



Sortie géologique de l'AVG dans le Cotentin

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

Thèmes : Histoire géologique de la Normandie du Briovérien au Jurassique – Discordances

- Discordance cambrienne (recouvrement de la chaîne cadomienne érodée par le Cambrien : Jacob-Mesnil)
- Sédimentation océanique abyssale au Protérozoïque supérieur (turbidites et flysch du Briovérien : carrière de la Roche-Blain)
- Plissement varisque et discordance jurassique (recouvrement de la chaîne varisque érodée par les terrains mésozoïques sub-horizontaux du Bassin de Paris : coupe de Laize-la-Ville)
- Anciennes exploitations d'oolithes ferrugineuses ordoviciennes (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 où nous avons récupéré Gaston Godard 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 loess 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 météorologie favorable car les sols calcaires sont en fait très perméables donc secs. L'eau superficielle, en effet, 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.

Bocage « normand »



« 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, par conséquent ruisselle en surface pour former tout un chevelu de ruisseaux orientés perpendiculairement à la Laize. À noter que ces ruisseaux sont présents uniquement en rive gauche.



Bretteville-sur-Ville
(document Wikipedia)

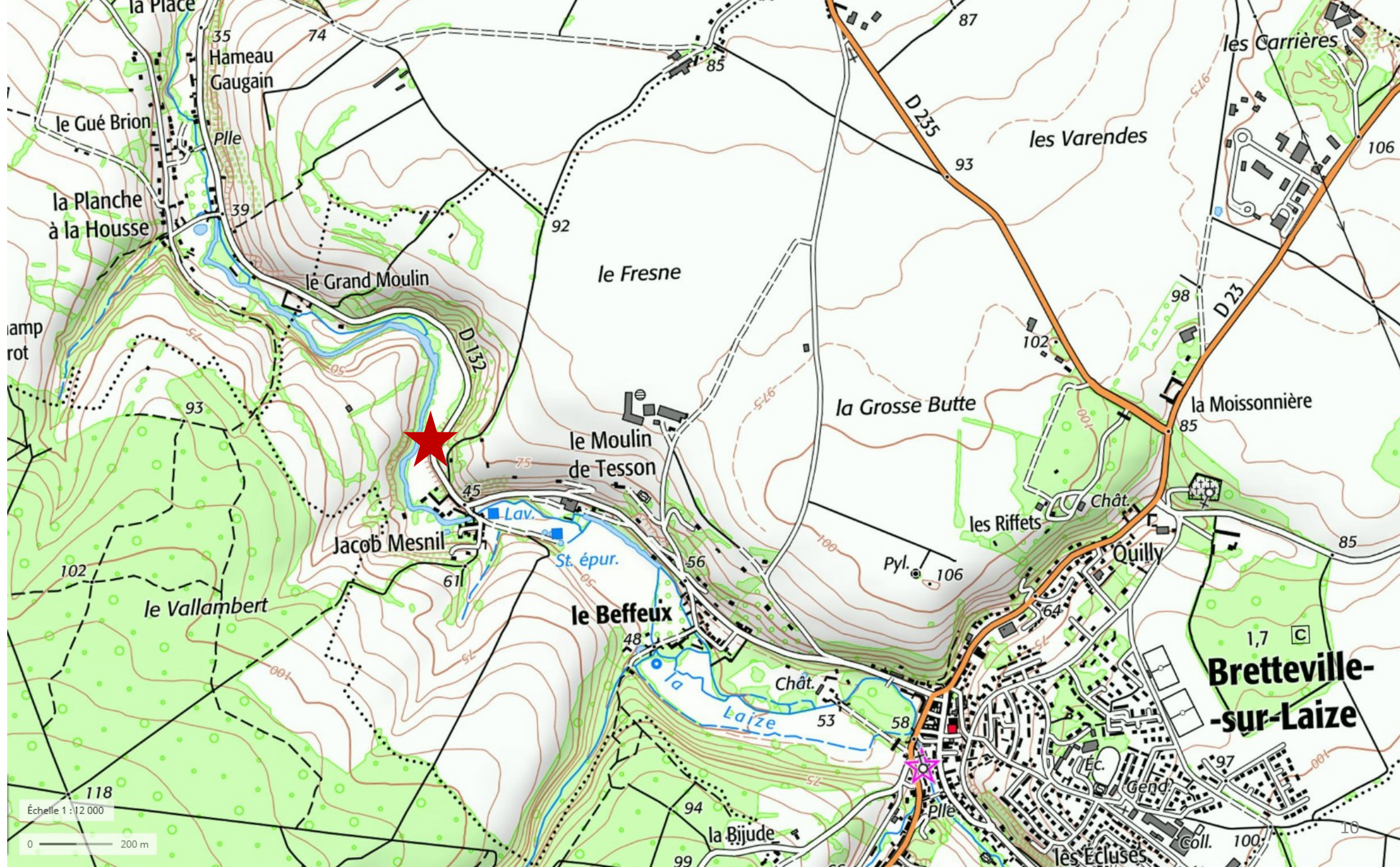
Arrêt 1 : le Rocher de Jacob-Mesnil

A- Situation



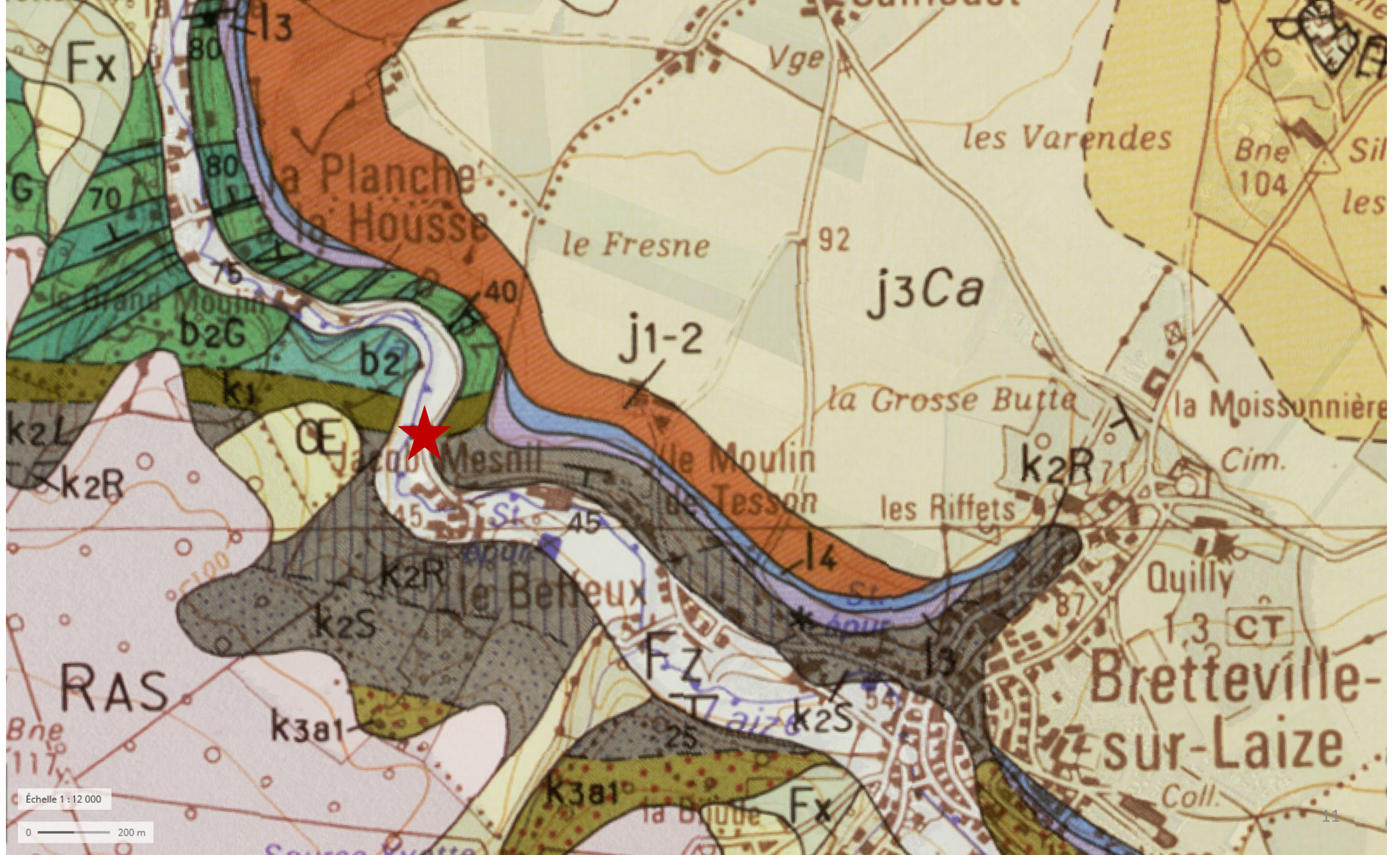
Échelle 1 : 12 000

0 ——— 200 m



Échelle 1 : 12 000

0 200 m



Échelle 1 : 12 000

0 — 200 m

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

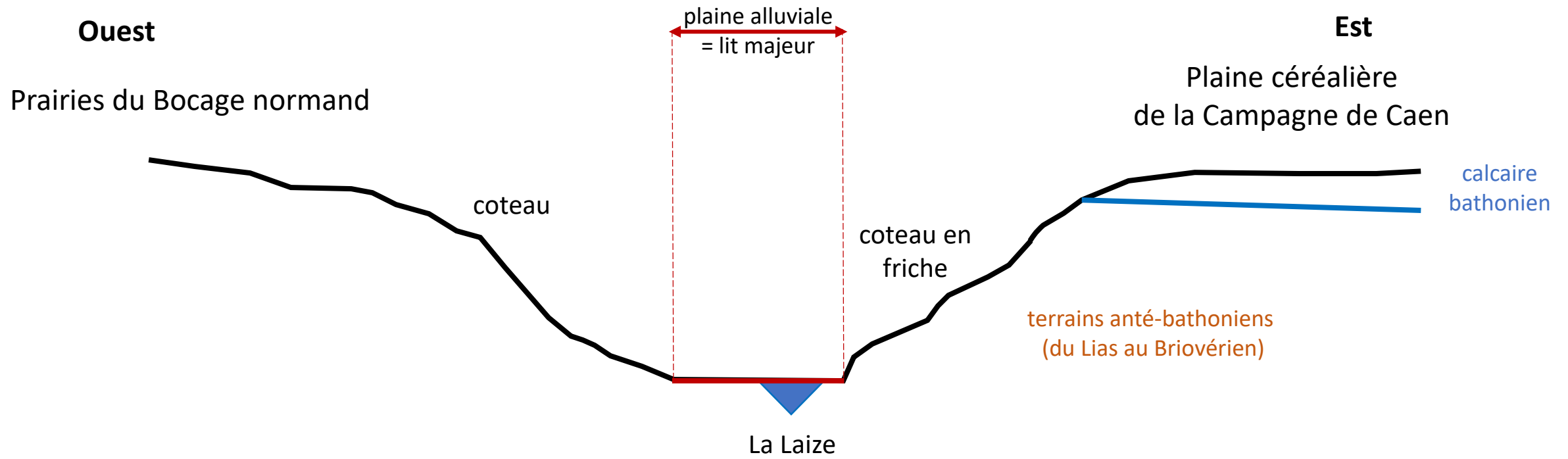




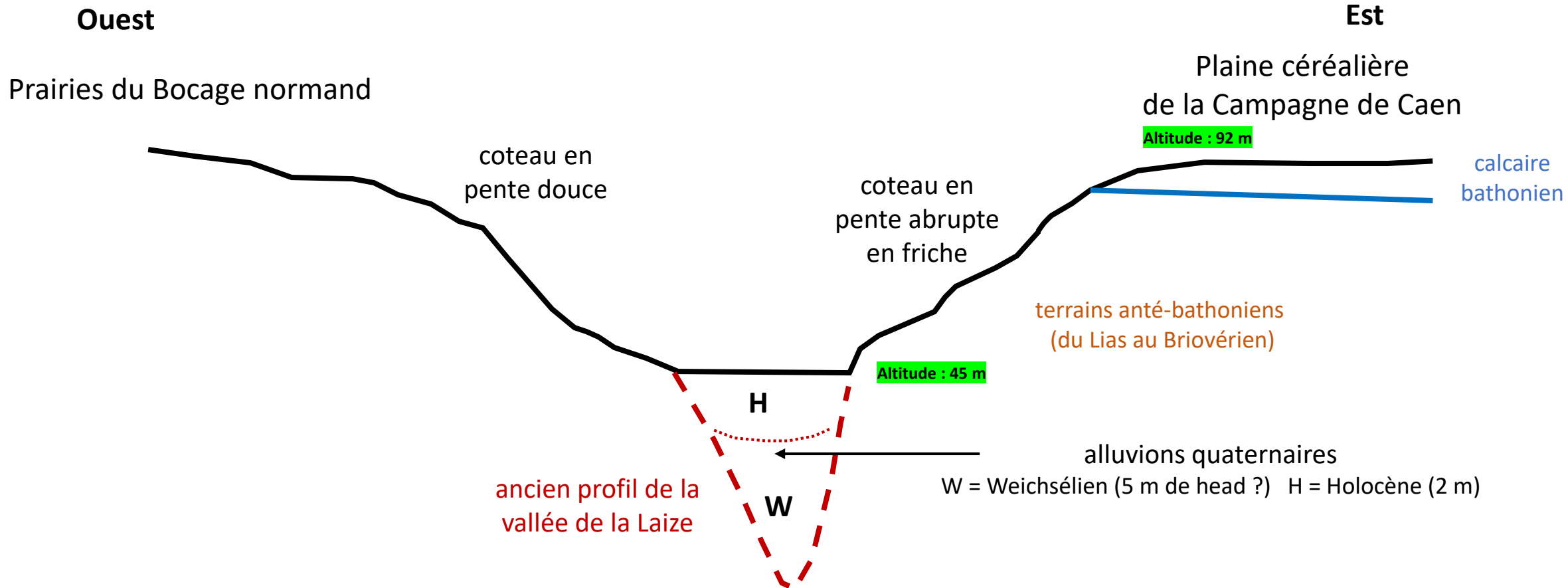


La Laize décrit de nombreux méandres.

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 d'âge holocène de structure limoneuse ou limono-argileuse épais de 2 m environ et au-dessous, d'alluvions d'âge Pléistocène supérieur (Weichsélien) constituées de blocs anguleux (head ?) sur moins de 5 m d'épaisseur.



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



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 doit pas dépasser 7 m grand maximum.

Explication du paysage de la vallée de la Laize - Reconstitution de l'histoire géologique

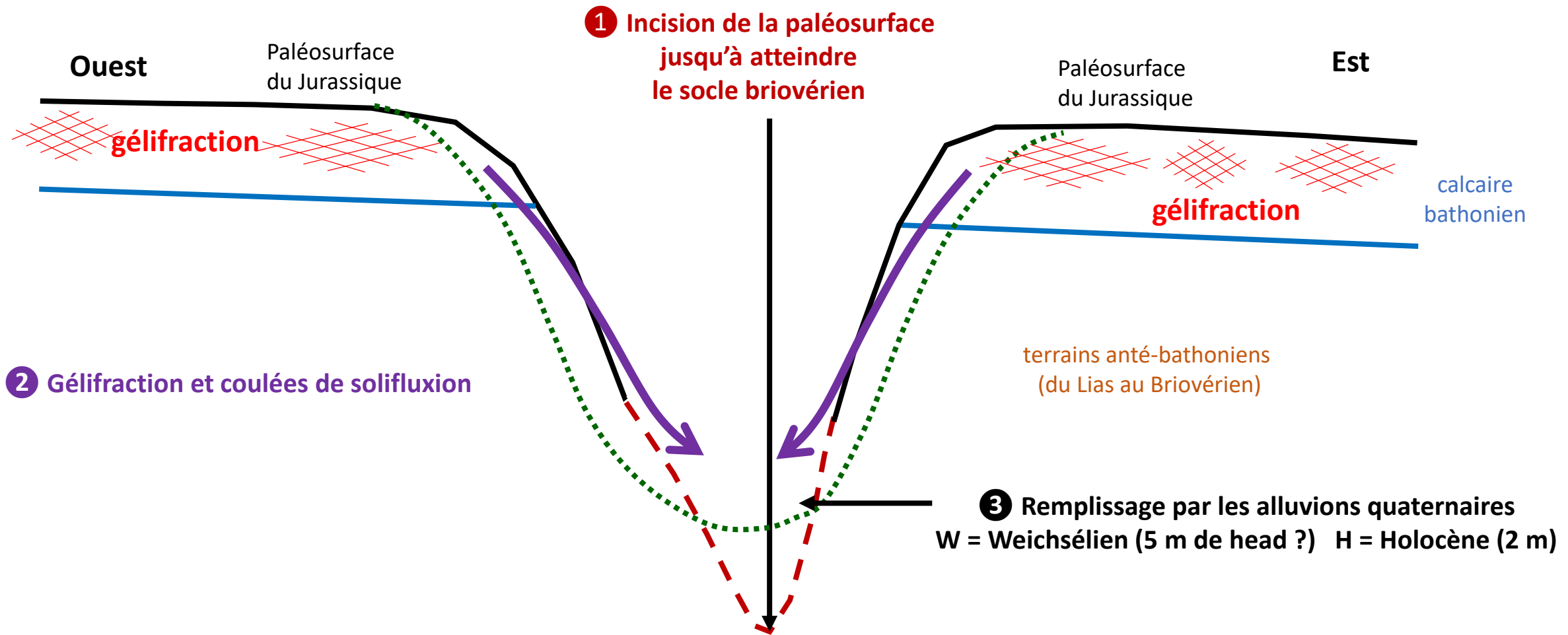
Au cours de la glaciation du Weichsélien (= Würm), le niveau de la mer se trouvait 110 à 120 m sous le niveau actuel, l'eau étant retenue dans les calottes glaciaires ou inlandsis qui recouvraient les Îles Britanniques. La région de Caen se trouvait en domaine périglaciaire, balayé par les vents.

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 se sont ainsi accumulés dans la vallée de la Laize et ont été transportés de l'amont vers l'aval.

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 gélifractions 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.



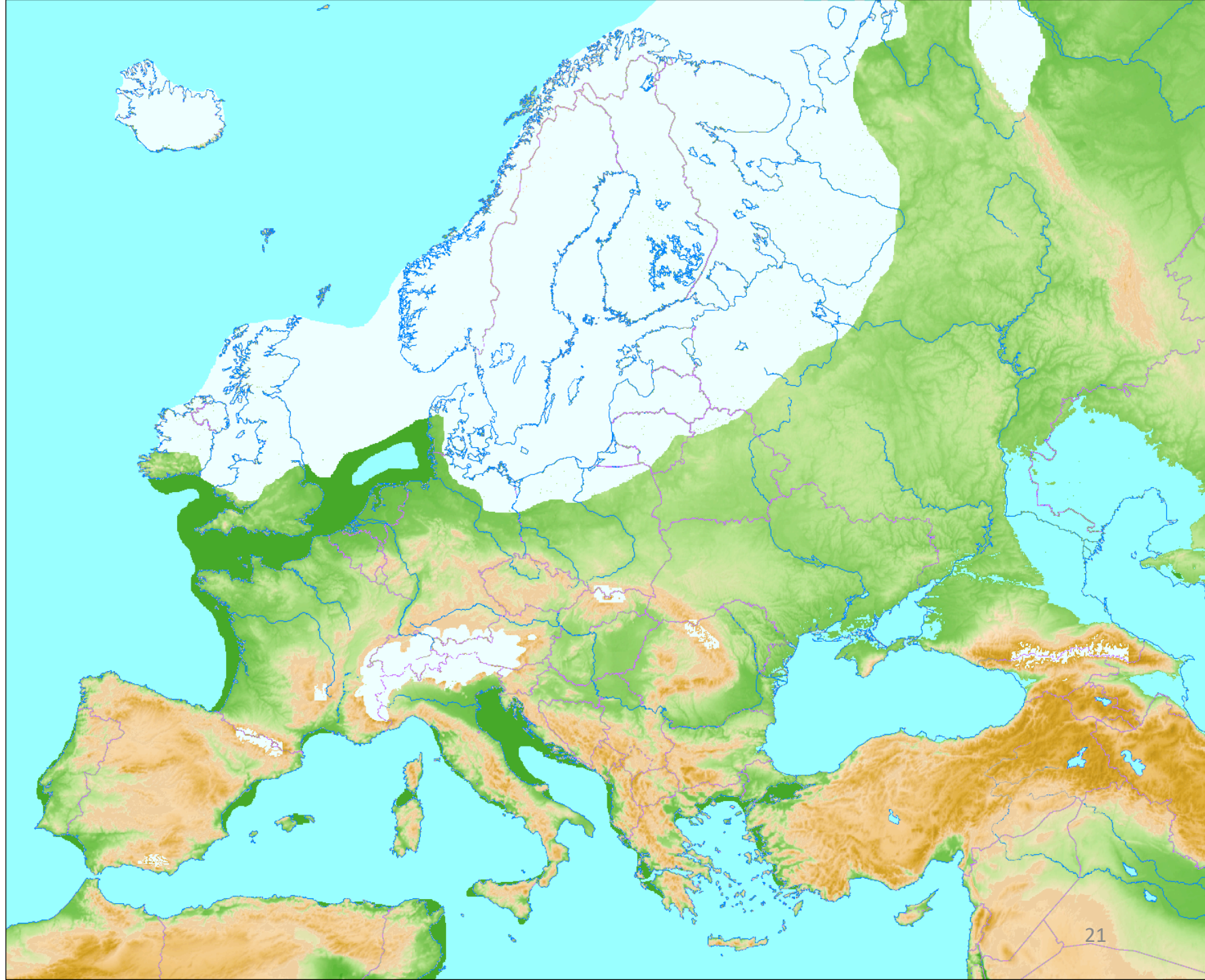
Interprétation du profil actuel de la vallée de la Laize à hauteur de Jacob-Mesnil

Extension maximale des calottes glaciaires du Nord de l'Europe au Weichsélien

L'inlandsis eurasiatique (calotte anglo-irlandaise + calotte fennoscandienne dont l'épaisseur était de 3 km au centre) atteint le Bassin de Londres et la Plaine germano-polonaise.

Les glaciers alpins atteignent en France Sisteron, la Dombes et le Jura.
La toundra est au cœur de l'Europe.

La Manche est alors émergée. Elle est empruntée par un immense fleuve résultant de la confluence de la Tamise, du Rhin, de la Meuse, de la Somme et de la Seine.



B- 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.





poudingues

grès







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

Formant le toit de cette grotte, on retrouve un niveau de poudingue. Il est toujours penté de 25° environ (23° exactement) 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, plus vieux.

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.

Conclusion de ces observations :

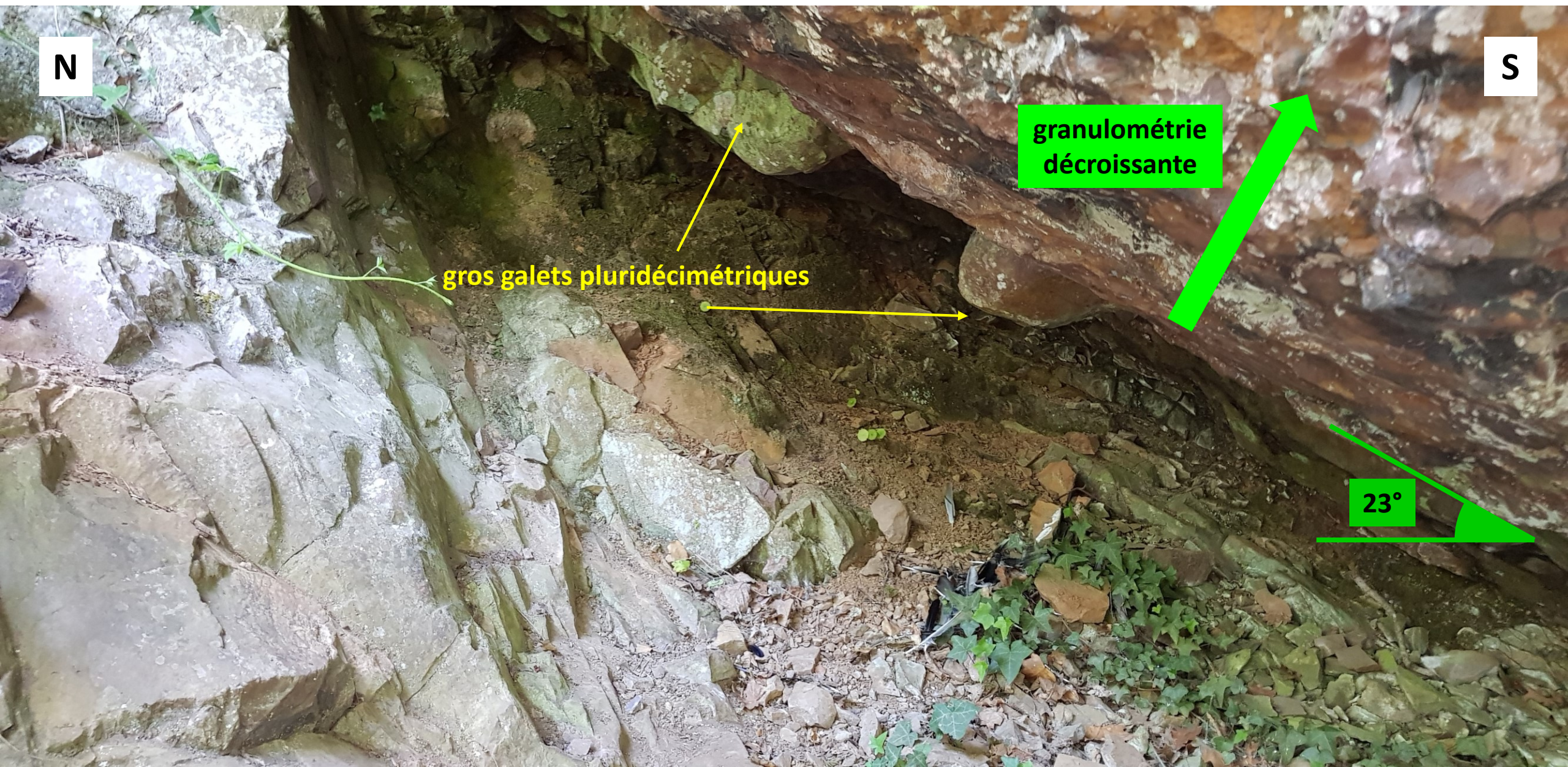
Les bancs de galets situés au-dessus de la grotte et pentés de 25° vers le Sud présentent une granulométrie décroissante lorsque l'on se déplace vers le Sud : poudingue grossier au plafond de la grotte, galets de taille moyenne au-dessus c'est-à-dire au niveau du panneau pédagogique puis dalle de grès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



plafond

galet

grotte



N

S

gros galets pluridécimétriques

granulométrie décroissante

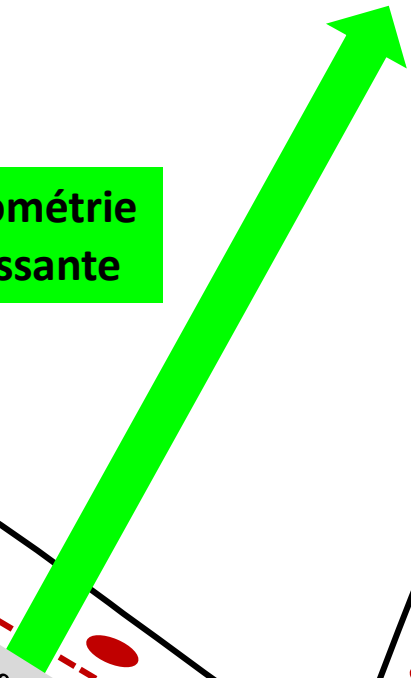
23°

N

S

Le Rocher

granulométrie
décroissante



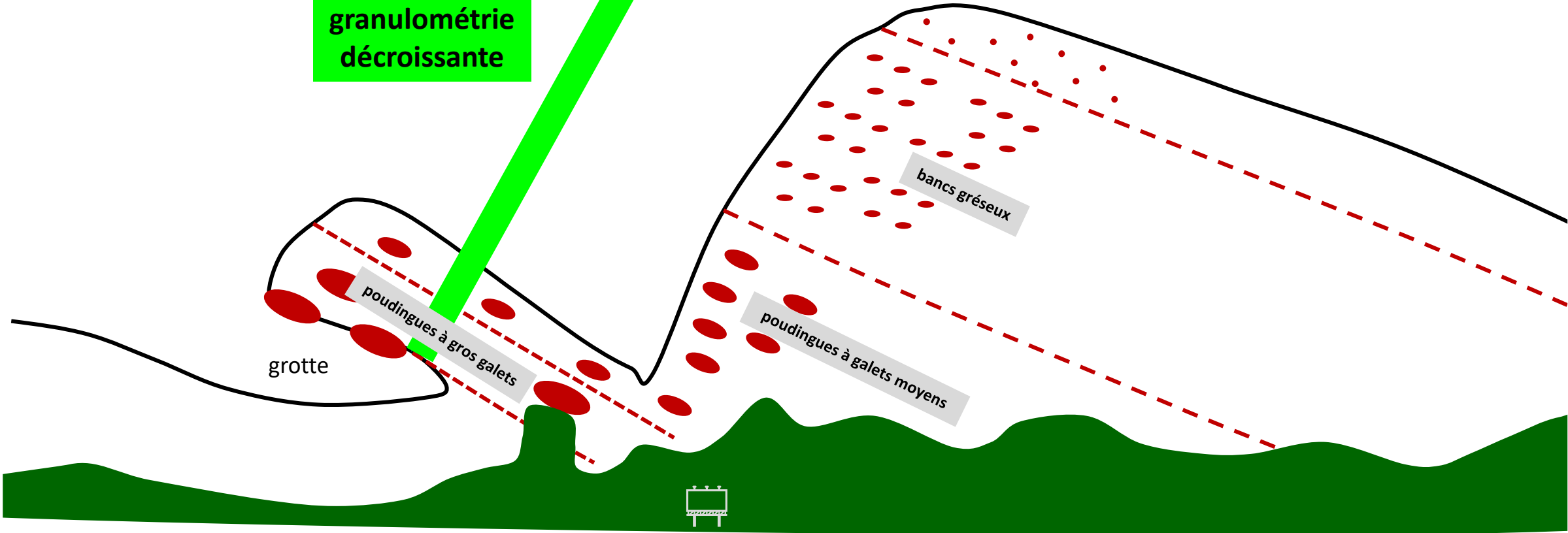
grotte

poudingues à gros galets

poudingues à galets moyens

bancs gréseux

Panneau
pédagogique



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 par conséquent une **proximité des reliefs**.

