



Figure de slump - Vue rapprochée

2 - Déformation

Stratification et schistosité de flux S_1 sont confondues. Les couches sont plissées par des plis P_2 d'axe NO-SE ($N 130^\circ$) associés à une schistosité de plan axial S_2 de type crénulation dans les argilites et de type laminage de flancs de plis dans les grès. Les plis P_2 sont déversés vers le SO, leur charnière est épaissie et leur axe souvent courbe. Ils s'accompagnent de recristallisation de quartz et de séricite.



Schistosité de crénulation

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

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

Âge : Stéphanien supérieur

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



Le chevalement en béton du puits Saint-Michel

Dans l'industrie minière, le chevalement est la structure qui sert à descendre et remonter les mineurs, ainsi que le minerai, via une cage d'ascenseur.

2 - Le 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 empreintes de *Pecopteris* (?)



Conglomérat

3 - La sédimentation houillère

« Le charbon est une roche sédimentaire formée par l'accumulation d'une énorme quantité de débris végétaux : branches, 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 : 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 qu'on explique par le phénomène de **subsidence** : approfondissement 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. C'est la somme de ces chutes qui permet l'accumulation de milliers de mètres de sédiments dans des bassins qui n'ont jamais été très profonds. »

© Encyclopædia Universalis 2004, tous droits réservés

La cause de ces saccades est due en ce qui concerne le Houiller de Vendée à la formation de bassins en pull-apart dans un régime en extension et décrochement dextre suite à la collision entre Gondwana et Armorica.

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

Elle peut s'expliquer par les étapes suivantes :

1 - À 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 gondwanienne au Sud. La chaîne est orientée perpendiculairement aux forces de compression soit NO-SE (N 120°-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 écloitisée 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.

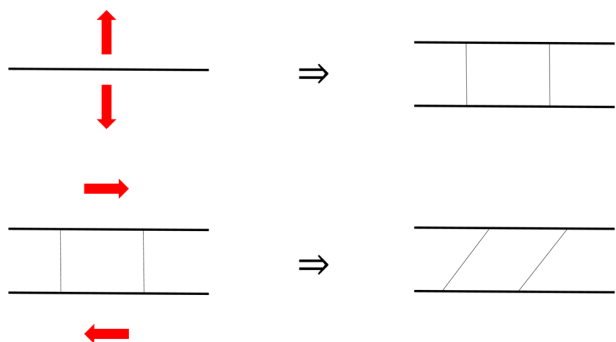
C'est elle aussi qui a permis la formation de failles normales, parallèles à la chaîne, sur le dos du synclinal de Chantonay qui est venu chevaucher le « Complexe métamorphique de HP des Essarts ».

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 7).

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

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



Schémas A et B - Distension, apparition de failles normales et formation d'un graben (schéma A, en haut) puis décrochement dextre (schéma B, en bas). Le graben se déforme, prend une forme losangique: rhombochasme

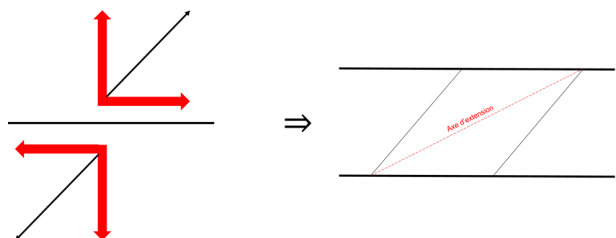


Schéma C - Distension et décrochement **synchrones** = transtension.

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

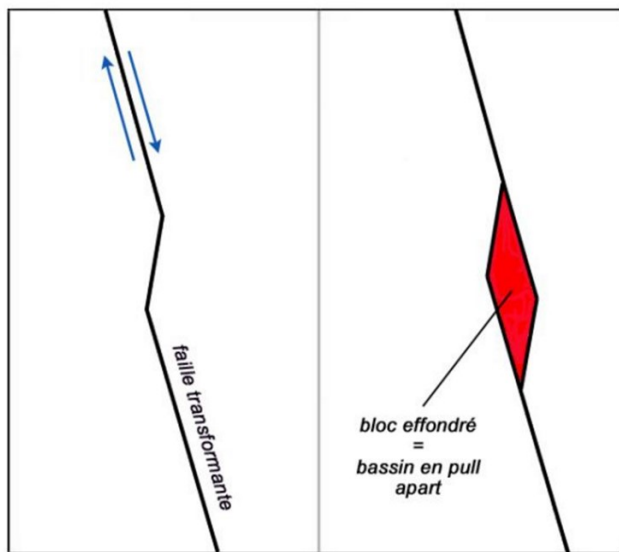


Schéma D - Autre mécanisme possible d'ouverture d'un rhombochasme ou pull-apart avec décrochement dextre

Figure 7 - Schémas explicatifs de la formation des rhombochasmes

À 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 un 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.

