte continentale, il peut être contaminé par la croûte continentale de l'arc et donner des magmas andésitiques plus acides.

S'il stagne assez longtemps dans des chambres magmatiques, il pourra donner naissance par cristallisation fractionnée à des magmas rhyolitiques. Tout est possible ! (voir schéma ci-dessous).

**Mais où sont donc maintenant l'arc fossile et la croûte**



**te océanique fossile qui a subducté ? Il nous faut aller à la recherche de l'Océan Centralien perdu !**

**◆ Recherche de la croûte océanique**

On connaît la croûte océanique fossile de l'Océan Centralien. Ce sont les amphibolites et les éclogites du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts.

L'éclogitisation de la croûte océanique a été datée à -436 ± 15 Ma (Silurien inférieur) par Peucat.

Cette datation doit être remise en cause pour la bonne et simple raison, on vient de le voir, que c'est l'éclogitisa-

tion de la croûte océanique qui est à l'origine du volcanisme arrière-arc de la « Formation de La Meilleraie ». Or, ce volcanisme est d'âge Dévonien supérieur probable (-380 Ma).

Il est très vraisemblable que l'éclogitisation a eu lieu au début du Dévonien.

Remarque : Mais peut-être que cet âge de -436 ± 15 Ma pourrait être celui du début de l'accrétion !

**◆ Recherche de l'arc volcanique**

C'est l'« Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers ».

**Arguments**

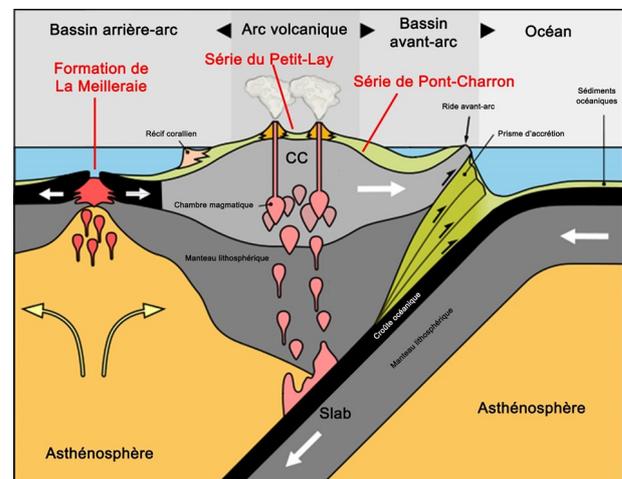
On a mis en évidence dans cette unité deux séries distinctes à caractère ortho-dérivé :

- la « Série tholéitique de Pont-Charron » à basaltes, ferro-basaltes et plagiogranites, caractérisée par un volcanisme effusif,
- et la « Série du Petit-Lay » à basaltes andésitiques, andésites et rhyolites à évolution de type calco-alcalin et qui se manifeste par un volcanisme explosif.

Rappel : Ce sont ces deux types de volcanisme qui se côtoient dans la « Formation de La Meilleraie ».

On peut donc mettre en parallèle la « Série tholéitique de Pont-Charron » avec les « Basaltes sombres » de La Meilleraie et la « Série du Petit-Lay » avec les « Basaltes clairs ».

**L'existence d'un couple : arc volcanique représenté par l'« Unité des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers » et bassin arrière-arc représenté par la « Formation de La Meilleraie » est donc fortement probable. Et on peut supposer que ce couple s'est mis en place à la limite Dévonien moyen-Dévonien supérieur.**



**Discussion**

Si l'on admet un pendage du slab voisin de 45° et une vitesse d'expansion océanique de 5 cm/an, il faut seulement 3 Ma pour que la croûte océanique de l'Océan Centralien passe de la fosse de subduction à la profondeur de 100 km (profondeur de l'éclogitisation).

Dans l'hypothèse où la datation de Peucat (-436 Ma) ne serait pas celle de l'éclogitisation mais celle de l'accrétion et en supposant toujours un taux d'expansion océanique de 5 cm/an, l'Océan Centralien aurait atteint au Dévonien moyen une largeur de près de 2000 km !

Une telle importance de l'Océan Centralien va à l'encontre de plusieurs autres données, en particulier paléontologiques.