Conclusion :

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

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

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'oligiste 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, de plus en plus fin et donc qu'ils se sont usés.

Parallèlement, il y a eu diminution progressive de l'énergie des cours d'eau devenus incapables 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.

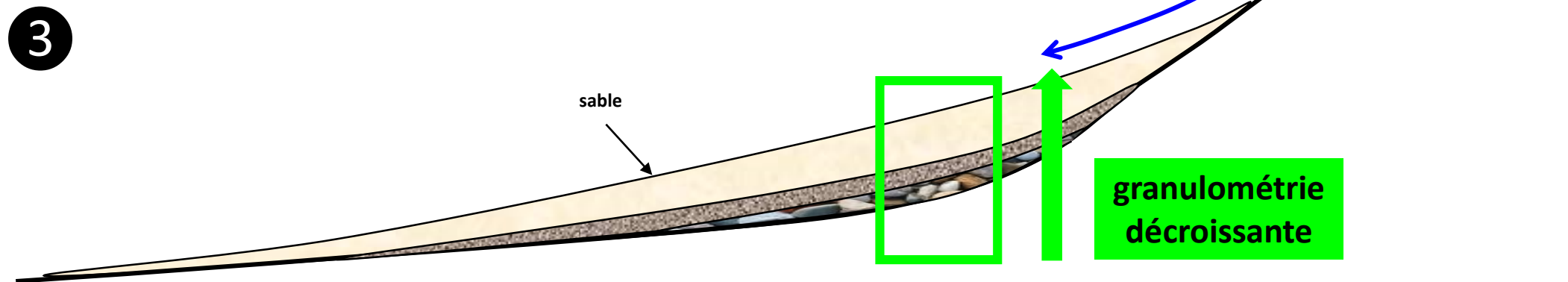
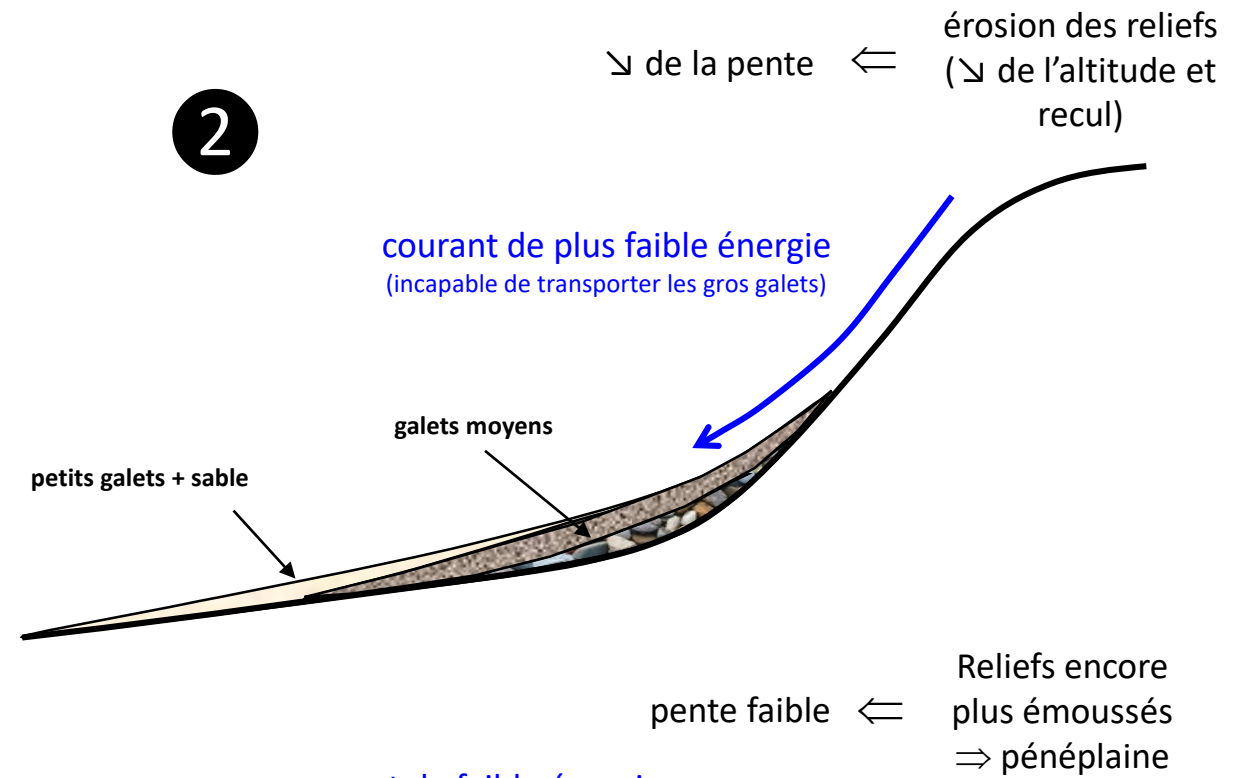
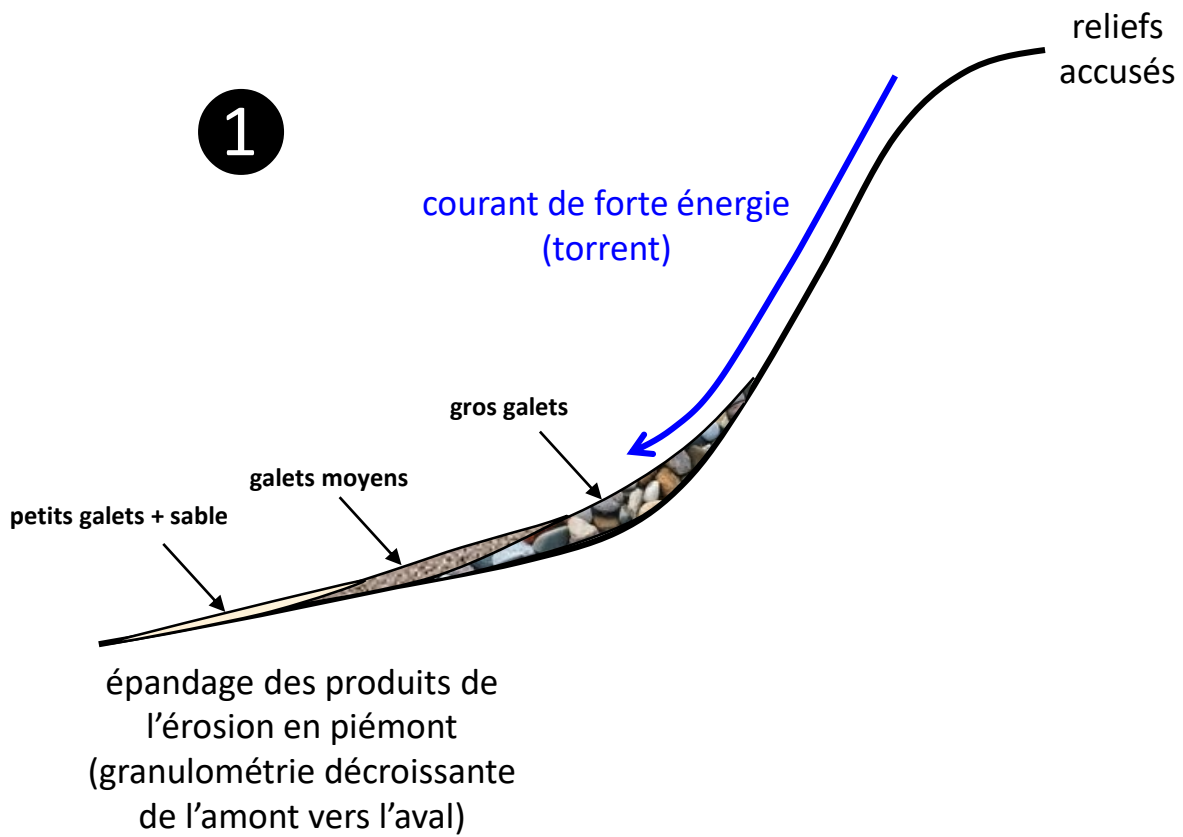
Remarque :

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.

*** arkose : arénite 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.

Définition Wikipédia



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.

N

plafond de la grotte

bancs de poudingue à gros galets
(Formation des Conglomérats et Arkoses)

S

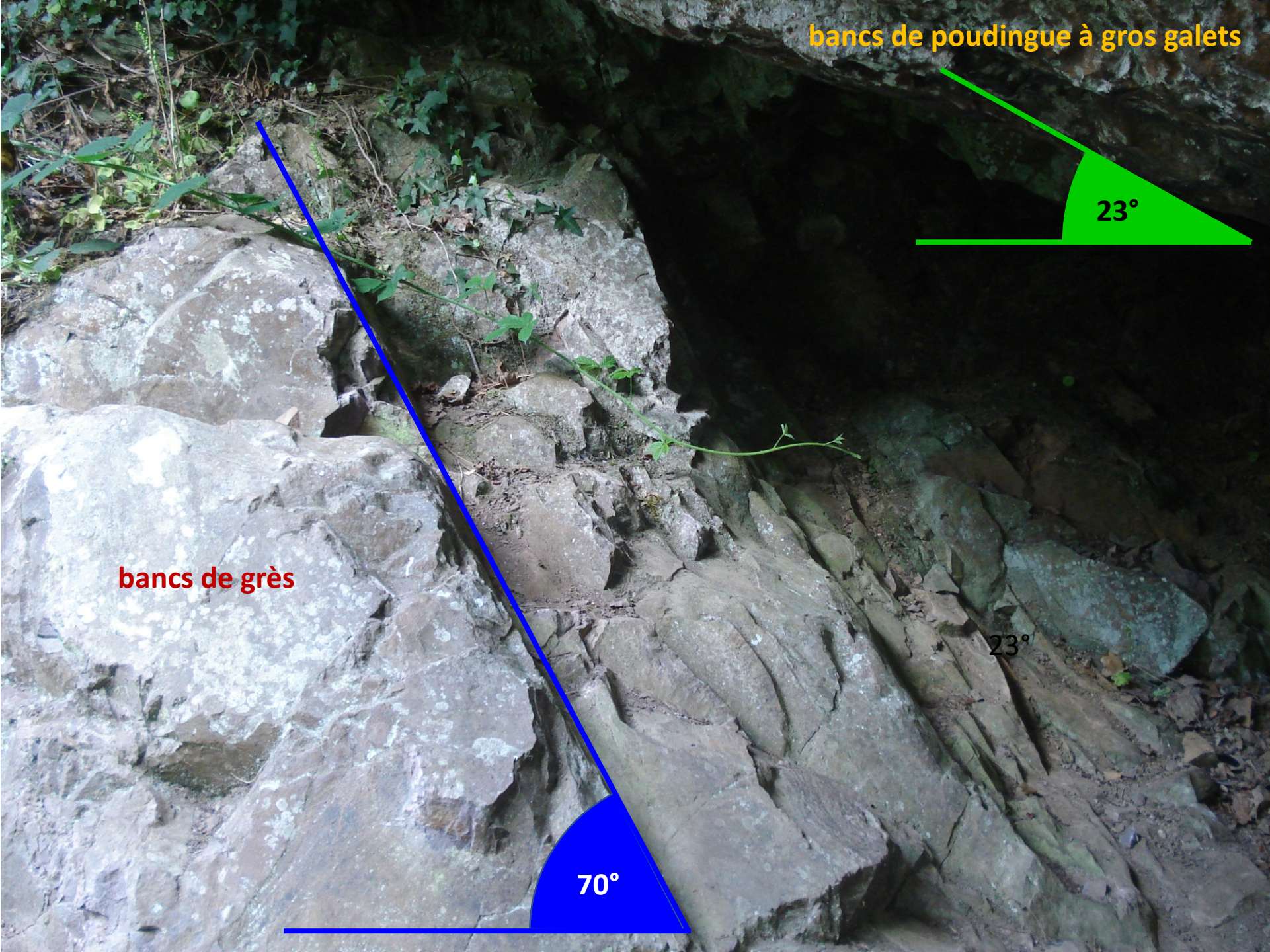
23°

bancs de grès

plancher de la grotte

N

S



bancs de poudingue à gros galets

23°

bancs de grès

70°

23°

N

S

surface de discordance
angulaire

granulométrie
décroissante

Formation des Conglomérats et arkoses

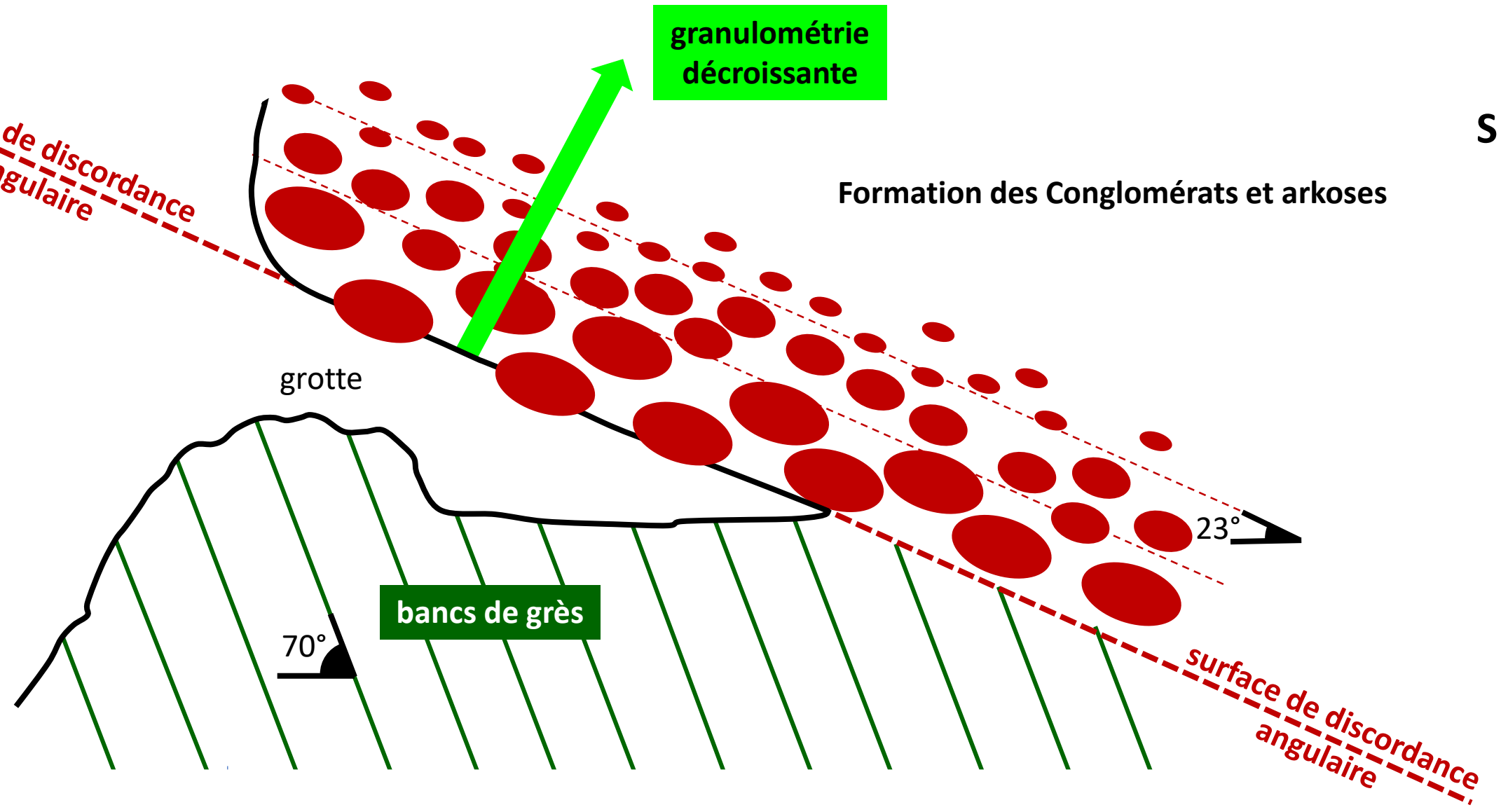
grotte

bancs de grès

70°

23°

surface de discordance
angulaire



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 orogénèse.

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

La réponse est oui ! On a en effet retrouvé dans les bancs de poudingue 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 orogénèse, plissés puis érodés. Ce sont les produits de leur érosion qui ont alimenté plus tard les poudingues et les grès de la formation des Conglomérats et Arkoses. Ces derniers ont sédimenté au piémont de ces reliefs, dans des plaines fluviales, 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 orogénèse, mais plus tardive.

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

N

S

surface de discordance
angulaire

granulométrie
décroissante

Formation des Conglomérats et arkoses

Ce sont les bancs de grès verts
qui ont alimenté en galets les
poudingues de la formation des
Conglomérats et arkoses

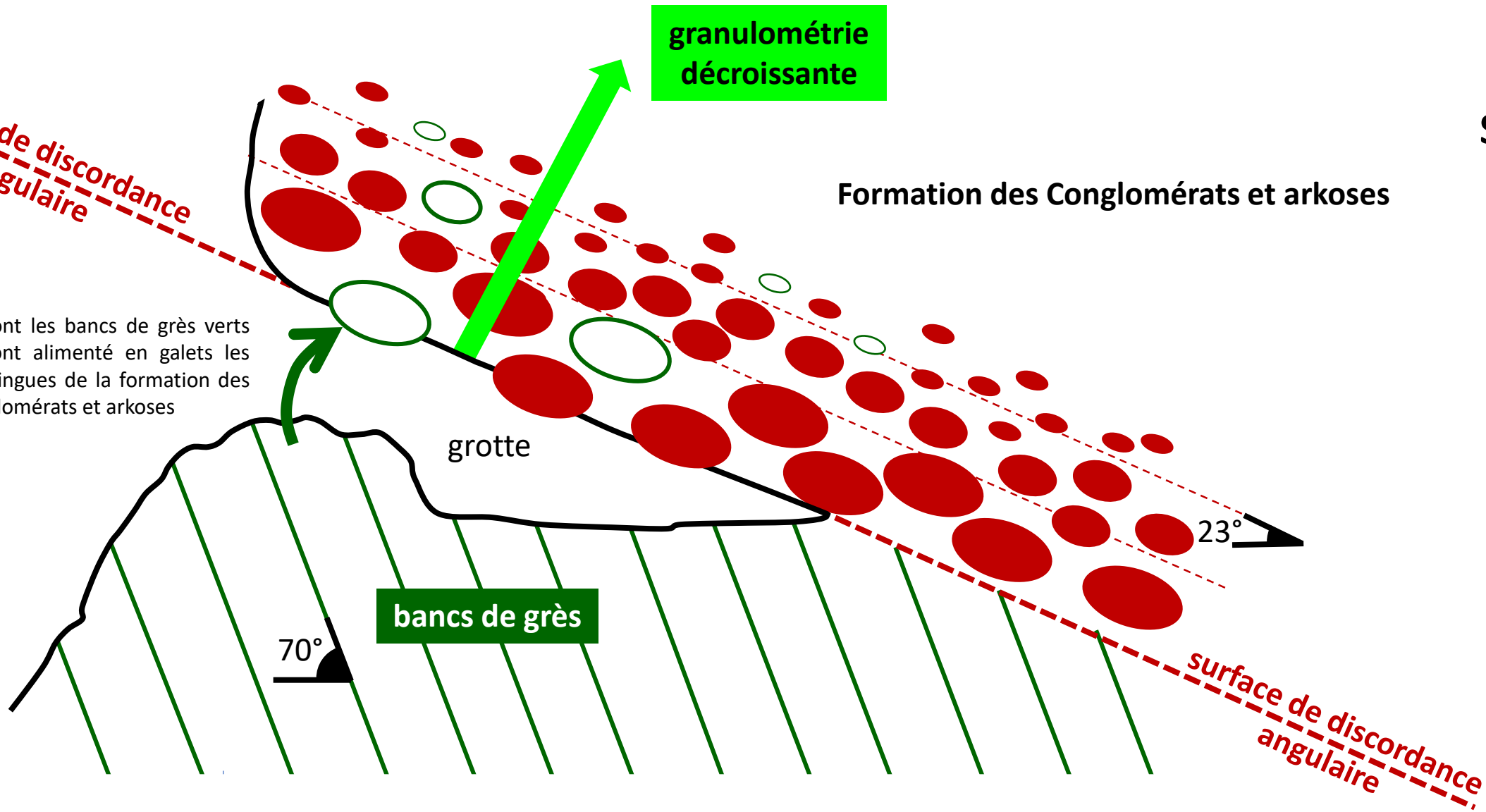
grotte

bancs de grès

23°

70°

surface de discordance
angulaire



Chronologie des événements et datations

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 qui a été 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'orogénèse qui a plissé cette formation lui est donc postérieure. Régionalement, il s'agit de l'orogénèse 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).

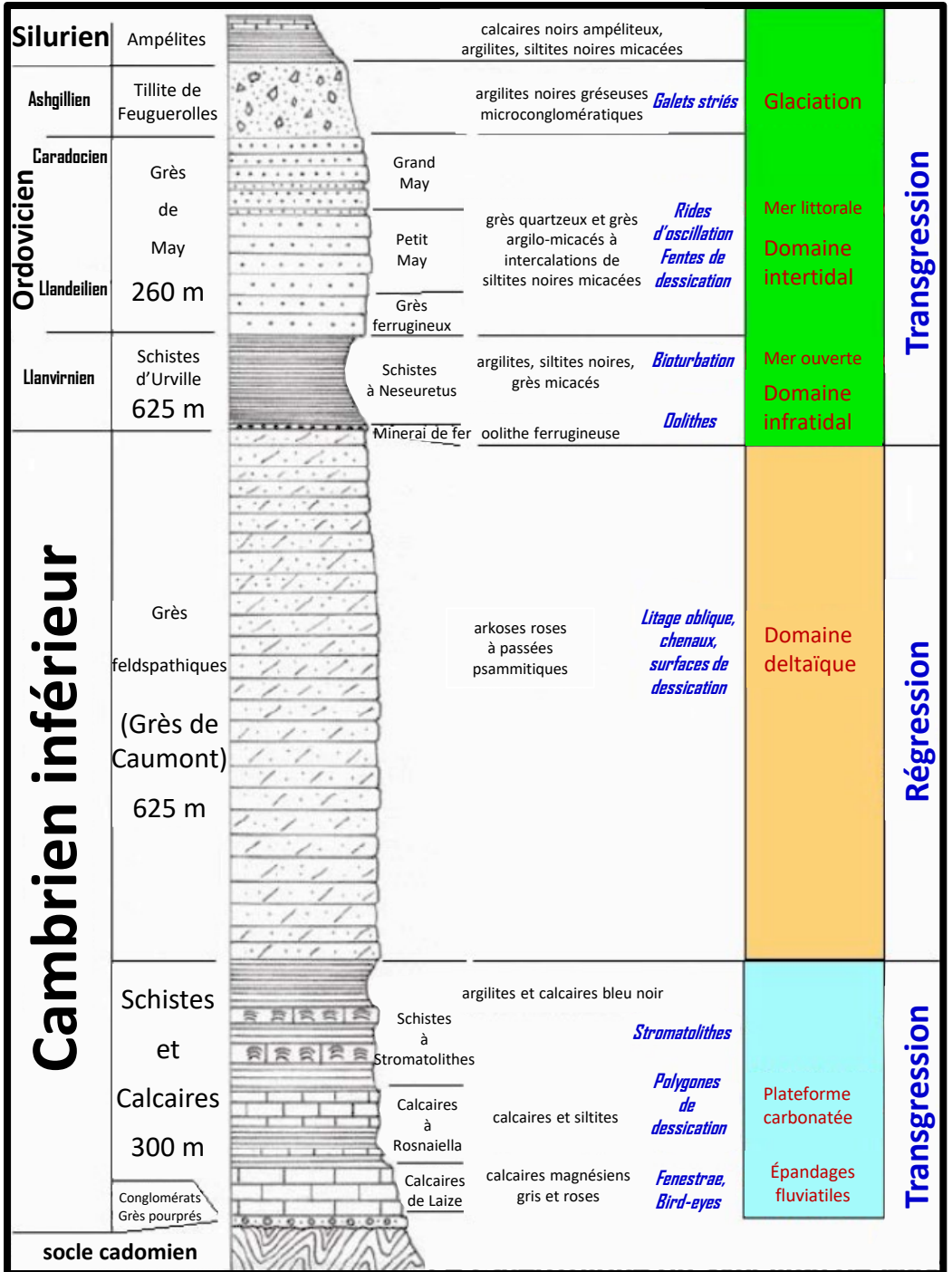
Les bancs de grès sous-jacents situés sous la discordance angulaire sont par conséquent antérieurs au Cambrien inférieur donc au Paléozoïque. Ils sont du Protérozoïque.

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

Or, la mise en place des niveaux de phtanite, 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'orogénèse qui les a plissés leur est donc postérieure mais, rappel, elle est anté-cambrienne. Il s'agit de l'orogénèse cadomienne qui s'est déroulée entre - 660 et - 540 Ma.



