Sortie géologique de l'AVG dans le Cotentin

Vendredi 17, samedi 18 et dimanche 19 mai 2019

avec Gaston Godard

Maître de conférences en Sciences de la Terre à l'Université Denis-Diderot (Paris-VII) et chercheur à l'Institut de Physique du Globe

Journée 1

Vallée de la Laize : de Bretteville-sur-Laize à May-sur-Orne

La région que l'on va parcourir se situe dans la zone de transition entre ce que l'on appelle traditionnellement à l'Ouest « le Bocage normand » appartenant au Massif Armoricain et à l'Est la Plaine ou Campagne de Caen, partie intégrante du Bassin Parisien.

De Caen jusqu'au haut de Bretteville-sur-Laize, nous avons traversé la Campagne de Caen constituée de terrains calcaires du Jurassique inférieur et moyen (c'est le Bathonien qui affleure) surmontés par une couverture éolienne de lœss weichsélien en placages (épaisseur aux alentours de 2 m). Cette formation quaternaire s'est déposée en contexte périglaciaire.

Les terres de la Campagne de Caen sont essentiellement utilisées pour la culture des céréales (blé, orge, avoine, maïs) et de la betterave.

Ces cultures bénéficient avant tout d'une hydrologie favorable car les sols calcaires sont en fait très perméables donc secs. En effet, l'eau superficielle pénètre très facilement en profondeur dans le sous-sol par les diaclases et les joints de stratification, puis développe éventuellement tout un réseau karstique et alimente des aquifères.

Mais dans les niveaux carbonatés de la Campagne de Caen, il s'agit toujours de petits aquifères pelliculaires, de faible extension.

Le sens d'écoulement de ces aquifères se superpose à la topographie et au pendage général de la série, vers le Nord-Est donc vers le centre du Bassin Parisien.

Paysage de la Campagne de Caen

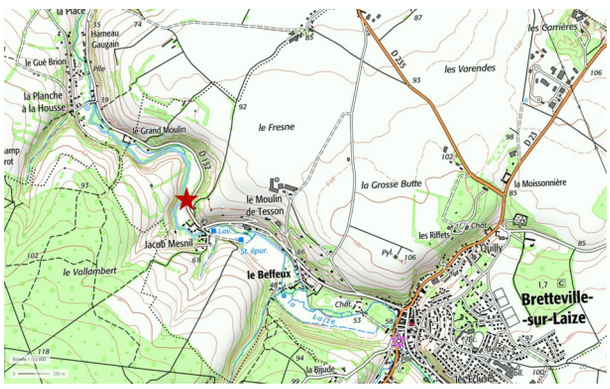
À partir de Bretteville-sur-Laize, on entre dans le Bocage normand donc dans le Massif armoricain.
La vallée de la Laize, de direction N140 ici est encadrée de coteaux portant des parcelles bordées de haies destinées essentiellement à l'élevage bovin (les haies ont été créées par l'homme pour parquer les bêtes) et quelques maigres prairies de moins en moins intéressantes à exploiter pour les agriculteurs d'où les tendances très nettes à l'enfrichement.

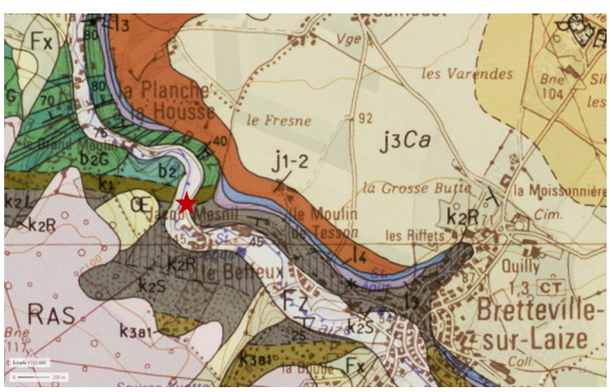
Le sommet des versants permet d'observer le contraste avec la plaine céréalière de Caen.

Dans le bocage, le sous-sol étant essentiellement constitué de schistes et surtout de grès très compacts, imperméables, l'eau n'y pénètre pas et par conséquent ruisselle en surface et forme tout un chevelu de ruisseaux orientés perpendiculairement à la Laize. À noter que ces ruisseaux sont présents uniquement en rive gauche.

Arrêt 1 - Le Rocher de Jacob-Mesnil

A- Situation





B- La vallée de la Laize au Rocher de Jacob-Mesnil

La Laize décrit de nombreux méandres.

Le fond de la vallée, plat, est rempli d'alluvions quaternaires. Des sondages effectués dans la vallée de l'Orne ont montré qu'il s'agissait, en surface, de dépôts de structure limoneuse ou limono-argileuse épais de 2 m environ d'âge holocène surmontant des alluvions d'âge Pléistocène supérieur (Weichsélien) constituées de blocs anguleux (head ?) sur moins de 5 m d'épaisseur.

Explication du paysage de la vallée de la Laize - (Figures 1, 2 et 3)

Au cours de la glaciation du Weichsélien (ou Würm), le niveau de la mer se trouvait 110 à 120 m sous le niveau actuel, l'eau étant retenue dans les calottes glaciaires ou inlandsis qui recouvraient les Îles Britanniques. La région de Caen se trouvait en domaine périglaciaire, balayé par les vents.

Pour atteindre ce nouveau niveau de base, l'Orne qui se jetait alors dans la Seine, et la Laize, son affluent, ont dû surcreuser dans toute l'épaisseur du plateau jurassique de la Campagne de Caen. Dans leur partie amont, ils ont même entamé les terrains plus anciens du Paléozoïque et du Briovérien.

Les produits de cette érosion, transportés de l'amont vers l'aval, se sont ainsi accumulés dans la vallée de la Laize.

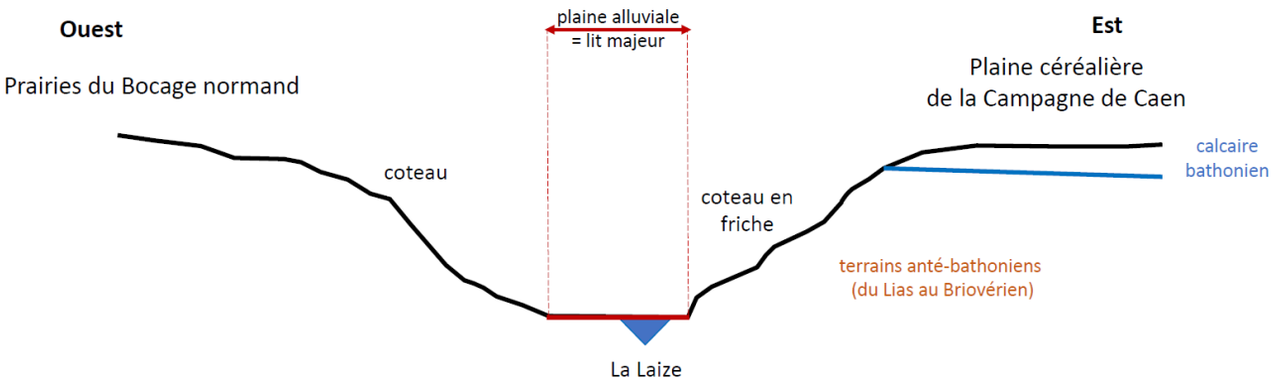


Figure 1 - Aspect actuel de la vallée de la Laize à hauteur de Jacob-Mesnil

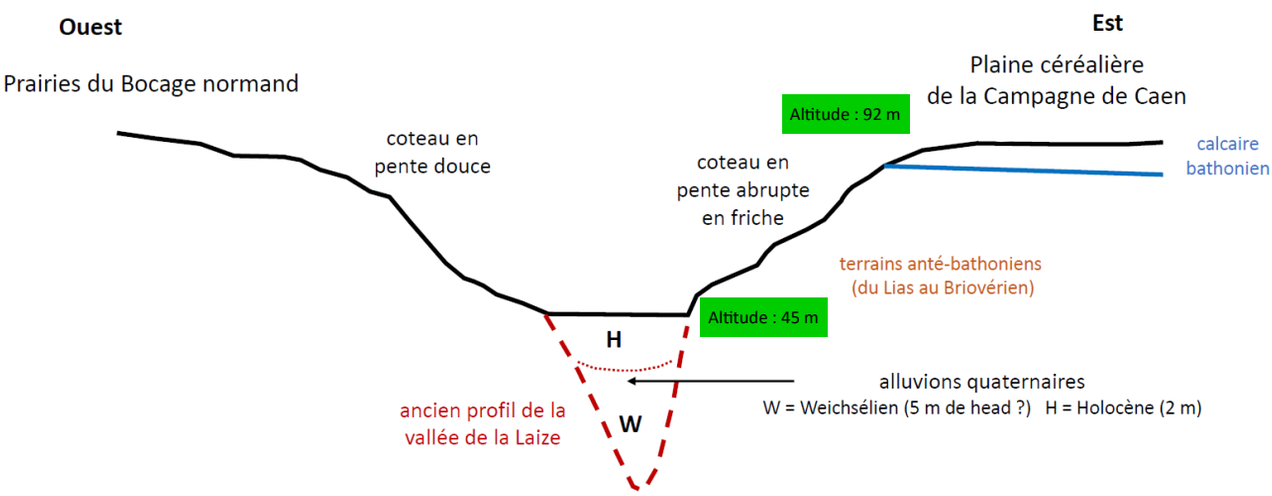


Figure 2 - Coupe théorique de la vallée actuelle de la Laize à hauteur de Jacob-Mesnil

L'échelle des hauteurs n'est pas respectée, en particulier pour les alluvions quaternaires dont la puissance ne dépassait pas 7 m grand maximum.

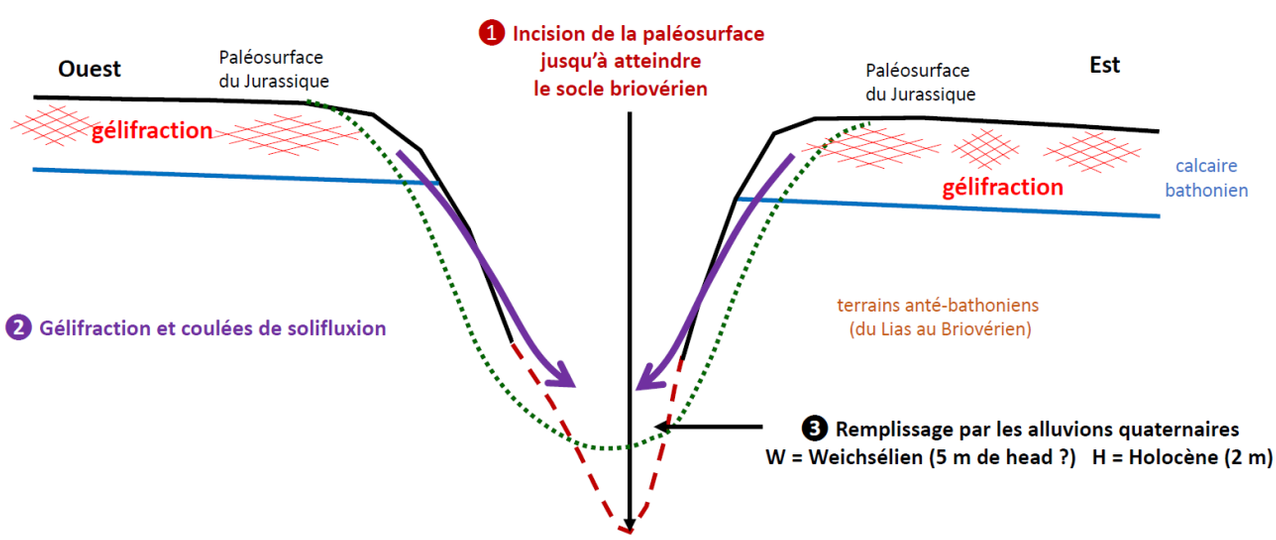


Figure 3 - Interprétation du profil actuel de la vallée de la Laize à hauteur de Jacob-Mesnil

Mais dans le même temps, en domaine périglaciaire, les roches des versants (calcaires, grès et schistes) ont été soumises à des phénomènes de gélifraction. À la faveur de leurs diaclases ou de leurs plans de schistosité, elles ont été découpées en blocs. Par gravité et solifluxion, leurs débris ou gélifracts ont ensuite glissé en coulées boueuses lors des périodes de dégel et se sont accumulés au bas des pentes, dans la vallée.

Le profil des versants s'est ainsi adouci.

C- Le Rocher de Jacob-Mesnil

- **À partir du parking, sur le front de taille,** on peut observer en allant du bas vers le haut, des bancs de poudingue à galets arrondis de taille pluricentimétrique puis des barres de grès.

Les bancs de poudingue sont orientés N 85° et plongent de 25° environ vers le Sud.

En montant un petit chemin à gauche du panneau pédagogique, on arrive à une « grotte ».

- **Observation du plafond de la grotte**

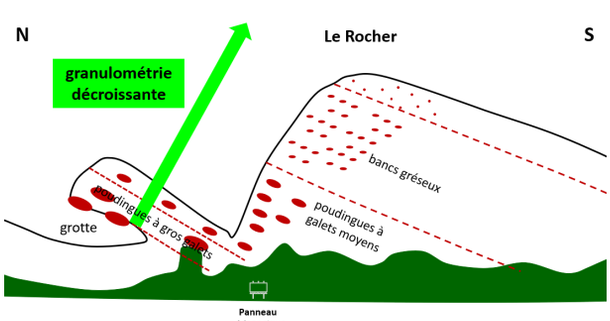
Formant le toit de cette grotte, on retrouve un niveau de poudingue. Il est toujours penté de 25° environ vers le Sud comme celui observé plus bas.

Mais du fait que l'on s'est déplacé vers le Nord pour prendre le chemin et que l'on s'est un peu élevé par rapport à la route, on a affaire ici à un banc plus ancien.

Il se distingue du précédent par la plus grande taille de ses galets. Au plafond de la grotte, en se penchant un peu, on peut en observer de très gros en relief.

Poudingue grossier au plafond de la grotte

Les bancs de galets situés au-dessus de la grotte et pentés de 25° vers le Sud présentent une granulométrie décroissante lorsque l'on se déplace vers le Sud : poudingue grossier au plafond de la grotte, galets de taille moyenne au-dessus c'est-à-dire au niveau du panneau pédagogique puis dalle de grès fin tout au sommet du Rocher.



Comment interpréter ces observations ?

Les galets des poudingues présentent une forme bien arrondie. Cela implique qu'ils ont été transportés et façonnés par l'eau. Mais pour que de l'eau transporte les gros galets de la base de la formation, il faut un courant de forte énergie.

D'autre part, seuls des reliefs importants ont pu fournir des galets d'aussi grande taille.

Le fait enfin qu'ils ont conservé cette grande taille après transport implique que ce transport a été court et que, par conséquent, les reliefs étaient proches.

Conclusion

Les galets des poudingues du Rocher de Jacob-Mesnil sont issus du démantèlement de reliefs imposants voisins.

Par application du Principe de l'actualisme, on peut imaginer des blocs de roche détachés par altération puis érosion de massifs montagneux vigoureux, ensuite transportés et usés, façonnés par des torrents qui finalement les ont sédimentés au pied des reliefs, en piémont. Ces galets sont des galets fluviatiles.

Première remarque

Qui dit « courant d'eau de forte énergie » dit « eau bien oxygénée ». Cela est confirmé par la couleur qualifiée de « pourprée » des dépôts de poudingues et de grès, le fer qu'ils contiennent étant à l'état ferrique.
La couleur rouge de la formation est due à la présence d'hématite et de goethite dispersées dans la roche et issues du lessivage des reliefs.

Si ensuite les gros galets ont été recouverts par des galets plus petits puis par des sables (aujourd'hui transformés en grès par diagenèse et léger métamorphisme), cela signifie qu'avec le temps, les reliefs ont fourni du matériel de moins en moins grossier et donc qu'ils se sont usés.

Parallèlement, il y a eu diminution progressive de l'énergie des cours d'eau devenus inaptes à transporter les gros galets puis les galets moyens, les derniers dépôts étant essentiellement sableux.

Conclusion

La granulométrie décroissante des poudingues et des grès du Rocher de Jacob-Mesnil illustre l'érosion progressive des reliefs voisins.

Deuxième remarque

Cette formation à poudingues et grès était autrefois appelée « Formation des Poudingues pourprés ». Aujourd'hui, on la désigne sous le nom de Formation des « Conglomérats et arkoses » : « arkoses » car les galets sont emballés dans une matrice de nature arkosique, c'est-à-dire de composition semblable à celle d'une arène feldspathique.

Comme tous les grès, l'arkose est une roche détritique riche en quartz (jusqu'à 60 % environ), mais définie par une proportion de feldspath d'au moins 25 %, accompagnée éventuellement de quelques micas et d'un ciment composé d'argile (environ 15 %). C'est un grès grossier feldspathique.

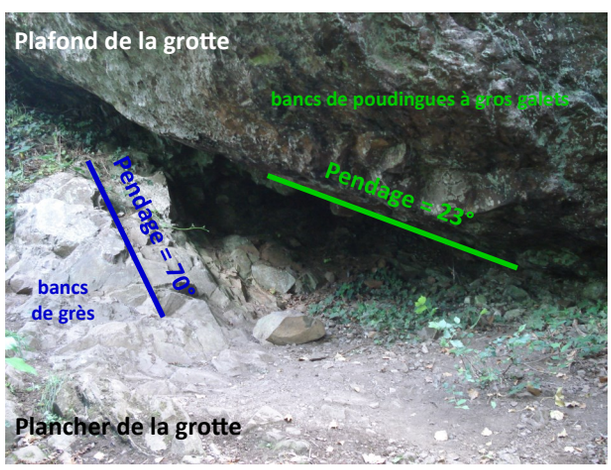
- **Observation du plancher de la grotte**

Il est constitué de bancs de grès à grain fin dépourvus totalement de galets, très redressés, qui plongent de 70° environ vers le Sud.

On a donc ici une formation complètement différente de celle qui arme le plafond de la grotte, à la fois par sa composition et par son pendage.

Si l'on prolonge par la pensée les bancs de ces deux ensembles, ils se recoupent en faisant entre eux un angle de 47° (70° - 23°). Ils sont discordants.

La surface qui les sépare est appelée en conséquence « surface de discordance ». Plus précisément ici, on parle de discordance angulaire. Ce contact est un contact anormal qu'il va falloir expliquer.



Interprétation du contact anormal

Les bancs de grès à grain fin étant situés sous la Formation des « Conglomérats et arkoses » et ces deux ensembles étant pentés vers le Sud, les premiers sont donc plus vieux.

Ce sont d'anciens sables qui ont sédimenté en couches horizontales.

S'ils sont aujourd'hui pentés de 70° vers le Sud, cela implique que postérieurement à leur dépôt, ils ont été plissés.

Or, un plissement va souvent de pair avec une orogenèse.

S'il y a eu orogenèse, cette orogenèse peut-elle être celle qui a formé les reliefs sources des galets des poudingues et des grès pourprés?

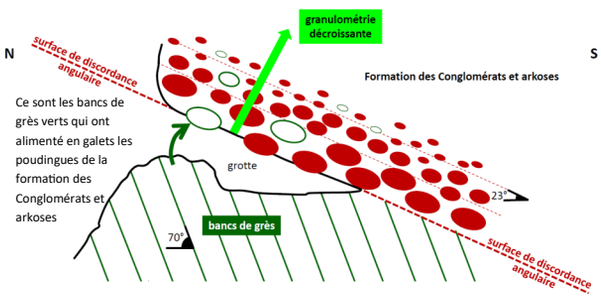
La réponse est positive. On a en effet retrouvé dans les bancs de poudingues situés au-dessus de la surface de discordance angulaire des galets constitués d'un grès de même composition chimique, avec les mêmes minéraux lourds que celui situé sous la discordance.

Conclusion

Les grès du plancher de la grotte, à l'origine en position horizontale, ont été pris, intégrés dans une orogenèse, plissés puis érodés. Ce sont les produits de leur érosion qui ont alimenté plus tard les poudingues et grès de la Formation des « Conglomérats et arkoses ».

Ces derniers ont sédimenté au piémont de ces reliefs, dans des plaines alluviales, en position horizontale. Et comme ils sont aujourd'hui également pentés (pendage de 23° vers le Sud), cela signifie que eux aussi ont été impliqués dans une autre orogenèse, mais plus tardive.

Deux orogenèses se sont par conséquent succédé dans la région de Jacob-Mesnil.



Chronologie des événements et datations (Figure 4)

La Formation des « Conglomérats et arkoses » n'a pas été datée faute de fossiles. Les formations qui la surmontent directement sont azoïques ou renferment des Stromatolithes mais sans aucune valeur stratigraphique. La première formation, bien datée paléontologiquement, est la Formation des « Schistes d'Urville » (autrefois appelée Formation des « Schistes à Calymènes ») ; elle a été datée du Llanvirnien (Ordovicien moyen) grâce à toute une faune de Trilobites (dont *Neseuretus tristani*) et à un Graptolite caractéristique de cet étage : *Didymograptus murchisoni*.

La Formation des « Conglomérats et arkoses », plus vieille, est alors rapportée par les géologues au Cambrien inférieur.

L'orogenèse qui a plissé cette formation lui est donc postérieure. Régionalement, **il s'agit de l'orogenèse hercynienne ou varisque** qui s'est étalée dans le temps, du Dévonien au Permien soit entre -420 et -250 Ma. Elle n'a donc pas affecté les terrains jurassiques de la Campagne de Caen qui s'étagent, eux, du Pliensbachien au Bathonien (de -190 à -165 Ma environ).

Les bancs de grès sous-jacents situés sous la discordance angulaire sont par conséquent antérieurs au Cambrien inférieur donc au Paléozoïque. Ils sont du Protérozoïque.

Le fait qu'ils peuvent renfermer des galets de phtanite (que nous n'avons pas observés) indiquent qu'ils se sont formés postérieurement à une mise en place régionale de bancs de phtanite.

Or, la mise en place de niveaux phtanitiques importants dans la Formation de Saint-Lô, en milieu marin peu profond, signe pour les géologues bretons et normands la limite entre le Briovérien inférieur et le Briovérien supérieur.

Les bancs de grès du Protérozoïque situés sous la discordance angulaire sont par conséquent d'âge Briovérien supérieur. Ils appartiennent à la Formation de la Laize.

L'orogenèse qui les a plissés leur est donc postérieure et, rappel, elle est anté-cambrienne. **Il s'agit de l'orogenèse cadomienne** qui s'est déroulée entre -660 et -540 Ma.

D- Le chemin de terre de Jacob-Mesnil menant au hameau à Caillouet

On quitte le Rocher et on se dirige à pied vers le Sud en direction de Jacob-Mesnil. Juste après la pancarte indiquant l'entrée du hameau, on emprunte le petit chemin de terre situé à gauche de la route.

Rappel

Le pendage général étant vers le Sud, on va donc observer des terrains plus jeunes que les grès du sommet de la formation des Conglomérats et arkoses.

À l'entrée du chemin, affleurent 3 à 4 bancs de calcaire.

Il s'agit d'un calcaire à grain très fin, sublithographique, de couleur beige clair, un peu chocolat du fait de la présence d'un peu d'oligiste.

Du point de vue de sa composition chimique, c'est un calcaire dolomitique c'est-à-dire d'un carbonate double de calcium et de magnésium de formule chimique $(Ca,Mg)CO_3$.

Un certain nombre d'arguments comme la présence de « bird-eyes » (ou « fenestrae »), la présence de laminations ondulées, la dolomitisation permettent d'affirmer que ces calcaires se sont formés par compaction de boues très fines, micritiques en milieu lagunaire. Ils signent le début d'une transgression marine sur le continent.

La sédimentation de ces boues calcaires résulterait de l'activité photosynthétique d'Algues et de Cyanobactéries (Procaryotes « constructeurs » de Stromatolithes) qui, en absorbant le CO_2 dans l'hydrogénocarbonate de calcium soluble apporté par l'eau des rivières, des fleuves… provoquent une précipitation de calcaire (= carbonate de calcium) selon la réaction chimique bien connue :

$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

Hydrogénocarbonate de calcium soluble — Carbonate de calcium insoluble — absorbé par les algues et les cyanobactéries pour leur photosynthèse

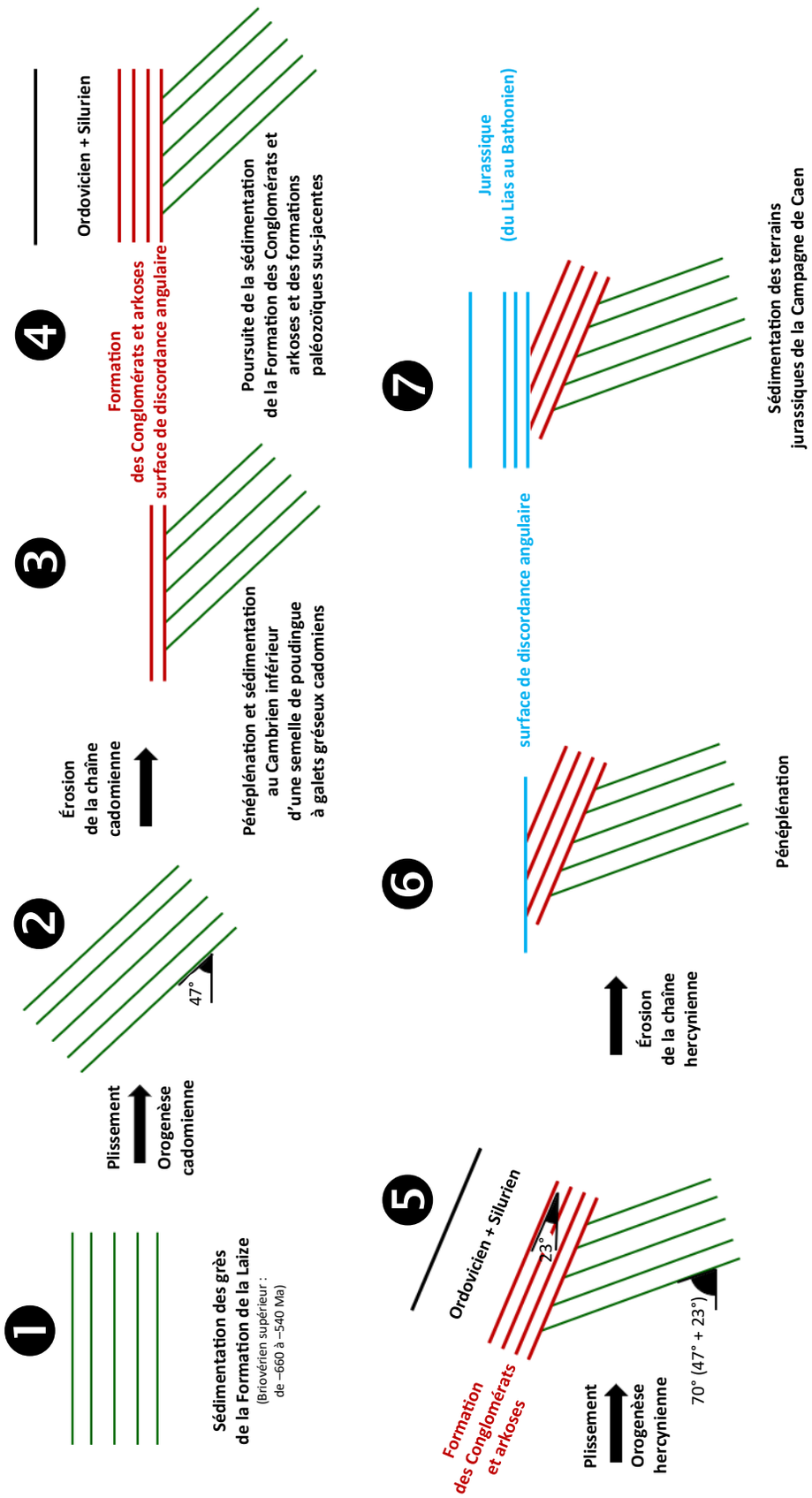


Figure 4 - Mise en évidence de deux orogenèses (cadomienne et varisque) dans la région de la vallée de la Laize

Les « bird-eyes » se seraient formés à partir de bulles de gaz issues de la décomposition d'algues et piégées dans le sédiment calcaire. Secondairement, au cours de la diagenèse, ces bulles se sont remplies de calcite sparitique.

Remarque

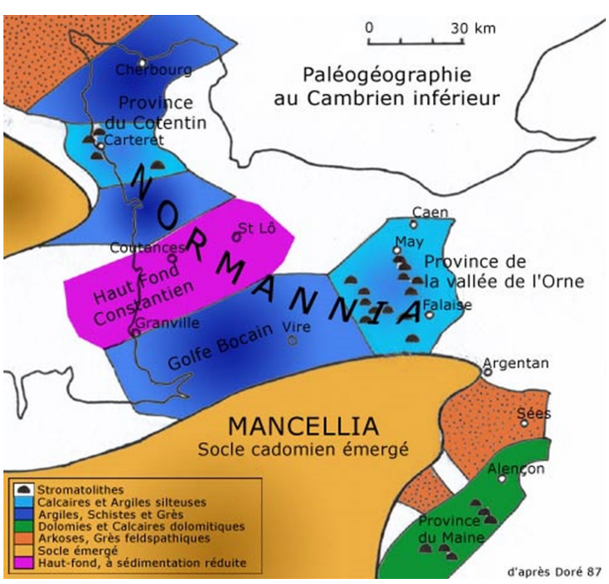
Ces calcaires appartiennent à la formation dite des « Schistes et Calcaires » qui serait toujours d'âge Cambrien inférieur mais bien sûr plus récente que la formation des « Conglomérats et arkoses ».

Conclusion

Le fait que l'on soit passé au Cambrien inférieur d'une formation à poudingues et grès granoclassée à une formation à schistes et calcaires dérivant par diagenèse de boues argileuses d'origine détritique et continentale puis de boues calcaires très fines d'origine biochimique et lagunaire permet d'affirmer qu'à la fin du Cambrien inférieur, les reliefs issus de l'orogenèse cadomienne ont été complètement pénéplanés, les fleuves n'apportant plus de détritiques grossiers et qu'une première transgression marine s'amorce, le magnésium en forte proportion dans les calcaires dolomitiques ne pouvant être que d'origine marine.

L'étude des dépôts du Paléozoïque des vallées de la Laize et de l'Orne au Sud de Caen permet d'établir les caractéristiques des paléoenvironnements au Cambrien **(Figure 5)**.

- À la fin du Briovérien (Précambrien), à la suite de l'orogenèse cadomienne, la région est émergée et des reliefs sont présents sur la Mancellia et le Haut-fond constantien, entre Granville et Saint-Lô.



Paléogéographie au Cambrien inférieur
d'après F. Doré (1987) - Lithothèque de Normandie

- Au Cambrien inférieur, les reliefs sont érodés et progressivement aplanis ; des sédiments grossiers s'accumulent en piémont puis font place à de vastes épandages fluviatiles de sables et d'argiles : Formation des « Conglomérats et Arkoses » composée de matériaux polygéniques plus ou moins grossiers à faciès rubéfié continental.

Les épaisseurs de ces dépôts sont très variables (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres), ces variations rapides de puissance pouvant être tributaires d'une tectonique syn-sédimentaire ou indiquer l'emplacement de vallées fluviatiles ou de cônes alluviaux.

Les reliefs reculent et s'effacent. Sur les plaines d'inondation, la sédimentation détritique devient plus fine.

- Puis des lagunes à sédimentation carbonatée s'installent en bordure du continent aplani ; et enfin la mer recouvre la région. C'est une mer calme, peu profonde dans laquelle se développent de véritables prairies à Cyanobactéries qui favorisent la sédimentation carbonatée. Certaines de ces Cyanobactéries édifient de véritables récifs : les Stromatolithes.

Ces calcaires appartiennent à la formation des « Schistes et Calcaires » qui marque le maximum de la première transgression du Cambrien inférieur.

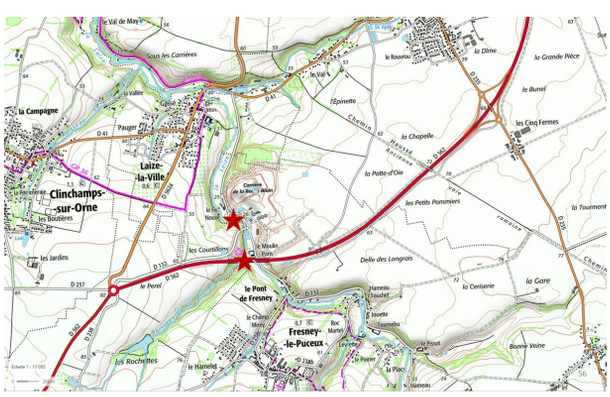
Arrêt 2 - La carrière de la Roche Blain

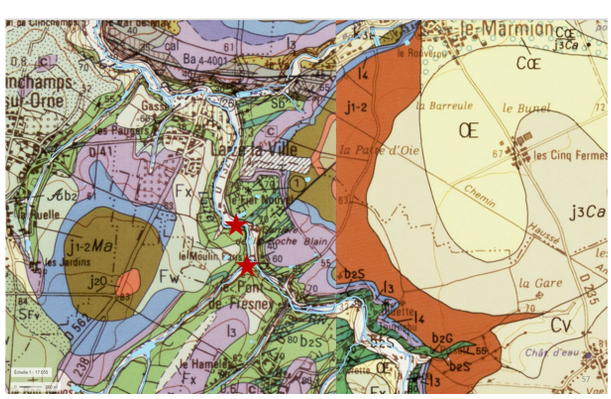
En cours de route, on a observé quelques affleurements de la Formation de la Laize du Briovérien supérieur.

Difficiles à voir du car, grossièrement stratifiés, ils présentaient tantôt un fort pendage vers le Sud comme au Rocher de Jacob-Mesnil, tantôt un fort pendage vers le Nord et parfois un pendage moyen, de l'ordre de 45° vers le Sud.

Quelle interprétation peut-on donner à ces observations ?