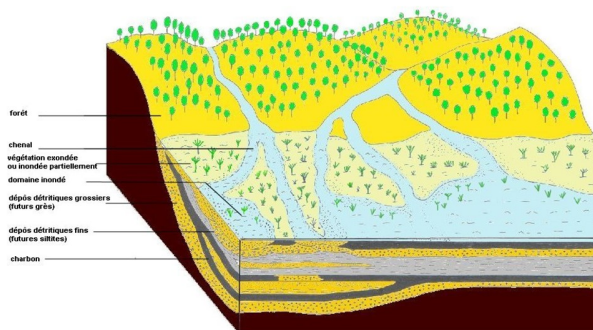


Figure 8 - Paysage du Houiller

<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

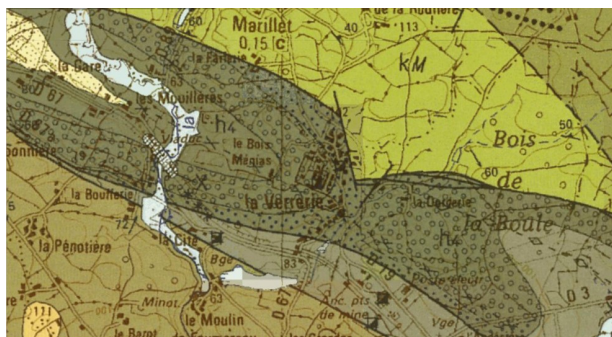
Présentation du trajet sur la carte géologique

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 le « Conglomérat intermédiaire » (100 à 200 m d'épaisseur) à conglomérats polygéniques à matrice gréseuse alternant avec des arkoses grossières à graviers, des silts à plantes et quelques niveaux charbonneux. Il surmonte lui-même 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 9).

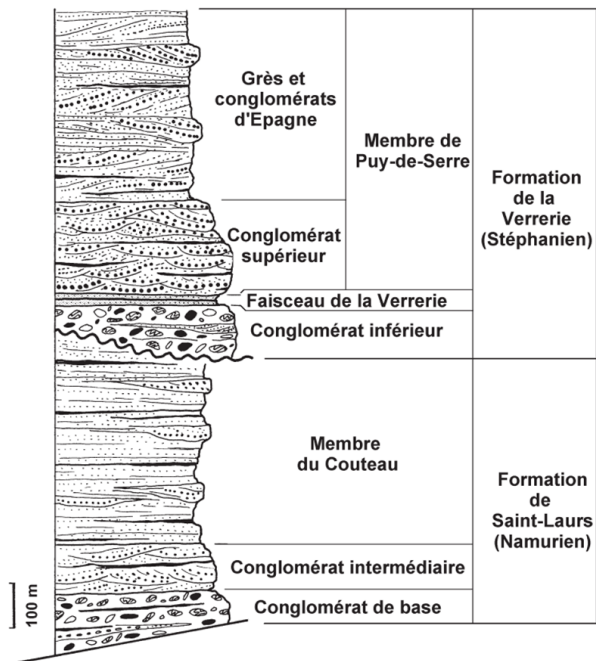


Figure 9 - Stratigraphie du Houiller du bassin de Vouvant (P. Bouton, 1990)

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 dominent.



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.

Au Namurien terminal, le bassin houiller de l'assise de Saint-Laurs devait ressembler à une prairie fluviale, sans doute marécageuse, affectée de temps en temps par 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.



Falaise du « Conglomérat inférieur »



Vue de détail du « Conglomérat inférieur » de la Formation de la Verrerie

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 grés-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 9). 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 Chantonay.

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 issus 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.

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 10).

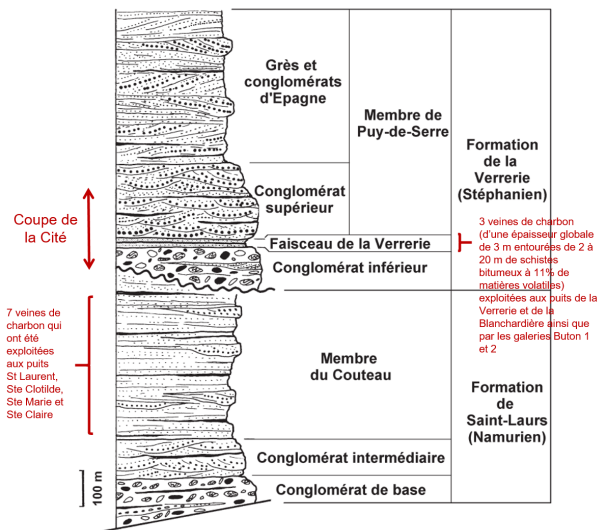


Figure 10 - Emplacement de la coupe de la Cité dans la colonne stratigraphique du Houiller du bassin de Vouvant (d'après P. Bouton, 1990)



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

• **Le « Conglomérat supérieur »**

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



Le « Conglomérat supérieur » - Vue d'ensemble

Ce sont surtout des poudingues à petits galets bien classés, d'une taille de l'ordre de 2 à 7 cm.



Galets ronds de quartz

Les galets de quartz blanc y sont majoritaires (80%) mais on trouve aussi des galets de phanite 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 ».

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'éclogite 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 (la rivière), vers Mouillères et Marillet (voir carte géologique ci-après), 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 11).

