

# Sortie géologique dans la région de Fontenay-le-Comte

Dimanche 1 mai 2016

« Les Unités Sud-vendéennes »

avec Pierre GIBAUD, André POUCKET et Hendrik VREKEN

## Cadre géologique de la sortie (figure 1)

D'un point de vue géologique, la région de Fontenay-le-Comte présente une situation privilégiée.

1. Elle est à la limite entre le Massif Armoricain et la Plaine de Luçon-Fontenay, bordure Nord du Bassin Aquitain. Elle a par conséquent enregistré l'histoire des premières transgressions jurassiques sur le socle varisque.
2. Elle se trouve également à l'extrémité Sud d'un important axe orienté NO-SE et qui coupe en diagonale le département de la Vendée : le « domaine Les Essarts-Mervent ».

Sans entrer dans les détails, ce domaine, large de quelques kilomètres seulement, représente une véritable zone de suture, c'est-à-dire la cicatrice d'un ancien océan : l'Océan centralien qui a connu son maximum de développement au milieu du Paléozoïque, au Silurien et qui a disparu à la limite Dévonien-Carbonifère par subduction de sa croûte océanique et collision de ses deux marges.

Au cours de cette collision, des chevauchements importants se sont produits de part et d'autre de cette zone de suture :

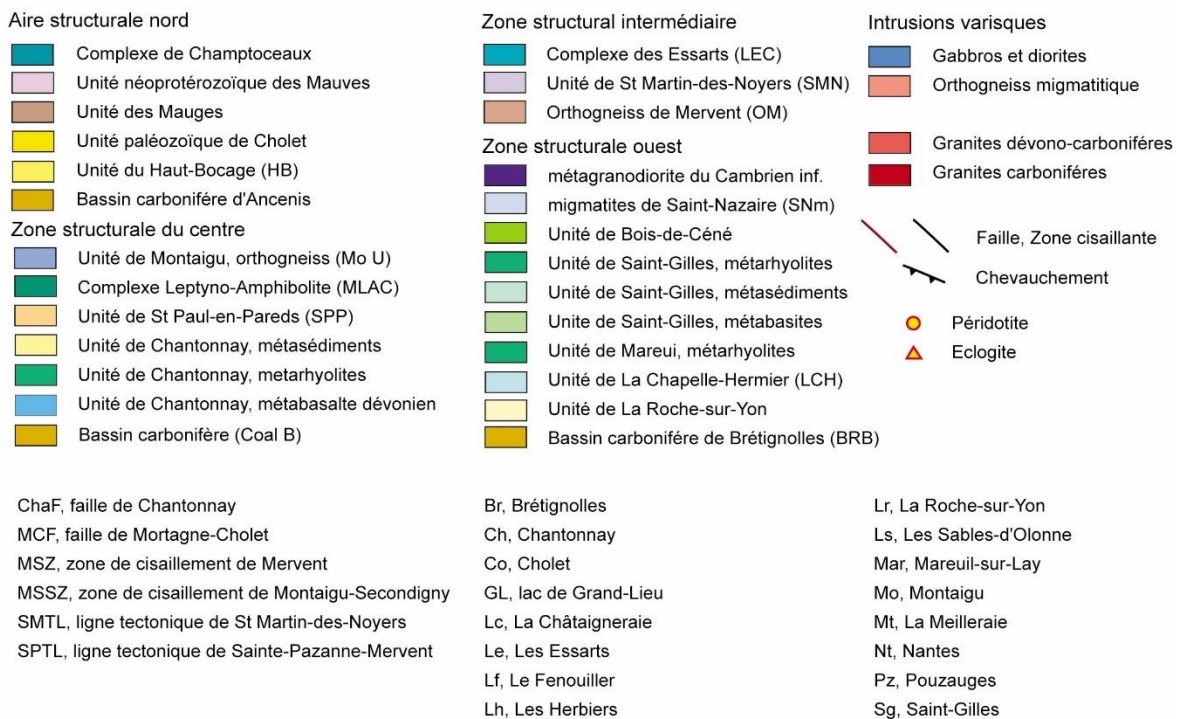
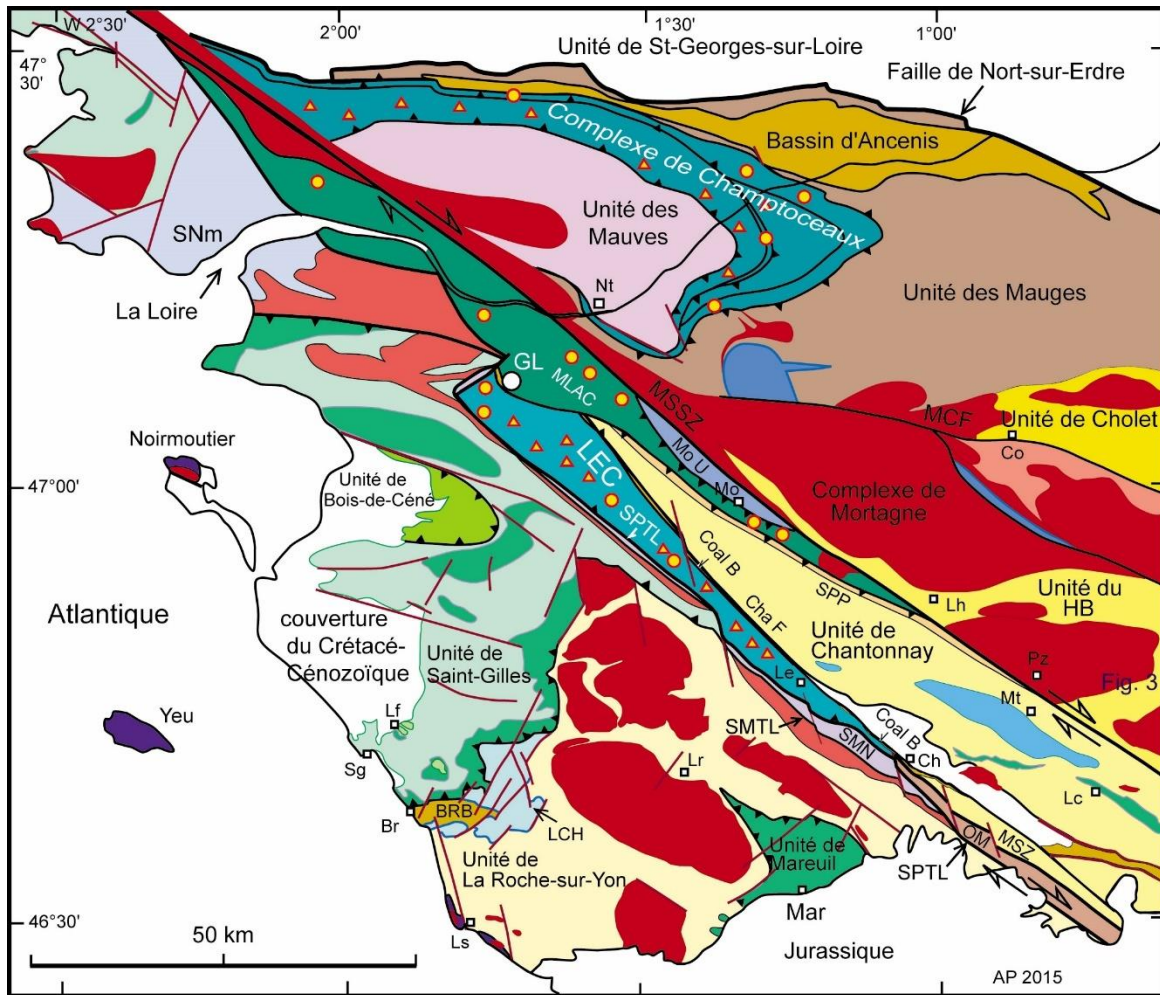
- à l'Est, le « domaine du Haut-Bocage vendéen » est venu chevaucher le « domaine central vendéen » qui, à son tour, est venu recouvrir la zone de suture elle-même,
- et à l'Ouest, des nappes enracinées à son pied ont été éjectées en nappes vers l'Ouest et se sont empilées sur le para-autochtone du « domaine du Bas-Bocage » : nappe des « Schistes bleus à glaucophane de Bois-de-Céné », nappe des « Schistes de Saint-Gilles », nappe des « Porphyroïdes »...

Puis, à partir du Viséen, en régime dilatant, du magmatisme s'est manifesté avec la formation d'un « dôme anatectique » : le « Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen » ; parallèlement, le « Sillon Houiller de Vendée » s'est individualisé sur le dos du « domaine central vendéen ».

Enfin, un serrage final tardi-carbonifère intervient, transformant les plans de chevauchement en failles majeures verticales dont la faille du Sillon houiller de Vendée (FSHV) et la ligne tectonique Sainte-Pazanne – Mervent (LTSPM) situées respectivement au N-E et au S-O de la zone de suture.

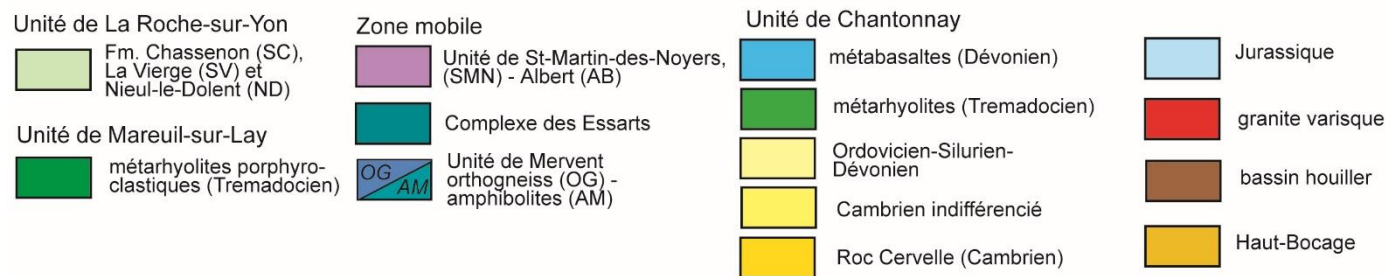
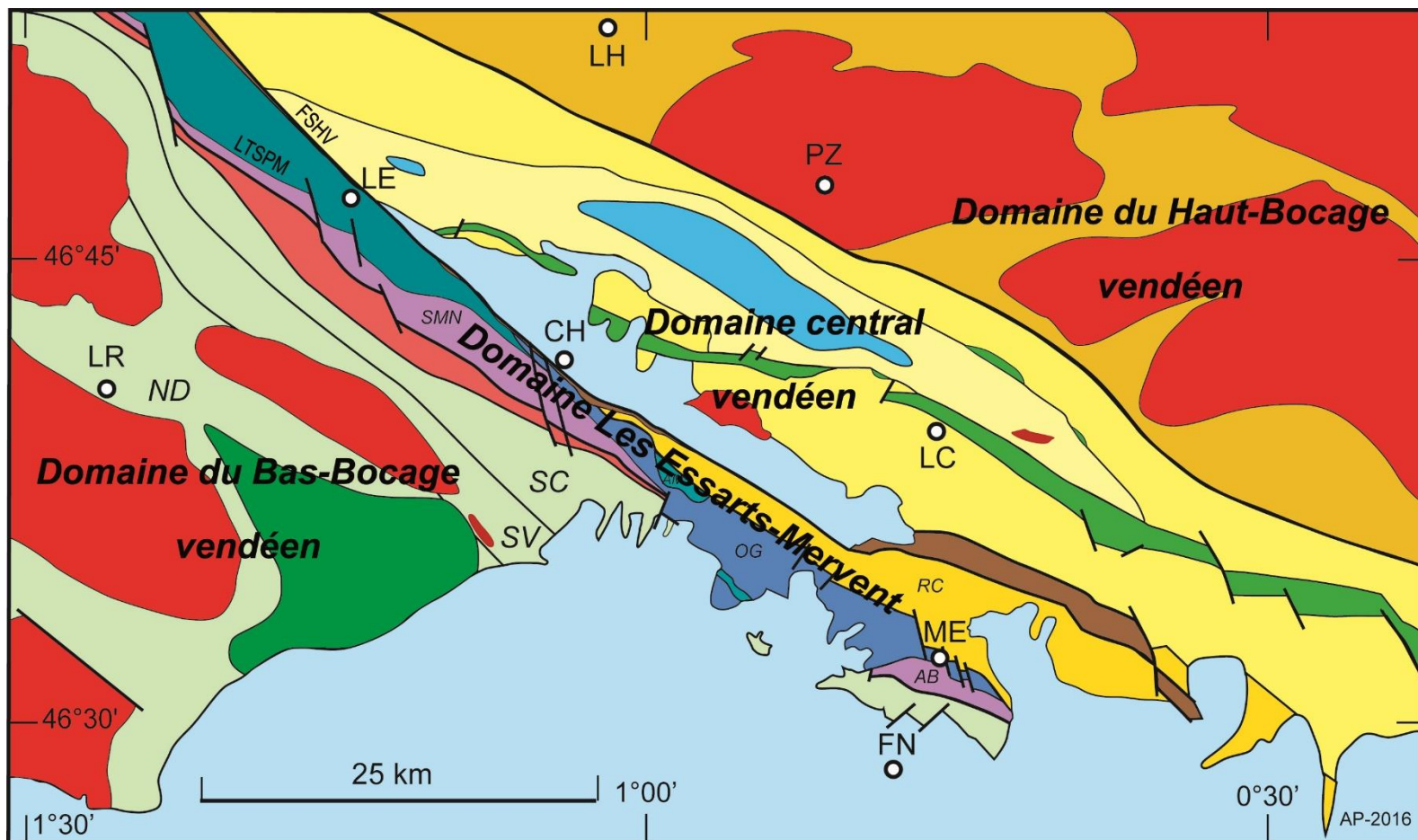
La région de Fontenay-le-Comte raconte également des parties de cette histoire varisque extrêmement complexe.

Beaucoup de points restent encore à éclaircir : par exemple, on ne connaît pas l'ampleur des grands cisaillements dextres qui ont terminé cette histoire varisque, des datations manquent, ...



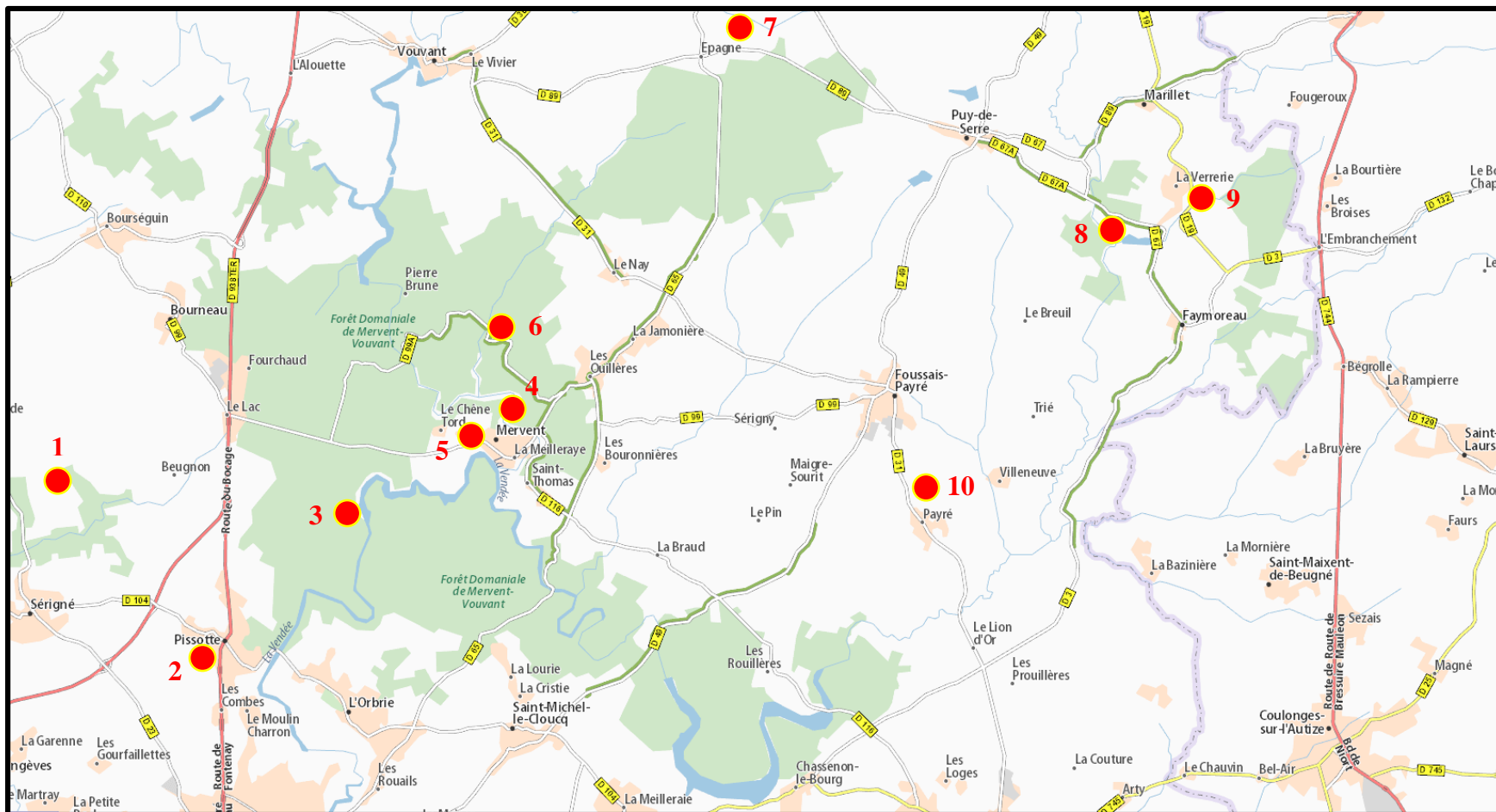
**Figure 1 : Géologie du Domaine Sud-Armoricain, aire de la Vendée (A. Pouclet, 2015)**






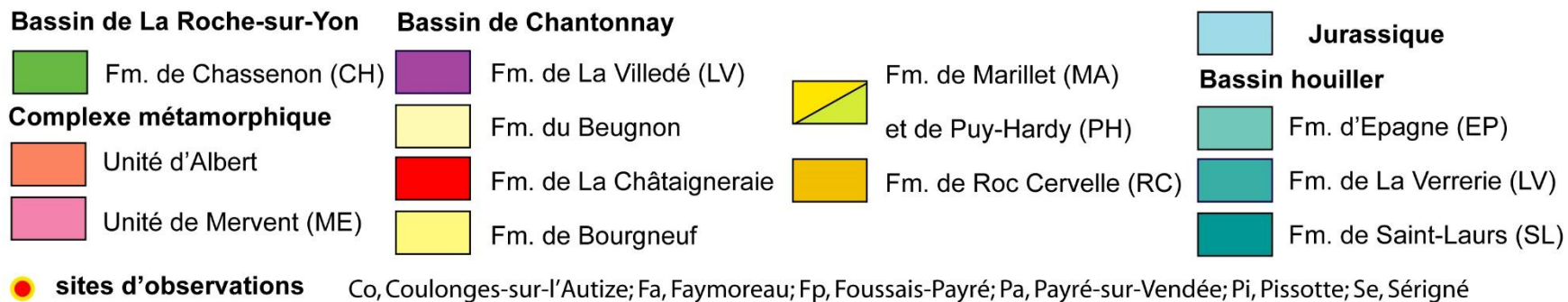
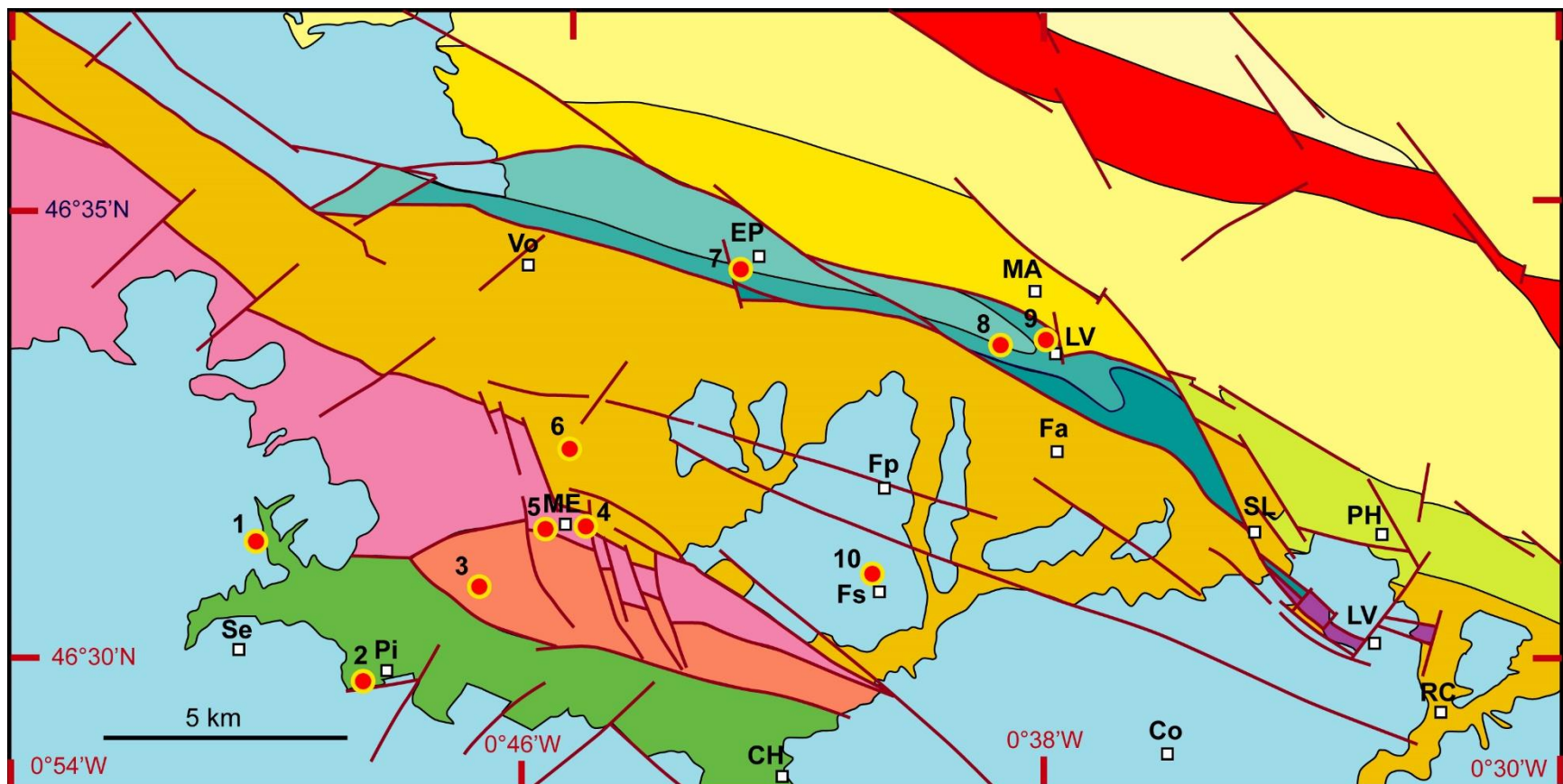
**Figure 2 : Localisation des domaines vendéens** (fond de carte A. Pouclet, 2016)

CH : Chantonnay – FN : Fontenay – LC : La Châtaigneraie – LE : Les Essarts – LH : Les Herbiers – LR : La Roche-sur-Yon – Me : Mervent – PZ : Pouzauges



**Figure 3 : Localisation des arrêts**

Échelle :  500 m



**Figure 4 : Localisation des arrêts** (A. Pouclet, 2016)



## Arrêt 1 : Le Bois de la Girardie - Le « Grès à meule » de Sérigné

Âge : Hettangien basal (Infra-Lias - 205 Ma)

### *1. Observation de l'affleurement*



**Le groupe de l'AVG dans le Bois de la Girardie à l'écoute de Pierre Gibaud**





**Vue d'ensemble sur les meules en place**

Le bois de la Girardie se trouve au Nord du bourg de Sérigné. La partie dégagée le long du chemin de terre montre sur une cinquantaine de mètres de longueur et 1 à 2 mètres de hauteur, un affleurement de la formation dite des « Sables et grès de l'Hermenault », formation détritique continentale de l'Hettangien basal (Infra-Lias - 205 Ma).

En discordance sur le socle hercynien, cet affleurement montre une alternance de niveaux de conglomérats et de grès plus ou moins grossiers, extrêmement durs d'où étaient tirées autrefois les meules à grains.





**Alternance de niveaux gréseux grossiers et fins**





**Meules en place - Vue de dessus (en haut) et de profil (en bas)**





Panneau pédagogique - Le mode d'extraction des meules tel qu'il est représenté est faux.



Meule du moulin du Portal - Barrage de Mervent

## 2. Quelques mots sur les meules de Sérigné - Aspect historique

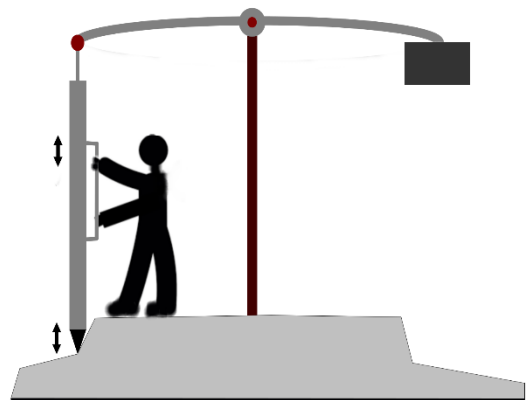
Dans le bois du château de la Girardie à Sérigné, une partie de la carrière de meules a été dégagée. L'objectif est de montrer au promeneur une extraction ancienne et essentielle à l'économie locale. L'Hermenault possédait des carrières plus vastes, appartenant à l'abbaye de Maillezais. Mais la végétation importante a envahi les carrières et on ne devine plus que les multiples fronts de taille.

Dans les minoteries, on broie les grains entre des cylindres de fonte cannelés. Auparavant en meunerie, la mouture des grains se faisait entre deux meules plates en pierre. La meule « dormante », fixe au-dessous et la meule « volante » tournant au-dessus. L'espace entre ces deux meules est inférieur à la taille d'un grain de blé. Les grains sont introduits au centre de la meule supérieure et les produits du broyage (son et farine) sont évacués vers la périphérie. Il ne faut pas que les grains viennent à manquer sinon la friction chauffe, « brûle » la farine et peut même l'enflammer. Le meunier devait être vigilant : « *Meunier tu dors, ton moulin va trop vite...* » La qualité d'une meule dépend de son pouvoir abrasif. Celui-ci est lié à la granulométrie de la roche et surtout à la dureté de ses composants.

Si la granulométrie de la roche est fine et le ciment pas assez dur comme dans le gisement de l'Hermenault, des grains ont tendance à se détacher et finiront par « plomber » les dents des mangeurs de pain ! À Sérigné, les morceaux de quartz ont une plus grande taille et ne risquent pas de polluer la farine.

La dureté étant essentielle, on a toujours privilégié la silice sous forme de grains de quartz inclus dans le grès de l'Hettangien ou bien une roche calcaire très silicifiée.

La découpe ancienne des meules se faisait en burinant verticalement la roche. Le fer était rare et cher. Aussi en guise de « barre à mine », on utilisait un lourd madrier de bois dont seule la pointe était « ferrée ». Une telle masse était impossible à manipuler longtemps. Elle était donc suspendue au bout d'une longue perche de châtaignier flexible et portant un contrepoids. Le système était mis en oscillation verticale, et on utilisait la force d'inertie du lourd madrier sur de courtes oscillations. L'énergie humaine ne servait qu'à remonter le madrier de quelques centimètres.



On ne taillait qu'une seule meule à la fois et jamais un empilement comme le propose à tort le panneau pédagogique affiché sur le site de Sérigné (voir page précédente) !

La meule une fois dégagée sur toute sa périphérie, était décollée par la technique des coins de bois sec que l'on fait gonfler à l'eau tiède. Cette opération était hasardeuse car il ne fallait pas forcer un coin davantage que les autres et surtout il ne fallait pas que la roche contienne une irrégularité comme un bois fossile ou bien un quartz plus gros que la moyenne.

Plus récemment, on a remplacé les meules monolithes par des « quartiers » plus faciles à tailler. Il fallait alors les maintenir ensemble par un cerclage à la façon d'un bandage de roue de charrette. Cette technique du cerclage est apparue quand la sidérurgie a fait de grands progrès pour abaisser le prix du fer. Dans la margelle du puits du château de Mervent on a vu deux de ces « pierres-quartier » provenant de l'Hermenault.

**Pierre Gibaud**



### 3. *Aspect géologique*

- Les niveaux conglomératiques sont essentiellement constitués de galets de quartz blancs, pluricentimétriques, plus ou moins bien roulés, avec ceci delà, des galets sombres difficiles à identifier à l'œil nu : schiste, amphibolite, phtanite ou autres ... On peut y voir des troncs d'arbres fossiles toujours disposés parallèlement à la stratification donc en position couchée horizontale ; ils ont été par conséquent arrachés à leur substrat avant d'être transportés.



**Niveau conglomératique**





**Empreinte de tronc fossilisé**



**Détail de la photo précédente montrant la structure du bois**



- Les niveaux gréseux plus fins, renfermant encore quelques cailloutis de quartz, sont percés de nombreux vides tubulaires horizontaux, lisses au toucher à l'intérieur. Ces cavités, de diamètre moins important que les troncs, sont interprétées comme représentant les moules externes de branches qui elles aussi ont été transportées.

Troncs et branches sont par conséquent d'origine allochtone.



**Moules externes de branches dans un niveau gréseux grossier**





**Moule externe de branche dans un niveau gréseux fin -**  
Remarquer à l'intérieur du moule l'empreinte de l'ornementation externe de l'écorce :  
stries fines disposées parallèlement à l'axe de la branche.



Toutes ces observations suggèrent que la région de Sérigné était parcourue à l’Infralias par un fleuve qui charriait des sédiments grossiers : graviers et galets de quartz et des débris de végétaux.

Effectivement, en certains endroits de l’affleurement, on voit des terminaisons biseautées ce qui indique que l’on a affaire à des formations lenticulaires et non laminaires, plus ou moins imbriquées les unes dans les autres.



### **Formations lenticulaires**

Cela démontre que le fleuve en question devait changer de lit. Au moment d’une crue, il sortait de son lit mineur pour envahir la plaine d’inondation ; il y déposait alors ses sédiments. Puis la crue terminée, il retournait ... ou ne retournait pas dans son ancien lit !

**On peut établir une relation directe entre le débit de ce fleuve (son hydrodynamisme), la taille des matériaux transportés (graviers ou galets, branches ou troncs) et le climat.**

Un cours d’eau à fort débit comme un torrent peut transporter des gros galets et des troncs, un cours d’eau à faible débit seulement des graviers et des tiges.



Par ailleurs, à l'Hettangien, le climat était chaud et sec, de type tropical.