A- Situation





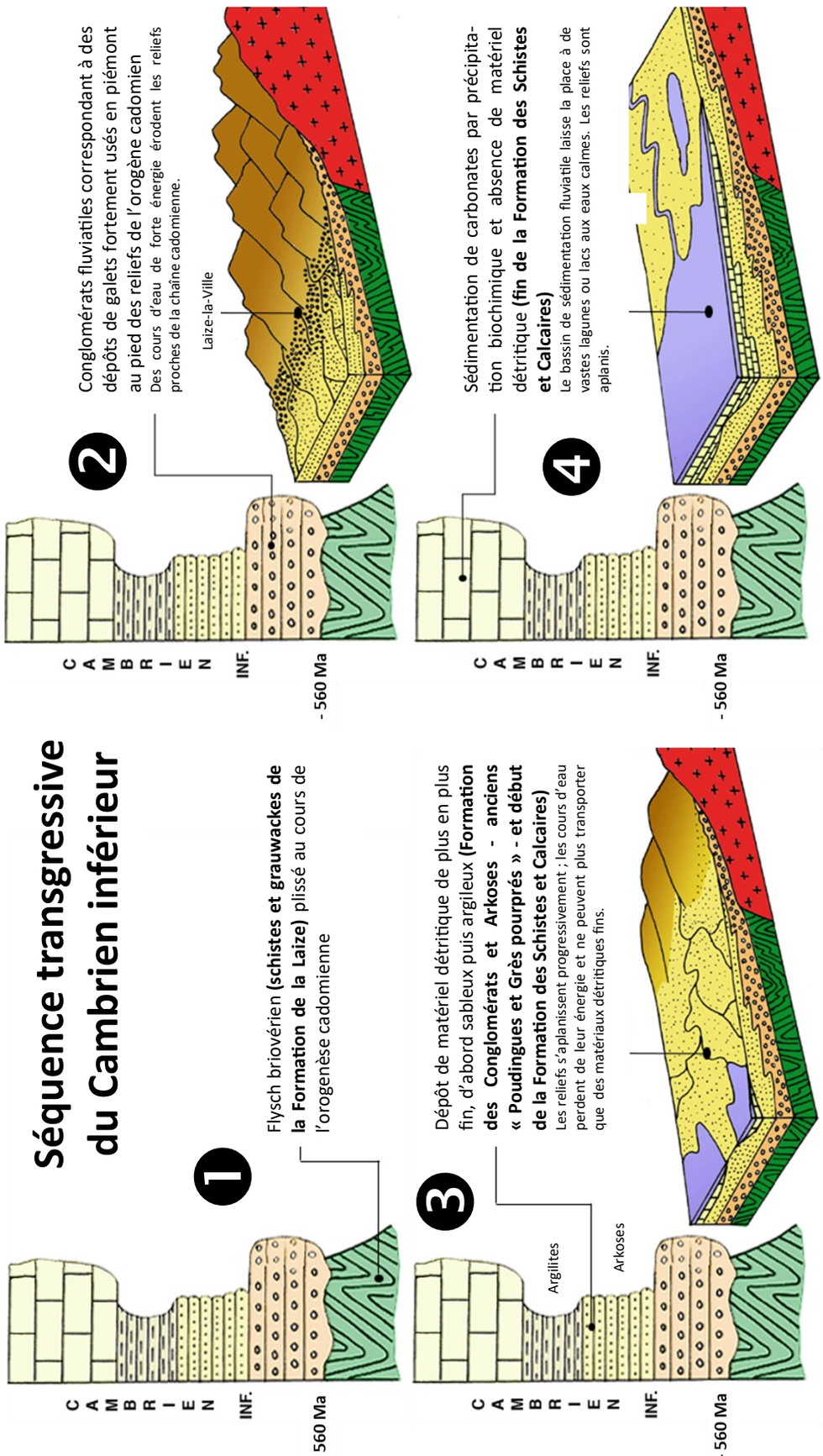


Figure 5 - Reconstitution des paléo-environnements de la région de la vallée de la Laize au Cambrien

(d'après Lithothèque de Normandie)

B- Observation d'anciens fronts de taille de la carrière de Roche Blain

Sous le pont autoroutier, affleure un ancien front de taille de la carrière de Roche Blain.

Sur ce front, on peut observer une alternance de niveaux tendres, en creux, et de niveaux plus durs, en relief (érosion différentielle). D'un point de vue importance, les niveaux durs sont ici très largement dominants sur les niveaux tendres.

Les premiers sont constitués de grès et de grauwackes, les seconds de pélites ou siltites.

Tous ces bancs en concordance sont pentés vers le Sud.

L'ensemble a donc été tectonisé. On peut mettre en évidence de nombreuses petites failles qui décalent certains bancs. Et du fait de leur différence de compétence, les bancs de pélites ont répondu aux contraintes en se plissant et les bancs de grès en se fracturant.

À l'entrée de la carrière, l'affleurement change d'aspect.

Les bancs situés au Nord sont pentés vers le Nord et les bancs situés au Sud pentés vers le Sud. Ils dessinent donc comme un anticlinal mais dont le plan axial n'est pas très net car faillé.

NB - Le plan axial de ce pli a une direction N50 à N60°.

Interprétation

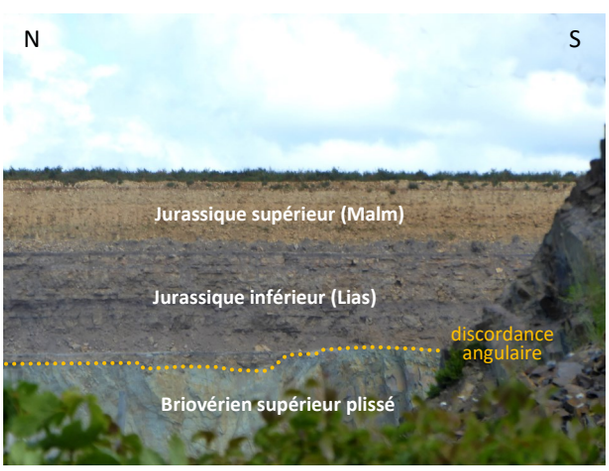
On a maintenant l'explication de toutes les observations faites le long de la route.

La Formation de la Laize du Briovérien supérieur est plissée en « anticlinaux » et « synclinaux ». Ces plis sont essentiellement le résultat de l'orogenèse cadomienne.

L'orogenèse hercynienne ou varisque n'a joué aucun rôle dans cette disposition en « anticlinaux » et « synclinaux ».

Remarque

On n'a pas pu entrer dans la carrière. Mais à travers le grillage de clôture, voici ce qu'on a pu observer.



Au dessus du Briovérien supérieur plissé, reposent, vers l'Est, en position horizontale et en parfaite concordance, les strates calcaires du Jurassique inférieur et moyen constituant la Campagne de Caen.

Conclusion

Briovérien et Jurassique sont discordants et séparés par une surface de discordance angulaire horizontale. Mais contrairement à ce qu'on a observé à l'arrêt 1, au Rocher de Jacob-Mesnil, les terrains du Paléozoïque sont absents au-dessus du Briovérien.
Il y a lacune du Cambrien inférieur et potentiellement, s'il a existé, de tout le Paléozoïque.

Deux hypothèses peuvent être alors formulées pour expliquer cette lacune :

1- ou les terrains paléozoïques se sont bien déposés sur le Briovérien et dans ce cas, ils auraient été ensuite érodés avant que ne s'avance la transgression jurassique,

2- ou alors ils n'ont jamais sédimenté ; la Roche Blain aurait joué le rôle d'un haut-fond, d'un paléo-relief, d'un horst, les poudingues et arkoses cambriens se déposant essentiellement dans les points bas de la topographie, dans des grabens.

NB - L'arrêt 3 nous donnera la solution.

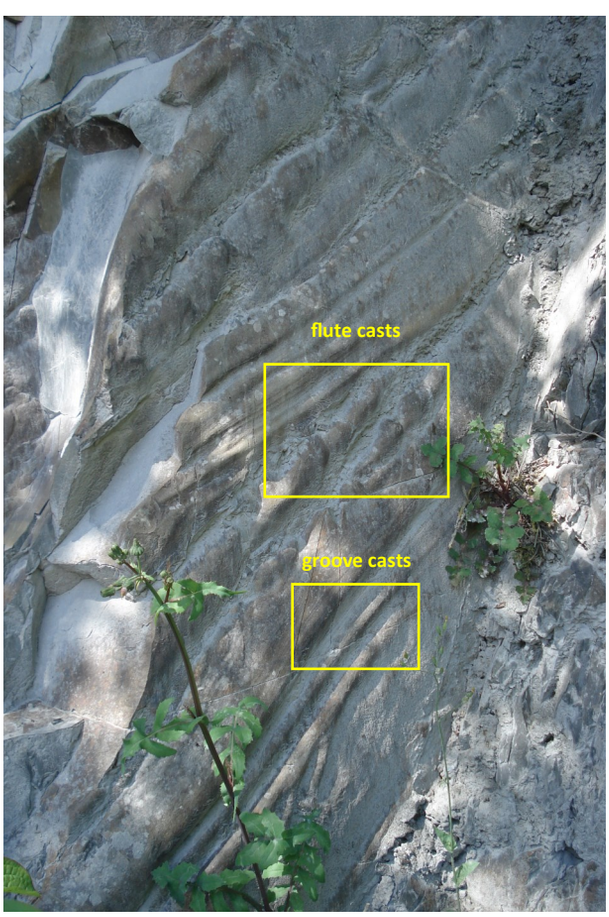
C- Faciès de la Formation de la Laize (Briovérien supérieur) à la Roche Blain

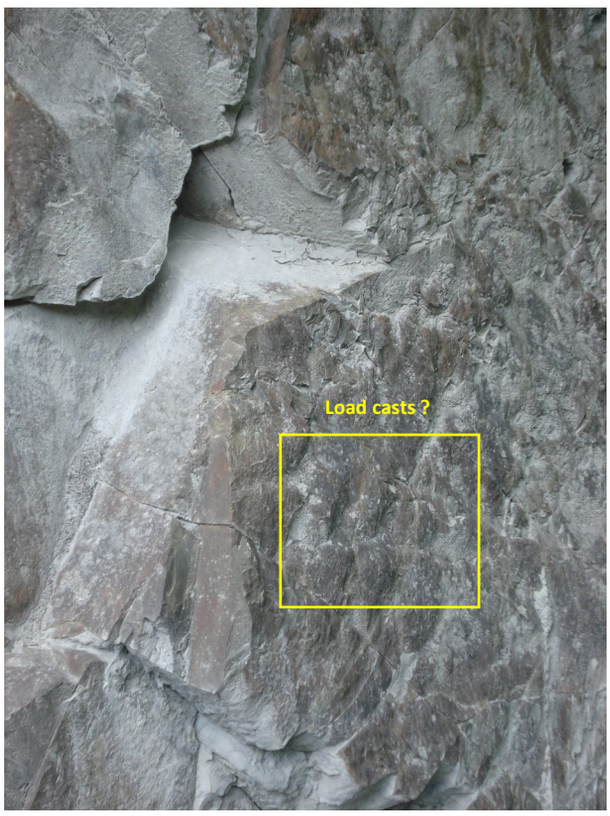
Après le rond-point de la carrière, dans un renfoncement au niveau duquel s'interrompt le grillage de clôture, existe un très bel affleurement du Briovérien supérieur, à hauteur d'homme donc permettant une bonne analyse de son faciès !

On y observe une alternance rythmique de bancs épais de grès, pluridécimétriques, séparés par de très minces niveaux pélitiques millimétriques à centimétriques.

Le tout est très verticalisé (pendage d'environ 80°) et penté vers le Sud.

Les limites entre les feuillets pélitiques tendres et les bancs gréseux durs sont bien tranchées et portent à leur surface de très belles figures sédimentaires de courants : flute casts et groove casts, et de charges : load casts.





Mode de formation des flute casts et des groove casts (Figure 6)

Des fonds marins sont tantôt soumis à des courants violents, tantôt connaissent des périodes de calme. Des couches alternées de sable et de boue se déposent alors. Ces sédiments se transformeront plus tard en grès et pélites.

De telles conditions sont réunies au pied du talus continental où des courants de turbidité dévalent le talus et déposent à son pied, sur le glacis, des sédiments de turbidité ou turbidites ; mais elles peuvent se rencontrer aussi dans des eaux peu profondes, à moins de 100 m de profondeur, lorsque surviennent des tempêtes.

Pendant les périodes calmes, les particules fines en suspension dans l'eau se déposent au-dessus des couches de sable déjà sédimentées pour former une couche de vase. Puis lorsqu'un courant de turbidité important est déclenché, dévale le talus puis parcourt la surface vaseuse, cette dernière peut être érodée par la seule énergie de l'eau (surtout si le courant d'eau est irrégulier, turbulent, tourbillonnaire) avant que ne se dépose dessus le sable transporté en suspension. Il se forme ainsi à la surface de la vase des creux ou flute marks.

Si le courant transporte des galets ou des graviers, ces derniers peuvent également « griffer » la surface de la vase. Ces griffures sont les groove marks que le sable recouvrira ultérieurement.

Quand plus tard, cette couche de sable se sera transformée en un banc de grès par diagenèse, compaction, ce dernier portera à sa face inférieure ou mur, les empreintes de ces flute marks et de ces groove marks qu'il aura en quelque sorte fossilisés.

Intérêts des flute casts

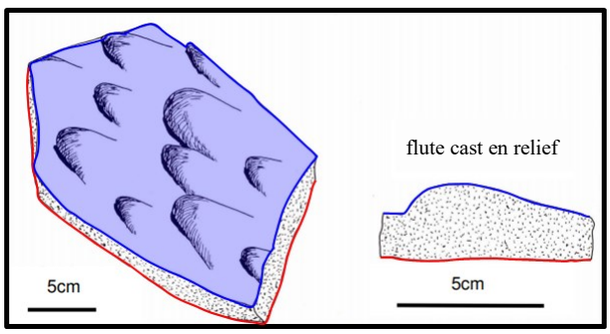
Les flute casts ont deux intérêts :

1- ils permettent d'orienter, de polariser le banc de grès qui les porte : les flute casts sont toujours en relief sur la base inférieure (ou mur) du banc.

À gauche, flute casts observés sur la base inférieure (= mur) d'un banc de grès

Ils sont en relief.

À droite, coupe transversale d'un flute cast



Légende

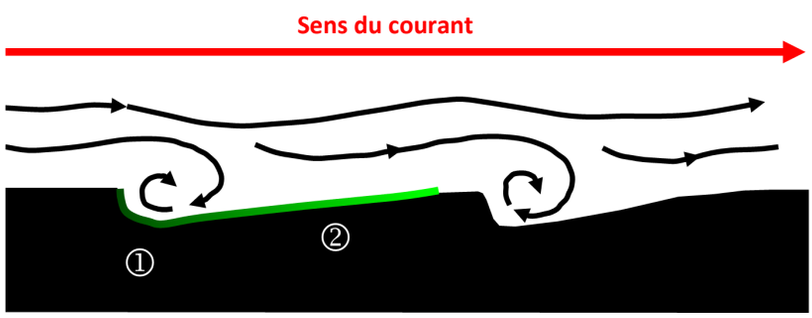
surface supérieure (= toit) du banc

surface inférieure (= mur) du banc

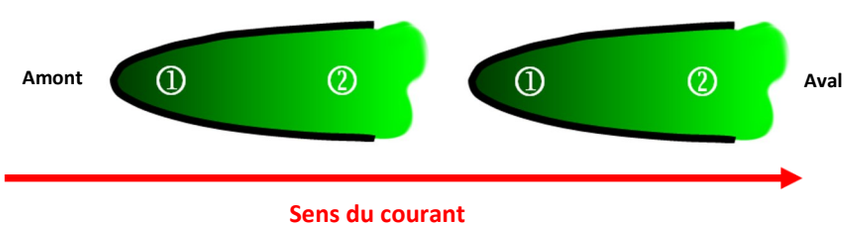
banc de grès

2- ils permettent également de déterminer la direction et le sens du courant. Les tourbillons ou vortex créés par le courant d'eau creusent d'abord la vase profondément puis ils perdent ensuite progressivement de l'énergie, s'affaiblissent, creusent donc moins tout en s'élargissant avec le déplacement du courant. La trace laissée ou flute mark est alors de forme triangulaire, en cornet de glace. La pointe, profonde et étroite, indique toujours l'amont et l'extrémité, plus large, arrondie et moins profonde, l'aval.

Flute marks vus de profil



Flute marks vus de dessus



Intérêts des groove casts

Les groove casts étant des figures de traction, des rainures creusées dans le sédiment par des objets traînés sur le fond par des courants de turbidité ou entraînés par glissement sur une pente sous-marine (slumps), ils permettent comme les flute casts de polariser les bancs qui les portent. En revanche, s'ils sont de bons indicateurs de la direction des courants, ils ne permettent pas d'en déterminer le sens contrairement aux flute casts.

Figure 6 - Mode de formation des flute casts et des groove casts

On donne alors le nom anglais de « casts » à ces empreintes en relief et on parlera respectivement de flute casts et de groove casts.
Le banc de grès pourra ensuite les exposer une fois que les strates sous-jacentes auront été décapées par l'érosion.

C'est ce qu'il s'est produit ici à la Roche Blain.

Interprétation de la série briovérienne de la Roche Blain - Contexte de formation de la série briovérienne de la Roche Blain (Figure 7)

La Formation de la Laize est interprétée aujourd'hui comme un flysch mis en place sous l'effet de courants gravitaires de type turbiditique au pied de la marge d'un bassin marin, le Bassin Mancellien, situé en bordure d'une zone tectoniquement instable et régulièrement alimentée en matériaux détritiques (sables et pélites).

Ces courants de turbidité, non permanents, peuvent être déclenchés par des glissements de terrain, des séismes affectant la marge. Les matériaux accumulés en bordure du plateau et sur le talus peuvent ainsi s'écouler en masse et se répandre sur de grandes étendues au pied du talus, dans la plaine abyssale.

Mais quels sont les reliefs qui ont alimenté en détritiques les marges de ce bassin ?

Bien évidemment, au vu de la puissance des flyschs de la Formation de la Laize, il a fallu à proximité, sur le continent, des reliefs pourvoyeurs de tous ces détritiques.

- On l'a déjà signalé (voir page 79), la Formation de la Laize renferme dans le secteur étudié, outre des faciès gréseux très majoritaires, des faciès conglomératiques à éléments de phtanite remaniés mais que nous n'avons pas observés. Les géologues lui donnent par conséquent un âge dit « post-phtanitique ».

Des niveaux de phtanites ont donc alimenté le flysch de la Formation de la Laize.

- On a également retrouvé dans la Formation de la Laize des galets de roches plutoniques et laviques de composition identique à la diorite de Coutances et aux tholéïtes de Montsurvent.

Or, la diorite de Coutances a été datée à -585 Ma et sa mise en place, son intrusion sous contrainte, s'est accompagnée du métamorphisme, dans le faciès amphibolite, du Briovérien inférieur à phtanites de Saint-Lô.

Conclusion

Tout porte donc à penser qu'un relief important s'est formé aux alentours de -585 Ma dans la région de Coutances.

C'est l'arc constantien. Cette cordillère constantienne, orientée N70°, plus ou moins centrée sur l'axe Coutances-Saint-Lô, est le produit d'une phase précoce et majeure de l'orogenèse cadomienne.

C'est le démantèlement de cette cordillère, située seulement à une quarantaine de kilomètres à vol d'oiseau au N-NO de la Roche Blain, qui a alimenté la Formation de la Laize.

Arrêt 3 - La coupe de Laize-la-Ville (D562a)

A- Situation

B- La coupe le long de la route

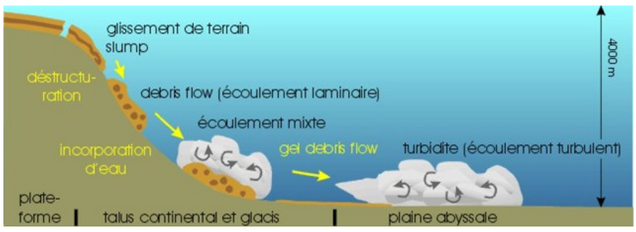
On rencontre successivement le long de la route (D562a), en allant du bas (vallée de la Laize) vers le haut donc vers le May-sur-Orne :

1- des alternances de grès et de pélites plissées,

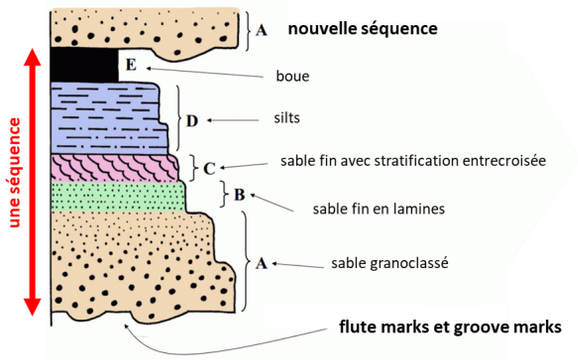
2- des niveaux à poudingues faiblement pentés (45°) vers l'Est, à galets bien arrondis et granoclassés (leur taille diminue du bas vers le haut),

3- puis après quelques strates de calcaire plus ou moins disloquées dans les herbes, un très bel affleurement de la même roche, couleur crème, se présentant en bancs un peu moins pentus (30° environ) que les niveaux à poudingues,

4- et enfin, coiffant le tout, des strates horizontales d'un calcaire jaunâtre donc discordantes sur les bancs sous-jacents.



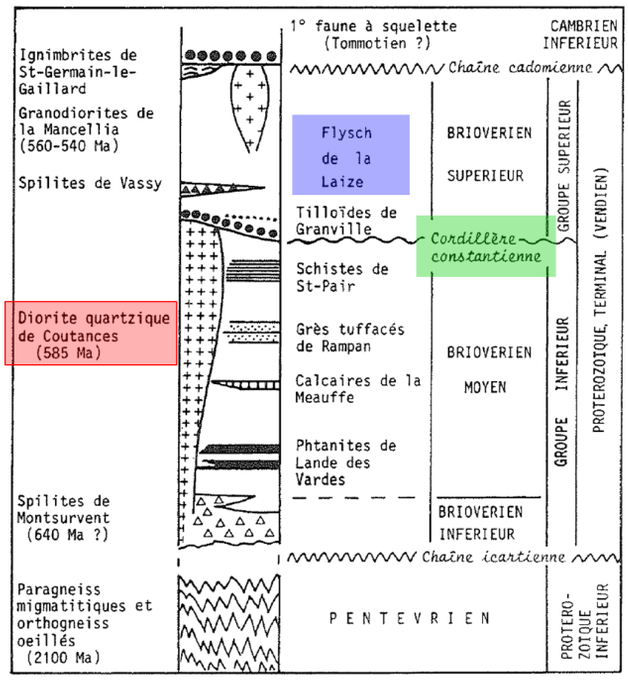
Courants de turbidité

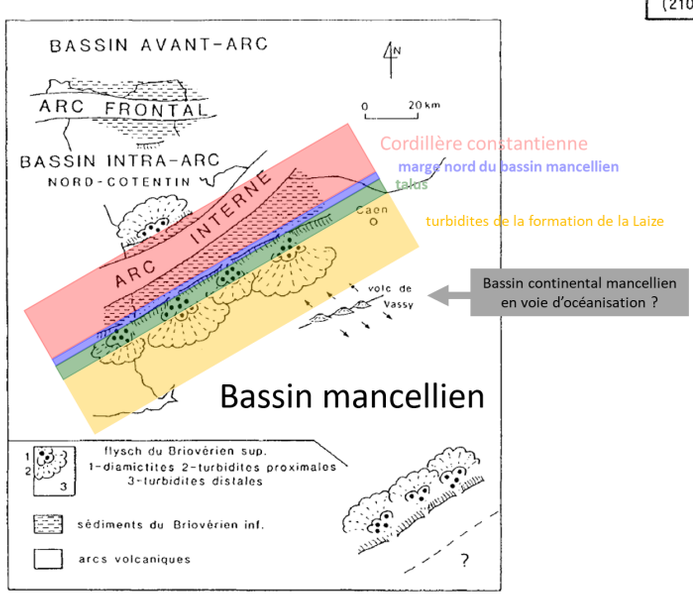


Modèle simplifié de séquence turbiditique

Tableau des événements sédimentaires, magmatiques et tectono-métamorphiques de l'orogène cadomien dans le Cotentin

Notice de la carte géologique de Saint-Lô au 1/50000ème





Esquisse paléogéographique du Briovérien supérieur normand

(E. Dissler et al., 1988)

Figure 7 - Interprétation et contexte de formation de la série briovérienne de la Roche Blain

Après avoir observé toute la journée de nombreux affleurements, on n'a maintenant aucun mal à reconnaître ces formations et on retrouve ici la succession :

1- grès et pélites plissées de la Formation de la Laize que l'on a datée du Briovérien supérieur,

2- poudingues de la Formation des « Conglomérats et arkoses » du Cambrien inférieur,

3- calcaires de la Formation des « Schistes et Calcaires », de même âge que la précédente mais un peu plus jeune,

4- calcaires liasiques de la Campagne de Caen.

On a donc le symétrique de ce qu'on a observé à l'arrêt 1 de Jacob-Mesnil à l'exception du fait qu'ici, l'ensemble n'est pas penté vers le Nord mais plutôt vers l'Est, ce que les géologues expliquent par une virgation de l'ensemble du bâti cadomien-paléozoïque lors de l'orogenèse hercynienne.

On peut cependant noter quelques différences avec l'affleurement de Jacob-Mesnil :

a) les turbidites (flyschs) de la Formation de la Laize sont ici beaucoup plus pourvues en bancs pélitiques,

b) la Formation des « Conglomérats et arkoses » est beaucoup moins puissante ; son épaisseur est de l'ordre de 2 m contre 9 m à Jacob-Mesnil et ses galets sont plus petits,

c) la Formation des « Schistes et Calcaires » semble, en revanche, plus épaisse et massive,

d) enfin, toutes ces formations sont dans l'ensemble moins pentées.

Interprétation, hypothèse (Figure 8)

Les flyschs étant plus fins, les poudingues moins épais et à petits galets, on devait être ici :

- ou plus loin de la marge du continent, plus au large,

- ou alors les reliefs de la cordillère constantienne y étaient moins importants.

Observation des bancs calcaires de la Formation des « Schistes et Calcaires » du Cambrien inférieur

1 - Les joints stylolithiques

Sur la tranche de quelques bancs, on peut observer des joints stylolithiques parallèles à la stratification.
Ce sont des discontinuités très irrégulières, hérissées de pointes ou pics stylolithiques et qui apparaissent toujours foncées car elles sont constituées par une accumulation de minéraux argileux, de matière organique ou d'hydroxydes ou de sulfures de fer …
Ils sont bien développés dans les calcaires.

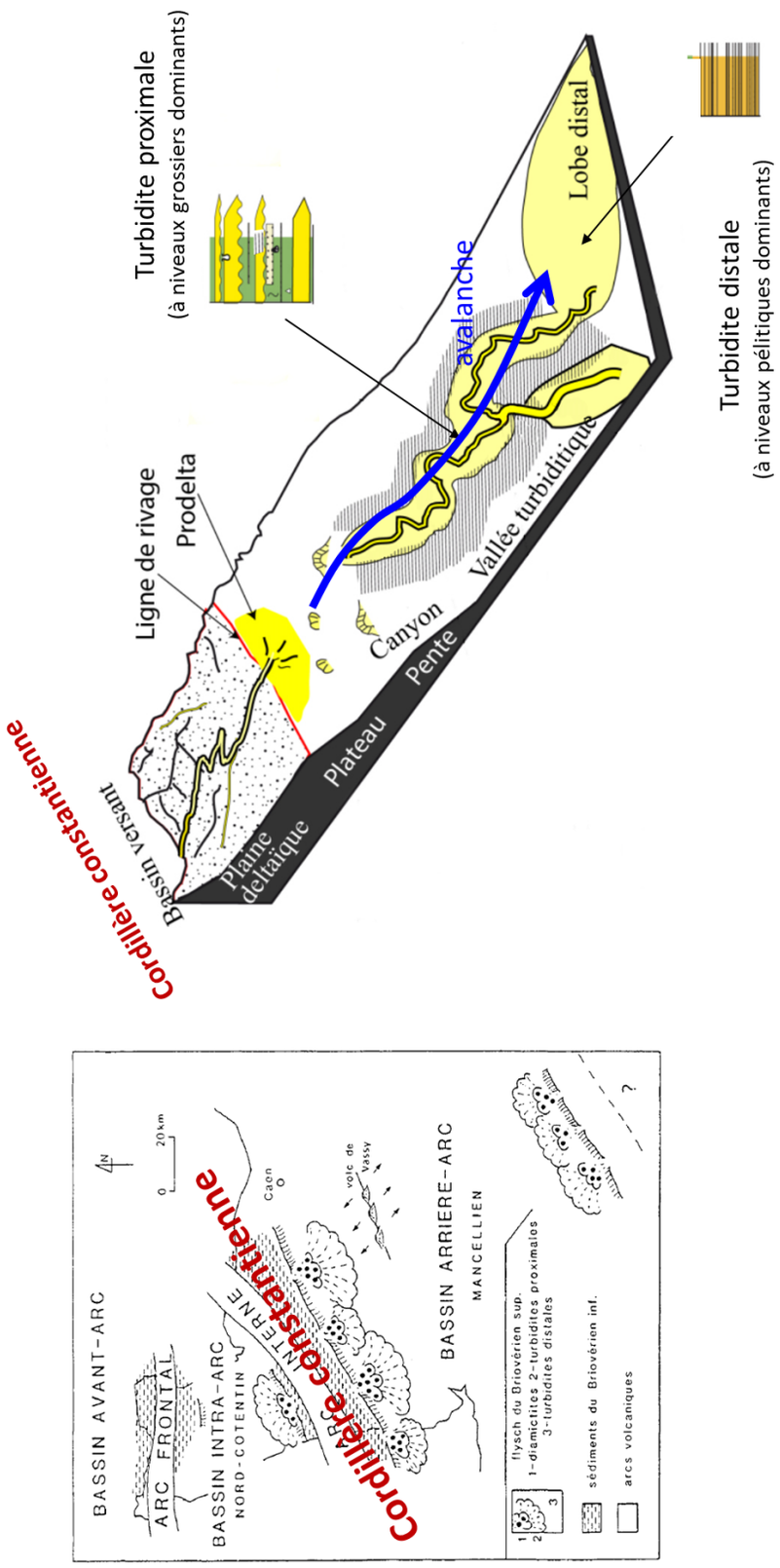
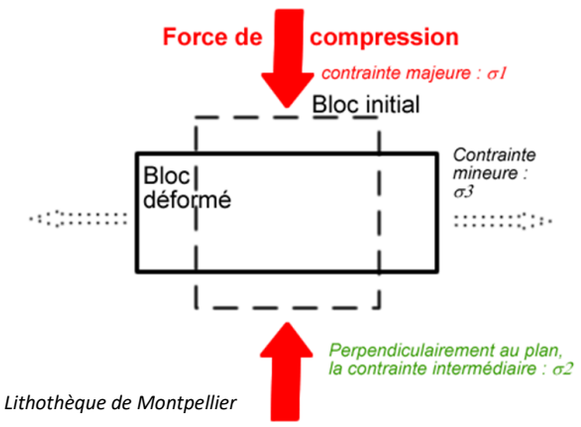


Figure 8 - Interprétation et contexte de formation de la série briovérienne de la Roche Blain

Mode de formation des joints stylolithiques

Lors d'une pression importante sur un bloc rocheux, celui-ci tend à se déformer pour compenser cette contrainte : il se raccourcit dans la direction de la contrainte maximale et s'élargit dans celle de la plus petite contrainte de sorte que son volume est conservé.



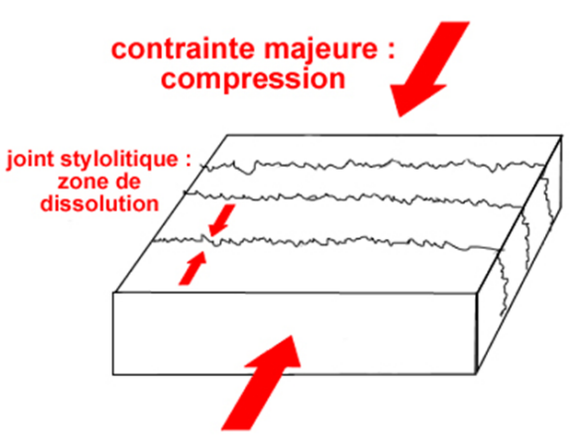
Lithothèque de Montpellier

Et c'est le cas des calcaires lors de la diagenèse ou plus tard, lors d'une déformation sous l'effet de contraintes tectoniques.

Comprimée, la roche calcaire s'adapte alors en se dissolvant : une façon bien pratique d'accommoder le raccourcissement ! un peu comme cela se produit quand on rapproche deux blocs de glace ; les surfaces en contact fondent.

Et comme un calcaire dans la nature n'est jamais pur, il renferme toujours une petite proportion d'argile ou d'oxydes de fer… et de l'eau, c'est cette fraction argileuse ou ferrique peu soluble qui va subsister et s'accumuler, se concentrer dans le joint après la dissolution et le lessivage du calcaire par l'eau.

Les joints stylolithiques se forment toujours perpendiculairement à la contrainte (ou pression) principale. Les pics stylolithiques indiquent la direction de cette contrainte.



Remarque

On peut apprécier quantitativement l'importance de cette dissolution.

Exemple théorique - Si dans un joint stylolithique, le fer ou l'aluminium insolubles sont concentrés 20 fois par rapport au calcaire voisin et si le joint est épais de 0,5 mm (épaisseur déterminée en lame mince), alors le joint correspond à une perte de :

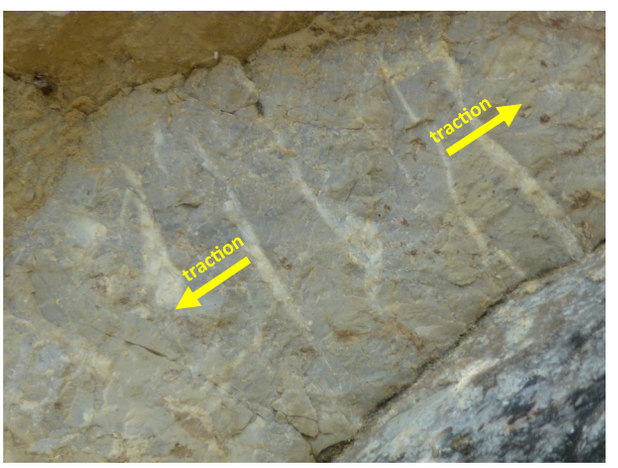
20 . 0,5 mm = 10 mm = 0,01 m de calcaire.

Si une série calcaire de 100 m d'épaisseur comporte 1000 joints stylolithiques, alors cela implique que sa puissance initiale était de :

100 m + (1000 . 0,01 m) = 110 m, différence non négligeable !

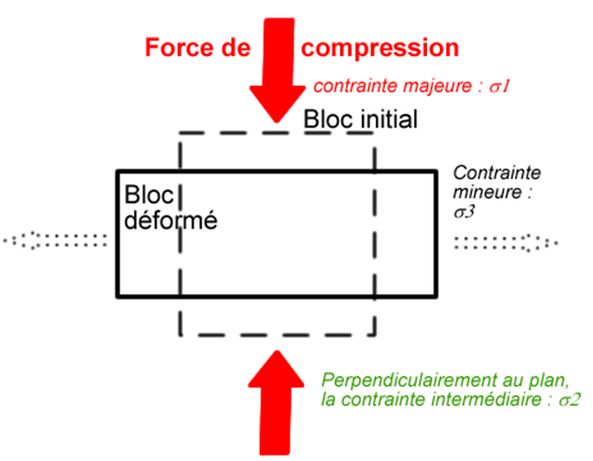
2 - Les fentes de tension - Mode de formation

Ce sont des fractures remplies de calcite.