Schistes d'Urville



Formations azoïques ou avec fossiles mais sans valeur stratigraphique
(Stromatolithes = fossiles de faciès difficilement déterminables)

Poudingues et Grès pourprés

1

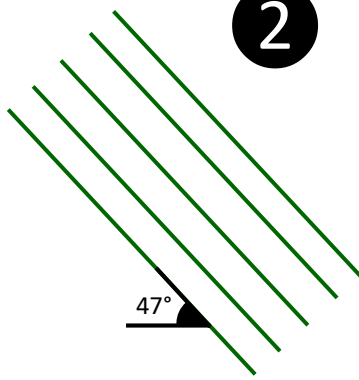


Sédimentation des grès de la formation de la Laize

(Briovérien supérieur : de -660 à -540 Ma)

Plissement
Orogenèse cadomienne

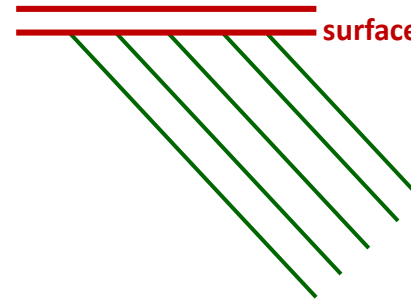
2



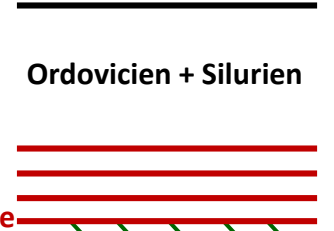
47°

Érosion
de la chaîne cadomienne

3



Formation des Conglomérats et arkoses
surface de discordance angulaire

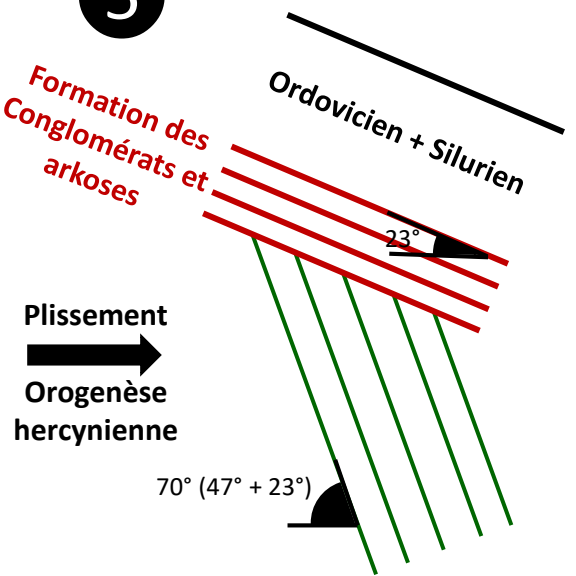


Ordovicien + Silurien

4

Poursuite de la sédimentation de la formation des Conglomérats et arkoses et des formations paléozoïques sus-jacentes

5



Formation des Conglomérats et arkoses

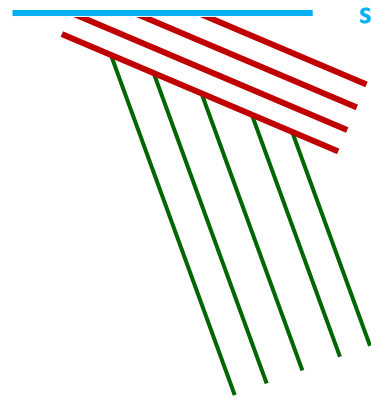
Ordovicien + Silurien

23°

Plissement
Orogenèse hercynienne

70° (47° + 23°)

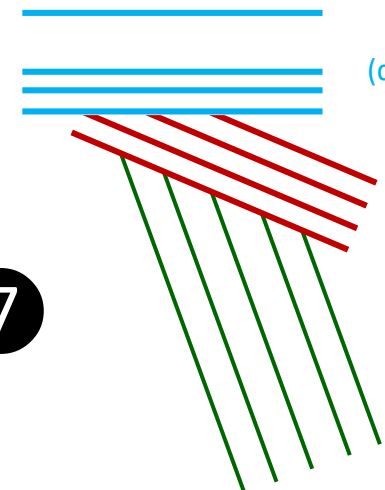
6



surface de discordance angulaire

Érosion
de la chaîne hercynienne

7



Jurassique (du Lias au Bathonien)

Sédimentation des terrains jurassiques de la Campagne de Caen

Pénépléation

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

On quitte le Rocher et on se dirige vers le Nord 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.

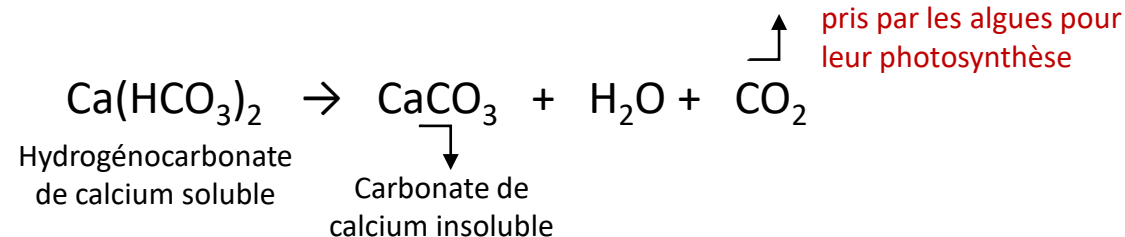
Rappel :
Le pendage général étant vers le Sud, on va donc observer des terrains plus jeunes que les grès du sommet de la formation des Conglomérats et arkoses.

À l'entrée du chemin, affleurent 3-4 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 $(Ca,Mg)CO_3$.

NB : on les retrouvera en fin de journée au dernier arrêt.

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 calcaires 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 ou de Cyanobactéries (Stromatolithes) qui, en absorbant le CO_2 de l'hydrogénocarbonate de calcium soluble apporté par les rivières, les fleuves... provoqueraient la précipitation du calcaire insoluble selon la réaction bien connue :





Affleurement du calcaire dolomitique

Les « bird-eyes » se seraient formés à partir de bulles de gaz issues de la décomposition des algues dans la boue calcaire et piégées dans le sédiment. Secondairement, au cours de la diagenèse, ces bulles se seraient 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 à granoclassement décroissant à une formation à schistes et calcaires donc dérivant respectivement 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'orogénèse cadomienne, ont été complètement pénéplanés, les fleuves n'apportant plus de détritiques et qu'une première transgression marine a cours, 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.

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

- Au **Cambrien inférieur**, les reliefs sont érodés et progressivement aplanis, des sédiments grossiers s'accumulent en piémont, puis font place à de vastes épandages fluviaux 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 fluviales ou de cônes alluviaux.

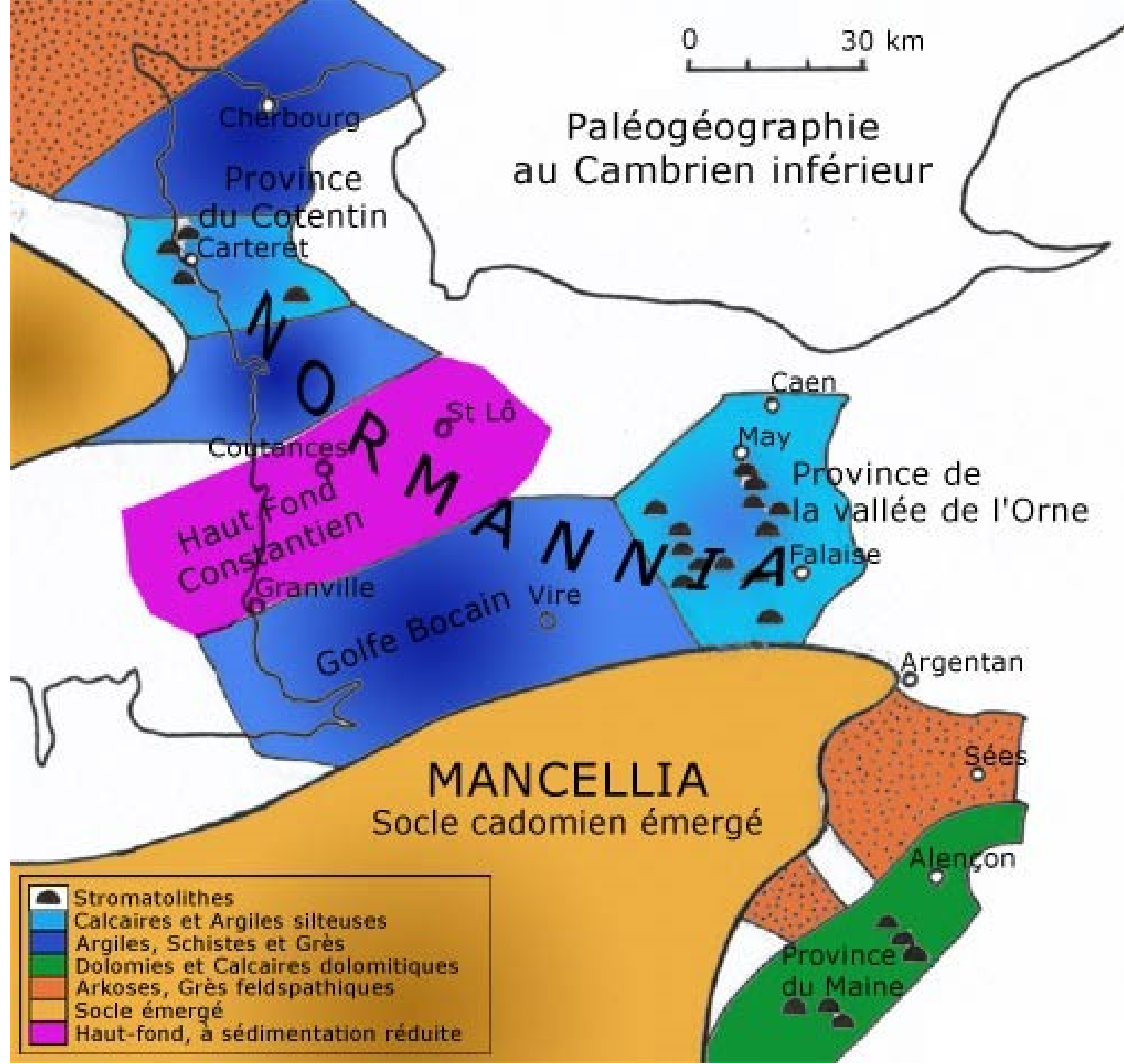
- Les reliefs reculent et s'effacent. Sur les plaines d'inondation, la sédimentation détritique devient fine.

- Puis des lagunes à sédimentation carbonatée s'installent en bordure du continent aplani, puis la mer recouvre la région. C'est une mer calme, peu profonde, où se développent de véritables prairies à Cyanobactéries qui favorisent cette sédimentation carbonatée. Certaines sont responsables de la construction de Stromatolithes.

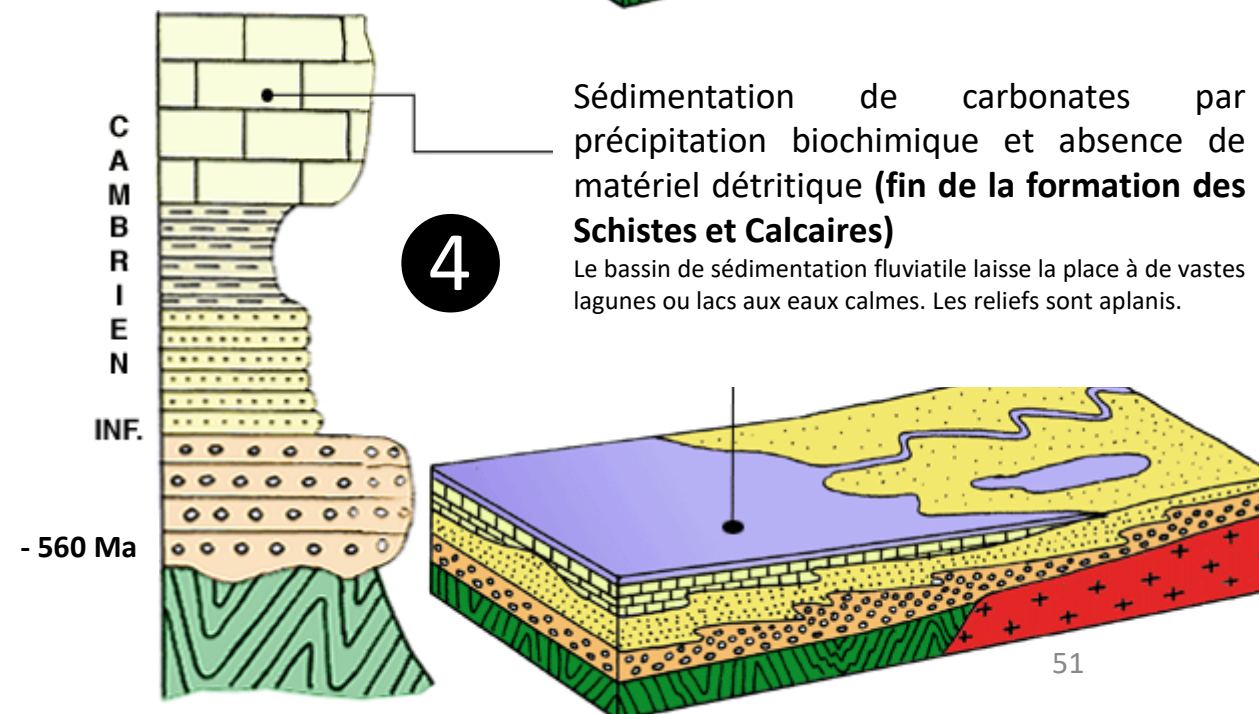
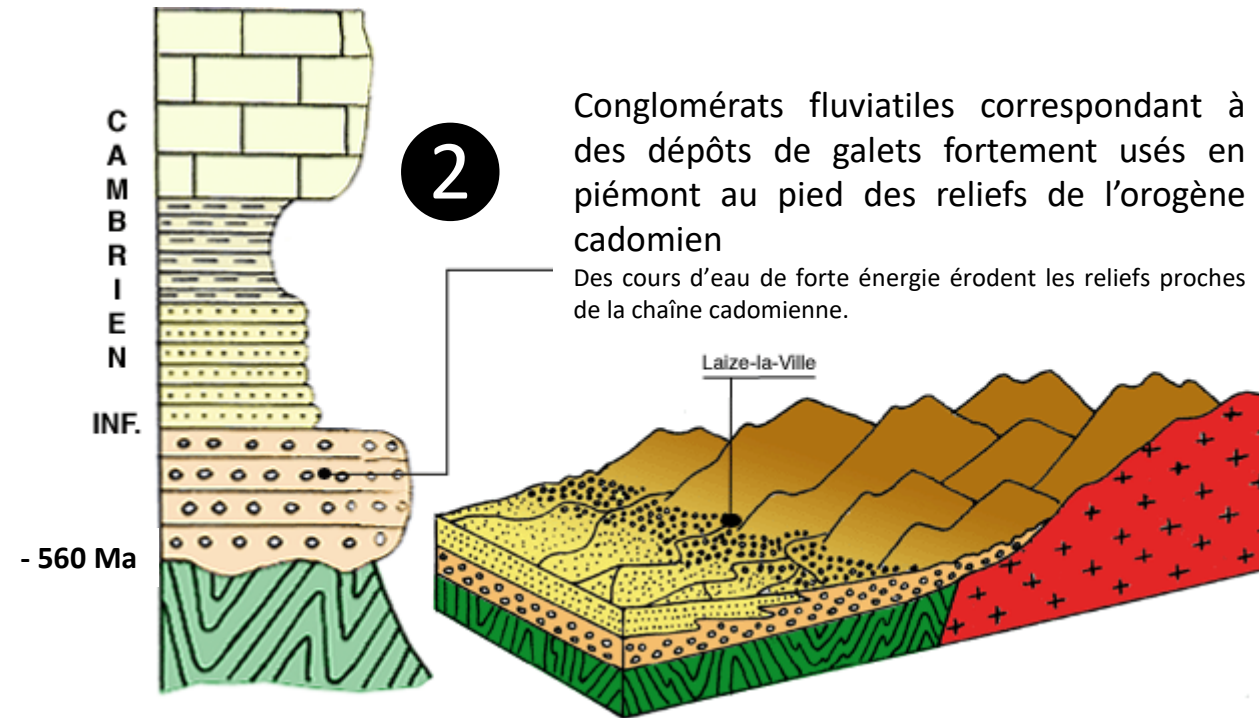
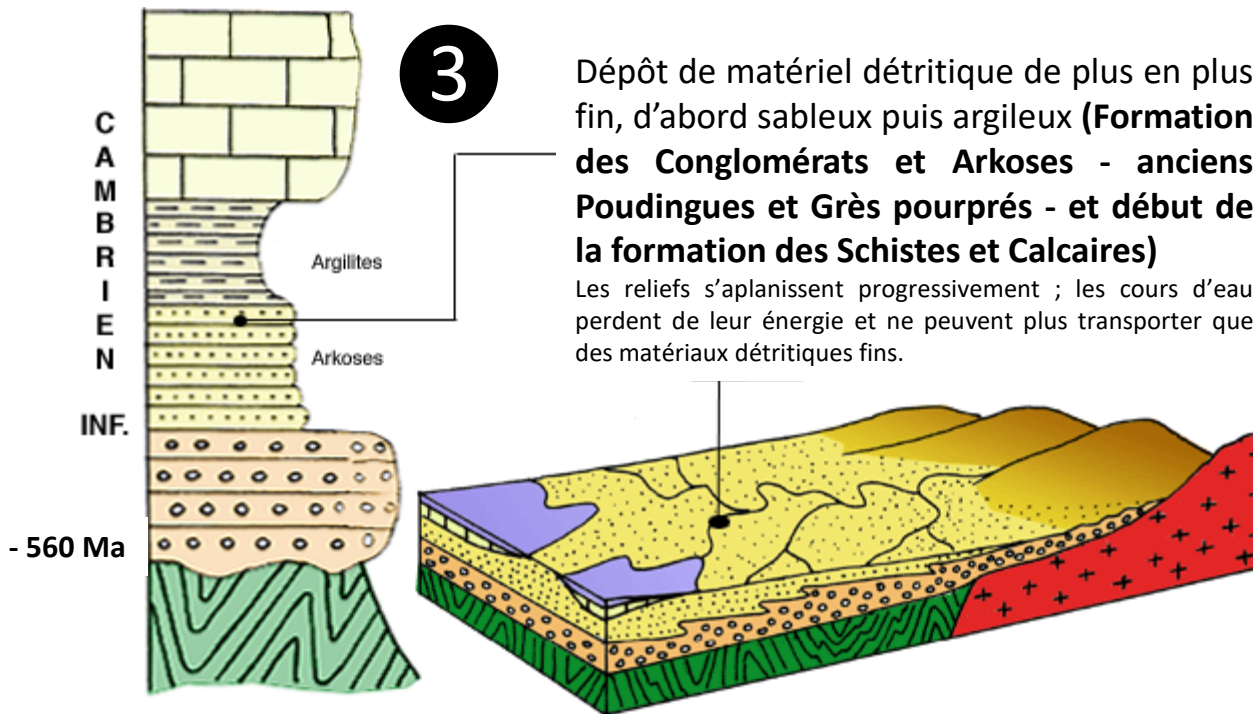
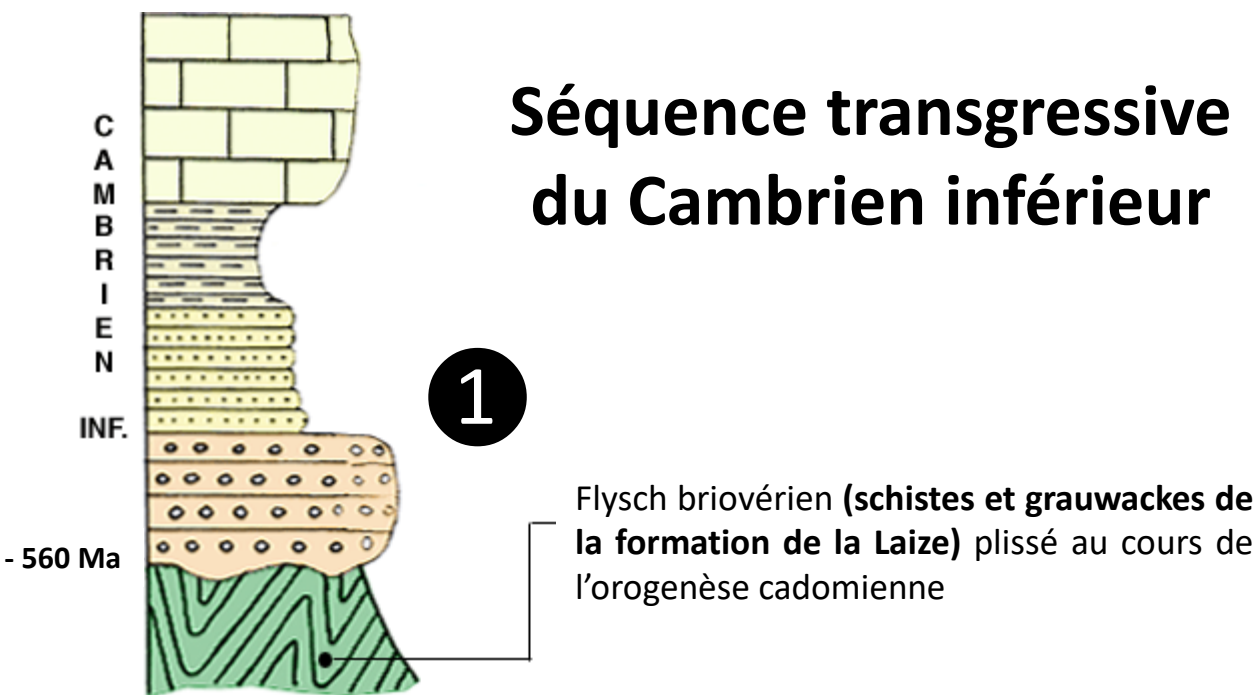
Ces calcaires appartiennent à la **Formation des Schistes et Calcaires qui marque le maximum de la première transgression du Cambrien inférieur.**

**Paléogéographie
au Cambrien inférieur
dans le cadre de la tectonique
des plaques**

d'après F. Doré (1987)
Dans Lithothèque de Normandie



Séquence transgressive 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



Échelle 1 : 17 055

0 — 200 m





Échelle 1 : 17 055

0 — 200 m

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

Observations :

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 été de plus tectonisé.

On peut mettre en évidence de nombreuses petites failles qui décalent certains bancs.

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.

N

S



N

S



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 aurait une direction N50 à N60°.

N



S

N

S



Montage photo !

Interprétation :

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

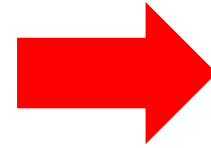
La formation de la Laize du Briovérien supérieur est plissée en « anticlinaux » et « synclinaux ».

Ces plis sont essentiellement le résultat de l'orogénèse cadomienne.

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



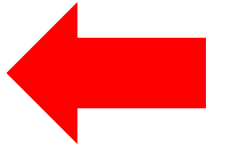
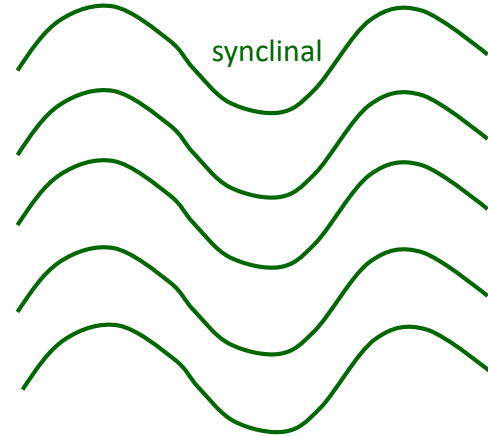
Plissement
Orogenèse
cadomienne



Forces de
compression

anticlinal

synclinal

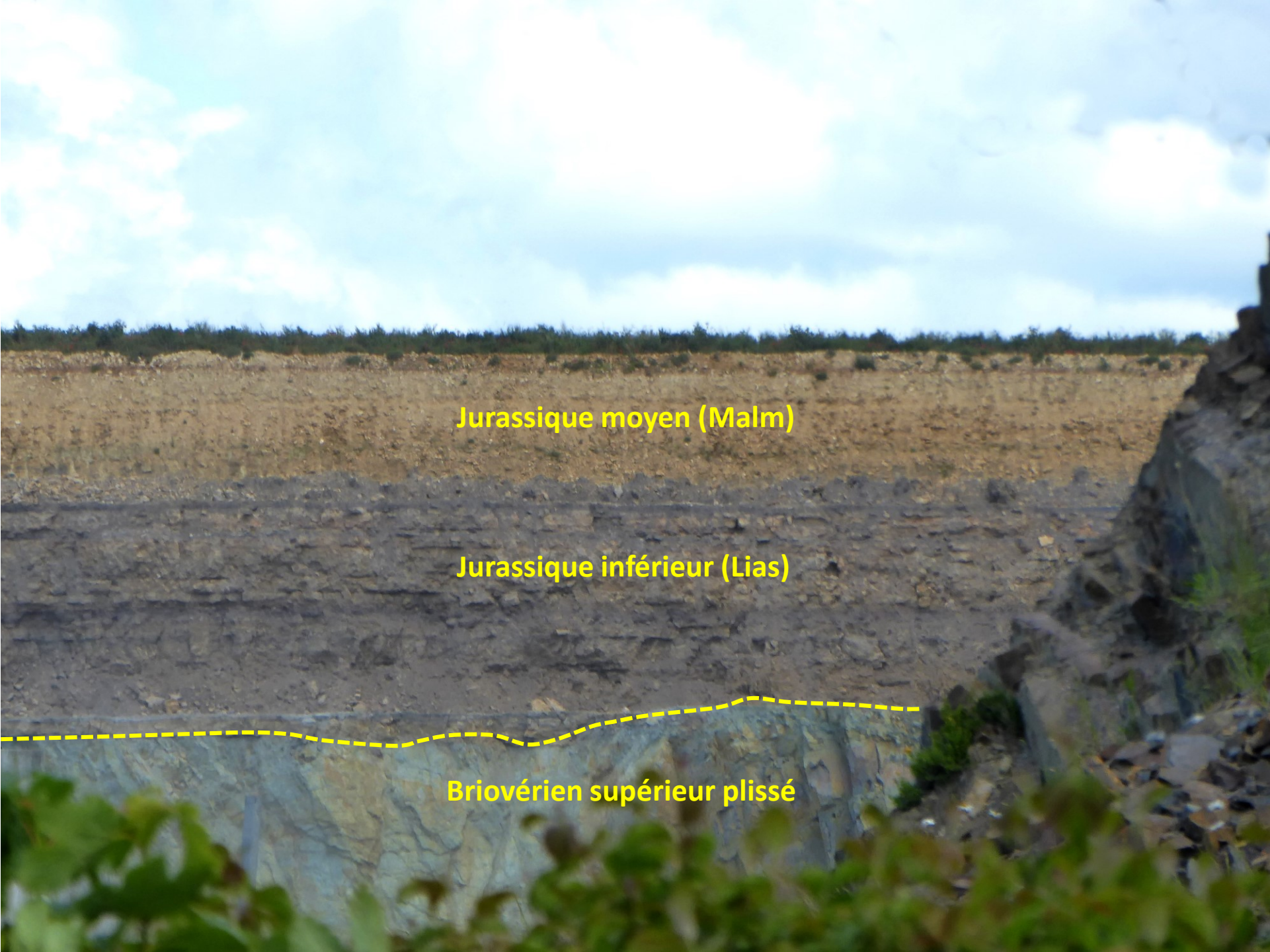


Sédimentation des grès
de la formation
de la Laize

(Briovérien supérieur :
de -660 à -540 Ma)

On n'a pas pu entrer dans la carrière.

Mais à travers le grillage de clôture, voici ce qu'on a pu observer.



Jurassique moyen (Malm)

Jurassique inférieur (Lias)

Briovérien supérieur plissé

surface de
discordance
angulaire

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 bien 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 renforcement au niveau duquel s'interrompt le grillage de clôture, existe un très bel affleurement de Briovérien supérieur, à hauteur d'homme donc permettant une bonne analyse de son faciès !