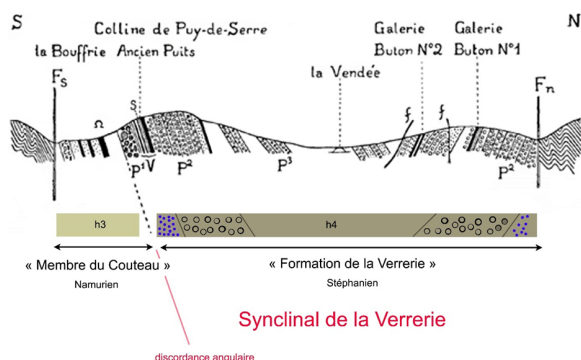
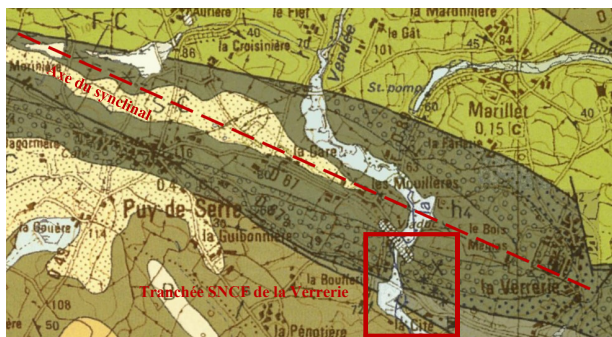


Figure 11 - Coupe transversale du Bassin de Faymoreau au niveau de la tranchée SNCF de la Verrerie (d'après G. Mathieu, 1937)

Légende de la carte et de la coupe :

- RC : Formation de Roc-Cervelle (Cambrien inférieur à moyen)
- M : Formation de Marillet (Cambrien moyen)
- p¹ : Conglomérat inférieur
- v : Faisceau de la Verrerie
- p² : Conglomérat supérieur
- p³ : Assises d'Épagne
- Fn : Faille Nord du bassin
- Fs : Faille Sud du bassin

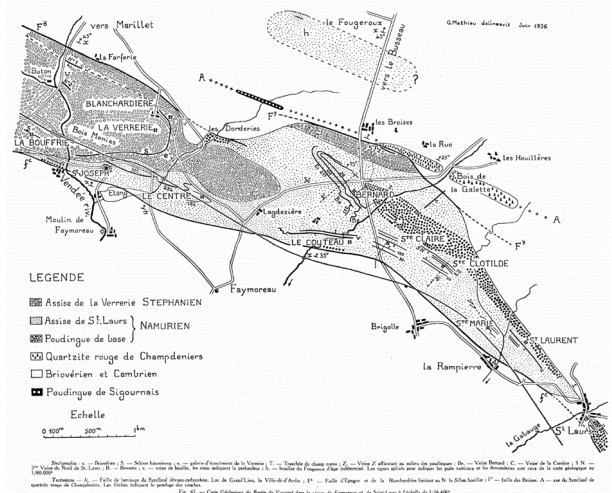


Figure 12 - Emplacement des principaux puits d'exploitation du charbon dans les Bassins de Faymoreau et de Saint-Laurs (G. Mathieu, 1937)

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

Description générale (figures 11 et 12)

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 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 en béton (voir arrêt 6).

L'allure de cette assise est également synclinale mais elle est 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*, *Rhodia hochstetteri*, *Rh. tenuis*, *Pecopteris aspera*, *Adiantes oblongifolia*, *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 terrier 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*, *Convolvitospora*, *Lycospora*, *Calamospora*, *Raistrickia* qui confirme l'attribution au Stéphanien.

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^{ème} siècle autour de Coulonges-sur-l'Autize, à Payré-sur-Vendée (voir arrêt 8) et Fougère (Béceleuf)...

Le charbon a également été 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 13).

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.

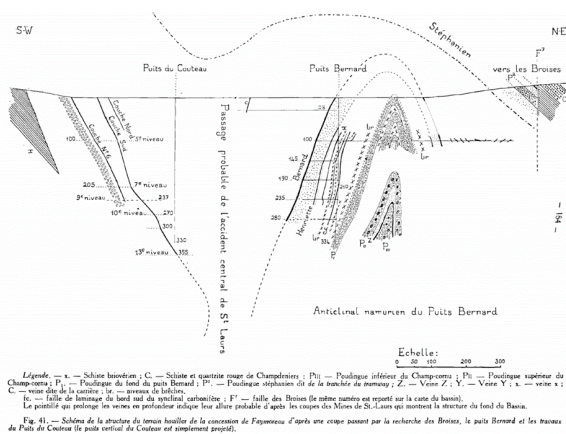


Figure 13 - Structure du bassin namurien de Saint-Laurs (d'après G. Mathieu, 1937)

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 N 120° à peu près ce qui implique une compression N 30°.

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 palmer à l'origine de failles inverses et de chevauchements.

Arrêt 9 - Cité de la Verrerie



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

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

Calcaire exploité : Formation des « Calcaires ponctués » (J2Cp)

Age : Bajocien - Jurassique moyen

1 - Les fours à chaux

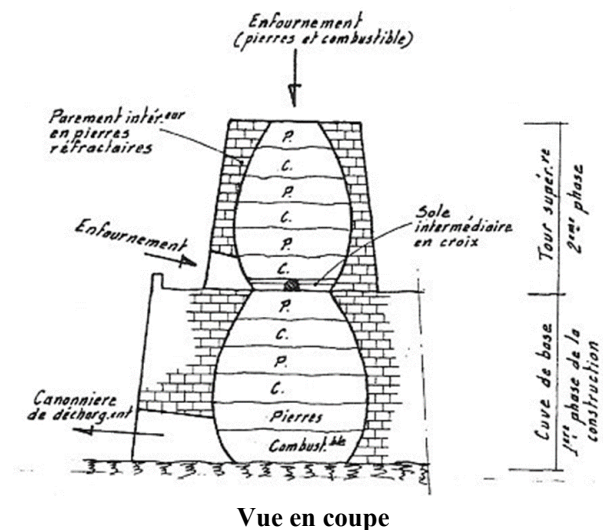


Vue d'ensemble des fours à chaux - Fourneaux à deux niveaux

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 calcaire) 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 permettant l'alimentation par wagonnets à partir de la carrière située en arrière.