**Preuves d'un climat tropical et rappels :**

- Des Dinosaures Théropodes Cœlophysoïdés (Grallator, Eubrontes...) fréquentaient les rivages de la mer hettangienne au Veillon, près de Bourgenay, au Sud des Sables d'Olonne.



**Empreinte de Grallator**

- Ils se déplaçaient au milieu d'une grande plaine alluviale de haut estuaire où alternaient des sols et des apports épisodiques de crue de fleuve. La végétation était très peu diversifiée et clairsemée, réduite à quelques bouquets de Conifères exclusivement.





**Tronc d'Araucaria - Vue externe (en haut) et en coupe transversale (en bas)**  
**Anse de la République (Le Veillon)**  
Collection G. Bessonnat





**Rameaux feuillés de Coniférales (Brachyphyllum ?)**  
**Anse de la République (Le Veillon)**  
Collection G. Bessonnat

- L'étude au microscope optique et au microscope à balayage des feuilles de ces Conifères a clairement montré leur adaptation à la sécheresse :

- leur face adaxiale, plaquée contre l'axe du rameau, possède une cuticule fine alors que celle de la face abaxiale, en contact permanent avec le milieu extérieur et par conséquent soumis aux contraintes environnementales, est plus épaisse,
  - et tous les stomates sont bien enfoncés sous le niveau de l'épiderme,
- deux caractéristiques anatomiques (parmi d'autres) visant à réduire l'évapotranspiration.

Or, un climat de type tropical est caractérisé par l'alternance de deux saisons : une saison sèche à faibles températures et précipitations quasiment nulles autour du solstice d'hiver et une saison humide à températures élevées et très fortes précipitations autour du solstice d'été.



**Les niveaux conglomératiques à gros troncs pourraient donc représenter des épisodes de crues fréquentes en saisons humides (étés).**

**Remarques :**

Les troncs de la formation des « Sables et grès de l'Herminault » à Sérigné pourraient appartenir à des Araucariacés et les moules en creux correspondre à des tiges d'Equisétales.

Des débris ligneux ont été également mis au jour en sondages.

A l'Hettangien, dominaient les Gymnospermes :

- des Cycadales : *Cycadopteris chicheryi*, *Cycadopteris ctenopteroides*, *Cycadopteris brauniana*,
- des Bennettiales : *Otozamites terquemi*, *Otozamites brevifolium*,
- et surtout des Coniférales : *Elatides peregrina*, *Pagiophyllum peregrinum*, *Pagiophyllum araucarinum*, *Hirmeriella airelensis*, *Hirmeriella muensteri*, *Brachyphyllum paparelli*, *Brachyphyllum mamillare*, *Brachyphyllum bessonnatii*.





Niveau gréseux fin à branches  
= faible débit du fleuve

Niveau gréseux plus grossier à tronc  
= fort débit



#### ***4. Extension régionale de la formation des « Sables et grès de l'Hermenault »***

Les observations faites au Bois de la Girardie peuvent être généralisées. La formation des « Sables et grès de l'Hermenault » qui s'insère entre le socle constitué par les Schistes de Chassenon et la formation jurassique du Calcaire jaune Nankin, est toujours constituée de sables et de grès grossiers ou graveleux à galets, d'argiles sableuses, partiellement grésifiés par de la silice ou de la barytine.

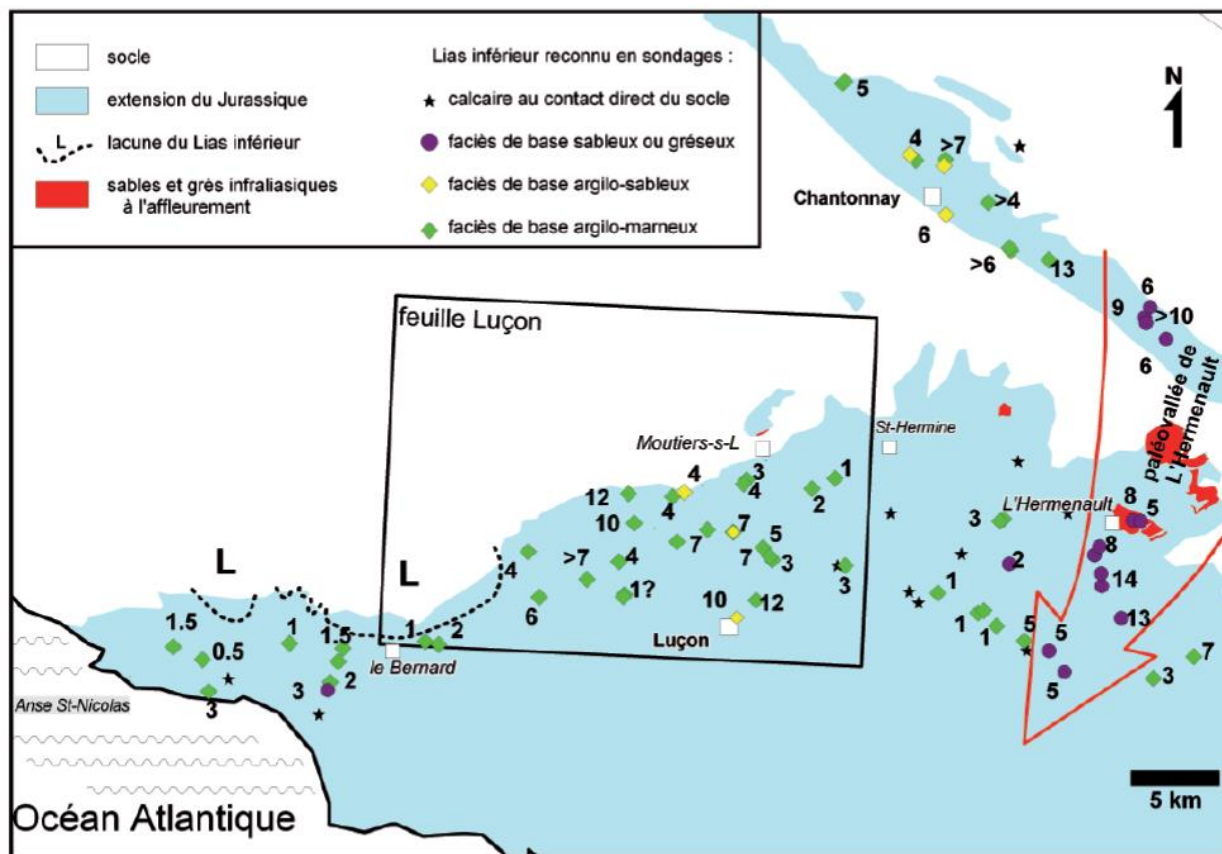


**Grès de l'Hermenault**

Le quartz est toujours l'élément clastique dominant, devant la muscovite et le feldspath. Les roches non quartzieuses du socle paléozoïque sont peu abondantes mais variées et d'origine proche : schistes, amphibolites, gneiss.

Dans le secteur de l'Hermenault, les sables et grès s'alignent suivant une direction N20, alignement que P. Bouton a interprété comme une paléovallée (figure 5).





**Figure 5 : Faciès et épaisseur des assises basales du Lias inférieur au Sud de la Vendée**

*Les « sables et grès de l'Hermenault » dessinent un drain subméridien à l'Est de la carte de Luçon.  
Les détritiques sont peu représentés à l'Ouest où dominant des argiles et des marnes.*

Document P. Bouton (extrait de la notice de la carte géologique de Luçon au 1/50 000<sup>ème</sup>)

### 5. Comment expliquer la prédominance du quartz ?

L'importance du quartz dans la sédimentation détritique de la formation des « Sables et grès de l'Hermenault » résulte surtout de l'absence des autres minéraux (feldspaths et micas) qui ont été hydrolysés et transformés en argiles (illites, montmorillonites...) au cours de la longue émergence du Massif armoricain pendant tout le Permo-Trias.

### 6. Comment expliquer la présence de barytine en quantité notable ?

La formation des « Sables et grès de l'Hermenault » renferme en effet une minéralisation en barytine importante,

Les moules en creux des tiges d'Equisétales du Bois de la Girardie sont d'ailleurs souvent tapissés de barytine.

Des sondages ont été réalisés par le BRGM (1965) dans la région de Saint-Cyr-des-Gâts pour évaluer l'importance de cette minéralisation en vue de son exploitation. Les résultats ont conclu à



une trop grande dispersion de la barytine, celle-ci ayant tendance à se concentrer presque exclusivement dans les niveaux les plus grossiers.

La barytine est du sulfate de baryum ( $BaSO_4$ ).

Dans la classification périodique des éléments de Mendeleïev, le baryum est un élément chimique voisin du calcium dont il peut prendre la place : en conséquence, il peut être présent dans les granites ou les orthogneiss puisque les feldspaths plagioclases renferment du calcium.

- Après l'orogénèse varisque (= hercynienne), le Massif armoricain a été intensément érodé pendant tout le Permo-Trias et réduit à l'état de pénéplaine.

Pendant toute cette période qui a connu un climat équatorial puis tropical, les granitoïdes mis à l'affleurement ont été très altérées. Leur silice a été dissoute en grande quantité et de nombreux ions ont été libérés par hydrolyse des feldspaths :  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ . Après transport par l'eau, ils se sont retrouvés concentrés dans des lagunes saumâtres : des « sebkas » qui ont dû s'installer en bordure du Bas-Bocage bien qu'aucune formation géologique de cette période n'ait été mise en évidence.

- Puis la Pangée se disloque. Le Rift de Biscaye commence à s'ouvrir. Le Sud-Vendée est alors découpé par des failles normales en horsts et grabens disposés « en touches de piano » (figure 6).

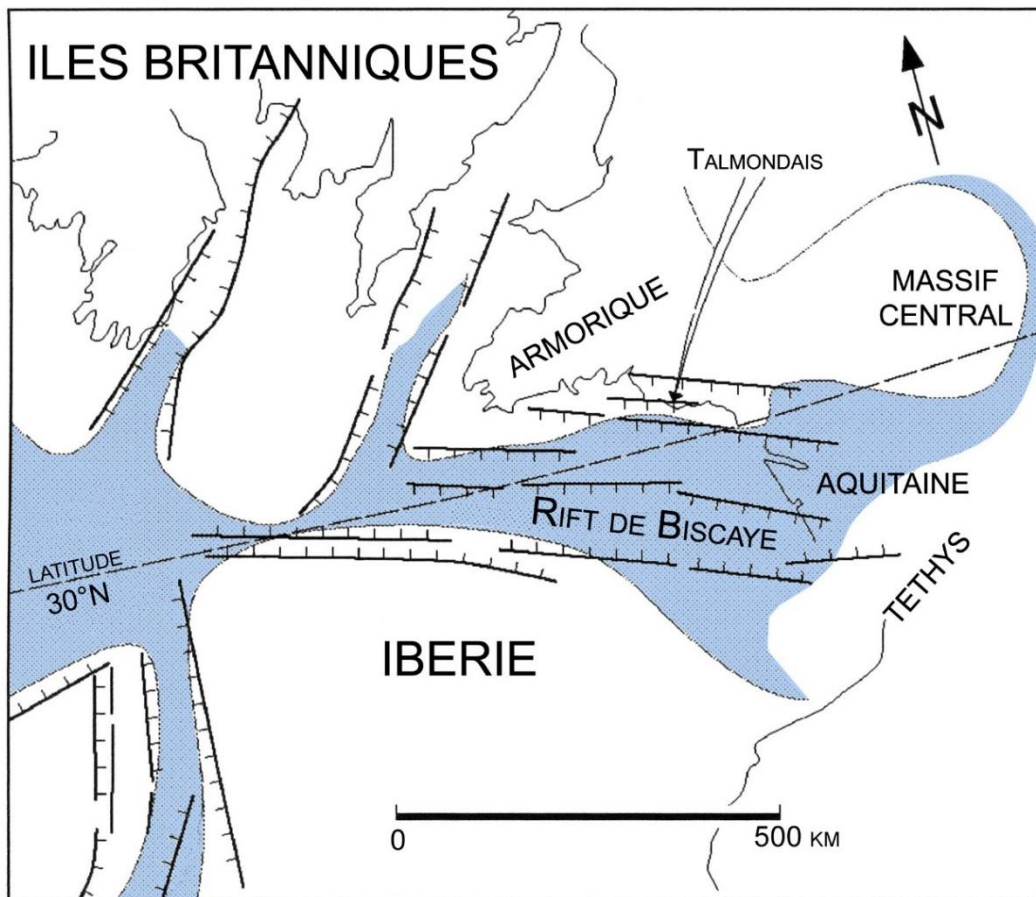


Figure 6 : Localisation du Rift de Biscaye au Lias inférieur

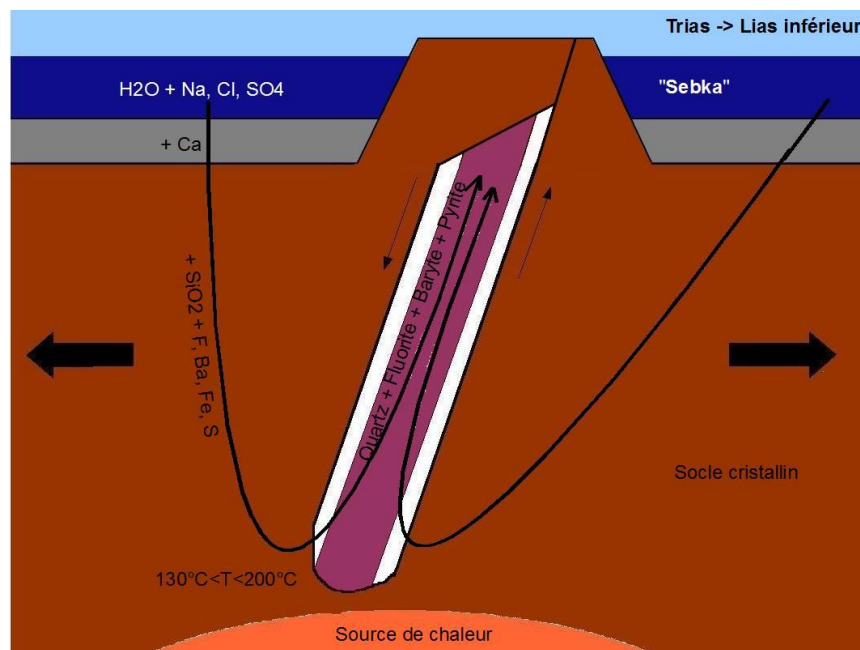


L'eau très salée des sebkas s'infiltré alors par ces failles. En profondeur, elle est chauffée du fait de la remontée de l'asthénosphère liée au rifting du Golfe de Biscaye à une température de l'ordre de 140-200°C qui accroît son pouvoir dissolvant. Elle s'enrichit encore davantage en éléments solubles ( $K^+$ ,  $Ba^+$ ,  $F^-$ ...) et, comme toujours, en silice ( $SiO_2$ ) : les premiers provenant des feldspaths et des micas des roches « in situ » et la silice, de la dissolution de leur quartz. Puis les eaux chaudes presque saturées en ions remontent vers la surface, elles se refroidissent. Les ions se combinent alors entre eux pour former de nouvelles espèces minérales qui cristallisent sur la paroi des failles (figure 7).

La paragenèse « classique » de cette première phase de minéralisation comprend la fluorine violette ou verte, la barytine, l'adulaire, le quartz et des sulfures de fer et de cuivre (Pyrite, Marcassite, Chalcopryrite...) dominants sur les sulfures de plomb et de zinc (Galène et Sphalérite).

Une telle paragenèse est bien connue sur la côte vendéenne entre Cayola et Jard-sur-Mer.

Ces circulations hydrothermales sont dites de basses températures. Elles obéissent uniquement à des mouvements convectifs alimentés par de l'eau exogène, d'origine météoritique.



**Figure 7 : Première phase de minéralisation du Trias au Lias inférieur**

<http://temoinsdupasse.free.fr/gitologie.html>

- Au Jurassique moyen et supérieur puis au Crétacé inférieur, le Rift de Biscaye continue à s'élargir.

Au Jurassique, le Sud-Vendée ressemblait à une plateforme continentale recouverte par une mer plus ou moins profonde où sédimentaient calcaires et marnes.

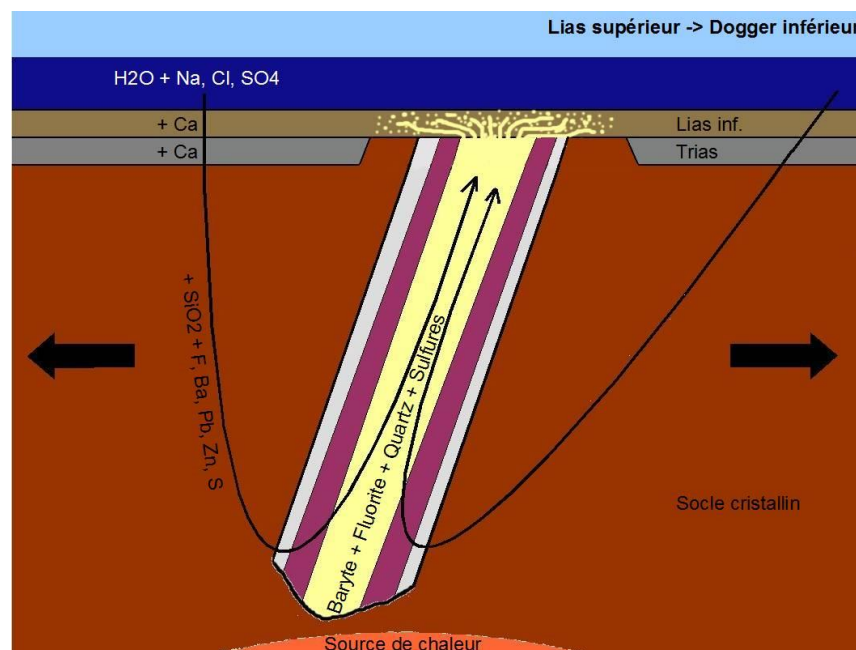
Cette plateforme émergera au Crétacé inférieur par épaulement (= surélévation) du Rift de Biscaye.



Cet élargissement du rift au Jurassique moyen et supérieur (la plateforme est immergée) va avoir une conséquence importante sur les modalités de remplissage des filons hydrothermaux. En effet, cet élargissement entraîne en même temps un éloignement du Bas-Bocage vendéen de l'axe du rift, donc de la source de chaleur que représente la remontée asthénosphérique. Si le principe de la circulation convective des fluides reste le même, la baisse graduelle de leur température (de 135°C à 65°C) va affecter leur minéralogie.

Ainsi, la fluorine change de couleur, la barytine devient plus fréquente et les sulfures de fer et de cuivre cèdent leur place à des sulfures d'autres métaux, de plomb et de zinc principalement.

La paragenèse « classique » de cette seconde phase de minéralisation de plus basse température devient donc : fluorine bleue et/ou jaune + barytine + quartz + sulfures de plomb et/ou zinc dominants sur les sulfures de fer et de cuivre.



**Figure 8 : Deuxième phase de minéralisation au Jurassique moyen et supérieur**

<http://temoinsdupasse.free.fr/gitologie.html>

Ces minéraux vont toujours se déposer sur les parois des failles jurassiques précoces ou des failles nouvellement créées au cours du rifting. Les fluides minéralisés peuvent aussi remonter jusqu'à la surface et « imprégner » les sédiments (figure 8).

**C'est ce qui s'est produit pour les conglomérats et grès de la formation des « Sables et grès de l'Hermenault ».**

La barytine a cimenté les niveaux gréseux et poreux de surface par remplissage des vides intergranulaires. Cette mise en place explique en particulier le fait que la barytine soit plus abondante dans les grès les plus grossiers qui présentent effectivement les vides les plus développés et où elle y prend très souvent un habitus « crêté » bien visible au microscope.



- A l'ère Tertiaire, après la grande transgression cénomaniennne, l'orogénèse pyrénéenne soulève le domaine Sud-armoricain. Une nouvelle fois, les anciennes failles rejouent et de nouvelles se forment. Localement, de faibles circulations hydrothermales vont se réactiver et reminéraliser quelques filons.

Mais surtout, une intense érosion va mettre à nu le socle, les couches jurassiques et tous les filons minéralisés qu'ils renferment.

Le climat tropical de l'époque, à l'Eocène surtout, chaud et humide, va alors provoquer l'altération de ces derniers en transformant principalement les sulfures en minéraux secondaires (limonite et goethite, azurite, malachite et chrysocolle, pyromorphite...).

## **En résumé :**

**Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Permo-Trias, c'est-à-dire pendant environ 40 Ma.**

**Au tout début du Jurassique, la surface posthercynienne était complètement pénéplanée.**

**Dans le Sud-Vendée, il subsistait peut-être quelques reliefs résiduels, par exemple au niveau des massifs d'Avrillé et du Tablier, du horst des Essarts-Mervent, reliefs séparés par des dépressions peu prononcées, formées de roches plus tendres, plus schisteuses et par où vont s'avancer les premières transgressions marines du Lias.**

**A l'Infra-Lias ou Hettangien basal, ce sont toujours des sédiments fluviatiles qui se déposent dans la région de Sérigné. La région de Sérigné-L'Herminault devait ressembler à un delta qui recevait des sédiments détritiques (grès plus ou moins grossiers) apportés par un fleuve à débit variable sous climat de type tropical.**

**Ces sédiments étaient essentiellement quartzeux, les autres éléments chimiques issus de l'érosion de la chaîne hercynienne (feldspaths et micas entre autres) ayant eu le temps d'être complètement altérés et transformés en argiles par hydrolyse.**

## **Arrêt 2 : Pissotte et la coupe de la rue des Ouches**

### **Contact anormal Schistes de Chassenon (Siluro-Dévonien probable) - Jurassique inférieur**

#### **1. Etude de l'affleurement**

A Pissotte, sur le parking du Monument aux Morts, on est sur un point haut (altitude : 69 m) et on domine vers le Sud toute la Plaine de Fontenay (altitude : 40 m en moyenne).

**En descendant la rue des Ouches, on observe à droite comme à gauche des affleurements de schistes. On est donc ici en plein dans la formation dite des « Schistes de Chassenon ».**

La schistosité (S1) y est fortement pentée et de direction N90-100°.





**Affleurement de schiste sur le côté droit de la rue des Ouches**





**Affleurement de schiste sur le côté droit de la rue des Ouches**





**Affleurement de schiste sur le côté gauche de la rue des Ouches**

**Remarque :**

Les « Schistes de Chassenon » sont d'âge Siluro-Dévonien probable.

Comme les « Schistes de la Vierge » (figure 2), ils appartiennent au Bassin de La Roche-sur-Yon et sont stratigraphiquement au-dessus de la formation silurienne de Nieul-le-Dolent.

Puis en continuant à descendre la rue des Ouches, les schistes sont toujours présents à droite jusqu'au bas de la rue ; mais à gauche, apparaissent des terrains calcaires. En fait, les calcaires ne sont pas directement visibles le long de la rue ; ils sont présents dans les jardins. et au fond d'un puits creusé dans une petite ruelle adjacente.





**Puits fait en calcaire hettangien**  
Au fond du puits, affleure le calcaire jurassique.





**Au fond du puits, affleure le calcaire.**



**Mur des jardins en calcaire de faciès variés**

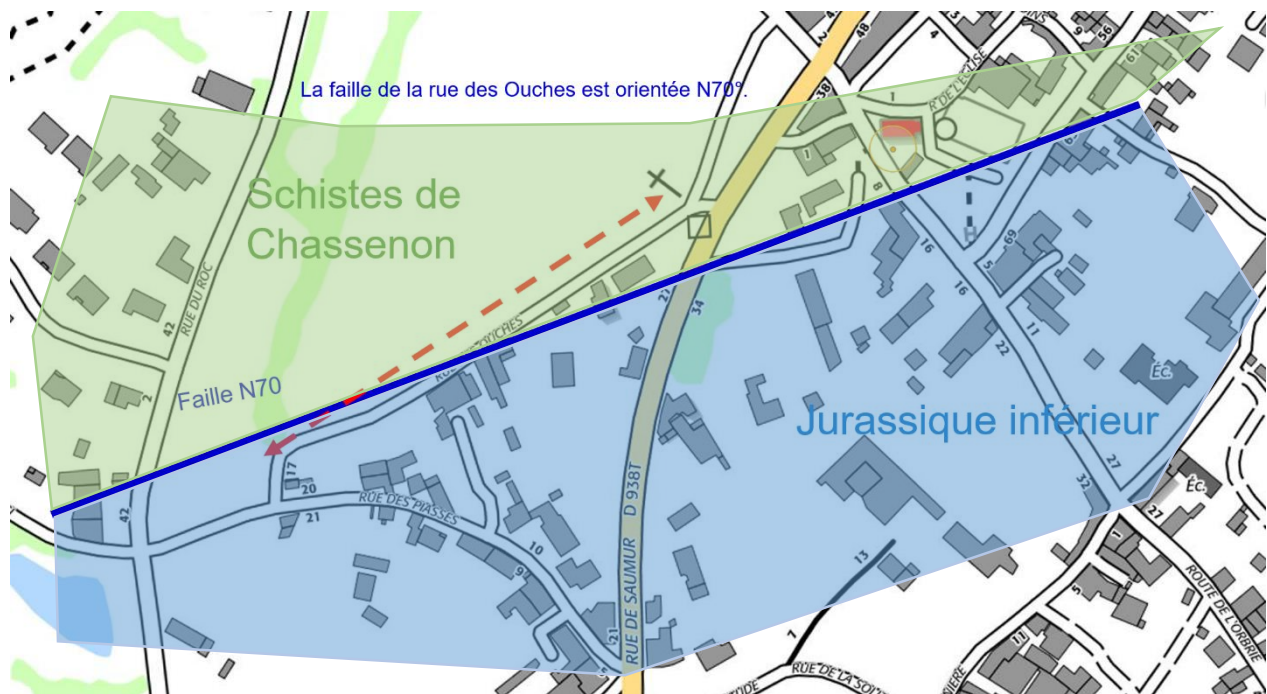


Ces calcaires appartiennent à la formation de la « Pierre rousse » (I<sub>3</sub>Pr). Ils présentent un aspect plutôt saccharoïde. Ils ont été datés du Jurassique inférieur (Lias - Pliensbachien - environ 190 Ma) ; ils sont par conséquent beaucoup plus jeunes que les « Schistes de Chassenon ».

Le Principe de superposition est donc mis en défaut puisque des schistes siluro-dévonien sont placés au-dessus de calcaires du Pliensbachien. On a un contact dit anormal.

### Explication (figures 9 et 10)

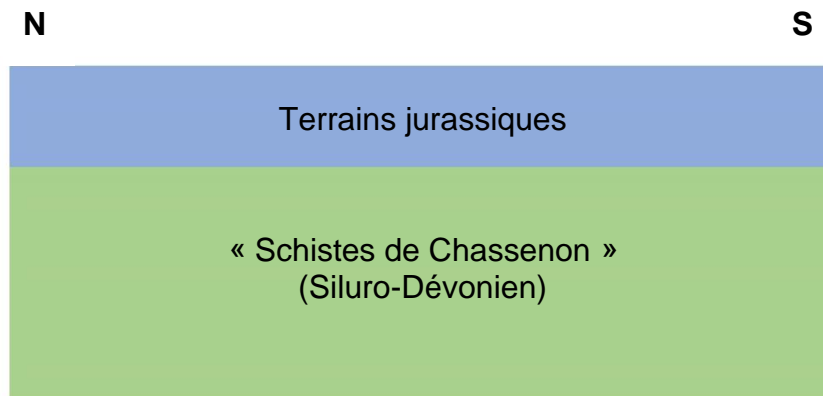
En fait, ce contact anormal s'explique facilement. La descente que l'on a faite correspond à un escarpement de faille et la rue des Ouches coupe la faille.



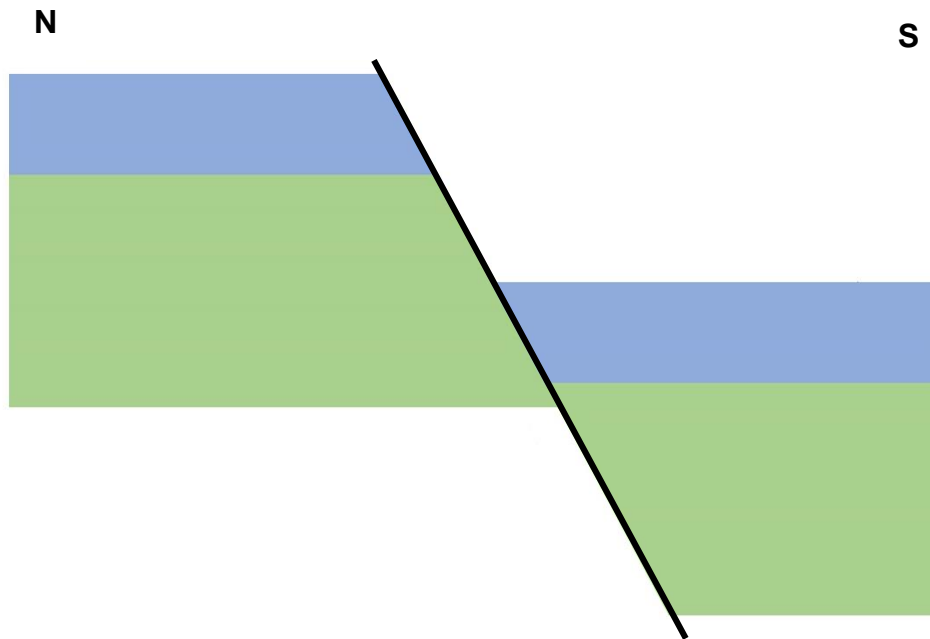
**Figure 9 : Plan de Pissotte et localisation de la rue des Ouches**



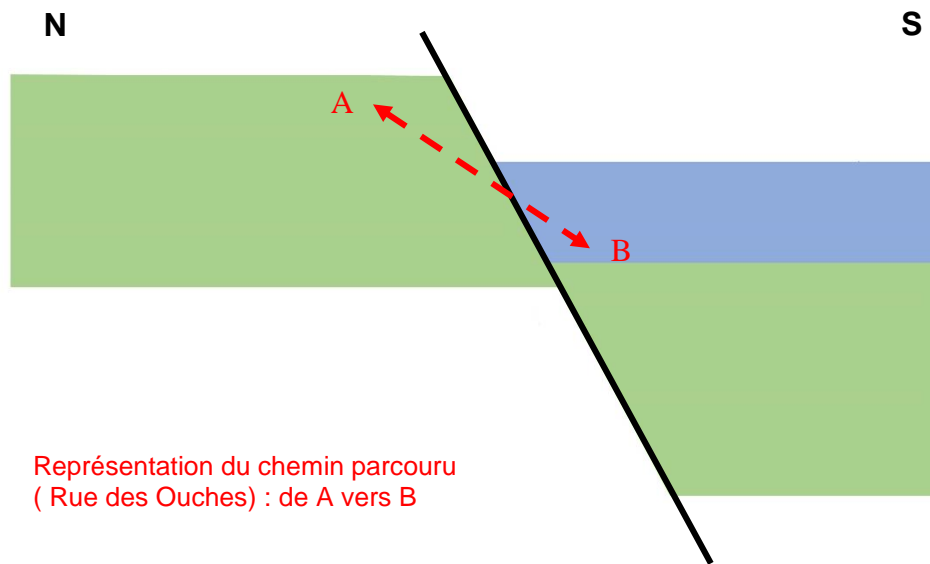
1. Etat initial avant la formation de la faille



2. Formation de la faille  $\Rightarrow$  Le compartiment Sud s'effondre, le compartiment Nord se soulève.



3. Erosion du compartiment Nord, tout le calcaire a disparu. Seule une petite partie superficielle du calcaire a été érodée, les schistes n'ont pas été mis à nu.