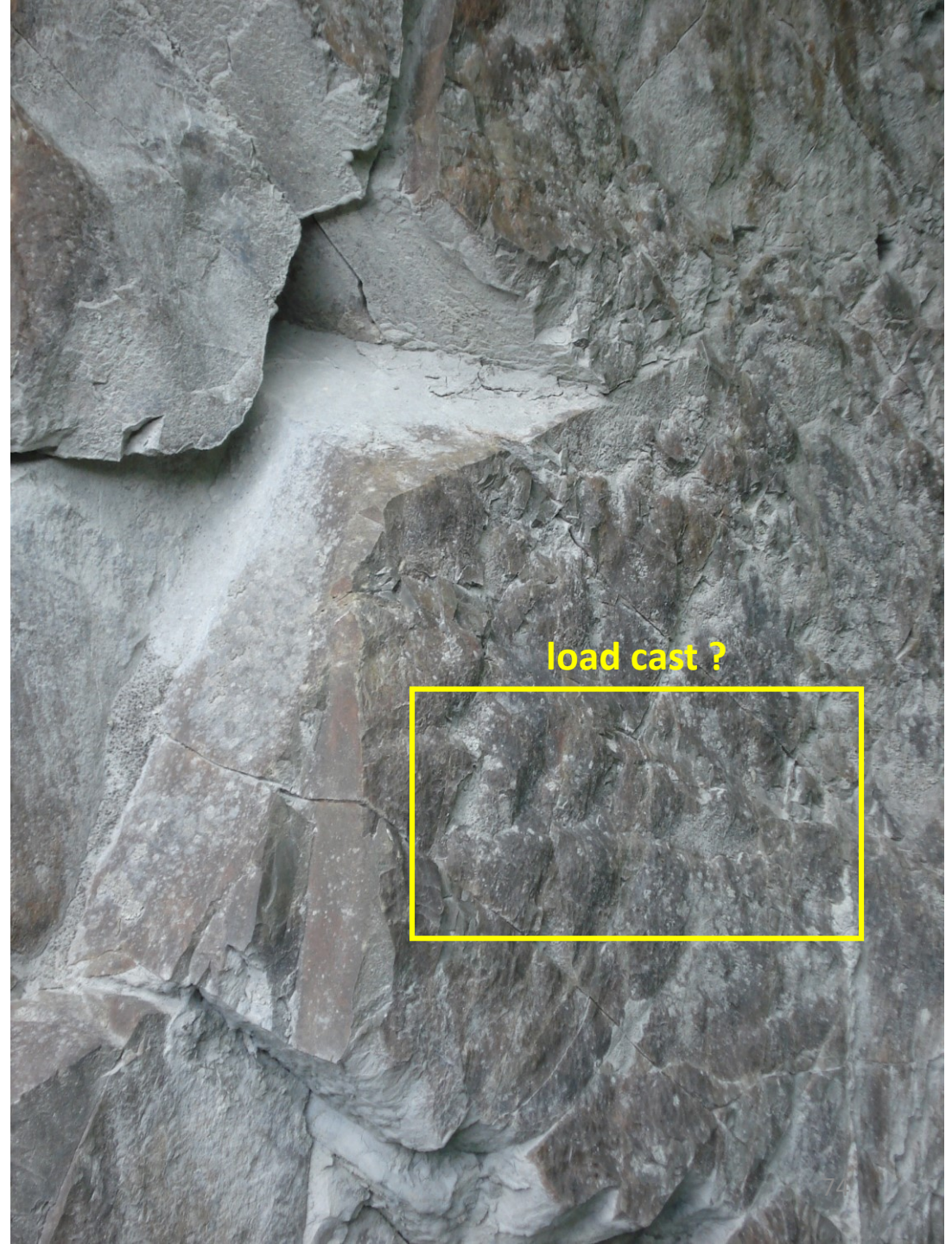
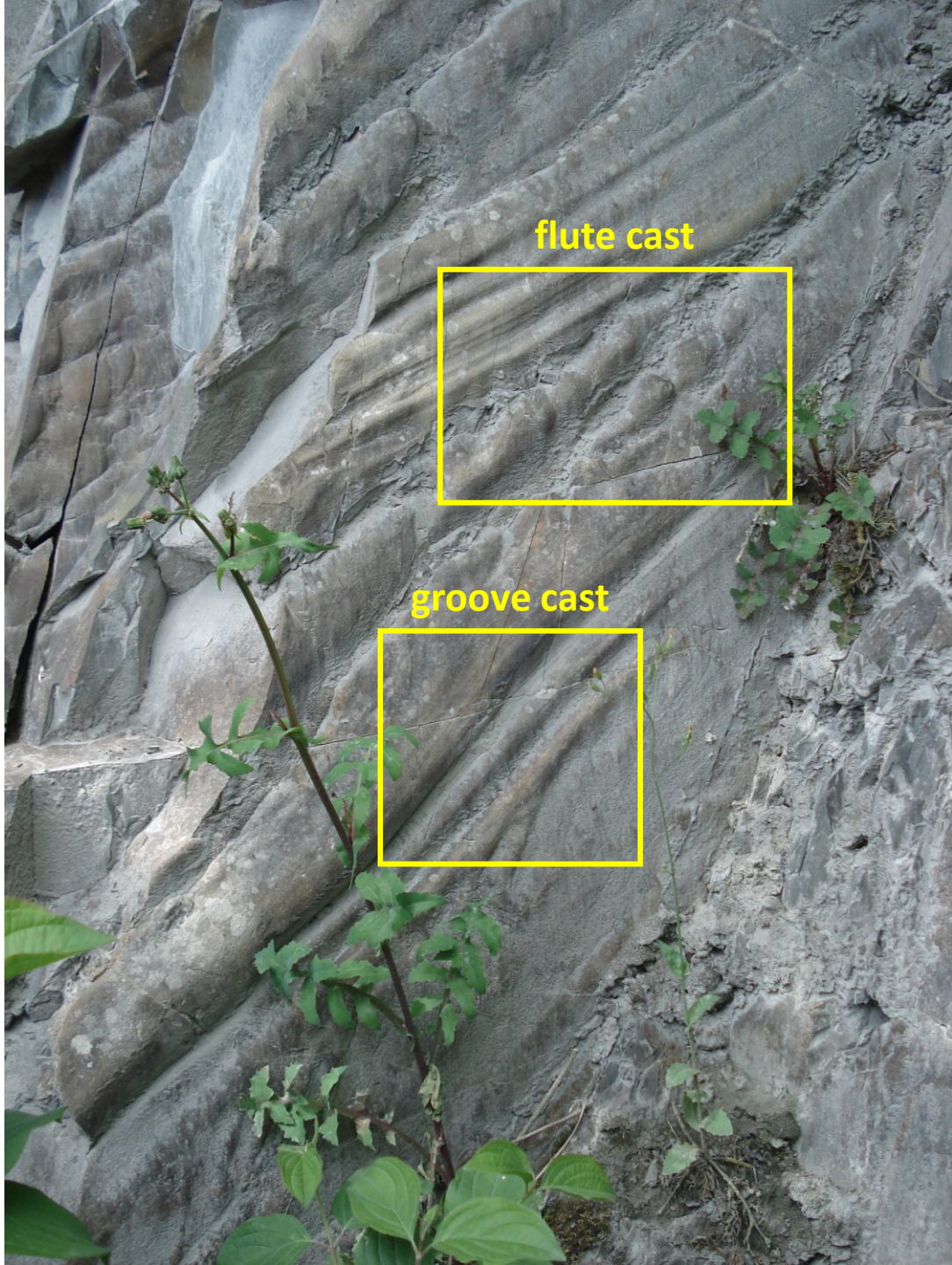
On y observe une alternance rythmique de bancs épais de grès, pluridécimétriques, séparés par de très minces niveaux pélitiques millimétriques à centimétriques.

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

Dans les zones sous-marines où les courants sont parfois forts, mais séparés par des périodes calmes, des couches alternées de sable et de boue se déposent. Ces sédiments se transformeront plus tard en grès et pélites.

De telles conditions sont typiques des zones d'eaux profondes où des courants de turbidité dévalent le talus continental et déposent à son pied, sur le glacis, des sédiments de turbidité ou **turbidites** ; mais elles se rencontrent aussi dans des eaux peu profondes (moins de 100 m de profondeur) lorsque surviennent des tempêtes ou dans les plaines alluviales lors de crues.

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 important est déclenché et 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) et avant que ne se dépose dessus le sable transporté en suspension. Il peut ainsi se former 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 des **groove marks*** que le sable recouvrira ultérieurement.

Quand plus tard cette couche de sable se sera transformée en banc de grès par diagenèse, compaction, ce dernier portera à sa face inférieure ou mur, les empreintes de ces flute marks ou de ces groove marks qu'il aura en quelque sorte fossilisés mais cette fois-ci en relief. 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 la couche de pélites sous-jacente et toutes les strates situées sous elle auront été décapées par l'érosion.

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

Intérêts des flute casts

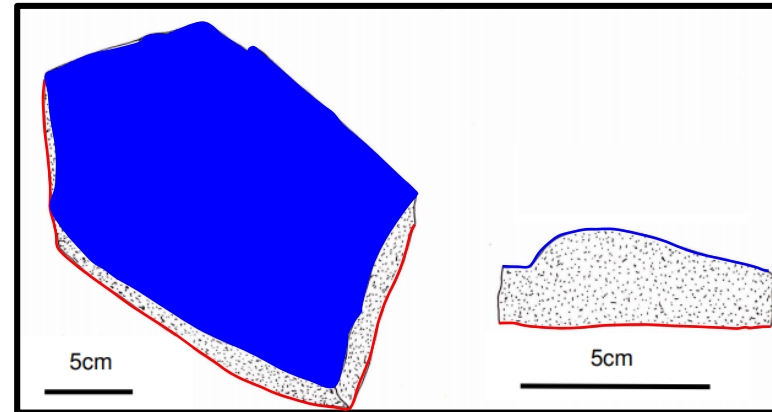
Les **flute casts** ont deux intérêts :

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 imur) 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

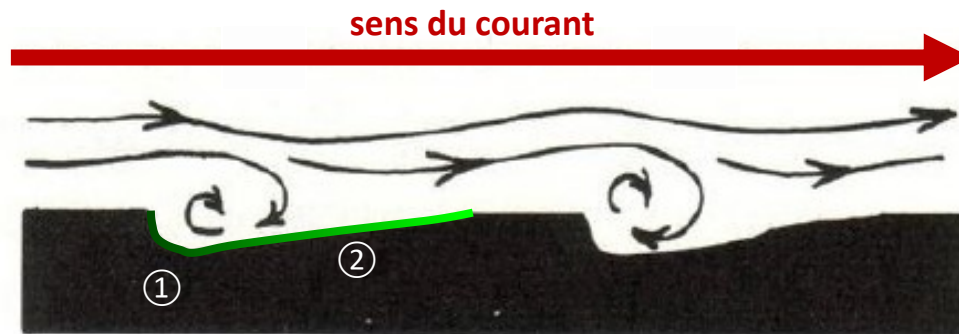


Légende

surface supérieure (= toit) du banc
surface inférieure (= mur) du banc

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 ① puis ils perdent ensuite progressivement de l'énergie, s'affaiblissent, creusent donc moins tout en s'élargissant avec le déplacement du courant ②. 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.

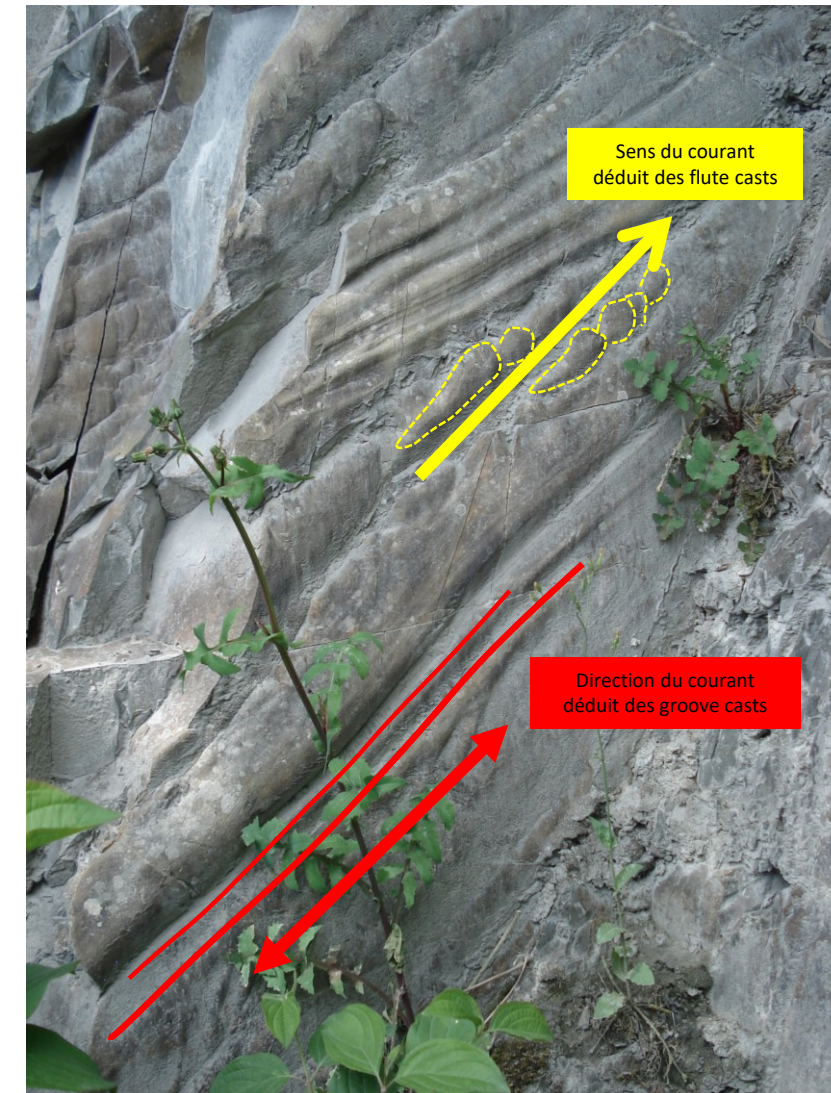
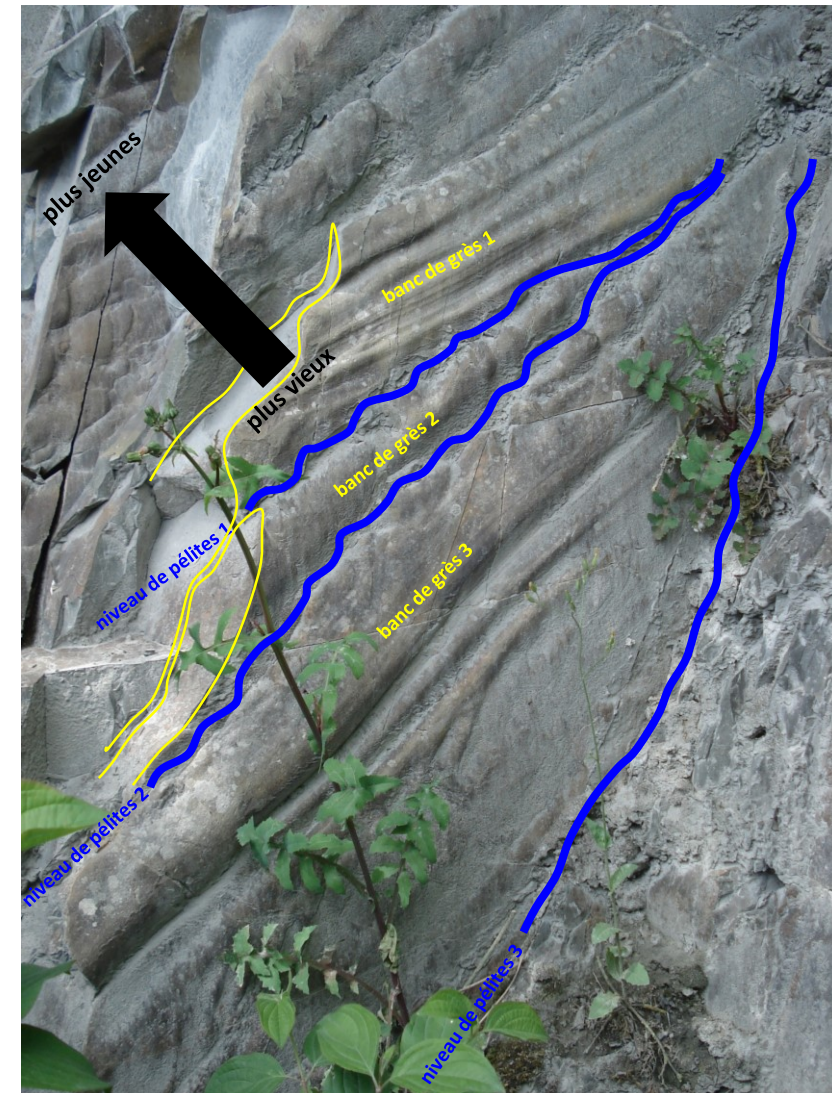
Flute marks
vus de profil



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 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.

Application à l'affleurement de la Roche Blain



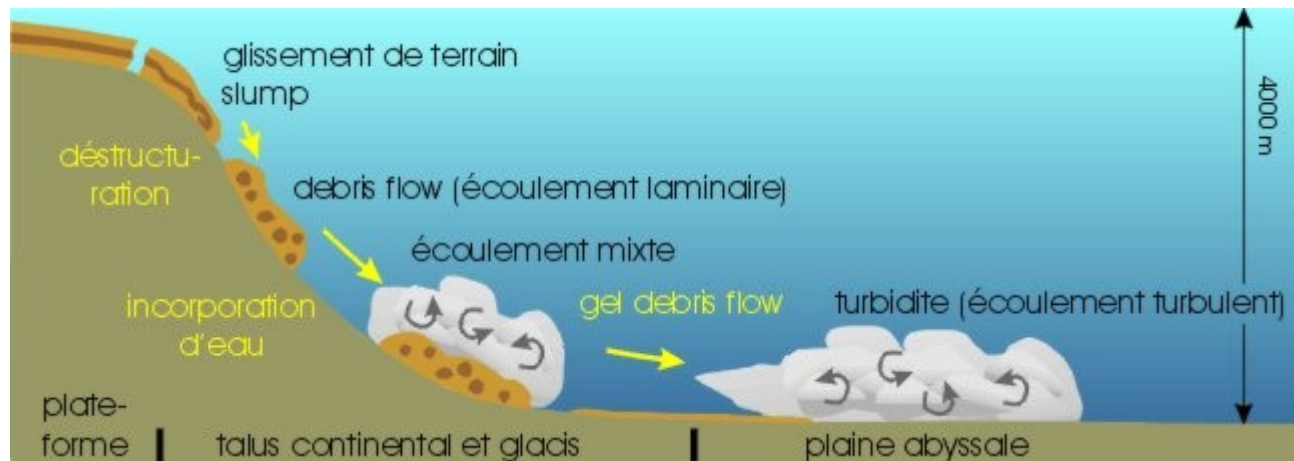
Les bancs de grès présentent vers l'observateur leur face inférieure puisque les flute casts sont en relief. Les bancs de grès les plus éloignés de l'observateur sont donc les plus jeunes.

Il y a bien concordance entre les deux types de données. Flute casts et groove casts sont parallèles entre eux et donnent la direction du courant. Mais seuls les flute casts en donnent le sens.

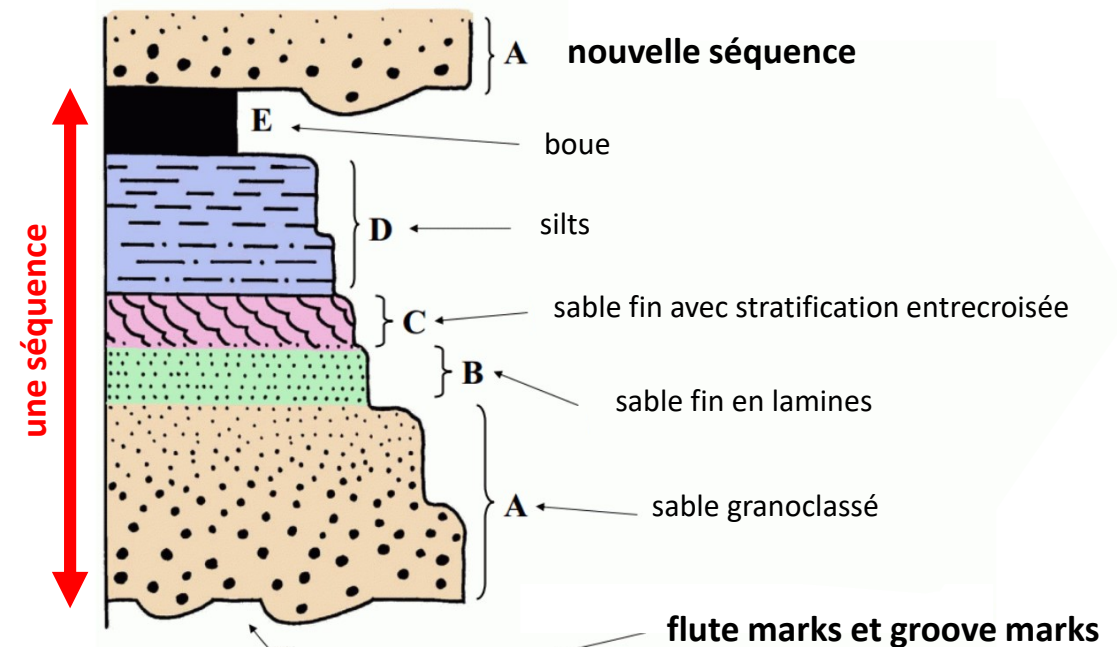
Interprétation de la série briovérienne de la Roche Blain

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.



Courant de turbidité



Modèle simplifié de séquence turbiditique

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

Le contexte de formation de la série briovérienne de la Roche Blain

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 45), 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. On lui donne 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.

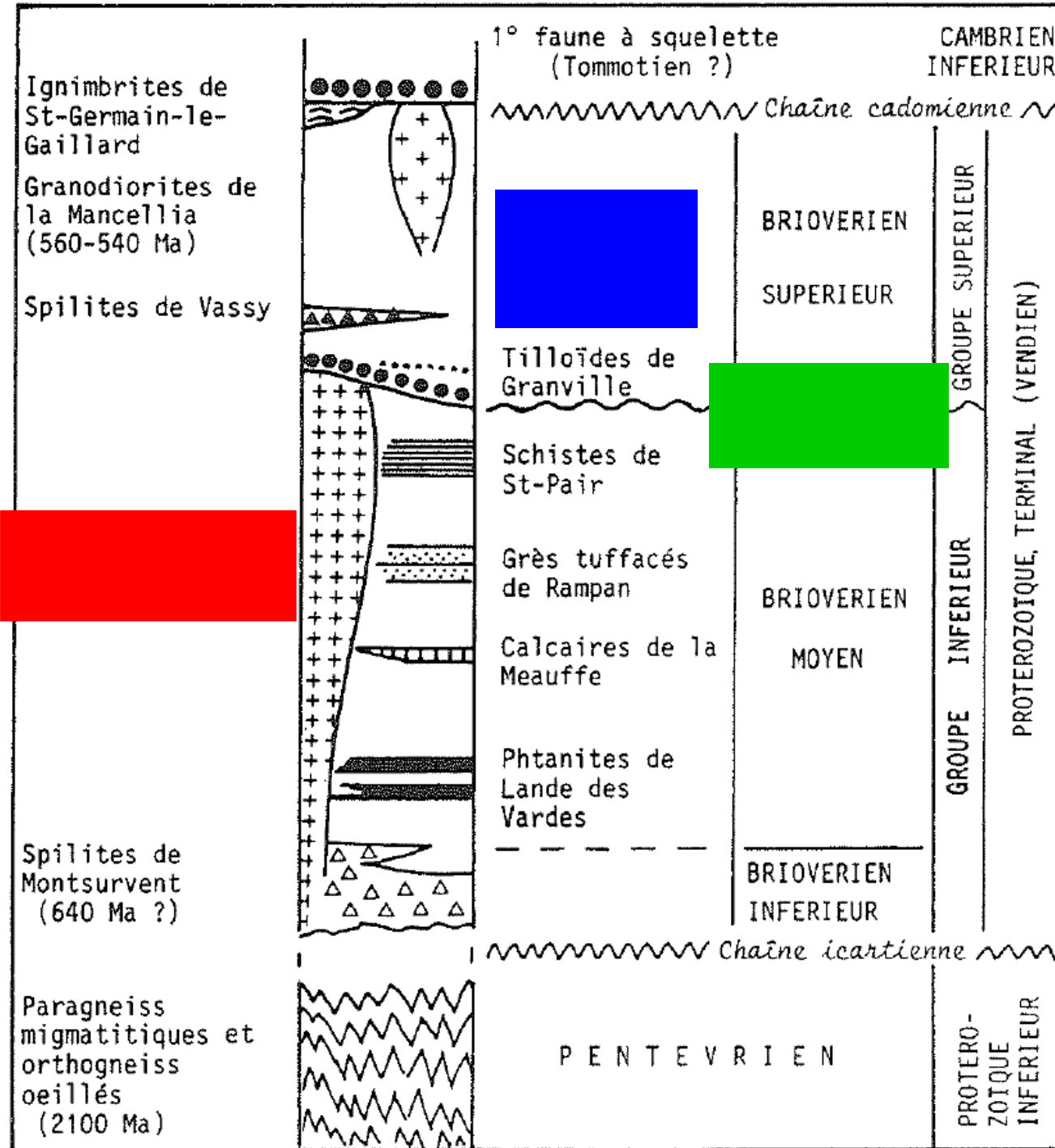
C'est l'arc constantien.

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'orogénèse 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.