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

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.

2 - 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 rouges, pauvre en fossiles.

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



Front des anciennes carrières

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, pétri 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 (*Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, *Ptyctothyris niortensis*, *Sphenorhynchia bugeysiaca*, *Cererithyris aff. bihinensis*...).

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

Synthèse - Chronologie des événements

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

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.

Mervent - Arrêt 4

Le protolithe de l'« Orthogneiss de Mervent » a 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 ± 7 Ma pour les Porphyroïdes de La Sauzaie - U/Pb sur zircons par BÉCHENNEC ou 486 ± 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 métamorphosés.

On pourrait également ajouter à cette liste deux autres formations :

- l'orthogneiss migmatité de Montaigu (« Unité de Montaigu ») dont le protolithe a été daté de 488 ± 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.

Pissotte - Arrêt 2

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 Chantonay 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.

Barrage de Mervent - Arrêt 3

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 métamorphosés) 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 ») ?

Le « Houiller » - Arrêts 6, 7 et 8

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 Chantonay 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.

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

Enfin, le Bassin de Chantonay, 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 Chantonay 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

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).

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Fontenay-le-Comte - BRGM

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Luçon - BRGM

Notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de Coulonges-sur-l'Autise - BRGM

Sites Internet consultés

<http://temoindupasse.free.fr/gitologie.html>
<http://www.accueil-vendee.com/patrimoine/four-a-chaux/>

Sortie géologique en Baie de Saint-Brieuc

« L'Unité géologique de Saint-Brieuc »

Week-end du 17-18 septembre 2016

**sous la direction de Yves Cyrille, géologue,
Directeur de la Maison des Minéraux de Crozon (29)**



Yves Cyrille

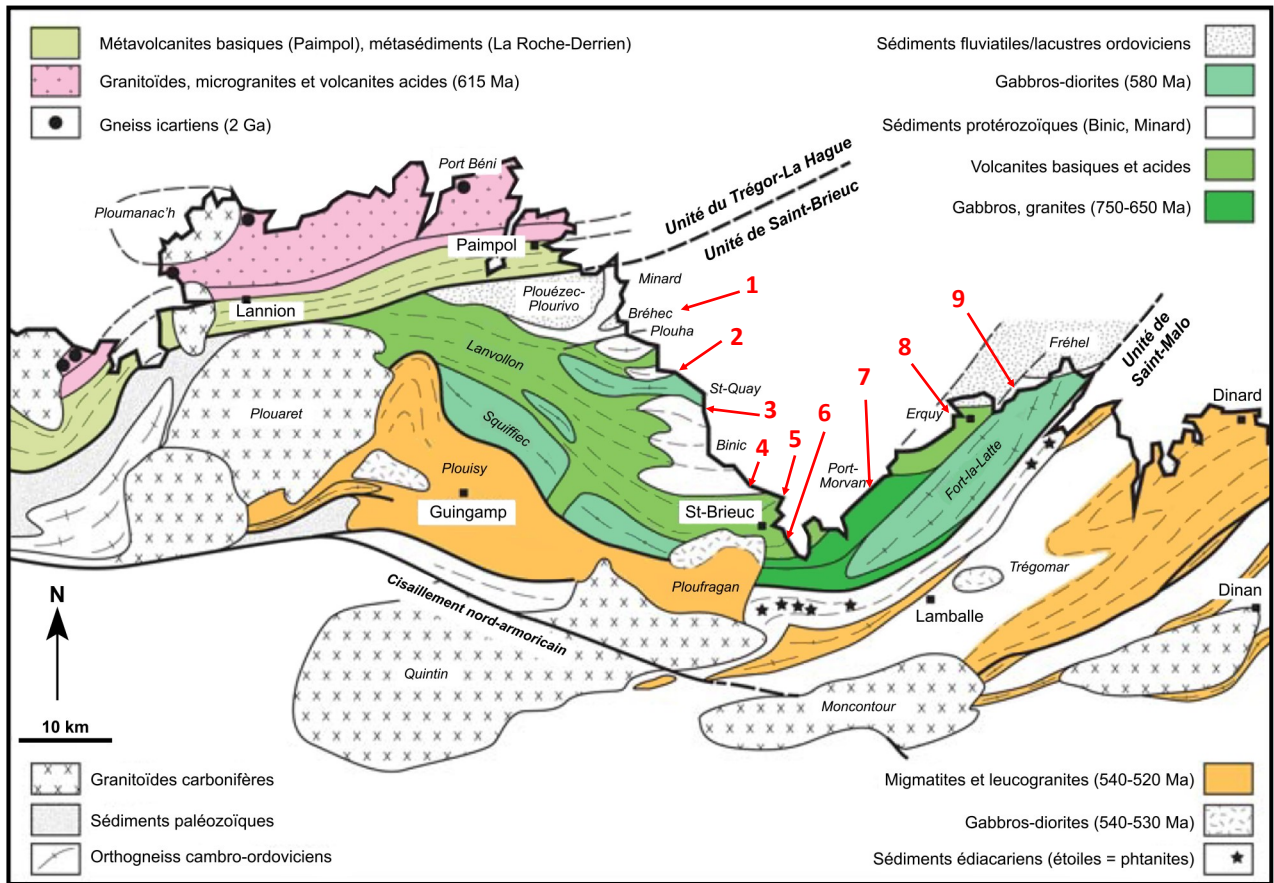


Figure A - Localisation des arrêts de 1 à 9 en Baie de Saint-Brieuc
(Fond de carte de M. Ballèvre)