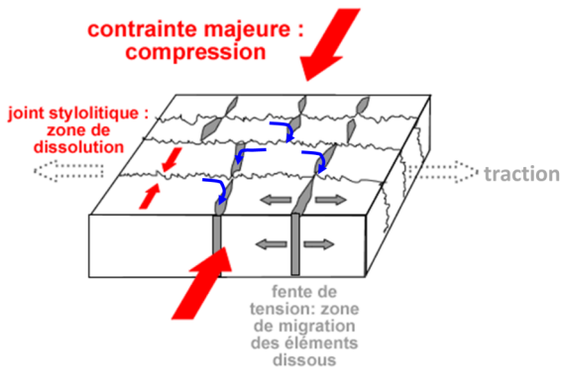
Pour qu'il y ait création de fractures dans le banc de calcaire, il faut que ce dernier soit étiré perpendiculairement à ces fentes de tension.

On retrouve ce qui a été dit à propos de la formation des joints stylolitiques, à savoir, en faisant bref, qu'une contrainte verticale principale s'accompagne d'une traction dans le plan horizontal.



Des fractures vont alors s'ouvrir, leurs lèvres vont s'écarter et de la calcite va y cristalliser.

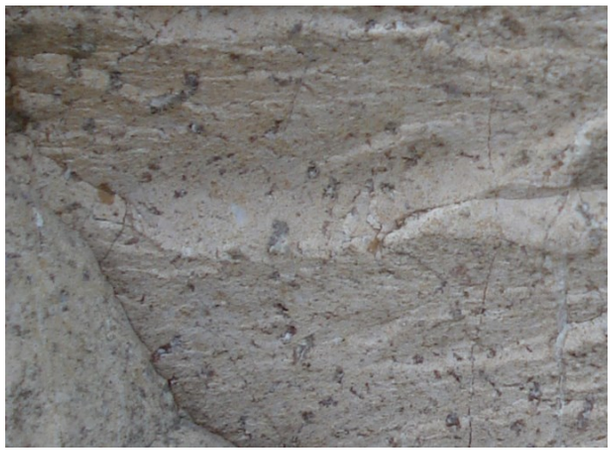
Et d'où viendrait cette calcite qui les remplit ? Elle provient du calcaire qui a été dissout au niveau des joints stylolithiques.



L'eau chargée en éléments solubilisés (dont les ions Ca^{2+}) migre depuis les joints stylolithiques disposés perpendiculairement à la contrainte maximale vers les fentes de tension parallèles à cette même contrainte.
Dans ces fentes, de la calcite sparitique va cristalliser.

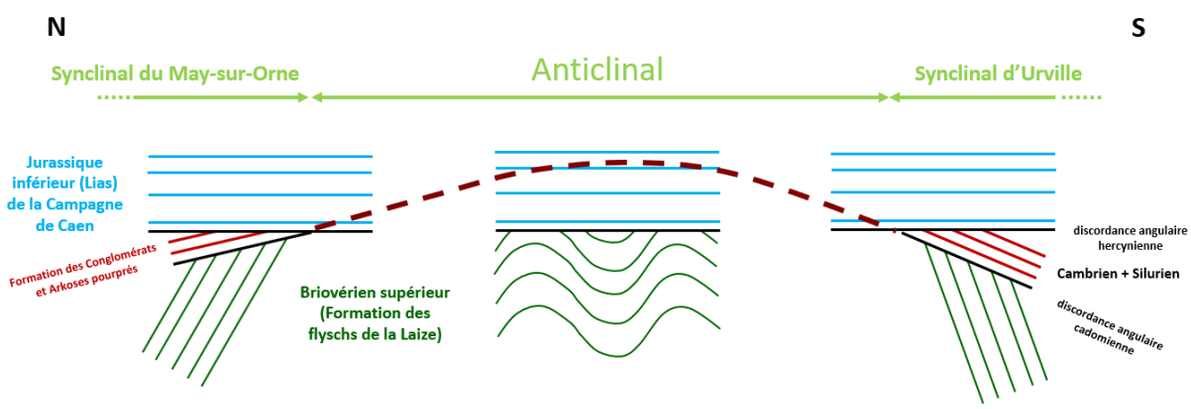
3 - Les « bird-eyes » ou fenestrae - Mode de formation

Ce sont des vermicules de calcite macrocristalline (sparite), de taille millimétrique et présents en abondance dans la roche.

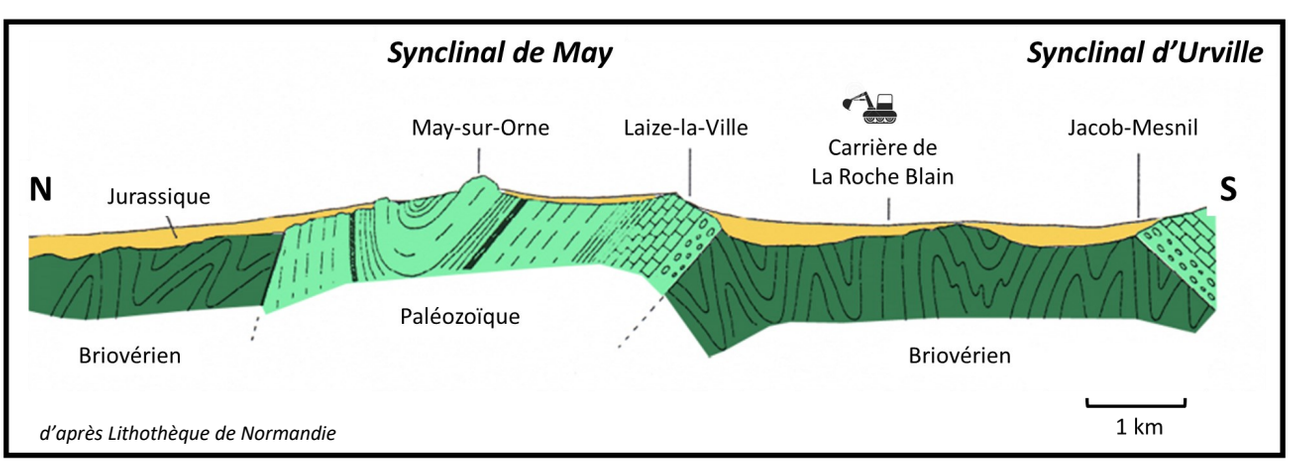


Les « bird-eyes » ont une origine secondaire : ils correspondent au remplissage de petites cavités présentes dans le sédiment calcaire. Ces cavités pourraient résulter de l'émission de bulles de gaz produites par la décomposition de colonies de Cyanophycées. Les calcaires de la Formation des « Schistes et Calcaires » du Cambrien inférieur sont en effet très riches en dômes stromatolithiques à *Collenia* et *Rosnaiella*.

Figure 9 - Bilan des observations de la journée



Arrêt 3 : ce que l'on observe à Laize-la-Ville | **Arrêt 2 : ce que l'on observe à la carrière de Roche Blain** | **Arrêt 1: ce que l'on observe au Rocher de Jacob-Mesnil**



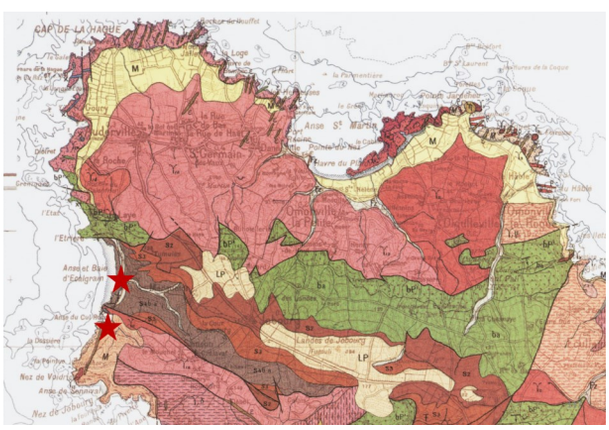
d'après Lithothèque de Normandie

Journée 2

La Pointe de la Hague : Baie d'Écalgrain et Anse du Cul-Rond

Arrêt 1 - La Baie d'Écalgrain

A- Situation



B- La Baie d'Écalgrain

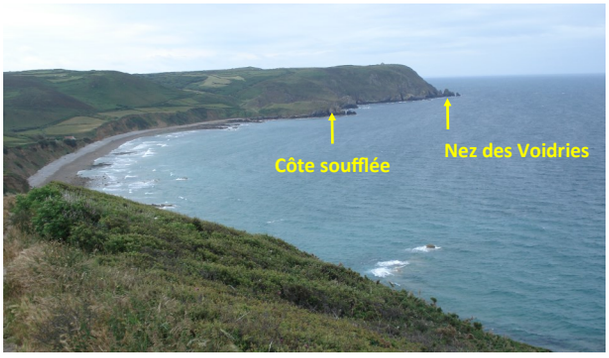
1. Point de vue à partir du parking - Considérations générales et observation du paysage

La Baie d' Écalgrain, en creux, est limitée au Nord par la Pointe du Houpret et au Sud par la pointe de la Côte soufflée qui cache l'Anse du Cul Rond. Toutes deux s'avancent dans la mer. Cette morphologie de la côte s'explique facilement par le fait que la baie est constituée de roches relativement tendres (schistes) alors que les deux pointes qui l'encadrent sont faites de roches dures et donc résistantes aux assauts de la mer : la Pointe du Houpret est armée par le Granite du Calenfrier et des grès du Cambrien inférieur et la Côte soufflée par la Granodiorite du Thiébot.

NB - On retrouvera la même chose le lendemain avec l'Anse de Vauville limitée au Nord par la Granodiorite du Thiébot et les migmatites du Nez de Jobourg et au Sud par le Batholite de Flamanville.

Conclusion

La morphologie côtière est largement dépendante de la lithologie.



∗ Du côté du continent, la Baie d'Écalgrain est dominée par deux falaises successives : une falaise morte et une falaise vive séparées par un replat.

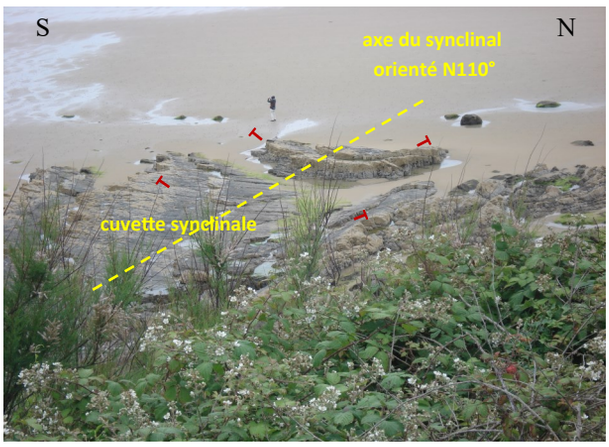
- La falaise morte, la plus haute, inclinée d'environ 30°, dessine comme des collines. Elle est couverte d'une lande à Fougères aigles (Ptéridaie) et taillée dans les terrains cambro-siluriens du synclinal de Jobourg. Des bancs de grès ordoviciens affleurent par endroits.

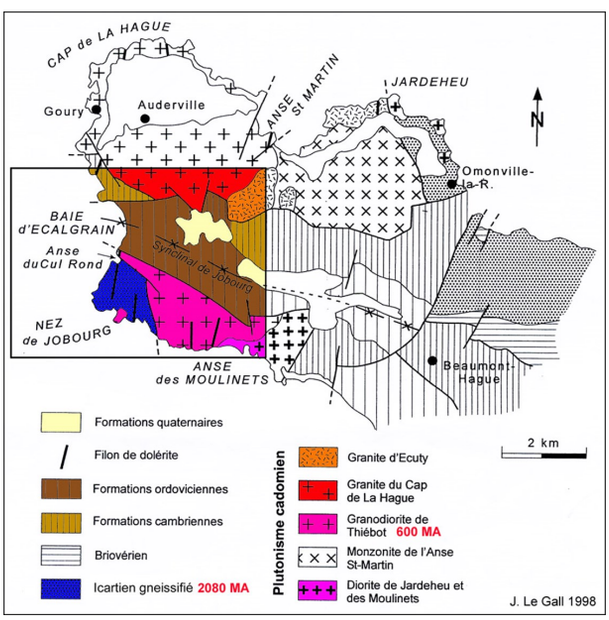
- Le replat qui forme comme une terrasse porte des herbages encore appelés « drapés » enclos de murets.

- La falaise vive domine la plage de galets du fond de la baie. Elle marque la ligne de rivage actuel. Comme son nom l'indique, son érosion se poursuit de nos jours.

⇒ ***On va montrer que cette morphologie côtière est aussi, en grande partie, héritée des climats du Quaternaire.***

Sur l'estran que l'on domine, un pli synclinal, orienté approximativement N110°, affleure. Les bancs situés au Nord de l'axe de ce pli plongent vers le Sud, et inversement, les bancs situés au Sud de l'axe plongent vers le Nord.





Remarque

En fait, les bancs que l'on observe ici et qui sont du Silurien dessinent plusieurs plis et replis ; ils sont également faillés. Cela s'explique par le fait qu'on est au cœur du Synclinal de Jobourg et que celui-ci a été tectonisé, déversé vers le Sud au cours de l'orogenèse varisque. Sa charnière en a pâti !

⇒ ***Une balade jusqu'à la pointe de la Côte soufflée va nous permettre d'aborder les grandes lignes de la géologie de ce synclinal.***

2. Le Quaternaire de la falaise vive

Depuis le blockhaus couché sur la plage de galets, preuve que la falaise vive a reculé depuis la seconde guerre mondiale, on observe :

- au premier plan, un cordon de galets à 3 paliers bien nets qui recouvre la plate-forme d'abrasion actuelle constituée de terrains paléozoïques,

- sur toute la hauteur de la falaise vive, deux niveaux importants de gros blocs rocheux ou « heads » séparés par un niveau beaucoup plus fin, jaunâtre, de lœss ; ce niveau n'est pas toujours bien net, éboulé ou caché par la végétation,

- et tout à fait au sommet de la falaise, couronnant le tout, un autre niveau de lœss mais cette fois-ci bien net, épais, continu, surmonté par un sol brun lessivé portant la végétation.

Remarque

Une couche de galets arrondis et aplatis forme la base de la falaise vive. On ne la voit pas ici parce que cachée par les galets de la plage actuelle. On la verra en retournant sur nos pas, au débouché du petit ruisseau du Moulin.

Composition des heads

- Le head le plus bas de la falaise, à notre portée, montre une très forte hétérométrie : il est constitué de blocs de toutes les tailles, de quelques à plusieurs dizaines de centimètres, emballés dans une matrice jaunâtre argilo-sableuse.

- Ces blocs ne ressemblent pas du tout aux galets voisins de la plage. Ils sont anguleux, à faces planes et arêtes vives alors que les galets de la plage sont arrondis et portent à leur surface des traces de chocs « en coup d'ongle ».

- On n'y observe pas de figures de sédimentation de type granoclassement ou de stratification.

- Enfin, ces blocs sont constitués pour l'essentiel de grès fins ou de grès arkosiques ou de schistes (on peut trouver aussi des microgranites, dolérites…), roches qui affleurent toutes dans le Synclinal de Jobourg qui constitue le substratum de la Baie d'Écalgrain. Ils ont par conséquent une origine locale.

Galets de l'estran

Traces de chocs en « coup d'ongle » sur un galet de l'estran

Blocs de « head »

Blocs de « head »

Conclusion

Peu usés, les blocs des heads ont donc été transportés sur de courtes distances. Et le fait qu'ils ne soient pas granoclassés, que la matrice argilo-sableuse qui les lie soit importante quantitativement suggère qu'il n'y a pas eu transport par un courant d'eau (torrent, rivière, fleuve) qui aurait rapidement déblayé cette matrice.

Âges de la formation des heads

Ces « heads » sont bien connus un peu partout en Europe. On en trouve même en Vendée littorale !

Ils représentent un héritage des périodes froides du Quaternaire.

Dans la Baie d'Écalgrain par exemple, on a daté la base de la falaise vive à environ 190 ka et son sommet à 28-12 ka, par différentes méthodes de datations absolues - méthode au ^{14}C, méthode OSL ou datation par luminescence stimulée optiquement sur le quartz, méthode IRSL ou datation par luminescence stimulée par infrarouge sur le feldspath).

Ces âges ont été corroborés par la découverte de quelques assemblages lithiques qui plaident en faveur de la présence à Écalgrain de sites de débitage selon une technique bien particulière, la méthode Levallois, caractéristique du Paléolithique moyen (350 à 45 ka).

Conclusion

Les heads et læss de la falaise vive de la Baie d'Écalgrain se sont formés au cours des deux derniers cycles glaciaires : Saalien ou Riss (avant-dernier glaciaire) et Weichsélien ou Würm (dernier glaciaire) séparés par l'interglaciaire Éémien.

Mode de formation des heads

Un head est un dépôt de solifluxion sur un versant, formé sous climat périglaciaire à gel hivernal long et dégel estival important.

- Au cours des périodes froides et en l'absence de couvert végétal jouant le rôle d'isolant ou de tampon thermique, le sol gonfle par transformation de son eau en glace. Le substrat rocheux local est fracturé par l'action du gel.

Ce processus de **cryoclastie (ou gélifraction)** fournira les blocs et les cailloux du head.

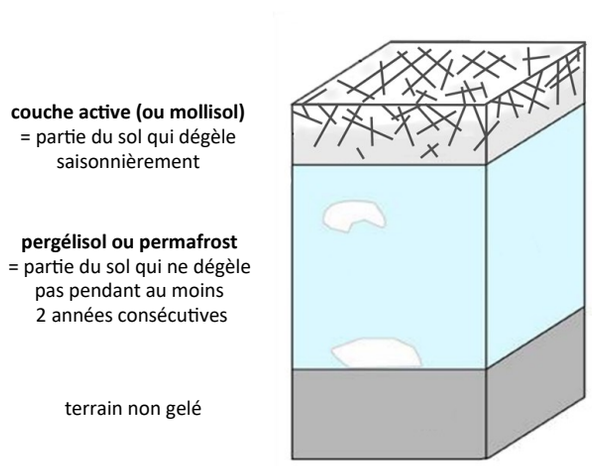
L'origine de la matrice unissant les blocs du head est plus variée. Dans la plupart des cas, elle sera le produit de la cryoclastie et de l'érosion des altérites formées lors de l'interglaciaire précédent ; elle peut également provenir du remaniement des placages de **lœss*** préexistants.

* ***Définition de lœss :*** *roche sédimentaire détritique meuble formée par l'accumulation de limons (particules de taille comprise entre 2 et 63 µm) issus de l'érosion éolienne (déflation) dans les régions périglaciaires. Après transport par le vent à moyenne et longue distance, ces particules fines sont généralement piégées par une végétation herbacée dense.*

- Pendant les périodes de dégel, la couche active se gorge d'eau, se liquéfie alors que le pergélisol reste gelé donc solide (voir schéma ci-dessous).

Sur les versants, ces deux ensembles pourront par conséquent se désolidariser, le pergélisol jouant en quelque sorte le rôle de « couche-savon ».
Les débris rocheux (gélifracts) et la fraction fine contenus dans la couche active seront alors mobilisés par de puissantes **coulées de solifluxion** qui emprunteront les vallons.

Ce sont ces coulées qui sont à l'origine des heads.



Lors de la formation des heads pendant les périodes froides du Saalien et du Weichsélien, le niveau de la mer était plus bas que le niveau actuel (jusqu'à 110 m plus bas au Weichsélien) et la ligne de rivage se trouvait par conséquent beaucoup plus au large qu'elle ne l'est aujourd'hui.
Des heads se sont alors étalés mollement en vastes surfaces planes (les replats actuels en sont les témoins) sur une grande partie des territoires exondés, colmatant tous les creux topographiques.

Puis avec le retour de la mer à l'Holocène, il y a 12000 ans (dernier interglaciaire), le trait de côte a reculé, les heads ont été érodés. Ils sont exposés de nos jours au niveau des falaises vives.

Cette histoire est illustrée par la suite des schémas de la **figure 10** et le schéma de synthèse **(Figure 11)**.

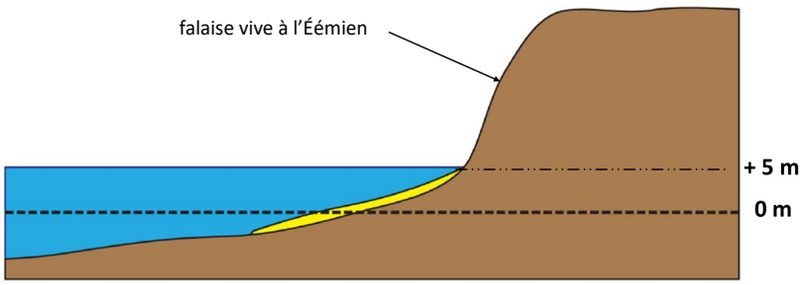
Comme le montre le dernier schéma, le niveau marin étant aujourd'hui 5 m au-dessous de son niveau à l'Éémien, on devrait s'attendre en toute logique à voir exposée à la base de la falaise vive actuelle cette plage éémienne fossile.

Effectivement, on retrouve bien une plage fossile au débouché de la Rivière du Moulin.

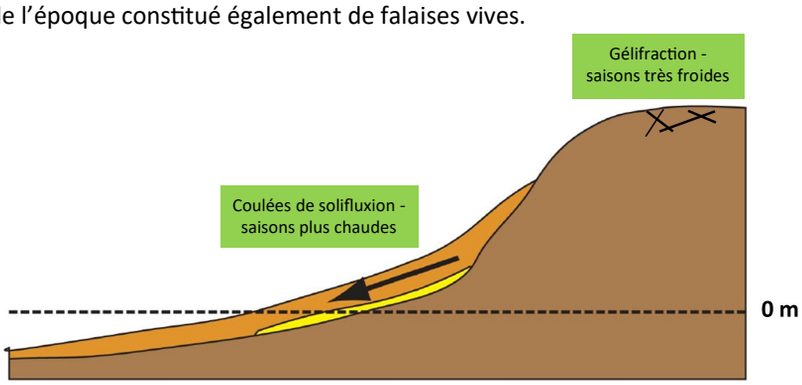
Il s'agit d'une plage et non pas d'un head pour 2 raisons principales : cette formation est constituée de galets aux formes bien arrondies, en même temps très aplaties ; et les galets sont jointifs, ils ne sont pas séparés par une matrice argilo-sableuse.

Discussion

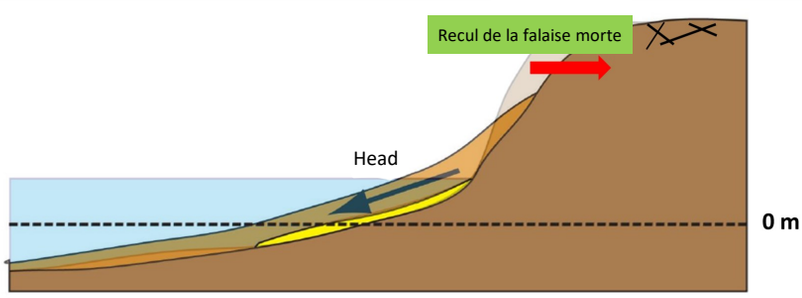
Aujourd'hui, les géologues ne sont pas tous d'accord sur l'interprétation de la falaise vive d'Écalgrain.



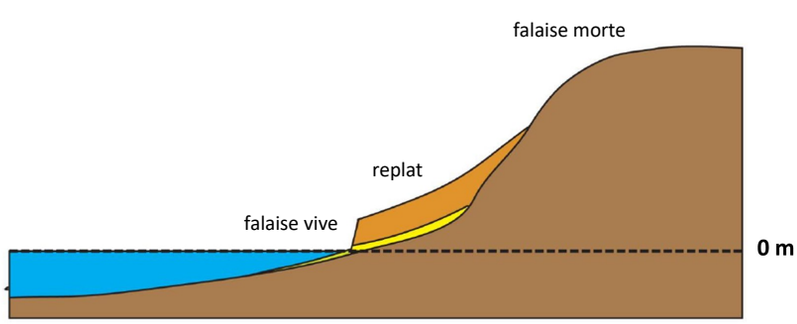
Lors de l'interglaciaire Éémien, le niveau de la mer se trouvait à 5 m au-dessus du niveau actuel. Une plage (en jaune) bordait le littoral de l'époque constitué également de falaises vives.



Lors du glaciaire suivant, le Weichsélien, l'eau des océans étant mobilisée sous forme de glace dans l'inlandsis eurasiatique (calottes anglo-irlandaise et fennoscandienne), le niveau de la mer a baissé. Il se trouvait à 110 m sous le niveau actuel.
Le long de l'ancien littoral d'Écalgrain, les falaises vives sont devenues des falaises mortes. Pendant les saisons froides, elles subissaient en surface le phénomène de la gélifraction ; puis au cours des saisons relativement plus chaudes, leurs couches actives, en se « liquéfiant », ont alimenté des coulées de solifluxion ou heads qui ont recouvert l'ancienne plage éémienne.



Parallèlement, bien évidemment, la falaise morte reculait avec le temps et prenait progressivement une forme plus émoussée, sa silhouette s'adoucissait.



Depuis 12 000 ans, début de l'interglaciaire actuel appartenant à l'Holocène, les calottes ont fondu. Le niveau des mers s'est élevé. La transgression flandrienne a érodé les formations de heads par sapage de leurs bases en même temps que des rivières nouvellement formées les ont incisés par le haut pour rejoindre la mer.

Figure 10 - Raisonnement pour le dernier cycle interglaciaire/glaciaire Éémien-Weichsélien

Le paysage de la Baie d'Écalgrain est hérité des variations climatiques quaternaires :

- la falaise morte est le témoin de **l'interglaciaire Éémien**, période « chaude » au niveau marin élevé (+ 5 m par rapport au niveau actuel),
- le replat constitué de heads et de lœss, véritable terrasse de solifluxion, est le témoin du **glaciaire Weichsélien**, période « froide » au niveau marin bas (110 m au-dessous du niveau actuel),
- la falaise vive actuelle est le témoin d'un nouvel interglaciaire : l'**interglaciaire Holocène** dont le niveau marin continue à s'élever !!

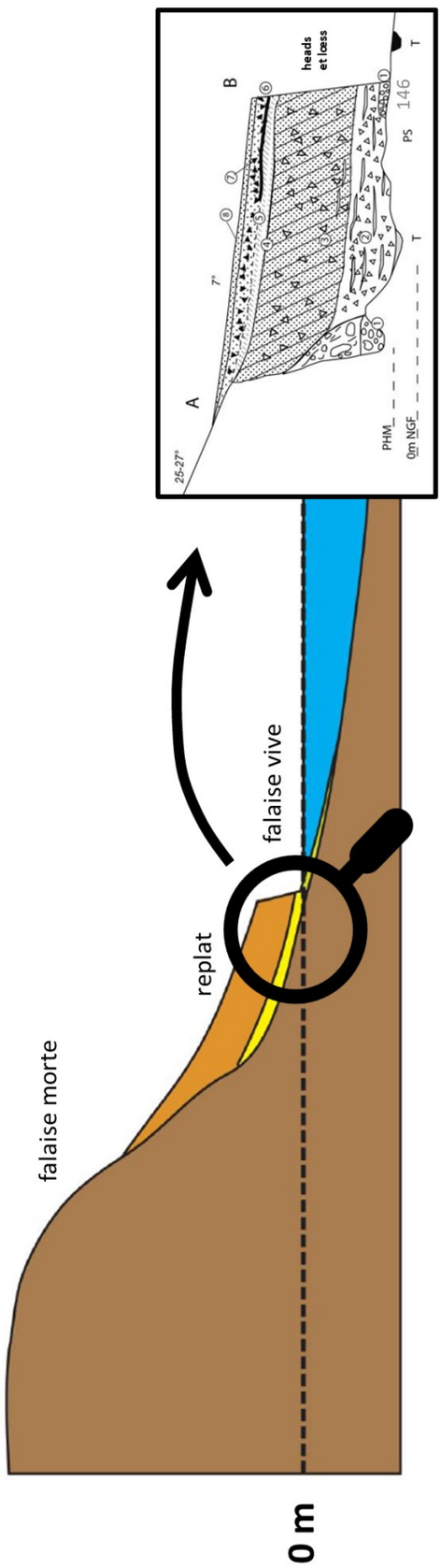


Figure 11 - Synthèse

On observe sur la falaise deux heads surmontés chacun par un horizon de lœss (voir page 93).

Première interprétation possible

Chaque doublet head-lœss représentant une période glaciaire, le doublet inférieur correspondrait au Saalien (= Riss) et le doublet supérieur au Weichsélien (= Würm). Dans ce cas, on devrait avoir entre ces deux doublets l'interglaciaire Éémien (de -130 à -110 ka) donc une plage éémienne située quelque part au milieu de la falaise vive. Y en a-t-il une ? On n'a pas escaladé la falaise !

Et s'il y en avait effectivement une, alors la plage fossile que l'on a observée au débouché de la Rivière du Moulin, située plus bas, ne serait pas éémienne mais correspondrait à l'interglaciaire Holsteinien (= interglaciaire Elstérien - Saalien).

Deuxième hypothèse

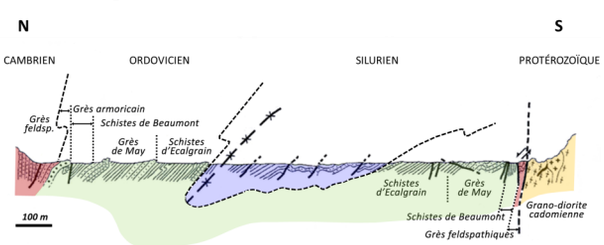
Si la plage fossile de la Rivière du Moulin est bien éémienne, alors il faut admettre que les deux doublets de la falaise appartiennent à la seule et même période glaciaire du Weichsélien. Et un épisode de réchauffement climatique intra-Weichsélien sans variation du niveau marin expliquerait l'existence des deux doublets.

3. Le flanc Sud du synclinal paléozoïque de Jobourg et sa bordure cadomienne (Côte soufflée)

Rappel de l'observation faite sur le parking

Sur l'estran, au débouché de la Rivière du Moulin, on est pratiquement au cœur du synclinal paléozoïque de Jobourg qui forme toute la plate-forme d'abrasion de la Baie d'Écalgrain. Son axe orienté N110° passe à peu près à hauteur de la rivière.

Ce synclinal a été fortement tectonisé lors de l'orogenèse varisque. Il a été déversé vers le Sud.



En allant de la Rivière du Moulin à la Côte soufflée **(Figure 12)**, on va par conséquent parcourir son flanc Sud.

a) Les Grès du silurien

Les Grès du Silurien (Caradocien) ont une teinte claire. Ils se présentent sous la forme de bancs épais.

b) Les Schistes d'Écalgrain (Ordovicien supérieur)

Les Schistes d'Écalgrain ont une teinte sombre, presque noire. Ils proviennent de la compaction de vases riches en matière organique.

L'ensemble de la formation présente un aspect rubané du fait de la présence de lits gréseux interstratifiés.

c) Les Grès de May (Ordovicien moyen et supérieur)

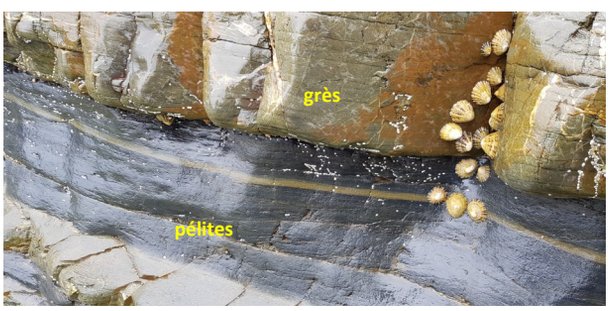
Les Grès de May ont une teinte légèrement gris-beige. Ils proviennent de la consolidation de sables littoraux quartzeux fins et bien classés.

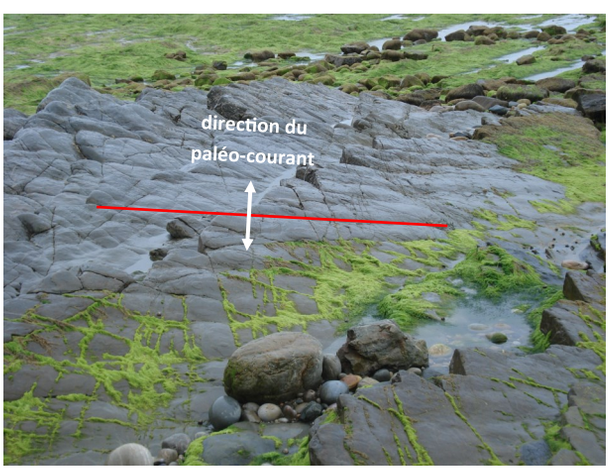
Figure 12 - Estran de la Baie d'Écalgrain et localisation des sites d'observations

Leur composition siliceuse les rend très résistants à l'érosion.

Entre les bancs de grès en relief, s'intercalent des niveaux plus tendres et sombres constitués de pélites. Ces pélites proviennent de la consolidation de vases riches en matière organique et déposées en milieu calme.

À la surface des bancs pélitiques, on peut observer des terriers et sur les surfaces gréseuses, des ripple-marks de faible amplitude et de longueur d'onde presque métrique.





Vers le Sud donc vers la base de la formation des Grès de May, les bancs se relèvent et forment des barres bien visibles sur l'estran. Au pied de ces barres, affleurent des passées pélitiques relativement importantes, très schistosées (niveaux de décollement, de disharmonie ?).

Le flanc Sud se termine avec les Schistes de Beaumont (Ordovicien moyen) et les Grès feldspathiques du Cambrien à faciès deltaïque.

Conclusion

La succession des faciès de la série paléozoïque que l'on a traversée indique la présence au Cambrien d'un milieu deltaïque qui s'est ensuite progressivement approfondi à l'Ordovicien (Grès armoricain, Grès de May) et au Silurien.

La présence de fossiles (Trilobites, Graptolites…) et de nombreuses figures de sédimentation (terriers, ripple-marks, mégarides …) souligne la proximité du continent.

Le milieu de sédimentation était une plate-forme littorale tantôt calme (sédimentation des niveaux pélitiques) tantôt soumise à des courants (mégarides dans les grès).

NB - Cette succession de faciès peut être mise en parallèle avec les formations paléozoïques de la Vallée de la Laize **(Figure 13)**.

d) Le contact Grès feldspathiques (Cambrien) et Granodiorite du Thiébot (Cadomien : - 600 , - 575 Ma ?)

Tout au bout de l'estran, près de la Côte soufflée, affleure, pratiquement au pied du head, de la granodiorite.

La granodiorite, altérée, recouverte de lichens et présentant une foliation métamorphique assez fruste est reconnaissable à sa couleur légèrement verdâtre. En certains endroits, elle est lardée de petits filonnets roses d'aplite.

La granodiorite est une roche plutonique (= roche magmatique de profondeur) dont la composition, comme son nom l'indique, est intermédiaire entre celle du granite et celle de la diorite.

Rappels

Le granite renferme du quartz, du feldspath alcalin (orthose), du feldspath plagioclase (albite, oligoclase) et du mica (biotite, muscovite). Le feldspath alcalin domine en proportion le feldspath plagioclase.

La diorite contient essentiellement du feldspath plagioclase (andésine), de l'amphibole (hornblende), du pyroxène et éventuellement du quartz s'il s'agit d'une diorite quartzique.

Dans la granodiorite, on va retrouver du feldspath alcalin, du feldspath plagioclase, de l'amphibole et de la biotite. La granodiorite a donc une composition minéralogique finalement assez proche de celle du granite. Mais à la différence du granite, son feldspath dominant est le feldspath plagioclase qui participe en partie, avec l'amphibole et la biotite, à sa couleur verte.