On pense aussi que de nombreuses microplaques ou « terranes » devaient exister entre les marges armoricaine et gondwanienne de l'Océan Centralien ; dans cette hypothèse, il faudrait regarder tout le Domaine Sud-armoricain comme une véritable « méga-brèche » de petits blocs continentaux, séparés les uns des autres par de petits domaines marins, un peu à l'image de ce que l'on voit aujourd'hui sur la bordure Ouest-Pacifique où des micro-plaques ont été complètement englouties !

**On voit donc toute la complexité de la géologie de la bordure Sud du Massif Armoricain ! Les datations sans cesse réajustées ne favorisent pas non plus la compréhension des choses !**

**Arrêt 5 - Les « Quartzites de La Châtaigneraie » sur la butte des Moulins de Mouilleron-en-Pareds**

On retrouve en affleurement près des moulins des alternances de strates de poudingues à galets de quartz (en forme de dragées) et de strates de grès. Les faciès sont identiques à ceux de l'arrêt 3.



Il s'agit là aussi de la « Formation des Quartzites de La Châtaigneraie » d'âge Arénigien.

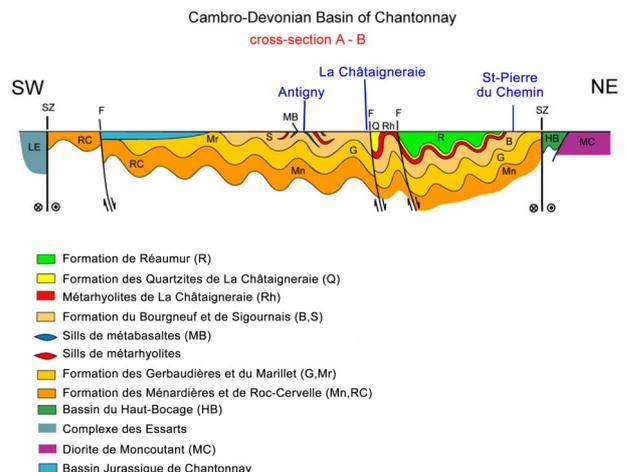


**Alternance de strates de grès et de poudingue dans les « Quartzites de La Châtaigneraie »**



**Détail du poudingue montrant de belles « dragées » de quartz**

Si l'on raisonne rapidement, on pourrait dire que l'on se trouve ici sur l'autre versant du Synclinal de Saint-Prouant. La « Formation des Quartzites de La Châtaigneraie » est en effet recouverte par le « Groupe de Réaumur » (Ordovicien moyen à Dévonien moyen) et la « Formation des Basaltes de La Meilleraie » (Dévonien supérieur) plus jeunes. On a bien un synclinal à cœur basaltique Dévonien supérieur.



**Document André Pouclet**

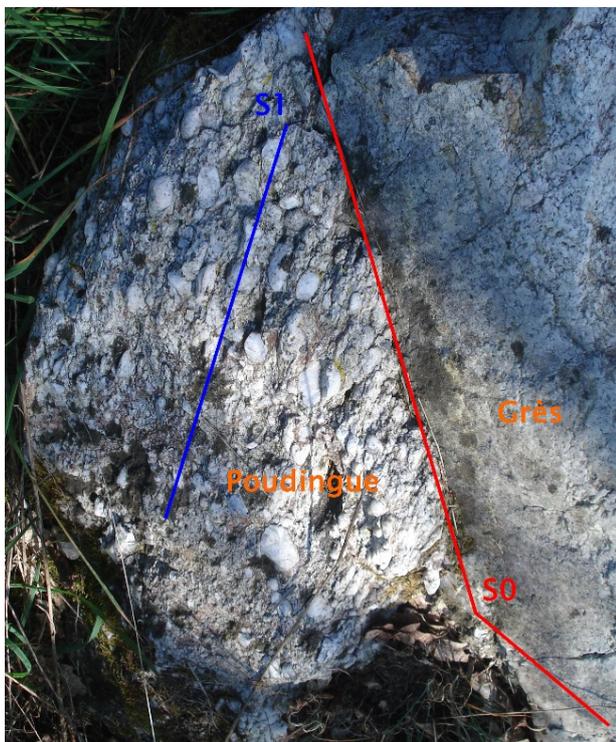
*La coupe AB ci-dessus ne passe pas par la Formation de La Meilleraie.*