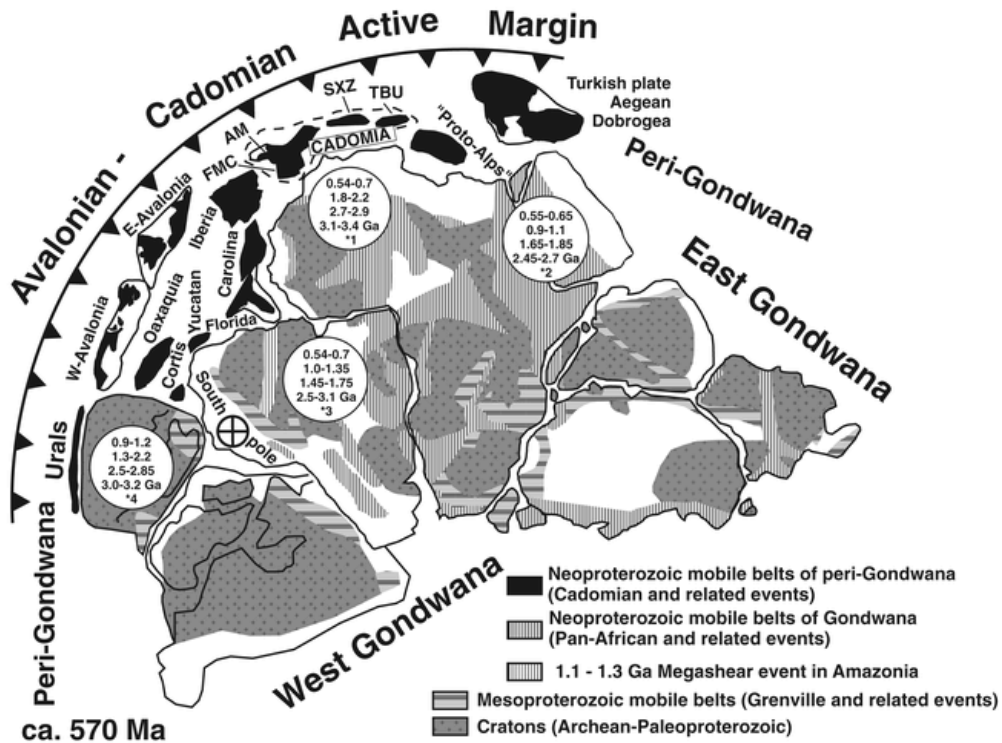


Figure B - La chaîne panafricaine

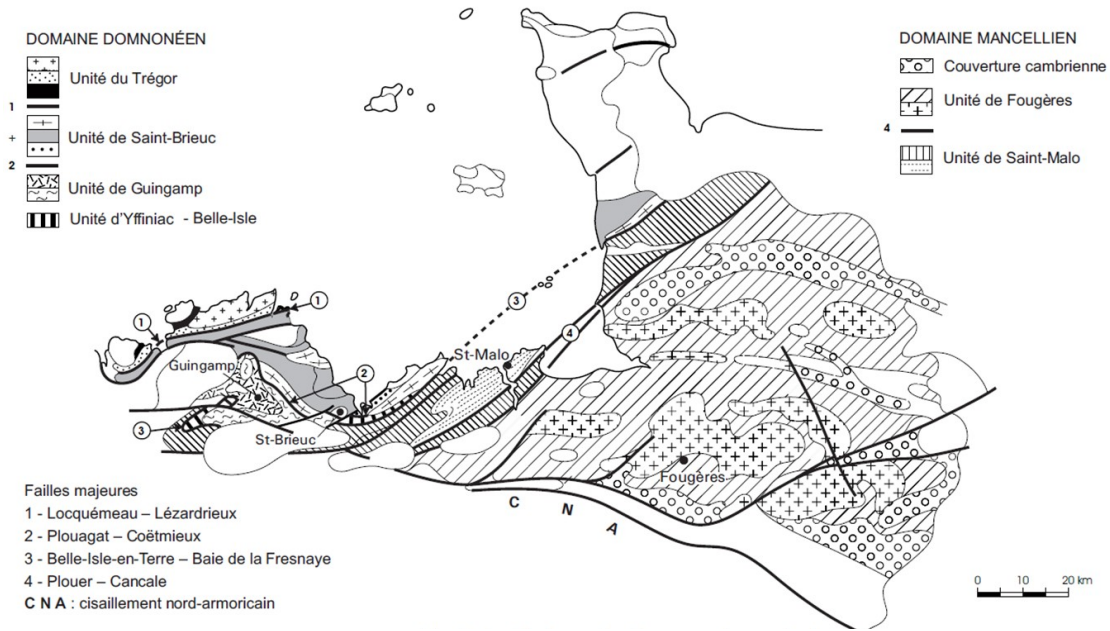


Figure C - La chaîne cadomienne Nord-armoricaine, segment de la chaîne panafricaine