Dans quel contexte s'est formée la Granodiorite du Thiébot ?

La granodiorite est l'équivalent plutonique de l'andésite.

Et on sait aujourd'hui qu'andésites et granodiorites se mettent en place préférentiellement dans les zones de subduction :

- la granodiorite, roche magmatique de profondeur, dans la partie inférieure de la croûte continentale chevauchante,

- l'andésite, roche magmatique de surface ou volcanique, en surface (volcanisme andésitique à dynamisme explosif).

Dans le cadre de l'orogenèse cadomienne déjà évoquée lors de la première journée : « La Vallée de la Laize : de Bretteville-sur-Laize à May-sur-Orne », la Granodiorite du Thiébot s'est mise en place au Cadomien, il y a environ 600 - 575 Ma, lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique (ou Océan de la Manche) sous la microplaque armoricaine alors dépendante du Proto-Gondwana.

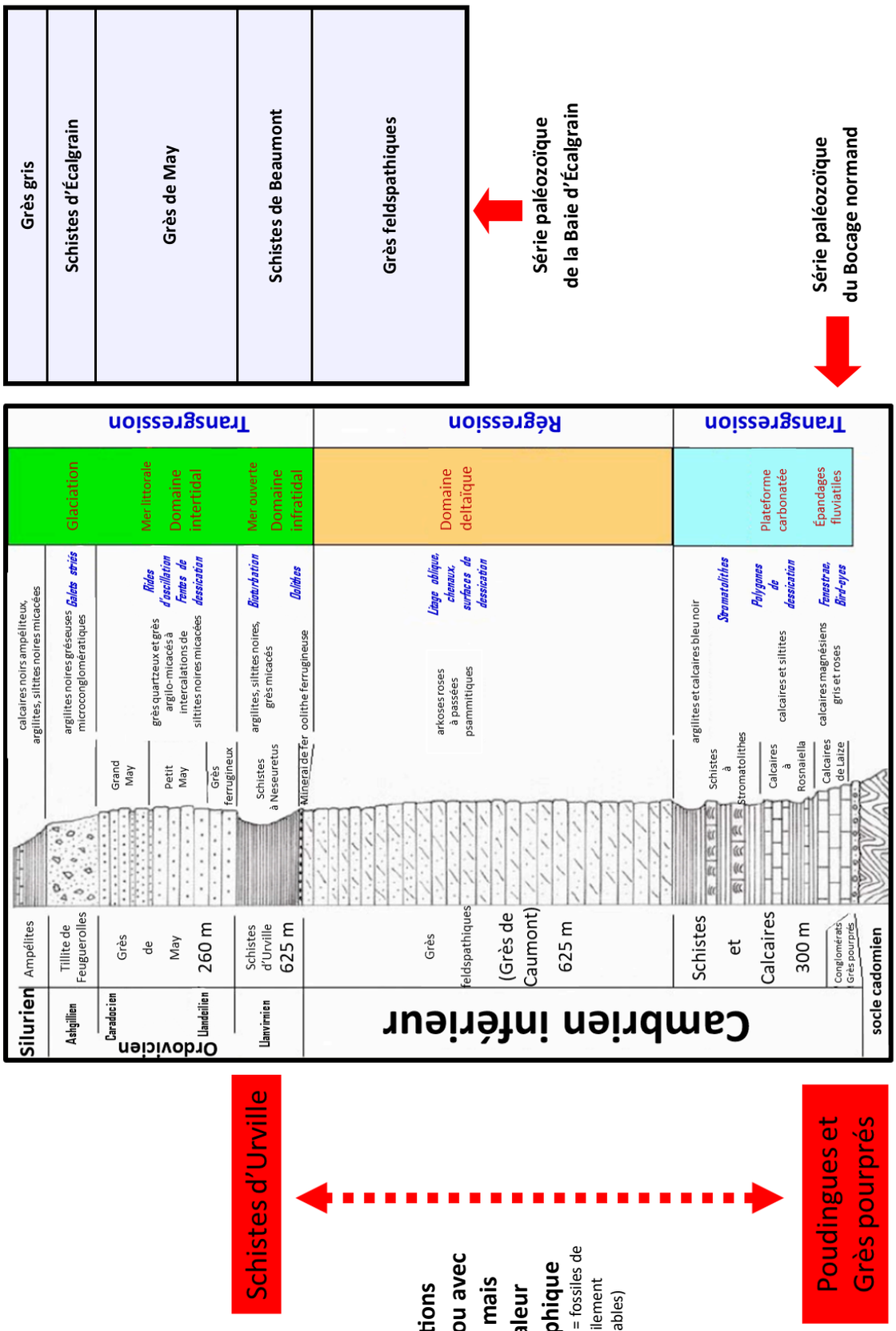
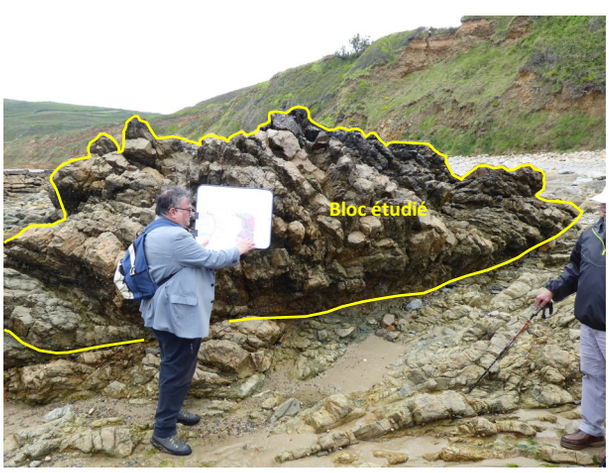


Figure 13 - Mise en parallèle des séries paléozoïques de la vallée de la Laize et de la Baie d'Écalgrain

Le contact entre la granodiorite cadomienne et la formation cambrienne des Grès feldspathiques apparaît très chaotique !

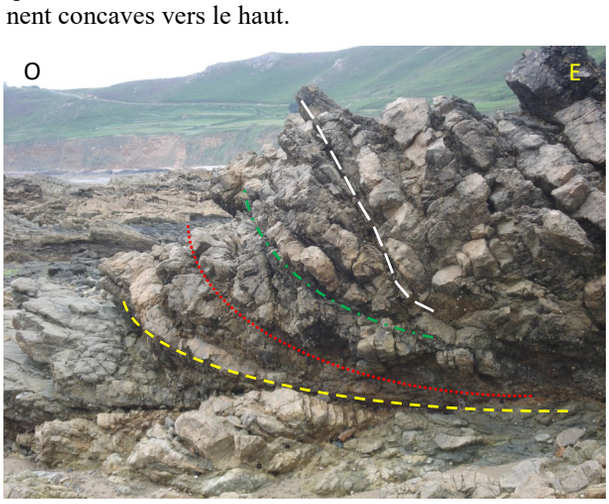
Les strates du Cambrien constituées de grès grossiers, arkosiques, y sont plissées, faillées, disloquées.

Un bloc va permettre d'interpréter ces observations.



Dans ce bloc, on constate que les strates de Grès feldspathiques sont relativement intactes, bien continues. En tous cas, elles permettent une bonne lecture.

À la base du bloc, les strates sont horizontales puis, quand on les suit vers l'Ouest, elles se courbent, deviennent concaves vers le haut.



Cette déformation tectonique indique donc un mouvement relatif de ce bloc vers la gauche de la photographie, vers l'Ouest, vers le large !

À l'interface bloc/surface de l'estran, on observe également très nettement une fracture, plus précisément un plan de fracturation horizontal mais dont le pendage vers le Nord ne peut être apprécié.
Il s'agit très vraisemblablement de l'un des plans de chevauchement du synclinal paléozoïque de Jobourg sur la granodiorite cadomienne jouant le rôle de socle.

Sur la surface de l'estran, rien de particulier n'a été noté.

L'interprétation de cet affleurement est la suivante.

Le compartiment portant le bloc s'est déplacé vers l'Ouest par rapport au compartiment de l'estran où se trouve Gaston Godard supposé fixe.

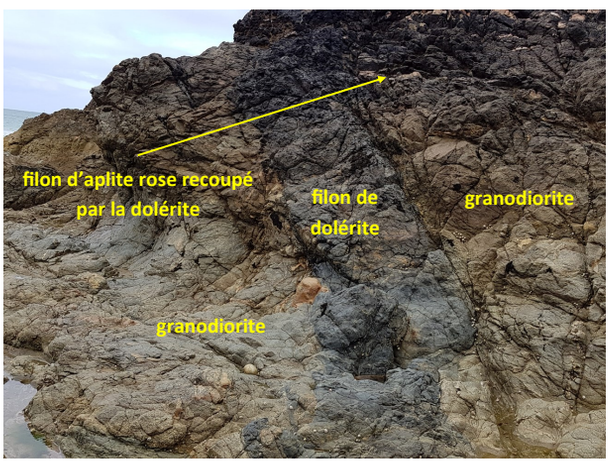
Conclusion

Le plan de fracturation observé à la base du bloc est donc non seulement la trace d'un plan de chevauchement du synclinal paléozoïque de Jobourg vers le Sud sur la granodiorite du socle cadomien ; il est aussi la manifestation d'un décrochement cisaillant, ici senestre et orienté Est-Ouest, entre ces deux ensembles.

Si l'on parcourt l'estran au Sud du bloc, on met en évidence un véritable couloir tectonisé entre la granodiorite cadomienne et la base de la série paléozoïque, couloir fracturé et donc fragile que la mer a pu facilement éroder et creuser.

e) Le dyke de dolérite

De couleur gris bleu, un filon de dolérite coupe une « barre » de la Granodiorite du Thiébot.



Rappel

La dolérite a même composition chimique que le basalte et le gabbro mais en diffère par sa texture finement grenue. Elle s'est formée à partir d'un magma basaltique qui a emprunté au cours de son ascension une fracture de l'encaissant et y a cristallisé relativement rapidement.

Conclusion

Par application du Principe de recoupement, le filon de dolérite s'est donc mis en place postérieurement à la Granodiorite du Thiébot.

Donnée

Les filons de dolérite de la Hague ont été datés du Dévonien (entre -400 et -360 Ma) ; ils sont liés à une phase de distension précoce de l'orogenèse varisque. Le filon observé ici serait de même âge.

Mais alors pourquoi ce filon n'a-t-il pas recoupé la couverture paléozoïque du synclinal de Jobourg ?

Hypothèses

- Le magma basaltique a facilement pénétré dans l'encaissant granodioritique. Très compétent, très dur, ce dernier s'est en effet intensément fracturé, faillé quant il a été étiré au Dévonien, au début de l'orogenèse varisque. Mais lorsque le magma a rencontré la couverture sédimentaire, il aurait eu plus de mal à s'y insinuer, cette dernière, moins compétente, ayant répondu à ces mêmes forces de distension par des déformations plus souples.

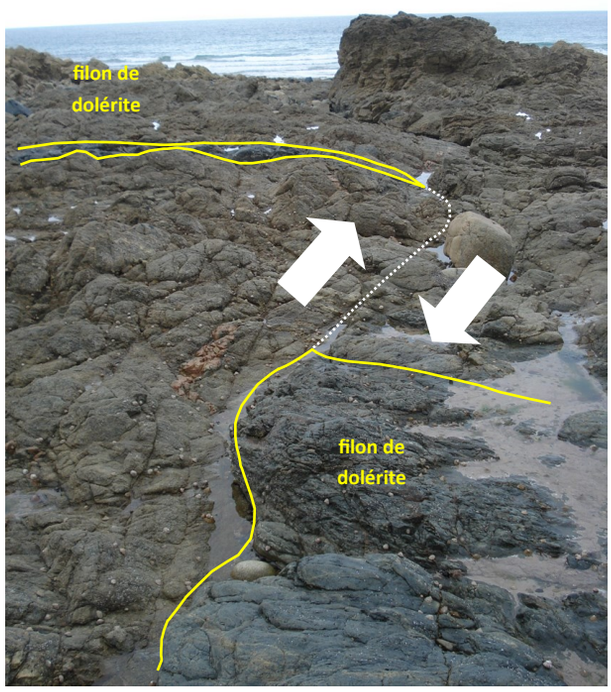
- Une autre hypothèse consisterait à dire que la série paléozoïque du synclinal de Jobourg qui surmonte aujourd'hui le socle n'était pas celle qui le surmontait au Dévonien et que par conséquent, elle a pu ne pas être injectée par du magma basaltique.

Cette hypothèse est la plus probable.

Elle vient confirmer les observations faites précédemment, à savoir que le synclinal de Jobourg a bien une origine « allochtone » et qu'il est venu chevaucher le socle lors d'une phase de serrage plus tardive de l'orogenèse varisque et que le couloir tectonisé a bien une importance majeure ; il est la marque d'un cisaillement et d'un chevauchement.

On peut suivre ce dyke sans aucune difficulté sur l'estran.

On constate alors qu'il s'interrompt en un endroit ; puis on le retrouve quelques mètres plus loin, décalé par une fracture.
De part et d'autre de cette fracture, sur ses deux lèvres, le filon s'étire, s'effiloche jusqu'à disparaître. Cela implique qu'il était donc relativement ductile lorsqu'il s'est rompu.



L'analyse de cette fracture montre que le dyke de dolérite a subi un cisaillement dextre, certainement contemporain du cisaillement senestre mis en évidence précédemment au niveau du contact Grès feldspathiques (Cambrien) /Grano-diorite du Thiébot.

Synthèse

Chronologie des événements qui se sont déroulés dans la Baie d'Écalgrain

1- Mise en place de la Granodiorite du Thiébot vers -600, -575 Ma dans une marge icartienne lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique au tout début de l'orogenèse cadomienne - La granodiorite du Thiébot a été injectée dans l'arc volcanique en formation sur la marge icartienne

2- Collision - Structuration du domaine orogénique - Chevauchements - Métamorphisme de la granodiorite (acquisition de sa foliation)

3- Après l'orogenèse cadomienne (-540 Ma), distension - Formation d'un bassin peu profond qui va recevoir les produits de l'érosion de l'orogène cadomien - Mise en place de la série sédimentaire paléozoïque de la Baie d'Écalgrain

4- Phase de distension pré-varisque au Dévonien (de -400 à -360 Ma) - Genèse d'un magma basaltique en profondeur - Injection de filons de dolérite dans la granodiorite et la couverture paléozoïque

5- Orogenèse varisque - Fermeture de l'Océan Rhéique par subduction de la lithosphère océanique de la plaque Armorica vers le Nord - Plissement du Paléozoïque de la Baie d'Écalgrain en un synclinal

6- Serrage final - Déversement du synclinal vers le Sud - Cisaillements - Déformation des filons de dolérite

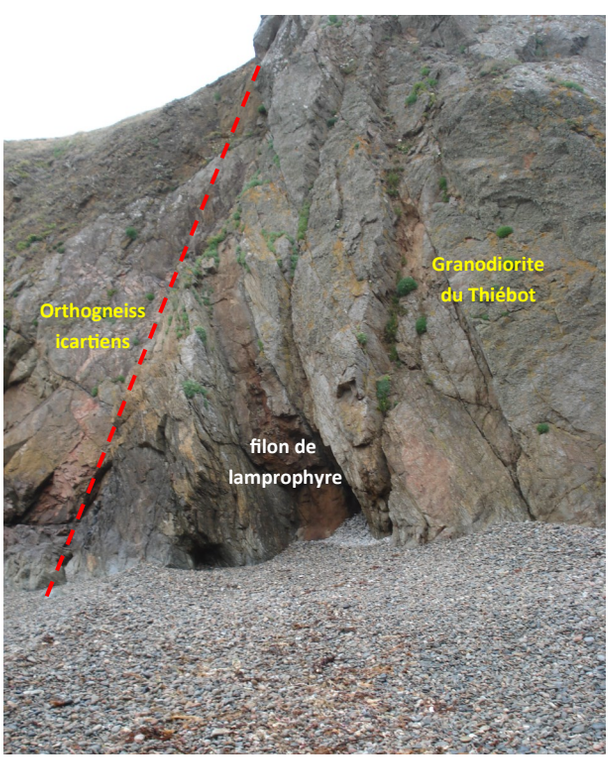
4. L'Anse du Cul Rond (Figure 14)

a) Bordure Nord de l'Anse du Cul Rond

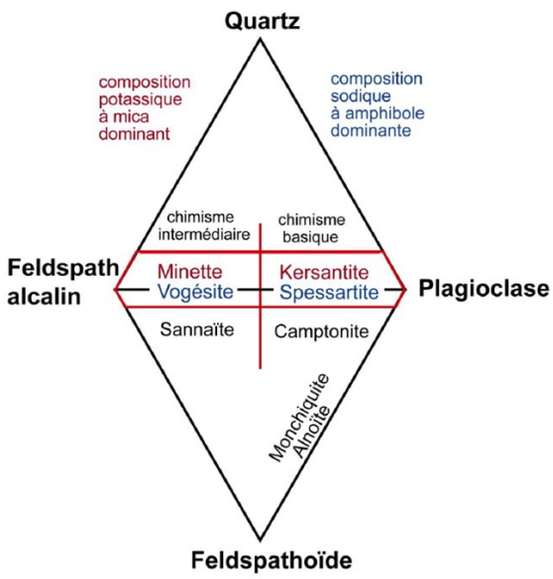
Les falaises qui forment la bordure Nord de l'Anse du Cul Rond et donc le flanc Sud de la Pointe de la Côte Soufflée sont constituées par la Granodiorite du Thiébot et par des orthogneiss roses icartiens.

Le contact entre ces deux ensembles est faillé. Ce contact se prolonge sur l'estran.

La granodiorite, foliée, gneissifiée, est injectée par un important filon de lamprophyre de couleur brune et en creux.



Les lamprophyres sont des roches filoniennes ferromagnésiennes, riches en biotite. Selon la nature du feldspath présent, on distingue la kersantite (avec présence de plagioclases) et la minette (avec présence d'orthose).



La lamprophyre de l'Anse du Cul Rond est de type minette.
C'est sa richesse en biotite qui explique que le filon est en creux. La biotite est en effet un phyllosilicate ferromagnésien qui s'altère facilement à la fois par séparation mécanique de ses feuillets et par oxydation de son fer.

Le filon est également rectiligne. Il n'a pas été plissé ni faillé.
Cela implique qu'il s'est donc mis en place après l'orogenèse varisque.

Des filons de lamprophyre voisins près de la Hague ont été effectivement datés à environ -280 Ma.
Ils témoignent d'une phase d'extension tardi-orogénique contemporaine de l'effondrement de la chaîne varisque.

b) Cœur de l'Anse du Cul Rond

- La falaise

La falaise qui forme le fond de l'Anse du Cul Rond est constituée par la Granodiorite du Thiébot (âge Cadomien -600 , -575 Ma).
On retrouve cette granodiorite dans les gros blocs isolés du haut du platier.

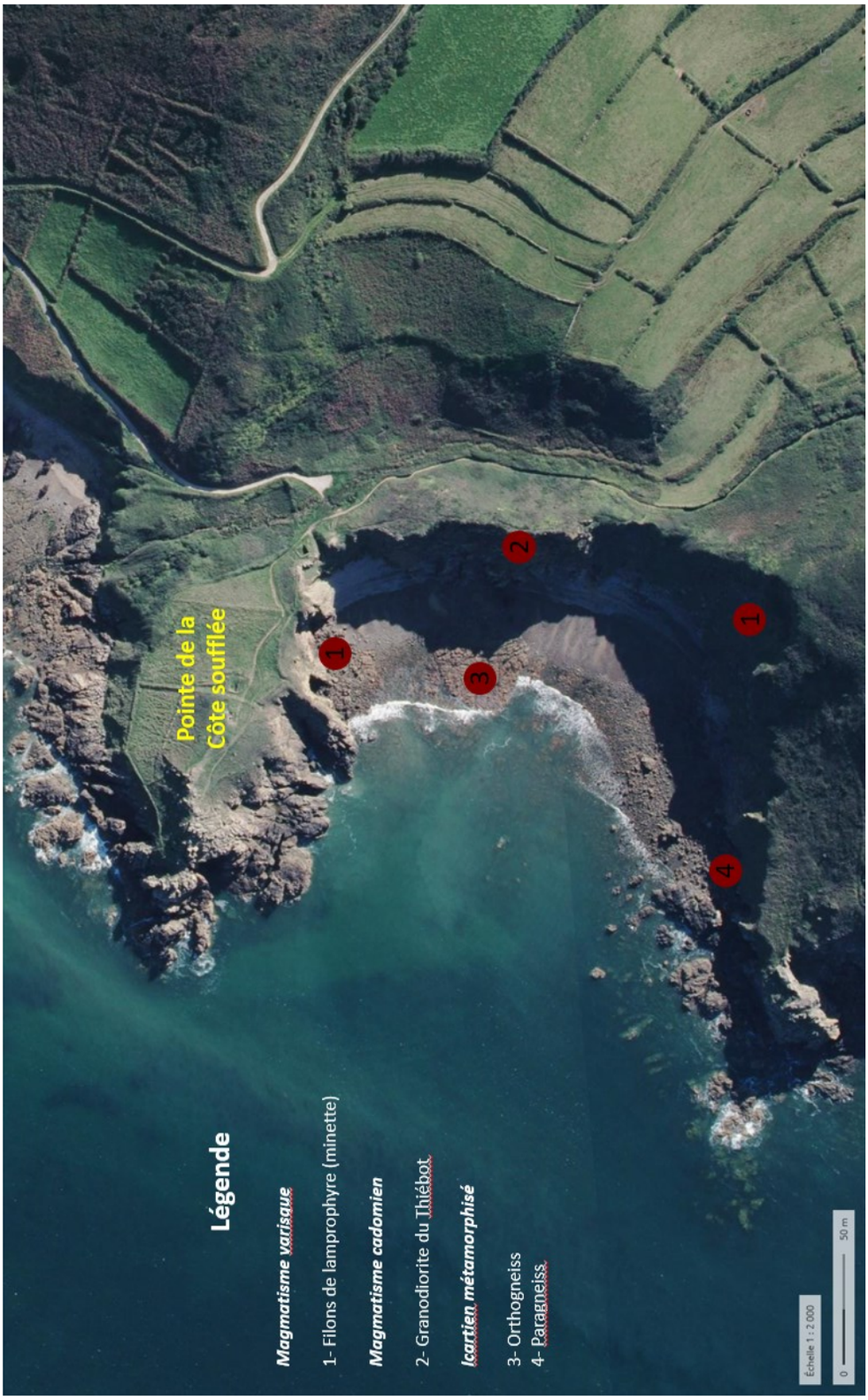


Figure 14 - L'Anse du Cul Rond et localisation des sites d'observations

L'affleurement étant de très bonne qualité, il permet des observations que l'on n'a pas pu faire au Sud de la Baie d'Écalgrain, de l'autre côté de la Côte soufflée.

Sur les blocs du haut de l'estran ou en falaise, la granodiorite présente des alternances de lits sombres riches en minéraux ferro-magnésiens (amphibole, biotite, pyroxène ?) et clairs constitués essentiellement de feldspaths et d'un peu de quartz. Elle est donc nettement foliée de telle sorte qu'on peut parler d'orthogneiss granodioritique.

La foliation est pentée d'environ 50° et orientée N10°.

À côté de ces parties gneissiques, on peut observer des plages plus claires, la plupart du temps en forme d'amande, allongées dans le plan de la foliation. Ces plages claires sont de composition granitique (feldspaths et quartz).

Dans la roche que l'on observe, on a par conséquent l'impression de voir comme un mélange de parties gneissiques et de parties granitiques.

À cette roche mélangée, on donne le nom de migmatite (du grec *migma* qui signifie « mélange »).

La Granodiorite du Thiébot a été ici migmatisée !

Rappel

Au Sud de la Baie d'Écalgrain, elle était simplement foliée. Mais il est vrai que l'affleurement était de mauvaise qualité !

Les migmatites sont des roches qui se situent à la frontière entre le domaine métamorphique solide et le domaine magmatique liquide.

Le protolithe granodioritique du Thiébot a par conséquent subi un début de fusion ou anatexie.

Quelques rappels sur l'anatexie

On désigne sous le terme d'anatexie la fusion partielle des roches. Et pour qu'une roche fonde, il faut bien évidemment qu'elle soit soumise à des T° et (ou) des pressions relativement élevées. Un apport d'eau favorise également l'anatexie.

Ces conditions sont généralement réalisées lors de la formation des chaînes de montagnes.

On a dit (page 101) que la Granodiorite du Thiébot s'est mise en place au Cadomien (vers -600 Ma) lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique (ou de la Manche) sous la marge icartienne de la microplaque armoricaine alors liée au Proto-Gondwana.

Elle a pu se mettre en place dans l'arc volcanique lui-même ou dans le bassin arrière-arc si le plan de Wadati-Bénioff était faiblement penté.

Plus tard, lors de la collision, on peut alors supposer un écaillage de la marge icartienne en grandes lames crustales avec chevauchements, cisaillements qui vont métamorphiser la granodiorite en orthogneiss granodioritique dans le faciès amphibolite puis la fondre partiellement par apport de chaleur et d'eau.

Notions de leucosome et de mélanosome

Au tout début de la fusion anatectique (aux environs de 700°C), ce sont les minéraux clairs (quartz et feldspath) qui vont fondre préférentiellement.

Il se forme alors un « jus anatectique » qui en cristallisant sur place va donner le leucosome dont la composition, remarquablement constante, correspond à celle d'un mélange comprenant 1/3 de quartz, 1/3 de feldspath et 1/3 de plagioclase.

Cette composition particulière est nommée composition eutectique. Elle est quasi-identique à celle d'un granite « moyen ». Le leucosome a par conséquent la composition d'un granite.

En revanche, les minéraux ferro-magnésiens de la granodiorite (biotite et amphibole) de couleur sombre ne fondent pas à cette température. Ils vont se rassembler en bordure du leucosome pour former le mélanosome.

De telle sorte que côte à côte dans la migmatite, on observe :

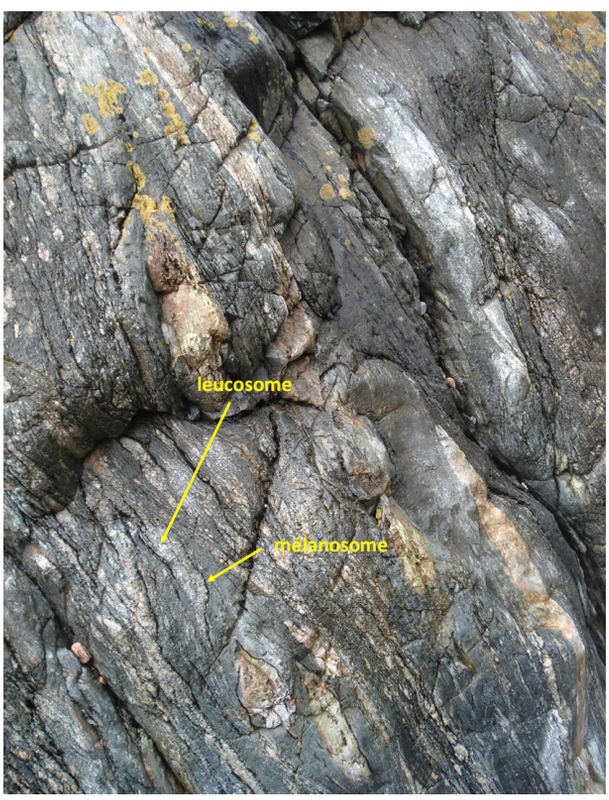
- une partie ancienne non affectée par la fusion : le paléosome qui correspond au matériel originel, au protolithe et donc ici à la granodiorite foliée (ou orthogneiss granodioritique) du Thiébot âgée de - 600, -575 Ma,

- une partie nouvelle issue de la fusion partielle, le néosome, dans lequel il convient de distinguer :

∗ le leucosome, clair, à gros grain, constitué d'un assemblage de quartz et de feldspath issu de ce qui a fondu (= « jus anatectique ») et qui a ensuite recristallisé,

∗ le mélanosome, sombre, noir, qui le borde et formé par les minéraux colorés (biotite, amphibole…) réfractaires à la fusion.

À ce stade initial de l'anatexie, le taux de fusion étant faible, la structure globale du protolithe orthogneissique granodioritique est conservée et néosome et paléosome s'agencent parallèlement à la foliation du protolithe gneissique donnant ainsi naissance à la migmatite.



Lorsque le taux de fusion augmente encore, les « lentilles » de leucosome vont devenir plus nombreuses et vont entrer en coalescence. Le magma ainsi rassemblé s'insinuera ensuite dans les fractures et alimentera finalement des filons de plus en plus larges, sécants par rapport à la foliation.

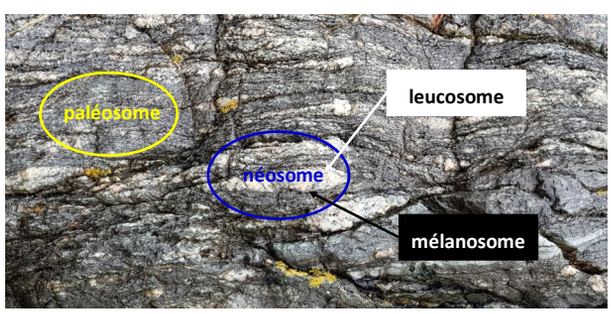
Le leucosome est donc destiné à migrer : pour cette raison, on lui donne encore le nom de « mobilisat ».

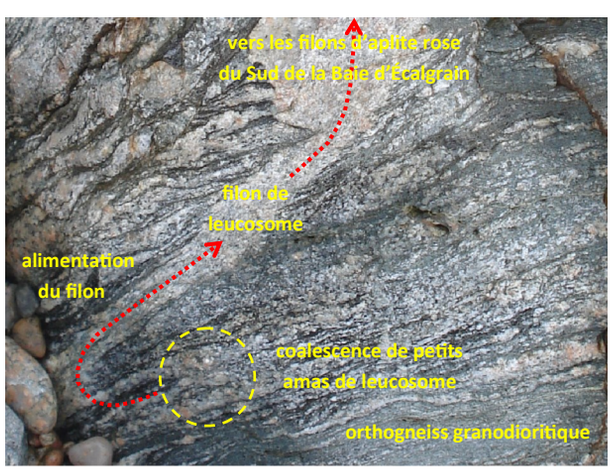
En revanche, tout ce qui n'a pas fondu (le mélanosome et une fraction plus ou moins importante du paléosome en fonction du taux de fusion) va rester sur place et former ce que l'on appelle la « restite ».

Remarque

Dans la granodiorite foliée du Sud de la Baie d'Écalgrain, on a observé de nombreux petits filons d'aplite. Or, l'aplite a même composition chimique que le leucosome.

Tous ces petits filons d'aplite représentent donc des amas de leucosome issus de l'anatexie et qui ont migré vers le haut du pluton granodioritique. L'érosion du pluton les a ensuite mis à l'affleurement.





Déformations tectoniques dans la granodiorite

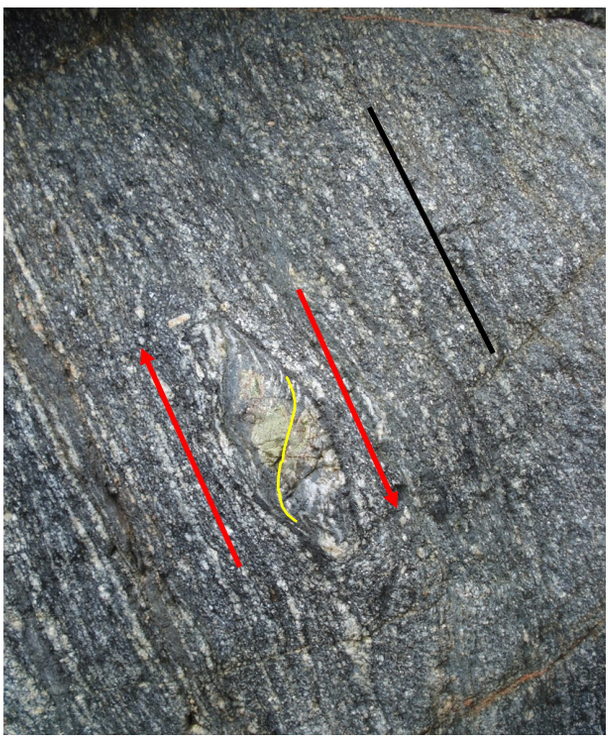
- Figures sigmoïdes dans une « amande » à cœur d'épidote

Dans l'amande d'épidote (photo suivante), une foliation interne d'allure sigmoïde est visible (trait jaune).

Au cœur de l'amande, cette foliation est franchement oblique par rapport à la foliation externe matérialisée par le trait noir.

Mais sur ses bordures, foliation interne et foliation externe se raccordent.

Cette déformation de la foliation dans l'amande est la conséquence d'un cisaillement simple (flèches rouges).



Les deux forces opposées et parallèles figurées par les deux flèches rouges, responsables de ce cisaillement, forment un couple de forces qui va induire une rotation du cristal. Mais cette rotation va s'exercer sur un cristal en croissance. La foliation initiale qu'il possédait et qui était celle de la roche va donc progressivement se tordre quand il va croître, engendrant ainsi une foliation interne d'aspect sigmoïde.

Un tel minéral qui enregistre une déformation au cours de sa croissance est dit syn-cinématique.

- Figures de boudinage dans d'anciens filons de dolérite

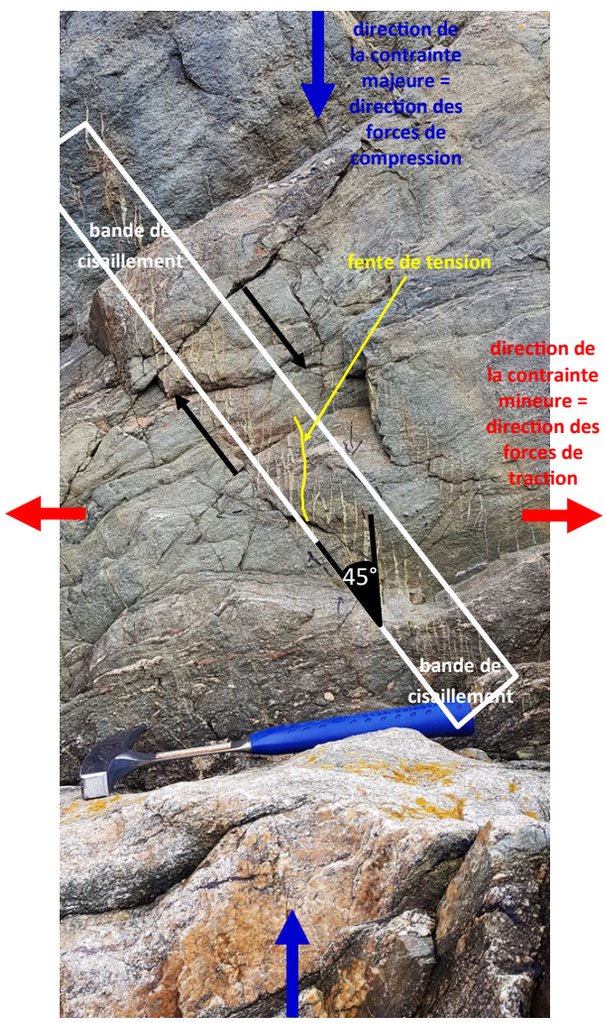
- Fentes de tension en échelon

Les fentes de tension sont des fractures d'extension. Elles sont ici remplies de quartz et d'épidote, verticales et associées suivant un système en échelon.