**Figure 10 (schémas 1,2 et 3) : Chronologie des événements expliquant le site de Pissotte**

**Remarque :** On peut dater la faille. Elle est obligatoirement postérieure aux dépôts du Jurassique puisqu'elle coupe ces derniers (Principe de recoupement).

**NB :** Le coteau qui longe la gauche de la D104 (à la sortie de Pissotte, en descendant vers la vallée de la Vendée) permet d'observer dans l'ordre stratigraphique normal le compartiment Sud de la faille de Pissotte que l'on vient de mettre en évidence

Au premier virage à la sortie du bourg (parking en terre sur la droite où l'on peut facilement stationner), un petit affleurement permet d'observer les calcaires de la formation de la « Pierre Rousse » du Pliensbachien (I<sub>3</sub>Pr).





**Affleurement de la formation de la « Pierre rousse » en sommet de coteau**



**Vue rapprochée**



Cette formation se poursuit ensuite plus bas sur une centaine de mètres au niveau d'un terrain en friche ; il est possible d'y reconnaître en falaise des calcaires oolithiques et des calcaires sublithographiques plus ou moins associés.



**Affleurement de la formation de la « Pierre rousse » en milieu de coteau**





### **Vue rapprochée**

Peu après l'entrée de la Lizardière (propriété privée), les fonds du fossé et le talus offrent de beaux affleurements de schistes sériciteux plus ou moins altérés à patine rouille : ce sont les Schistes de Chassenon qui se débitent en feuillets infra-centimétriques et sont affectés par des plis amples d'envergure métrique.

Les schistes de Chassenon présentent une schistosité synmétamorphe à séricite- parallèle aux alternances grés-pélimitiques matérialisant la stratification initiale S0.

Cette structure planaire est plissée par des plis P2 centimétriques à décimétriques d'axe N95°-35°SW déversés vers le Nord. Ils développent une schistosité S2 de plan axial de type crénulation passant vers le Nord-Est, à l'approche du complexe de Mervent, à une schistosité de flux à muscovite et chlorite, puis à muscovite et biotite.





**« Schistes de Chassenon » près de la Lizardière**



**Vue rapprochée**

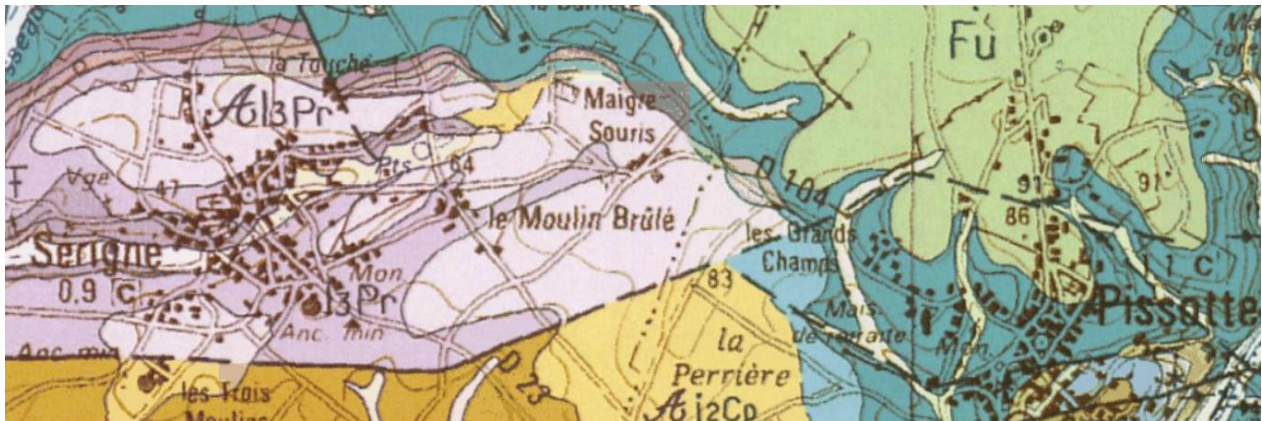


## 2. Une tectonique en touches de piano

Sur la carte géologique de Fontenay-le-Comte au 1/50 000<sup>ème</sup>, on retrouve la faille de Pissotte qui passe par la rue des Ouches.

On constate aussi qu'elle n'est pas unique. On en retrouve deux autres à peu près parallèles : l'une passant au centre de Pissotte et l'autre au N-E de la localité. Toutes les trois sont orientées N70°.

La faille la plus septentrionale se poursuit vers l'Ouest ; elle passe au Sud de Sérigné d'où l'on vient (arrêt 1) et là, elle met en contact du Pliensbachien (I<sub>3</sub>Pr) au Nord avec du Bajocien (J<sub>2</sub>Cp) au Sud (voir carte ci-dessous).



Que s'est-il passé là au niveau de cette faille pour que les terrains qui l'encadrent ne soient pas de même âge ?

Le raisonnement est le même que celui tenu pour la rue des Ouches.

Par application du Principe de recoupement, cette faille qui recoupe le Pliensbachien et le Bajocien est postérieure à ce dernier.

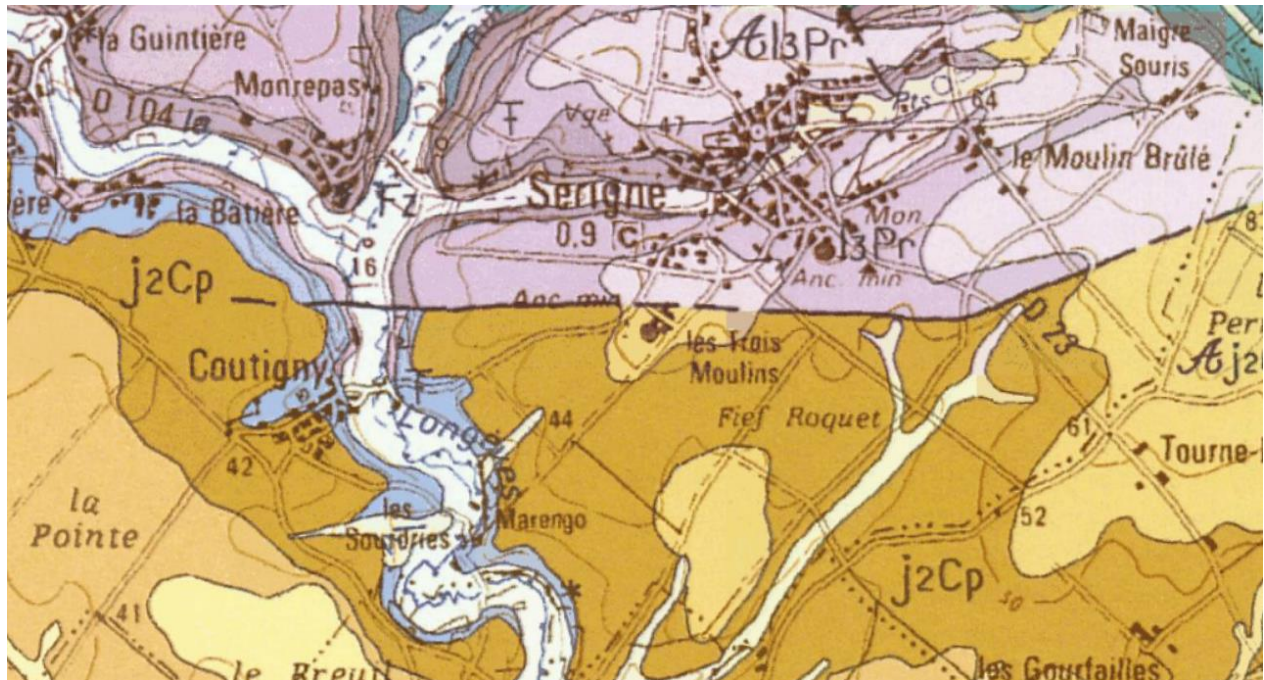
Initialement, les terrains se sont déposés horizontalement, dans l'ordre stratigraphique normal, sans aucune lacune : I<sub>3</sub>Pr (« Pierre rousse » du Pliensbachien) puis I<sub>4</sub>-J<sub>1</sub> (Marnes noires à Ammonites, calcaires gris et marnes grises à *Catinula beaumonti* du Toarcien à l'Aalénien) puis J<sub>2</sub>Cp (Formation des « Calcaires ponctués » du Bajocien).

Puis la faille s'est formée. Le compartiment Nord s'est davantage soulevé que le compartiment Sud (déplacement relatif).

Le compartiment Nord soulevé, donc en relief, a alors été davantage soumis à l'érosion. Tout le Bathonien (J<sub>2</sub>Cp) et l'ensemble Toarcien-Aalénien (I<sub>4</sub>-J<sub>1</sub>) ont disparu.

Résultat : Les conglomérats et grès qu'on a vu à l'arrêt 1 viennent à l'affleurement.

Le compartiment Sud, effondré, donc moins soumis à l'érosion, a en revanche conservé une partie du Bathonien (J<sub>2</sub>Cp). Les terrains plus vieux sont toujours présents dessous. La preuve ! Au Sud de Sérigné, la Longèves a creusé son lit et sur ses rives, on voit bien le Toarcien et l'Aalénien (I<sub>4</sub>-J<sub>1</sub>) et le Pliensbachien (I<sub>3</sub>Pr) (voir carte ci-dessous).



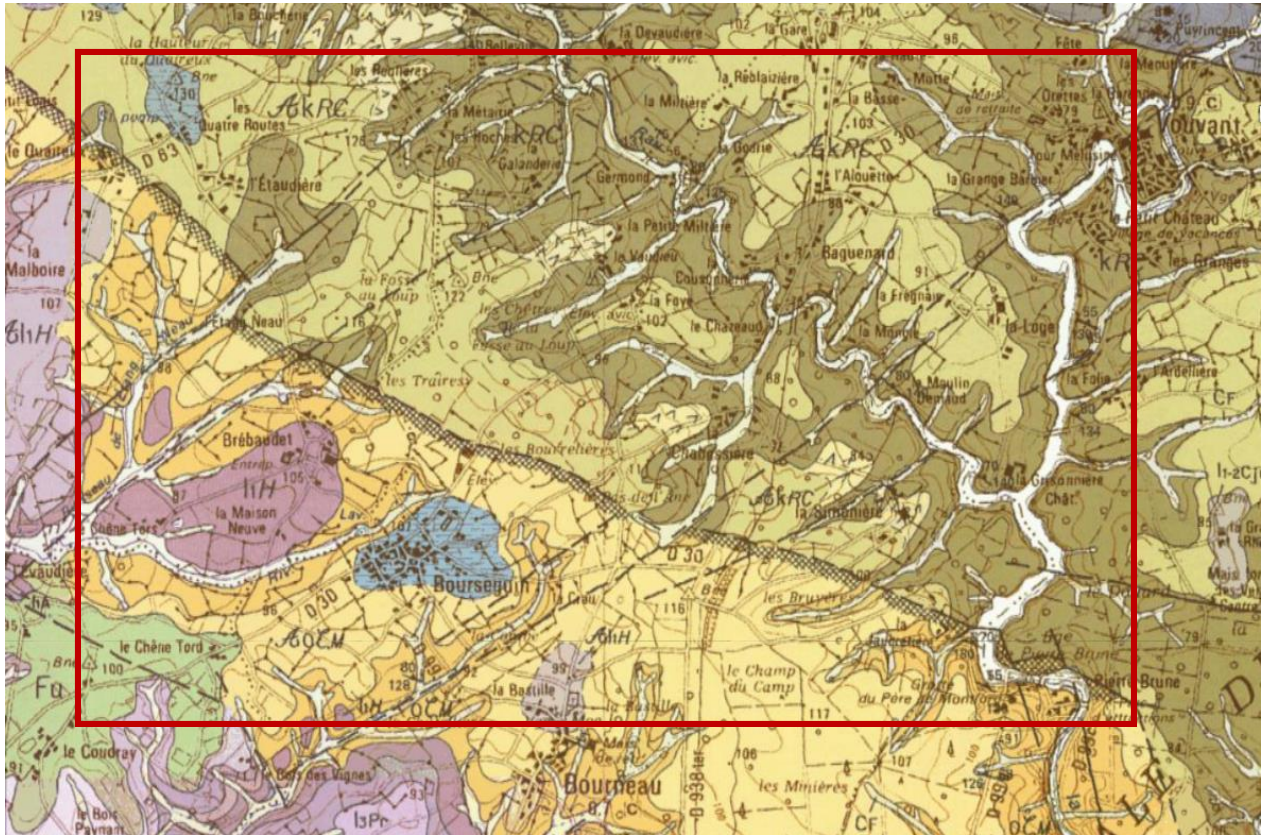
**On a donc en fait, immédiatement à l'Ouest de Pissotte, un système de 3 failles parallèles qui découpent le socle et la couverture sédimentaire jurassique en compartiments jouant verticalement « en touches de piano » ; et certains se sont enfoncés plus que d'autres.**

### 3. Datation des failles N70°

Une chose est certaine : toutes ces failles N70° ont joué au Jurassique puis qu'elles coupent le Bajocien (J<sub>2</sub>Cp) dans lequel elles s'amortissent. Elles sont contemporaines ou postérieures au Bajocien.

Si l'on élargit maintenant le champ d'observation, on retrouve de nombreuses failles de même direction N70° au Nord de la carte géologique de Fontenay-le-Comte où elles coupent les orthogneiss de Mervent (OçM) et les schistes de l'Unité de Roc-Cervelle (K<sub>RC</sub>) (voir carte ci-dessous).





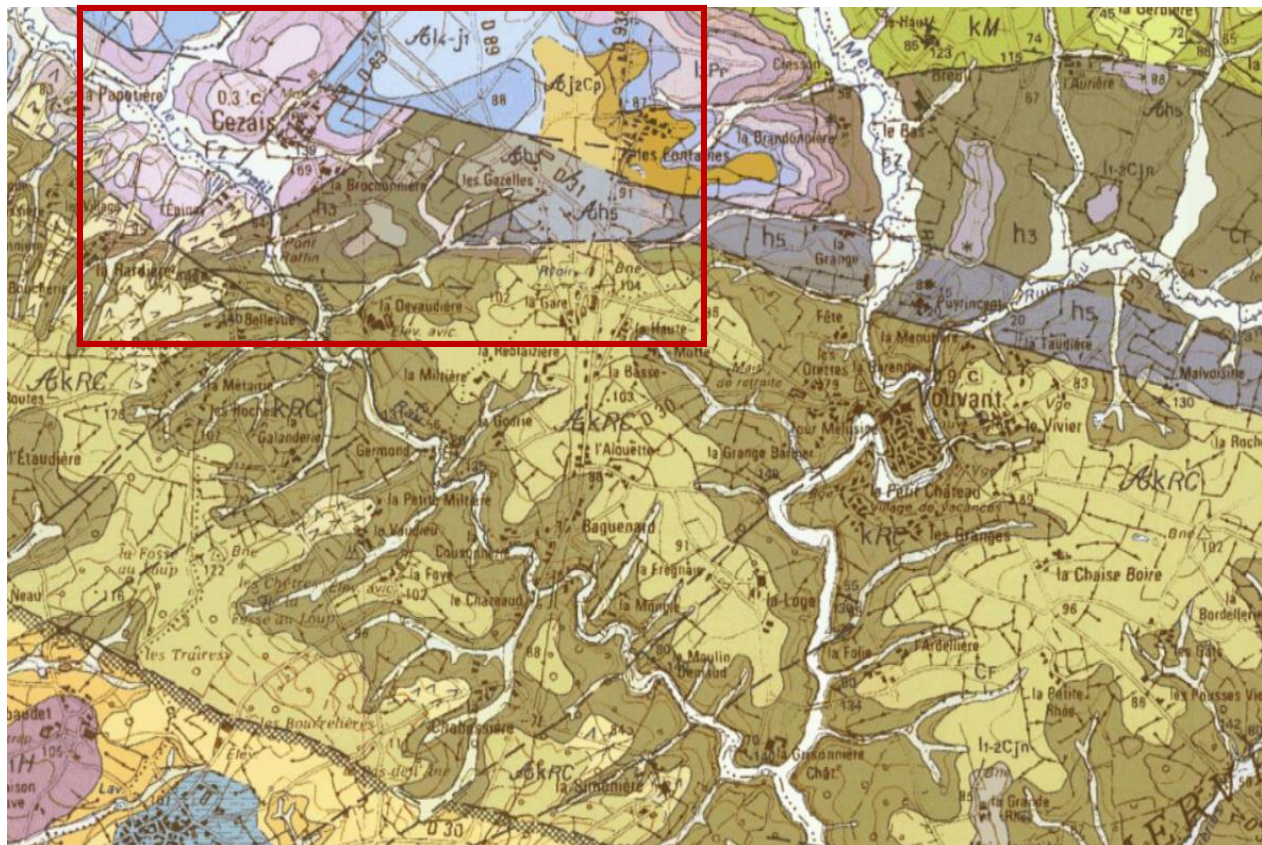
Les premiers ont été datés de  $486 \pm 15$ -11 Ma (U-Pb sur zircon) donc du Trémadocien (Ordovicien inférieur) et les seconds, plus vieux, du Cambrien.

Les failles N70° ne sont donc pas de toutes petites failles superficielles n'affectant que la couverture jurassique et les « Schistes de Chassenon » siluro-dévonien ; mais des failles importantes, profondes puisqu'elles ont également affecté les orthogneiss de Mervent et les schistes de l'Unité de Roc-Cervelle. Et un orthogneiss est aussi dur que du granite !

Ces failles pourraient être contemporaines de la formation du Rift du Golfe de Biscaye (Jurassique inférieur et moyen) ou de celle des Pyrénées (Eocène), seuls grands événements tectoniques ayant affecté le Sud-Vendée.

Mais si l'on examine de nouveau la carte de Fontenay et que l'on se place dans la région de Cezais, on retrouve une nouvelle fois des failles N70° (voir carte ci-dessous).





On en voit deux au Sud de Cezais où elles constituent les limites bordières transversales d'un petit bassin houiller carbonifère noté « h<sub>3</sub> ». Et ce petit bassin n'a pas n'importe quelle forme : il dessine un beau losange et ses deux autres limites n'ont pas non plus une direction quelconque : elles sont orientées N130°, direction du Cisaillement dextre Sud-Armoricain (CSA) !

A ce bassin de forme losangique, on donne le nom de « rhombochasme » (de « chasme » = entr'ouverture, gouffre et « rhombo » = losange) ou de pull-apart.

Il y a par conséquent une forte probabilité pour que la plupart de ces failles N70° se soient produites lors de la formation même des bassins houillers du Sillon houiller vendéen soit au Carbonifère, à la limite Viséen-Namurien (325 Ma). Elles ont alors coupé tous les terrains anté-Carbonifère : les orthogneiss de Mervent (486 Ma) et les schistes cambriens de Roc-Cervelle (520 Ma).

Ces failles ont ensuite rejoué à différentes époques : bien évidemment, à la fin du Carbonifère, lors des dernières compressions qui ont plissé les terrains houillers ; puis certainement plus tard, au Jurassique, sur la marge Nord du Rift de Biscaye en formation et enfin au Tertiaire, à l'Eocène, lors de la remontée de la Péninsule Ibérique vers le Nord quand la chaîne pyrénéenne s'est formée.



#### 4. Morphologie structurale

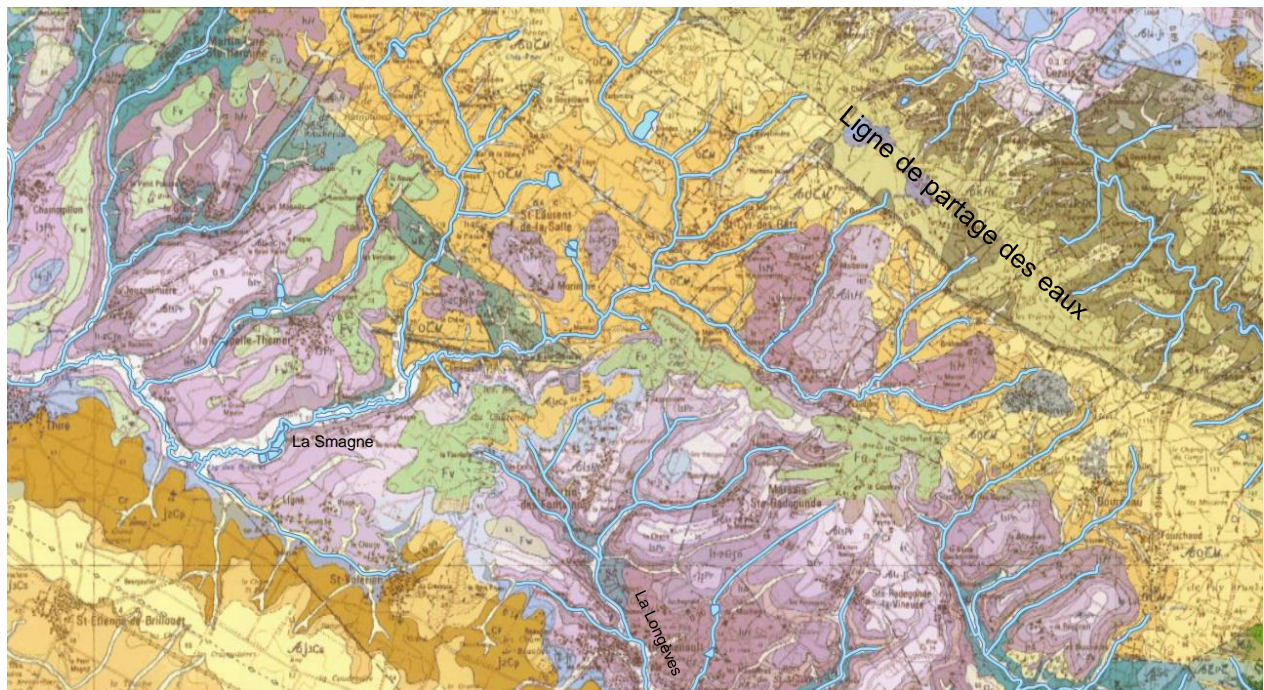
On sait que dans la région de Jard-sur-mer, se sont succédés les dépôts de l'Hettangien à empreintes de Dinosaures et Stromatolithes puis ceux du Sinémurien et Pliensbachien à Gastéropodes marins (Turitelles,...) puis ceux du Toarcien à Pectens et Gryphées et de l'Aalénien à rostrés de Bélemnites et Ammonites.

L'évolution de la faune en un même lieu avec le temps indique clairement que la mer s'est « approfondie », en fait qu'elle s'est avancée, a transgressé le continent et que la ligne de rivage a reculé.

En conséquence, les dépôts du Pliensbachien devraient recouvrir ceux de l'Hettangien et les déborder. De même, ces derniers devraient être recouverts et débordés par les dépôts du Toarcien et ainsi de suite. Normalement, logiquement, on ne devrait voir sur la carte de Fontenay-le-Comte, dans tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la Plaine de Luçon-Fontenay qu'une seule couleur, celle de l'étage le plus récent connu : le Bajocien (J<sub>2</sub>Cp). Et ce n'est pas le cas ! On n'a pas du Bajocien partout.

**Dans tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la plaine de Luçon-Fontenay affleurent en bandes parallèles tous les terrains du Jurassique inférieur et moyen.**

Si l'on examine maintenant le réseau hydrographique, on constate que la plupart des rivières, affluents de la Smagne ou de la Longèves, coulent vers le Sud-Ouest en empruntant les fameuses failles N70°. C'est particulièrement net dans les environs de Saint-Cyr-des-Gâts (carte ci-dessous).



**Tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la Plaine de Luçon-Fontenay est de plus incliné vers le Sud-Ouest.**

Cette pente s'explique par un soulèvement du « Horst des Essarts » et ce soulèvement s'est produit postérieurement au dépôt des terrains jurassiques.

Il a pu être contemporain de la formation du Rift de Biscaye (« épaulement » du rift) ou de celle des Pyrénées à l'Eocène.

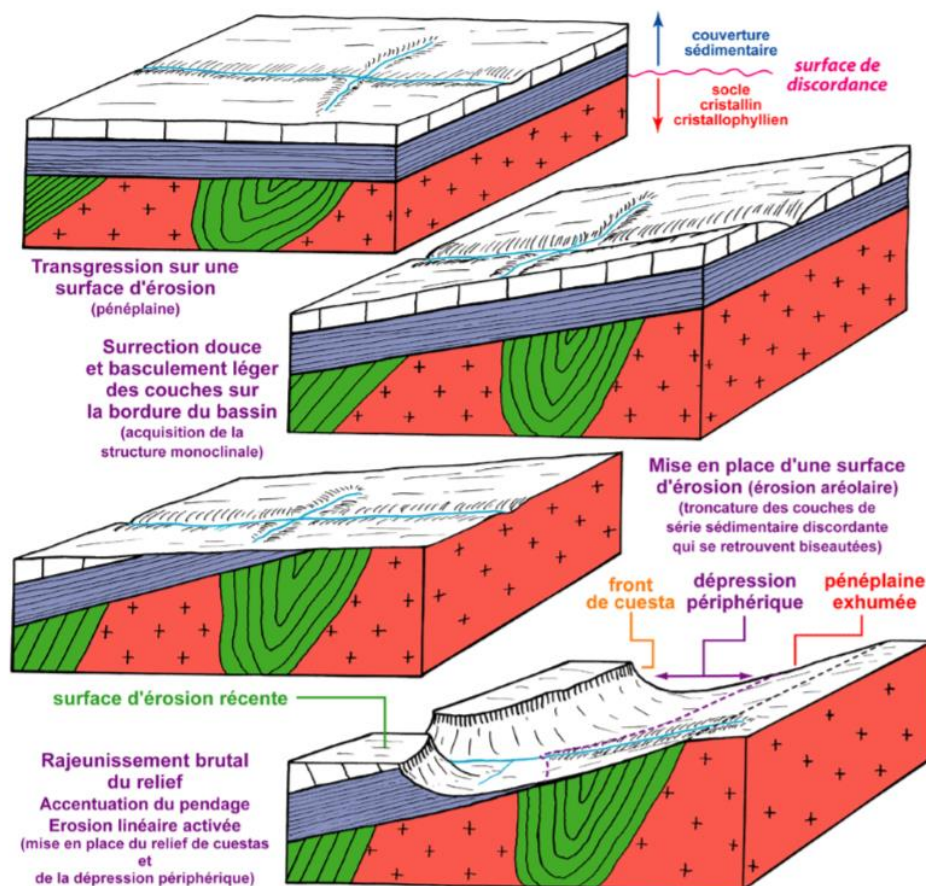
En conséquence, toutes les strates jurassiques, horizontales au départ, ont, elles aussi, été soulevées du côté du « horst ». L'érosion les a ensuite tronquées, biseautées (figure 11).

Cela explique pourquoi dans tout le territoire compris entre les orthogneiss de Mervent et la Plaine de Luçon-Fontenay les strates les plus vieilles (de dessous) sont à l'affleurement et qu'en se dirigeant du « Horst des Essarts » vers le centre du Bassin aquitain, on rencontre des terrains de plus en plus jeunes.

**On a affaire ici à ce qu'on appelle une structure monoclinale pentée vers le S-O avec cuesta orientées NO-SE.**

Les rivières qui descendent du NE vers le SO sont dites cataclinales ou conséquentes. Comme on l'a remarqué, elles empruntent les vieilles failles N70°.

Puis elles se rassemblent dans la Smagne et la Longèves qui, elles, ont un trajet perpendiculaire NO-SE ; elles longent la cuesta bajocienne ; la Longèves et la Smagne sont dites orthoclinales ou subséquentes.



**Figure 11 : Schémas explicatifs de la mise en place de la structure monoclinale du Sud-Vendée**



## Arrêt 3 : Barrage de Mervent

**Orthogneiss du « Complexe cristallophyllien d'Albert » - Le protolithe de l'orthogneiss d'Albert n'a pas été daté.**



**Le barrage de Mervent en travaux**

Près du Barrage de Mervent affleurent les orthogneiss et la série paradérivée indifférenciée du « Complexe d'Albert ».

### 1. Mise au point préalable

Les auteurs de la carte géologique de Fontenay-le-Comte (2007) ont distingué deux complexes dans l' « Ensemble cristallophyllien de Mervent » :

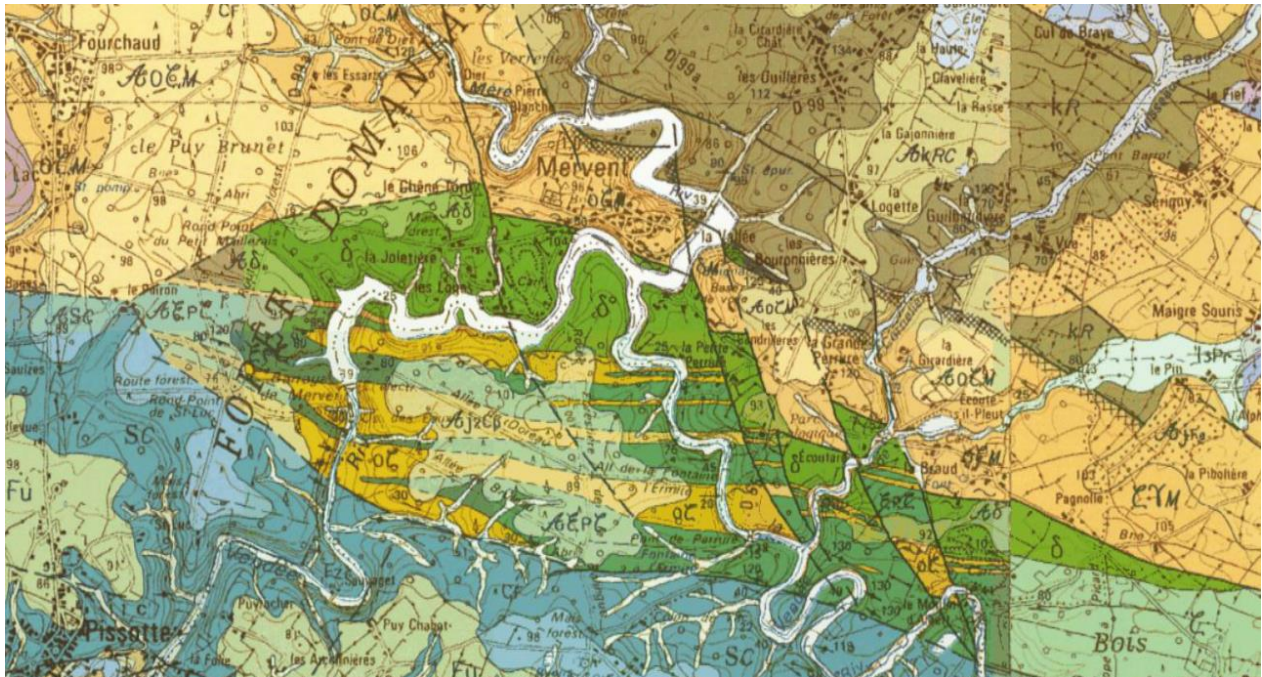
- le « **Complexe cristallophyllien de Mervent** » proprement dit comprenant deux unités lithologiques :

- a. l'orthogneiss de Mervent (OÇM) et les métacornéennes de Saint-Laurent-de-la Salle (MK) qu'il englobe
- b. les amphibolites de la Vallée (δM) : un tout petit affleurement à l'Est de Mervent sur l'autre rive de la Vendée.