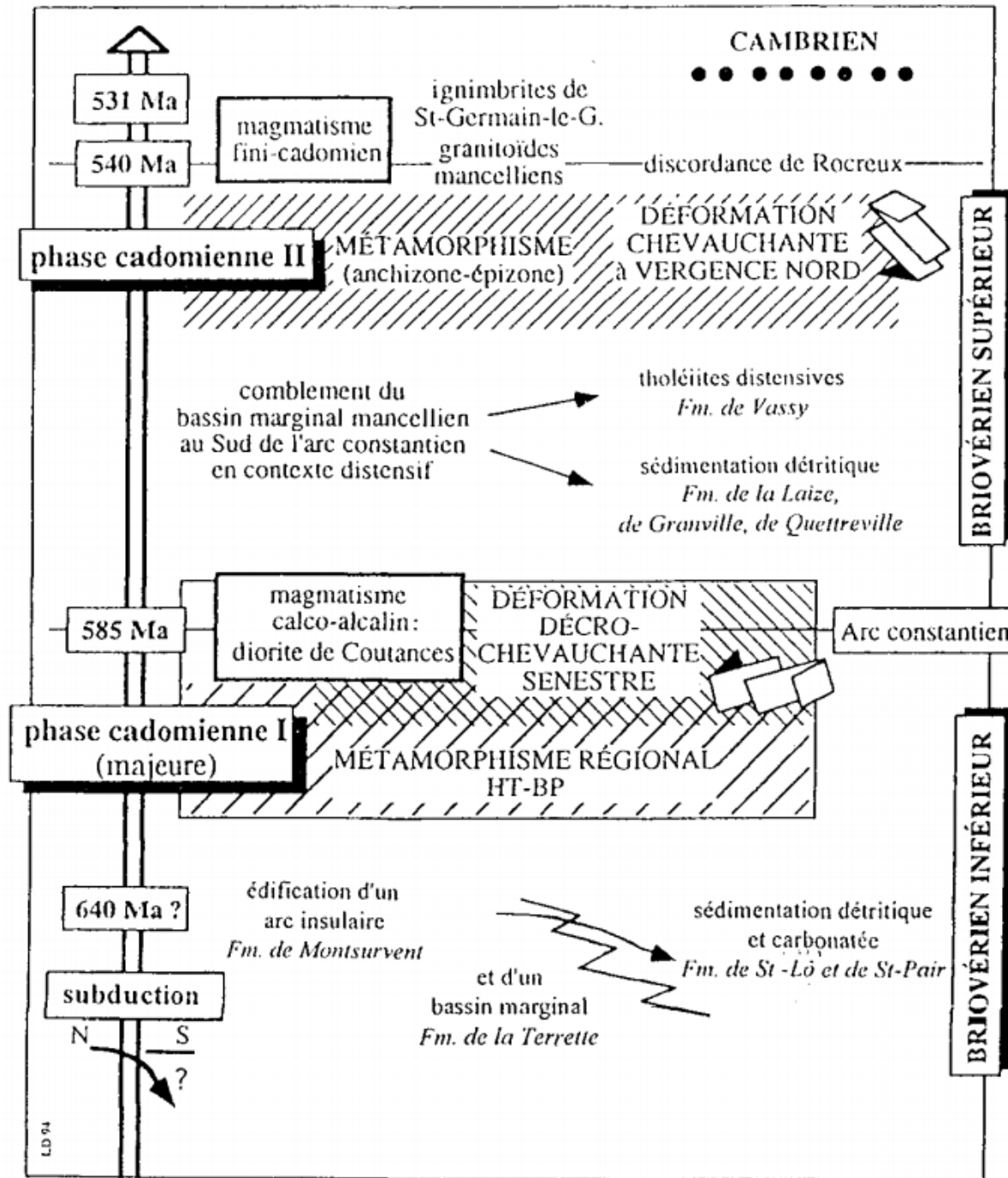
Tableau synoptique du Protérozoïque du Nord-Est du Massif armoricain

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



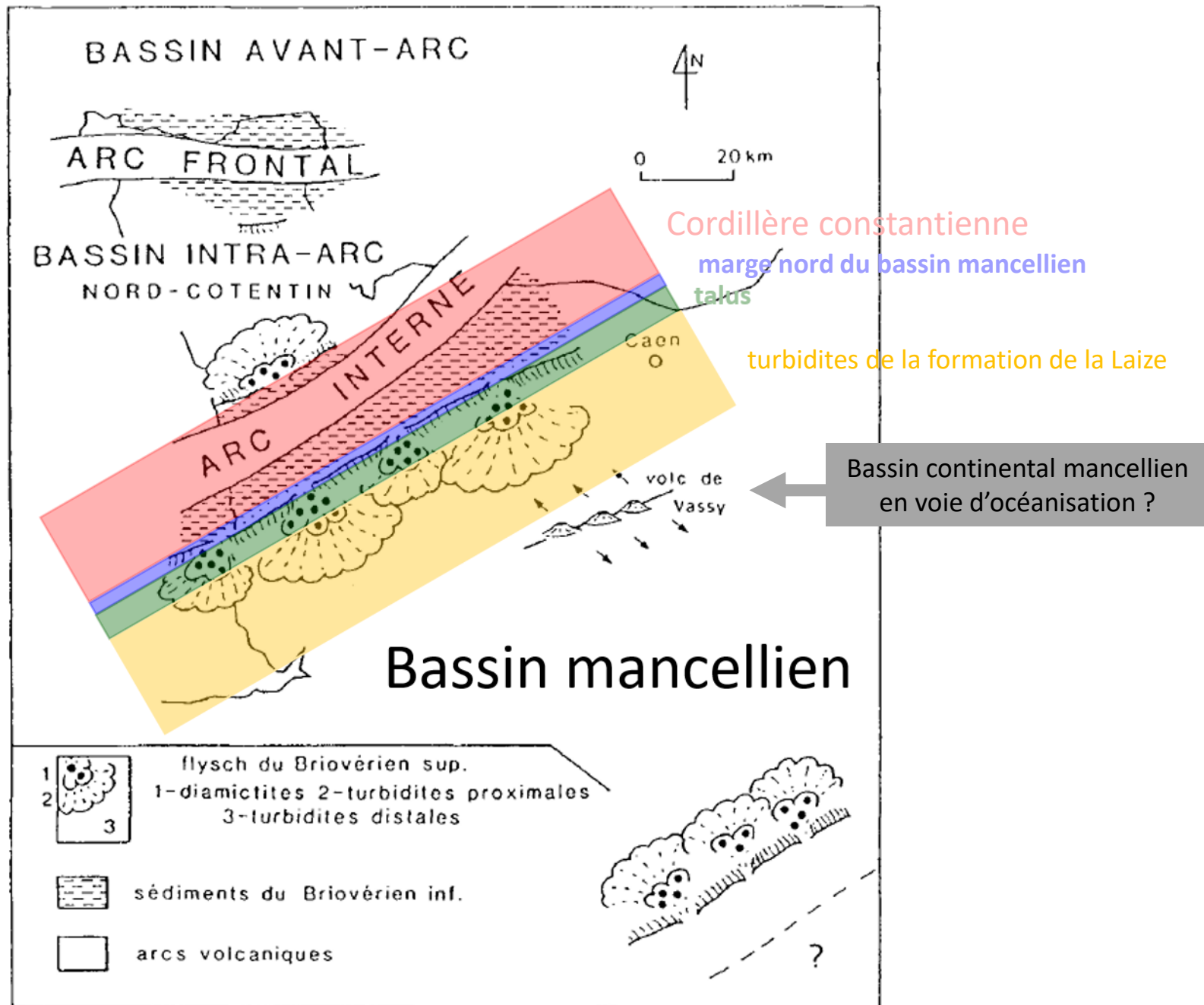
**Tableau des événements
sédimentaires,
magmatiques et tectono-
métamorphiques de
l'orogène cadomien dans
le Cotentin**

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



**Esquisse
paléogéographique du
Briovérien supérieur
normand**

(E. Dissler *et al.*, 1988)

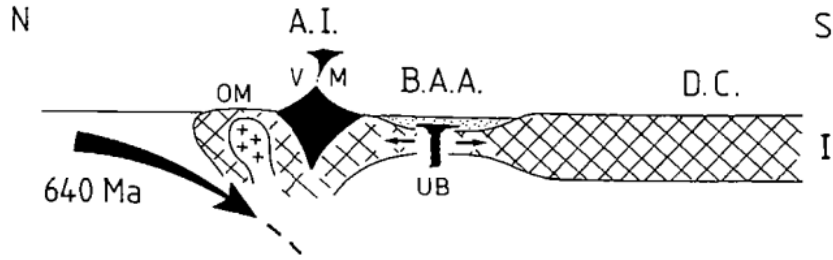


Vers -660, -640 Ma, la croûte océanique de l'Océan Celtique (encore appelé Océan de la Manche) subducte sous la marge icartienne (Nez de Jobourg, Osmonville, Gréville).

Cette subduction entraîne la formation d'un arc insulaire (A.I.), formation qui se manifeste :

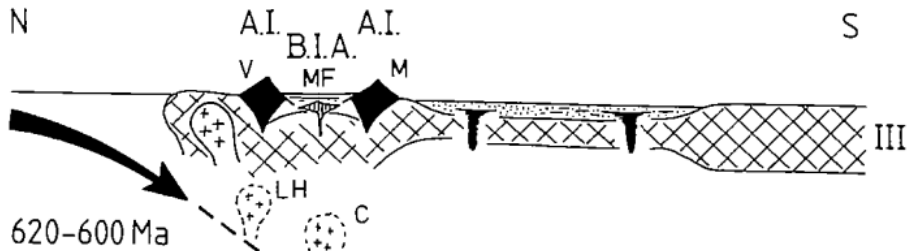
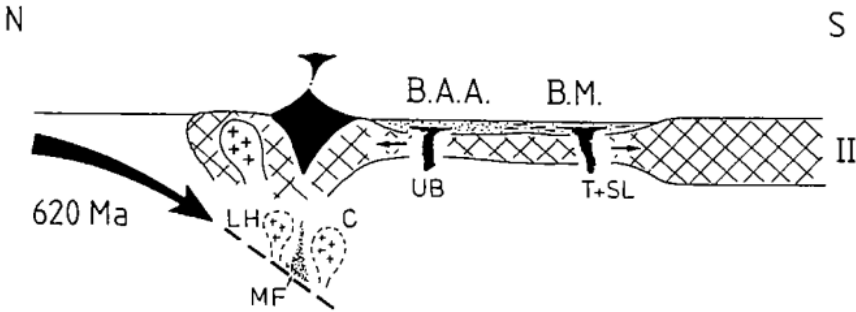
- par un magmatisme calco-alcalin dont les traces apparaissent à la Hague avec les diorites du Moulinet (OM) pour le futur arc insulaire frontal
 - par un magmatisme calco-alcalin représenté par les granodiorites, amphibolites et orthogneiss du Val de Saire (V) et un volcanisme effusif avec les épanchements tholéitiques de Montsurvent (M) pour le futur arc interne.
- En arrière de cet arc volcanique, la distension de la marge continentale provoque l'ouverture d'un bassin arrière-arc (B.A.A.) où se mettent en place des roches ultrabasiques et des amphibolites (UB).

Evolution géodynamique cadomienne dans le Cotentin



Vers -620 Ma : en arrière de ce système arc – bassin arrière-arc, la distension de la marge continentale se poursuit ce qui provoque l'extension du bassin arrière-arc qui finalement s'océanise.

Dans ce bassin marginal actif s'accumulent des sédiments terrigènes contenant des niveaux de phanites (Formation des schistes et phanites de Saint-Lô – SL ; Formation turbiditique de Saint-Pair) et des intercalations volcaniques à caractère tholéitique distensif (Basaltes à pillow-lavas de la Formation de la Terrette - T).



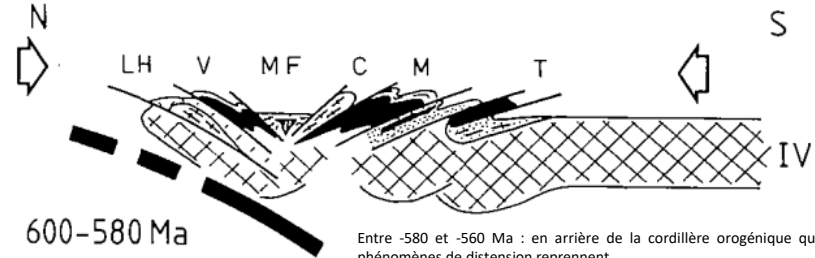
Entre -620 et -600 Ma : la subduction est toujours en cours. La distension continue dans le bassin arrière-arc. Mais surtout l'activité volcanique prend de l'ampleur dans l'arc volcanique lui-même (A.I.) certainement à cause d'un phénomène de roll-back.

Les épanchements volcaniques tholéitiques qui s'y produisent sont à l'origine de la Formation des Mortes Femmes (MF). Le Briovérien inférieur de la Formation des Mortes Femmes est composé de basaltes et de rhyolites associés à des tuffites, cinérites et quelques brèches volcaniques parcourues par de nombreux filons.

Ces tholéites distensives signalent l'ouverture d'un bassin intra-arc cadomien (B.I.A.).

Ce bassin intra-arc permet d'expliquer la partition en deux branches de l'arc insulaire : la branche de Vast (V) au Nord (= arc frontal) et la branche de Montsurvent (M) au Sud (= arc interne).

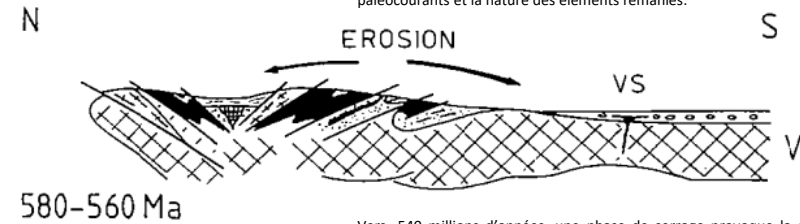
- LH** : plutonisme calco-alcalin de la Hague
- V** : formation de Vast (arc frontal)
- MF** : formation des Mortes Femmes
- C** : diorite de Coutances
- M** : formation de Montsurvent (arc interne)



Entre -580 et -560 Ma : en arrière de la cordillère orogénique qui vient de se former (arc constantien), les phénomènes de distension reprennent.

Cela est attesté par la formation d'un bassin largement développé et subsident : le Bassin mancellien où s'intercale le volcanisme tholéitique de Vassy (VS), indice d'une tendance à son océanisation.

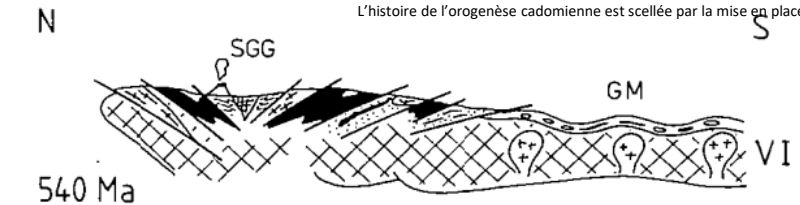
Parallèlement, l'arc constantien est la proie de l'érosion. Son érosion nourrira les turbidites et les flyschs du Briovérien supérieur (Formation de la Laize) du Bassin mancellien comme le suggèrent la direction des paléocourants et la nature des éléments remaniés.



Vers -540 millions d'années, une phase de serrage provoque la surrection de la chaîne cadomienne (du latin Cadomus, Caen). Les terrains briovériens se plissent et des granites se mettent en place (massifs de Vire-Carolles, Avranches, Athis, Chausey, la Hague...). Cette phase de plissement est responsable de la discordance angulaire majeure (discordance cadomienne) visible entre les terrains protérozoïques et les formations paléozoïques sus-jacentes (discordance de Jacob-Mesnil).

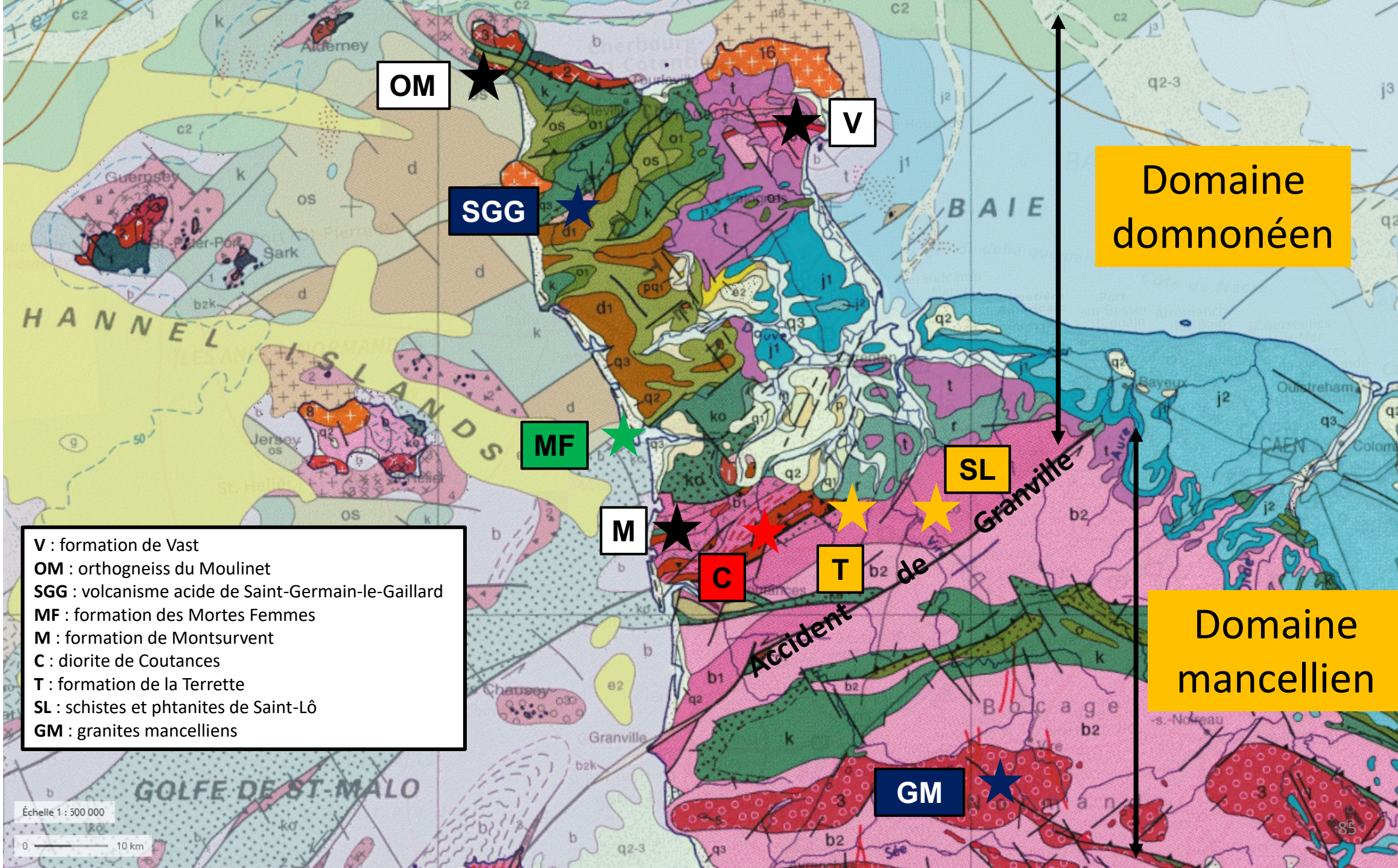
Puis les distensions post-cadomiennes favorisent la mise en place d'un volcanisme ignimbritique et acide comme celui de Saint-Germain-le-Gaillard (SGG) et le comblement du bassin intra-arc des Mortes Femmes par les formations sédimentaires du Briovérien terminal et du Paléozoïque.

L'histoire de l'orogénèse cadomienne est scellée par la mise en place des granodiorites de la Mancellia (GM).



- T** : formation de la Terrette
- SL** : schistes et phanites de Saint-Lô
- VS** : volcanisme de Vassy
- SGG** : volcanisme acide de Saint-Germain-le-Gaillard
- GM** : granites mancelliens

- A.I.** : arc insulaire
- B.A.A.** : bassin arrière-arc
- D.C.** : domaine continental
- OM** : orthogneiss du Moulinet
- UB** : roches ultrabasiques de Coutances



OM ★

★ **V**

SGG ★

MF ★

M ★

C ★

T ★

SL ★

GM ★

- V** : formation de Vast
- OM** : orthogneiss du Moulinet
- SGG** : volcanisme acide de Saint-Germain-le-Gaillard
- MF** : formation des Mortes Femmes
- M** : formation de Montsurvent
- C** : diorite de Coutances
- T** : formation de la Terrette
- SL** : schistes et phanites de Saint-Lô
- GM** : granites mancelliens

Domaine domnonéen

Domaine mancellien

Échelle 1 : 500 000
0 — 10 km

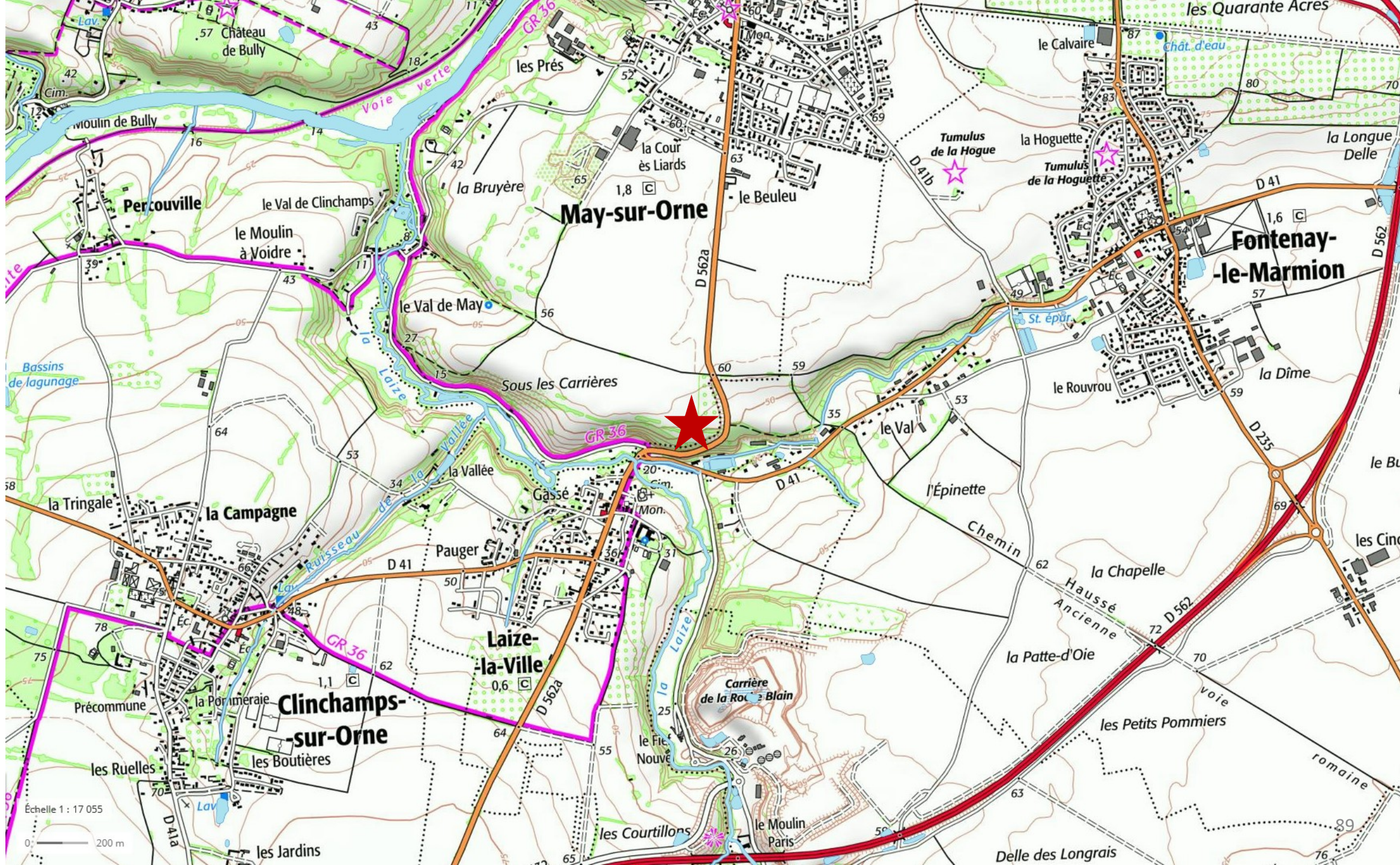
Arrêt 3 : la coupe de Laize-la-Ville (D562a)

A- Situation



Échelle 1 : 17 055

0 — 200 m





Échelle 1 : 17 055

0 — 200 m

B- La coupe le long de la route



Attention ! Danger

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 bien nettes mais 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.

**Grès et pélites
de la Formation
de la Laize
(Briovérien
supérieur)**



**Poudingues de la
Formation des
Conglomérats et
Arkoses pourprés
(Cambrien
inférieur)**



**Premiers bancs
calcaires de la
Formation des
Schistes et
Calcaires
(Cambrien
inférieur)**



**Formation des
Schistes et
Calcaires
(Cambrien
inférieur)**







Jurassique liasique reposant en discordance angulaire sur la Formation des Schistes et Calcaires du Cambrien inférieur

**Pierre montrant du doigt
la discordance angulaire entre le Lias
et la formation des Schistes et Calcaires
du Cambrien inférieur**



Après avoir observé toute la journée de nombreux affleurements, on 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- formation des Conglomérats et arkoses du Cambrien inférieur,
- 3- formation des Schistes et Calcaires de même âge mais relativement 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'orogénèse hercynienne.

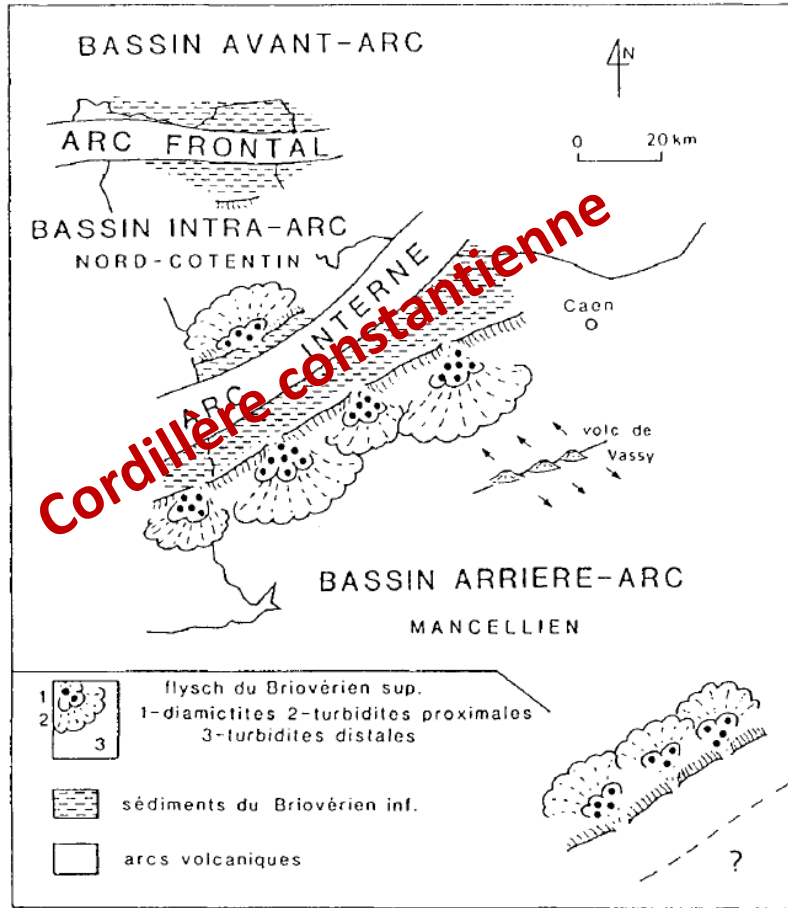
On peut cependant noter quelques différences avec l'affleurement de Jacob-Mesnil :

- 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 plus petits,
- c) la formation des Schistes et Calcaires semble, en revanche, plus épaisse et massive,
- d) enfin, toutes les formations sont dans l'ensemble moins pentées.