**Si l'on a bien globalement un synclinal, dans le détail, le raisonnement est plus compliqué !**

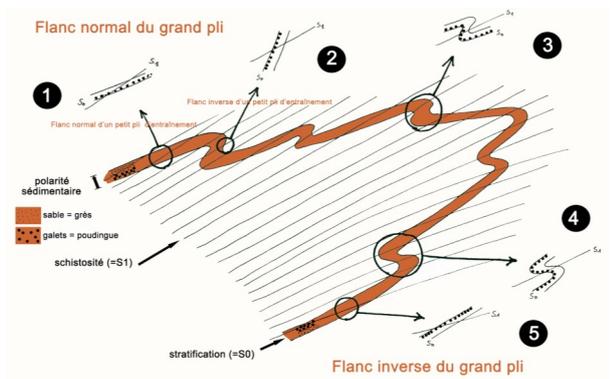
Dans certains chicots de « Grès armoricain » en place, la stratification (S0) et les joints de stratification sont nets : les strates de poudingues et de grès sont orientées N130.

Le pendage de la stratification est plutôt raide (~80°) alors qu'au Moulin de La Boissière, rappel, il est de l'ordre de 45°.

La schistosité est également évidente dans les strates de poudingues, matérialisée par l'orientation des galets aplatis. Le plan de schistosité (S1) fait un angle d'environ 30° avec la stratification (voir photo ci-dessous).



A partir de ces trois éléments : stratification, polarité sédimentaire et schistosité, on peut déterminer la position de l'affleurement par rapport à un méga-pli (voir schéma ci-dessous).

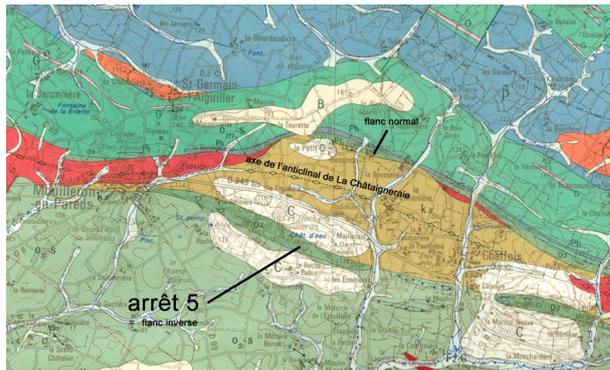


**Relation stratification - schistosité dans un grand pli avec petits plis d'entraînement**

On constate ici que la stratification est plus redressée que la schistosité et que l'on a une disposition semblable aux dispositions ② ou ⑤ de la figure du pli.

**Sur la Butte des Moulins de Mouilleron-en-Pareds, on est sur le flanc inverse d'un pli, en aucun cas sur son flanc normal.**

Le flanc normal du Synclinal de Saint-Prouant existe 1,5 km plus au Nord. La carte géologique de Chantonnay au 1/50 000<sup>ème</sup> le montre.



Entre les deux flancs, on a donc la confirmation de l'existence d'un anticlinal au sens géologique du terme : l'« Anticlinal de La Châtaigneraie » à cœur Cambrien.

*Définition de « anticlinal » : pli au cœur duquel on observe les couches les plus anciennes.*

Remarque : Si la Butte de Mouilleron-en-Pareds est aujourd'hui en relief (altitude : 180 m), c'est bien évidemment la conséquence d'une érosion différentielle qui a entamé les schistes tendres voisins et préservé les quartzites de La Châtaigneraie durs et compacts.

**Le « Grès armoricain » n'affleure plus au Sud de l'« Anticlinal de La Châtaigneraie », dans ce que l'on a appelé le Synclinal de Bazoges-en-Pareds/Saint-Maurice-le-Girard. Affleure dans ce synclinal la « Formation de Sigournais ».**

**Que penser de cette « Formation de Sigournais » ?**

**La « Formation de Sigournais »**

Dans sa thèse (1980), Wyns avait daté la « Formation de Sigournais » de l'Ordovicien supérieur au Silurien, ce que l'on peut lire également dans la légende de la carte géologique de Chantonnay au 1/50 000<sup>ème</sup>. Elle était donc plus ou moins contemporaine du « Groupe de Réaumur ».

A cœur Ordovico-Silurien, il était donc logique de faire de la région Bazoges-en-Pareds/Saint-Maurice-le-Girard un synclinal !