- et le « **Complexe cristallophyllien d'Albert** » regroupant trois autres unités :

- a. l'orthogneiss du Pont de Perrure (OÇ),
- b. la série paradérivée indifférenciée (ξPÇ)
- c. et les amphibolites de la Joletière (δ).

Cartographiquement, le « Complexe cristallophyllien de Mervent » borde au Nord le « Complexe d'Albert ». Les deux plus grandes carrières de la région, celles d'Albert et de la Joletière, appartiennent à ce dernier.

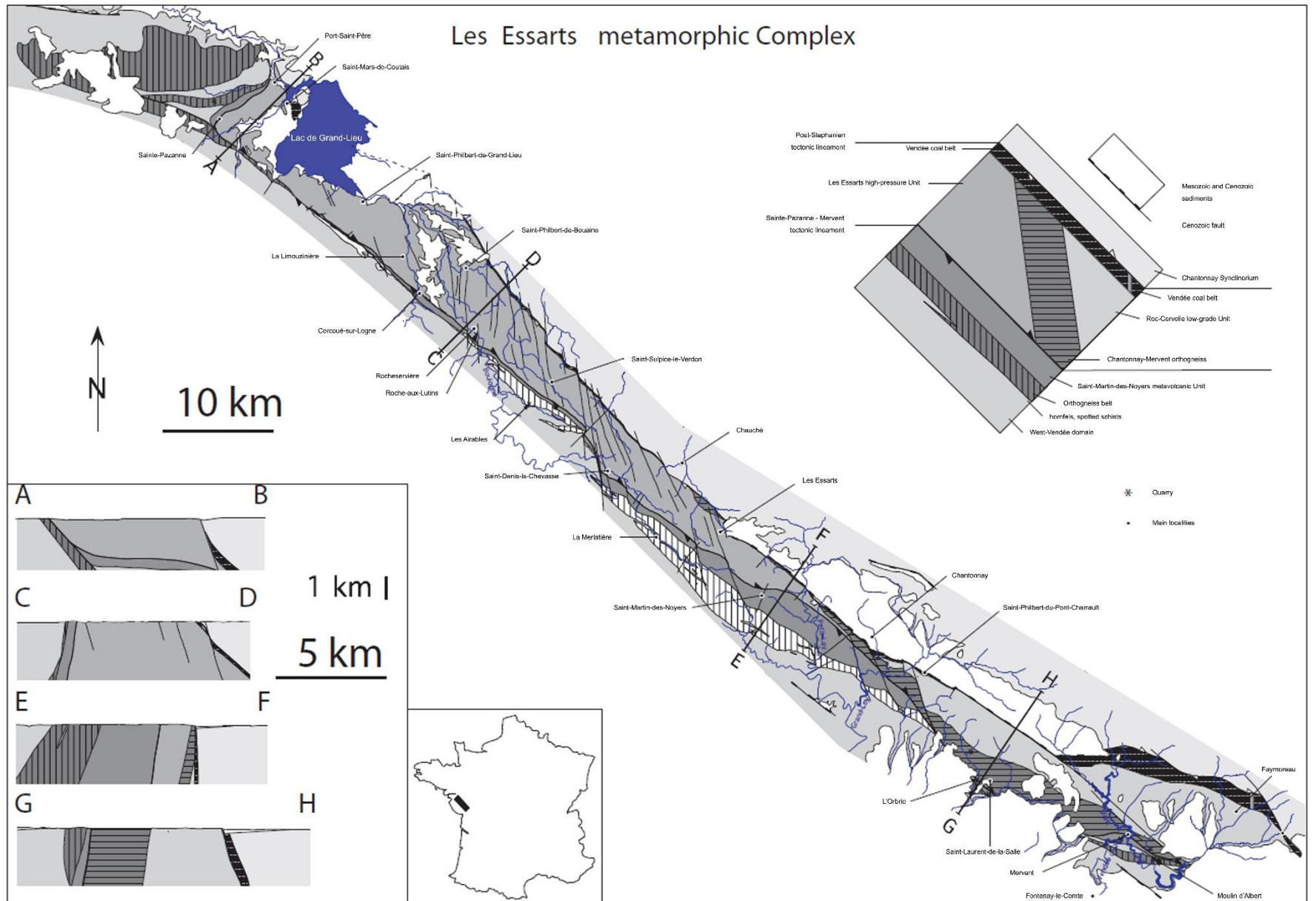


**Complexe d'Albert : en jaune et vert de différentes nuances**

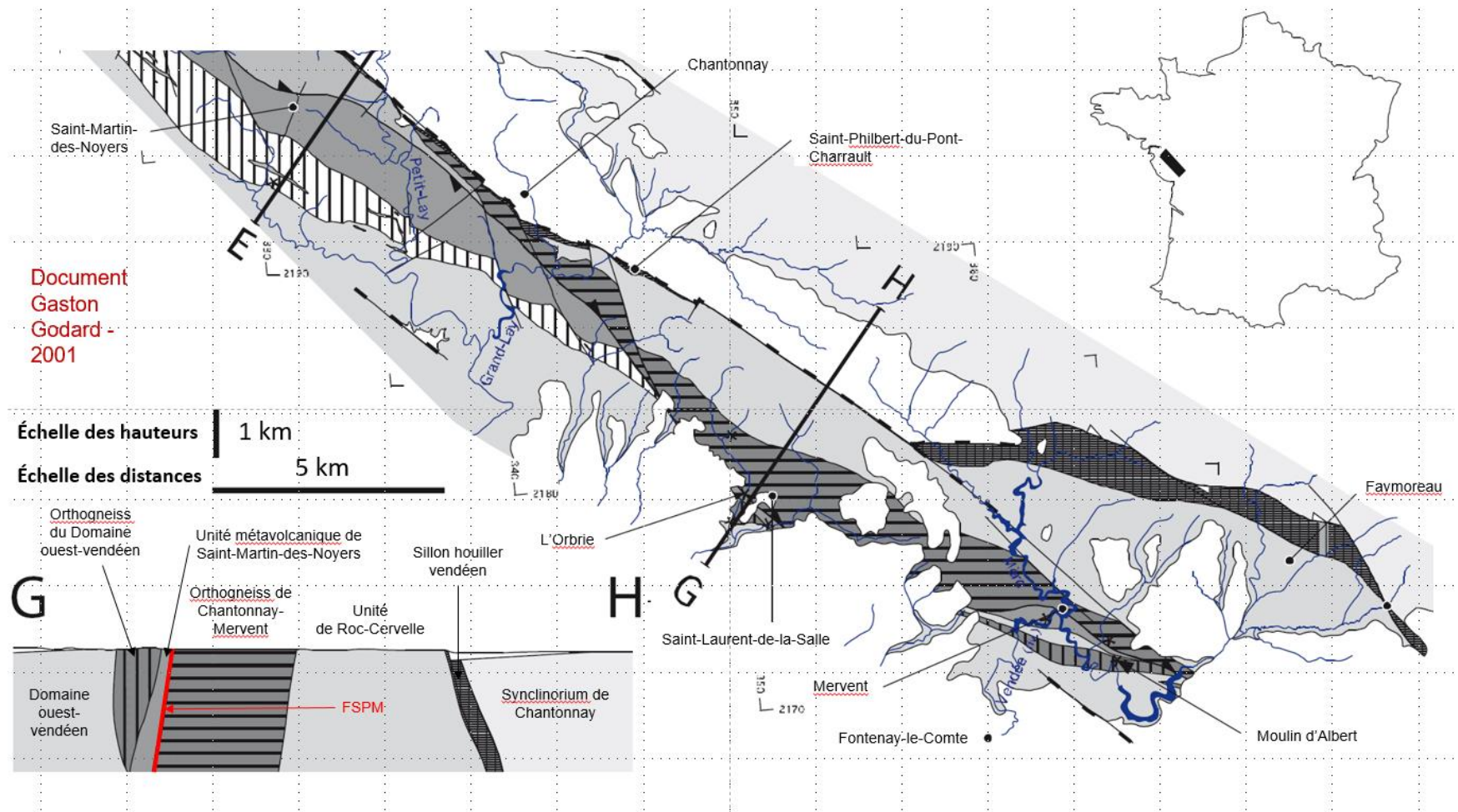
**Complexe cristallophyllien de Mervent : en orangé**

Dans un travail antérieur consacré au « Complexe métamorphique de HP des Essarts » et à son prolongement vers le S-E, G. Godard (2001) a étudié la même région de Mervent (figure 12). Et il place un affleurement de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » entre les « Orthogneiss du Domaine Ouest-vendéen » au Sud et les « Orthogneiss de Chantonay-Mervent » au Nord (figure 14).





**Figure 12 : Le « Complexe métamorphique de HP des Essarts » (G. Godard, 2001)**

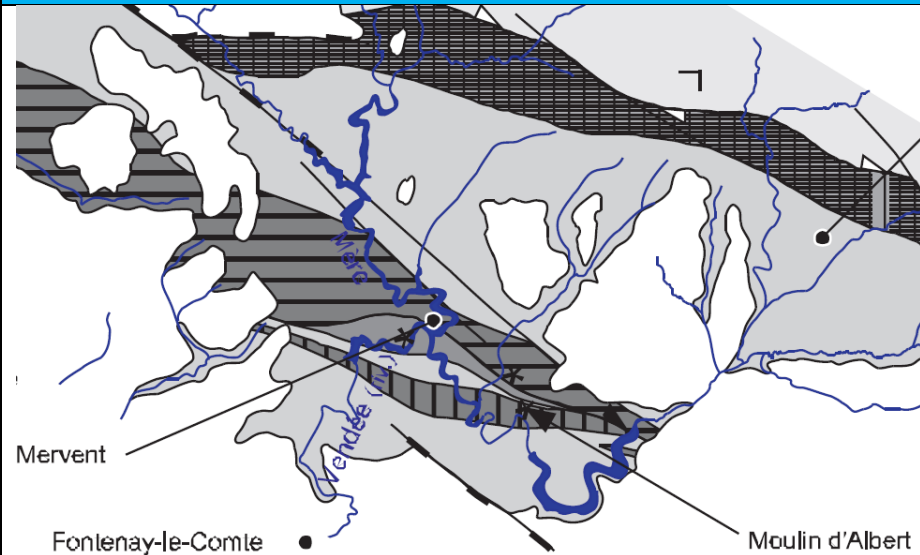


**Figure 13 : Détail du document précédent (modifié)**

La coupe GH donne la légende. Elle a été faite au niveau de l'Orbrie et est comparable à celle que l'on aurait pu faire au travers du Massif de Mervent. L'Unité de Saint-Martin-des-Noyers du Massif de Mervent, bien représentée au Moulin d'Albert, est un assemblage d'orthogneiss, de paragneiss et d'amphibolites avec tous les intermédiaires de gneiss amphibolitiques.



G. Godard (2001)



H. Diot (2007)

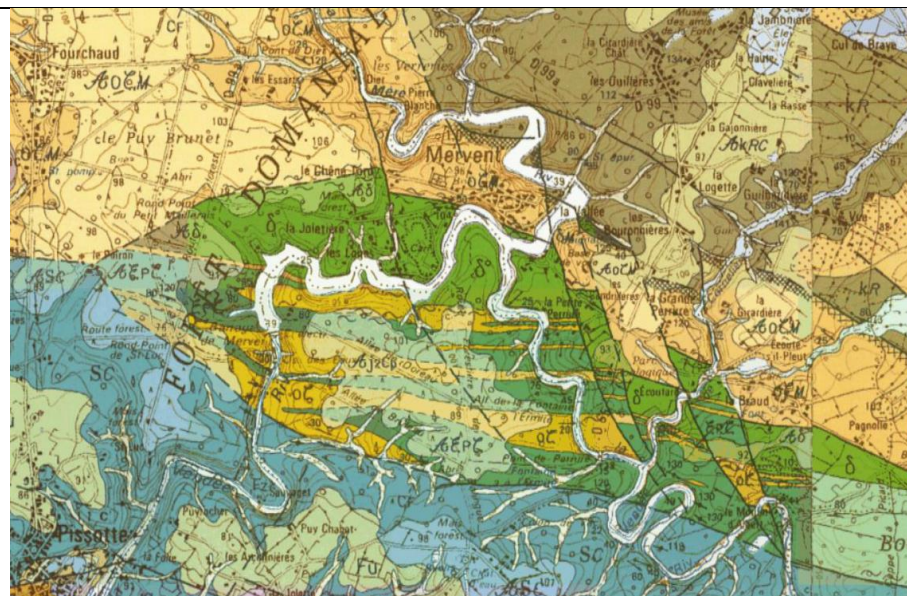
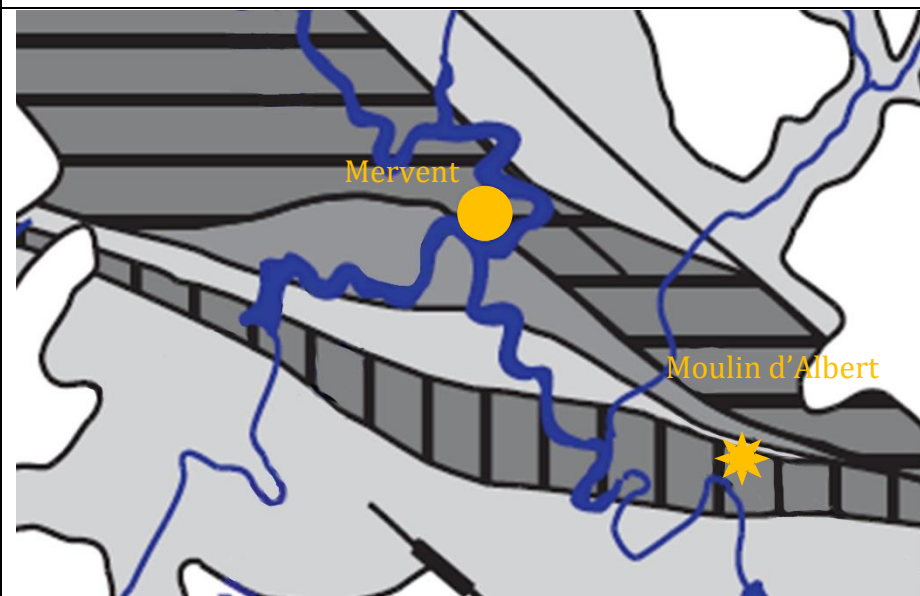
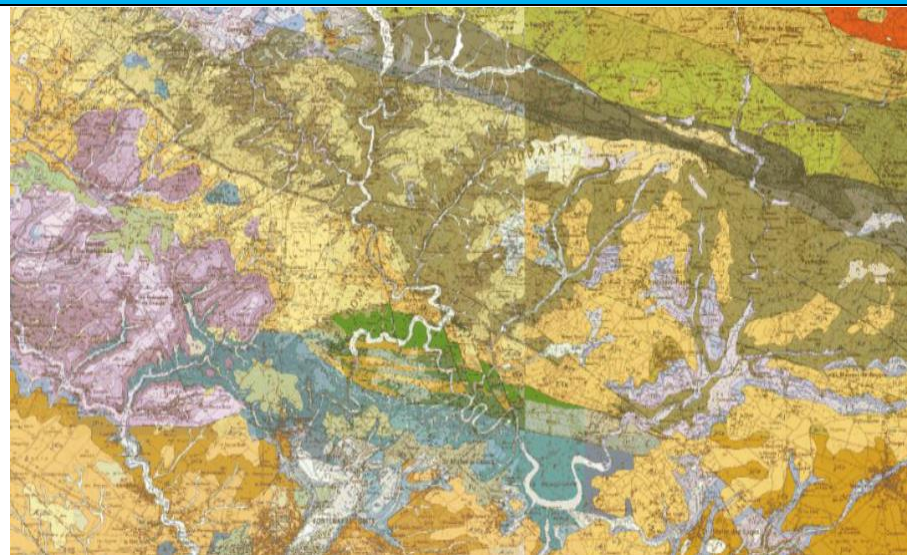


Figure 14 : Comparaison

De la comparaison de ces travaux (figure 14), on peut penser :

1- que le « Complexe cristallophyllien de Mervent » des auteurs de la carte de Fontenay-le-Comte correspond aux « Orthogneiss de Chantonnay-Mervent » de G. Godard,

2- et que les seules amphibolites du « Complexe cristallophyllien d'Albert » représenteraient une fenêtre de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers ».

En fait, seuls posent problème les orthogneiss du Pont de Perrure (Oζ) et la série paradérivée indifférenciée (ξPζ) du « Complexe cristallophyllien d'Albert » :

- ou bien on les inclut dans l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » et il y a des arguments qui vont en ce sens : en effet, cette dernière, notamment à l'Ouest de Chantonnay, dans la vallée du Lay, comprend un mélange d'amphibolites, d'orthogneiss et de paragneiss.

En conséquence, le « Complexe cristallophyllien d'Albert » en entier appartiendrait à l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers »,

- ou alors on les exclut de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » et ils feraient alors partie de la bande orthogneissique du Domaine Ouest-vendéen.

**Bref, quoi qu'il en soit, au barrage de Mervent, affleure donc un orthogneiss appartenant ou au « Complexe d'Albert » ou au Domaine Ouest-vendéen, en tout cas certainement pas aux « Orthogneiss de Chantonnay-Mervent » de l'arrêt suivant.**

**Point important à noter : Cet orthogneiss du « Complexe d'Albert » n'a pas encore été daté.**

## 2. Description de l'affleurement

Cartographiquement, l'orthogneiss du Complexe d'Albert se présente en lames de 200 à 250 m de puissance, orientées ONO-ESE et interlitées tectoniquement dans la série paradérivée qui représenterait son encaissant.

La roche est de couleur plutôt claire, blanche à grisâtre, ici presque rosâtre.

Les faciès sont très variés :

- orthogneiss œillé franc de couleur blanche à grisâtre, à quartz, feldspath pœcilitique (2 à 4 cm) et biotite,

- orthogneiss finement grenu à feuillets clairs à plagioclase et quartz millimétriques alternant avec des feuillets plus sombres à muscovite, chlorite et rare biotite,

- voire orthoschiste (= mylonite) à débit schisteux mais toujours de couleur claire. Ces mylonites peuvent renfermer du grenat. Elles localisent la déformation au sein de couloirs parallèles à la foliation majeure et ceci en présence de fluides.

### ♦ *Au Sud du barrage et en rive droite de la Vendée*

Une centaine de mètres avant le barrage, l'orthogneiss est de faciès normal, classique.





**Orthogneiss de faciès normal**



Mais en s'approchant de barrage, avant la maisonnette, l'orthogneiss est fortement mylonitisé. On ne reconnaît plus les feldspaths considérablement étirés en lanières. La foliation mylonitique est presque verticale ( $90^\circ$ ) et orientée N130°. Elle est presque devenue plan de débit tellement l'orthogneiss a été écrasé. Sur les plans de la foliation, une linéation mylonitique horizontale est bien marquée.



**Affleurement de mylonite - plan yz**

La foliation mylonitique (bas de la photo) est pratiquement verticale ( $80^\circ$ ).





**Foliation mylonitique - plan xz**



**Linéation mylonitique horizontale - plan xy ou plan S/C**



Un autre petit affleurement dans l'enceinte même des grilles près de la maisonnette montre de nouveau un orthogneiss classique, preuve que la déformation de la roche est vraiment circonscrite à d'étroits couloirs.

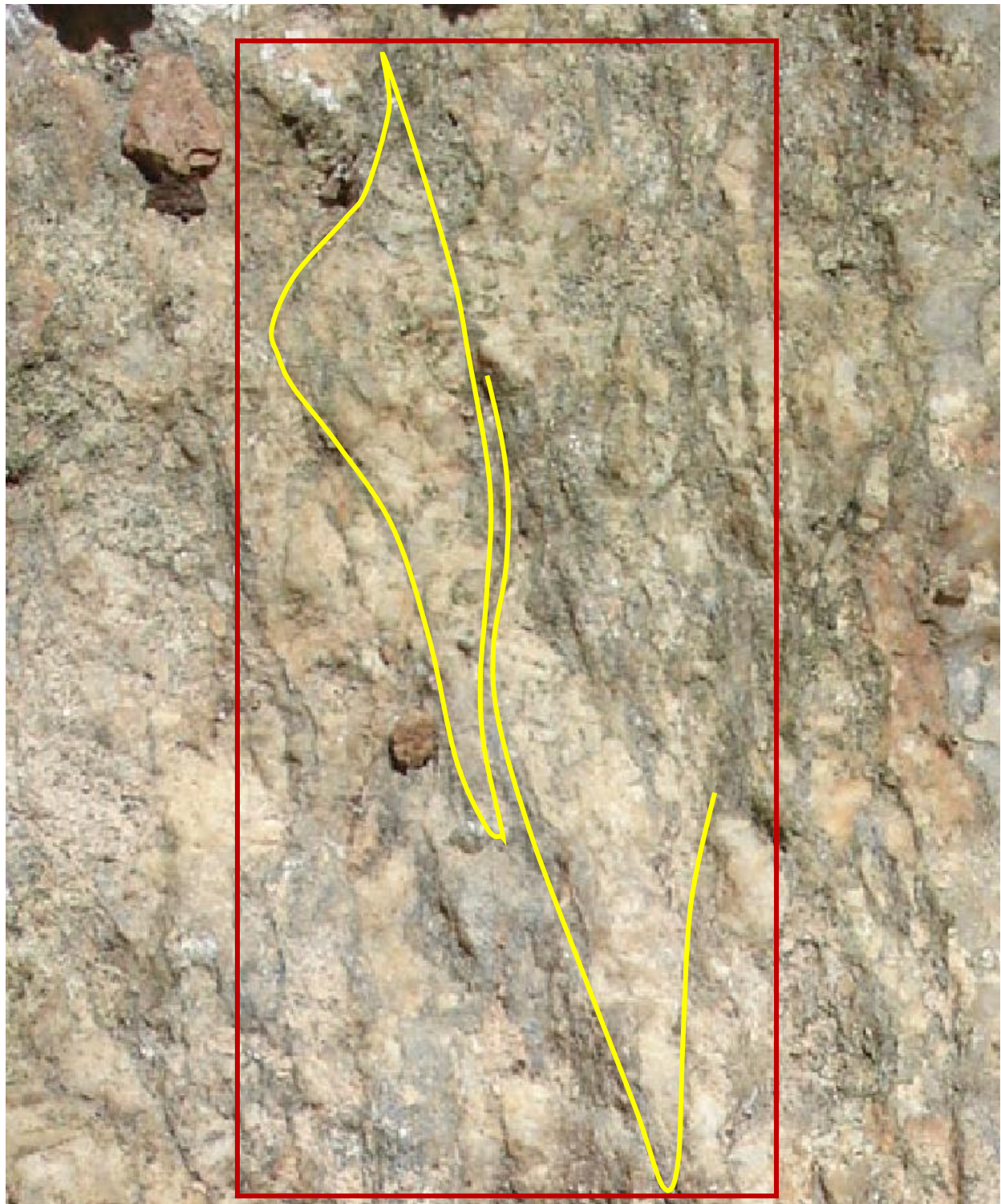
On peut y voir de très nombreux cristaux de feldspath étirés, déformés et tronçonnés et quelques porphyroblastes relictuels œillés.



**Foliation mylonitique - plan xz**



L'observation des queues de recristallisation autour de ces derniers ne permet pas vraiment de conclure quant au sens du cisaillement : dextre ou senestre.  
Cependant, le grossissement suivant fait pencher plutôt pour un cisaillement dextre.



**Cisaillement dextre – plan xz**



Cette déformation ductile est antérieure et sans rapport avec le couloir de cisaillement semi-ductile voisin.

◆ *Au Nord du barrage et en rive gauche de la Vendée*

On retrouve les orthogneiss mylonitisés du Complexe d'Albert de l'autre côté du barrage.



**Affleurement de mylonite**

Cependant, en certains endroits, leur faciès est encore différent.

Au plus près du barrage, donc finalement entre les deux niveaux de mylonites observés des deux côtés du barrage, on observe un orthogneiss à foliation nette, horizontale et d'allure « plissée » (inflexions de la foliation).

Ses feldspaths sont étirés et sinueux, mais de taille respectable, pas écrasés comme dans les mylonites. Le quartz est dominant (voir les deux photos suivantes).





**Orthogneiss à foliation plissée**



**Idem**





**Fort développement du quartz**

*Il pourrait provenir des couloirs de mylonitisation.*

**Hypothèse :** Cet orthogneiss aurait échappé à la mylonitisation qui a affecté les deux couloirs de mylonites qui l'encadrent, preuve que ces derniers auraient « concentré », « focalisé » toute la déformation.



## Arrêts 4 et 5 : Mervent

**Orthogneiss du « Complexe métamorphique de Mervent »  
Âge du protolithe de l'orthogneiss de Mervent : Trémadocien (486 Ma)**

### ◆ *Arrêt 4 : Le château de Mervent*



**Mur d'enceinte du château de Mervent**

#### 1. Description d'ensemble de l'orthogneiss du château de Mervent et minéralogie

L'orthogneiss qui affleure au château n'appartient pas au « Complexe d'Albert » comme l'orthogneiss du barrage de Mervent (voir arrêt 3) mais au « Complexe cristallophyllien de Mervent » des auteurs de la carte géologique de Fontenay ou aux « Orthogneiss de Chantonny-Mervent » de G. Godard.

C'est une roche porphyrique de couleur rosâtre, parfois grise avec des yeux de feldspath orthose souvent pluri-centimétriques.



Il est constitué de phénocristaux de feldspath alcalin (microcline).

Le quartz forme avec le plagioclase des grains plus petits, souvent déformés et qui ont recristallisé dynamiquement au cours de la déformation du protolithe.

La biotite est toujours abondante avec des biotites brunes, sombres, chloritisées de grande taille (3 mm) à section subautomorphe considérées comme d'origine magmatique et des biotites millimétriques (1 mm) plus claires, courbes ou sigmoïdes, d'origine métamorphique.

La muscovite et le grenat quand ils sont présents sont d'origine métamorphique.



**Orthogneiss du château**

## 2. Datation du protolithe de l'orthogneiss du « Complexe cristallophyllien de Mervent »

Le protolithe de cet orthogneiss qui était un granite hétérogène a lui été daté, à l'inverse de l'orthogneiss du « Complexe d'Albert » qui affleure au barrage de Mervent (arrêt 3).

Il avait été daté au préalable à  $446 \pm 12$  Ma (Vidal, 1976) dans la carrière de « Ecoute-s'il-pleut » mais plus récemment, une nouvelle mesure (U-Pb sur zircon) sur un échantillon prélevé à 15 km au Nord-Ouest de cette carrière, a daté la mise en place du protolithe granitique à  $486 \pm 15/-11$  Ma.



Cette dernière mesure vieillit quelque peu l'âge attribué au protolithe mais confirme son âge Ordovicien inférieur (Trémadocien) et donc une mise en place anté-varisque, âge très courant pour de nombreux granites et de nombreuses rhyolites Sud-armoricains.

### 3. Géochimie

Le protolithe granitique est très siliceux ( $\text{SiO}_2 = 68,5 \text{ à } 78,8\%$ ), peralumineux (riche en Al -  $\text{Al} > 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ ) ce qui explique la présence du grenat et pauvre en  $\text{Ca}^{2+}$  d'où la prédominance du microcline et de l'albite.

Sa composition chimique globale est finalement proche du minimum ternaire. Cela signifie qu'il a pu fondre facilement donc à basse  $T^\circ$  et à l'inverse, cristalliser à basse  $T^\circ$  donc près de la surface.

Ce protolithe granitique s'est donc mis en place dans une portion élevée de la croûte, par cristallisation d'un magma formé à partir de matériel sédimentaire, peut-être du Cambrien du Synclinal de Chantonay ou éventuellement du Briovérien.

#### ◆ *Arrêt 5 : Intersection du Chemin du Chêne tord avec la D99*

L'orthogneiss du « Complexe cristallophyllien de Mervent » affleure aussi à la sortie du bourg de Mervent, à l'intersection du Chemin du Chêne tord avec la D99, près du lieu-dit « Le Clos ».

Mais là, il présente un aspect partiellement mylonitisé. On a du mal à reconnaître le faciès classique d'un orthogneiss comme celui du château.





**Orthogneiss mylonitisé de la sortie du bourg de Mervent**

### **Pourquoi un faciès si différent ?**

Immédiatement à l'Ouest de l'intersection du Chemin du Chêne tord avec la D99, à quelque 200 m, affleurent les amphibolites de la carrière abandonnée de la Joletière qui appartiennent elles au « Complexe cristallophyllien d'Albert ».

On est donc là au contact de deux unités complètement différentes.

Selon l'interprétation de G. Godard (coupe GH – figures 12 et 13), ce contact entre les orthogneiss de Mervent et les amphibolites de la Joletière correspond à un important accident tectonique : **le linéament de Sainte-Pazanne - Mervent** que l'on peut suivre jusqu'à Sainte-Pazanne, au-delà du Lac de Grandlieu.

C'est cet accident qui a partiellement mylonitisé l'orthogneiss de la sortie du bourg. En revanche, au château, l'orthogneiss a conservé son faciès tout-à-fait classique.





**Confluence Vendée-Mère**  
Vue vers le Sud-Est depuis le « Clos »



## Arrêt 6 : Le Pont du Déluge

Schistes de la « Formation de Roc-Cervelle » Âge : Cambrien inférieur à moyen



Le Pont du Déluge

La Formation de Roc-Cervelle (Cambrien inférieur à moyen - équivalent de la Formation des Ménardières) s'intercale entre le Complexe cristallophyllien de Mervent et le Sillon Houiller de Vendée du Carbonifère.

C'est un ensemble monotone dans son ensemble mais qui expose des roches variées à l'échelle de l'affleurement : conglomérats fins, grès, siltites, argilites bariolées et localement grauwackes arkosiques. Il s'agit donc d'un ensemble détritique.

Les argilites sont à muscovite, chlorite, épidote, albite blastique et quartz. Ils sont intensément déformés à proximité des orthogneiss de Mervent.