Ce système s'inscrit à l'intérieur d'une bande, d'un couloir qui fait un angle de 45° avec les fentes individuelles de tension.

Ces fentes, quand on les examine attentivement, ont une forme légèrement sigmoïde ; cela se voit surtout au niveau de leurs extrémités effilées.

On en conclut que leur formation est imputable ici aussi à un cisaillement mais qui n'a pas conduit à la rupture de la roche.



- Le platier

Sur le platier, on retrouve à l'affleurement les mêmes orthogneiss roses d'âge Icartien qu'au Nord de l'Anse.

Ces orthogneiss sont œillés, à grosses amandes de feldspath potassique. Ils se sont formés à partir d'un ancien granite calco-alcalin à mégacristaux d'orthose.

C'est ce protolithe granitique porphyroïde qui a été daté à environ 2,1 Ga (Protérozoïque inférieur) et qui en fait une des plus vieilles roches de France.

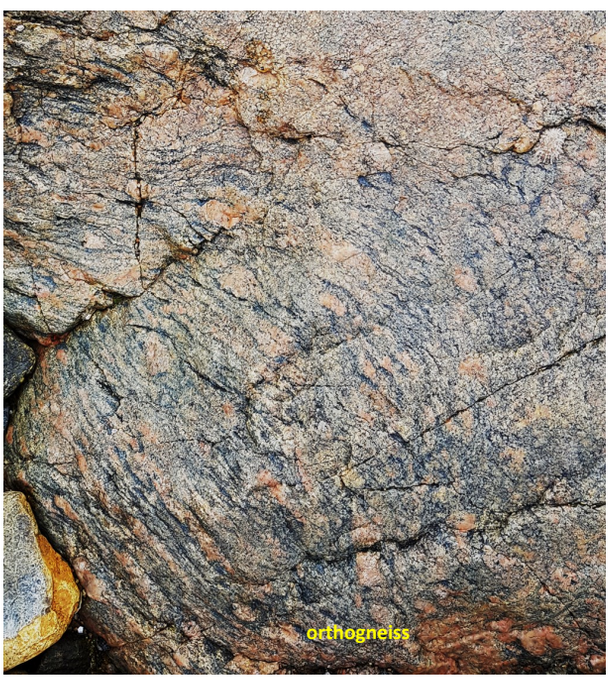
NB - Pour se rendre compte de cette ancienneté, il suffit de se rappeler que la Terre s'est formée il y a 4,5 Ga.

Le protolithe granitique icartien a été orthogneissifié au cours de l'orogenèse cadomienne vers -600 Ma.

Ces orthogneiss présentent une intense déformation avec des plis isoclinaux affectant la foliation métamorphique, preuve qu'ils ont acquis un comportement ductile sous l'action de la température et de la pression.

Parallèlement, ils ont subi un début de fusion partielle.

Quelques leucosomes épousent la forme des plis.



Certains blocs du platier présentent un faciès de migmatites.

Ces migmatites se sont formées selon le même principe que les orthogranodiorites de la falaise.

On y reconnaît les leucosomes à leur aspect homogène lié à la disparition de la foliation et des yeux de feldspath. Entre eux, subsiste le paléosome, folié, à alternance de lits clairs quartzo-feldspatiques et de lits foncés riches en biotite.

Mais dans quelques blocs, le leucosome est devenu prépondérant et a envahi presque toute la migmatite qui prend un aspect tourmenté. On parle de diatexites.

c) Le Sud de l'Anse du Cul Rond

Au Sud de l'Anse du Cul Rond, en falaise, on retrouve un filon de lamprophyre.

Il s'agit en fait du même filon que l'on a observé au Nord de l'anse.

Affleurent également dans les pointements rocheux qui s'avancent vers la mer des paragneiss sombres à biotite et sillimanite.

Ces paragneiss dérivent par métamorphisme d'un protolithe schisteux et gréseux.

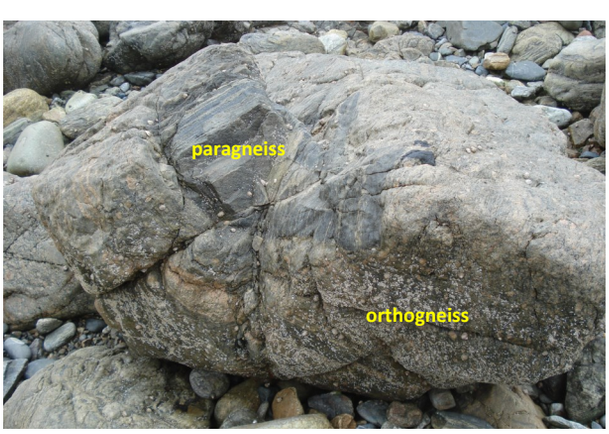
Comme les orthogneiss icartiens voisins du platier et les orthogranodiorites de la falaise, ils présentent localement une structure de migmatites témoignant d'un début de fusion partielle (anatexie).

Conclusion

Cela implique que leurs trois protolithes ont été soumis à un même moment de leur histoire à des conditions similaires de T° et de P, ce qui témoigne de leur proximité.
Ce n'est que plus tard que l'ensemble a été fracturé par la faille matérialisée par l'important filon de minette, mettant en contact orthogneiss icartien et granodiorite.

Regardez bien la photo suivante !

Un bloc d'orthogneiss icartien migmatisé renferme une enclave de paragneiss.



Par application du Principe d'inclusion, le paragneiss est donc plus vieux que l'orthogneiss.

Or, c'est le protolithe de l'orthogneiss (un granite calco-alcalin) qui a été daté à 2,1 Ga.

Conclusion

Le granite calco-alcalin icartien s'est mis en place il y a 2,1 Ga dans un encaissant sédimentaire qu'il a « phagocyté » en partie seulement avant de cristalliser.

Des enclaves de cet encaissant sédimentaire ont donc été préservées dans le granite.

Ce sont elles les roches les plus vieilles de France !

Synthèse

Chronologie des événements qui se sont déroulés dans la Baie d'Écalgrain et l'Anse du Cul Rond

1- Ensemble sédimentaire paléoprotérozoïque et peut-être même archéen, protolithe des paragneiss de l'Anse du Cul Rond

2- Intrusion d'un granite calco-alcalin, protolithe des orthogneiss de l'Anse du Cul Rond à -2,1 Ga

La marge passive icartienne est constituée.

3- Mise en place de la Granodiorite du Thiébot vers -600, -575 Ma dans la marge icartienne lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique - Formation d'un arc volcanique et d'un bassin arrière-arc sur la marge icartienne - Sédimentation du Briovérien inférieur dans ce bassin

4- Premier épisode de l'orogenèse cadomienne - Collision - Fermeture du bassin arrière-arc - Structuration du domaine orogénique (découpage en grandes lames crustales, chevauchements) - Métamorphisme (formation des orthogneiss, paragneiss et orthogranodiorite de l'Anse du Cul Rond) et début de leur fusion anatectique (migmatisation - convergence des faciès)

5- Érosion des reliefs - Sédimentation du Briovérien supérieur post-phtanitique

6- Deuxième phase de l'orogenèse cadomienne - Mise en place de la cordillère constantienne

7- Après la fin de l'orogenèse cadomienne (-540 Ma), distension - Formation d'un bassin peu profond qui va recevoir les produits de l'érosion de l'orogène cadomien - Mise en place de la série sédimentaire paléozoïque de la Baie d'Écalgrain

8- Phase de distension pré-varisque au Dévonien (-400 à -360 Ma) - Genèse d'un magma basaltique en profondeur - Injection de filons de dolérite dans la granodiorite foliée et la couverture paléozoïque

9- Orogenèse varisque - Fermeture de l'Océan Rhéique par subduction de la lithosphère océanique de la plaque Armorica vers le Nord - Plissement du Paléozoïque de la Baie d'Écalgrain en un synclinal

10- Serrage final - Déversement du synclinal vers le Sud accompagné de cisaillements - Déformation des filons de dolérite

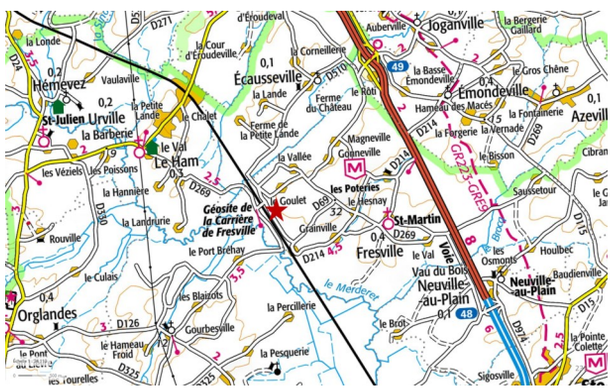
11- Mise en place des filons de lamprophyre au Permien vers -280 Ma.

Journée 3

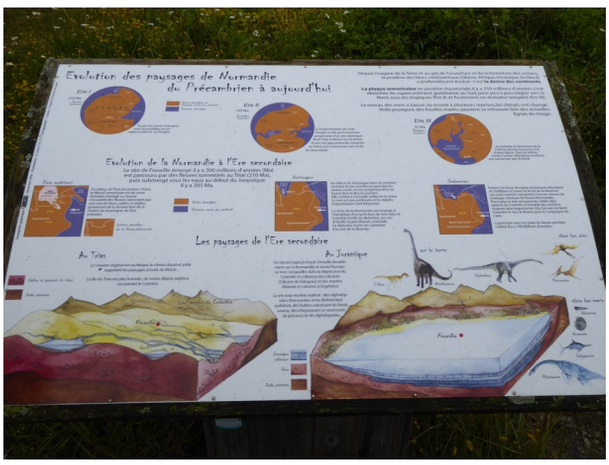
Le Géosite de la carrière de Fresville - Flamanville, un site remarquable

Arrêt 1 - Le Géosite de la carrière de Fresville

A- Situation



C'est une ancienne carrière aménagée en plan d'eau pour la pêche et la promenade, avec un parcours pédagogique libre d'accès et sécurisé.



La formation qui affleure près du bâtiment d'accueil est d'âge Sinémurien (Lias inférieur, entre -200 et -190 Ma). Elle s'est donc formée postérieurement à l'orogenèse varisque.

On y observe une succession monotone de strates décimétriques de calcaires argileux et de marnes organisées en séquences.

B- Paléogéographie

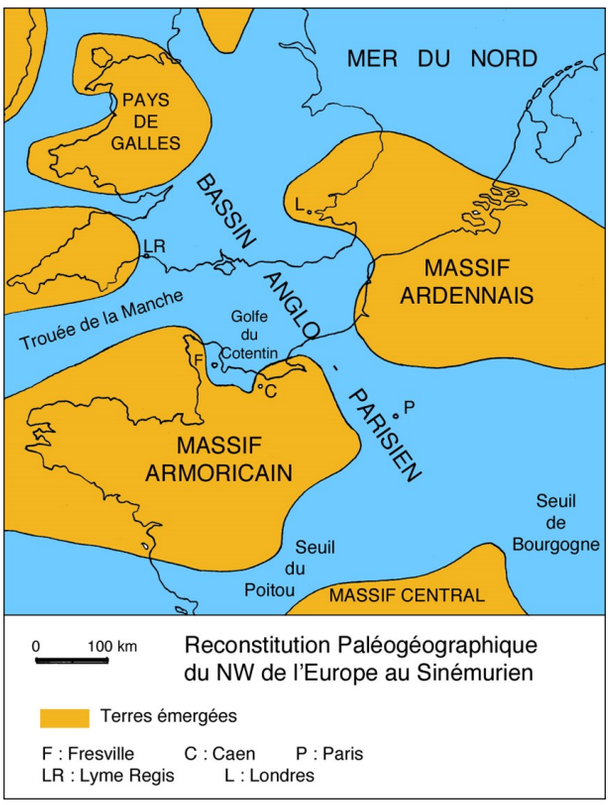
- Pendant tout le Permo-Trias, sous climat aride et sec, les reliefs du Massif Armoricain ont été altérés. Les granites en particulier ont formé des arènes granitiques que l'érosion a décapées. Les détritiques (galets, sables et argiles) ont été ensuite transportés vers le Nord par tout un réseau hydrographique d'orientation méridienne, puis ont sédimenté dans des cuvettes subsidentes situées au niveau de la Manche et du Sud-Ouest de l'Angleterre.

Les bassins triasiques de Carentan et de Sainte-Mère-l'Église sont par exemple constitués de ces dépôts continentaux à dominante de cailloutis, de sables et d'argiles.

- Au Trias supérieur (Norien et Rhétien), le climat, toujours chaud, devient plus humide et à saisons contrastées.

La dislocation de la Pangée se poursuit.

Une transgression s'amorce alors par la Trouée de la Manche, prolongement du Proto-Atlantique. Elle vient recouvrir les détritiques du Trias inférieur et moyen puis elle envahit et remonte peu à peu, cette fois-ci du Nord vers le Sud, tout le réseau hydrographique de la pénéplaine armoricaine. Ainsi se forme le Golfe du Cotentin en relation avec les bassins anglais également transgressés.



Remarque

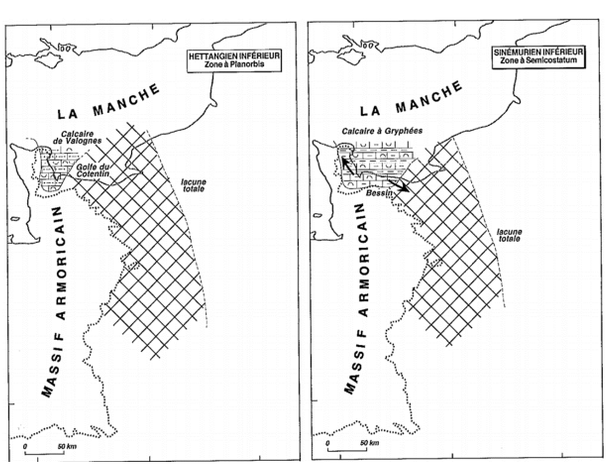
Les bassins anglais et le Golfe du Cotentin ne sont pas encore en communication avec le Bassin Parisien. Bassin Parisien et bassins anglais n'entreront en communication qu'au Carixien - Toarcien (Lias).

- À la limite Trias-Hettangien, les dépôts dans le Golfe du Cotentin deviennent lagunaires puis marins (Calcaires de Valognes).

La transgression se poursuit au Sinémurien. Le golfe s'élargit vers le Sud et vers l'Est. Dans une mer calme se déposent les marnes et les calcaires de la formation des « Calcaires à Gryphées ».

Cette formation peut atteindre une puissance de 80 à 100 m.

C'est elle que l'on observe dans la carrière.



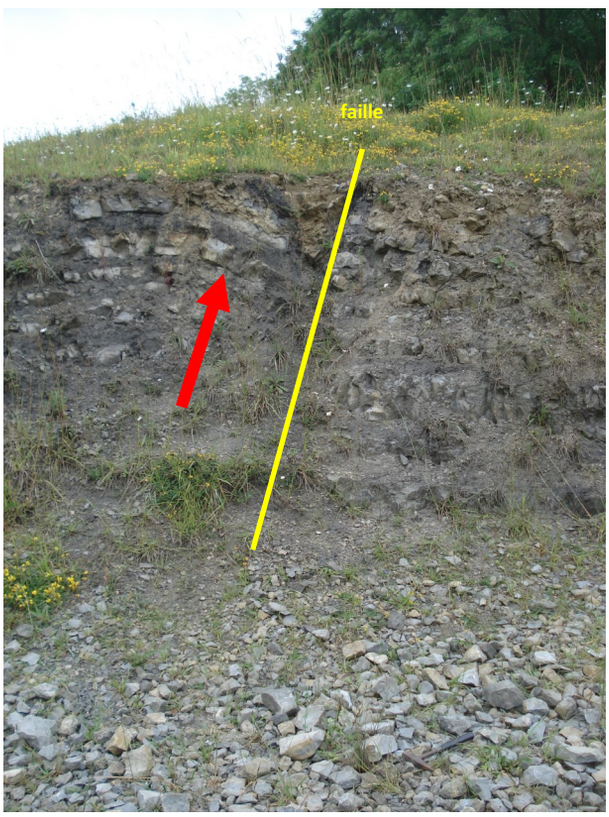
Or, les fossiles que l'on y trouve : Gryphées, Myes, Échinodermes, Brachiopodes, bois flottés… indiquent que le Golfe du Cotentin n'a jamais été très profond.

Pour expliquer une telle puissance du Sinémurien inférieur (80 à 100 m) dans un domaine marin à faciès aussi peu profonds, on doit donc faire obligatoirement intervenir le phénomène de subsidence.

Le fond du golfe s'enfonçait au fur et à mesure que les sédiments s'y déposaient.

Quelques observations

- Dans le front de taille situé derrière le bâtiment d'accueil, la continuité des strates est perturbée par une faille.



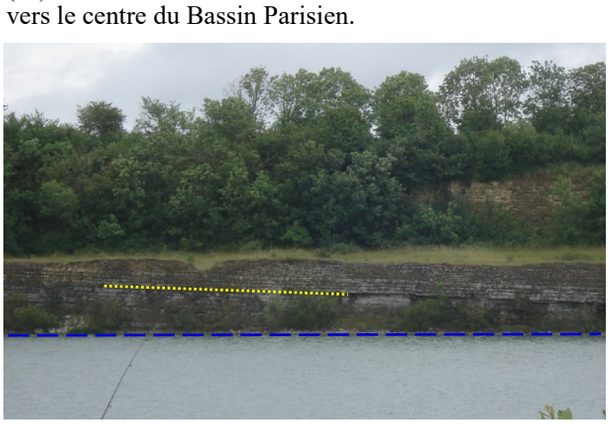
Au niveau de cette faille, les strates du compartiment de gauche sont nettement infléchies, concaves vers le bas. Cela indique qu'elles ont été soulevées (flèche rouge).

Si l'on tient compte du pendage de la faille, il en découle que le compartiment de gauche a donc tendance à venir recouvrir, à chevaucher le compartiment de droite.

La faille observée est une faille inverse.

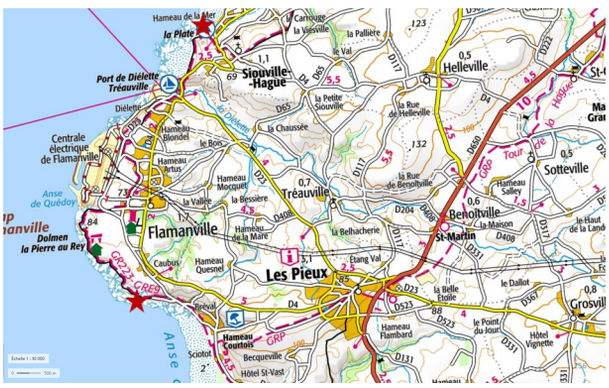
Elle témoigne de la mise en jeu de forces de compression que l'on pourrait relier au rifting du Golfe de Gascogne, plus précisément à la formation d'un épaulement sur sa marge Nord-Est.

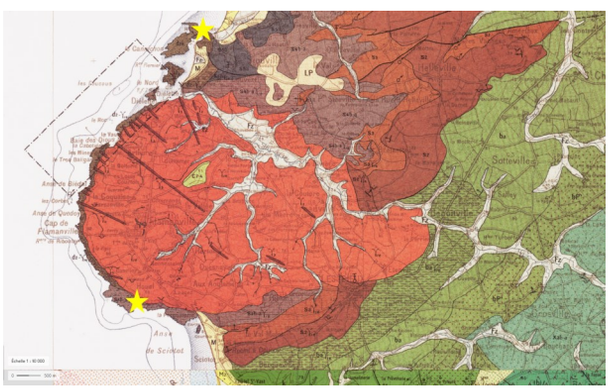
- La surface du plan d'eau étant horizontale, on constate aussi que les strates sinémuriennes plongent légèrement (5°) vers la droite donc vers l'Est- Sud-Est c'est-à-dire vers le centre du Bassin Parisien.



Arrêt 2 - Flamanville, un site géologique remarquable

A- Situation des deux sites d'observations





B- Le site de Diélette

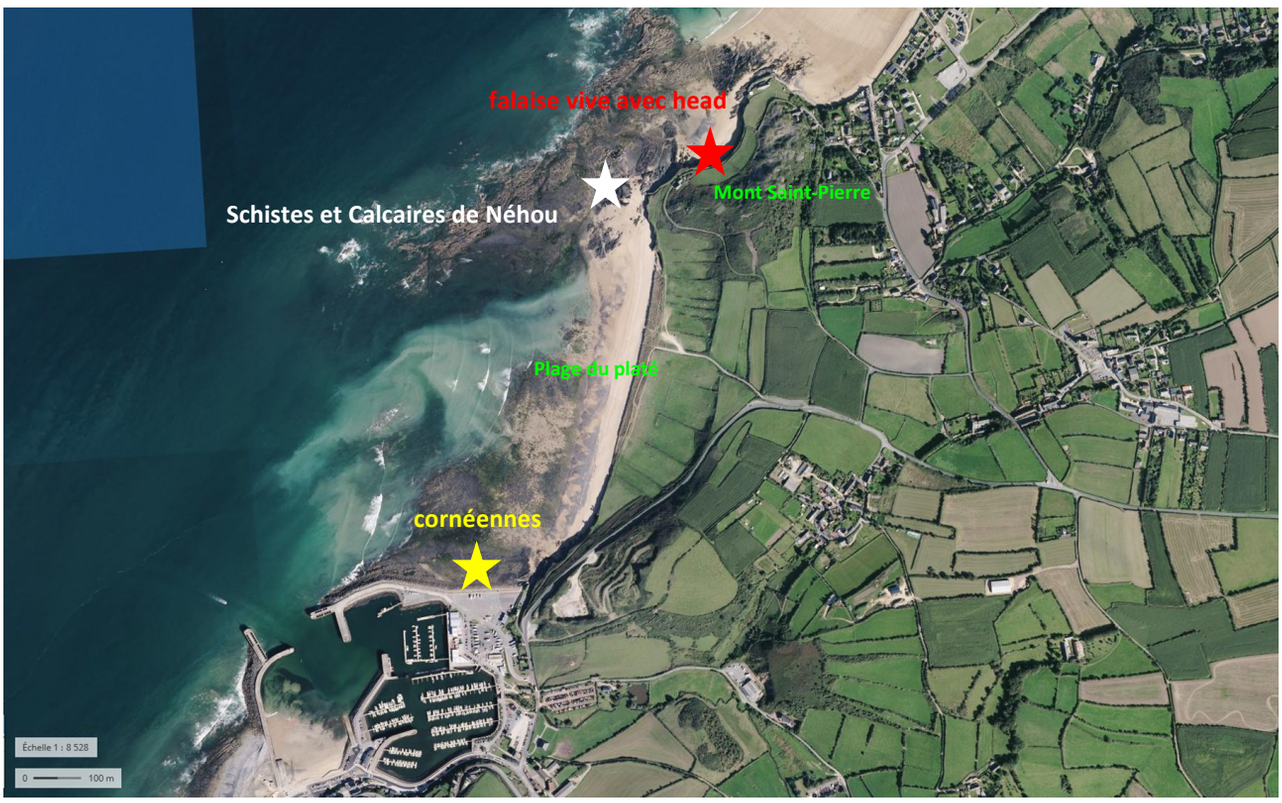
À partir du Port de Diélette **(Figure 15)**, on a longé la plage du Platé jusqu'à sa pointe Nord où affleure sur l'estran la formation des « Schistes et Calcaires de Néhou » du Siegénien, étage du Dévonien inférieur

Là, en falaise, se dresse un head du Weichsélien.

Puis au retour, on a examiné les roches de la formation de Néhou métamorphisées en cornéennes suite à l'intrusion de la granodiorite de Flamanville.

- Les Schistes et Calcaires de Néhou (Siegénien - Dévonien inférieur)

Sur le haut de l'estran, la formation des « Schistes et Calcaires de Néhou » est constituée par une alternance de niveaux schisteux sombres et de bancs gréseux plus clairs.



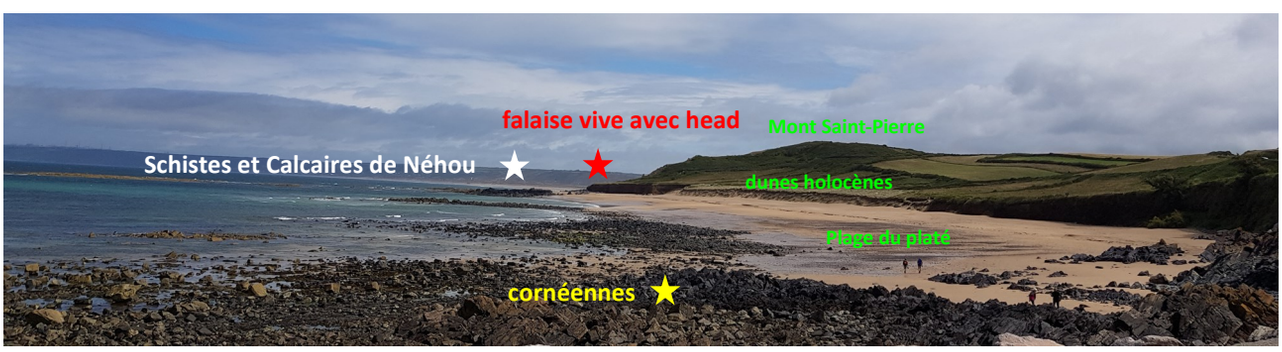


Figure 15 - Le site de Diélette

Ces couches ont été plissées et plus ou moins schistosées selon leur compétence lors de l'orogenèse varisque.

Cassure conchoïdale dans un banc de la formation des « Schistes et Calcaires de Néhou »
Ce type de cassure est caractéristique de roches dures à texture très fine. Ici, en l'occurrence, il s'agit de grès.

NB - La formation des « Schistes et Calcaires de Néhou » a été datée du Siegénien par toute une faune de Polypiers (Tabulés, Tétracoralliaires), de Brachiopodes, de Crinoïdes et de Trilobites visibles plus bas sur l'estran.

- La falaise avec head weichsélien (Quaternaire)

Le head du Weichsélien (= Würm - dernier glaciaire) présente plusieurs niveaux à blocs plus ou moins grossiers et des passées riches en limons. Dans l'ensemble, on peut cependant constater qu'à l'inverse des heads de la falaise vive de la Baie d'Écalgrain, les niveaux à petits gélifracts dominent.

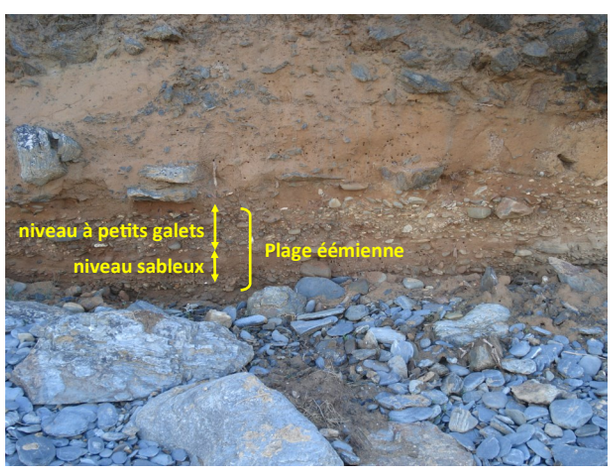
Cela s'explique par le fait que les coulées de solifluxion proviennent en grande partie de la falaise morte du Mont Saint-Pierre voisin et que celui-ci est constitué des mêmes schistes que ceux qui affleurent sur l'estran.

Or, les schistes sont des roches très gélives qui se débitent facilement en plaquettes.

Ces niveaux à petites plaquettes peuvent être épais. Dans ceux du bas de la falaise vive, on peut même y voir des figures de cryoturbation.

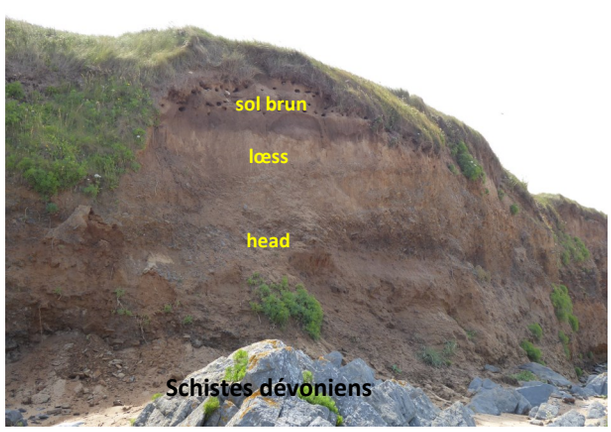
Figures de cryoturbation

À la base de la falaise, sous le head, affleure en deux endroits un petit lambeau de plage éémienne (avant-dernier interglaciaire Saalien / Weichsélien ou Riss-Würm, de - 130 à -110 ka) constitué de galets de schistes sombres provenant de la plateforme d'abrasion voisine.



Le sommet de la falaise vive est recouvert par une couche de lœss portant un sol brun.

Ce lœss s'est déposé à la fin du Weichsélien, entre - 25 et - 13 ka.

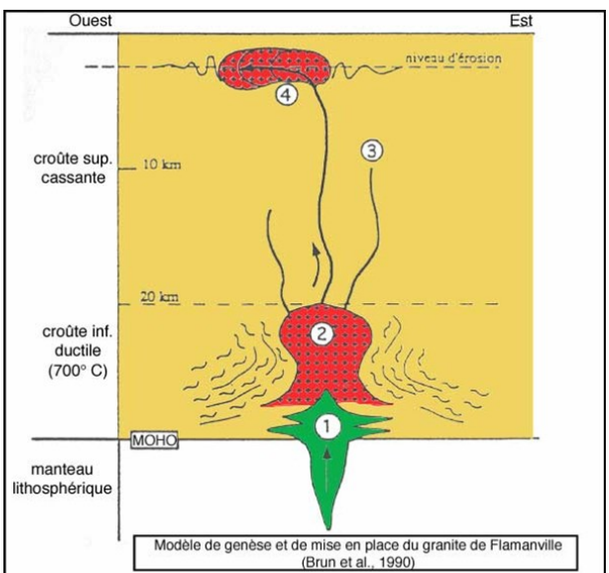


- Les cornéennes

Quelques mots sur le métamorphisme de contact

La granodiorite étant une roche magmatique de profondeur, elle résulte de la cristallisation lente, en profondeur, d'un magma.

On suppose que le magma à l'origine de la granodiorite de Flamanville a arrêté son ascension vers 5 - 6 km de profondeur. Sa température devait être de l'ordre de 700 à 750°C.

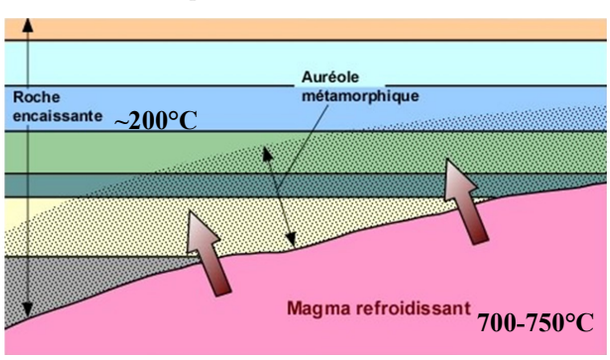


Modèle de genèse et de mise en place du granite de Flamanville (Brun et al., 1990)

1 : injection de magma basique (1200°C) d'origine profonde dans la croûte inférieure
2 : fusion partielle de la croûte inférieure donnant un magma granitique soumis à diapirisme et à mélange avec un magma basique
3 : injection du magma granitique dans des dykes
4 : formation du pluton granitique par gonflement sur place avec refoulement latéral des formations paléozoïques

À cette profondeur, la température de l'encaissant avoisinait 200° - 250°C si l'on admet un gradient géothermique moyen de 30°C par km.

Le magma a alors cédé de sa chaleur à l'encaissant qui s'est réchauffé et a atteint des températures voisines de 500 - 550°C, températures compatibles avec la formation de silicates d'alumine comme l'andalousite, la sillimanite ou la cordiérite, minéraux présents dans l'auréole de métamorphisme de contact de Flamanville.



Remarque importante

Des fluides chauds, acides car riches en silice, chargés en calcium et autres éléments incompatibles ont été en même temps expulsés du magma pendant qu'il cristallisait.

En empruntant les pores, les fractures, les joints de stratification, les surfaces de discontinuité de l'encaissant, voire les imperfections des cristaux eux-mêmes ou leurs plans de macle, ils ont participé largement à cette dissipation de la chaleur par advection.

Parallèlement, ces fluides ont réagi avec l'encaissant. En réalité, les échanges chimiques se sont faits dans les deux sens.

Non seulement, les fluides ont pu s'enrichir encore davantage en calcium et en CO_2 par décarbonatation des calcaires de la formation de Néhou mais, inversement, des minéraux de l'encaissant, devenus instables dans ces nouvelles conditions de T°, de P et dans ce nouvel environnement chimique, ont pu leur emprunter des ions dissouts pour se transformer en nouveaux minéraux.

L'encaissant a subi beaucoup plus qu'une simple « cuisson ».

Conclusion

Les roches au contact immédiat de la granodiorite cristallisée donc solide mais chaude se transforment minéralogiquement, se « métamorphosent » : voilà pourquoi on parle de « métamorphisme de contact ». Comme la température est le principal facteur responsable de cette transformation, ce métamorphisme de contact est encore appelé « thermo-métamorphisme ».

Observation de l'affleurement de cornéennes

Les roches qui affleurent au pied du head juste au Nord du Port de Diélette, sombres, presque noires, sont des cornéennes.

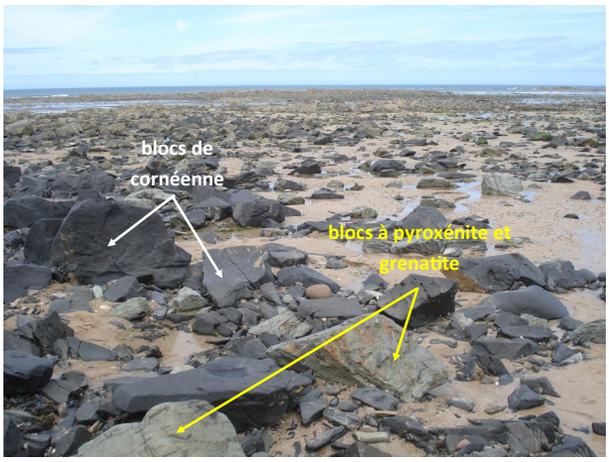
Très dures (le marteau rebondit dessus !) et à texture finement gréseuse, elles proviennent de la transformation par métamorphisme de contact d'anciens niveaux pélitiques de la formation dévonienne des « Schistes et Calcaires de Néhou ».

Elles présentent des alternances de niveaux grisâtres à noirs concordants avec la stratification.