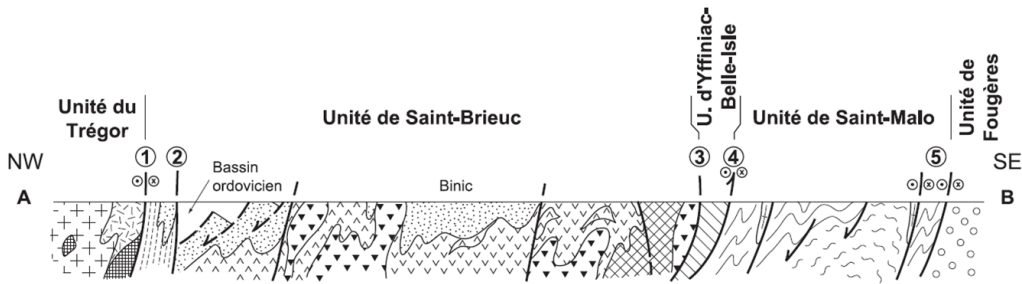


Figure D - Coupe schématique au travers du domaine cadomien Nord-armoricain

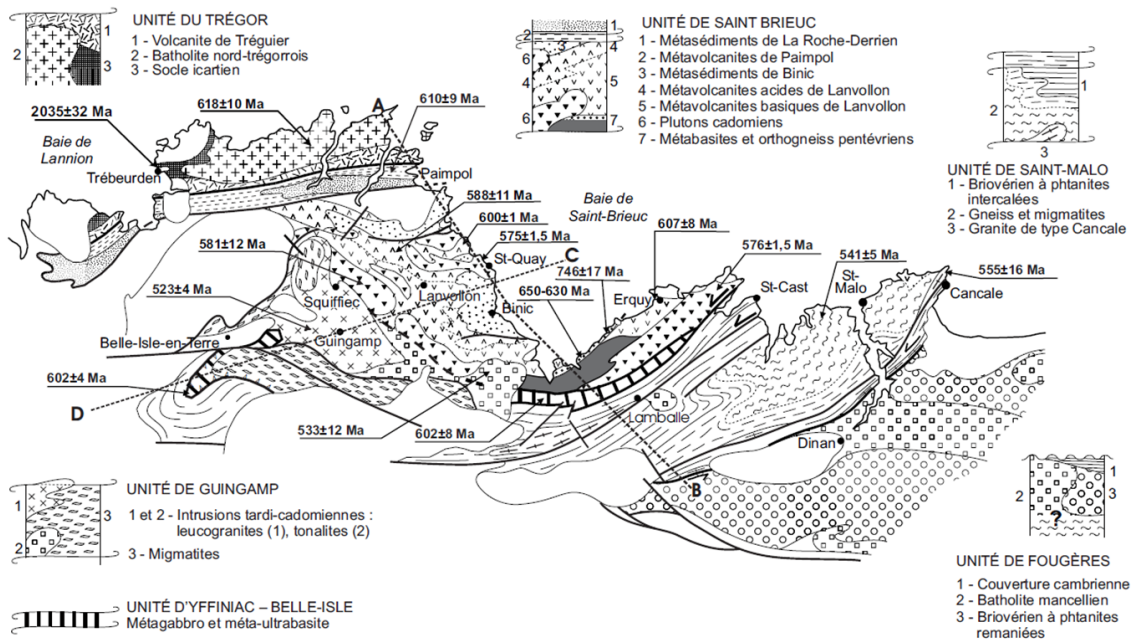


Figure E - Datations récentes de quelques roches du domaine cadomien

Introduction

Comme l'indique la carte de la figure A, tous les arrêts effectués sont localisés sur les deux rives de la Baie de Saint-Brieuc.

Et les formations, les roches que l'on y a rencontrées appartiennent toutes à la même unité géologique : l'Unité éponyme de Saint-Brieuc.

Quelques mots sur la chaîne cadomienne

Cette unité fait partie intégrante de la chaîne cadomienne Nord-armoricaine (de *Cadomus*, nom latin de Caen), segment d'une chaîne plus vaste : la chaîne panafricaine (figure B) ainsi appelée parce qu'elle a soudé à la fin du Protérozoïque (vers 540 Ma) de nombreuses terranes ou microplaques (dont Cadomia) au craton Ouest-africain.

Il s'agit par conséquent d'une très vieille chaîne de montagnes qui a permis, par accréation continentale, l'extension du craton Ouest-africain.

Cette chaîne cadomienne Nord-armoricaine comprend quatre unités majeures qui sont en allant du Nord vers le Sud-Est (figure C) :

- l'Unité du Trégor,
- l'Unité de Saint-Brieuc,
- l'Unité de Saint-Malo,
- l'Unité de Fougères,

unités séparées les unes des autres par des chevauchements associés à des décrochements (figure D) et qui possèdent toutes des roches âgées de plus de 540 Ma (figure E).

L'Unité du Trégor comprend des reliques icartiennes (2000 Ma) intrudées par des granitoïdes aux environs de 615 Ma.

L'Unité de Saint-Brieuc comporte, au-dessus d'un socle trondhjémitique (750-650 Ma), une épaisse séquence volcano-sédimentaire (610 Ma), elle-même intrudée par de nombreux plutons gabbro-dioritiques datés à environ 580 Ma.

L'Unité de Saint-Malo diffère fondamentalement des précédentes par l'absence (ou la rareté) du volcanisme basique, la nature essentiellement détritique terrigène des matériaux sédimentaires et un métamorphisme allant jusqu'à l'anatexie vers 530 Ma.

Enfin, l'Unité de Fougères est constituée de séries sédimentaires épaisses, monotones, détritiques terrigènes, dans lesquelles se sont mis en place de nombreux plutons granitiques (les « Plutons mancelliens ») aux environs de 540 Ma.