#### ◆ **Reconstitution du milieu de dépôt**

L'épaisseur importante de la série (mais difficile à évaluer), la présence de dépôts gravitaires (on a observé des slumps) et de figures lenticulaires évoquent une sédimentation sur le talus d'un bassin profond alimenté par des apports constants de matériel détritique.

Cela implique la proximité de terres émergées.

En lame mince, quand on examine les quartz, on constate qu'ils présentent souvent un habitus, une forme hexagonale. Ils sont automorphes.

Si ces quartz provenaient de l'altération d'un granite, ils auraient n'importe quelle forme ; ils seraient xénomorphes puisque dans un magma granitique qui refroidit lentement pour donner du granite, le quartz cristallise en dernier, il bouche les trous.

Si, ici, les quartz sont automorphes (ou subautomorphes), cela implique que rien ne les a gênés au cours de leur croissance, en particulier d'autres cristaux et qu'ils ont cristallisé en premier dans le magma acide.

Ces cristaux de quartz ne peuvent donc provenir que d'une rhyolite. D'ailleurs, un autre argument vient confirmer cette hypothèse : dans les grauwackes, on a trouvé des fragments de verre volcanique.

**Sur les terres émergées voisines, il y aurait donc eu des affleurements, des massifs ou des filons de rhyolites.**

On a également trouvé des petits fragments de dolérite altérée en épidote. Or, la dolérite est une roche filonienne de même composition chimique que le basalte.

**Sur les terres émergées voisines, il y aurait eu aussi des filons de dolérites.**

**D'un point de vue paléogéographique, le bassin subsident à l'origine de la Formation de Roc-Cervelle aurait été ainsi bordé par des terres émergées où le magmatisme acide (rhyolitique) et basique (doléritique) se serait manifesté de façon importante.**



**Remarque de Pascal Bouton :** L'importance quantitative et la relative fraîcheur du matériel magmatique indiqueraient que ce magmatisme bi-modal (acide et basique) a été non seulement contemporain du développement du bassin, mais aussi et surtout qu'il a pris place dans les sédiments mêmes du bassin sous forme de sills ou de filons intrusifs.

**Remarque de Hervé Diot :** « Sur la feuille de Fontenay-le-Comte cependant, aucun faciès d'origine magmatique n'a été observé comme intrusif dans cette formation ».

Sur la feuille de Coulonges-sur-l'Autize, un seul filon a été identifié à Roc-Cervelle même (commune de Béceleuf - 79).

**Tout cela suggère que la Formation de Roc-Cervelle, qui appartient à l'« Unité de Chantonay », était un bassin subsident en début d'extension au Cambrien inférieur et moyen. Cette extension se poursuivra ensuite au Cambrien supérieur avec la Formation de Bourgneuf et au début de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) avec « les Rhyolites et Ignimbrites de la Châtaigneraie » (= rifting). Elle conduira finalement à la naissance de l'Océan Centralien, dépendance de la Paléotéthys, au Silurien (?).**

**Remarque :** L'âge du début de l'accrétion océanique est encore sujet à discussion.



**Petit pli couché dans la formation de Roc-Cervelle au Pont du Déluge**





**Autres plis**



**Figure de slump - Vue de loin**





**Figure de slump – Vue rapprochée**



### ◆ Déformation

Stratification et schistosité de flux S1 sont confondues.

Les couches sont plissées par des plis P2 d'axe NO-SE (N 130°) associés à une schistosité de plan axial S2 de type crénelation dans les argilites et de type laminage de flancs de plis dans les grès.

Les plis P2 sont déversés vers le SO, leur charnière est épaissie et leur axe souvent courbe. Ils s'accompagnent de recristallisation de quartz et de séricite.



**Niveau gréseux**





**Schistosité de crénulation**



## Pique-nique





## Arrêt 7 : Chevalement Saint-Michel et terril de houille d'Épagne

**Le Sillon Houiller – Bassin de Vouvant – Membre de Puy-de-Serre**

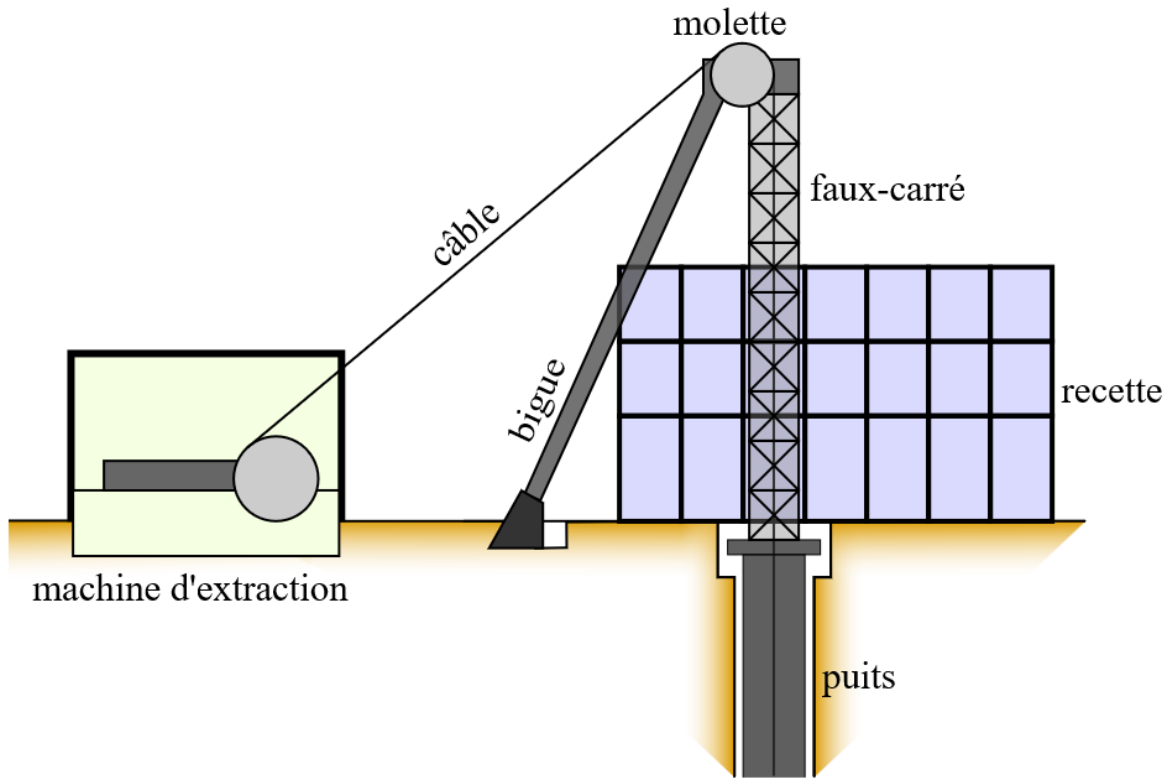
**Âge : Stéphaniem supérieur**

- ◆ Le chevalement : 25 m de hauteur, puits de 208 m, galeries de 3 km autour du puits



**Le chevalement en béton du puits Saint-Michel**





**Figure 15 : Schéma descriptif du chevalement**

Dans l'industrie minière, le chevalement (figure 15) est la structure qui sert à descendre et remonter les mineurs, ainsi que le minerai, via une cage d'ascenseur. Bien que souvent confondus, le chevalement est composé d'au minimum deux éléments qui sont la structure portante et le faux carré. La structure portante supporte principalement les molettes et assure stabilité de l'ensemble. Elle est souvent surmontée d'un pont roulant et d'une toiture. Le faux carré (ou avant-carré) est une charpente métallique qui comporte le guidonnage en dehors du puits, les dispositifs de sécurité (évite molettes, taquets de sécurité), les escaliers de service.

Qu'il soit en bois, en métal ou en béton, le chevalement remplit toujours la même fonction : il supporte les molettes par-dessus lesquelles passent les câbles d'extraction qui, mus par la machinerie, plongent au droit du puits pour retenir la cage.

- L'avant-carré ou faux-carré est formé généralement de quatre montants verticaux en bois, en fer ou en maçonnerie. Ces montants verticaux sont souvent solidarisés entre eux par des étrépillons ou des remplissages de maçonnerie. L'avant-carré peut être porteur ou non. Dans l'avant-carré sont installés différents dispositifs fonctionnels et de sécurité.

- Les poussards appelés aussi bigues ou jambes de force, au nombre de deux ou de quatre, compensent les forces horizontales exercées par la machine d'extraction et les forces verticales liées à la charge de la cage et au poids du câble. Les poussards peuvent être solidaires ou non de l'avant-carré. Si la machine d'extraction est en tête du chevalement (tour d'extraction), les poussards n'ont



aucune utilité. Les seules forces verticales, très importantes, sont supportées par l'avant-carré souvent renforcé par des piliers ou des murs de maçonnerie.

- Les molettes sont disposées sur un même plancher ou sur des planchers différents selon le type de machine d'extraction employée. La forme de la gorge des molettes, en U ou en V dépend du type de câble utilisé (plat ou rond). Leur dimension est proportionnelle à la dimension du câble, à son angle d'inclinaison et de direction vis-à-vis de l'organe d'enroulement de la machine d'extraction.

- La recette, appelée aussi clichage ou accrochage, est généralement située à la base du chevalement. C'est le niveau d'arrêt normal des cages qui permet au personnel de rentrer et de sortir de la cage, d'évacuer et de charger le matériel et les berlines. Selon les chevalements, il peut y avoir une ou plusieurs recettes superposées. Lorsque la cage est en circulation dans le puits, l'accès à celui-ci est protégé par des barrières à fermeture automatique.

#### ◆ Terril

Dans les quelques restes du terril, on peut encore récolter quelques fossiles du Houiller et différents faciès sédimentaires : arkoses, grès à galets, psammites, siltites.



**Grès psammitique avec empreinte de Fougères (*Pecopteris* ?)**





**Conglomérat**

#### ◆ La sédimentation houillère

« Le charbon est une roche sédimentaire formée par l'accumulation d'une énorme quantité de débris végétaux : menus fragments de bois, spores, débris de cuticules, etc., enrobés dans un ciment amorphe, le vitrain. Tous ces débris sont classés et finement sédimentés.

Dans un bassin houiller, les couches de charbon ne représentent que 3 à 4% de l'épaisseur totale des sédiments et alternent avec des roches stériles : schistes, grès et conglomérats. L'agencement des sédiments par rapport à une veine de houille obéit à des lois précises. Il y a un rythme dans le dépôt même du charbon, puisqu'on observe un grand nombre de fois la succession : mur, veine, toit.

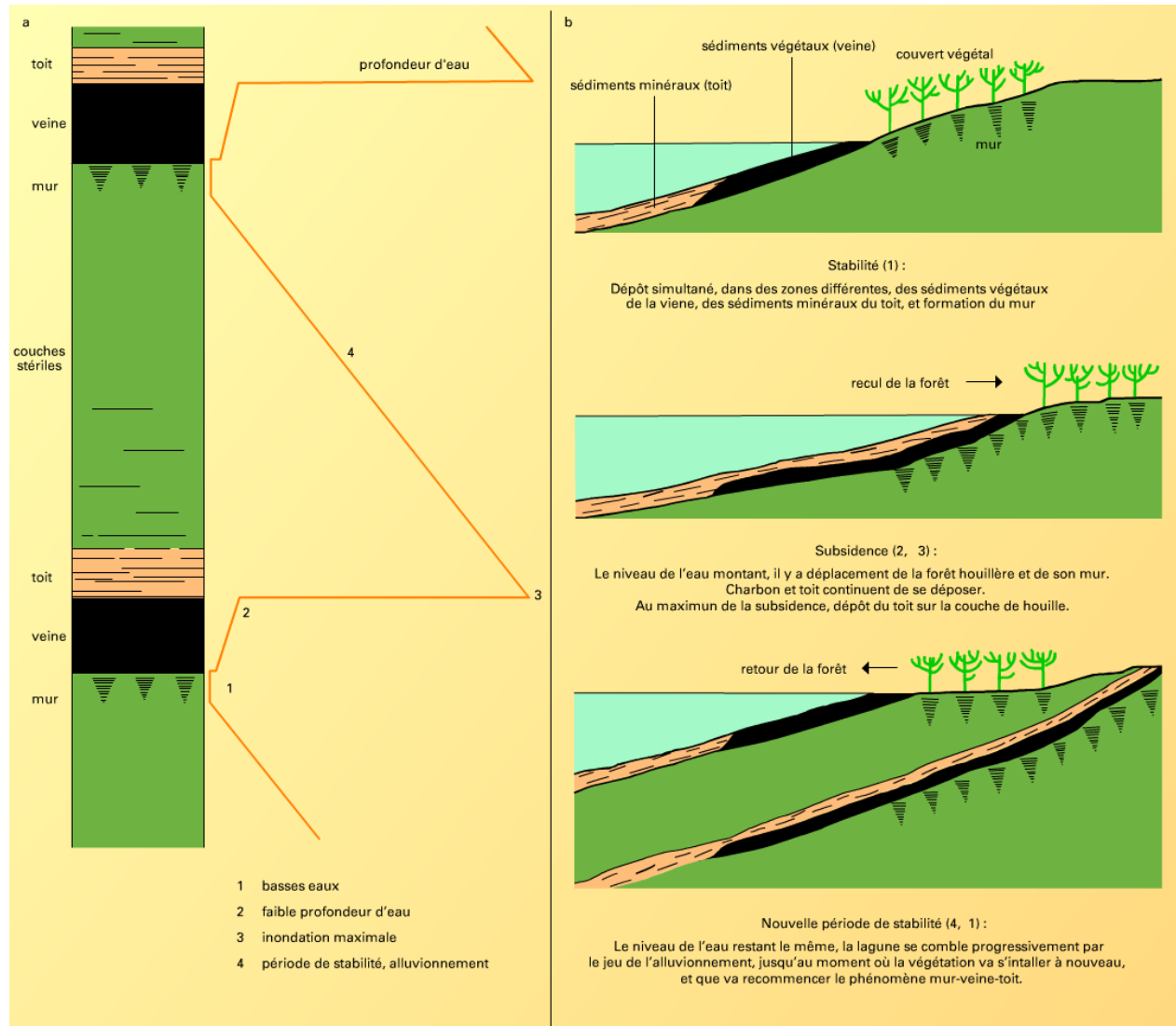
- Le mur est la formation sédimentaire qui supporte la couche de charbon ; il est perforé et taraudé en tous sens par des racines et rhizomes fossiles qui en oblitèrent la stratification : c'est un ancien sol de végétation (= paléosol) ; il s'est donc formé sur une terre émergée ou tout au moins sous une profondeur d'eau très faible.

- La couche de houille (veine) qui s'est déposée ensuite correspond à une certaine épaisseur d'eau, puisque les sédiments végétaux qui la constituent ont subi un transport et un classement mécanique.



- Au-dessus de la couche, se sont déposés les sédiments du toit. Ce toit est bien différent du mur ; il est ordinairement composé de schistes finement feuilletés dans lesquels on trouve des coquilles ou des feuilles de fougères étalées. Il correspond donc à une profondeur d'eau plus forte, à une transgression.

- Enfin, au-dessus du toit, se déposent des grès, des sédiments de plus en plus grossiers. C'est donc que le bassin s'est alors progressivement comblé, jusqu'au moment où la végétation a pu s'y installer de nouveau, et où va recommencer le processus « mur, veine, toit ». Ce rythme traduit les variations de niveau des eaux dans le bassin houiller en formation.



**Figure 16 : La sédimentation dans un bassin houiller**

(a): coupe schématique et (b) : niveaux successifs des eaux



La sédimentation houillère apparaît comme une sorte de lutte entre la sédimentation détritique (démantèlement de reliefs en voie de surrection) et le dépôt des sédiments charbonneux (emprise du couvert végétal). « Maintes fois, la forêt marécageuse où croissaient les plantes houillères a reculé, au cours de son histoire, noyée sous des invasions de boue et de sable ; mais dès que le remblayage a été suffisant et la hauteur des eaux réduite à la mince nappe humide permettant au couvert végétal de s'installer et de vivre, la forêt est revenue, du rivage voisin, reprendre possession des lieux » (C. Barrois).

Ces faits mènent à la notion de microcycles de sédimentation, de **cyclothèmes**. De tels cycles se sont répétés au cours de l'histoire géologique de chaque bassin houiller, autant de fois au moins qu'ils contiennent de veines de houille.

Quelles en sont les causes ? Il faut concilier deux données contradictoires à première vue : des bassins houillers contenant plusieurs centaines, sinon plusieurs milliers, de mètres de sédiments n'ont jamais été très profonds, puisque leur fond se trouvait périodiquement envahi par une végétation terrestre. C'est donc qu'à des moments donnés il y a eu montée générale des eaux ou, ce qui revient au même, enfoncement du fond du bassin. Cette notion a été précisée par P. Pruvost (1930) sous le nom de **subsidence** : il y a eu chute du fond du bassin, non pas en une seule fois, mais par une série de chutes partielles, de saccades, séparées par des périodes de stabilité pendant lesquelles s'est fait l'alluvionnement. La somme de ces chutes a permis d'emmagasiner des milliers de mètres de sédiments dans des bassins qui n'ont jamais été très profonds. C'est ainsi que, dans le bassin franco-westphalien, on a compté environ 400 murs successifs pour une épaisseur totale de 2 000 m de sédiments, ce qui conduit à admettre une série de petits enfoncements de 5 m chacun en moyenne.

Il reste à comprendre la raison de ces saccades : tassement différentiel des sédiments ? divagation de bras de fleuves avec rupture de digues naturelles et apport brutal de sédiments grossiers dans les marais voisins, comme cela s'observe de nos jours dans le delta du Mississippi ? déformations brusques et intermittentes du sol sous l'action de poussées continues ? Nombre d'explications ingénieuses ont été proposées, et l'unanimité des géologues est loin d'être faite à ce sujet.

D'autre part, si le mécanisme de la subsidence est incontestable dans le cas du bassin franco-westphalien et de la plupart des grands bassins houillers, il rend mal compte de la formation, dans d'autres bassins, de couches puissantes de quelques dizaines de mètres : si on admet que les sédiments végétaux ont été compactés huit à dix fois pour former le charbon, une couche de 50 m a nécessité l'accumulation de 500 m de débris végétaux, ce qui est difficilement concevable dans le schéma de la subsidence. Ce problème n'a pas encore reçu d'explication satisfaisante.

Enfin, on connaît des cas où le charbon n'est pas formé de débris finement lités, mais de gros morceaux de bois, de souches, entassés en désordre ; il en est ainsi des lignites des Landes, ou du gisement de Wallensen près de Hanovre. Dans ce dernier, qui évoque plutôt la destruction d'une forêt par une avalanche, ou une accumulation de troncs arrachés et rassemblés par une inondation, les souches sont réparties dans le Pliocène sur une surface de 6 km<sup>2</sup> et une épaisseur atteignant 50 m. Leur importance a été estimée à 37 millions de tonnes. Même s'il ne s'agit pas d'un bassin houiller au sens habituel du terme, c'est un gisement en partie exploité ; et il faut en tenir compte : la formation des gisements houillers ne peut donc être ramenée à un mécanisme unique. »



### ◆ La formation des rhombochasmes ou bassins en « pull-apart »

Elle peut s'expliquer par les étapes suivantes :

1- A la limite Dévonien-Carbonifère, une compression NE-SO entraîne la fermeture de l'Océan Centralien par subduction puis la formation de la chaîne varisque par collision de ses deux marges : la marge armoricaine au Nord et la marge gondwaniennne au Sud. La chaîne est orientée perpendiculairement aux forces de compression soit NO-SE. N120°-130°. C'est à ce moment-là qu'ont été expulsées les nappes vendéennes vers l'Ouest, sur le Bas-Bocage et que la croûte océanique éclogitisée ou amphibolitisée (« Complexe métamorphique de HP des Essarts ») a été amenée à la surface.

2- Après la collision, intervient une phase de décompression post-collisionnelle. Tout se relâche. On peut utiliser une image pour bien comprendre le phénomène. C'est un peu comme un accident, un crash de voitures que l'on observe au ralenti ! Elles se télescopent : c'est la collision avec froissement des tôles, ce sont les plis, les failles qui se forment ; elles se soulèvent en même temps, il y a genèse de relief ; et immédiatement après, quand toute leur énergie cinétique s'est dissipée, on les voit retomber, reculer et s'écarter. Après le choc, la compression, vient bien une phase de décompression.

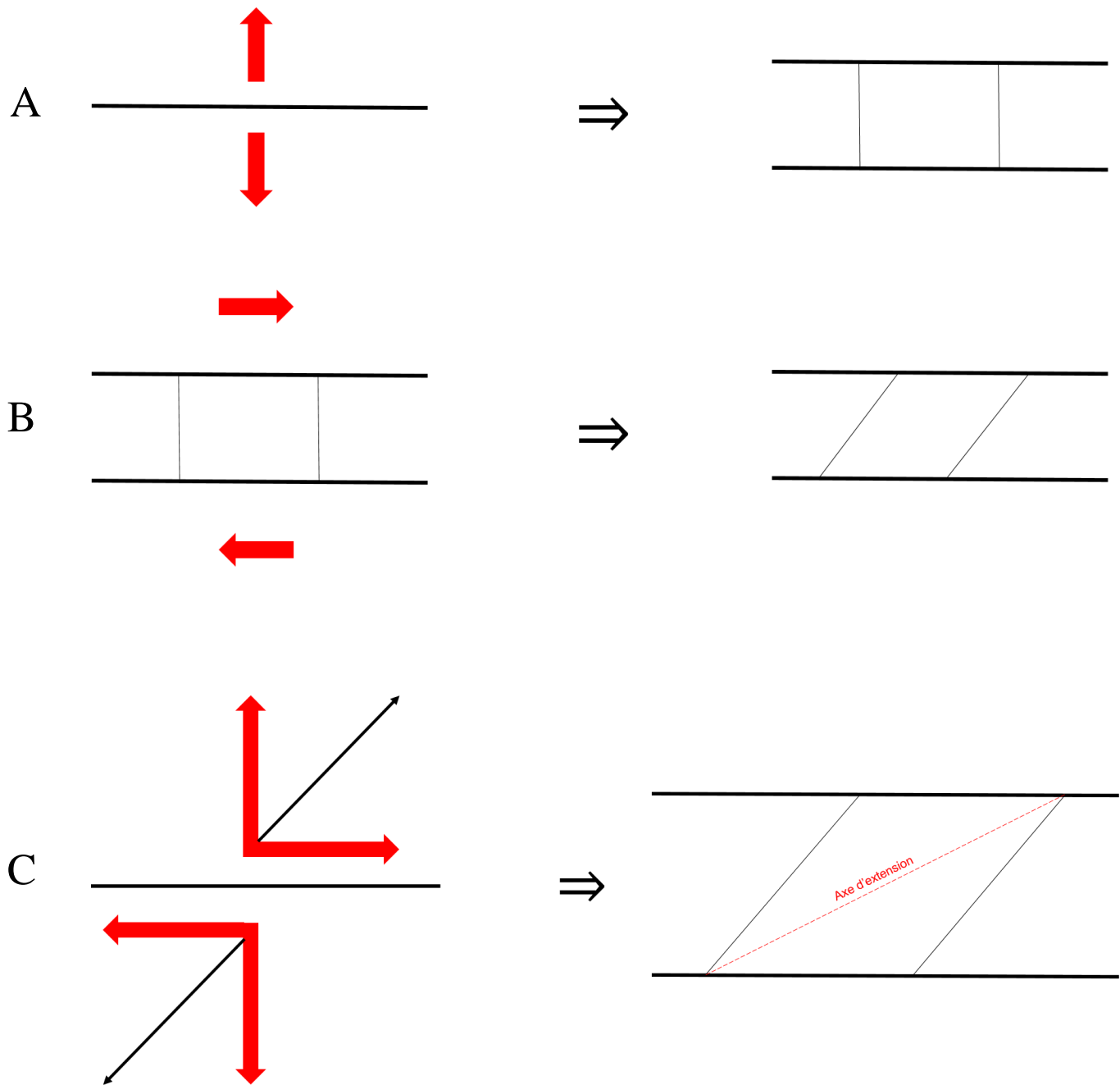
3- C'est cette décompression post-collisionnelle, cette extension qui a été responsable de la formation de tous les massifs granitiques du Complexe anatectique du Bas-Bocage par fusion partielle du socle et (ou) de l'autochtone relatif.

C'est elle aussi qui a permis la formation de failles normales, parallèles à la chaîne, sur le dos du synclinal de Chantonay qui est venu chevaucher le « Complexe métamorphique de HP des Essarts ».

Ces failles, plus ou moins organisées en réseau, ont été guidées en grande partie par les axes des plis P2 du synclinal de Chantonay. Des grabens se sont formés.

Et cette extension s'est faite dans un régime de transtension dextre, c'est-à-dire qu'elle a été accompagnée de cisaillements dextres qui ont affecté tout le synclinal de Chantonay compris entre la faille de Secondigny et le « Complexe métamorphique de HP des Essarts ». Les grabens ont ainsi pris une forme caractéristique en losange (figure 17).

**Remarque :** Cette forme en losange des grabens a pu être également acquise secondairement lors de leur fermeture des bassins houillers par compression en oblique, en régime de transpression.



**Schémas A et B :** distension, apparition de failles normales et formation d'un graben (schéma A) puis décrochement dextre (schéma B) ; le graben se déforme et prend une forme losangique (rhombochasme)

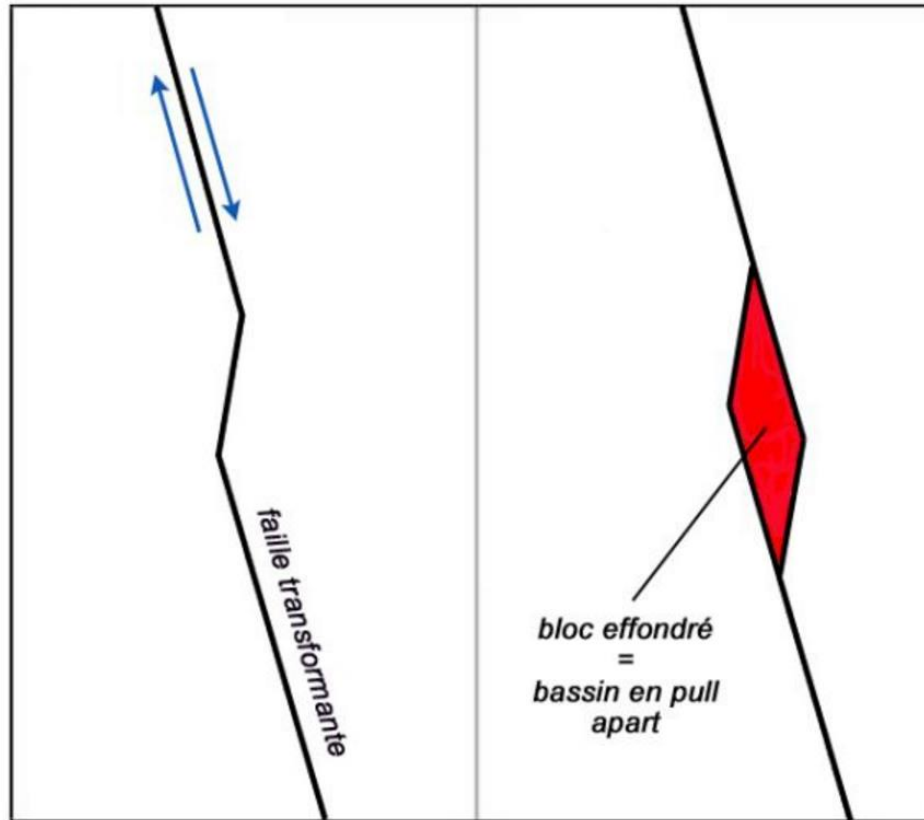
**Schéma C :** distension et décrochement **synchrones** = transtension.

La grande diagonale du rhombochasme est un axe d'élongation, d'extension et la petite diagonale, un axe de compression, de raccourcissement.



**Schéma D :** Autre mécanisme possible d'ouverture d'un rhombochasma ou pull apart avec décrochement dextre

D



**Figure 17 : Schémas explicatifs de la formation des rhombochasmes**

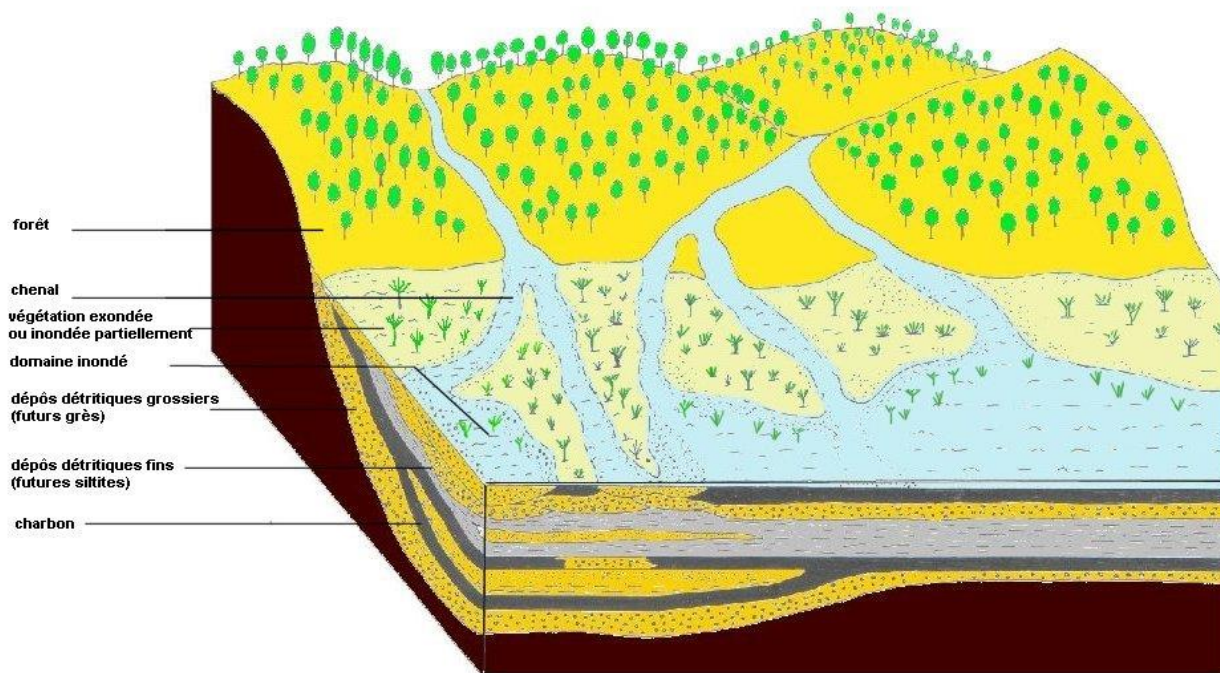
Et c'est dans ces bassins effondrés que va se développer la forêt houillère ! Le Massif armoricain était au Carbonifère en position équatoriale.