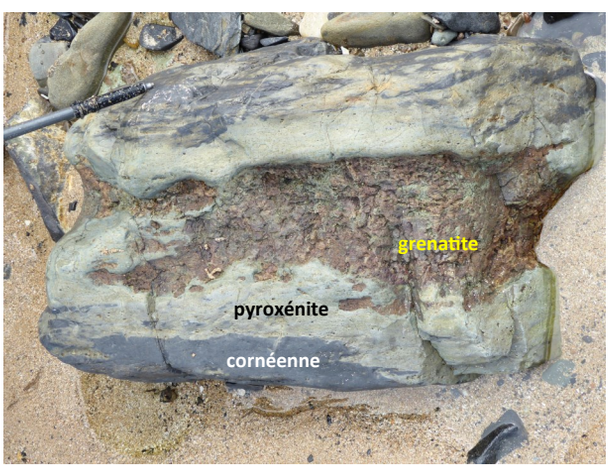
Ces cornéennes sont à quartz et biotite dominants avec chlorite, muscovite, titanite, andalousite et zircon.

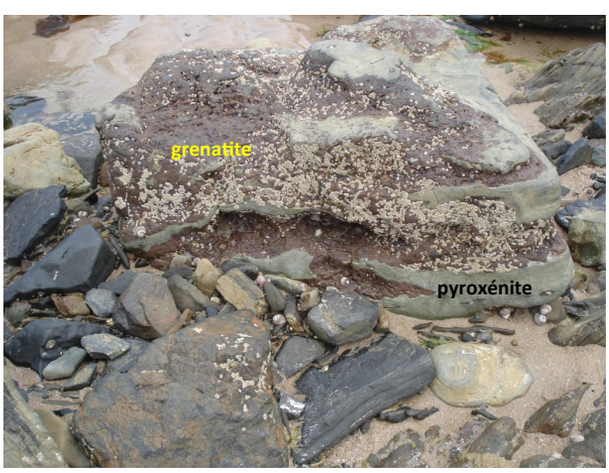
Au sein de cette masse de cornéennes sombres, on peut rencontrer quelques bancs décimétriques d'une autre roche, de teinte brun rouille : la grenatite.

Cornéennes et grenatites se retrouvent pêle-mêle, plus bas, sur l'estran. On y identifie facilement les blocs de cornéenne à leur couleur sombre, noire. Quant à la grenatite, on la trouvera essentiellement dans les blocs de teinte plus claire, blanchâtre à verdâtre, où elle est intimement associée à de la pyroxénite.



À cette association grenatite - pyroxénite, on donne le nom de skarn et l'on parle de skarn à grenat - pyroxène.





Skarn à grenat - pyroxénite

- La grenatite des skarns à grenat - pyroxène, comme son nom l'indique, est effectivement très riche en grenat ferrifère.

Au contact de l'air et de l'eau, son fer s'oxyde ce qui lui donne sa couleur rouille. Cette altération chimique explique aussi que la grenatite va se désagréger beaucoup plus facilement que la pyroxénite et la cornéenne voisines.

Elle apparaît de ce fait presque toujours en creux (voir les deux photos précédentes).

Dans certains blocs de l'estran, elle peut même avoir complètement disparu, laissant en place comme des alvéoles.

Les grenats, globuleux et en relief, sont des grossulaires andraditiques, non seulement riches en fer mais également en calcium.

Formule chimique de l'andratite : $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$
Formule chimique du grossulaire : $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$

Leur richesse en fer s'explique avant tout par la nature des terrains de surface (pélites et grès à oolithes ferrugineuses de la formation de Néhou).

Le calcium, en revanche, provient pour une grande part de la profondeur. Il a été apporté par les fluides hydrothermaux siliceux issus du pluton magmatique en cours de refroidissement et qui, en percolant à travers l'encaissant poreux, ont dissout son calcaire en même temps qu'ils se sont enrichis en CO_2 par décarbonatation.

- En association étroite avec la grenatite, la pyroxénite verdâtre est à quartz, biotite et clinopyroxènes.

Aucun banc de skarn n'a été observé à plus de 500 m de la granodiorite.

Conclusion

La nature des minéraux qui se forment en un point précis d'une auréole de métamorphisme de contact dépend de plusieurs facteurs :

- des conditions de température qui y règnent, fonction de sa distance au pluton (= corps intrusif),

- de la composition chimique de la roche au point considéré,

- mais aussi des apports des fluides « minéralisateurs » capables de véhiculer des ions dissouts étrangers au site considéré : on parle encore de métasomatisme.

C- Le site du Havre Jouan (Anse de Sciotot) - Figure 16

- La granodiorite

La granodiorite de Flamanville est constituée de grains jointifs de quartz (gris translucide, couleur « gros sel »), de feldspath orthose (blanc ou rose), de plagioclase (plutôt gris), de biotite (noire) et d'amphibole (hornblende sous la forme de baguettes vert foncé).

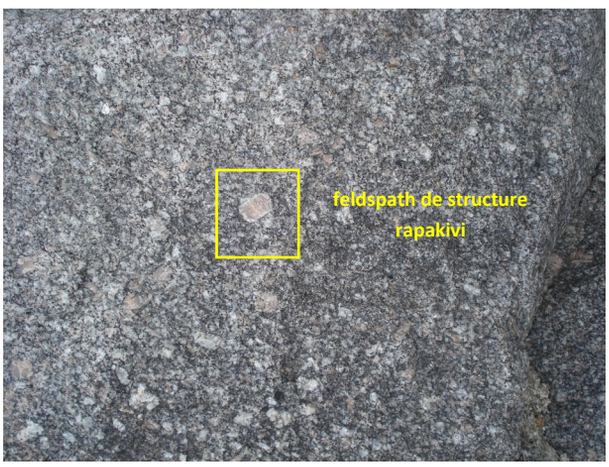
Tous ces cristaux sont visibles à l'œil nu.
La granodiorite a donc une structure grenue.

Beaucoup de cristaux de feldspath orthose et de plagioclase sont de grande taille.

La granodiorite a une texture porphyroïde.

Dans certains blocs, on peut observer des enclaves plus sombres de chimisme plus basique renfermant biotite, amphibole et pyroxène qui suggèrent un « mélange » de deux magmas peu miscibles : un magma basique à l'origine des enclaves et un magma acide de composition granitique nécessaire à la formation du quartz, du feldspath et des plagioclases de la granodiorite **(Figure 17)**.

Cette hypothèse est confirmée par la présence dans la granodiorite de cristaux de feldspath à texture rapakivi (mot d'origine finlandaise signifiant « granite pourri »).



Ce sont des cristaux de feldspath orthose, roses, entourés d'une fine couronne de plagioclase (oligoclase) blanc laiteux.

Cette couronne est en fait une véritable auréole réactionnelle ; elle s'est formée par réaction chimique entre le cristal de feldspath orthose en voie de croissance et un magma basique intrusif !

Interprétation de la structure rapakivi

Pour mieux comprendre, on peut rappeler les formules chimiques du feldspath orthose et d'un plagioclase :

Feldspath orthose : $KAlSi_3O_8$
Plagioclase : $NaAlSi_3O8$ *à* $CaAl_2Si_2O_8$

Le feldspath orthose, qui a commencé à cristalliser dans un magma granitique acide, se retrouve à un moment donné au contact ou englobé par un magma complètement différent, basique, c'est-à-dire plus pauvre en silicium, en K^+ et plus riche en Na^+ et surtout en Ca^{2+}.

Il continue alors à croître en lui empruntant du silicium toujours présent mais remplace maintenant les ions K^+ par des ions Na^+ et Ca^{2+}. Il devient donc plus calco-alcalin.

Ainsi se forme la couronne réactionnelle de plagioclase.

Figure 16 - Le site du Havre Jouan

Métamorphisme de contact

Ascension rapide

Zone de mélange entre magma basique et magma granitique = site privilégié de formation des feldspaths de structure rapakivi

NB - Le magma basique d'origine mantellique et le magma acide d'origine crustale sont difficilement miscibles.

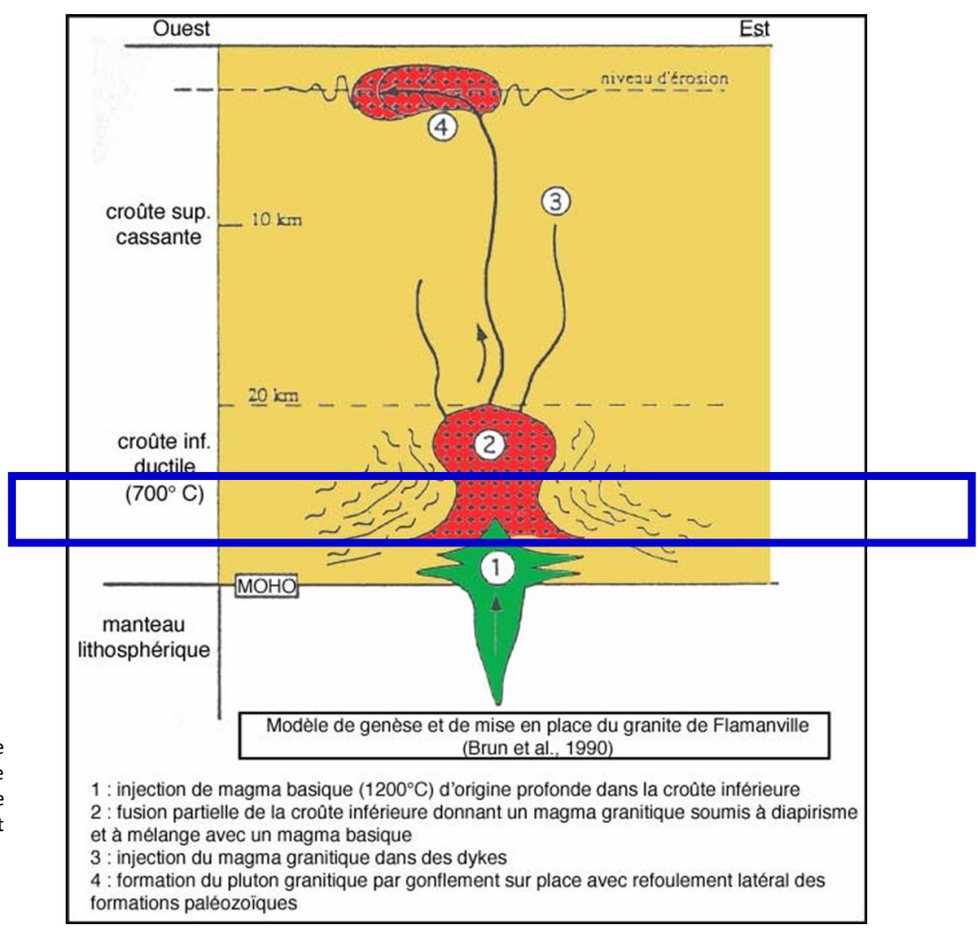


Figure 17 - Localisation du mélange des magmas acide et basique

(d'après Lithothèque de Normandie)

Or un magma basique ne peut se former que dans le manteau. Il s'accumule ensuite sous le « Moho » par underplating.

Conséquences

Le mélange magmatique a eu lieu très profondément dans la croûte, au voisinage du « Moho ». Et si ce magma hybride est parvenu encore chaud à la surface pour provoquer dans l'encaissant sédimentaire un métamorphisme de contact, cela implique qu'il est monté très vite.

- Le contact granodiorite / encaissant

À droite de la cale du Havre Jouan, la granodiorite, en falaise, est en contact franc avec des cornéennes sombres identiques à celles que l'on a rencontrées à Diélette.

Les cornéennes se présentent ici en bancs très verticalisés.

En d'autres endroits, le contact apparaît plus diffus.

Dans ces zones de « mélange » entre le corps intrusif et l'encaissant, on observe du côté de l'intrusion, dans la granodiorite dominante, des enclaves de cornéenne très allongées, très effilées.

Puis en s'éloignant de la granodiorite, les enclaves de cornéenne deviennent plus petites, plus rondes et en même temps plus nombreuses.

Finalement, la roche dominante devient la cornéenne dans laquelle on peut observer, par endroits, des masses arrondies de granodiorite d'aspect bréchique renfermant elles-mêmes des blocs anguleux de cornéenne de taille variable.

Explication

Lors de son ascension à travers les terrains paléozoïques plus ou moins métamorphisés sous l'effet de la chaleur qu'il a dégagée, le magma granodioritique refoule devant lui les bancs de cornéenne de l'encaissant qui, compétents, durs (ils ont déjà subi une « cuisson ») se cassent, se fracturent en blocs anguleux. Un peu de magma s'insinue alors entre eux.

Le magma continuant à progresser, des blocs de cornéenne se désolidarisent de leurs bancs pour se retrouvent complètement isolés dans la masse magmatique et finalement « sombrer », « plonger » dans le magma.

C'est à ce moment-là qu'ils sont comme « phagocytés », partiellement « digérés », assimilés et prennent leur forme allongée, leur aspect effiloché, très certainement à cause de courants magmatiques.

Ces enclaves de cornéennes dans la granodiorite sont dites « exogènes ». Elles sont étrangères au magma, elles ont été arrachées à l'auréole de métamorphisme en voie de constitution.

À l'inverse, les enclaves basiques observées précédemment dans la granodiorite sont qualifiées d'« endogènes ». Elles sont internes au magma, elles ont une origine magmatique.

Article de Hendrik Vreken

Photographies de Pierre Gibaud et Josiane Vreken

Bibliographie

Documents de Gaston Godard

Lithothèque de Montpellier

Lithothèque de Normandie

Lithothèque de Rennes

Notices des cartes géologiques de Saint-Lô, Bricquebec -Surtainville, La Haye-du-Puits, Villers-Bocage - Éditions du B.R.G.M.

E. Marcoux, E. Lebrun, E. Bages : « Le skarn à magnétite tardi-hercynien de Diélette (Massif armoricain, France) - Géologie de la France, n° 2, 2012

D. Cliquet, J-P. Lautridou, M. Lamothe, N. Mercier, J-L Schwenningers, P. Alix, G. Vilgrain : « Nouvelles données sur le site majeur d'Écalgrain : datations radiométriques et occupations humaines de la Pointe de la Hague (Cotentin, Normandie) - Quaternaire, 20, (3), 2009

A. Abréal : « L'auréole du granite de Flamanville et ses grenats : métamorphisme de contact » - J. of Pers. Mineralogist, vol.09, 2009

L. Baillet, J. Avoine : « Inventaire du patrimoine géologique de la région Basse-Normandie » - A.P.G.N. , 2014

Descente « délicate » dans l'Anse du Cul Rond !

Sortie géologique de l'AVG à Talmont-Saint-Hilaire

« Volcanisme de l'Ordovicien inférieur de Talmont-Saint-Hilaire »

Visite de la carrière Michaud

Jeudi 18 juillet 2019

avec André Pouclet, membre de l'AVG

André Pouclet

St-Hilaire-de-Talmont carrière de métarhyolite
sud
Ph. 1
HV

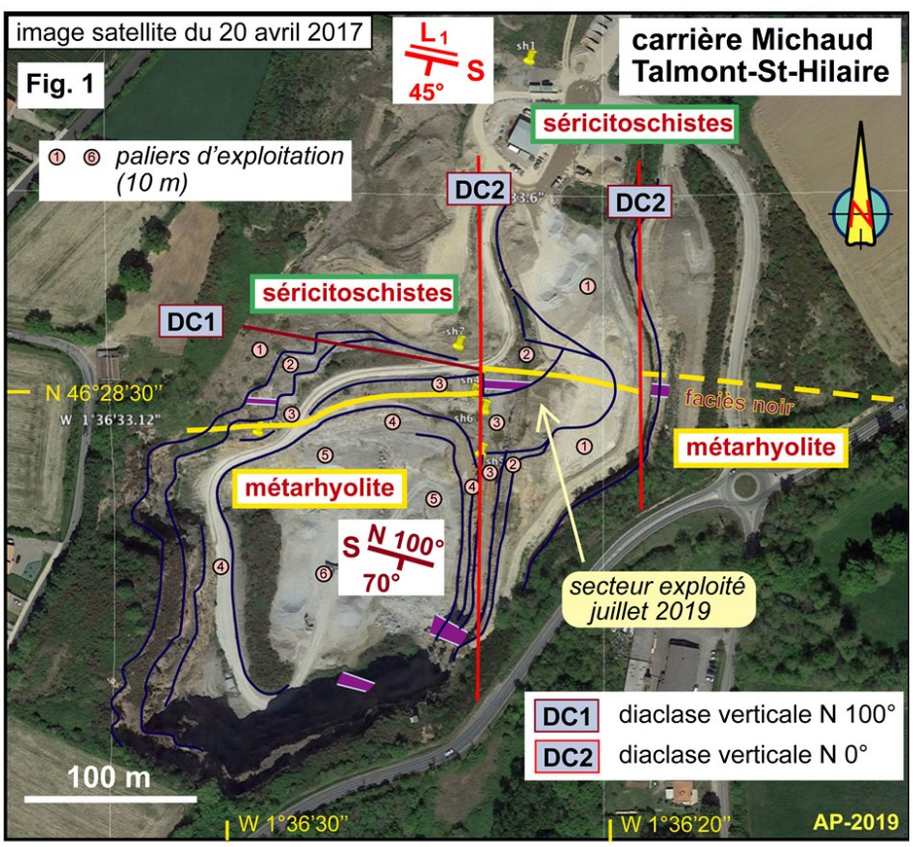
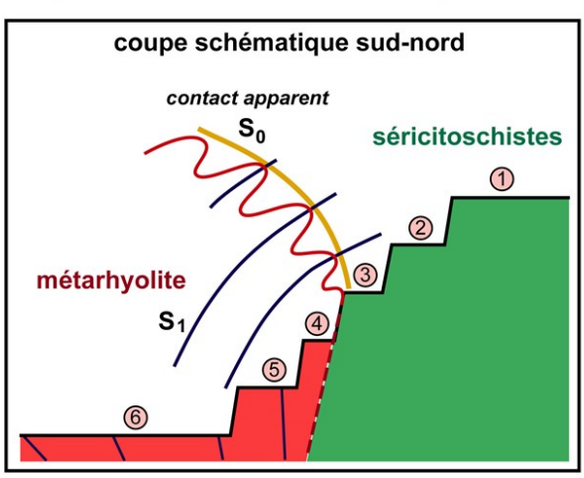


image satellite du 20 avril 2017
Fig. 1
L1
S
45°
carrière Michaud
Talmont-St-Hilaire
sericitoschistes
① ⑥ paliers d'exploitation (10 m)
DC2
DC2
DC1
sericitoschistes
N 46°28'30"
W 1°36'33.12"
faciès noir
métarhyolite
métarhyolite
S N 100°
70°
secteur exploité juillet 2019
DC1 diaclase verticale N 100°
DC2 diaclase verticale N 0°
100 m
W 1°36'30"
W 1°36'20"
AP-2019


coupe schématique sud-nord
contact apparent
S0
sericitoschistes
métarhyolite
S1
①
②
③
④
⑤
⑥

Le secteur de Talmont-St-Hilaire est remarquable par la présence d'un volcanisme basaltique et rhyolitique daté du début de l'Ordovicien, il y a 490 à 480 millions d'années (étage Trémadocien). Ce volcanisme s'est mis en place sur le bord d'un bassin marin épicontinental de la marge nord du Paléo-Gondwana dans lequel se sont déposées les formations sédimentaires de l'Unité de La Roche-sur-Yon, du Cambrien supérieur au Dévonien.

Un important épanchement de rhyolite affleure au nord de Talmont-St-Hilaire où la roche est exploitée dans une carrière pour l'empierrement et les granulats, la carrière Michaud. La **photo 1** de la page précédente donne un panoramique de l'excavation vue du nord vers le sud. Nous avons eu l'autorisation de visiter cette carrière dans le cadre de l'Association Vendéenne de Géologie qui a pour but de promouvoir et de diffuser les connaissances sur la géologie vendéenne. Une telle visite est du plus grand intérêt pour comprendre la disposition des roches en profondeur et déterminer leur nature. En l'occurrence, ce n'est que dans cette carrière que l'on peut tenter de comprendre l'organisation structurale de la formation rhyolitique et décrypter ses relations avec l'encaissant des roches sédimentaires. Nous sommes très reconnaissants aux responsables de la carrière de nous avoir permis cette recherche fondamentale.

Les premiers résultats de nos observations sont transcrits sur la **figure 1**. C'est une esquisse de plan géologique sur un fond de l'image satellitaire du 20 avril 2017 extraite de Google Earth. Depuis la prise de cette image, le fond de la carrière a été dégagé, mais surtout deux paliers ont été exploités au nord-est. Cette dernière exploitation est providentielle, car elle découvre toute une zone de contact de la rhyolite avec ce qui s'avère être sa couverture sédimentaire. Nous décrivons d'abord les formations de la carrière, puis l'organisation structurale et étendrons les observations autour du site de Talmont. Nous plaçons ensuite ces observations dans le contexte régional de la Vendée littorale, puis dans celui du bassin cambro-ordovicien de La Roche-sur-Yon pour rechercher l'origine des formations volcaniques.

1. Formations géologiques de la carrière de Talmont-St-Hilaire

Deux formations occupent le site de la carrière : une formation volcanique de nature rhyolitique faisant l'objet de l'exploitation et une formation sédimentaire de nature argilo-silteuse qui constitue la bordure nord. Ces formations sont intensément plissées et métamorphisées sous faible température et moyenne pression, au grade de la chlorite et de la muscovite. La rhyolite est donc une méta-rhyolite et le sédiment une méta-argilosiltite transformée en séricito-chlorito-schiste et quartzo-phyllade dans le faciès métamorphique des Schistes verts. Dans la suite du texte, pour simplifier la présentation, il nous arrivera d'écrire seulement « métarhyolite » et « séricitoschistes ». Ainsi, tout le monde peut comprendre la distinction entre les deux types de roches, bien que, en réalité, la métarhyolite puisse également être qualifiée de « schiste » du fait de sa déformation.

1.1. La métarhyolite

La métarhyolite forme une pile massive fortement redressée à pendage variable, plutôt vers le sud, avec des pseudo-strates métriques selon une schistosité orientée N 100°. D'intenses fractures N 100° et N 0° génèrent un débit quadrangulaire qui facilite l'exploitation. Du fait des chevauchements internes et des replis syn-schisteux, l'épaisseur apparente de la pile se situe entre 150 et 200 m. Il n'est guère possible d'évaluer la puissance initiale de la formation volcanique, d'autant que la limite sud et la base ne sont pas connues. Un minimum d'une centaine de mètres semble réaliste.

La roche présente une alternance de niveaux aphyriques de teinte ocre clair à rosée à grain extrêmement fin et avec l'aspect et le débit d'une silexite, et de niveaux microporphyriques vitreux avec microphénocristaux inframillimétriques de quartz, de feldspath et de magnétite. Cette organisation interne suggère une fabrique magmatique. Elle ne convient pas pour une coulée de lave massive, même en tenant compte de la fracturation. Elle indique plutôt un épanchement de pyroclastite à éléments très fins de verre et de microcristaux, soit une coulée de tephra à composition rhyolitique et de type ignimbrite avec superposition de niveaux aphyriques et de niveaux microporphyriques. L'aspect de coulée de pyroclastite est illustré par deux images de blocs rocheux montrant des niveaux de hyaloclastites fines et une texture fluidale rubanée **(Ph. 2)**.

Deux caractéristiques : la finesse des éléments et l'absence de fiammes montrent que la pile de téphras correspond à la partie aval de la coulée pyroclastique.

D'une part, les éléments les plus fins sont entraînés plus loin par le flux de la coulée.

D'autre part, la déperdition thermique fait que ces éléments sont tous vitrifiés et qu'il ne reste aucune partie liquide susceptible de former des fiammes, lesquelles caractérisent la partie amont de la coulée.

Par ailleurs, l'absence de granoclassement sur toute l'épaisseur importante de la formation et, surtout, la présence de faciès microporphyriques et la texture fluidale excluent une formation par sédimentation de téphras aériens. En conséquence, nous qualifions cette roche d' « ignimbrite distale ». L'ignimbrite est le produit d'une nuée ardente. Elle résulte d'une activité volcanique de type plinien. Le terme de nuée ardente s'applique au processus, et celui d'ignimbrite, au dépôt qui en résulte.

En plusieurs endroits de la carrière, nous voyons des bandes de roches noires. C'est le faciès noir. Il ne s'agit pas d'une roche basique. Ce faciès n'est pas stratifié. La coloration est superficielle. Elle résulte d'un enduit très fin sur les plans de cassure de la rhyolite qui pourrait correspondre à des oxydes de manganèse, ce qui ne nécessite en rien une variation de composition de la roche, mais probablement l'action de processus hydrothermaux. Tout l'empilement rhyolitique peut provenir d'une seule éruption. Cependant, en raison de la superposition de bancs alternativement vitreux aphyriques et microporphyriques, l'ensemble de la formation résulte de la superposition d'épanchements issus d'épisodes successifs d'un événement éruptif.

1.2. Le métasédiment

Le métasédiment est un dépôt finement lité d'argile et de silt formant une séquence sédimentaire terrigène de fond de bassin marin. Cette séquence comporte des alternances millimétriques d'argile et de silt ou argilo-siltites, et des bancs essentiellement argileux ou argilites. Localement s'intercalent quelques lits silteux centimétriques, mais aussi des bancs gréseux grossiers signalant la présence d'un talus.

Le métamorphisme respecte cette stratification sédimentaire en recristallisant la roche en quartz microcristallin, séricite abondante et chlorite subordonnée, ce qui donne des séricitoschistes gris satinés et des séricito-chloritoschistes verdâtres. La redissolution du quartz génère d'abondants filons intrafoliaux et séquents.

2. Organisation structurale

Les formations géologiques de Talmont-St-Hilaire appartiennent à la bordure sud du Bassin de La Roche-sur-Yon. La carrière de rhyolite est un site idéal pour décrypter leur organisation structurale. La butte sur laquelle se situe le château féodal de Talmont est un autre site intéressant car le talus montre des affleurements disposés transversalement aux orientations structurales. Le creusement de la déviation au sud-ouest de Talmont offre de bons affleurements, mais qui sont orientés selon les structures et donc n'offrent qu'une petite coupe. En revanche, la tranchée a miraculeusement traversé un sill de métabasalte.

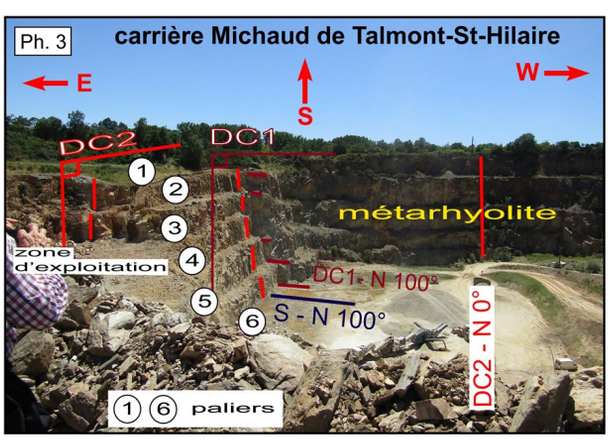
2.1. Site de la carrière

La transformation tectono-métamorphique correspond à un serrage sud-nord avec des plis métriques déjetés associés à des plis synschisteux dysharmoniques et des plis décimétriques en chevrons.

La compression s'est effectuée presque conformément à la fabrique de l'épanchement volcanique et à la stratification initiale de la pile sédimentaire en donnant une schistosité de type S0-1 sur les flancs des plis orientée N 100° à N 110° avec pendage des plans axiaux de 40° à 75° vers le sud. Les plans axiaux et les charnières des microplis synfoliaux créent une linéation d'intersection ou de crénulation sub-horizontale sur la schistosité. La structure d'ensemble peut être comprise comme une antiforme d'ampleur hectométrique à cœur de rhyolite et enveloppe sédimentaire déversée vers le nord. La pile de rhyolite d'abord pentée de 40° vers le nord semble basculer presque à la verticale. C'est ce que nous suggérons sur la coupe schématique de la **figure 1**.

Toutefois, cette belle structure est perturbée par deux systèmes d'intense fracturation verticale : un système nommé DC1 orienté en moyenne N 100° conforme à la schistosité et donc susceptible de montrer des linéations d'intersection, et un système orienté N 0° à plus ou moins 10° nommé DC2 avec des plans verticaux localement très serrés dans des couloirs à mouvement décrochant. Le mouvement étant décomposé sur une série de plans parallèles, il n'y a pas de stries, mais seulement des bosselures et des petites marches indiquant un déplacement sénestre. Cette dernière fracturation conditionne l'orientation des paliers d'exploitation sur les côtés ouest et est de la carrière.

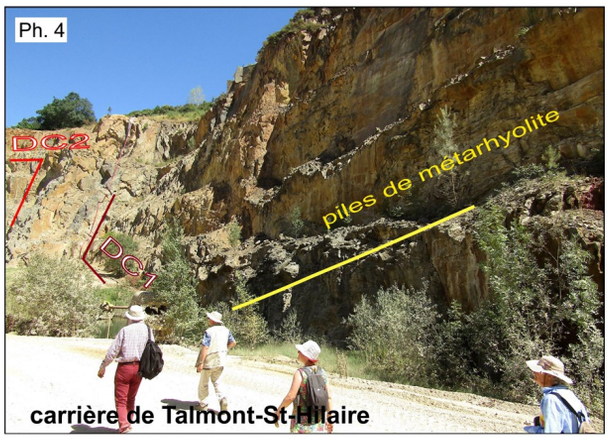
L'organisation structurale est illustrée sur une série d'images de la carrière. La première image est un panoramique de la carrière vue vers le sud **(Ph. 3)**.



Les niveaux d'exploitation sont numérotés sur les bords sud et est de la carrière avec les six paliers dans la métarhyolite. L'exploitation actuelle attaque deux paliers du côté nord-est.

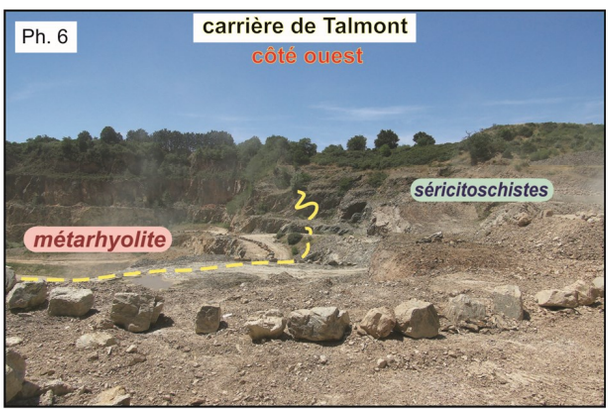
La rhyolite est en bancs épais, mais l'intense fracturation ne permet pas facilement de voir la géométrie de ces bancs.

Le système DC2 découpe le front de taille sud. Il est surtout apparent le long du front de taille est. Le système DC1 est visible sur le front est par des décalages des paliers. Le mur sud de la carrière laisse deviner la superposition des strates de la métarhyolite tandis que l'amorce de la paroi orientale est découpée par des diaclases DC1 **(Ph. 4)**.



Une vue vers le nord-est montre le contact des séricitoschistes sur la métarhyolite **(Ph. 5)**. Les diaclases DC2 traversent les deux formations. La limite orientale de la carrière du premier palier suit sensiblement une diaclase DC2 **(Fig. 1)**.

Le contact fortement plissé entre la métarhyolite et les séricitoschistes est parfaitement exposé sur le front ouest **(Ph. 6)** comme le précise un panoramique rapproché **(Ph. 7)**.



Vers le nord, affleurent largement les séricitoschistes **(Ph. 8)**. C'est là où sont établis les bâtiments de l'exploitation, puisque, bien sûr, ce secteur ne sera pas creusé. L'exploitation s'arrête au contact qui s'avère être fortement redressé en passant à la verticale sur le front nord de la carrière entre les paliers 2, 3 et 4. Dans le secteur nord, la schistosité est pentée de 40° à 50° vers le sud **(Ph. 9, 10)**.

Sur la voie de descente dans la carrière, le passage métarhyolite - séricitoschistes est au niveau du palier 3 **(Ph. 11)**.
La métarhyolite est fortement redressée avec une schistosité vers le sud reprise par un diaclasage N 100° à pans courbés **(Ph. 12)**. Les séricitoschistes épousent cette déformation en plis déjetés et plis en chevron **(Ph. 13)**. La schistosité des plans axiaux est pentée de 30° à 40° vers le sud comme dans toute la couverture sédimentaire. Le déversement des têtes de plis donne, le long de la paroi nord du palier 3 un contact apparent vertical à penté vers le nord **(Ph. 14)**.
Sur ce palier, la paroi orientale correspond actuellement à une diaclase DC2 dans la métarhyolite en cours d'exploitation. Sur cette diaclase, viennent buter les séricitoschistes de la paroi nord mettant en évidence un décrochement sénestre **(Ph. 15, 16, 17)**. La déformation de la couverture sédimentaire par déversement vers le nord est parfaitement illustrée sur la paroi orientale qui limite la carrière, laquelle emprunte une suite de diaclases DC2 **(Ph. 18)**.

Le faciès noir de la rhyolite se manifeste sur les parois sud et sud-est de la carrière **(Fig. 1)**, mais également sur le bord nord-est du palier 3 et au pied de la paroi orientale **(Ph. 19, 20)**.

2.2. Site du Château

Le château féodal de Talmont est perché sur une butte rocheuse escarpée qui offre de bons affleurements, particulièrement sur le flanc oriental.

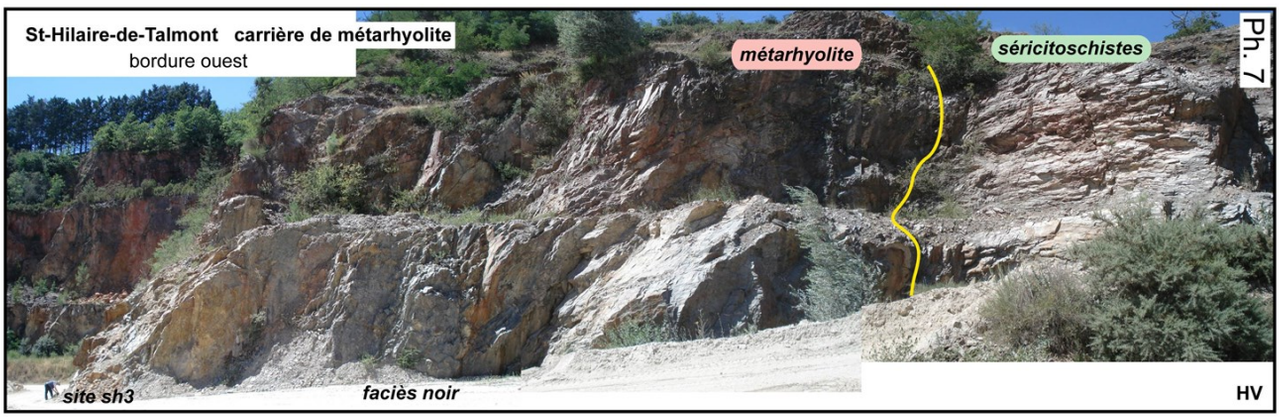
Le long de ce flanc, nous avons levé une coupe sensiblement orientée sud-nord sur une centaine de mètres. L'organisation structurale est remarquablement similaire à celle de la carrière. Nous notons la même compression du sud vers le nord ayant généré des plis serrés déjetés à déversés vers le nord **(Fig. 2 page 132)**, la même schistosité S0-1 parallèle à la stratification orientée N 100° et la même fracturation verticale DC1 portant une linéation L1 horizontale **(Ph. 21)**.
La formation sédimentaire est un peu plus diversifiée. Nous retrouvons des argilo-siltites finement litées transformées en séricitoschistes, avec des alternances de microgrès, siltites et ampélites. Mais surtout, les formes plissées décimétriques à métriques ont des plans axiaux courbes ou aucun plan axial. Cependant, les flancs de plis sont finement déformés en microplis synschisteux **(Ph. 22)**.