Mais les faciès de la « Formation de Sigournais » sont beaucoup plus grossiers que ceux du « Groupe de Réaumur » : grès feldspathiques, poudingues dont le fameux « Poudingue polygénique de Sigournais » à galets de phtanites, de quartz, de pélites, de laves et de roches grenues diverses...





#### ◆ Datation

Le granite orienté de Siclon (ou de Bazoges-en-Pareds) n'a pas été daté de façon absolue.

Mais sa foliation est parallèle à la S3 développée dans son encaissant, S3 qui a également affecté toutes les formations du Synclinorium de Chantonnay y compris les Basaltes de La Meilleraie (voir coupe de WYNS p.60). La S3 est donc post-Dévonien supérieur et il en serait de même de la foliation du granite de Siclon.

Il est très vraisemblable que les cisaillements dextres responsables de cette foliation se soient manifestés dès le début de la collision, du serrage et de la mise en place des grands charriages de nappes sur le Bas-Bocage que l'on a datés du Tournaisien-Viséen.

**Le granite de Siclon serait finalement un granite broyé dans un couloir de cisaillement dextre N125. A son sujet, on ne devrait pas parler d'orthoigneiss mais plutôt de protomylonite (communication de A. Pouclet).**

#### **Arrêt 7 - La Jaudonnière : passage de la faille de Chantonnay et Sillon Houiller**

#### ◆ Description

A l'entrée de La Jaudonnière, la route monte de façon abrupte.

Cette dénivellation matérialise un escarpement de faille : il s'agit de la faille de Chantonnay, faille récente qui a affaissé à l'Est le Jurassique du Bassin de Chantonnay et surélevé à l'Ouest, le Sillon Houiller et le Horst des Essarts.

Le Jurassique du Bassin de Chantonnay est constitué de terrains calcaires blancs recouverts d'argile rouge de décalcification (« terra rossa »).

Ce calcaire a été et est toujours exploité pour la fabrication de la chaux (Carrière des Fours à chaux de l'Ouest - Groupe Pigeon). Quelques vieux fours à chaux sont encore là pour témoigner de cette ancienne activité.

En montant le Chemin de La Martinière, on peut observer successivement en une cinquantaine de mètres :

- deux gros filons de quartz (peut-être un seul en réalité ?) qui matérialiseraient le plan de la faille de Chantonnay, une faille facilitant toujours la circulation de fluides souvent riches en silice,



**Filon(s) de quartz partiellement caché(s) par la végétation**

- un niveau de schistes très altérés, renfermant des blocs de quartz de grande taille, de forme irrégulière et parfois ovale, dispersés dans la masse schisteuse,



- puis plus haut, un affleurement de schistes à schistosité très redressée, presque verticale et dans lesquels on peut voir de très jolis galets parfaitement arrondis de taille moyenne : 5 cm environ (voir photos ci-après).



Galets

Cette succession représenterait la totalité du Houiller, ici fortement plissé, pincé et verticalisé entre le Horst des Essarts à l'Ouest et la faille de Chantonnay.

Ce Houiller a été daté du Westphalien supérieur dans les environs de Chantonnay.

#### ◆ Caractéristiques du Houiller

**Le Houiller de Chantonnay n'est pas métamorphique.**

**Il repose en parfaite continuité sur le Complexe des Essarts sur lequel il est néanmoins discordant. Le contact entre ces deux formations est donc purement sédimentaire et non pas tectonique.**

Il renferme des galets d'éclogites provenant du Complexe des Essarts fortement métamorphique (métamorphisme de HP-BT).

**Cela implique que la « Nappe du Complexe des Essarts » était déjà exhumée et rétro-morphosée et soumise à l'érosion avant le Namurien, âge des premiers dépôts du Houiller.**

#### ◆ Mise en place des nappes vendéennes

Après fermeture de l'Océan Centralien par subduction de sa croûte océanique et d'une partie de sa marge gondwanienne, les deux marges viennent en contact (= hypercollision).