A chaque fois qu'un bassin sera soumis à des forces d'extension, que les failles normales rejouent, il va s'effondrer ce qui va créer un appel d'eau (c'est en quelque sorte l'équivalent d'une transgression) qui va envoyer la forêt. Parallèlement, ses bordures vont être soumises à une reprise de l'érosion : des cônes d'éboulis vont se former au pied des failles bordières. Les sédiments les plus fins sont ensuite entraînés par les cours d'eau vers le centre du bassin, occupé par un fleuve, où ils vont s'épandre. Ainsi, avec le temps, le bassin se comble (c'est l'équivalent d'une régression) ce qui va permettre l'installation d'une nouvelle forêt à partir des essences qui n'auront pas été submergées.

Puis nouvelle phase d'extension avec rejou des failles bordières et la séquence précédente se reproduit.

2500 m de sédiments se sont ainsi déposés dans le Sillon Houiller vendéen du Namurien au Stéphanien soit pendant environ 20 Ma (entre 315 et 295 Ma).

Si l'on déplie les veines de houille et qu'on les amène à l'horizontale, on constate alors que ce sillon avait une largeur de l'ordre de la dizaine de km, peut-être un peu plus.



**Figure 18 : Paysage du Houiller**

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



## Arrêt 8 : Coupe de la tranchée de la Verrerie de Faymoreau

**Le Sillon Houiller – Bassin de Faymoreau – Formation de la Verrerie**

**Âge : Stéphanien inférieur**



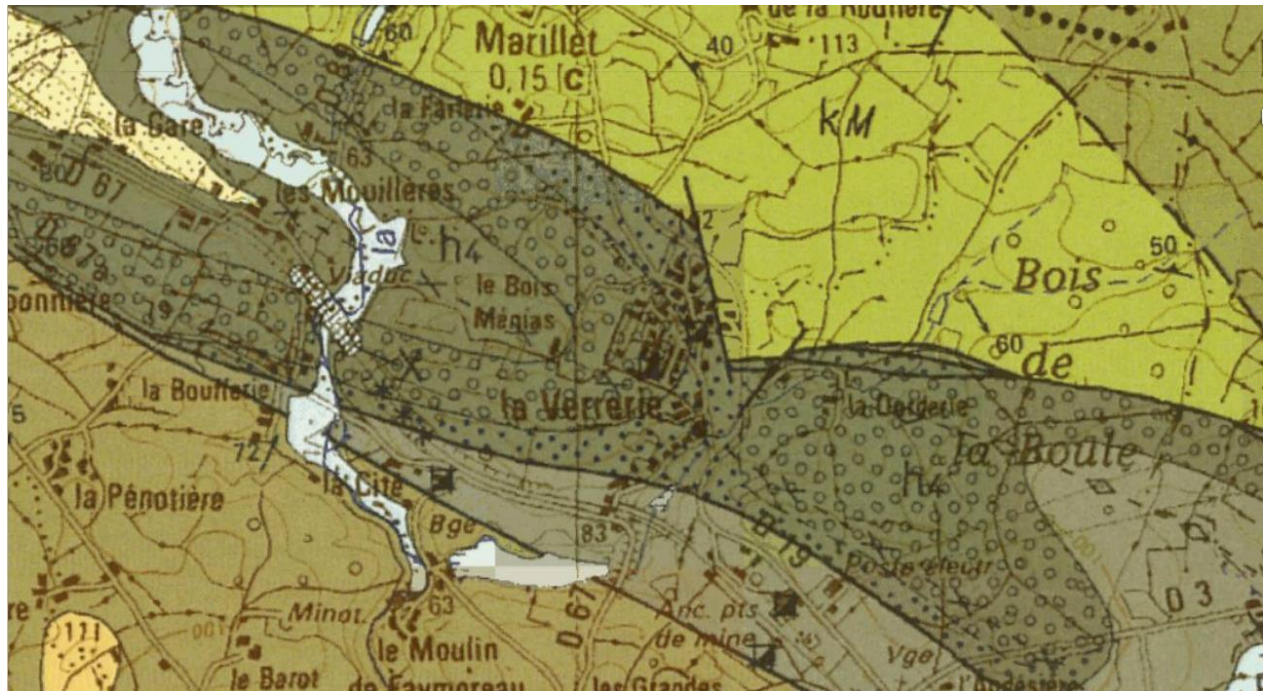
### ◆ Présentation du trajet sur la carte géologique

Au début de la tranchée, on est dans le « h3 », brun clair, puis on passera dans le « h4 » brun plus foncé et surchargé de petits points bleus et on terminera dans le « h4 » de même couleur mais surchargé de gros cercles.

Le « h3 » correspond à la Formation de Saint-Laurs datée du Namurien. A la Cité, n'affleure que le sommet de la Formation de Saint-Laurs, c'est-à-dire le « Membre du Couteau ».

Le « h4 » représente quant à lui la Formation de la Verrerie datée du Stéphanien.

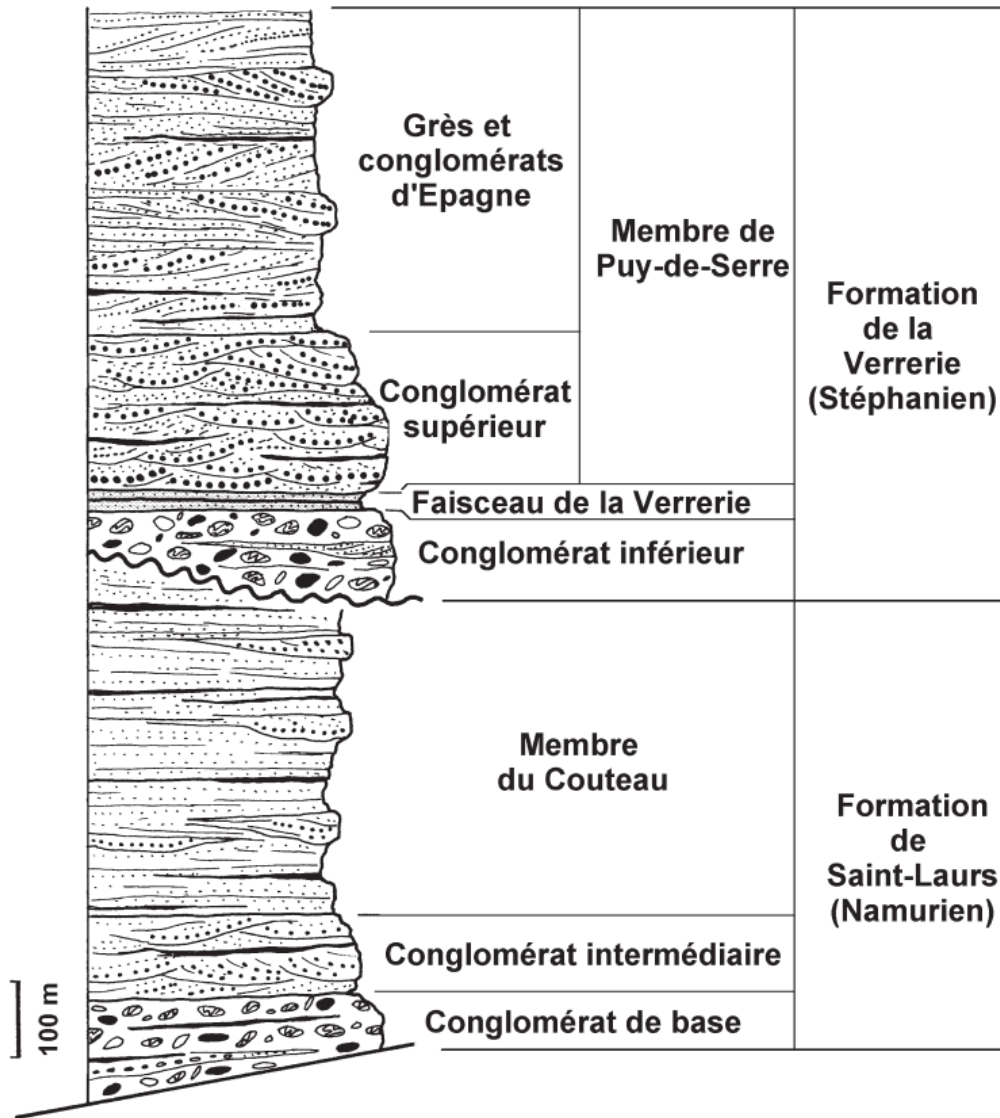
Il y a donc ici lacune du Westphalien.



- **Le « Membre du Couteau » de la Formation de Saint-Laurs (h3)**

Le « Membre du Couteau » repose sur un « Conglomérat intermédiaire » (100 à 200 m d'épaisseur) à conglomérats polygéniques à matrice gréseuse en alternance avec des arkoses grossières à graviers et des silts à plantes et quelques niveaux carbonneux, lui-même surmontant un « Conglomérat de base » à faciès moins mature, à clastes très hétérométriques indiquant une mise en place désordonnée par coulées de débris et dépôts de courants torrentiels (figure 19).





**Figure 19 : Stratigraphie du Houiller du bassin de Vouvant (P. Bouton, 1990)**

D'une puissance de l'ordre de 500 m, le « Membre du Couteau » se compose d'une succession :

- de grès plus ou moins grossiers, anguleux mais bien classés ce qui indique une source proche et un transport par l'eau.
- de silts et d'argilites laminées, parfois très riches en micas et en débris végétaux,
- et entre les épisodes détritiques, se sont installés des sols à végétation, des paléosols ; leur développement est attesté par l'existence de racines et de *Stigmaria*.

Les intercalations de veines de charbon sont nombreuses mais peu épaisses : 0,8 à 2,5 m et à faible extension latérale.

A l'entrée de la tranchée de la Verrerie, ce sont des faciès gréseux fins qui dominant.





**Niveaux à grès fins**



**Vue rapprochée**



L'absence de sédiments grossiers (conglomérats) dans le « Membre du Couteau » indiquerait :

- ou bien des reliefs bordiers érodés, émoussés, et qui ne l'alimentent plus en détritiques grossiers,
- ou alors un élargissement du bassin, les bordures étant toujours aussi abruptes ; dans ce cas, seuls les sédiments les plus fins (cônes alluviaux distaux) parviennent au centre du bassin.

**Le bassin houiller de l'assise de Saint-Laurs, au Namurien terminal, devait ressembler à une prairie fluviatile, sans doute marécageuse avec, de temps en temps, des inondations brutales. Lors des crues, les végétaux établis sur le sol étaient enfouis sous les alluvions.**

Dans la tranchée de la Verrerie, les niveaux de grès sont pentés vers le Nord d'environ 45°.

- **La Formation de la Verrerie (h4)**

- a. Le « Conglomérat inférieur »*

Immédiatement après les grès fins du « Membre du Couteau », affleure un conglomérat grossier pratiquement vertical.



**Il existe donc une discordance angulaire nette entre le « Membre du Couteau » du Namurien et la Formation de la Verrerie du Stéphanien ce qui traduit une phase de plissement pendant la lacune du Westphalien.**

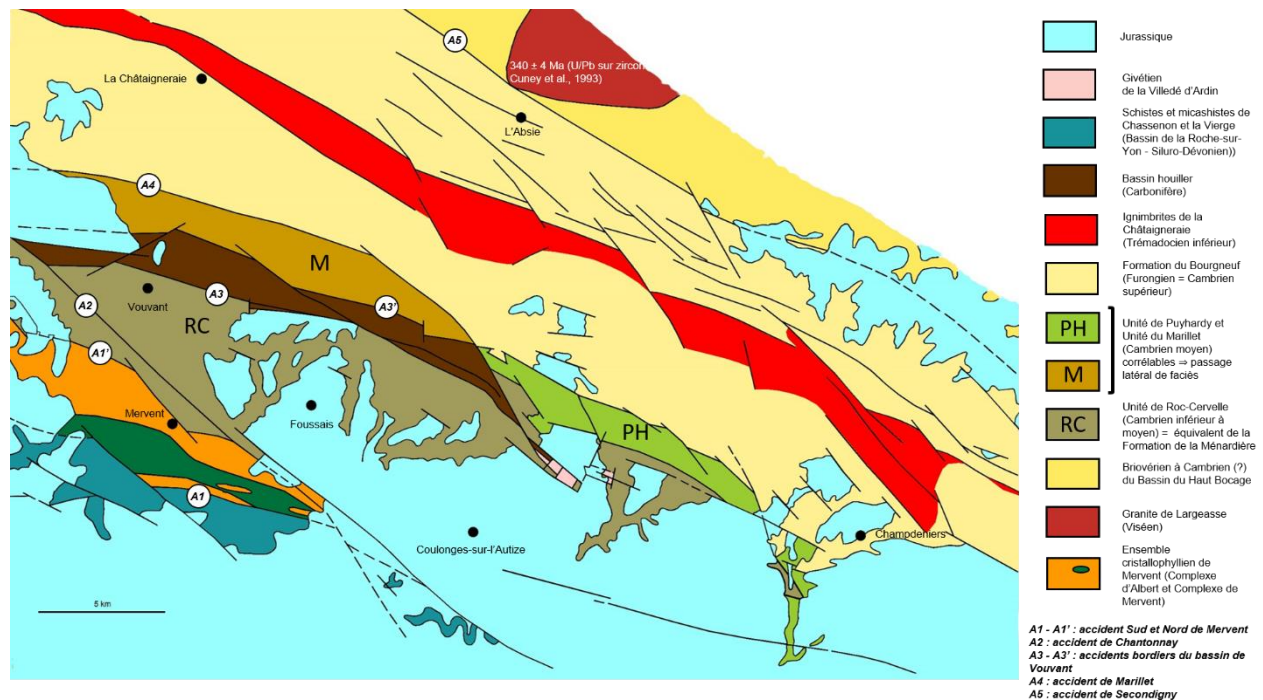
Suivent d'autres niveaux de conglomérats grossiers hétérométriques et polygéniques à matrice gréso-argileuse séparés par des bancs, des lentilles de grès renfermant aussi des passées conglomératiques avec intercalations d'arénites.

Ils sont moins verticalisés qu'au niveau de la discordance, pentés vers le Nord.

Cet ensemble correspond au « Conglomérat inférieur » de la Formation de la Verrerie (figure 19). Sa puissance est estimée à 100 m environ.

Les galets des conglomérats sont lithologiquement très différents, ce qui implique des sources variées et de grande taille, parfois supérieure à 50 cm ; ces sources étaient géographiquement très proches.

Les galets ont été fournis pour l'essentiel par les terrains bordiers du bassin houiller : quartzite rouge de Champdeniers, schistes de Puyhardy, grauwackes et schistes de Roc-Cervelle et de Marillet, toutes ces unités appartenant au Synclinal de Chantonnay (figure 20).



**Figure 20 : Terminaison Sud-Est du Bassin cambro-dévonien de Chantonnay (d'après P. Bouton - 1990)**



**Le plissement du bassin au Westphalien a induit le rejeu des failles bordières. L'érosion qui s'en est suivie a donc non seulement affecté les reliefs créés dans le bassin lui-même mais aussi les reliefs voisins.**

**En même temps, le plissement a raccourci le bassin.**

**Il en résulte que les sédiments grossiers résultant de l'érosion de ces reliefs jeunes ont ensuite été pris en charge par des torrents et subi des transports courts (absence de classement).**

**Tout cela explique que la sédimentation du « Conglomérat inférieur » de la Formation de la Verrerie soit de type cône alluvial proximal.**





**Vue d'ensemble du « Conglomérat inférieur » de la Formation de la Verrerie**





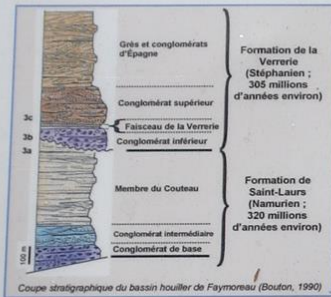
**« Conglomérat inférieur » de la Formation de la Verrerie**



## LA COUPE GÉOLOGIQUE DE LA TRANCHÉE DE L'ANCIENNE VOIE DE CHEMIN DE FER (FAYMOREAU)

L'exploitation de la houille dans le bassin de Faymoreau fait suite à la découverte de charbon à la Blanchardière, en 1827. Les premiers travaux (1836 - 1863) ont concerné le Faisceau de la Verrerie, ensemble de veines de houille d'âge Carbonifère. Ensuite, les mines ont surtout exploité les niveaux charbonneux situés à Faymoreau et Saint-Laurs (1842 - 1958).

La piste cyclable emprunte une ancienne tranchée de chemin de fer ouverte dans les assises du Stéphanien (305 millions d'années environ). Cette coupe artificielle permet d'observer les couches géologiques stériles au sein desquelles s'insèrent les niveaux de charbon.

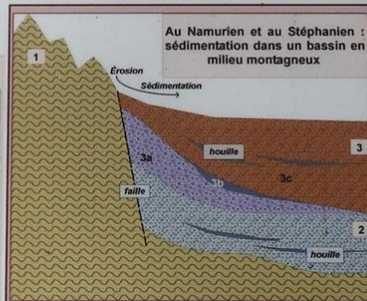


Sédimentation à très gros blocs de grès et de schistes du Conglomérat inférieur de la Verrerie. Les blocs, dont certains atteignent 80 cm, sont emballés dans une matrice argilo-gréseuse. Ces dépôts proviennent de glissements en masse au pied d'un versant montagneux. La couche a été secondairement redressée par des mouvements tectoniques.

En se dirigeant vers le nord-est, après la zone murée masquant les niveaux charbonneux du Faisceau de la Verrerie, on rencontre des conglomérats beiges, plus fins, riches en galets de quartz (Conglomérat supérieur), déposés par des cours d'eau en plaine alluviale.

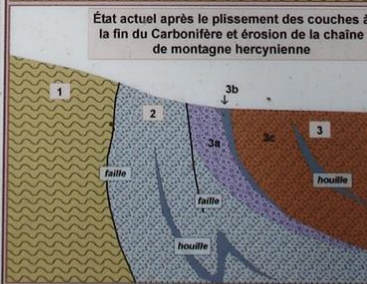


Ces fossiles permettent d'établir que les couches de houille exploitées par la mine d'Épagne se sont déposées au Carbonifère supérieur, durant une période appelée le Stéphanien, il y a 305 millions d'années environ.



Évolution du bassin houiller de Faymoreau. Reconstitution du bassin sédimentaire au Carbonifère et à l'état actuel

Les couches géologiques, initialement horizontales, ont été redressées au cours des derniers épisodes tectoniques hercyniens



3 - Formation de la Verrerie (Stéphanien) :  
- 3c - Conglomérat supérieur  
- 3b - Faisceau de la Verrerie  
- 3a - Conglomérat inférieur

2 - Formation de Saint-Laurs (Namurien)

1 - Socle métamorphique (schistes et micaschistes)



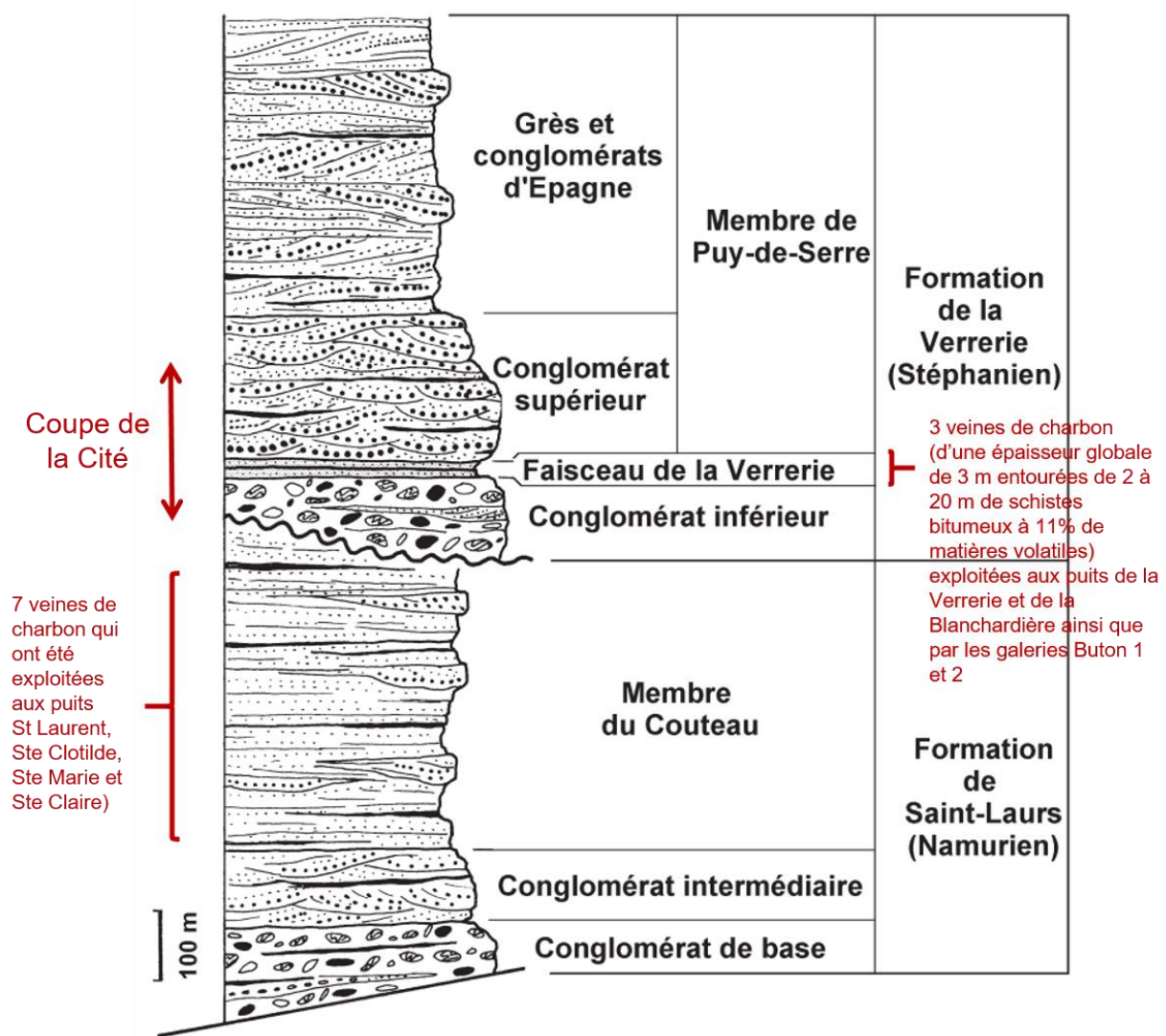
**b. Le « Faisceau de la Verrerie »**

Un peu plus loin, le Conglomérat inférieur s’interrompt brusquement.

La pente de la tranchée se fait plus douce. Les quelques sentiers que l’on y observe laisse apparaître une terre très noire.

On est ici au niveau du « Faisceau de la Verrerie ».

Les sédiments y sont plus fins et la couleur noire s’explique par le fait que le « Faisceau de la Verrerie » est constitué en majorité de roches riches en matières carbonées : charbon et schistes bitumeux (figure 21).



**Figure 21 : Emplacement de la coupe de la Cité dans la colonne stratigraphique du Houiller du bassin de Vouvant (d’après P. Bouton, 1990)**





**Sentier dans le « Faisceau de la Verrerie »**





**Détail**

***c. Le « Conglomérat supérieur »***

Après le « Faisceau de la Verrerie », apparaissent de nouveau des niveaux conglomératiques mais beaucoup moins grossiers que ceux du « Conglomérat inférieur ».

Ce sont surtout des poudingues à petits galets bien classés, d'une taille de l'ordre de 2 à 7 cm. Les galets de quartz blanc y sont majoritaires (80%) mais on trouve aussi des galets de phtanite et de quartz noir (15%), d'ignimbrites, de grauwackes et de gneiss (5%). La matrice est arkosique (arkose micacée).

Tout ce matériel provient toujours du Synclinal de Chantonay voisin mais aussi du Complexe métamorphique des Essarts.

Des corps grésopélitiques y sont inclus. Ils montrent des figures de chenaux métriques à décamétriques, à base érosive et litage oblique.

Il ressort donc que le « Faisceau de la Verrerie » constitue un épisode de dépôts charbonneux entre les deux phases torrentielles que représentent les « Conglomérats inférieur et supérieur ».





**Le « Conglomérat supérieur » - Vue d'ensemble**





**Galets de quartz ronds**





**Lithologie variée des galets et graviers**



**Galets de quartz aplatis**



Ces caractéristiques indiquent que la sédimentation y a été plutôt de type cône alluvial plus distal à mettre peut-être en rapport avec un élargissement du bassin.

En même temps, l'aire d'alimentation s'est étendue puisqu'on a des galets de provenance un peu plus lointaine : ignimbrites, phanites et gneiss.

A la fin du Stéphanien, le bassin de Faymoreau-Vouvant devait ressembler à une grande plaine alluviale où sédimentaient les grès et psammites d'Épagne.

**NB :** Dans le Houiller de Vendée, plus précisément dans le bassin de Chantonay d'âge westphalien (Mine du Temple) et stéphanien (La Marzelle), on a même trouvé des galets d'éclotite près de Malabrit, preuve que le « Complexe métamorphique de HP des Essarts » était à l'affleurement à la fin du Carbonifère.

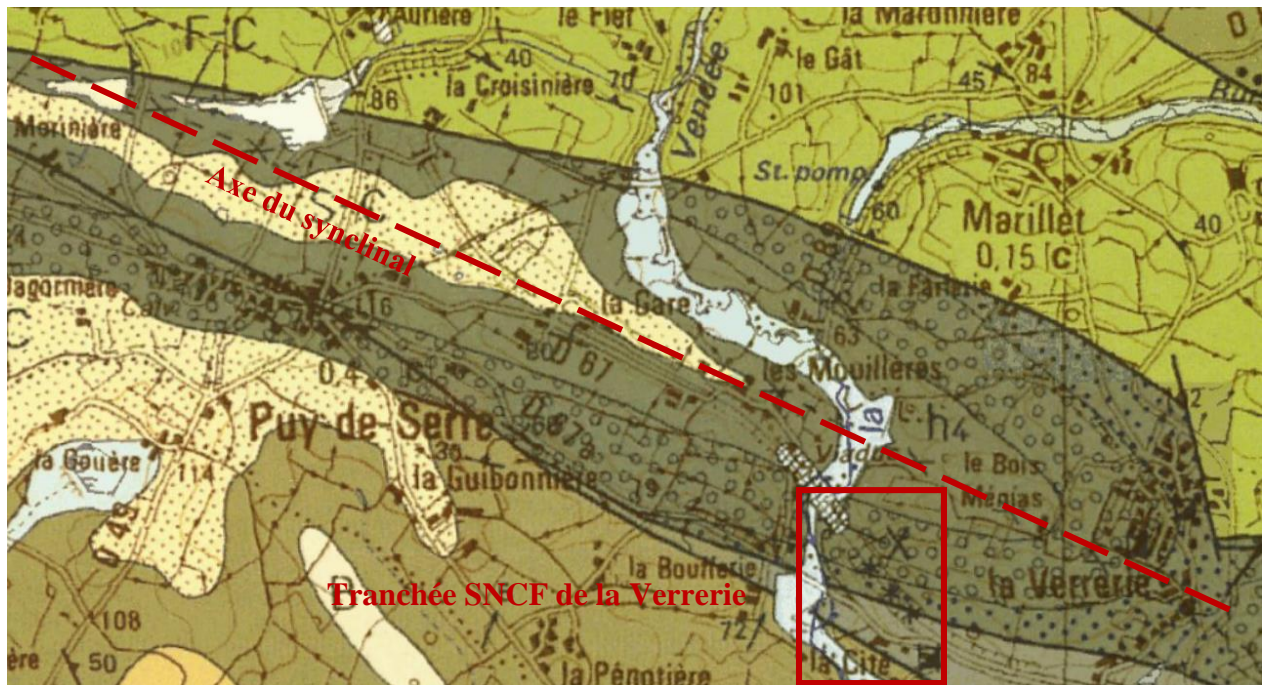
Les bancs de galets du « Conglomérat supérieur » sont toujours pentés vers le Nord.

**Remarque :** Si l'on avait poursuivi la coupe de l'autre côté de la Vendée, vers Mouillères et Marillet, on aurait retrouvé dans l'ordre :

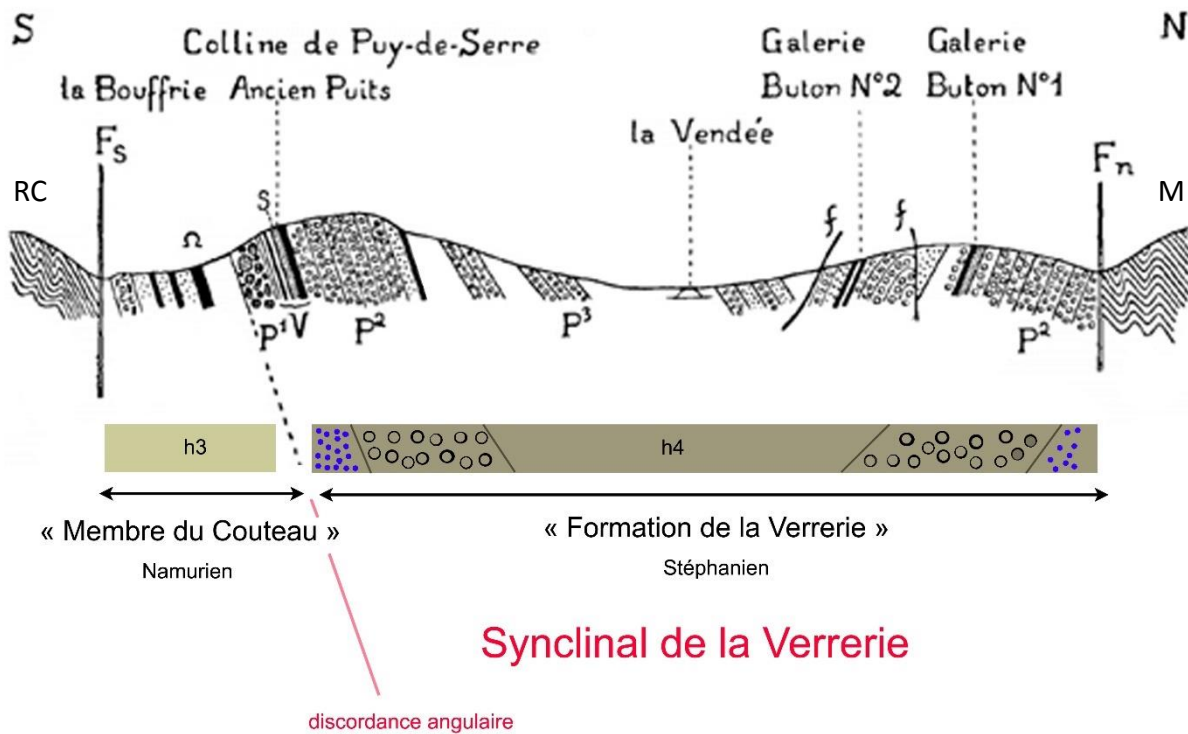
- les grès, conglomérats et psammites d'Épagne (arrêt 6),
- le « Conglomérat supérieur » à petits galets quartzeux,
- le « Faisceau de la Verrerie » à veines de charbon et schistes bitumeux,
- et enfin le « Conglomérat inférieur » à très gros éléments.