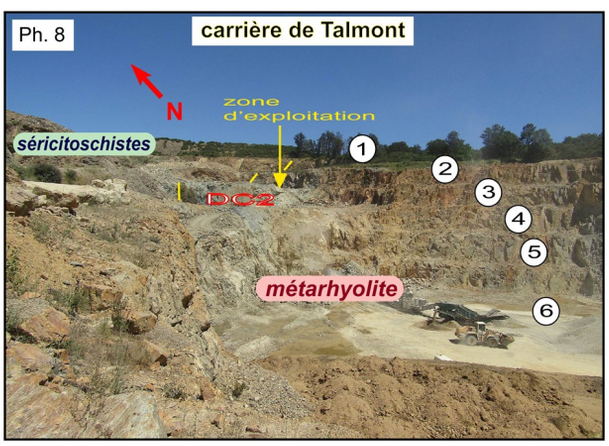
Il semble que les structures plissées sont d'anciens slumps replissés lors de la compression métamorphique. Initialement, la formation sédimentaire devait être une turbidite de matériel terrigène argilo-sableux dévalant le talus d'un bassin naturellement penté vers le nord.
Ainsi, la direction de compression ou de serrage des sédiments du bassin se serait faite presque perpendiculairement à l'allongement géographique du bassin.

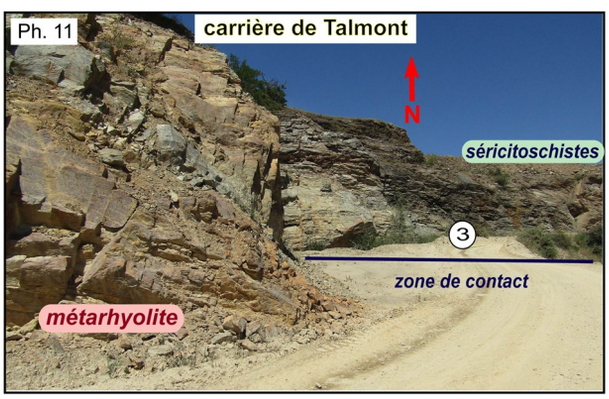
2.3. Site de la rocade

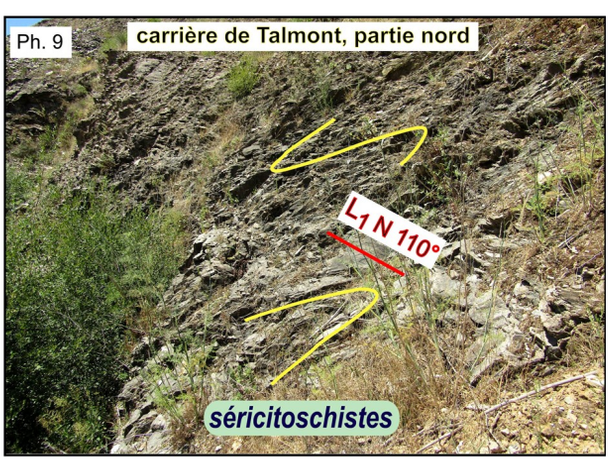
La tranchée de la rocade montre une série monotone de méta-argilo-siltites souvent de nature ampéliteuse.

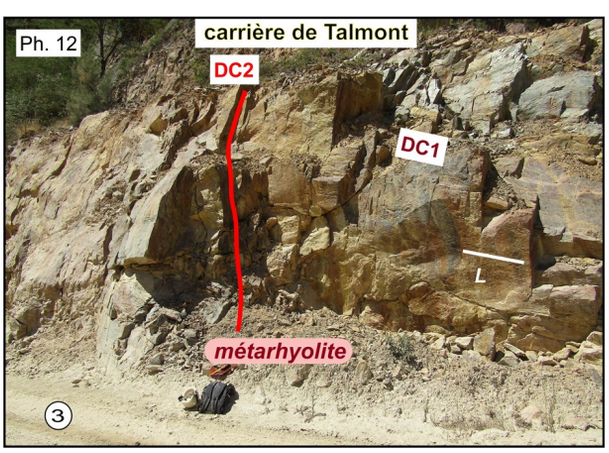
Le métamorphisme et la déformation ont produit des séricitoschistes gris clair à gris sombre avec une S0-1 orientée N 100° et pentée de 20° à 30° vers le nord.


St-Hilaire-de-Talmont carrière de métarhyolite
bordure ouest
métarhyolite
sericitoschistes
Ph. 7
site sh3
faciès noir
HV

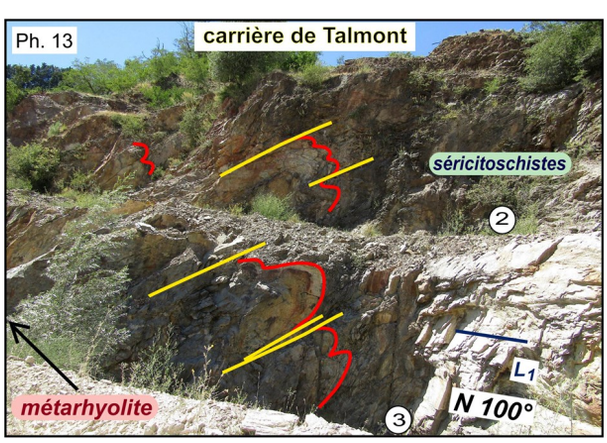

Ph. 8
carrière de Talmont
N
zone d'exploitation
sericitoschistes
DC2
métarhyolite
1
2
3
4
5
6

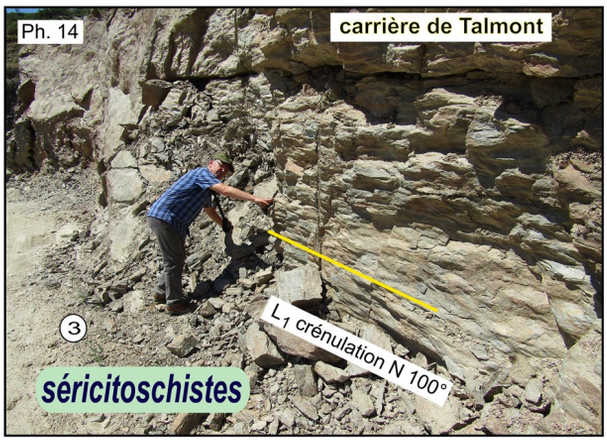

Ph. 11
carrière de Talmont
N
sericitoschistes
3
zone de contact
métarhyolite

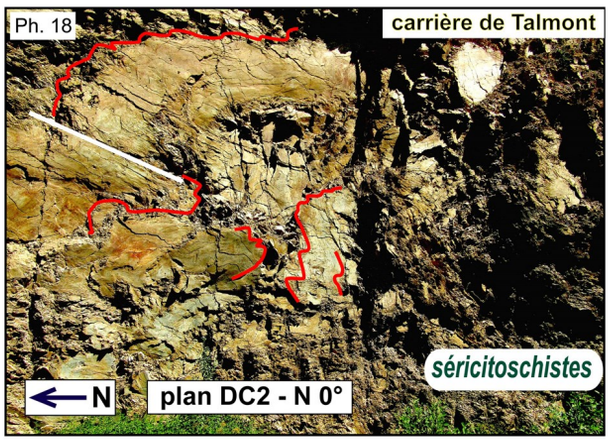

Ph. 9
carrière de Talmont, partie nord
L1 N 110°
sericitoschistes

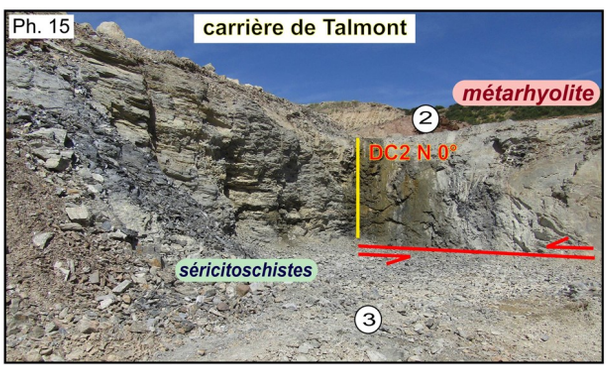

Ph. 12
carrière de Talmont
DC2
DC1
L
métarhyolite
3

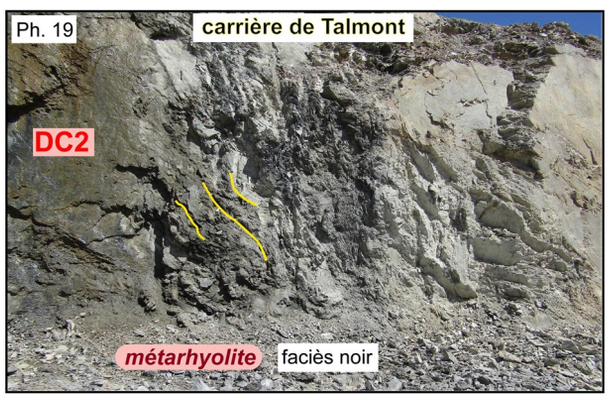
Ph. 10
carrière de Talmont
N
1
1
2
sericitoschistes

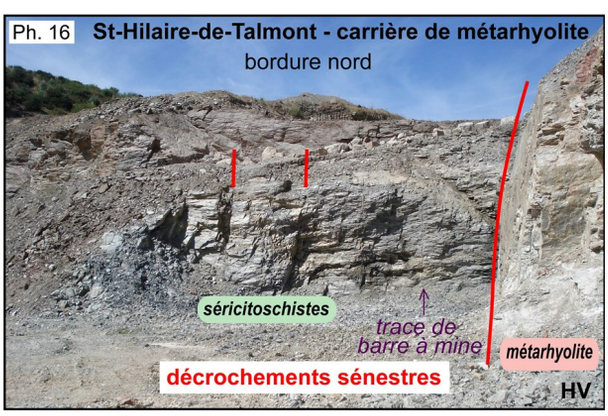

Ph. 13
carrière de Talmont
sericitoschistes
2
L1
N 100°
métarhyolite
3

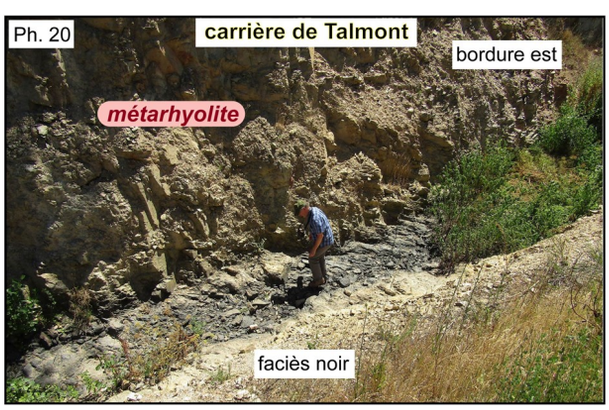

Ph. 14
carrière de Talmont
L1 crénulation N 100°
3
sericitoschistes


Ph. 18
carrière de Talmont
sericitoschistes
N
plan DC2 - N 0°


Ph. 15
carrière de Talmont
métarhyolite
2
DC2 N 0°
sericitoschistes
3


Ph. 19
carrière de Talmont
DC2
métarhyolite
faciès noir


Ph. 16
St-Hilaire-de-Talmont - carrière de métarhyolite
bordure nord
sericitoschistes
trace de
barre à mine
métarhyolite
décrochements sénestres
HV


Ph. 20
carrière de Talmont
bordure est
métarhyolite
faciès noir

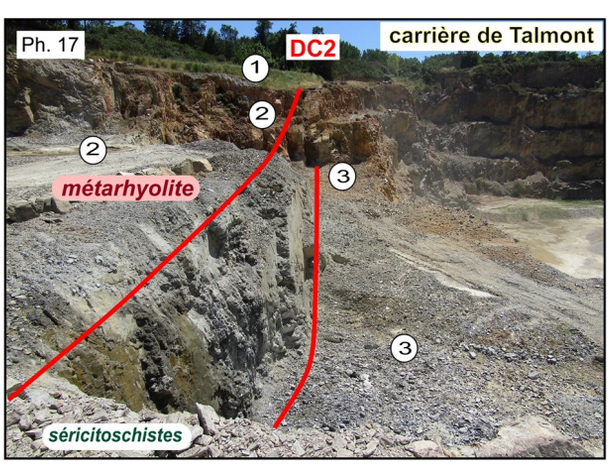

Ph. 17
DC2
carrière de Talmont
1
2
2
3
métarhyolite
3
sericitoschistes

Fig. 2

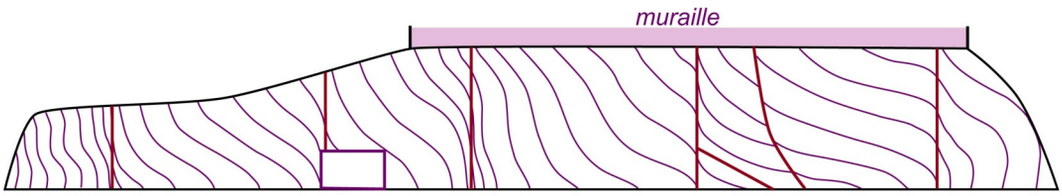
Château de Talmont

substratum rocheux de la muraille orientale, côté ville

Formation géologique des Sables-d'Olonne - Bassin de La Roche-sur-Yon

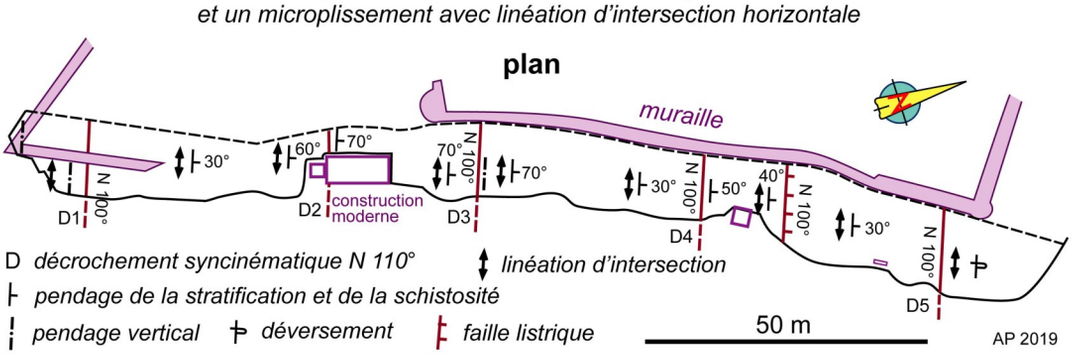
alternance centimétrique d'argilites et de grès d'une séquence turbiditique

profil vertical du talus - disposition des strates



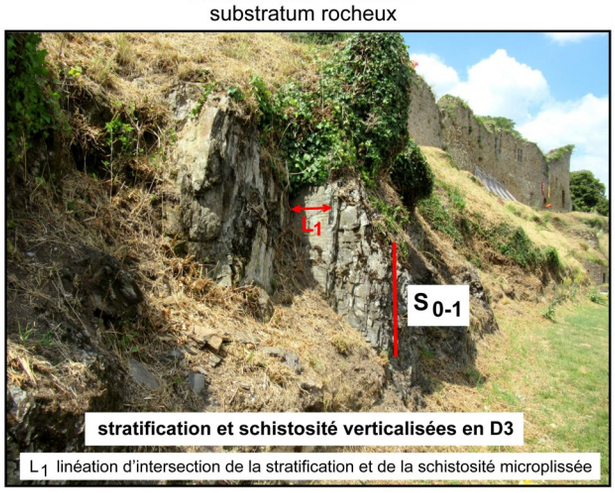
faible métamorphisme et plissement créant une schistosité parallèle à la stratification S0-1 et un microplissement avec linéation d'intersection horizontale

plan



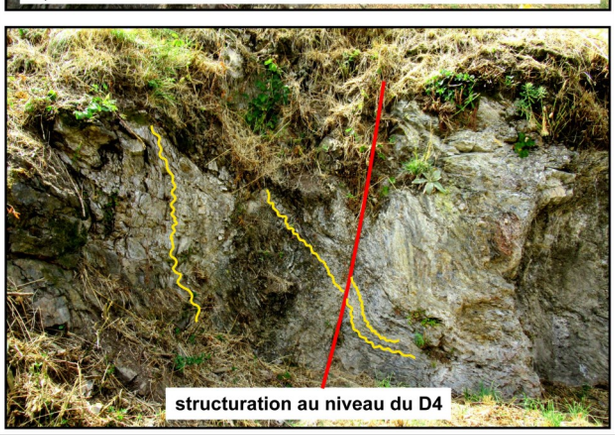
Ph. 21 - 22 **Château de Talmont**

substratum rocheux



stratification et schistosité verticalisées en D3

L_1 linéation d'intersection de la stratification et de la schistosité microplissée



structuration au niveau du D4

3. Le volcanisme basaltique de Talmont-St-Hilaire

La déviation ou rocade au sud de la ville de Talmont a donné lieu au creusement d'une profonde tranchée de part et d'autre de la vallée du Payré de Talmont traversé par un pont.

Un sill de métabasite est recoupé dans toute sa longueur au sein des strates sédimentaires mises à l'affleurement dans la tranchée du flanc ouest de la vallée **(Fig. 3)**. Le sill, épais d'une vingtaine de mètres, s'étend sur 150 m dans les talus des deux côtés de la route, en direction WNW-ESE **(Ph. 23)**. Il est limité à l'ouest par une faille normale orientée NNE-SSW à pendage de 40° vers l'est, et à l'est, par un décrochement vertical orienté NE-SW. La base du sill est difficilement visible sur le flanc de la vallée du Payré de Talmont. En revanche, le contact supérieur apparaît en haut des talus et sur le flanc de la vallée au nord du pont. Ce contact est en conformité avec la stratification et la schistosité de type S0-1 de l'encaissant sédimentaire orientée N 100° avec un pendage de 20° vers le nord.

La métabasite est une roche massive à grain très fin et de teinte bleutée. Au microscope, la texture magmatique est parfaitement préservée. C'est celle d'un basalte aphyrique, c'est-à-dire sans phénocristaux, mais avec un développement des microcristaux qui en fait une dolérite. Plus précisément, la disposition microscopique des lattes de feldspath correspond à une texture doléritique intersertale, une texture qui appartient aux basaltes tholéiitiques. Le métamorphisme ambiant a recristallisé les pyroxènes en actinote et les plagioclases en albite, et transformé le fond microcristallin en agrégat de chlorite, épidote, actinote, albite et magnétite, une minéralogie caractéristique du faciès « Schistes verts ». C'est le même métamorphisme qui a affecté l'encaissant sédimentaire. L'intrusion du sill est naturellement antérieure à la déformation et au métamorphisme du bassin sédimentaire.

La texture doléritique est celle du magma basaltique s'étant solidifié en sub-surface, à une profondeur de quelques dizaines à une centaine de mètres. En l'occurrence, le magma basaltique s'est inséré entre les strates du bassin sédimentaire, ce qui correspond à un sill. Il est fort probable que cette intrusion magmatique soit associée à la fracturation du bord du bassin sédimentaire.

Le métabasalte a été analysé (Pouclet et al., 2017). Il a une composition de basalte sursaturé à signature géochimique de tholéiite de rift continental. Le magma provient de la fusion du manteau lithosphérique. Cela veut dire que ce volcanisme est apparu dans un contexte de fossé intracontinental en extension, avec amincissement du substratum lithosphérique. C'est donc le contexte qui prévalait au moment de la formation du Bassin de La Roche-sur-Yon.

4. Contexte géologique régional et origine du volcanisme

4.1. Interprétation stratigraphique

Les trois sites d'observation de la carrière, du château et de la rocade nous montrent différents membres de la Formation des Sables-d'Olonne appartenant à la partie sud du Bassin de La Roche-sur-Yon, avec plusieurs séquences sédimentaires et volcaniques.

Ces séquences ont subi la même déformation et le même métamorphisme. Les strates sont orientées N 100° et pentées vers le nord avec un déversement qui s'accentue au nord dans une antiforme probablement initiée par la présence d'une épaisse pile de métarhyolite à comportement plus rigide que celui des métasédiments argilo-silteux.

Les caractéristiques structurales nous donnent une superposition stratigraphique **(Fig. 4)**.
Les méta-argilosiltites de la rocade avec leur sill de métatholéiite constituent la séquence de base.
Elles sont surmontées par une séquence similaire où s'intercalent des niveaux finement gréseux dans le talus du château, et qui semble avoir dévalé le flanc d'un talus à la façon d'une turbidite.
Au nord du château, ces turbidites fortement pentées vers le nord sont surmontées par une pile de matériel volcanique de composition rhyolitique justifiant l'exploitation de la carrière. Cette formation est interprétée comme une ignimbrite distale, c'est-à-dire appartenant à la partie lointaine d'une nuée ardente issue d'une éruption plinienne.
Dans le site de la carrière, la métarhyolite est surmontée par une nouvelle séquence de méta-argilosiltites.

4.2. Interprétation volcano-tectonique

Dans le Bassin de La Roche-sur-Yon, les sites basaltiques et rhyolitiques de Talmont-St-Hilaire sont intercalés dans la partie inférieure de la Formation des Sables-d'Olonne **(Figure 5)**.

Mais ce ne sont pas les seuls affleurements de produits volcaniques.

Sur la carte géologique des Sables-d'Olonne, plusieurs petits affleurements de métabasites forment un alignement de pointements d'une roche sombre finement grenue qui se distingue bien de son encaissant schisteux. Il y a aussi plusieurs affleurements d'une métarhyolite schisteuse, assez difficiles à délimiter autour d'Olonne-sur-Mer. Toutefois, un site est bien exposé et intéressant à étudier. C'est celui de la Chardrie ou du Puy-du-Roy sur la côte rocheuse au sud de Sauveterre. Nous y retrouvons une ignimbrite distale semblable à celle de Talmont-St-Hilaire. Il convient en outre de signaler les sills de métarhyolite insérés dans les métasédiments de Sauveterre.

L'interprétation des pointements de métabasalte, déterminés à Talmont comme l'émanation d'un magma de basalte tholéiitique de rift continental, ne pose pas de problème. Il s'agit d'une activité volcanique basaltique alignée sur la bordure du bassin résultant d'une extension tectonique. Parmi ces affleurements de basalte doléritique, il en est qui peuvent correspondre à des dykes ayant alimenté des édifices volcaniques sur le bord du bassin.

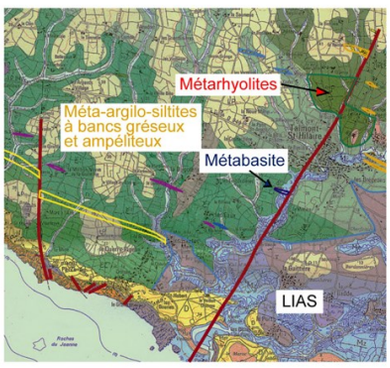
L'interprétation des épanchements rhyolitiques est plus délicate puisqu'il ne s'agit pas d'édifices volcaniques.

Pour Talmont-St-Hilaire et la Chardrie, la source volcanique peut être lointaine. Mais les sills de Sauveterre montrent que du magma rhyolitique se trouvait non loin

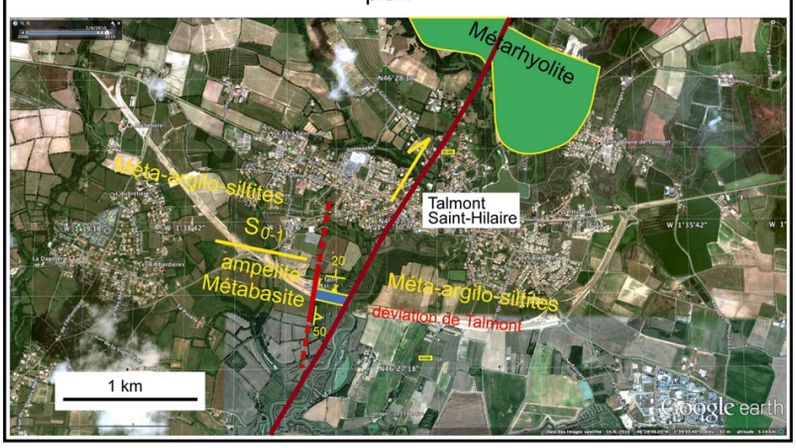
Fig. 3

Sill de métabasite de Talmont-St-Hilaire

contexte géologique



plan



Sill de métabasite de Talmont-Saint-Hilaire

Ph. 23

vue longitudinale W-E

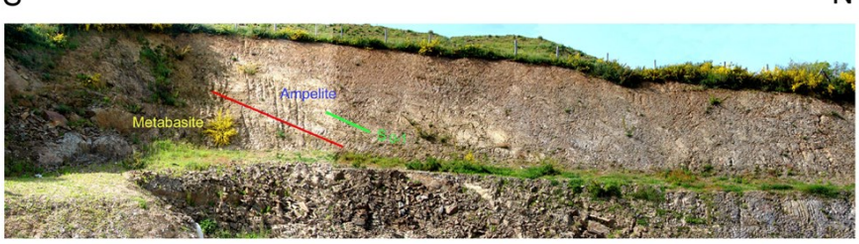
W E

faille normale N 10° pendage 50°Est

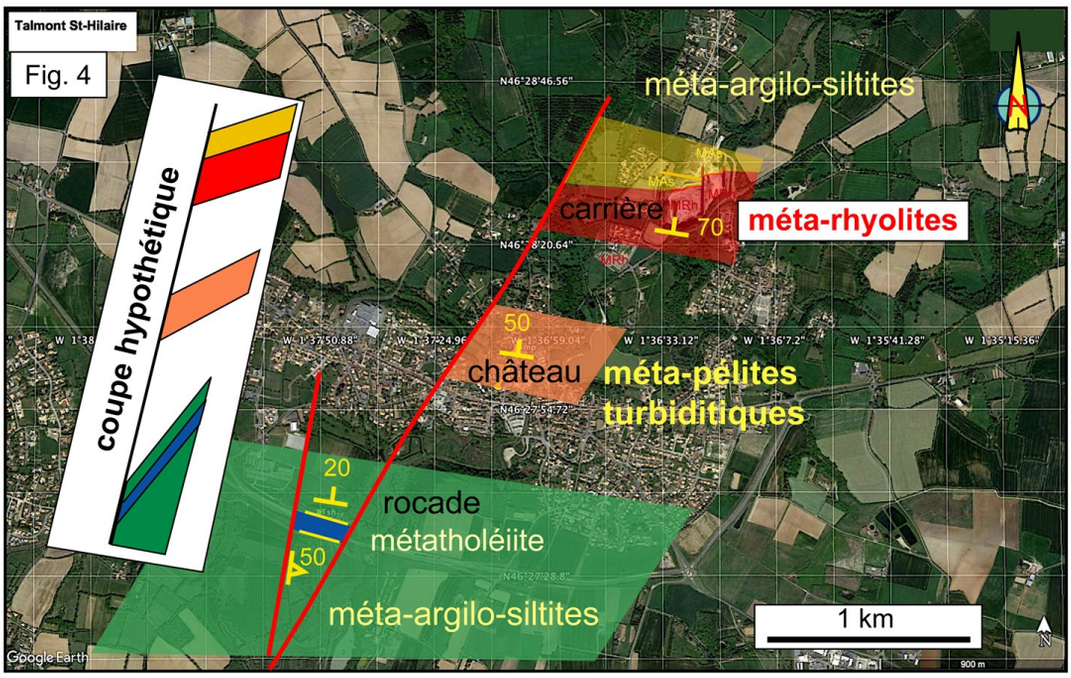
30m

vue transversale S-N

S N



contact supérieur en conformité avec les ampélites à pendage de 20° vers le nord


Talmont St-Hilaire
Fig. 4
coupe hypothétique
méta-argilo-siltites
carrière
70
méta-rhyolites
50
château
méta-pélites
turbiditiques
20
rocade
métatholéiite
50
méta-argilo-siltites
1 km
Google Earth

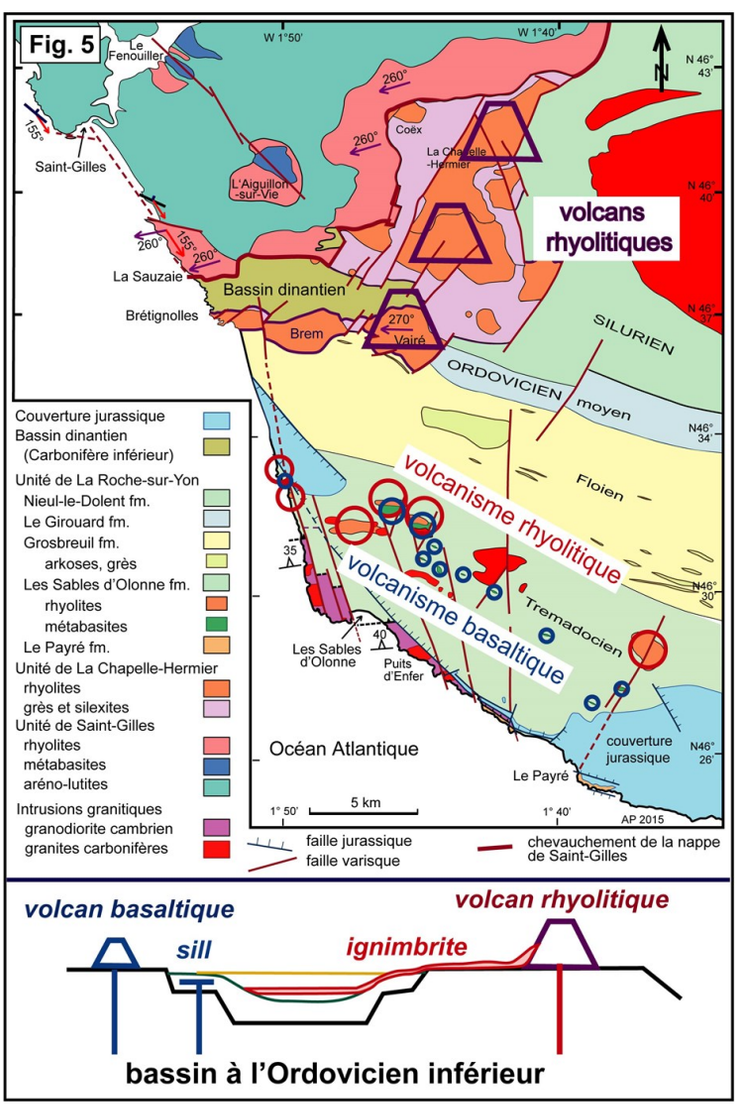


Fig. 5
Le Fenouiller
W 1°50'
W 1°40'
N 46° 43'
N 46° 40'
N 46° 37'
N46° 34'
N46° 30'
N 46° 26'
Saint-Gilles
L'Aiguillon -sur-Vie
Coëx
La Chapelle -Hermier
volcans rhyolitiques
La Sauzaie
Brétignolles
Bassin dinantien
Brem
Vairé
SILURIEN
ORDOVICIEN moyen
Floien
volcanisme rhyolitique
volcanisme basaltique
Tremadocien
Les Sables d'Olonne
Puits d'Enfer
Océan Atlantique
couverture jurassique
Le Payré
1° 50'
5 km
1° 40'
AP 2015
Couverture jurassique
Bassin dinantien
(Carbonifère inférieur)
Unité de La Roche-sur-Yon
Nieul-le-Dolent fm.
Le Girouard fm.
Grosbreuil fm.
arkoses, grès
Les Sables d'Olonne fm.
rhyolites
métabasites
Le Payré fm.
Unité de La Chapelle-Hermier
rhyolites
grès et silexites
Unité de Saint-Gilles
rhyolites
métabasites
aréno-lutites
Intrusions granitiques
granodiorite cambrien
granites carbonifères
faille jurassique
faille varisque
chevauchement de la nappe de Saint-Gilles
volcan basaltique
volcan rhyolitique
sill
ignimbrite
bassin à l'Ordovicien inférieur

dans le substratum du bassin. Les édifices connus actuellement se trouvent dans l'Unité de La Chapelle-Hermier, soit à 15 ou 20 km au nord, le plus proche étant le dôme-coulée de Vairé. Or ces volcans ont précisément le même âge trémadocien et la même composition rhyolitique que les ignimbrites.

Mais où se trouvaient ces volcans et les ignimbrites au Trémadocien, il y a environ 480 Ma ?

L'Unité de La Chapelle-Hermier a été transportée de l'est vers l'ouest pour venir chevaucher le Bassin dinantien de Brétignolles. Mais ce n'est pas un charriage important, plutôt un basculement gravitaire dû à la surrection des plutons granitiques du Batholithe de La Roche-sur-Yon au Carbonifère supérieur. Les volcans n'étaient pas très loin vers l'est. Les ignimbrites du bassin ont été comprimées vers le nord. Elles devaient se trouver plus au sud, à une distance difficile à déterminer. Toutefois, un parcours de 30 à 50 km n'a rien d'exceptionnel pour une ignimbrite. Par ailleurs, les volcans de l'Unité de La Chapelle-Hermier ne sont que les restes d'une chaîne volcanique qui était beaucoup plus importante. Les sills de rhyolite de Sauveterre nous suggèrent qu'il y avait des volcans plus proches. Enfin, rien n'empêche d'imaginer des volcans actuellement enfouis sous la pile sédimentaire plus jeune du Bassin.

Une des conséquences importantes de l'étude de l'ignimbrite de Talmont-St-Hilaire, qui aurait son origine depuis les volcans de l'Unité de la Chapelle-Hermier, est que cette Unité appartiendrait en réalité au Bassin de La Roche-sur-Yon, hypothèse déjà abordée lors de l'étude des formations volcaniques de Vairé et Brem-sur-Mer. Cette pseudo-unité est alors en réalité une Formation de l'Unité structurale de La Roche-sur-Yon et, plus précisément, un membre volcanique subaérien de la Formation des Sables-d'Olonne. Sa position actuelle s'expliquerait par le fait que les volcans n'étaient pas dans le bassin lors de leur mise en place au Trémadocien, mais sur le bord du bassin en milieu aérien. Lors du serrage du bassin au Carbonifère, la masse rocheuse des édifices rhyolitiques s'est dissociée tectoniquement des empilements sédimentaires.