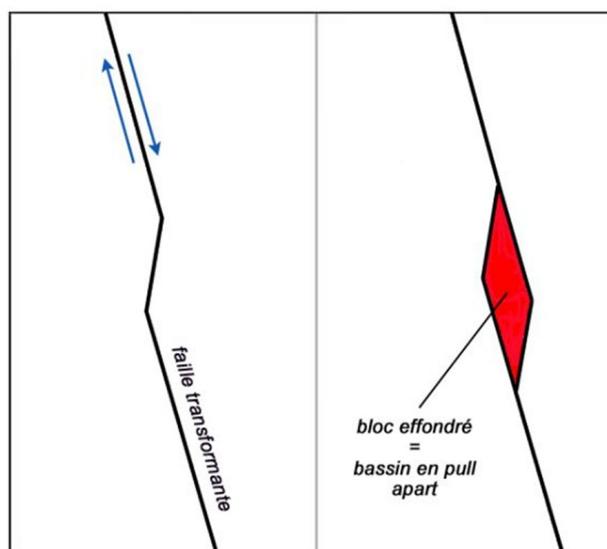
Au Carbonifère inférieur (Tournaisien-Viséen), une grande partie du matériel subducté ou accréé au pied de l'arc volcanique (bassin avant-arc) est éjecté en nappes qui vont se déverser vers l'Ouest, en direction du Bas-Bocage.

C'est la mise en place de ces nappes qui serait responsable de l'anatexie des orthogneiss des Sables d'Olonne, anatexie auparavant datée à  $-392 \pm 37$  Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Vidal, 1980) et maintenant à  $-320$  Ma par la méthode U-Th/Pb sur monazite (Turrillot, 2010).

L'orthogneissification des granites des Sables d'Olonne et de l'Île d'Yeu ne serait donc plus Dévonien mais Viséen.

#### ◆ Formation du Houiller

Après la mise en place des nappes vendéennes au Tournaisien-Viséen et l'installation du dôme granito-anatectique peralumineux du Bas-Bocage (granites de La Roche-sur-Yon, Bournezeau, Legé, Aizenay, Le Tablier, Avrillé) entre  $-328 \pm 5$  et  $-335 \pm 5$  Ma soit à la limite Viséen supérieur-Namurien, le Houiller de Vendée (conglomérats à galets, grès psamitiques et arkosiques, pélites charbonneuses et veines de houille) s'installe sur le dos des Unités des Essarts-Mervent et de Saint-Martin-des-Noyers émergées, dans des bassins limniques de type « pull-apart » apparus le long du système de décrochement dextre NO-SE de la branche Sud du CSA.

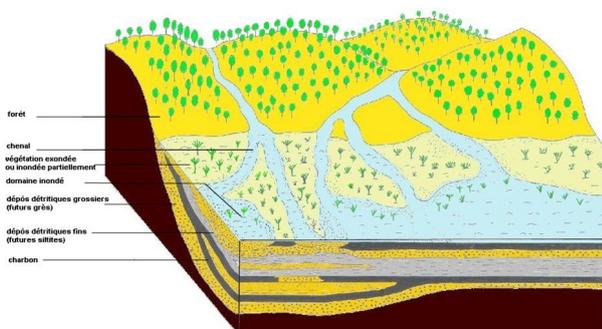


Principe d'ouverture d'un bassin simple en pull-apart avec décrochement dextre

Ces petits bassins en pull-apart vont en effet recevoir la sédimentation détritique issue du démantèlement des reliefs voisins : le Complexe des Essarts, l'orthogneiss de Mervent, les Unités Cambriennes de Roc Cervelle et du Marillet, le granite de Bazoges-en-Pareds et le Synclinorium de Chantonnay (phanites et ignimbrites).

Ces sédiments sont apportés par coulées, éboulements ou glissements de terrain. Ils s'étalent ensuite en cônes alluviaux en bas de pente. Grès et galets parviennent finalement dans une plaine alluviale où ils se déposent (stratification entrecroisée).

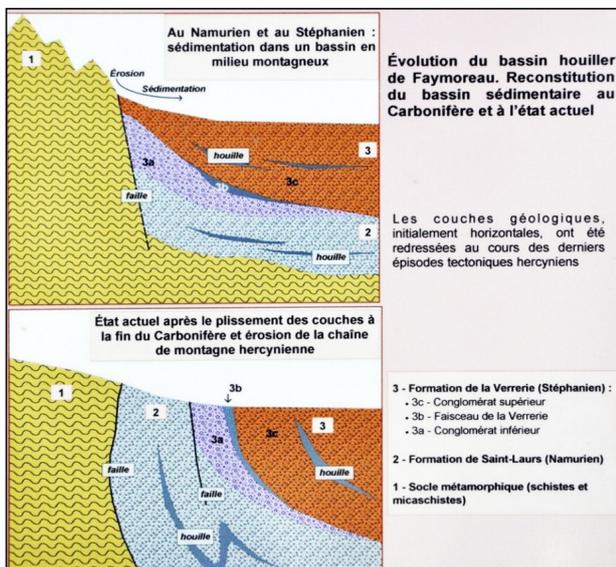
D'une façon générale, c'est dans ces domaines de plaines fluviales soumises épisodiquement à des inondations que s'est formé le Houiller de Vendée.