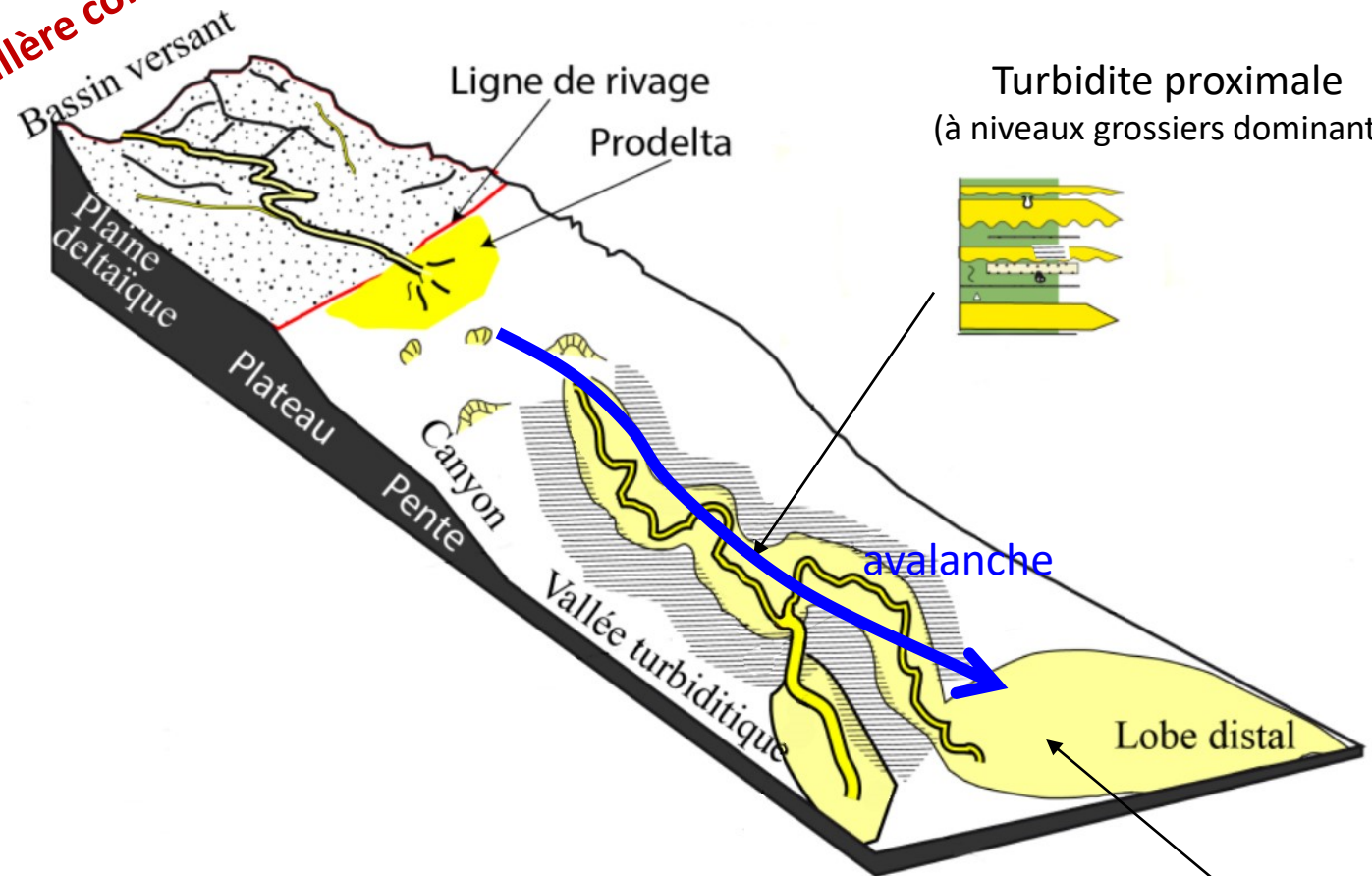
Interprétation, hypothèse :

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

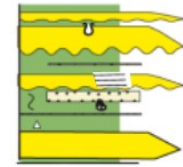
- ou plus loin de la marge du continent, plus au large
- ou alors les reliefs de la cordillère constantienne y étaient moins importants.



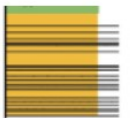
Cordillère constantienne



Turbidite proximale
 (à niveaux grossiers dominants)



Turbidite distale
 (à niveaux pélitiques dominants)



Observations sur les 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.

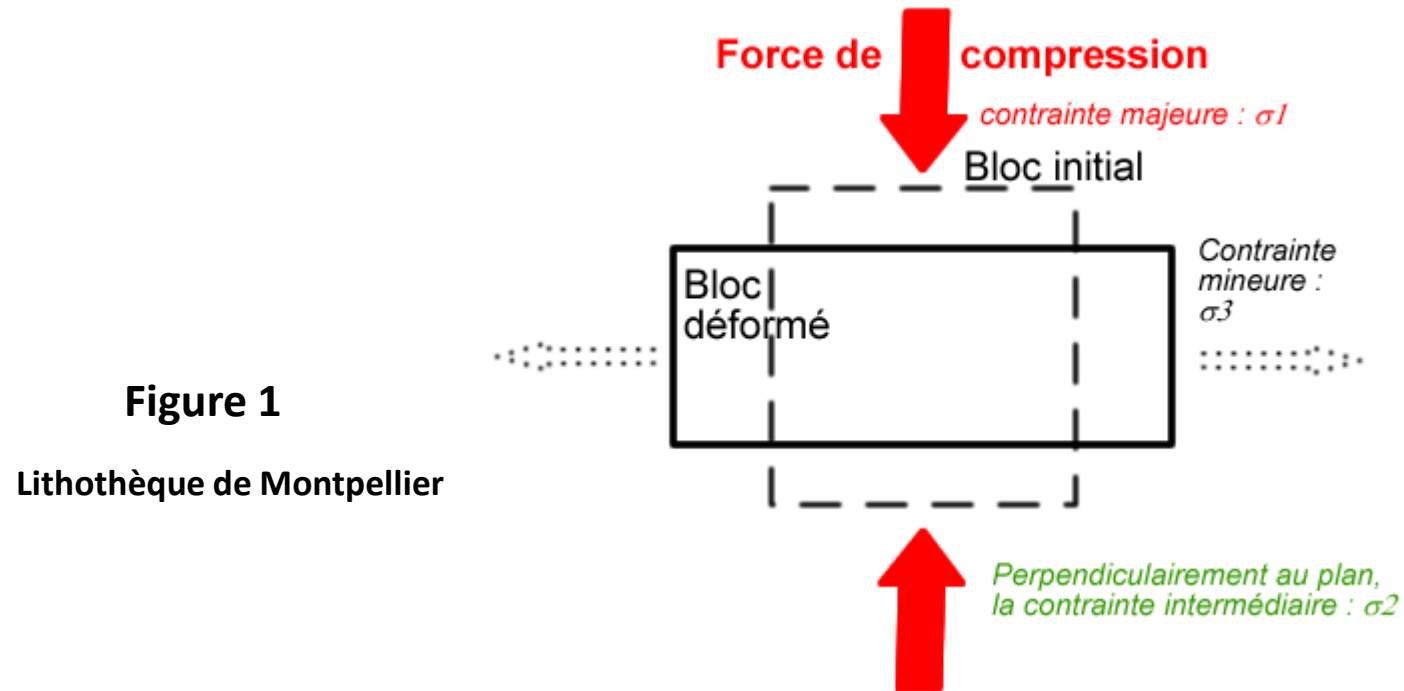




**Une bonne
dizaine de joints
stylolytiques
visibles ici !**

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 (**figure 1**).



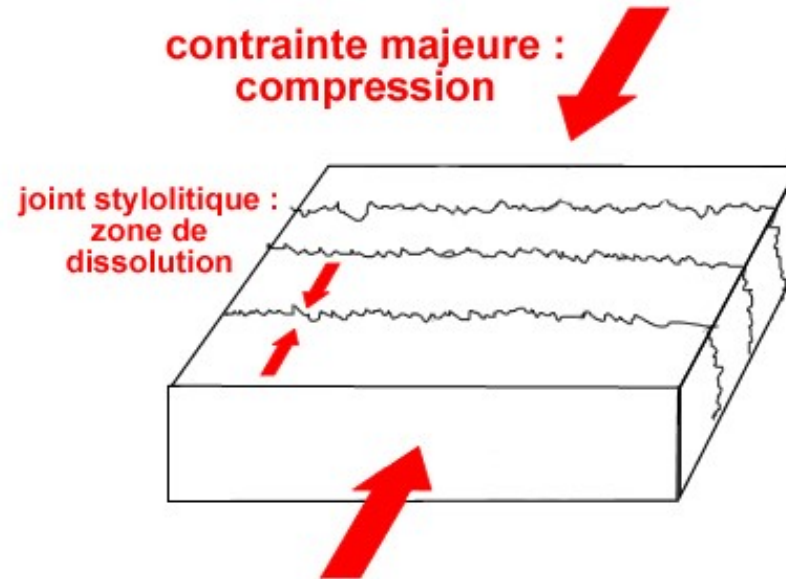
Et c'est le cas des calcaires lors de la diagenèse ou plus tard, lors d'une déformation sous l'effet de contraintes tectoniques.

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 (**figure 2**).

Figure 2
Lithothèque de Montpellier



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 la perte de :

$$20 \cdot 0,5 \text{ mm} = 10 \text{ mm} = 0,01 \text{ m}$$

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

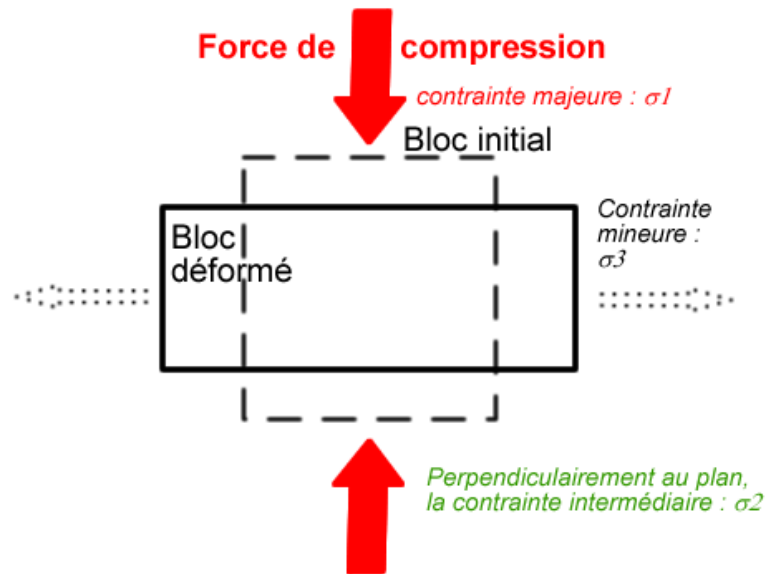
$$100 \text{ m} + (1000 \cdot 0,01 \text{ m}) = 110 \text{ m}$$

2 - Les fentes de tension

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 page 104, 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 ? du calcaire qui a été dissous au niveau des joints stylolithiques !

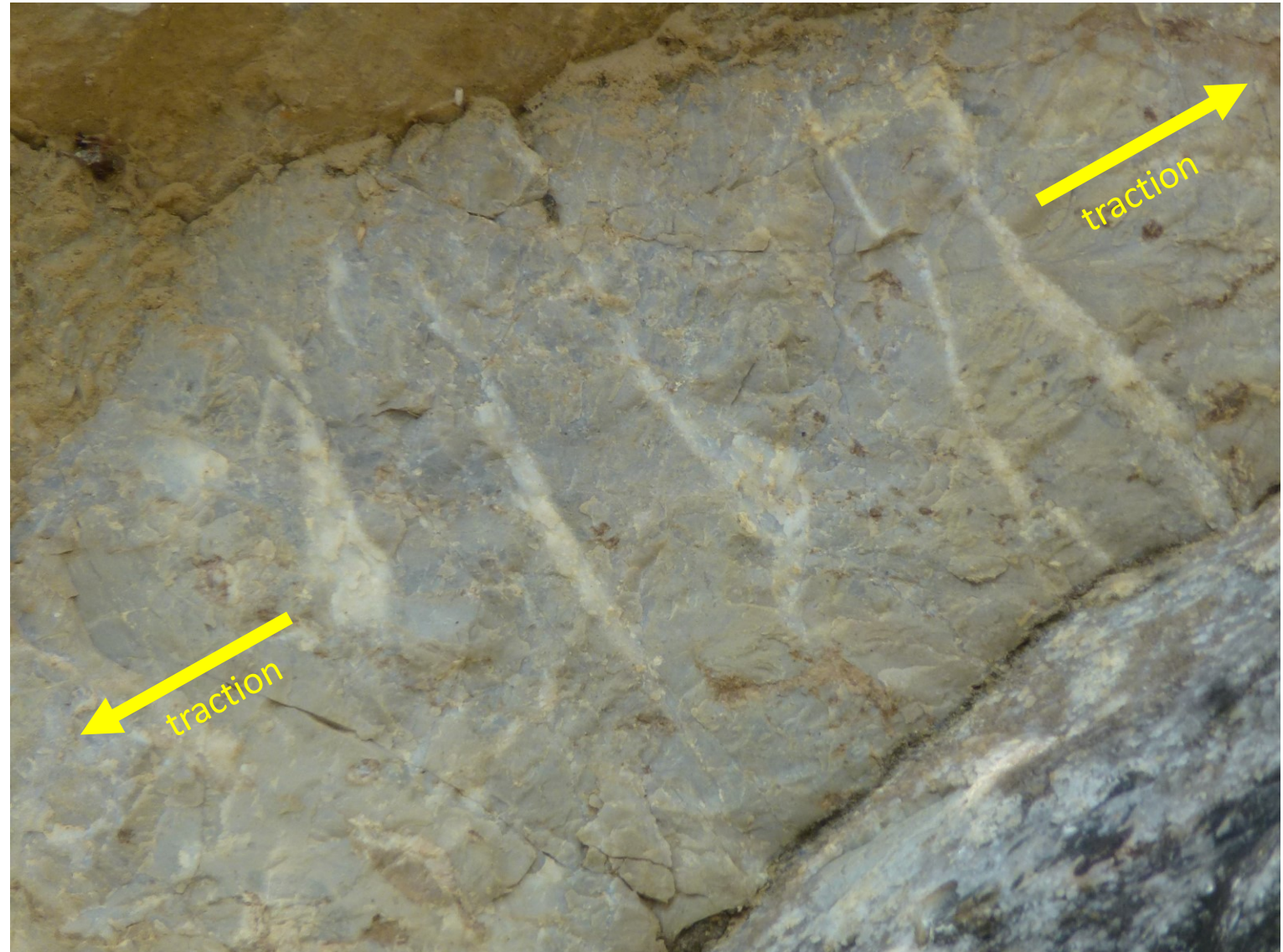
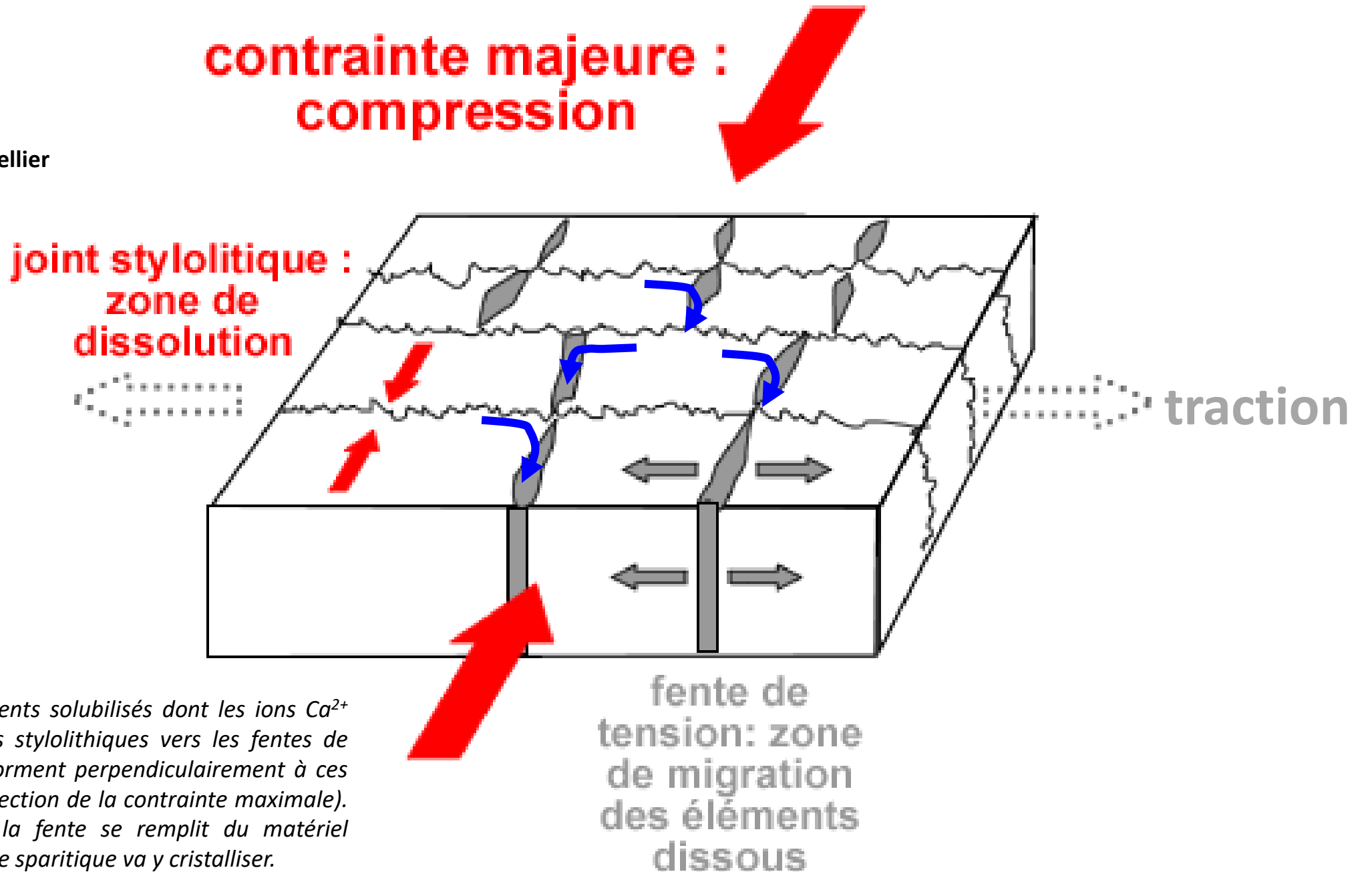


Figure 3

Lithothèque de Montpellier

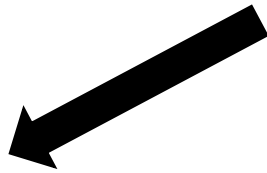


L'eau chargée en éléments solubilisés dont les ions Ca^{2+} migre depuis les joints stylolithiques vers les fentes de tension lesquelles se forment perpendiculairement à ces joints (donc dans la direction de la contrainte maximale). L'espace intérieur de la fente se remplit du matériel dissous puis de la calcite sparitique va y cristalliser.

3 - Les bird-eyes ou fenestrae

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

Ils 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*.



Bilan de la journée

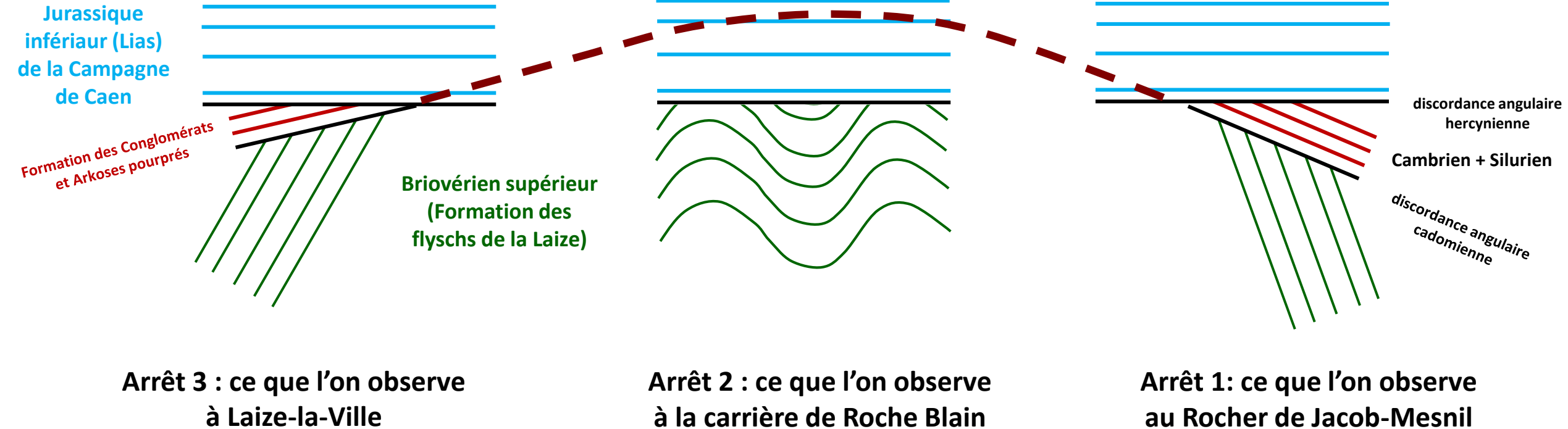
N

S

Synclinal du May-sur-Orne

Anticlinal

Synclinal d'Urville



Les reconstitutions des paysages ont été en grande partie traitées à la page 44.

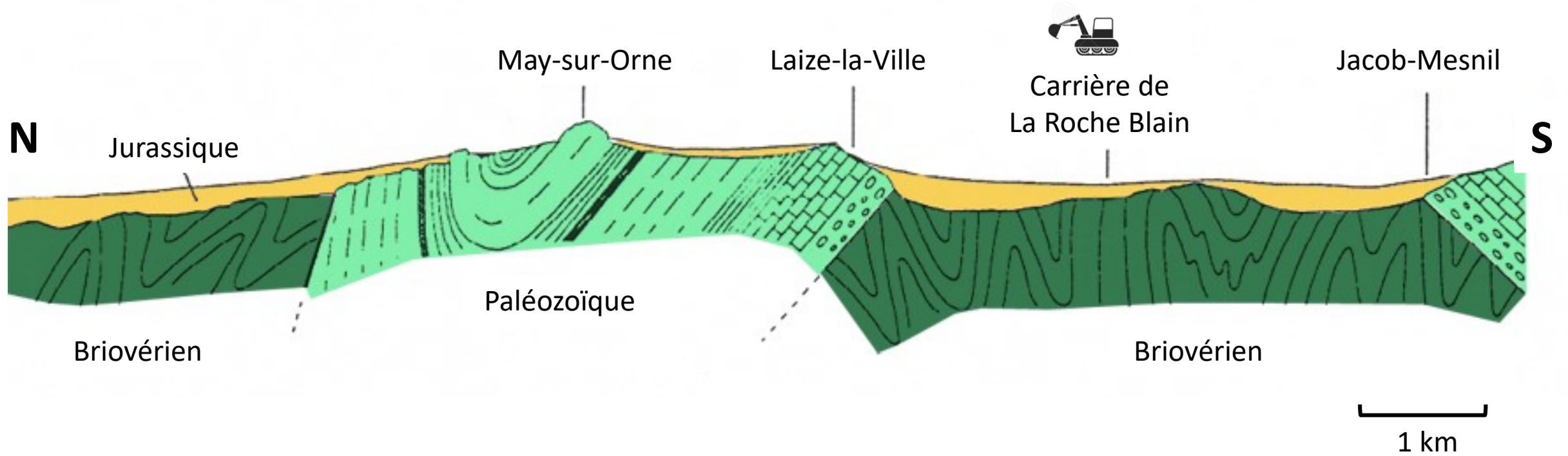
Remontons le temps en supprimant par la pensée tous les terrains jurassiques (en bleu), tous les terrains du Paléozoïque (en rouge) et prolongeons vers le ciel ! la discordance angulaire cadomienne.

On voit bien alors que les terrains briovériens dessinent un vaste anticlinal et qu'à l'arrêt 1, on était sur le flanc Nord d'un synclinal : le synclinal d'Urville et à l'arrêt 3, sur le flanc Sud d'un autre synclinal : le synclinal de May-sur-Orne.

*Synclinal
de May*

Anticlinal de Roche Blain

*Synclinal
d'Urville*



Journée 2

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

Thèmes : Traces de trois orogènes (icartienne, cadomienne et varisque) - Sédimentations paléozoïque et quaternaire.

- La pointe de La Hague est un site géologique exceptionnel qui permet de retracer l'histoire de trois chaînes de montagnes : la chaîne icartienne édiflée vers 2 Ga, la chaîne cadomienne entre - 650 et - 540 Ma et la chaîne varisque ou hercynienne érigée entre - 340 et - 290 Ma.
- Les formations quaternaires de la Baie d'Écalgrain, témoins de périodes glaciaires (heads et loess saaliens = Riss et weichsétiens = Würm]) et interglaciaires (plage fossile holsténienne).
- La série sédimentaire paléozoïque, la granodiorite cadomienne et la tectonique hercynienne de la Baie d'Écalgrain.
- Orogenèse icartienne : les migmatites et gneiss de l'anse du Cul-Rond - Les plus anciennes roches de France (plus de 2,1 Ga).

Arrêt 1 : la Baie d'Écalgrain

A- Situation



Échelle 1 : 39 500

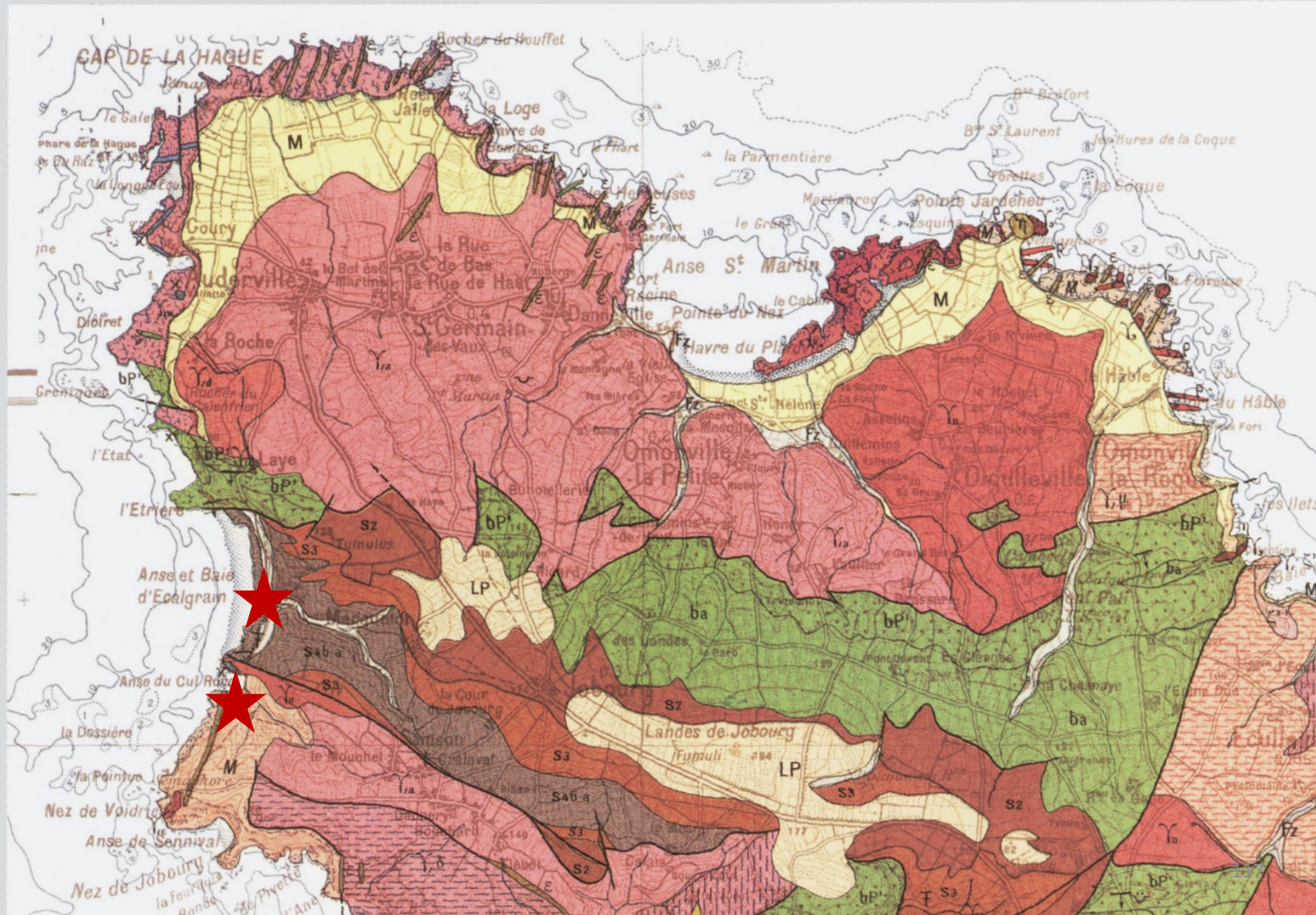
0 — 500 m

CAP DE LA HAGUE



Échelle 1 : 39 500





Échelle 1 : 39 500

0 — 500 m

B- La Baie d'Écalgrain



❖ **Point de vue à partir du parking - Considérations générales et observation du paysage**

1- 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 demain 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.