En fin de coupe, la « Formation de la Verrerie » est tronquée vers le Nord par une faille qui la met en contact avec l'unité cambrienne de Marillet.

**La tranchée de chemin de fer de la Verrerie (ou de la Cité) coupe donc en oblique le flanc Sud d'un synclinal : le synclinal houiller de la Verrerie (Bassin de Faymoreau) d'âge stéphanien et dont le cœur correspond aux assises d'Épagne du Bassin de Vouvant (figure 22).**





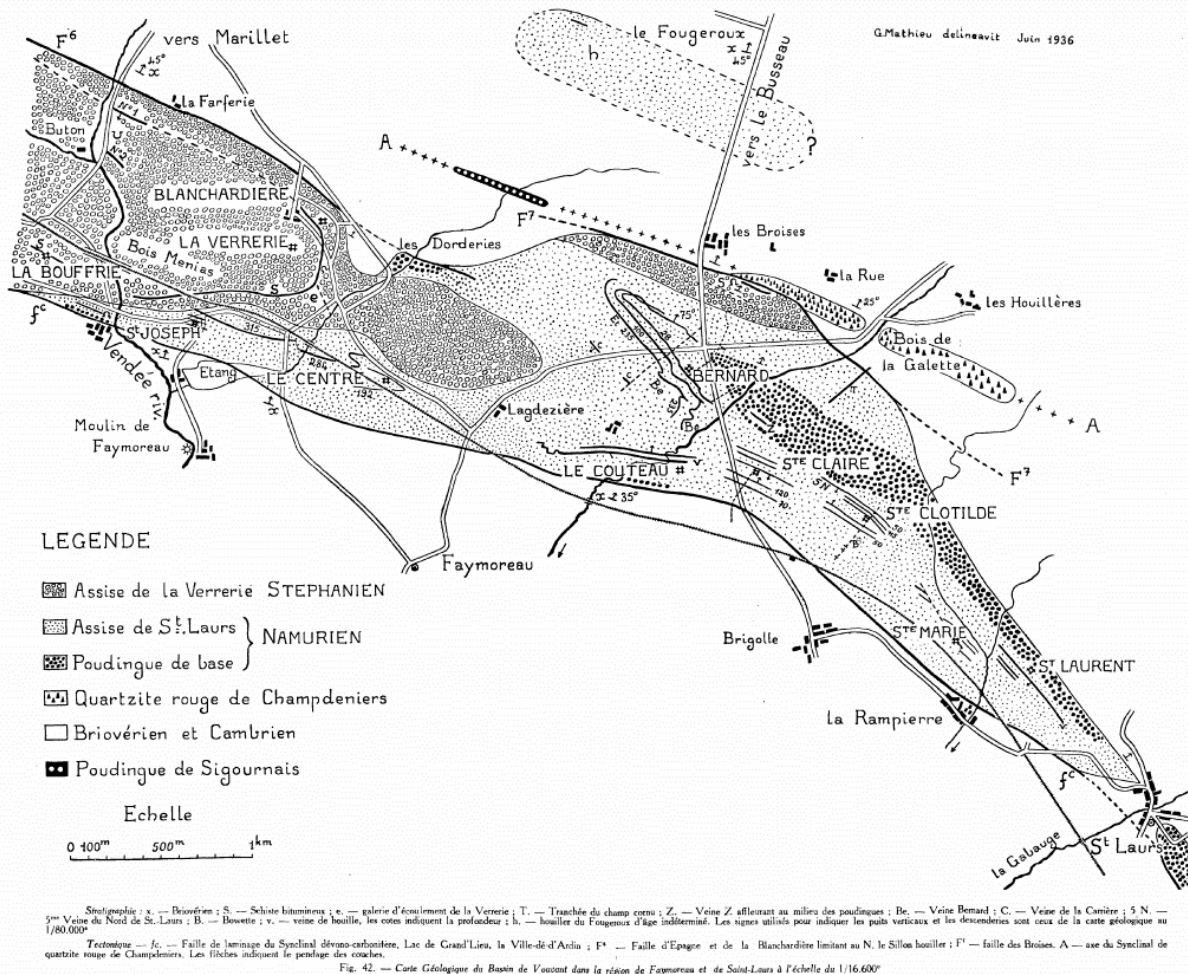


**Figure 22 : Coupe transversale du Bassin de Faymoreau au niveau de la tranchée SNCF de la Verrerie (d'après G. Mathieu, 1937)**

**Légende :**

- RC :** Formation de Roc-Cervelle (Cambrien inférieur à moyen)
- M :** Formation de Marillet (Cambrien moyen)
- p<sup>1</sup> :** Conglomérat inférieur
- v :** Faisceau de la Verrerie
- p<sup>2</sup> :** Conglomérat supérieur
- p<sup>3</sup> :** Assises d'Épagne
- Fn :** Faille Nord du bassin
- Fs :** Faille Sud du bassin





**Figure 23 : Emplacement des principaux puits d'exploitation du charbon dans les Bassins de Faymoreau et de Saint-Laurs (G. Mathieu, 1937)**

## Synthèse sur le Houiller du Sud-Vendée (Bassins de Vouvant, de Faymoreau et de Saint-Laurs)

### Description générale (figures 22 et 23)

1- Le Namurien est représenté par l'assise de Saint-Laurs (Bassin Est de Faymoreau) avec essentiellement des conglomérats à gros galets (= poudingues) surmontés de grès.

On y a rencontré 7 couches de charbon (Puits St Laurent, Ste Clotilde, Ste Marie et Ste Claire).

L'allure de ces couches est nettement synclinale avec un pendage très accentué voisin de 75°.

L'exploitation de cette assise a été abandonnée en 1916.

2- Le Westphalien est absent. Il y a discordance angulaire entre le Namurien et le Stéphanien.

3- Le Stéphanien correspond aux assises de la Verrerie (Bassin de Faymoreau) et d'Épagne (Bassin de Vouvant).

➤ Le faisceau de la Verrerie comportait 3 veines de charbon représentant une épaisseur globale de 3 m et de 2 à 20 m de schistes bitumeux à 11% de matières volatiles, encadrés par des poudingues et des grès.

Il était surtout exploité par les puits de la Verrerie et de la Blanchardière ainsi que les galeries Buton 1 et 2.

L'allure générale des couches est celle d'un vaste synclinal en discordance sur le Namurien.

➤ L'assise d'Épagne comportait une veine principale, celle de Bonneraie (1 m d'anthracite) et 3 couches moins importantes exploitées au puits St Michel (Saint-Maurice-des-Noues) fermé en 1925 et dont on peut voir aujourd'hui le chevalement (voir arrêt 6).

L'allure de cette assise est également synclinale mais tronquée vers le Nord par la faille d'Épagne, d'âge Tertiaire, qui la met en contact avec l'unité cambrienne de Marillet.

### Éléments de datation

L'attribution au Namurien de la formation de Saint-Laurs est fondée sur le travail paléobotanique de G. Mathieu (1937) sur des échantillons prélevés en place (mine du Puits Bernard) et sur les déblais des anciens puits, mais aussi des empreintes conservées dans les collections (Musées de Niort et de la Roche-sur-Yon, collections des facultés de Nantes et Poitiers).

La macroflore est caractéristique du Namurien : *Sphenopteris dubuissoni*, *Sph. bermudensisiformis*, *Sph. adiantoides*, *Diplotmema dissectum*, *Rhodea hochstetteri*, *Rh. tenuis*, *Pecopteris aspera*, *Adiantes oblonguifolia*, *Archaeopteridium tschermaki*, *Lepidodendron rimosum*, *Ulodendron lycopodioides*.

Une forme de Conchostracé dulcicole (Crustacé d'eau douce voisin de la Daphnie actuelle), *Leaia tricarinata* var. *minina*, a été également récoltée par G. Mathieu sur le terril de Sainte-Clotilde.

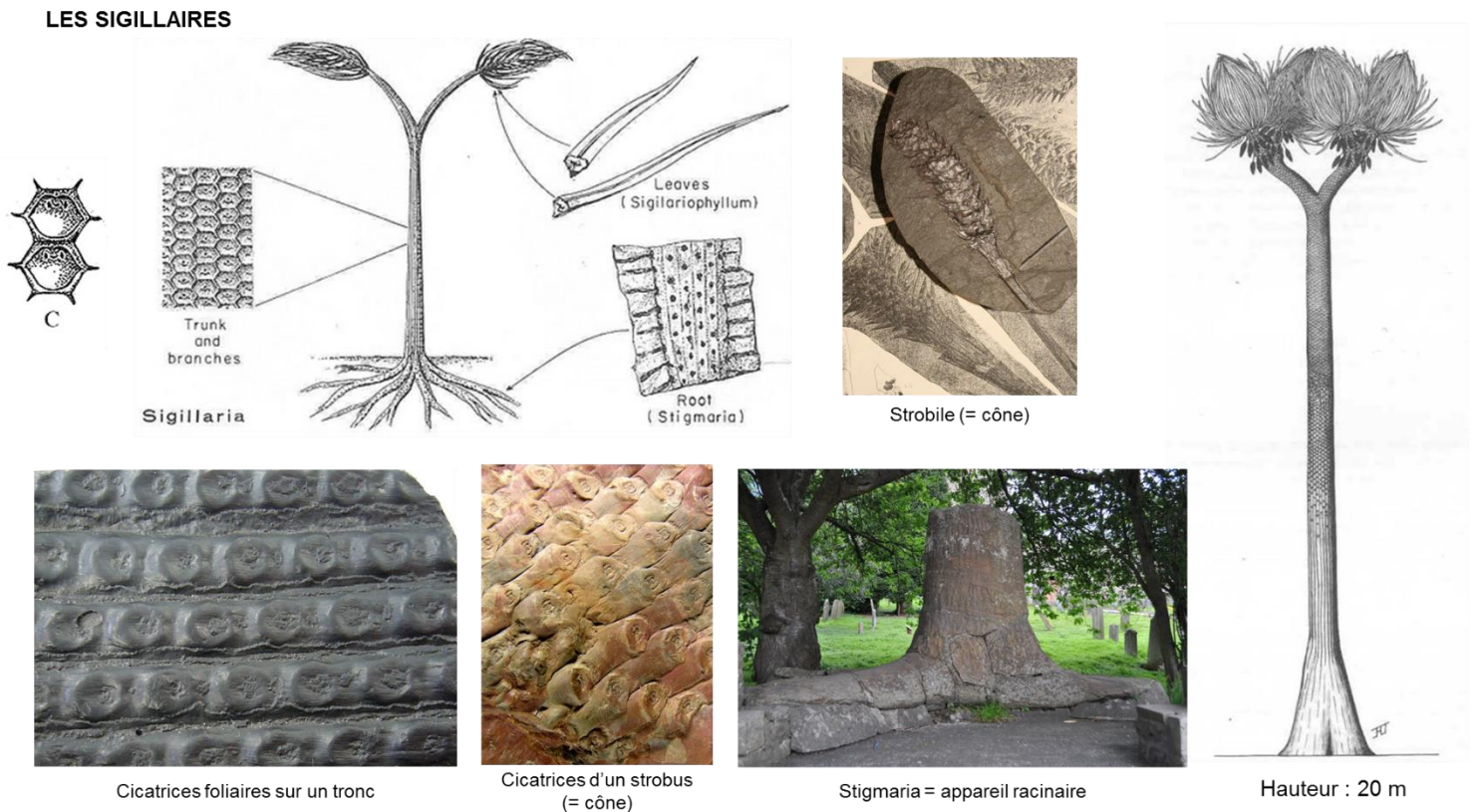


De la même façon, la macroflore de la « Formation de la Verrerie » a permis de dater cette dernière du Stéphanien.

Le toit de la veine Verrerie a notamment livré les formes suivantes : *Odontopteris reichi*, *Sigillaria candollei*, *Sigillaria rugosa* (collection du musée de Niort).

Dans les déblais du puits Saint-Michel, près d'Épagne, G. Mathieu a identifié des empreintes de *Sigillaria tessellata*, *S. scutellata*, *S. devreuxi*, *S. elliptica*, *Pecopteris arborescens*, *P. dentata*, *P. abbreviata*, *P. unita*, *Neuropteris planchardi* et *Callipteridium pteridium*.

Dans le Conglomérat supérieur de la Verrerie, des sédiments ont livré l'association palynologique de *Laevigatosporites vulgaris* et des genres *Florinites*, *Convolutispora*, *Lycospora*, *Calamospora*, *Raistrickia* qui confirme l'attribution au Stéphanien.



**Figure 24 : Morphologie des Sigillaires**

### Exploitation

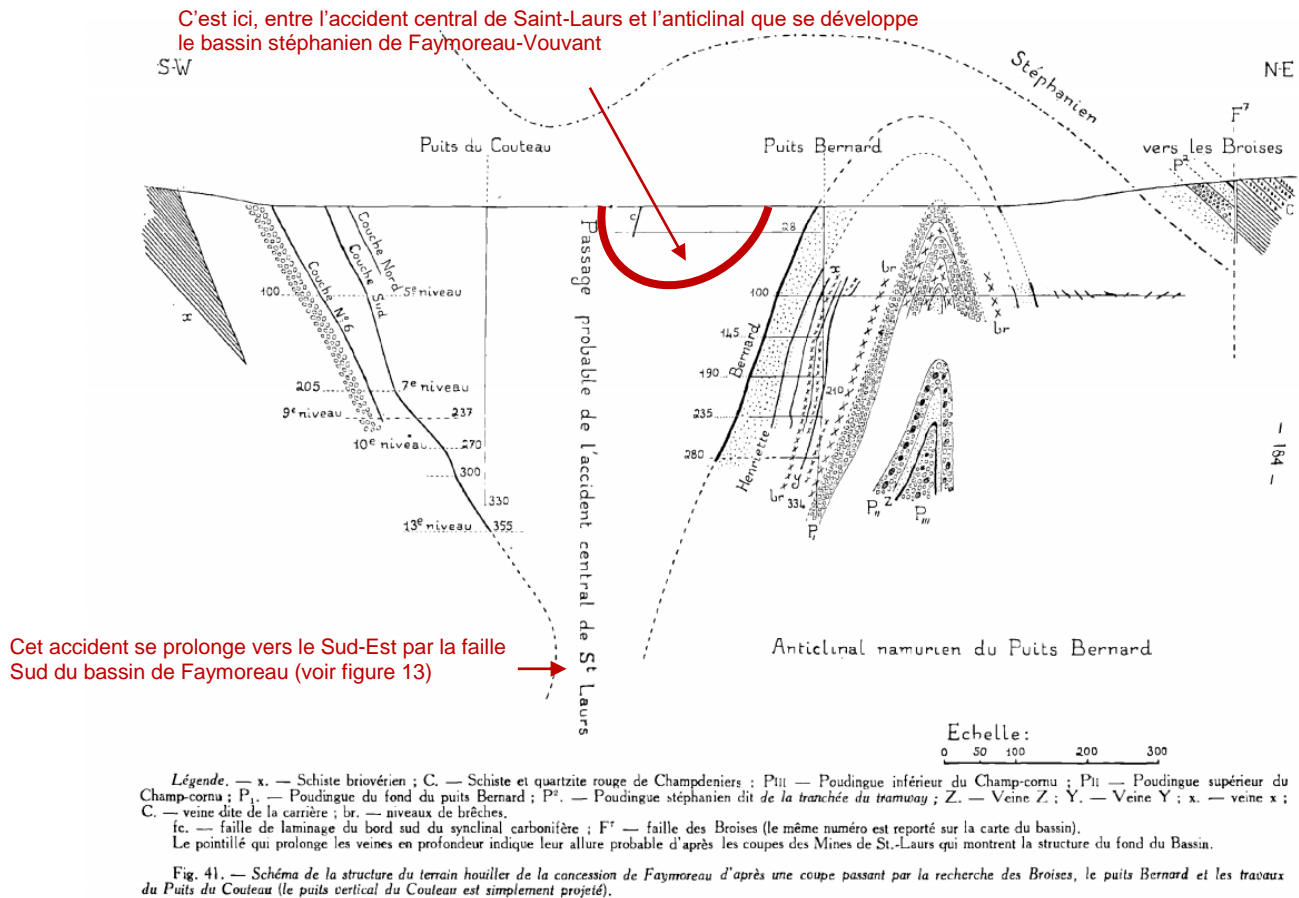
L'exploitation de la houille à Saint-Laurs et à Faymoreau a permis en particulier une intensification de l'activité chaufournière au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle, autour de Coulonges-sur-l'Autize, à Payré-sur-Vendée (voir arrêt 8) et Fougère (Béceleuf)...

Le charbon a été également utilisé pour le fonctionnement de la centrale électrique de la Cité.

### Tectonique post-Carbonifère

Tout le Carbonifère a été plissé, y compris les dépôts stéphanien des Bassins de Faymoreau et de Vouvant (figure 25).

Le bassin namurien de Saint-Laurs, déjà plissé pendant la lacune du Westphalien, est plissé une seconde fois. Il se présente maintenant sous la forme d'un synclinal pincé et faillé.



**Figure 25 : Structure du bassin namurien de Saint-Laurs (d'après G. Mathieu, 1937)**

Celui de Faymoreau-Vouvant, d'âge stéphanien, est plissé pour la première fois. Il a aujourd'hui la forme d'un synclinal cylindrique isopaque, celui de la Verrerie (arrêt 7), son cœur étant occupé par les assises d'Épagne.

Schématiquement, la plupart des failles bordières Nord et Sud et les axes des anticlinaux et synclinaux des bassins sont parallèles entre eux, de direction N120° à peu près ce qui implique une compression N30°.

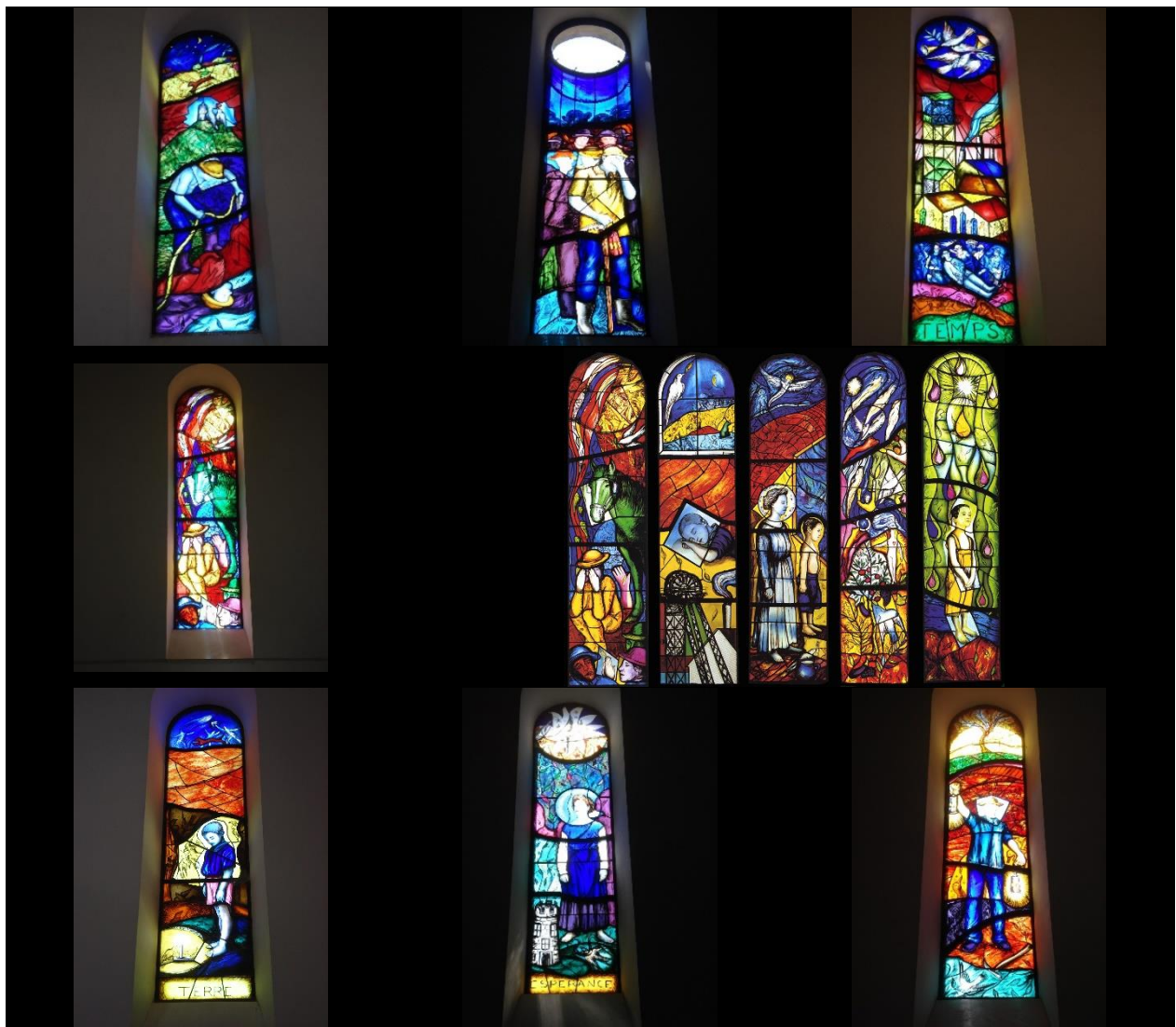


Cette compression résulte des derniers serrages de la chaîne varisque au niveau du Domaine Sud-armoricain.

Elle s'accompagne de décrochements dextres dont les plus visibles sont au niveau de la faille d'Épagne, près de la Bonneraie, et de la Blanchardière à la Verrerie.

Il est possible que cette compression, à plus grande échelle, ait pu induire une structuration positive en palmier à l'origine de failles inverses et de chevauchements.

## Arrêt 9 : Cité de la Verrerie



Les vitraux de Carmelo Zagari de la Chapelle des Mineurs -  
Cité minière de Faymoreau

## Arrêt 10 : Fours à chaux de Payré-sur-Vendée

**Calcaire exploité : Formation des « Calcaires ponctués » (J2Cp)  
Age : Bajocien - Jurassique moyen**

### ◆ Les fours à chaux



**Vue d'ensemble des fours à chaux - Fourneaux à deux niveaux**

Construit en 1859 par la Société des Houillères et Verrerie de la Vendée, cet ensemble est, de par sa structure, un des plus curieux du patrimoine chaufournier vendéen.

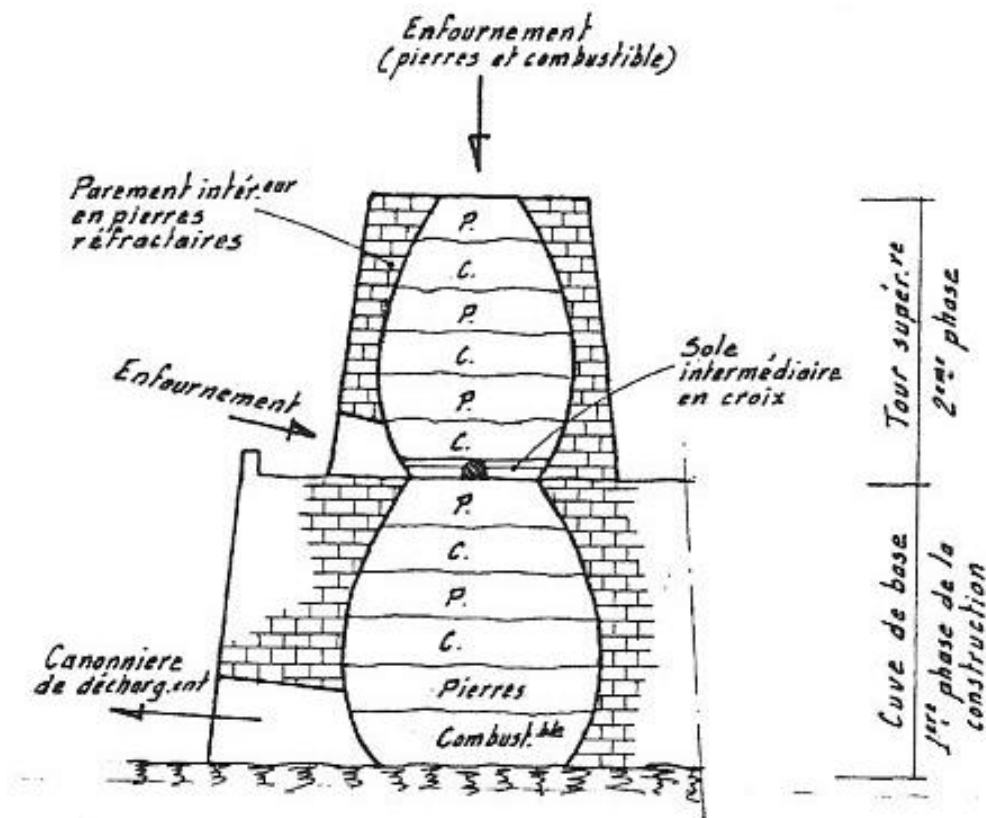
Ces fours à chaux ont été créés pour répondre à un besoin urgent d'amendement calcaire des terres du bocage.

Ses fourneaux sont à 2 niveaux : 3 cuves inférieures noyées dans un même massif dont 2 sont surmontées d'une cuve plus petite inscrite dans une tour octogonale.

Il est impossible de confirmer si les tours supérieures sont contemporaines ou postérieures à la construction du massif de base.

A hauteur de la terrasse du massif unitaire, les 2 cuves sont séparées par un croisillon en maçonnerie, sorte de sole intermédiaire ajourée qui permettait la calcination sur 2 niveaux.





Vue en coupe

Le chargement des fours (combustible et pierre à calciner) s'effectuait :

- pour les cuves inférieures, à partir de la rampe côté route,
- et pour les tours par la rampe, visible sur la droite, prolongée par une structure (voir photo suivante) permettant l'alimentation par wagonnets à partir de la carrière située en arrière.

A noter la présence d'une cheminée et de 2 pans de murs qui sont les seuls vestiges du local technique abritant une machine à vapeur actionnant un treuil pour tracter les wagonnets.

Les fours à chaux ont cessé de fonctionner dans les années 1914-1915.

Ils sont inscrits à l'inventaire des monuments historiques.



**Vue d'ensemble des fours à chaux avec leur rampe d'alimentation**

◆ **Les carrières**

Elles ont été ouvertes dans la Formation des « Calcaires ponctués » du Bajocien (Jurassique moyen).

On est ici dans la partie tout à fait supérieure du Bajocien avec 6 à 7 m de calcaire blanc grenu, à ponctuations rousses, pauvre en fossiles.

Nous n'y avons trouvé qu'un rostre de Bélemnite !





**Front des anciennes carrières**





**Détail**



Le fameux « banc pourri » des anciens auteurs, marqueur de la limite Bajocien-Bathonien, a été signalé au-dessus, en haut des fours à chaux.

Ce niveau repère correspond partout dans les bassins européens à un intervalle transgressif, pétris de fossiles phosphatés, notamment des ammonites : *Parkinsonia cf. dorni*, *P. fretensis*, *Morphoceras multiforme*, *M. pseudoanceps*, *Zigzagiceras zigzag*, *Z. crassizigzag*, *Lobosphinctes subprocerus*, *Oxycerites*, *Strigoceras*, associées à des Bélemnites, Gastéropodes, Bivalves (*Pholadomya*) et nombreux Brachiopodes (*Sphaeridothyris sphaeroidalis*, *Ptyctothyris niortensis*, *Sphenorhynchia bugaysiaca*, *Cererithyris aff. bihinensis...*).

A Payré, il se présente sous un faciès beaucoup plus carbonaté.

# Synthèse : Chronologie des événements

## Arrêt 5 : La Formation de Roc-Cervelle (Cambrien inférieur à moyen)

D'un point de vue paléogéographique, la Formation cambrienne de Roc-Cervelle s'est déposée dans un bassin subsident en extension où se manifestait un volcanisme bi-modal à la fois acide (rhyolitique) et basique (doléritique).

**Cette extension se poursuivra pendant tout le Cambrien supérieur avec la « Formation de Bourgneuf » et au Trémadocien (début de l'Ordovicien) avec « les Rhyolites et Ignimbrites de la Châtaigneraie » qui sont le signe d'une fracturation, d'une déchirure continentale (= rifting) en cours.**

## Arrêt 4 : Mervent

Le protolithe de l'« Orthogneiss de Mervent » a également été daté du Trémadocien. Sa mise en place illustre également la distension de tout le Domaine central vendéen.

Pour être précis, cette distension et le magmatisme associé se sont aussi manifestés dans le Bas-Bocage vendéen avec :

- les rhyolites de Sauveterre visibles sur le littoral (Cambrien supérieur),
- les rhyolites d'Olonne-sur-mer, du Château d'Olonne, de Talmont accompagnées de filons de dolérite (Trémadocien),
- les « Porphyroïdes » de La Sauzaie, de La Chapelle-Hermier et de Mareuil-sur-Lay (Trémadocien :  $477 \pm 7$  Ma pour les Porphyroïdes de La Sauzaie - U/Pb sur zircons par BÉCHENNEC ou  $486 \pm 4$  Ma pour les Porphyroïdes de La Chapelle-Hermier - U/Pb sur zircons par BÉCHENNEC et COCHERIE),
- l'orthogneiss ou métagranite de l'Angle, ancien granite intrusif dans les métasédiments et les métavolcanites de l'Unité de Saint-Gilles qu'il a métamorphisés.

On pourrait également ajouter à cette liste deux autres formations :

- l'orthogneiss migmatisé de Montaigu (« Unité de Montaigu ») dont le protolithe a été daté de  $488 \pm 12$  Ma (limite Cambrien-Ordovicien),
- et les orthogneiss du « Complexe métamorphique de HP des Essarts ». Ce complexe est en effet un véritable « mélange tectonique » où l'on trouve à côté des amphibolites et des éclogites d'origine océanique, des granites qui ont subi avant le métamorphisme éclogitique de HP-BT un métamorphisme de BP-HT daté à 500 Ma environ donc du Cambrien supérieur.

L'importance de ce magmatisme que l'on peut suivre dans l'Albigeois et les Cévennes et en Espagne, en Galice avec la Formation d'Ollo de Sapo est telle que l'on peut parler d'une véritable ceinture volcanique trémadocienne. C'est en fait toute la bordure Nord du Gondwana qui est en extension. Et à force de s'étirer, sa croûte continentale va finir par se « déchirer » (rifting) et



conduire à l'accrétion océanique. L'Océan Centralien va se former et du Gondwana, une microplaque va se détacher : Armorica.

En simplifiant un peu, le « Complexe métamorphique de HP des Essarts » du Domaine Les Essarts-Mervent représente aujourd'hui la relique de la croûte océanique de cet Océan Centralien ; l'ensemble constitué par le Domaine central vendéen, le Domaine du Haut-Bocage et celui des Mauges sa marge Nord et l'ensemble Domaine du Bas-Bocage vendéen - Vendée littorale sa marge Sud.