<http://pedagogie.ac-montpellier.fr/svt/litho/foret-houillere/interpretation.htm>

### ♦ Structuration du Houiller

Elle se termine lors des serrages ultimes post-Stéphanien. Le Houiller est intensément plissé et donc raccourci selon une direction N115 et fracturé, haché « en baïonnette » selon des décrochements en majorité N130.



## Arrêt 8 - Le Moulin Neuf : contact de deux Unités

### a) L'amphibolite de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers »

Juste avant le restaurant, affleurent les amphibolites de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers ».



On a déjà évoqué cette unité à propos de la « Formation de La Meilleraie » (voir arrêt 4).

L'« Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers » représenterait un paléo-arc.

### ♦ Description

Elle est constituée d'amphibolites qui dériveraient par métamorphisme d'anciens basaltes, de tholéïtes continentales formés au-dessus d'une zone de subduction. Leur histoire pétrographique et leur chimisme les distinguent nettement des éclogites et des éclogites amphibolitiques de l'« Unité des Essarts » qui dérivent elles-mêmes de basaltes et de gabbros appartenant à une ancienne croûte océanique.

### Rappel

Dans cette « Unité de Saint-Martin-des-Noyers », deux séries distinctes à caractère ortho-dérivé ont été mises en évidence :

- la « **Série tholéïtique de Pont-Charron** » à basaltes, ferro-basaltes et plagiogranites, caractérisée par un volcanisme effusif,
- et la « **Série du Petit-Lay** » à basaltes andésitiques, andésites et rhyolites à évolution de type calco-alcalin et qui se manifeste par un volcanisme explosif.

### ◆ Minéralogie

Les amphibolites renferment de l'amphibole, du plagioclase, de la chlorite, de l'épidote et du grenat.



Microplis dans l'amphibolite

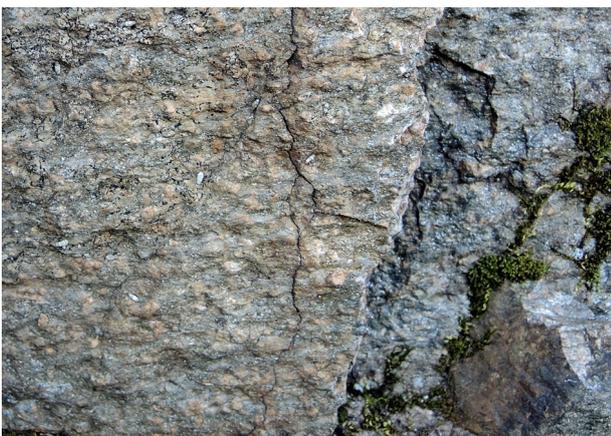
### ◆ Conditions et âge du métamorphisme

Le chimisme des minéraux indique que les basaltes ont été métamorphosés en amphibolites dans des conditions de température voisine de 500°C (intervalle 470 à 550°C) et de pression de 6 à 7 kbar ce qui représente une paléoprosfondeur (bien sûr théorique puisque l'on néglige les surpressions tectoniques) de 25 à 30 km.

**Ce métamorphisme a eu lieu lors de la subduction. Le paléo-arc a été entraîné dans la subduction.**

### b) L'orthogneiss de l'Angle

Il affleure juste après le restaurant.



### ◆ Minéralogie

L'orthogneiss de l'Angle renferme du quartz, du feldspath potassique, des plagioclases, du mica blanc, parfois de la biotite et du grenat.



Cassure fraîche

### ◆ Origine

Il dérive d'un ancien granite : le granite de l'Angle d'âge probablement Trémadocien, intrusif dans les schistes de l'« Unité de Saint-Gilles » qu'il a métamorphosés.

Il appartient à la marge gondwanienne de l'Océan Centralien.