Article de André Pouclet

Photographies de André Pouclet

Auteur des photos indexées HV : Hendrik Vreken

Sortie géologique de l'AVG à Cherves - Richemont (16)

Vendredi 6 septembre 2019

Visites proposées par Alain Duret et Christian Mahu, minéralogistes de l'AVG

- Matin : visite de l'Usine « Placo - Saint-Gobain »

- Après-midi : visite de la carrière Garandeau et recherche d'échantillons de gypse dans le Berriasien (tout début du Crétacé inférieur, entre 145 et 142 Ma)

Visite de l'usine Placo - Saint-Gobain

Après avoir été extrait dans la carrière à ciel ouvert de Champblanc, située juste à côté, le gypse est concassé une première fois en blocs de moins de 30 cm. À l'entrée de l'usine, il est à nouveau réduit à une granulométrie plus fine, inférieure à 4 cm pour être finalement stocké dans le hall d'homogénéisation.

Il est ensuite transformé en plâtre dans la plâtrière.

- Le passage dans la plâtrière

Cet équipement qui ressemble extérieurement à un silo a pour mission de transformer le gypse, sulfate de calcium hydraté ($CaSO_4$, **2** H_2O) en plâtre, sulfate de calcium beaucoup moins riche en eau puisque sa formule chimique est ($CaSO_4$, **½** H_2O). Pour perdre les 3/4 de son eau, le gypse y est donc chauffé et en même temps broyé plus finement pour favoriser cette déshydratation. Cette cuisson s'effectue à faible température (entre 150 et 200°C) pour enlever trois-quarts de l'eau liée.

- La procédure de fabrication des plaques de plâtre

Les plaques de placoplâtre sont des panneaux composés d'une couche de plâtre comprise entre deux feuillets en carton recyclé, fabriqués en continu.

1ère étape : le mélangeur et la table-extrudeur

♦ Le mélangeur réalise une opération de gâchage à partir du plâtre, d'eau et d'additifs adéquats pour donner aux plaques de plâtre certaines propriétés spécifiques en fonction de la performance à atteindre.

En effet, les plaques de plâtre se déclinent en plusieurs types : hydrofuges, isolantes, acoustiques ou encore résistantes au feu.

♦ La table-extrudeur assure ensuite l'injection de la gâchée entre deux feuilles en carton qui ont elles-mêmes des propriétés très particulières en matière de résistance mécanique, de porosité, de reprise en eau...

Pour chaque variété de plaques, sa couleur de carton !

Cette gâchée est ensuite vibrée et sa hauteur réglée suivant l'épaisseur de la future plaque : 6, 10, 13, 15,18 ou 25 mm.

2ème étape : la bande de formation

Une fois façonnée, la plaque défile en continu sur la bande de formation.

C'est là que le plâtre va faire sa prise qui demande 3 minutes environ.

La longueur de la bande de formation doit donc prendre en compte ce temps incompressible.

Elle est par conséquent très longue : on a marché le long de cette bande sur une distance de 300 m ! (mais pouvant aller jusqu'à 450 mètres dans certaines installations).

En fin de chaîne, les plaques sont prédécoupées : un couteau coupe la bande transversalement, à la volée. Les plaques sont ensuite accélérées, retournées et positionnées pour être introduites dans le sécheur.

3ème étape : le sécheur

Cet équipement assure le séchage en ligne des plaques tout en permettant leur passage simultané sur plusieurs étages.
Cette étape délicate doit être rapide, sans brûlure du produit tout en consommant le minimum d'énergie ; le chauffage est au gaz naturel.

4ème étape : le conditionnement

À leur sortie du sécheur, les plaques sont sciées à leur dimension définitive, marquées et palettisées. Le marquage apporte les informations utiles : désignation, dimensions, conformité NF, nombre et avantages produit.

Le transport des produits et des palettes entre les lignes de production, de conditionnement et les zones d'expédition ou de stockage est assuré par des bandes transporteuses et des chariots.

D'après les sites internet de Placo-Saint-Gobain

Christian et Alain, nos minéralogistes au premier plan

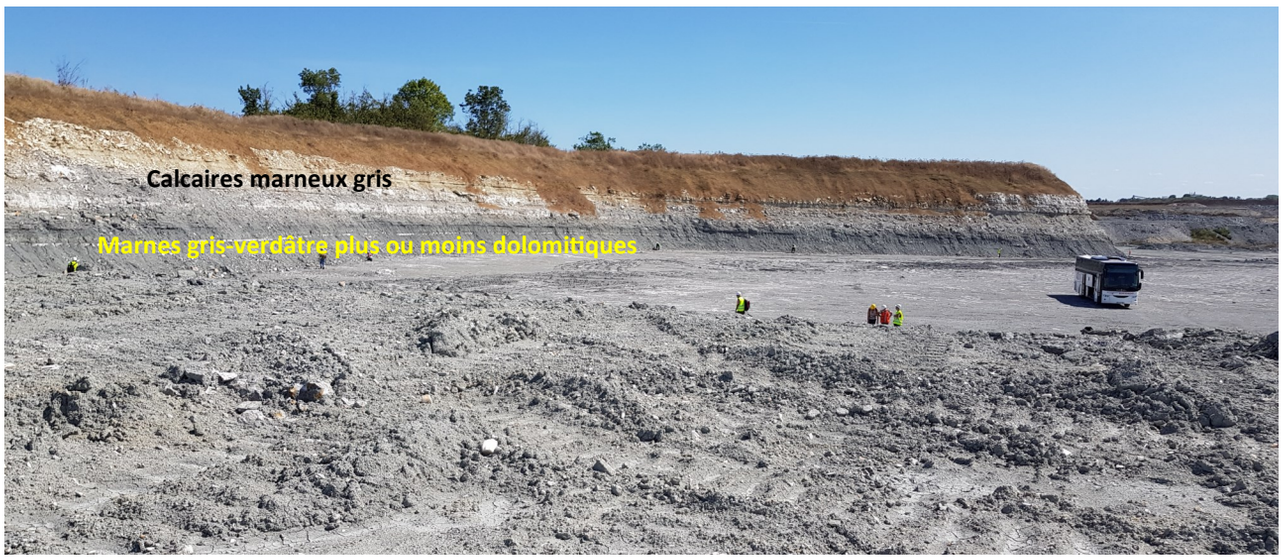
Visite de la carrière Garandeau

Description de la carrière

Les niveaux superficiels sont essentiellement constitués de couches faiblement pentées de marnes et de calcaires marneux.

Sur le fond de la carrière que l'on a parcouru, de très nombreux blocs de gypse de toutes les tailles ont été observés : ils sont issus de l'exploitation du niveau supérieur de Champblanc qui affleure en front de taille tout autour (voir coupe page 142).

Le gypse s'y présente sous différentes formes de cristallisation : gypse saccharoïde, gypse fibreux, grosses concrétions en lamelles, gypse en rose des sables...



Gypse fibreux

Gypse maclé

Concrétion en lamelles

Gypse en rose des sables

Sa formation est le résultat d'une sédimentation évaporitique dans une ancienne lagune tropicale, au Berriasien inférieur et moyen et donc au tout début du Crétacé inférieur, entre 145 et 142 Ma.

Non seulement se sont déposés des sédiments gypseux mais aussi tout un ensemble de faciès confinés dits « purbeckiens » à argiles, marnes et calcaires fins.

Dans les marnes purbeckiennes intermédiaires, une quantité et une diversité exceptionnelles de fossiles (Mollusques, Crustacés, Poissons, Amphibiens, Chéloniens, Crocodiliens, Ptérosaures, Dinosaures et même Mammifères, les tout premiers !) ont été découverts et font la renommée du site.

Les mesures du $\delta^{18}O$ dans l'émail dentaire des Poissons et des Reptiles ont confirmé que le climat était plutôt chaud. De même, l'analyse des argiles des marnes ont révélé que la région était plutôt aride.

Extension régionale du gypse charentais

La place du gypse charentais est très localisée.

Il est connu à la limite des terrains du Jurassique supérieur (étage Tithonien) et du Crétacé inférieur (étage Berriasien) dans un petit bassin continu allongé NO-SE depuis Saint-Hilaire-de-Villefranche à l'Ouest jusqu'à Châteauneuf-sur-Charente à l'Est : c'est le « Pays-Bas Charentais », dépression très plate et monotone, longue de 43 km et large de 3 à 12 km, entre les plateaux du Portlandien inférieur au Nord-Est et les hauteurs du Cénomanien discordant au Sud-Ouest. Les points hauts ne surplombent la dépression que de 5 à 10 m environ sauf en de très rares zones un peu plus élevées (Chassors, La Vénerie) où la différence d'altitude peut atteindre 20 à 40 m.

Le bassin se prolongeait jusqu'à Rochefort et Marennes, mais ses affleurements sont très restreints et discontinus (Beaugeay, Saint-Froult, Moëze) en bordure Nord du Marais de Brouage par suite de la discordance entre les terrains jurassiques et leur couverture crétacée.

Comme à Champblanc, les sédiments que l'on peut observer dans ce bassin sont surtout des marnes gris-verdâtre et des argiles au sein desquelles s'intercalent les bancs de gypse (qui n'affleurent jamais de façon naturelle à cause de leur dissolution par l'eau météoritique) et quelques niveaux de calcaires en laminites, de calcaires oolithiques et de calcaires à débris de Lamellibranches saumâtres (Cyrènes, Corbules, etc…).

D'après J.- P. Platel

Contexte de formation du bassin gypsifère Charentais

Après l'orogenèse varisque, dès le Permien, la Pangée commence à s'étirer et à se fragmenter.

Sur un continent complètement arasé, pénéplané, la mer transgresse. Tout comme en Vendée, la sédimentation débute, à l'Hettangien, avec des dépôts continentaux gréso-pélitiques. Puis, très rapidement, dès le Lias moyen, c'est une sédimentation à caractère chimique qui s'installe avec l'apparition de dépôts carbonatés de plateforme.
Ces séries sont bien représentées au Dogger (Jurassique Moyen, entre -175 et -165 Ma) et au Kimméridgien (milieu du Jurassique supérieur, entre -160 et -155 Ma).

Et c'est un peu plus tard, au cours de la transition Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, au Berriasien inférieur et moyen (entre -145 et -142 Ma), que vont sédimenter les faciès purbeckiens à gypse du Bassin des Charentes suite à une régression marine généralisée. Celle-ci est due au rifting du Golfe de Gascogne.

La Pangée continue à s'étirer. La Péninsule ibérique s'écarte davantage du Massif Armoricain. Du fait de ce régime en distension, beaucoup d'anciennes failles hercyniennes de direction NO-SE (direction N 125°), parallèles au Cisaillement Sud-Armoricain (CSA), rejouent et vont découper la partie Nord du Bassin Aquitain en blocs basculés, horsts et grabens.

Remarque - Ces failles sont toujours présentes, visibles en surface comme les failles de Vilhonneur, d'Aiffres, de Blanzay, de Surgères, de Port-des-Barques ou en profondeur sous les axes anticlinaux et synclinaux du Sud des Charentes. Elles continuent à jouer de nos jours : séisme d'Oléron en septembre 2010, séisme de La Rochelle en avril 2016, de Saintes en mai de la même année...

Mais en même temps, cette partie Nord du Bassin Aquitain a dû se surélever par épaulement du rift de Gascogne sur sa marge Nord.

C'est vraisemblablement l'action conjuguée de ces deux phénomènes : rifting du Golfe de Gascogne et épaulement de sa marge Nord qui a été responsable de la régression marine au Crétacé inférieur. L'eau s'en est allée vers l'Ouest, dans l'Atlantique Nord dont la dorsale commençait à fonctionner.

Résultat

À la limite Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, en tout cas avant que la subsidence ne devienne importante, des masses d'eau de mer ont pu être ainsi retenues, plus ou moins emprisonnées au-dessus de certains de ces blocs basculés de direction armoricaine N 125°, ce qui explique l'orientation actuelle du Bassin gypsifère du Pays-Bas des Charentes.

Parallèlement, ces blocs n'ont pas cessé de jouer verticalement et leurs nez ont fait plus ou moins office de seuils.

Quand ces masses d'eau étaient isolées, elles subissaient l'évaporation sous climat chaud et sec et le gypse se déposait. Elles se réalimentaient ensuite quand, le bloc s'affaissant, elles entraient en communication avec la haute mer.

Article de Hendrik Vreken

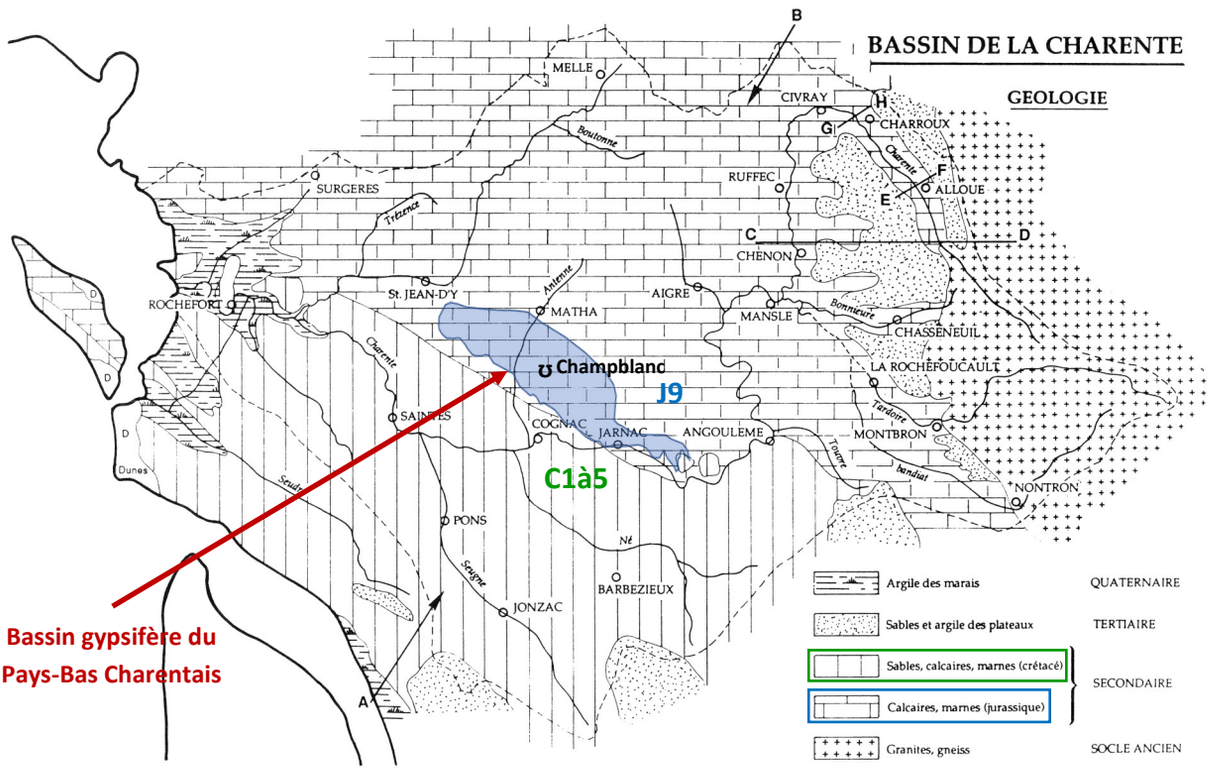
Photographies de Josiane Vreken

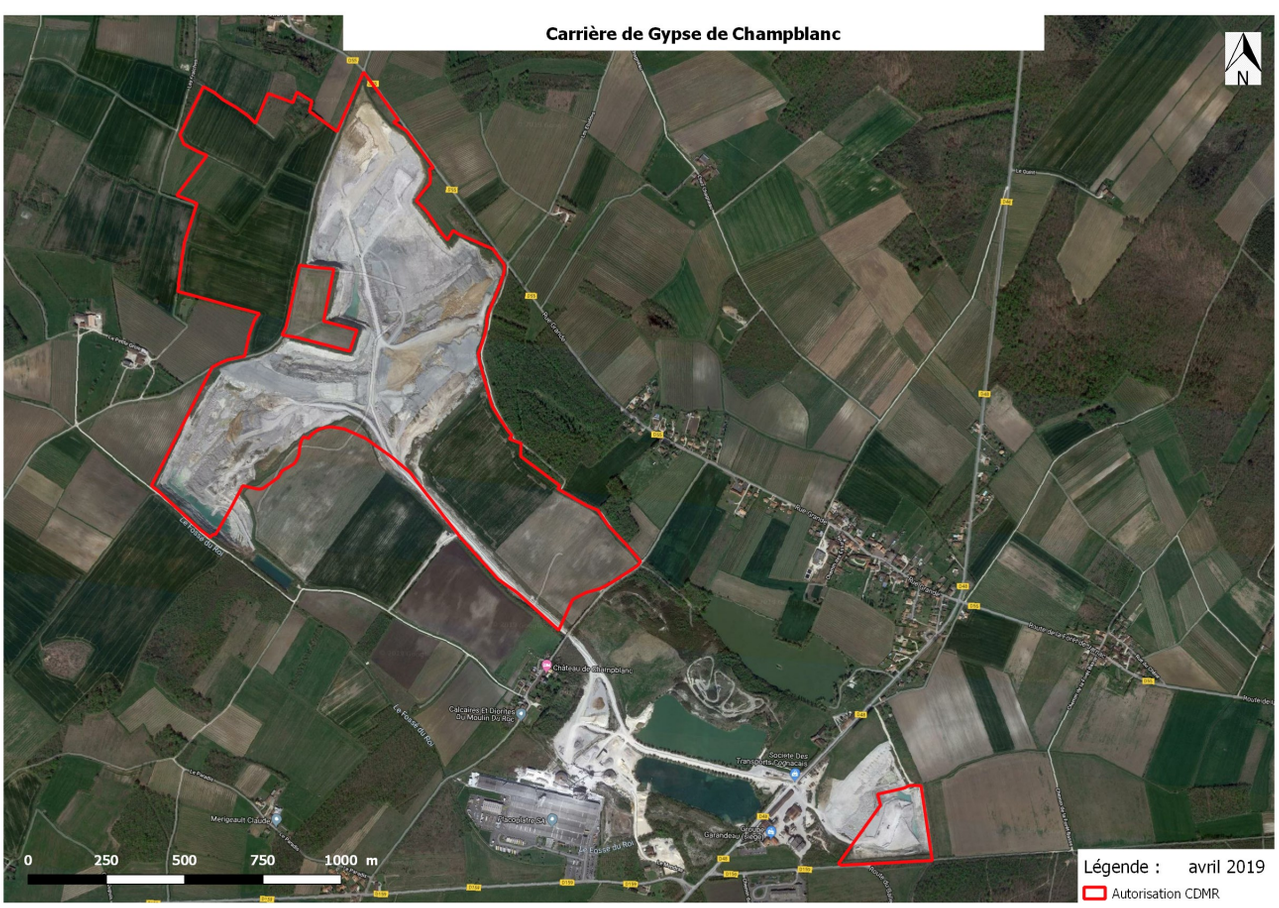
Bibliographie

J.-P. Platel : « Le Bassin gypsifère des Charentes » - Rapport 80 SGN 313 POC (1980)

https://dinonews.net/dossiers/gisements/cherves.php

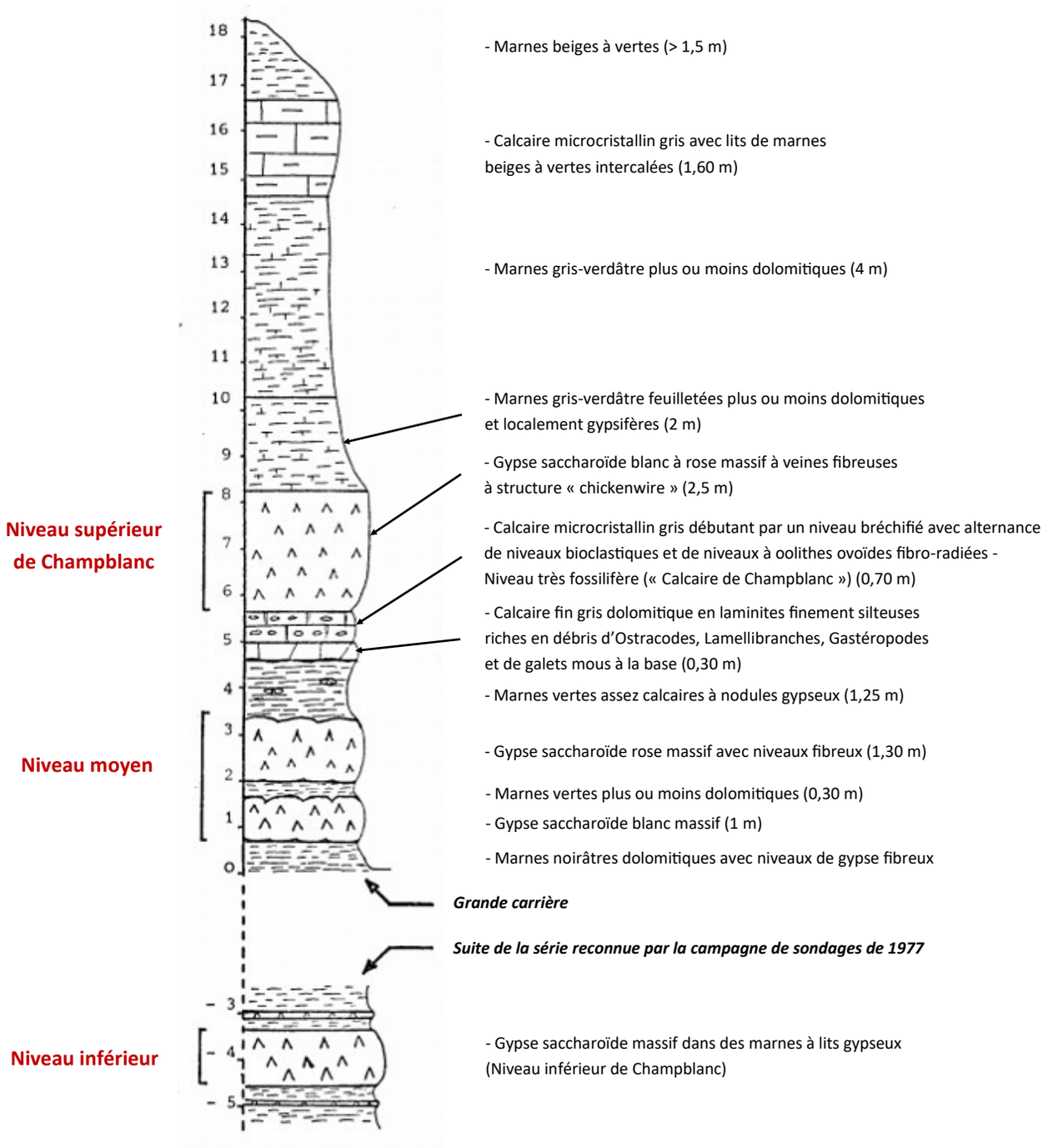
Wikipedia - « Site paléontologique de Champblanc »





Document aimablement fourni par la société « Placo-Saint-Gobain »

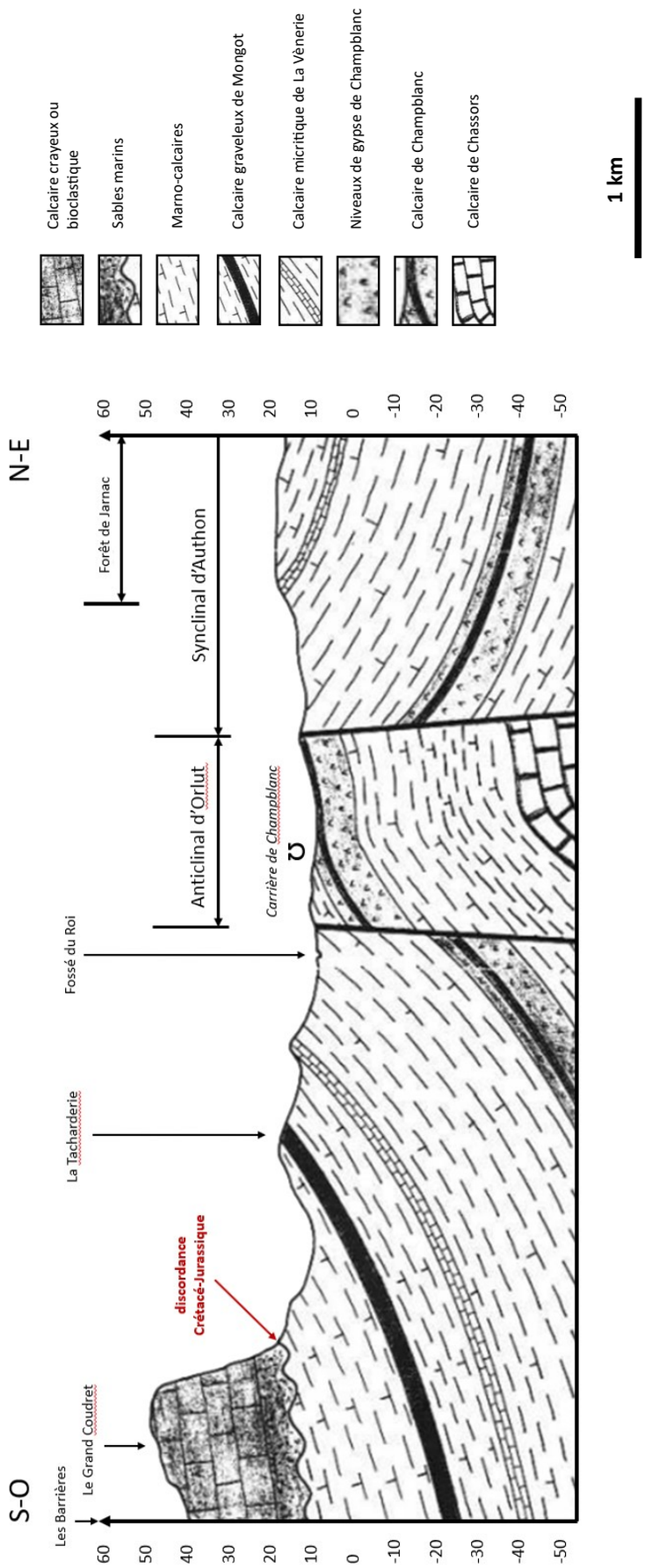
Localisation géologique du Bassin gypsifère charentais - La carrière de gypse de Champblanc



Trois niveaux de gypse d'une épaisseur cumulée moyenne de 3,80 m sont exploités dans la carrière sous une découverte marneuse variant en moyenne de 4 m au Nord à 14 m au Sud de l'exploitation du fait d'un pendage de 2° vers le Sud-Ouest.

Coupe lithologique de la carrière de Champblanc

D'après J.- P. Platel



Coupe structurale schématique dans le Bassin gypsifère Purbeckien entre Cherves-Richemont et la Forêt de Jarnac

Séance de TP

« Milieux de sédimentation et roches sédimentaires »

Samedi 16 mars 2018

1. Identification de quelques roches sédimentaires

a) Dureté des minéraux - Échelle de Mohs

b) Tableau d'identification des roches sédimentaires

c) Autres classifications des roches sédimentaires

2. Lecture des cartes géologiques de Nantes au 1/320 000ème et de la France au 1/1 000 000ème

3. Notion de cycle des roches sédimentaires

4. Description du cycle sédimentaire dans le cas d'une roche-mère granitique

a) L'altération du granite

- Composition de l'arène granitique - Expérience de décantation
- Explication de la désagrégation mécanique du granite
- Explication de l'altération chimique du granite
- Influence du climat

b) L'érosion de l'arène granitique

- Expérience avec gouttière
- Interprétation théorique de la courbe de Hjulström

c) Le transport

d) Sédimentation et diagenèse dans le bassin

5. Description du cycle sédimentaire dans le cas d'une roche-mère calcaire

a) L'altération du calcaire

- Observation d'affleurements - Hypothèses
- Comment le calcaire s'altère-t-il ? Expériences

b) Le transport

c) Sédimentation et diagenèse dans le bassin

6. Reconstitution des paléo-environnements

a) Complexité du milieu de sédimentation - Observation du plateau continental actuel (conditions hydrodynamiques, variété des biotopes,…)

b) Principe de l'actualisme

c) Apport des fossiles de faciès

7. Genèse de quelques roches sédimentaires

a) La bauxite de Bédarieux

b) Le grès de Sauveterre

c) Les marnes de Bidart

Des élèves très concentrés !

CHARTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE

IUGS

www.stratigraphy.org — **Commission Internationale de Stratigraphie** — **v 2019/05**

Éonothème / Éon	Érathème / Ère	Système / Période	Séries / Époque	Étage/Âge	GSSP	Âge (Ma)
Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	Meghalayen		présent
				Northgrippien		0,0042
				Greenlandien		0,0082
			Pléistocène	*Supérieur*		0,0117
				Moyen		0,126
				Calabrien		0,781
				Gélasien		1,80
		Néogène	Pliocène	Plaisancien		2,58
				Zancléen		3,600
			Miocène	Messinien		5,333
				Tortonien		7,246
				Serravallien		11,63
				Langhien		13,82
				Burdigalien		15,97
				Aquitanien		20,44
		Paléogène	Oligocène	Chattien		23,03
				Rupélien		27,82
			Éocène	Priabonien		33,9
				Bartonien		37,8
				Lutétien		41,2
				Yprésien		47,8
			Paléocène	Thanétien		56,0
				Sélandien		59,2
				Danien		61,6
Mésozoïque	Crétacé		Supérieur	Maastrichtien		66,0
				Campanien		72,1 ±0,2
				Santonien		83,6 ±0,2
				Coniacien		86,3 ±0,5
				Turonien		89,8 ±0,3
				Cénomanien		93,9
			Inférieur	Albien		100,5
				Aptien		~113,0
				Barrémien		~125,0
				Hauterivien		~129,4
				Valanginien		~132,9
				Berriasien		~139,8
						~145,0

Éonothème / Éon	Érathème / Ère	Système / Période	Séries / Époque	Étage/Âge	GSSP	Âge (Ma)
Phanérozoïque	Mésozoïque	Jurassique	Supérieur	Tithonien		~145,0
				Kimméridgien		152,1 ±0,9
				Oxfordien		157,3 ±1,0
			Moyen	Callovien		163,5 ±1,0
				Bathonien		166,1 ±1,2
				Bajocien		168,3 ±1,3
				Aalénien		170,3 ±1,4
			Inférieur	Toarcien		174,1 ±1,0
				Pliensbachien		182,7 ±0,7
				Sinémurien		190,8 ±1,0
				Hettangien		199,3 ±0,3
		Trias	Supérieur	Rhétien		201,3 ±0,2
				Norien		~208,5
				Carnien		~227
			Moyen	Ladinien		~237
				Anisien		~242
			Inférieur	Olénékien		247,2
				Indusien		251,2
Paléozoïque		Permien	Lopingien	Changhsingien		251,902 ±0,024
				Wuchiapingien		254,14 ±0,07
			Guadalupien	Capitanien		259,1 ±0,5
				Wordien		265,1 ±0,4
				Roadien		268,8 ±0,5
			Cisuralien	Koungourien		272,95 ±0,11
				Artinskien		283,5 ±0,6
				Sakmarien		290,1 ±0,26
				Assélien		293,52 ±0,17
		Carbonifère	Pennsylvanien	Gzhélien		298,9 ±0,15
			Supérieur	Kasimovien		303,7 ±0,1
			Moyen	Moscovien		307,0 ±0,1
			Inférieur	Bashkirien		315,2 ±0,2
			Mississippien	Serpukhovien		323,2 ±0,4
			Supérieur	Viséen		330,9 ±0,2
			Moyen			346,7 ±0,4
			Inférieur	Tournaisien		358,9 ±0,4

Éonothème / Éon	Érathème / Ère	Système / Période	Séries / Époque	Étage/Âge	GSSP	Âge (Ma)
Phanérozoïque	Paléozoïque	Dévonien	Supérieur	Famennien		358,9 ±0,4
				Frasnien		372,2 ±1,6
			Moyen	Givétien		382,7 ±1,6
				Eifélien		387,7 ±0,8
			Inférieur	Emsien		393,3 ±1,2
				Pragien		407,6 ±2,6
				Lochkovien		410,8 ±2,8
		Silurien	Pridoli			419,2 ±3,2
			Ludlow	Ludfordien		423,0 ±2,3
				Gorstien		425,6 ±0,9
			Wenlock	Homérien		427,4 ±0,5
				Sheinwoodien		430,5 ±0,7
			Llandovery	Télychien		433,4 ±0,8
				Aéronien		438,5 ±1,1
				Rhuddanien		440,8 ±1,2
		Ordovicien	Supérieur	Hirnantien		443,8 ±1,5
				Katien		445,2 ±1,4
				Sandbien		453,0 ±0,7
			Moyen	Darriwilien		458,4 ±0,9
				Dapingien		467,3 ±1,1
			Inférieur	Floien		470,0 ±1,4
				Trémadocien		477,7 ±1,4
		Cambrien	Furongien	*Étage 10*		485,4 ±1,9
				Jiangshanien		~489,5
				Paibien		~494
			Miaolingien	Guzhangien		~497
				Drumien		~500,5
				Wuliuen		~504,5
			Séries 2	*Étage 4*		~509
				Étage 3		~514
			Terreneuvien	*Étage 2*		~521
				Fortunien		~529
						541,0 ±1,0

Éonothème / Éon	Érathème / Ère	Système / Période	GSSP GSSA	Âge (Ma)
Précambrien	Protéozoïque	Néo-protérozoïque	Édiacarien	541,0 ±1,0
			Cryogénien	~ 635
			onien	~ 720
		Méso-protérozoïque	Sténien	1000
			Ectasien	1200
			Calymmien	1400
		Paléo-protérozoïque	Stathérien	1600
			Orosirien	1800
			Rhyacien	2050
			Sidérien	2300
	Archéen	Néo-archéen		2500
		Méso-archéen		2800
		Paléo-archéen		3200
		Éo-archéen		3600
				4000
	Hadéen			~ 4600

La définition de la limite inférieure de chaque unité formelle par un point précis dans la coupe d'un stratotype de limite global (GSSP-Global Boundary Stratotype Section and Points) est encore en cours, y compris celle des unités de l'Archéen et du Protérozoïque, auparavant définie par des âges absolus (GSSA-Global Standard Stratigraphic Ages). Les noms en italique indiquent des unités informelles et l'espace pour des unités à nommer. Les chartes et des informations plus détaillées sur les GSSP sont disponibles sur le site web de l'International Commission on Stratigraphy (ICS) www.stratigraphy.org.

Les âges numériques sont sujets à révision et ne définissent pas les unités du Phanérozoïque et de l'Édicarien; seuls les GSSP le font. Pour les limites du Phanérozoïque qui n'ont pas de GSSP ratifiés ou des âges numériques calibrés, un âge numérique approximatif (~) est indiqué.
Les sous-séries/sous-époques ratifiées sont abbrégées par S (Supérieur), M (Moyen) et I (Inférieur). Les âges numériques de tous les systèmes à l'exception du Quaternaire, Paléogène supérieur, Crétacé, Trias, Permien et Précambrien sont tirés du livre A Geologic Time Scale 2012 par Gradstein et al. (2012) ; ceux du Quaternaire, Paléogène supérieur, Crétacé, Trias, Permien et Précambrien ont été définis par les subcommissions de l'ICS.

Les couleurs suivent les recommendations de la Commission de la Carte Géologique du Monde (www.ccgm.org)

Chart faite par K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, J.X. Fan
(c) Commission Internationale de Stratigraphie, Mai 2019

Citation: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36:199-204.

URL: http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2019-05French.pdf