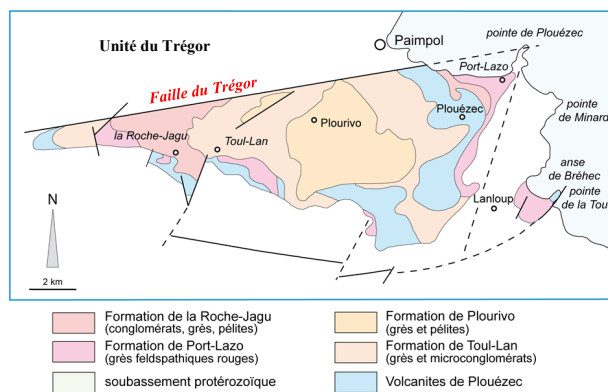
Arrêt 1 - Anse de Bréhec

Âge : Ordovicien inférieur (environ 472 Ma)

A - Le Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec

La série sédimentaire qui affleure dans l'Anse de Bréhec appartient à la Formation de Port-Lazo.

Cette formation comme celles de Plourivo, de Tou-Lan, de la Roche-Jagu ainsi que les volcanites interstratifiées de Plouézec font partie intégrante du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec (voir carte suivante).



Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec

Ce bassin est limité au Nord par la Formation spilitique (à pillows) de Paimpol de l'Unité du Trégor.

Ce sont les volcanites de Plouézec à chimisme basique ou intermédiaire (basaltes, andésites, trachy-andésites) qui ont permis de dater l'ensemble des formations du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec à 472 +/- 5 Ma (Ordovicien inférieur - Floien) par la méthode Rb-Sr sur roche totale.

Le Bassin ordovicien de Plouézec-Plourivo-Bréhec repose lui-même sur un substratum beaucoup plus vieux que lui : la Formation de La Roche-Derrien à valeur de turbidites et qui présente de nombreuses analogies avec la Formation de Binic (voir arrêt 3).

Cette formation turbiditique de La Roche-Derrien est âgée d'environ 610 Ma (Briovérien supérieur) car par endroits, elle est interstratifiée avec les spilites (basaltes) de Paimpol qui, elles, ont été datées à 610 Ma (610 +/- 9 Ma).

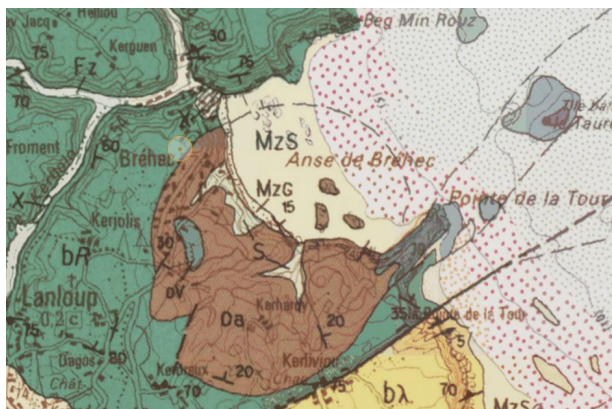
Elle affleure en particulier tout autour de l'Anse de Bréhec et semble l'isoler cartographiquement du reste du Bassin ordovicien de Plouézec-Plourivo-Bréhec (voir carte géologique suivante).

B - L'Anse de Bréhec

L'Anse de Bréhec est donc bordée au Nord, à l'Ouest et au Sud par la Formation turbiditique de La Roche-Derrien âgée de 610 Ma.

La Pointe de la Tour qui en constitue la limite Sud, prolongée en mer par l'Île du Taureau, serait constituée par une intrusion andésitique (?) de la Formation de Plouézec.





Détail de la carte géologique de Saint-Brieuc au 1/50000^{ème}

bR (vert) : Formation turbiditique de la Roche-Derrien = substratum briovérien supérieur - 610 Ma

Oa (marron) : Ordovicien inférieur (Floien) - 472 Ma

Le déplacement se fait du Nord de la plage vers le Sud en direction de la Pointe de la Tour .

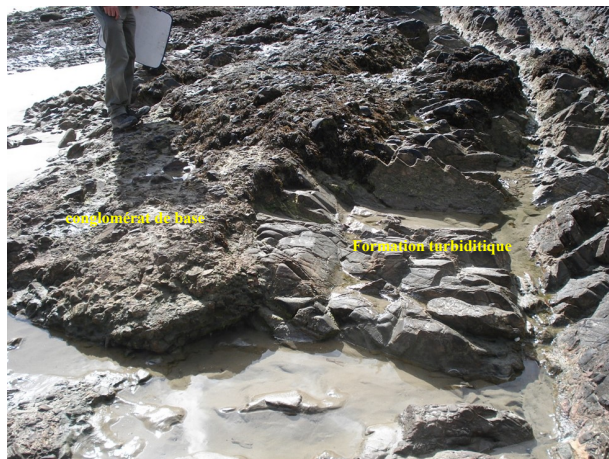
1 - On observe d'abord le contact entre les terrains ordoviciens du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec et les terrains encaissants briovériens de la Formation turbiditique de La Roche-Derrien.

La Formation turbiditique de La Roche-Derrien apparaît bien stratifiée en falaise. Les strates sont fortement pentées vers l'Est d'environ 60° et sont recouvertes en discordance angulaire, sur le haut de l'estran, par un conglomérat hétérométrique à matrice rouge lui-même stratifié et légèrement penté ici à 20° environ.