2- 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 ou « 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 voir que cette morphologie côtière est aussi, en grande partie, héritée des climats du Quaternaire.***

3- 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'orogénèse 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 l'estran.*** 121



Nez des Voidries

Côte soufflée



falaise morte

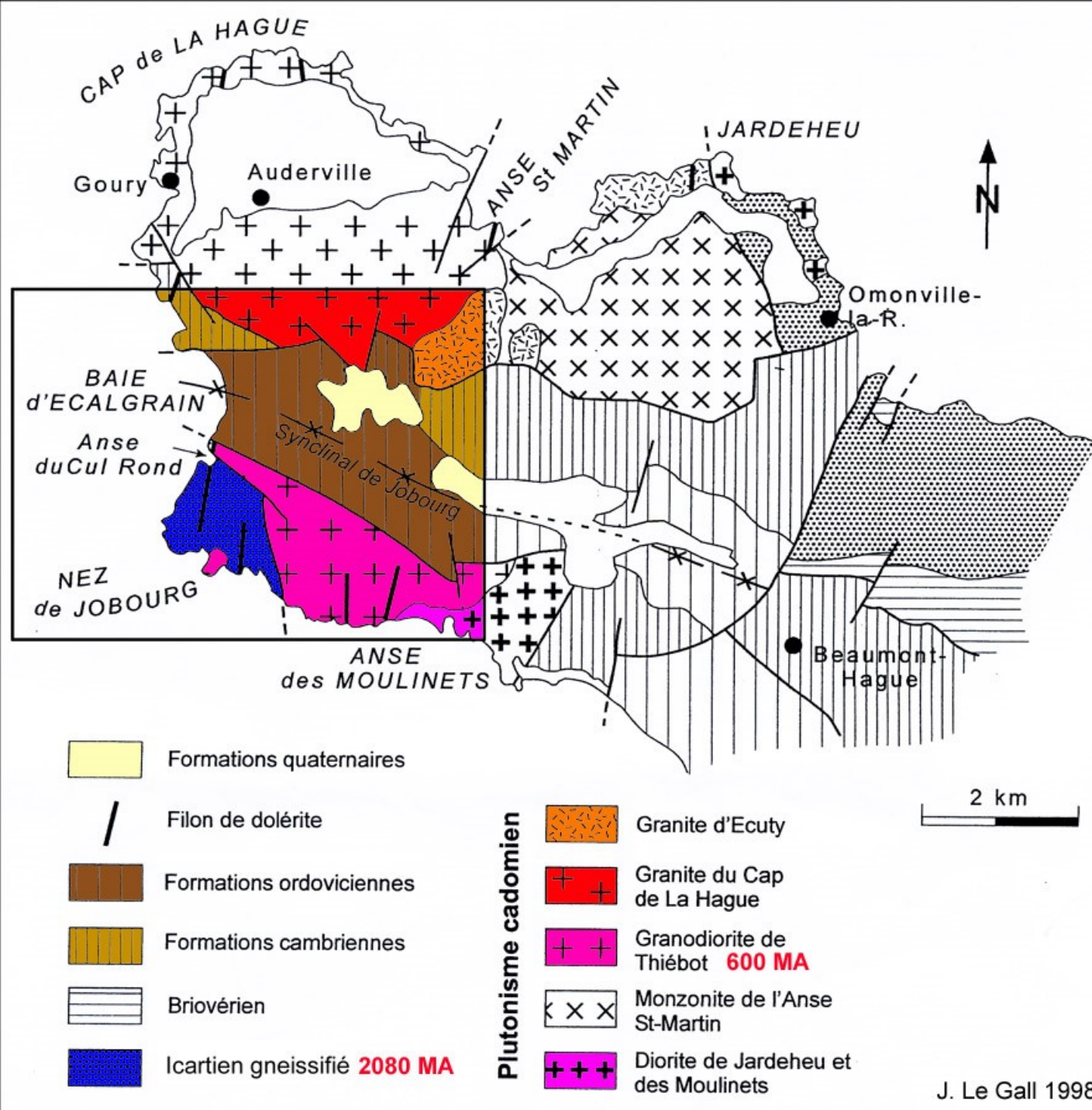
replat

falaise vive



axe du synclinal orienté
N110°

cuvette synclinale



❖ **Le Quatenaire de la falaise vive**





loess sol brun

head

loess ?

head







head

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 **loess** ; 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 **loess** 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 ou plus loin, en quelques points, en allant vers la Côte soufflée.

Composition des heads

1- 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.

2- Ces blocs ne ressemblent pas du tout aux galets voisins de la plage (photos ci-dessous) ! 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 ».



Galets de la plage



Traces de chocs « en coup d'ongle »

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

4- 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**.

Conclusion :

Peu usés, les blocs des heads ont donc été transportés sur une courte distance comme le confirme leur origine locale. 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 la 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, par différentes méthodes de datations absolues (méthode au ^{14}C , méthode OSL* sur quartz, méthode IRSL* sur feldspaths), la base de la falaise vive à environ 190 ka et son sommet à 28 - 12 ka.

NB : 1 ka = 1000 ans

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**.

Conclusion :

Les heads et loess 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.

Méthode OSL : Datation par luminescence stimulée optiquement

https://fr.wikipedia.org/wiki/Datation_par_luminescence_stimul%C3%A9e_optiquement

Méthode IRSL : Datation par luminescence stimulée par infra-rouge

Weichsélien : équivalent du Vistulien et de son équivalent alpin, le Würmien
 Extension maximale des calottes glaciaires du Nord de l'Europe. L'inlandsis eurasiatique (calotte anglo-irlandaise et calotte fennoscandienne dont l'épaisseur était de 3 km au centre) atteint le bassin de Londres et la plaine germano-polonaise. Les glaciers alpins atteignent Sisteron, recouvrent la Dombes et le Jura. La toundra est au cœur de l'Europe.

L'Éémien correspond à l'avant-dernière période interglaciaire du Quaternaire. L'interglaciaire éémien est postérieur au glaciaire saalien et se termine avec l'entrée dans le glaciaire weichsélien. Il correspond à la première partie du stade 5 (5e) dans la chronologie isotopique marine (entre environ -131 et -114 ka). Le cycle glaciaire constitué par l'Éémien et le Weichsélien constitue le Pléistocène supérieur.

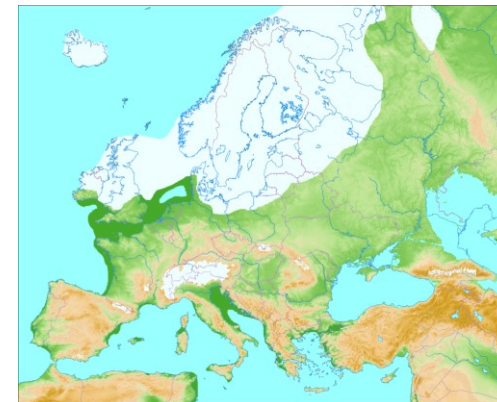
La glaciation saalienne est le nom donné en Europe septentrionale aux manifestations de l'avant-dernière glaciation du Quaternaire qui a duré entre -230 et -130 ka environ (stade isotopique 8 à 6 de la chronologie isotopique).
 Le Saalien est corrélé au Riss dans la nomenclature alpine.
 Les peuplements humains du Saalien (*Homo neandertalensis*) sont les auteurs de la production lithique moustérienne du Paléolithique moyen (outillage riche en racloirs, apparition et généralisation du débitage Levallois, apparition pour la France septentrionale du débitage laminaire, continuité du façonnage des bifaces).

Le Holsteinien ou Interglaciaire Mindel-Riss s'intercale comme son nom l'indique entre la glaciation de l'Elstérien ou Mindel qui le précède et la glaciation du Saalien ou Riss qui le suit.

La glaciation elstérienne est la plus ancienne et la plus étendue des trois glaciations du Pléistocène en Europe du Nord. Elle est temporellement corrélée à la glaciation du Mindel dans les Alpes. On estime qu'elle s'est déroulée entre -400 et -320 ka avant notre ère. Elle succède à l'interglaciaire cromérien.

MIS	Âge	Stratigraphie	Biozones	Contexte culturel	Gisements France septentrionale
2				Paléo. Final	Conty / Dourges 0,012 Ma
3				Paléo. supérieur	
4	60 ka	Weichsélien = Würm	26	Paléolithique	Hénin-sur-Cojeul
5a					Beauvais / Ault
à					Bettencourt-Saint-Ouen
5d					Mont-Dol
5e	110 ka	Eemien = IG R/W	25	moyen	Le Rozel
6	130 ka				Caours 0,126 Ma
7	190 ka	Saalien = Riss	24	Paléolithique	Gentelles / Arques / La Cotte de St-Brelade
8	240 ka				Piégu / Tourville D / Montières / Moru / Sempigny
9	300 ka				Biache-Saint-Vaast / Ranville
10					Argoeuves
11	400 ka	Holsteinien	22	Paléolithique	Cagny-l'Épinette / Cléon
12		Elstérien = Mindel			
13	500 ka	Cromérien	21	inférieur	Cagny-la-Garenne II / La Celle
à					Cagny-la-Garenne I
22					Abbeville (Carpentier/Léon)
23	900 ka	Bavélien	20		Wissant
à					
31	1,1 Ma				Saint-Prest 0,781 Ma

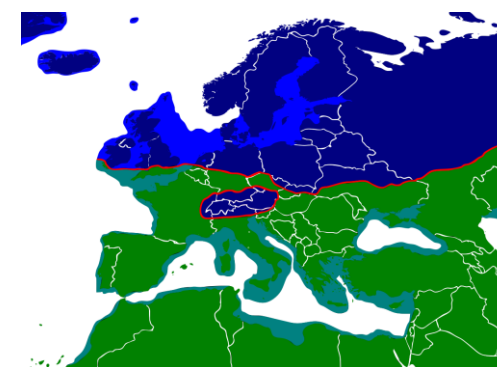
↑ **Pléistocène supérieur** ↓
↑ **Pléistocène moyen** ↓



Extension glaciaire au Vistulien



Limites de l'extension glaciaire au Saalien (en jaune) et au Vistulien (en rouge)



Extension maximale de la calotte glaciaire en Europe à l'Elstérien

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 proviendra à la fois de la cryoclastie et de l'érosion des altérites formés lors de l'interglaciaire précédent et également du remaniement des placages de **loess*** préexistants.

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

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 contenues dans la couche active seront alors mobilisés par de puissantes **coulées de solifluxion** qui emprunteront les vallons.

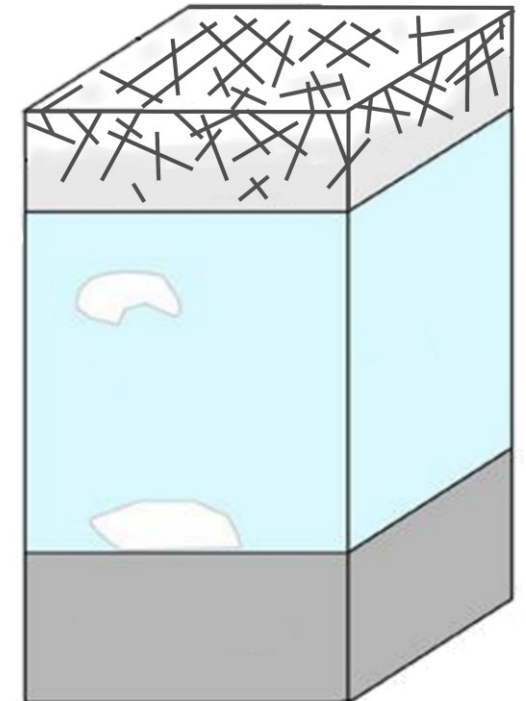
Ce sont ces coulées qui sont à l'origine des heads.

** **loess** : 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.*

couche active (ou mollisol)
= partie du sol
qui dégèle saisonnièrement

pergélisol ou permafrost
= partie du sol qui ne dégèle
pas pendant au moins
2 années consécutives

terrain non gelé



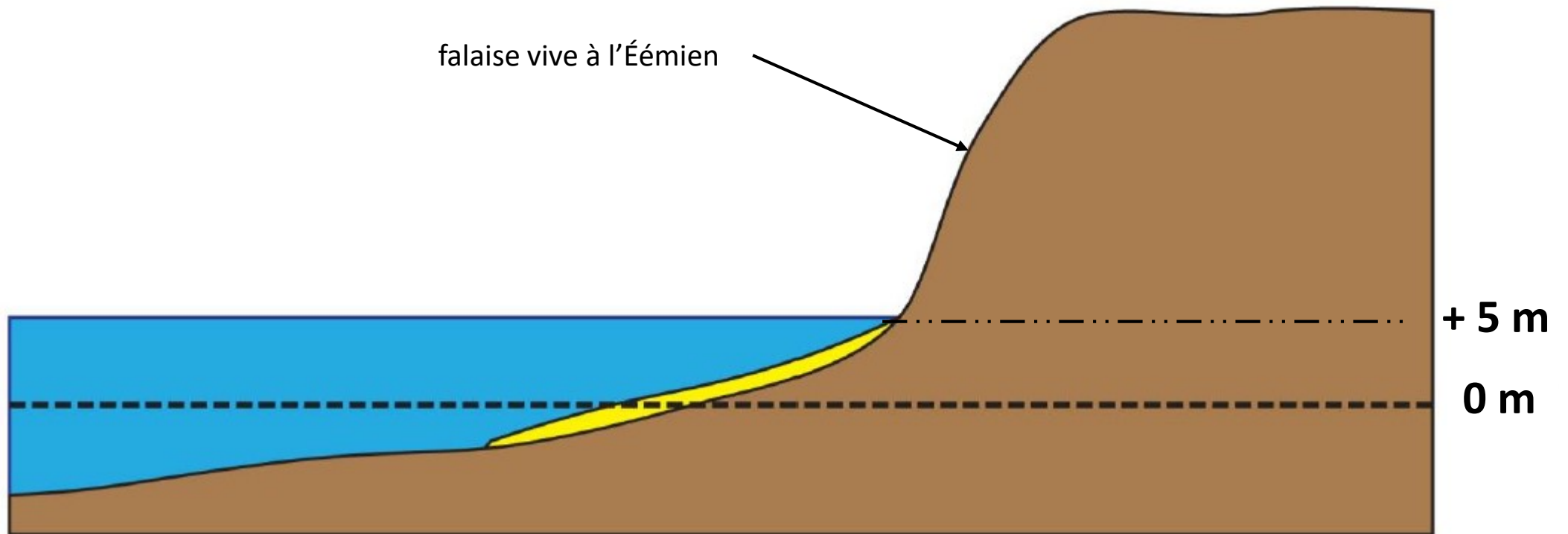
Lors de la formation des heads pendant les périodes froides (Saalien et Weichsélien), le niveau de la mer était plus bas (jusqu'à 110 m plus bas au Weichsélien) et la ligne de rivage se trouvait beaucoup plus au large.

Les heads s'étendaient alors sur tous ces territoires exondés.

Lors du retour de la mer à l'Holocène (- 12000 ans - dernier interglaciaire), les heads ont été érodés.

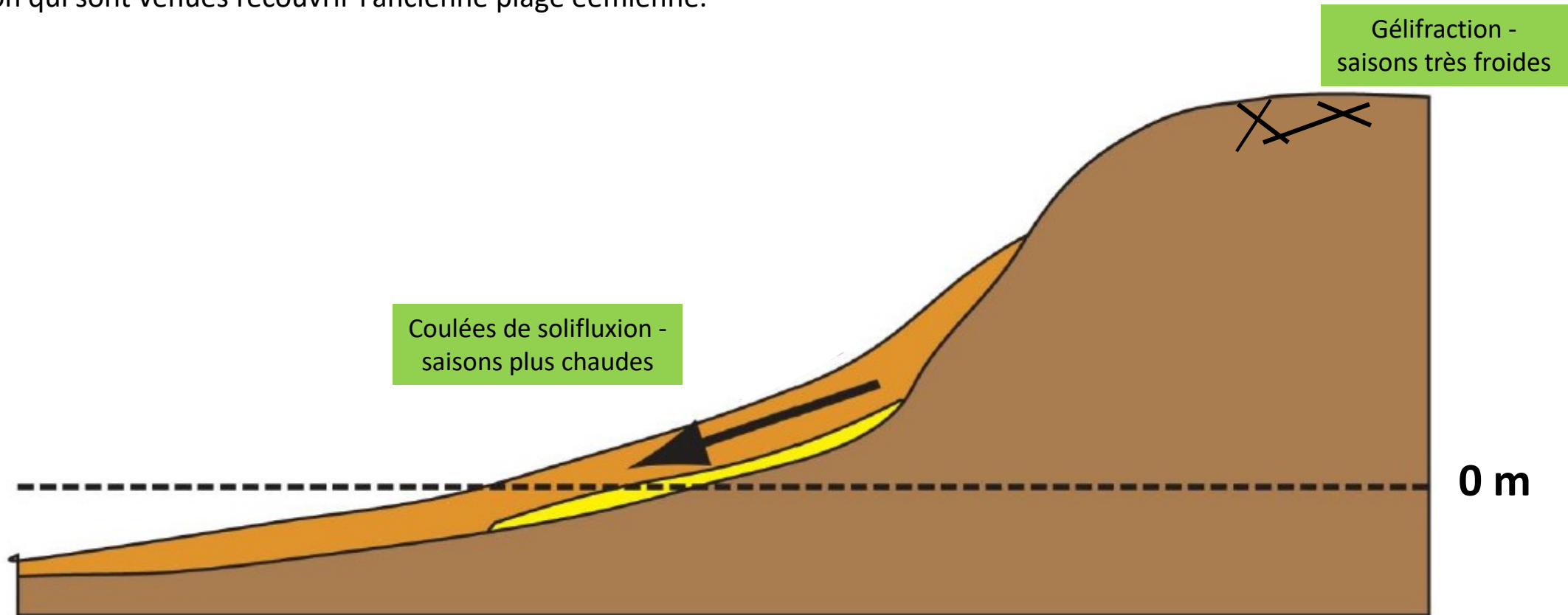
Raisonnement pour le dernier cycle interglaciaire/glaciaire Éémien-Weichsélien

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 de falaises vives.

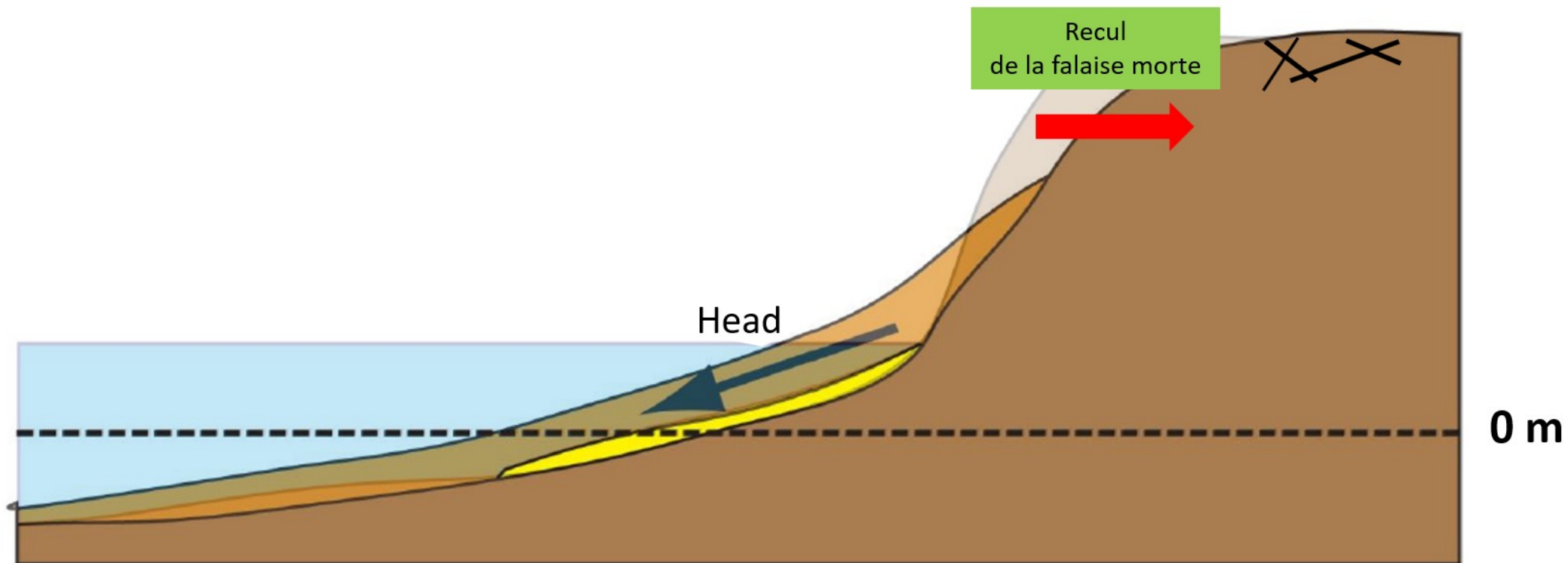


Lors du glaciaire suivant, le Weichsélien, l'eau des océans étant mobilisée sous forme de glace dans l'inlandsis eurasiatique (calottes anglo-irlandaise et fennoscandienne), le niveau de la mer a baissé. Il était à 110 m sous le niveau actuel.

Sur l'ancien littoral d'Écalgrain, les falaises vives sont devenues des falaises mortes. Leurs parties supérieures subissaient la gélifraction pendant les saisons froides ; puis au cours des saisons relativement plus chaudes, leurs couches actives alimentaient des coulées de solifluxion qui sont venues recouvrir l'ancienne plage éémienne.

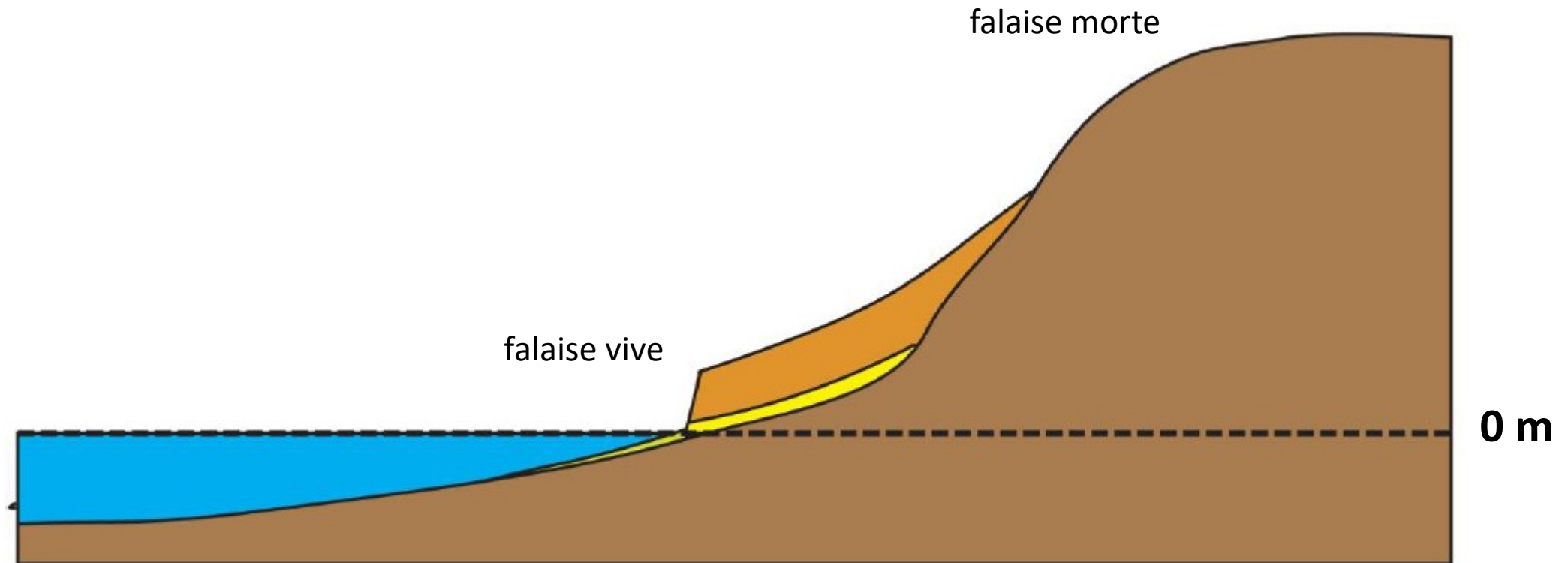


Parallèlement, bien évidemment, la falaise morte reculait avec le temps. Progressivement, elle a pris une forme plus émoussée, sa silhouette s'est adoucie.



Depuis 12 000 ans, début de l'interglaciaire actuel (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 incisaient par le haut pour rejoindre la mer.

Et comme le niveau marin est aujourd'hui 5 m au-dessous de son niveau à l'Éémien, on doit en toute logique s'attendre à retrouver cette plage éémienne fossile au pied de la falaise vive actuelle.



Réponse :

Effectivement, on trouve 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.

Elle se serait donc formée au cours de l'interglaciaire Éémien.

Discussion :

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

On observe sur la falaise deux heads surmontés chacun par un horizon de lœss (page 130).

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 ?

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

Deuxième hypothèse :

S'il n'y a pas de plage éémienne perchée au milieu de la falaise, alors les deux doublets pourraient appartenir à une seule et même période glaciaire, le Weichsélien. Et dans ce cas, on est obligé de faire intervenir un simple épisode de réchauffement intra-Weichsélien qui les séparerait sans variation du niveau marin.



Plage éémienne ou holsteinienne ????

Rivière du Moulin

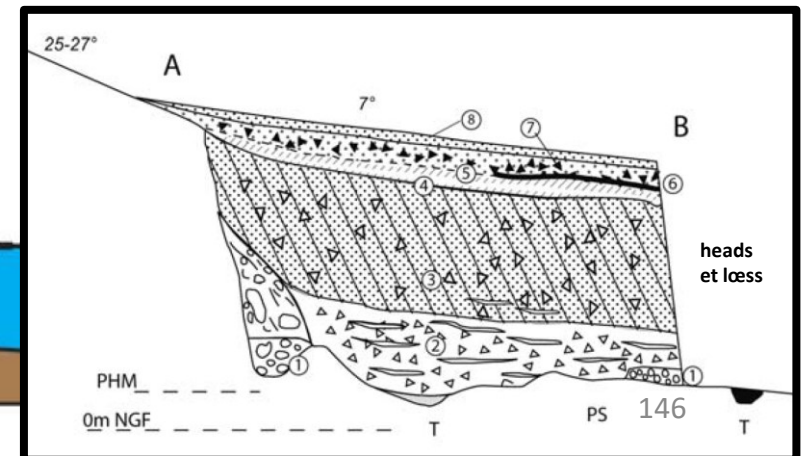
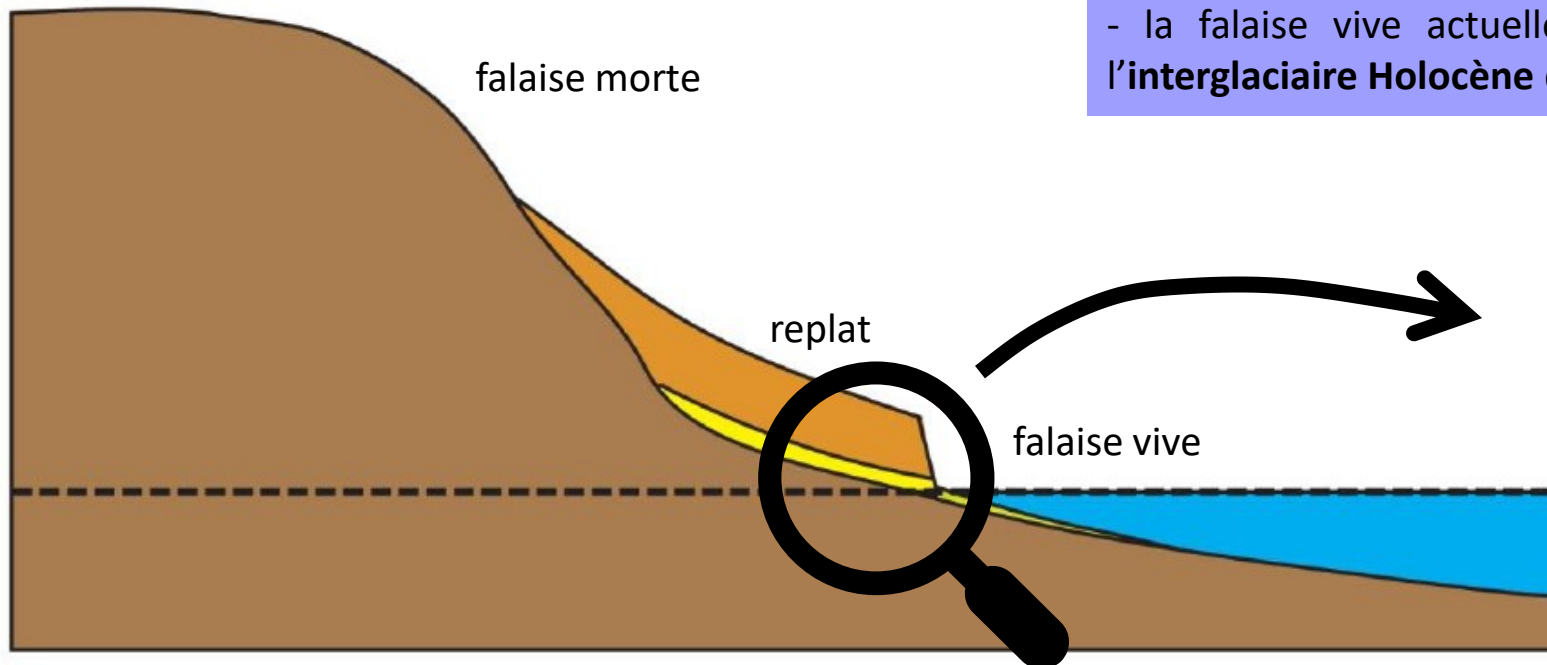
Synthèse



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

Si l'on se place dans le cas de la deuxième hypothèse de la page 144 :

- 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 par rapport au niveau actuel),
- la falaise vive actuelle est le témoin d'un nouvel interglaciaire : **l'interglaciaire Holocène** dont le niveau marin continue à s'élever !!