### **Arrêt 2 : Pissotte**

Par la suite, l'Océan Centralien va s'élargir, certainement pendant tout le Silurien. Ont sédimenté les schistes et phtanites siluriens du « Groupe de Réaumur » dans le Bassin de Chantonnay et les Phtanites à Radiolaires et Graptolites du « Groupe de Nieul-le-Dolent » dans le Bas-Bocage. Les « Schistes de Chassenon » datés du Siluro-Dévonien représenteraient eux aussi des dépôts sédimentés dans cet océan bien qu'aucun fossile marin n'y ait été découvert.

### **Arrêt 3 : Barrage de Mervent**

Les orthogneiss qui affleurent ici, sont étroitement mêlés à des amphibolites. Ils appartiennent au « Complexe cristallophyllien d'Albert » que l'on peut assimiler à l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers ».

Ces orthogneiss et amphibolites n'ont pas été datés.

Mais il est très probable que les amphibolites (basaltes de bassin avant-arc ou d'arc métamorphisés) soient dévoniennes car de même chimisme que les basaltes du bassin arrière-arc de la Meilleraie d'âge dévonien moyen à peu près certain.

Quant aux orthogneiss d'Albert, leurs protolithes granitiques pourraient être, sans aucune certitude, d'âge cambrien supérieur ou ordovicien inférieur comme ceux du « Complexe cristallophyllien de Mervent ». Ils pourraient alors représenter le soubassement sur lequel se sont établis le bassin avant-arc et l'arc volcanique de l'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers ».

Au barrage de Mervent, aux carrières de la Joletière et d'Albert, on aurait donc des marqueurs de la disparition de l'Océan Centralien par subduction avec l'individualisation d'un ensemble bassin avant-arc - arc.

Les éclogites sont absentes dans la région de Fontenay-le-Comte. Sont-elles présentes sous les Orthogneiss de Mervent et la Formation de Roc Cervelle qui ont été déversés vers le S-SO et sont venus chevaucher le Domaine Ouest-vendéen (« Schistes de Chassenon ») ?

### **Arrêts 6, 7 et 8 : Le « Houiller »**

Les chevauchements évoqués ci-dessus sont des marqueurs de la collision. Après la disparition de l'Océan Centralien par subduction vers le Nord, ses deux marges entrent en contact : sa marge Sud correspondant aujourd'hui au Bas-Bocage, autochtone relatif, et sa marge Nord au Synclinorium de Chantonnay et au Domaine des Mauges.

Cette collision se manifeste au Carbonifère inférieur par le charriage post-viséen sur le Bas-Bocage autochtone des nappes vendéennes.

L'« Unité de Saint-Martin-des-Noyers » et le « Complexe métamorphique de HP des Essarts » sont exhumés à leur tour et viennent chevaucher le Bas-Bocage et les nappes.

Enfin, le Bassin de Chantonnay, plus précisément les « Orthogneiss de Mervent » et la Formation de Roc-Cervelle, vient se placer au sommet de la pile sur le « Complexe métamorphique des Essarts ».

Ce sont tous ces chevauchements qui vont finalement générer le relief de la chaîne varisque dans le Domaine Sud-Armoricain.

Après la collision, l'orogène se relâche. Cette décompression adiabatique du Bas-Bocage est à l'origine de la formation par anatexie de tous les massifs granitiques du « Dôme anatectique du Bas-Bocage » entre 335 et 315 Ma (Viséen supérieur-Namurien inférieur).

Dans le même temps, des bassins houillers en pull-apart s'installent sur le dos du Bassin de Chantonnay dans un régime en transtension. C'est l'exemple du Bassin de Saint-Laurs qui, dès le Namurien, s'établit sur les calcaires dévoniens de la Villedé d'Ardin (79).

Puis le Houiller continue à se développer pendant le Westphalien et le Stéphanien, avec des alternances de phases compressives qui raccourcissent les bassins et plissent leurs dépôts et de phases extensives qui les élargissent.

A noter que c'est à cette même période que se met en place le Massif de Mortagne-sur-Sèvre à 313 Ma.

Les derniers grands serrages ont lieu à la fin du Stéphanien, vers 300 Ma. Tous les plans de chevauchements précédents se verticalisent entre les deux grands accidents jouant en décrochement dextre : La faille de Secondigny au Nord du Bassin de Chantonnay et le linéament de Sainte-Pazanne-Mervent. Les bassins houillers sont déformés en transpression.

La chaîne s'érodera pendant tout le Permo-Trias entre 300 et 205 Ma.

**Les arrêts 1 et 9** illustrent ensuite la transgression hettangienne sur la pénéplaine varisque puis l'installation d'une mer plus profonde au Bajocien et qui se retirera à la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (vers 145 Ma) avant de revenir avec la grande transgression cénomaniennne vers 100 Ma.

**Article de Hendrik VREKEN**

**Photographies de Jean CHAUVET, Pierre GIBAUD et Hendrik VREKEN**



## **Bibliographie**

Carte géologique de Fontenay au 1/50 000<sup>ème</sup>

Carte géologique de Luçon au 1/50 000<sup>ème</sup>

Carte géologique de Coulonges-sur-l'Autise au 1/50 000<sup>ème</sup>

P. BOUTON : « Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - partie orientale du Synclinorium de Chantonnay - Massif armoricain » - Université de Poitiers (1990).

G. GODARD : « The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, Southern Armorican Massif) : Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt ? » - « Géologie de la Vendée » - Géologie de la France n° 1-2 (2001).

J. LOUGNON et P. BRANDY : « Résultats des travaux de reconnaissance et échantillonnage de la minéralisation en barytine de la formation de base infra-liasique de Saint-Cyr-des-Gâts (Vendée) » - BRGM (1965).

G. MATHIEU : « Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne » - Lille (1937).

A. POUCKET *et al.* : « Cambrian-Early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan domains of the Variscan Belt in France : Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin » - Geoscience Frontiers (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.002>

R. WYNS : « Contribution à l'étude du Haut Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée) » - Université P. et M. Curie, Paris (1980).

Encyclopædia Universalis (2004) : article sur les bassins houillers et la sédimentation houillère de R. FEYS (BRGM).

## **Sites Internet consultés**

<http://temoindupasse.free.fr/gitologie.html>

<http://www.accueil-vendee.com/patrimoine/four-a-chaux/>

## **Avertissement !**

### **Tous les schémas suivants ne sont qu'hypothèses !**

*« 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 éparses 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 méta granite de Mervent sont difficilement corrélables avec le soubassement des formations du Synclinorium de Chantonay 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 à des centaines de kilomètres de distance au Paléozoïque inférieur et il est hasardeux de les corrélérer.*

*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.*

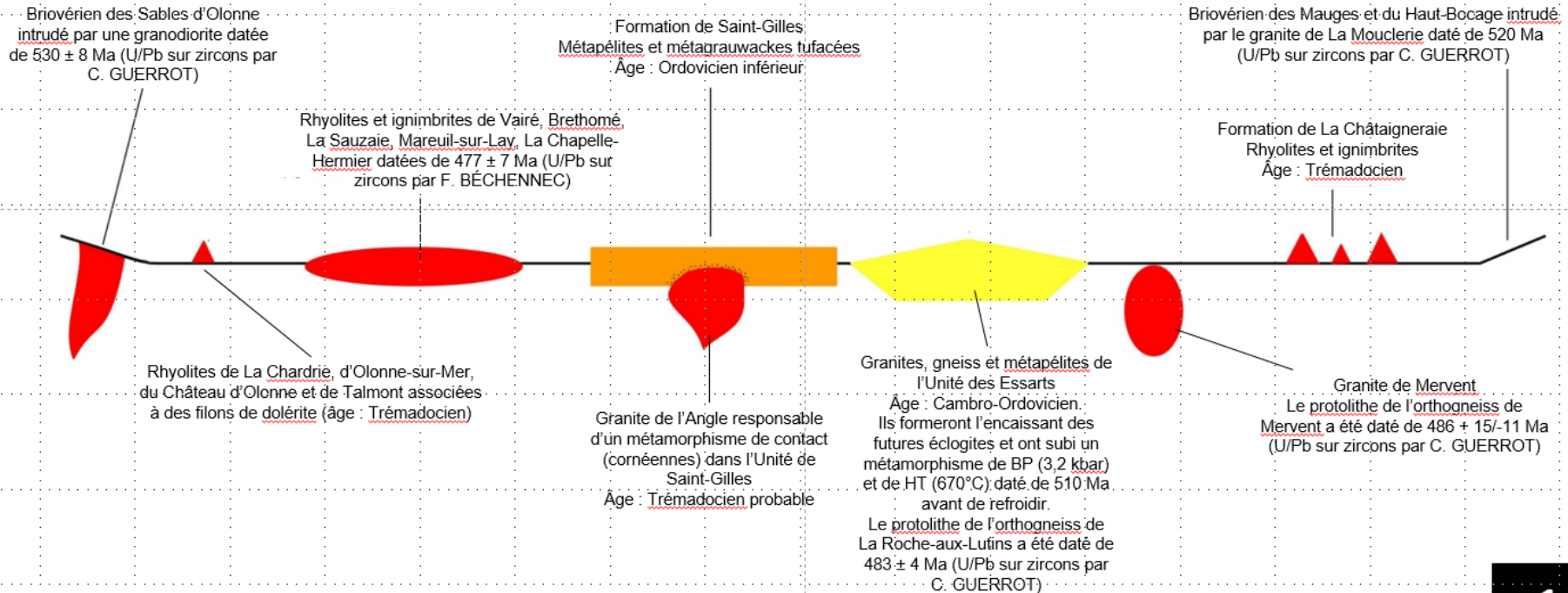
*Pour autant, ne faut-il pas tenter des reconstructions paléogéographiques ? Sans doute, car cela est utile à la réflexion, mais il faut être très lucide quant au résultat. »*

**Gaston Godard**



BORDURE NORD DU GONDWANA EN EXTENSION (du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur)

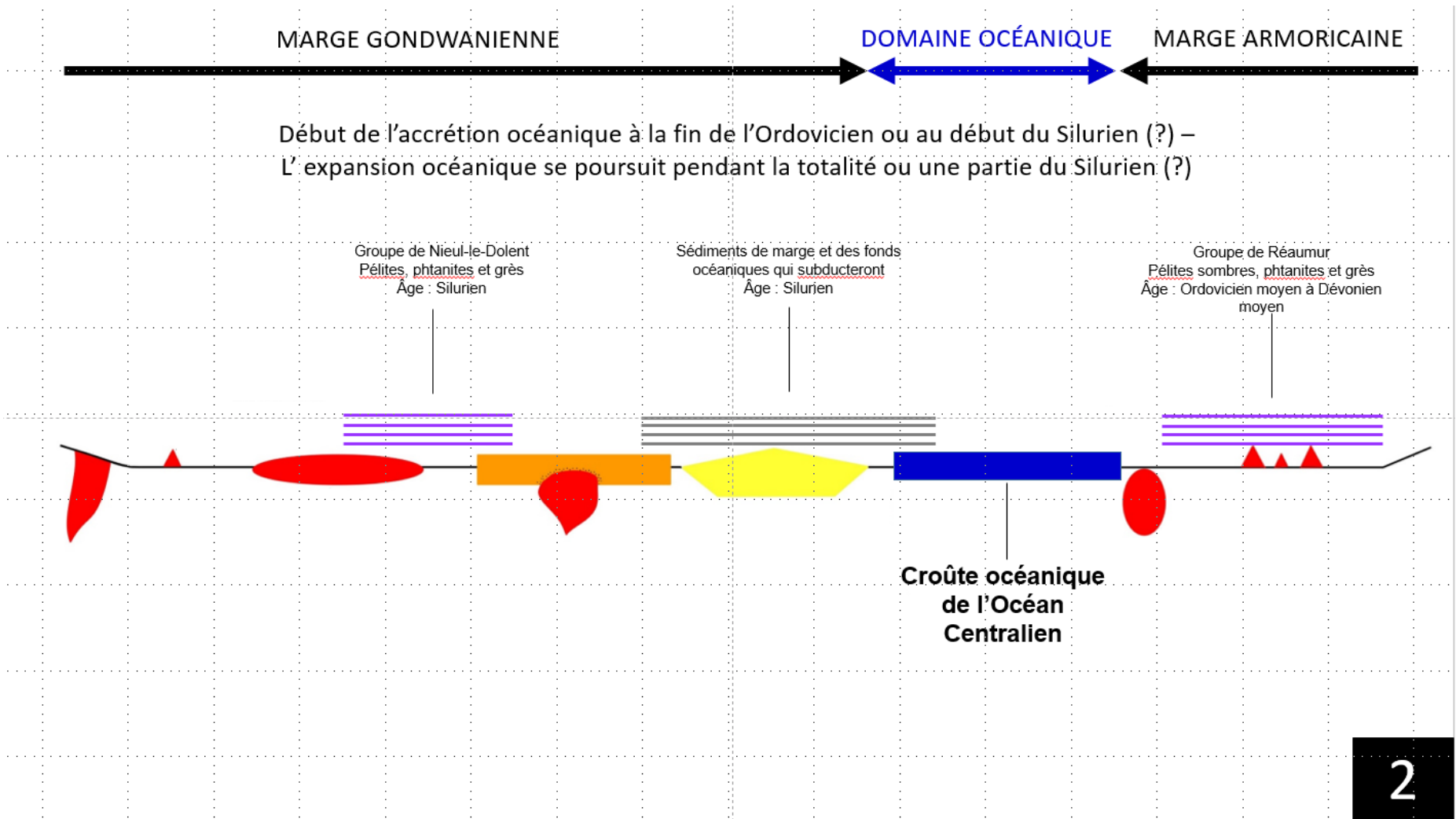
Important magmatisme bi-modal mais surtout acide (coulées rhyolitiques en surface, plutons granitiques en profondeur)



1

Hendrik VREKEN

Pour certains auteurs, le granite de l'Angle serait varisque car il recoupe **cartographiquement** l'Unité allochtone (= nappe) des « Schistes de Saint-Gilles » (voir schéma 5) et l'Unité autochtone du Bas-Bocage. Il serait alors d'âge carbonifère et peut-être contemporain des granites du Bas-Bocage.

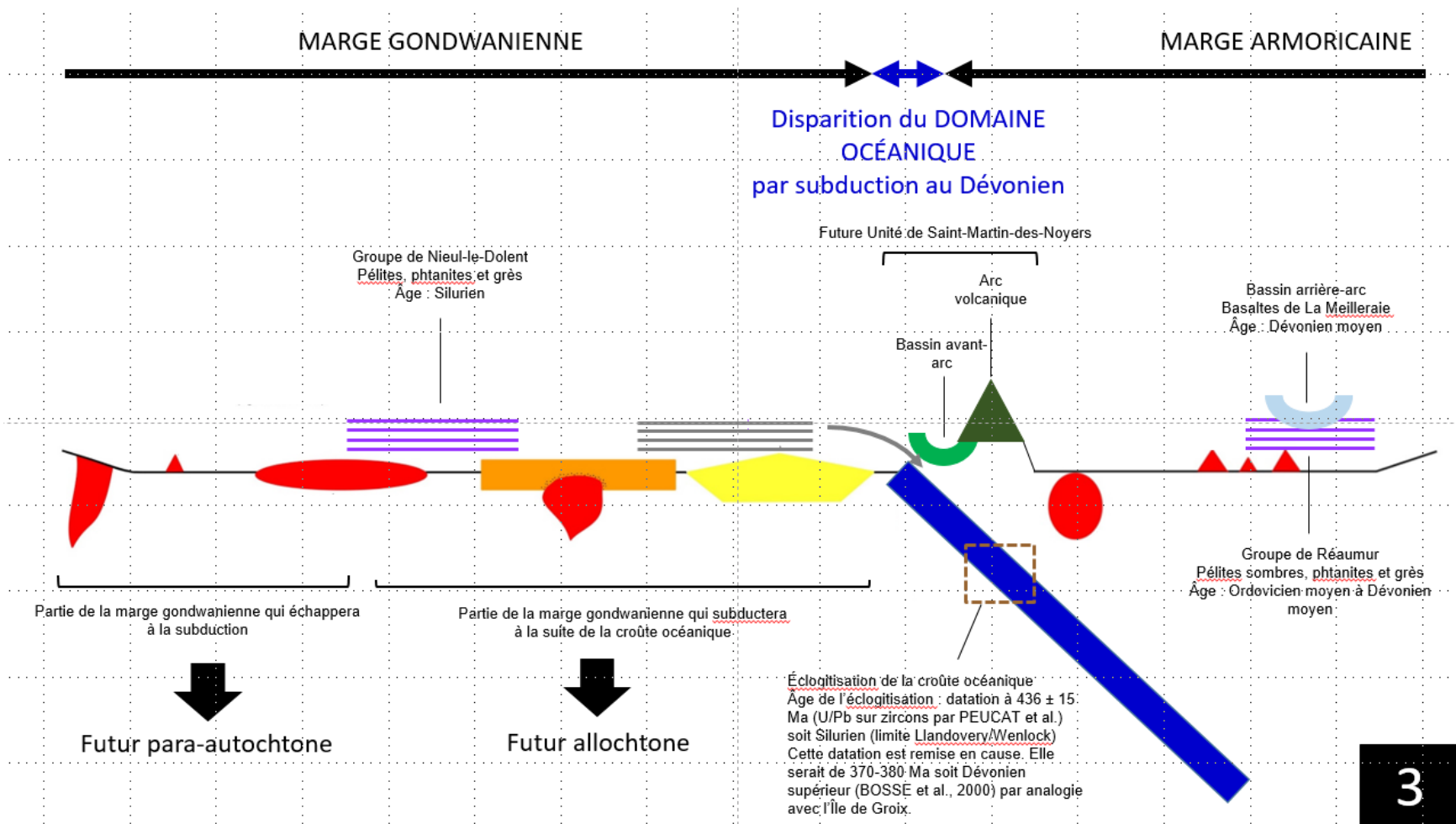


Hendrik VREKEN

L'Océan Centralien a reçu bien d'autres dénominations :  
 Océan du Massif Central, Océan de Galice-Massif central, Océan Sud-Armoricain... !  
 Il n'y a pas unanimité sur l'estimation de sa largeur.

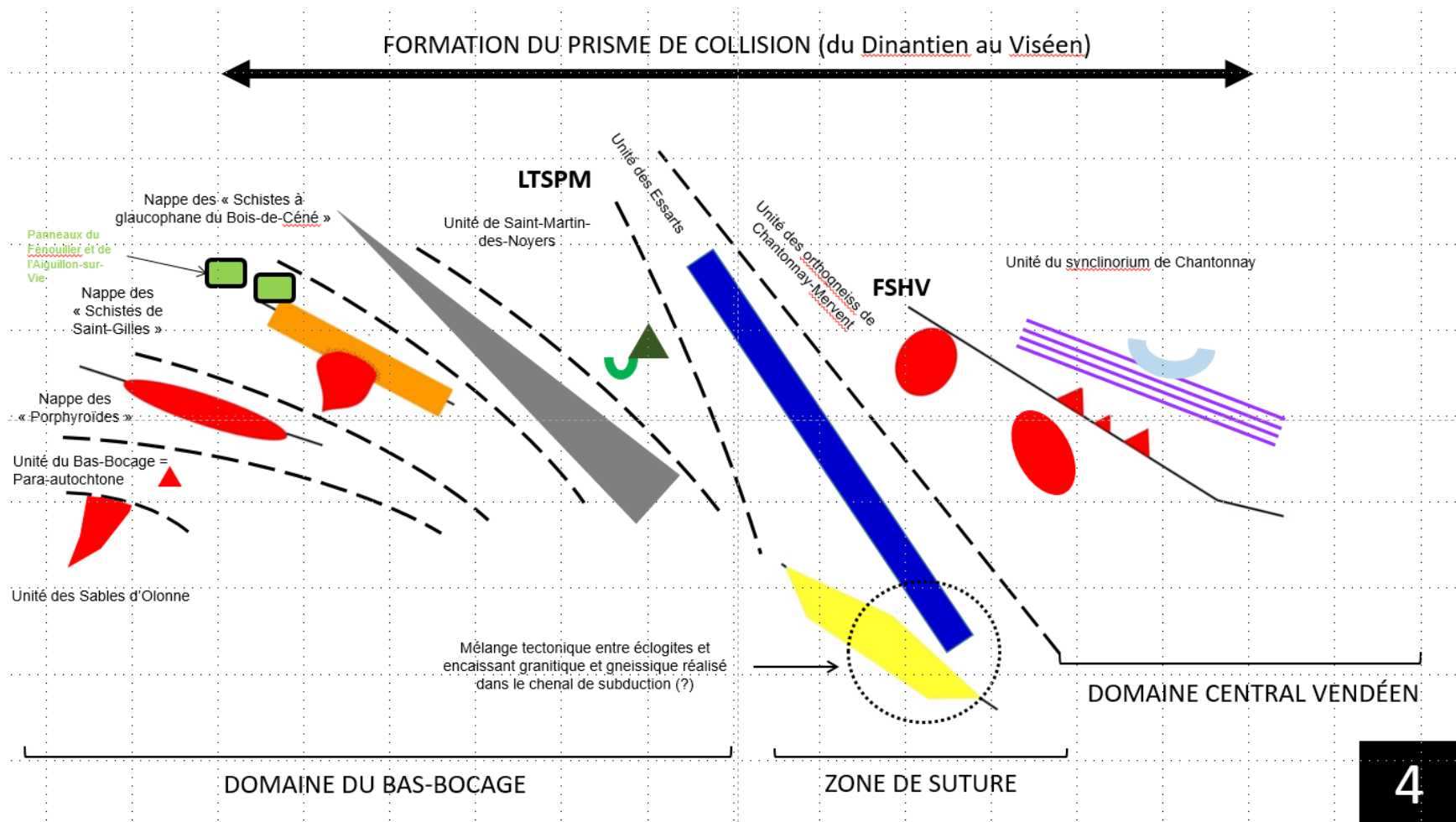
**Conséquence :** Si cet océan a eu une grande extension, sa croûte océanique était épaisse et froide loin de la dorsale et a pu subducter





Hendrik VREKEN

Certains géologues réfutent l'existence d'un système bassin avant-arc/arc volcanique/bassin arrière-arc. Le métamorphisme éclogitique a été daté à 380-370 Ma sur l'Île de Groix. Mais qu'en est-il en Vendée ?

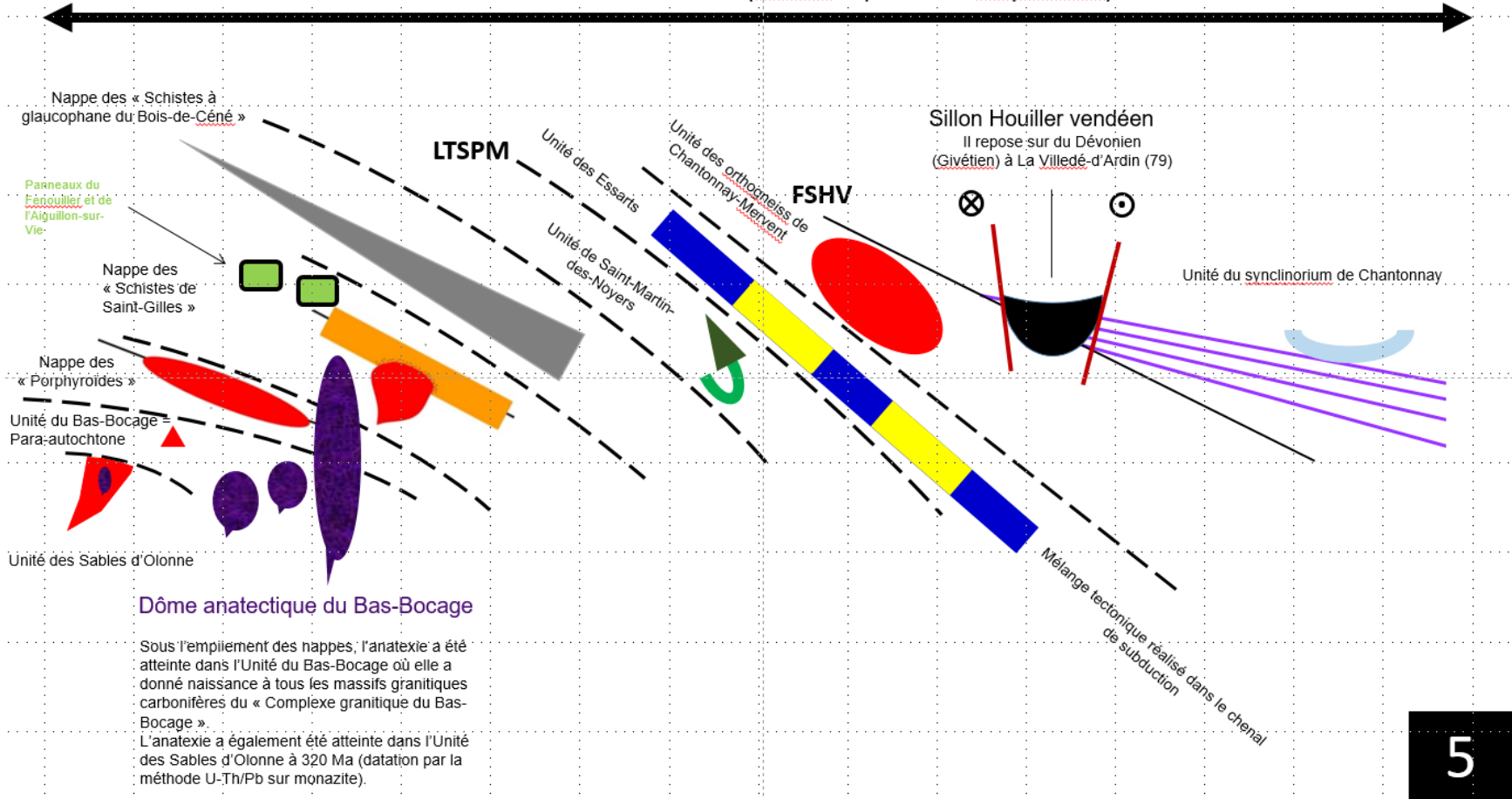


Hendrik VREKEN

La position particulière de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers entre la nappe des « Schistes à glaucophane du Bois-de-Céné » à l'Ouest et l'Unité de HP des Essarts à l'Est n'a rien d'extraordinaire, l'exhumation d'une croûte océanique (ici l'Unité des Essarts) ne se faisant pas obligatoirement par le même chemin que celui de la subduction.

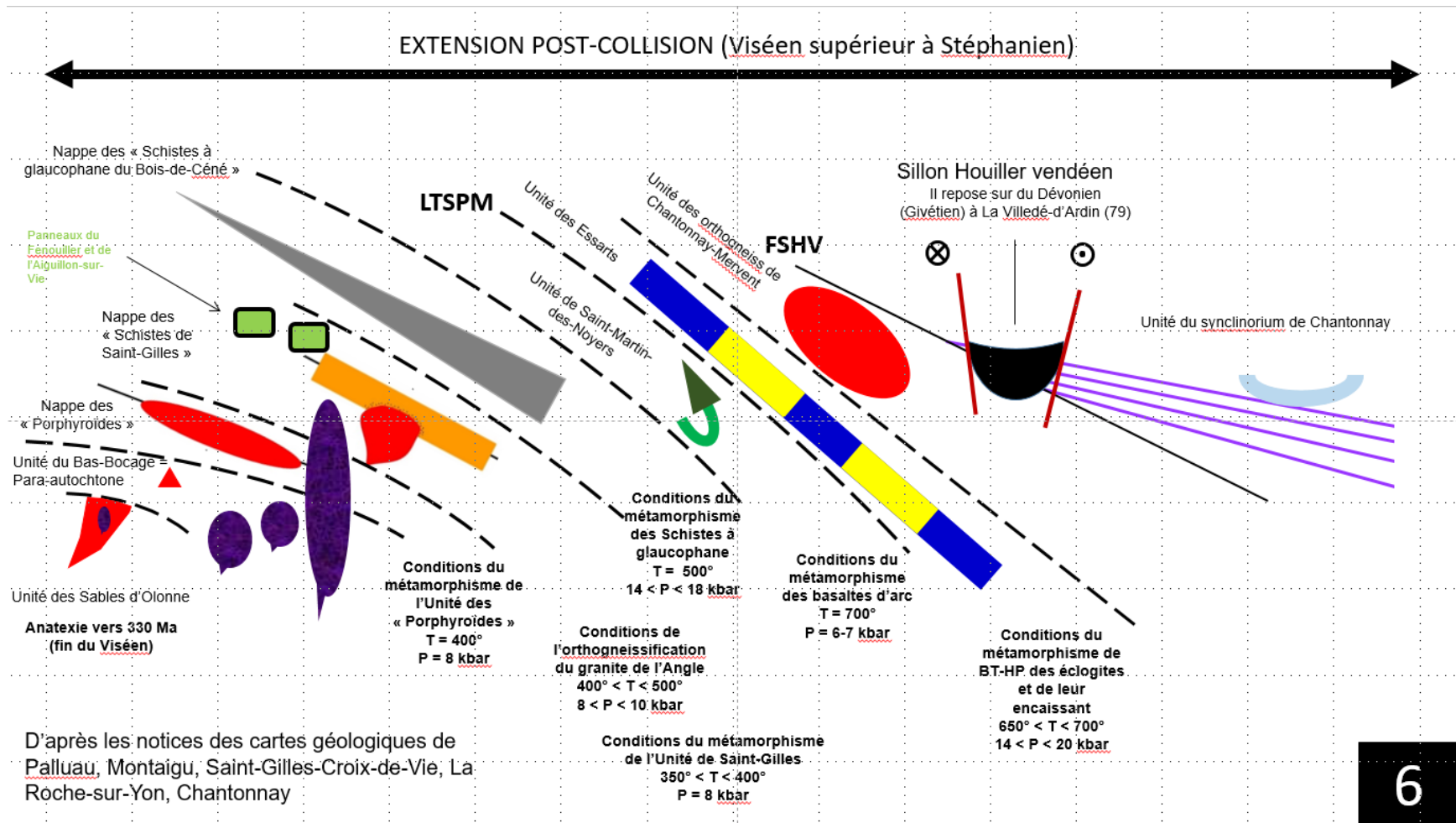


EXTENSION POST-COLLISION (Viséen supérieur à Stéphanien)



Hendrik VREKEN

Le granite de l'Angle a pu se mettre en place à cette période. Il serait dans ce cas plus ou moins contemporains des granites du Bas-Bocage.



Hendrik VREKEN

Toutes les données sur les conditions de métamorphisme ont été tirées des notices des cartes géologiques de Palluau, Montaigu, Saint-Gilles-Croix-de-Vie, La Roche-sur-Yon et Chantonnay. Beaucoup de ces déterminations ont été faites en utilisant le « baromètre » phengitique. Selon certains auteurs, la validité de ce baromètre serait à revoir, les pressions semblant surévaluées.