Strates fortement pentées de la Formation de La Roche-Derrien

Ce conglomérat marque la base de la série sédimentaire ordovicienne du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec.



Discordance angulaire entre le conglomérat de base ordovicien à gauche et les strates fortement pentées de la Formation de La Roche-Derrien à droite

a - La Formation de La Roche-Derrien

- Description

Il s'agit d'une formation sédimentaire détritique constituée par une alternance centimétrique à métrique de grès (wackes) en bancs durs massifs, gris-beige, et de pélites (siltites) en lits sombres.

Les dépôts gréseux dominent largement. Elle renferme également des tuffites et des débris volcaniques en proportions variables.

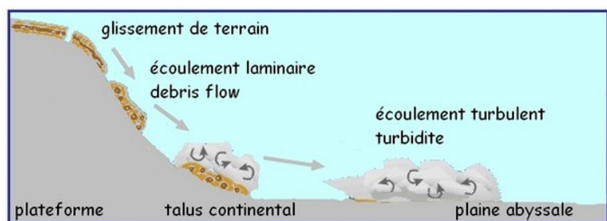


Alternance de grès et de pélites dans la Formation de La Roche-Derrien

- Origine des dépôts

Ce sont ces alternances rythmiques de grès et de pélites qui font penser à des turbidites.

Définition - Les turbidites sont le produit d'un écoulement de sédiments détritiques du haut vers le bas d'un talus continental sous-marin. Une fois consolidées, ces roches présentent des séquences répétitives caractéristiques.



Formation des turbidites

Un granoclassement à la fois vertical et horizontal s'opère au bas du talus au cours du dépôt des sédiments.

En effet, pour chaque avalanche sous-marine qui se déclenche, les sédiments qui vont se déposer le plus près du pied du talus (= faciès proximaux) sont les plus grossiers, et ceux qui vont sédimenter le plus loin (= faciès distaux) les plus fins : il en résulte bien un granoclassement horizontal.

Parallèlement, à une distance donnée du pied du talus, les sédiments les plus gros se déposent en premier, donc sous les sédiments les plus fins : il s'établit aussi un granoclassement vertical.

La prédominance des faciès gréseux observée à l'Anse de Bréhec fait penser que la zone de dépôt devait correspondre à la partie proximale d'un cône de sédimentation et que les apports étaient relativement importants et constants du fait de la puissance, de l'épaisseur de la formation.

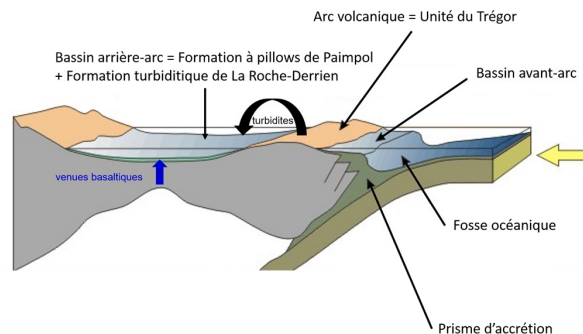
L'analyse minéralogique et chimique des turbidites reflète en même temps la nature des régions soumises à l'érosion, et permet donc de reconstituer le cadre paléogéographique, voire géodynamique de la région au Briovérien supérieur.

En l'occurrence, le matériel détritique des turbidites devait avoir pour origine l'Unité du Trégor voisine, intensément déformée (les granitoïdes icartiens sont orthogneissifiés), métamorphisée dans le faciès amphibolite et migmatisée (anatexie atteinte) peu avant le dépôt de la Formation de La Roche-Derrien (610 Ma). Les granites du Trégorois issus de l'anatexie (fusion partielle) et qui renferment des enclaves icartiennes ont en effet été datés de 615 Ma.

L'Unité du Trégor devait fonctionner à cette époque comme un arc volcanique (chimisme calco-alcalin) établi sur une croûte continentale icartienne (âge = 2 Ga) associé à une zone de subduction (subduction d'un océan dit « Celtique », dépendance de l'Océan Iapetus ?). Les produits de l'érosion de cet arc et ses productions volcaniques (tufs, brèches rhyolitiques...) se déposaient ensuite par courants de turbidité dans un bassin arrière-arc (ou intra-arc, voir la suite) établi sur la croûte continentale icartienne en extension, amincie et fissurée, permet-

tant ainsi les venues basaltiques de la Formation à pillows de Paimpol mais aussi acides (rhyolites, ignimbrites) et de chimisme intermédiaire.

L'analyse des figures sédimentaires dans les dépôts turbiditiques de la Formation de La Roche-Derrien confirme cette origine : les paléo-avalanches étaient principalement dirigées du Nord vers le Sud.



b) Le conglomérat de base du Bassin de Plouézec-Plourivo-Bréhec

- Description

C'est un conglomérat très hétérométrique, constitué de galets de tailles variables (de 2 cm à 30 cm), de formes diverses (tous ne sont pas arrondis), unis par une matrice gréseuse rouge.

La nature des galets est également très variée et traduit l'existence de plusieurs types de roche mère : quartz, débris de roches sédimentaires (turbidite), roches pluto-niques (granodiorite) ...

La forte usure de certains galets de grande taille fait aussi penser au remaniement de conglomérats plus vieux, sans doute de la Formation de La Roche-Derrien.



Conglomérat de base