### ◆ Conditions et âge du métamorphisme

Ce granite de l'Angle a été métamorphosé en orthogneiss lors de la subduction de la croûte continentale de la marge gondwanienne de l'Océan Centralien, dans des conditions de T° et de P voisines de celles des amphibolites de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » : T° de 400 à 500°C environ pour une pression de l'ordre de 8 à 10 kbar.

**A Moulin Neuf, on voit par conséquent côte à côte deux unités : l'« Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers » et l'« Unité de Saint-Gilles ».**

**Elles sont en contact direct mais ici, le contact n'est pas visible.**

**Ce contact, visible ailleurs, est un contact anormal. Il se fait par chevauchement de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » sur l'« Unité de Saint-Gilles ».**

**Rappel :** Cette dernière chevauche l'« Unité des Porphyroïdes » qui elle-même chevauche l'« Unité du Bas-Bocage » considérée comme para-autochtone.

**C'est cet empilement de nappes qui a généré du relief au cours de l'orogénèse varisque.**

### Conclusion

En Vendée, l'édifice hercynien a été fortement comprimé puis disloqué par de grands cisaillements dextres avant d'être traversé par les granites tardi-hercyniens du Bas-Bocage.

Auparavant, lors de la fermeture de l'Océan Centralien puis de la collision qui s'en est suivie, des « terranes » lointaines ayant chacune leur propre histoire sont venues se coller et certaines ont même, peut-être, été englouties !

Pour toutes ces raisons, la géologie de notre région est difficile à démêler.

Mais nous avons passé une belle journée et raconté une belle histoire virtuelle !

### Article de Hendrik Vreken

#### Photographies de Jean Chauvet, Pierre Gibaud et Hendrik Vreken

## Bibliographie

### Thèses

- « Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - partie orientale du Synclinorium de Chantonnay - Massif armoricain » par **P. BOUTON** - Université de Poitiers (1990).
- « Structure de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricain) - Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne » par **C. CARTIER** - Université d'Orléans (2002).
- « Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale - Etude lithostratigraphique et structurale des « Porphyroïdes » et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (Région de Mareuil-sur-Lay) par **M. CHALET** - Université de Poitiers (1985).
- « Lambeaux probables d'une croûte océanique subduite : les écolites de Vendée (Massif Armoricain) par **G. GODARD** - Université de Nantes (1981).
- « Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain) par **J. LE GALL** - Mémoires de Géosciences Rennes n° 52 - 1993.
- « Le magmatisme paléozoïque en Vendée - Apports des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque » par **D. THIÉBLEMONT** - Documents du BRGM n°157 (1988).
- « Contribution à l'étude du Haut Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée) » par **R. WYNS** - Université P. et M. Curie, Paris (1980).

## Documents divers

- « Géologie de la Vendée » - Géologie de la France n° 1-2 (2001)
  - 1- « The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, Southern Armorican Massif) : Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt ? » par **G. GODARD**
  - 2- « Le complexe de Cholet - Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges » par **D. THIÉBLEMONT, C. GUERROT, J. LE MÉTOUR, P. JÉZÉQUEL**
- « Le synclinorium de Chantonnay - Vendée » - SGMB 15 et 16 octobre 1983 par **R. WYNS** - BRGM Nantes
- « Approche géologique du socle vendéen et de sa couverture sédimentaire » - Stage pour professeurs de Sciences naturelles - Mars et Mai 1988 par **R. WYNS** - BRGM Nantes
- « Radiolaires et radiolarites : production primaire, diagenèse et paléogéographie » par **P. DE WEVER, J. AZEMA et E. FOURCADE** - Bulletin des centres de recherches Exploration-Production - Elf Aquitaine - Volume 18, n°1 (1994)
- Coupes du Synclinorium de Chantonnay - **R. WYNS et A. POUCKET**
- Sortie de l'AVG à l'Île d'Yeu - **H. DIOT**
- « Dictionnaire de Géologie - 3<sup>ème</sup> édition » par **A. FOUCAULT et J.-F. RAOULT** - Editions Masson - 1988
- « Magmatisme et tectonique des plaques » par **B. MEHIER** - Collection « Ellipses » - 1995

## Cartes géologiques

- Cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> de Chantonnay, Pal-luau, Montaigu, Les Sables d'Olonne-Longeville, Saint-Gilles, La Roche-sur-Yon, Fontenay-le-Comte, Les Herbiers et Cholet