❖ **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'orogénèse varisque. Il a été déversé vers le Sud.

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

N

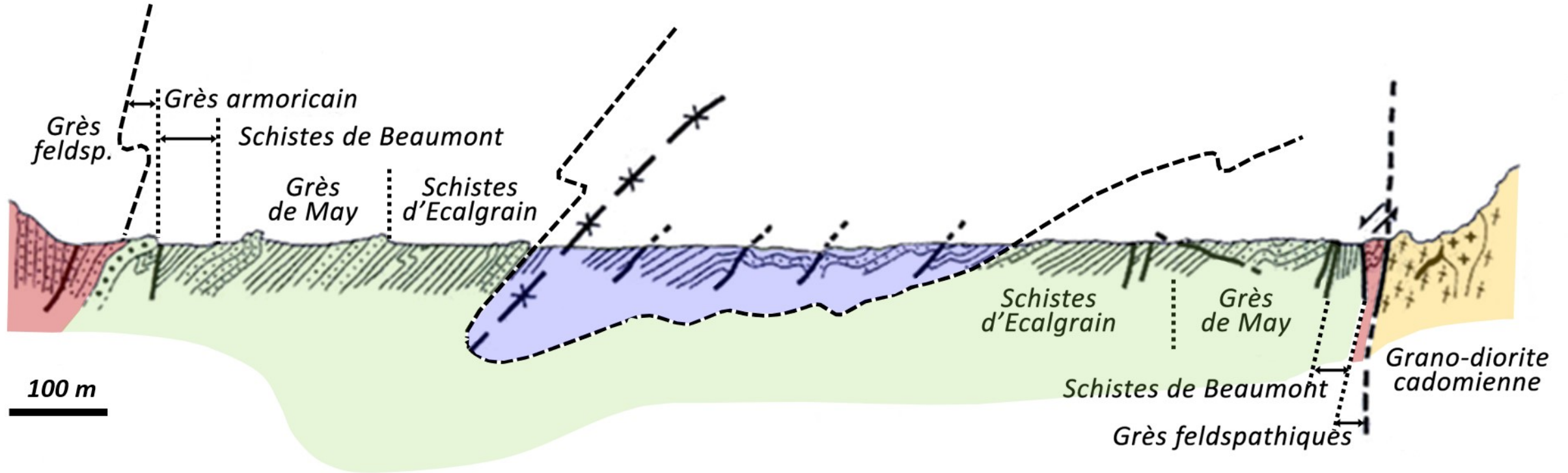
S

CAMBRIEN

ORDOVICIEN

SILURIEN

PROTÉROZOÏQUE



Coupe du Synclinal de Jobourg au niveau de la Baie d'Écalgrain

(d'après les travaux de L. Dupret, F. Gresselin et J. Le Gall)

Légende

Formations quaternaires

- 1- Heads et loess de la falaise vive
- 2- Plage fossile éémienne ou holsteinienne ?

Série paléozoïque

- 3- Silurien (Grès gris) et pli synclinal
- 4- Ordovicien
 - 4c : Schistes d'Écalgrain
 - 4b : Grès de May
 - 4a : Schistes de Beaumont (bleu noir)
- 5- Cambrien (Grès feldspathiques)

Magmatisme varisque

- 6- Filons de dolérite

Magmatisme cadomien

- 7- Granodiorite du Thiébot

Pointe de la
Côte soufflée

Parking – Pique-nique

3

2

4c

1

4b

4a

5

7

6

Échelle 1 : 4 000

0 — 50 m

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, noire. Ils proviennent de la consolidation de vases riches en matières organiques. Ils présentent un aspect rubané du fait de la présence de lits plus gréseux.





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.

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

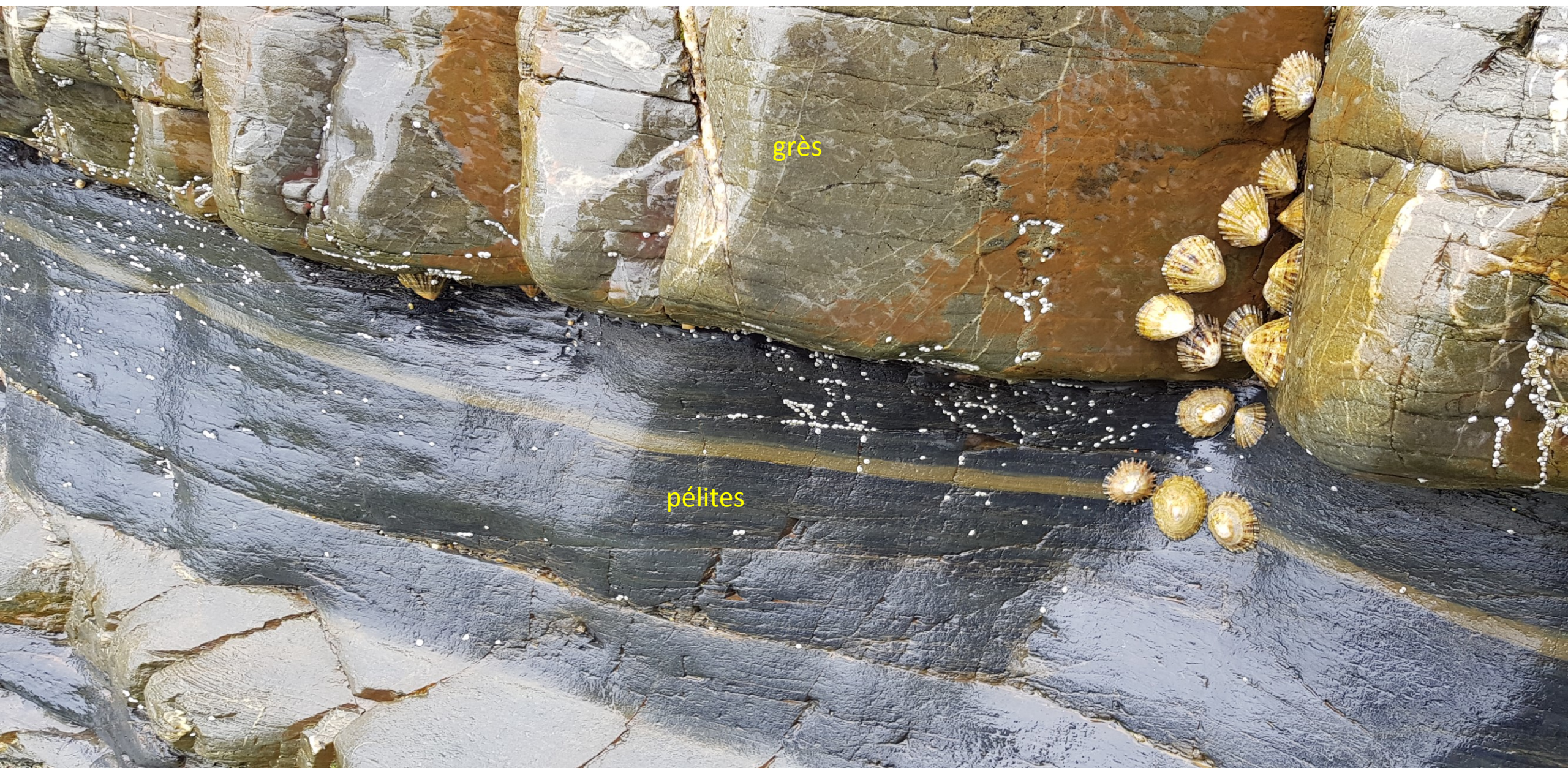
Entre les bancs de grès en relief, s'intercalent des niveaux plus tendres et sombres constitués de pélites. Ces pélites proviennent de la consolidation de vases riches en matières organiques déposées en milieu calme.

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

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



**Alternance
rythmique
de niveaux
gréseux et
pélitiques
dans les Grès
de May**





**Ripple-marks
sur bancs
gréseux**

direction du
paléocourant



Traces de terriers (?) vues de dessus



**Barre
gréseuse et
passée
pélique**

**Variation
d'épaisseur
d'un banc de
grès =
mégaride**





**Recherche de la
petite bête !
Essai d'extraction
de Trilobites ?**

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 d'un milieu deltaïque au Cambrien 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).

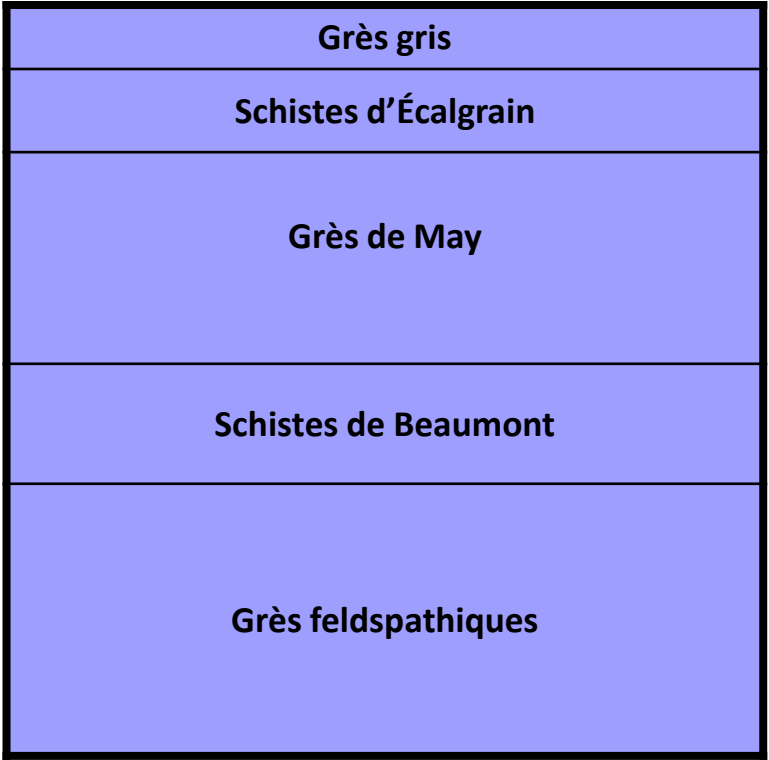
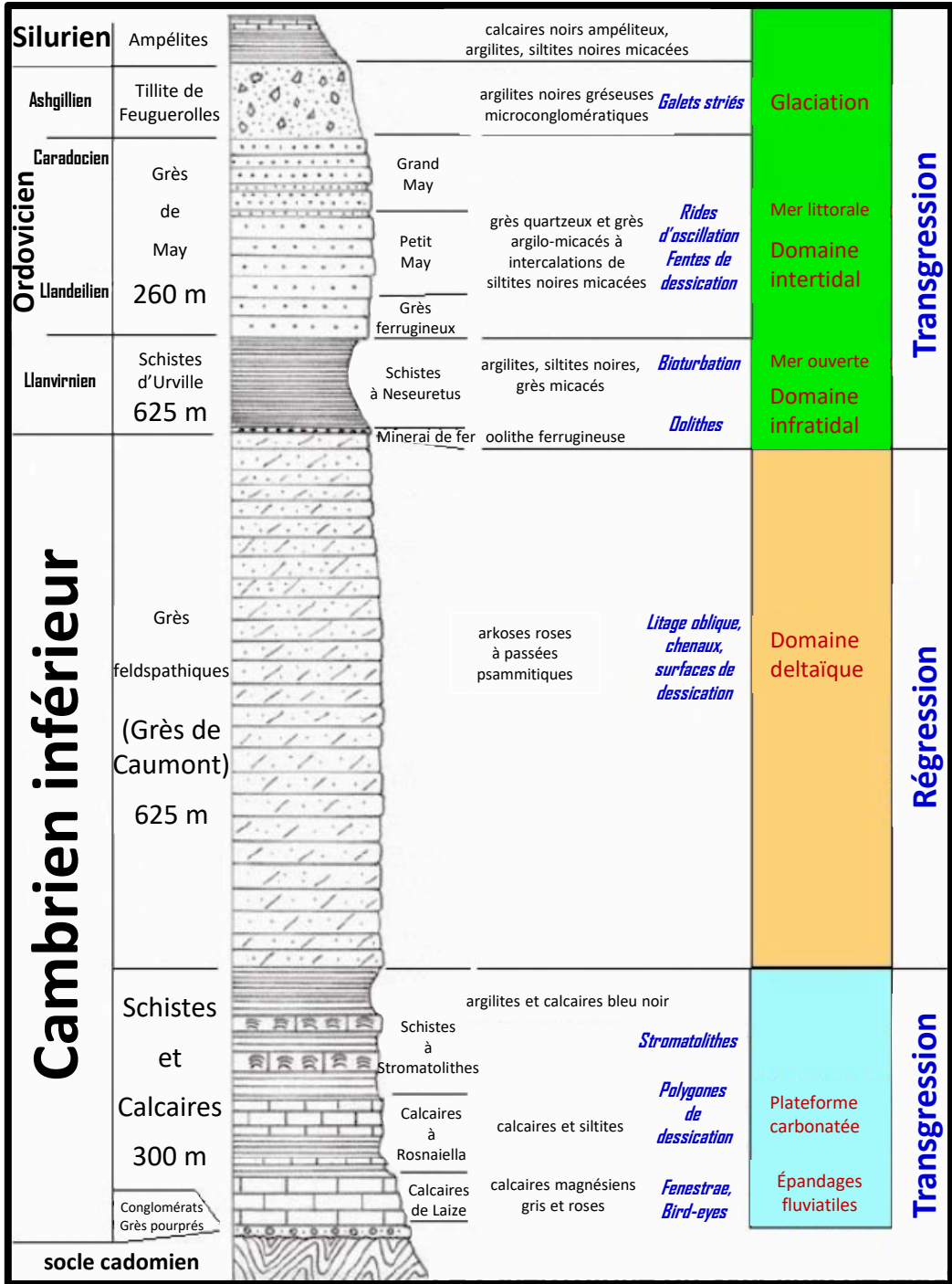
NB : Sur la page suivante, ont été mises en parallèle les formations paléozoïques de la Vallée de la Laize et de la Baie d'Écalgrain.

Schistes d'Urville



Formations
azoïques ou avec
fossiles mais
sans valeur
stratigraphique
(Stromatolithes = fossiles de
faciès difficilement
déterminables)

Poudingues et
Grès pourprés



Série paléozoïque de la Baie d'Écalgrain

Série paléozoïque du Bocage normand



Grès de May

Schistes de Beaumont

Grès feldspathiques

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, avec 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, composition finalement assez proche de celle du granite (à l'amphibole près). Mais à la différence du granite, le feldspath dominant dans la granodiorite est le feldspath plagioclase qui participe en partie à sa couleur verte.



Granodiorite



Granodiorite

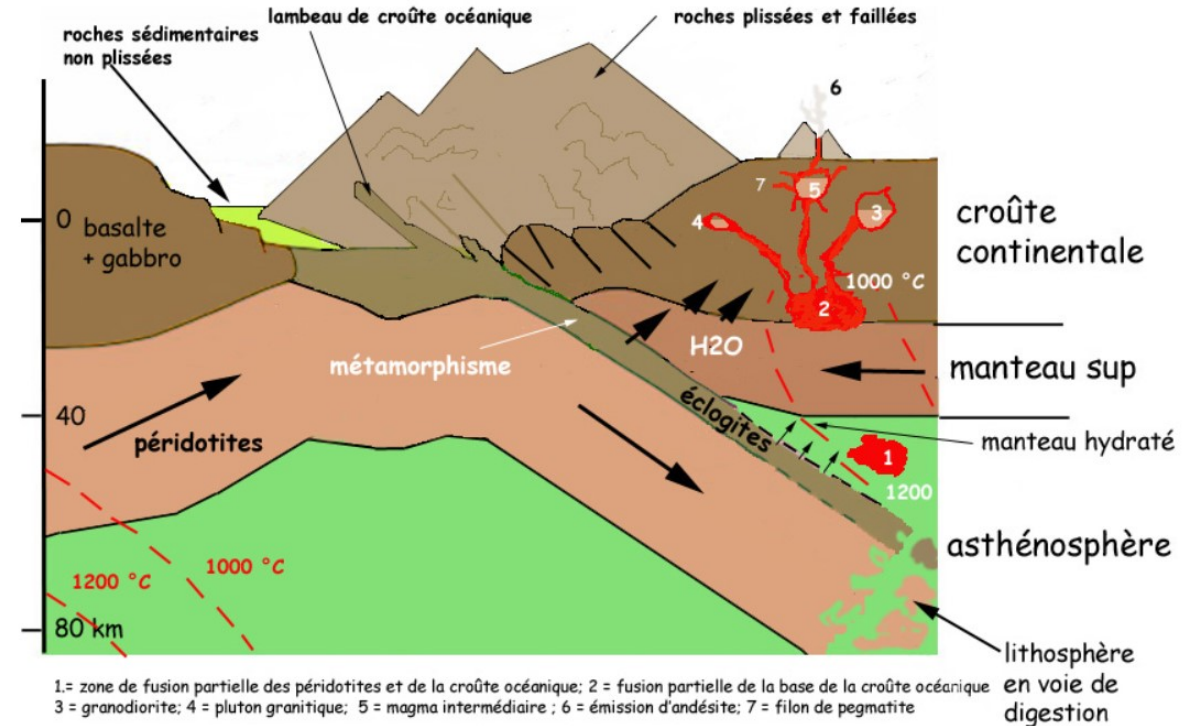
Dans quel contexte s'est formée la Granodiorite du Thiébot ?

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 (voir figure ci-dessous) :

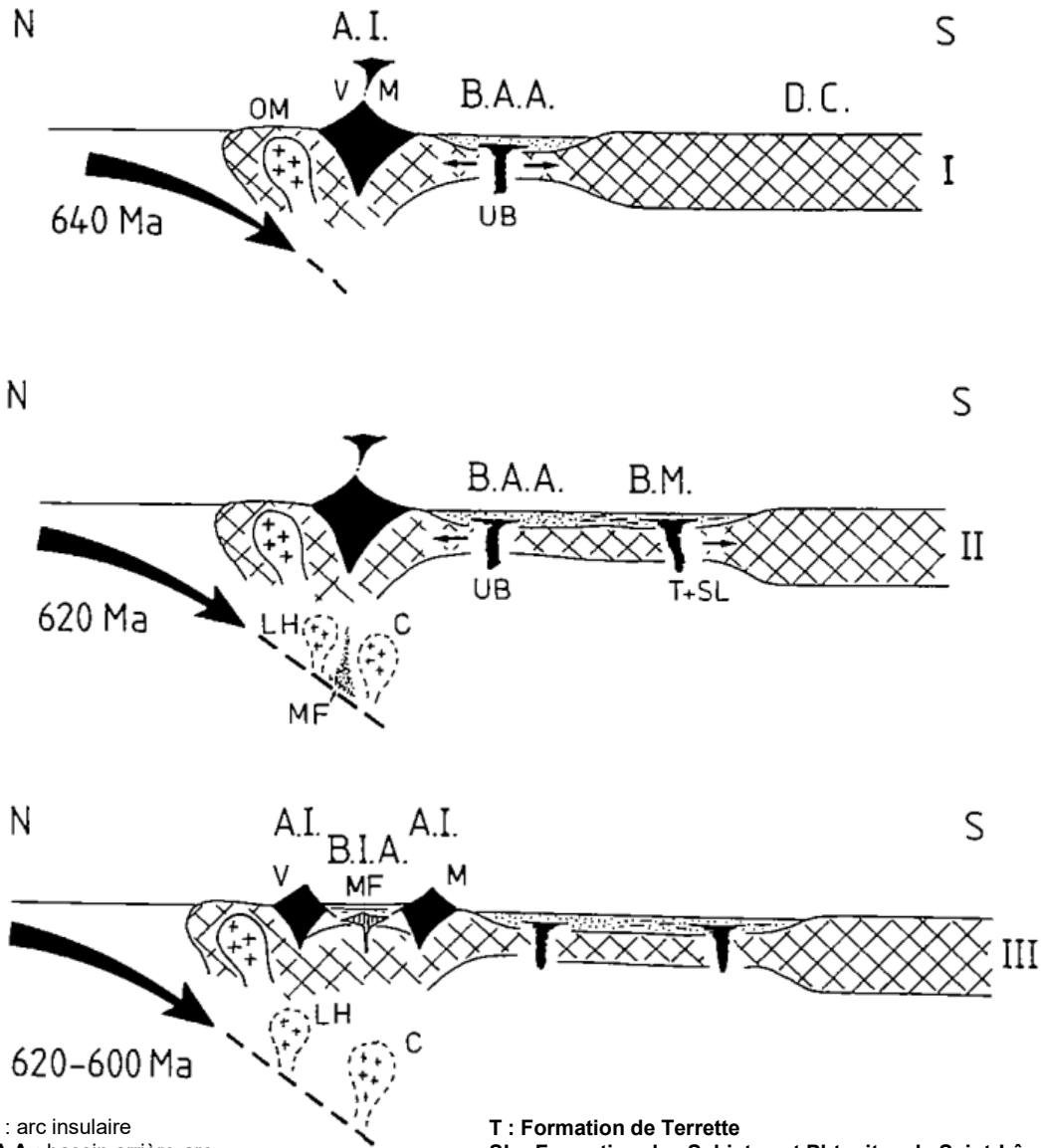
- la granodiorite, roche magmatique de profondeur ou plutonique, dans la partie inférieure de la croûte continentale chevauchante,
- l'andésite, roche magmatique de surface ou volcanique, en surface (volcanisme andésitique à dynamisme explosif).

Dans le cadre de l'orogénèse 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 lors de la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Celtique (ou de la Manche) sous la microplaque armoricaine alors dépendante au Cadomien (- 600 Ma) du Proto-Gondwana



Genèse du magmatisme dans une zone de subduction

Evolution géodynamique dans le Cotentin au tout début de l'orogénèse cadomienne



Vers - 660, - 640 Ma, la croûte océanique de l'Océan Celtique (encore appelé Océan de la Manche) subducte sous la marge icartienne (Nez de Jobourg, Osmonville, Gréville).

Cette subduction entraîne la formation d'un arc insulaire (A.I.), formation qui se manifeste :

- par un magmatisme calco-alcalin dont les traces apparaissent à la Hague avec les diorites du Moulinet (OM) pour le futur arc insulaire frontal

- par un magmatisme calco-alcalin représenté par les granodiorites, amphibolites et orthogneiss du Val de Saire (V) et un volcanisme effusif avec les épanchements tholéitiques de Montsurvent (M) pour le futur arc interne.

En arrière de cet arc volcanique, la distension de la marge continentale provoque l'ouverture d'un bassin arrière-arc (B.A.A.) où se mettent en place des roches ultrabasiques et des amphibolites (UB).

Vers - 620 Ma : en arrière de ce système arc – bassin arrière-arc, la distension de la marge continentale se poursuit ce qui provoque l'élargissement du bassin arrière-arc qui finalement s'océanise.

Dans ce bassin marginal actif s'accumulent des sédiments terrigènes contenant des niveaux de phanites (Formation des Schistes et Phtanites de Saint-Lô – SL ; Formation turbiditique de Saint-Pair) et des intercalations volcaniques à caractère tholéitique distensif (Basaltes à pillow-lavas de la Formation de la Terrette - T).

Entre - 620 et - 600 Ma : la subduction est toujours en cours. La distension continue dans le bassin arrière-arc. Mais surtout l'activité volcanique prend de l'ampleur dans l'arc volcanique lui-même (A.I.) certainement à cause d'un phénomène de roll-back.

Les épanchements volcaniques tholéitiques qui s'y produisent sont à l'origine de la Formation des Mortes Femmes (MF). Le Briovérien inférieur de la Formation des Mortes Femmes est composé de basaltes et de rhyolites associés à des tuffites, cinérites et quelques brèches volcaniques parcourues par de nombreux filons.

Ces tholéites distensives signent l'ouverture d'un bassin intra-arc cadomien (B.I.A.).

Ce bassin intra-arc permet d'expliquer la partition en deux branches de l'arc insulaire : la branche de Vast (V) au Nord (= arc frontal) et la branche de Montsurvent (M) au Sud (= arc interne).

A.I : arc insulaire
 B.A.A : bassin arrière-arc
 OM : orthogneiss du Moulinet
 LH : plutonisme calco-alcalin de la Hague
 V : formation de Vast (arc frontal)

T : Formation de Terrette
 SL : Formation des Schistes et Phtanites de Saint-Lô
 MF : formation des Mortes Femmes
 C : diorite de Coutances
 M : formation de Montsurvent (arc interne)

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

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



Le Cambrien est bien chahuté ! - Vue de la surface plane de l'estran

Un bloc va permettre d'interpréter ces observations.

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

À la base du bloc, elles sont horizontales puis elles se courbent, deviennent concaves vers le haut.

Ces déformations tectoniques indiquent donc un mouvement relatif du bloc vers la gauche de la photographie, vers le large !

À l'interface bloc / surface de l'estran, on voit également très nettement une fracture, plus précisément un plan de fracturation incliné (pendage ?).

Sur la surface de l'estran, on a ici noté rien de particulier.

L'interprétation est la suivante :

Le compartiment renfermant le bloc s'est déplacé relativement vers la gauche par rapport au compartiment de l'estran où se trouve Gaston Godard.

Le plan de fracturation souligne par conséquent un décrochement cisailant.

Ici, le cisaillement est senestre.





Vue d'ensemble du bloc

**grossissement
de la zone
encadrée**



Vue de détail



Maintenant, si l'on parcourt l'estran au voisinage 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 fragilisé que la mer a pu facilement éroder et creuser.

Pour la série paléozoïque de la Baie d'Écalgrain, la Granodiorite du Thiébot représente le socle.



Granodiorite
du Thiébot
(Cadomien)

couloir tectonisé

bloc de grès
feldspathique
(Cambrien)

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 :

Le filon de dolérite s'est donc mis en place postérieurement à celle de 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'orogénèse varisque.

Question :

Mais alors pourquoi ce filon n'a-t-il pas coupé la couverture paléozoïque ?

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'orogénèse 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 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. Elle aurait donc une origine « allochtone » et serait venue chevaucher le socle lors d'une phase de serrage plus tardive de l'orogénèse varisque. Ainsi, le couloir tectonisé qu'on a observé précédemment aurait une importance majeure ; ce serait à la fois la marque d'un cisaillement **et** d'un chevauchement. 181

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

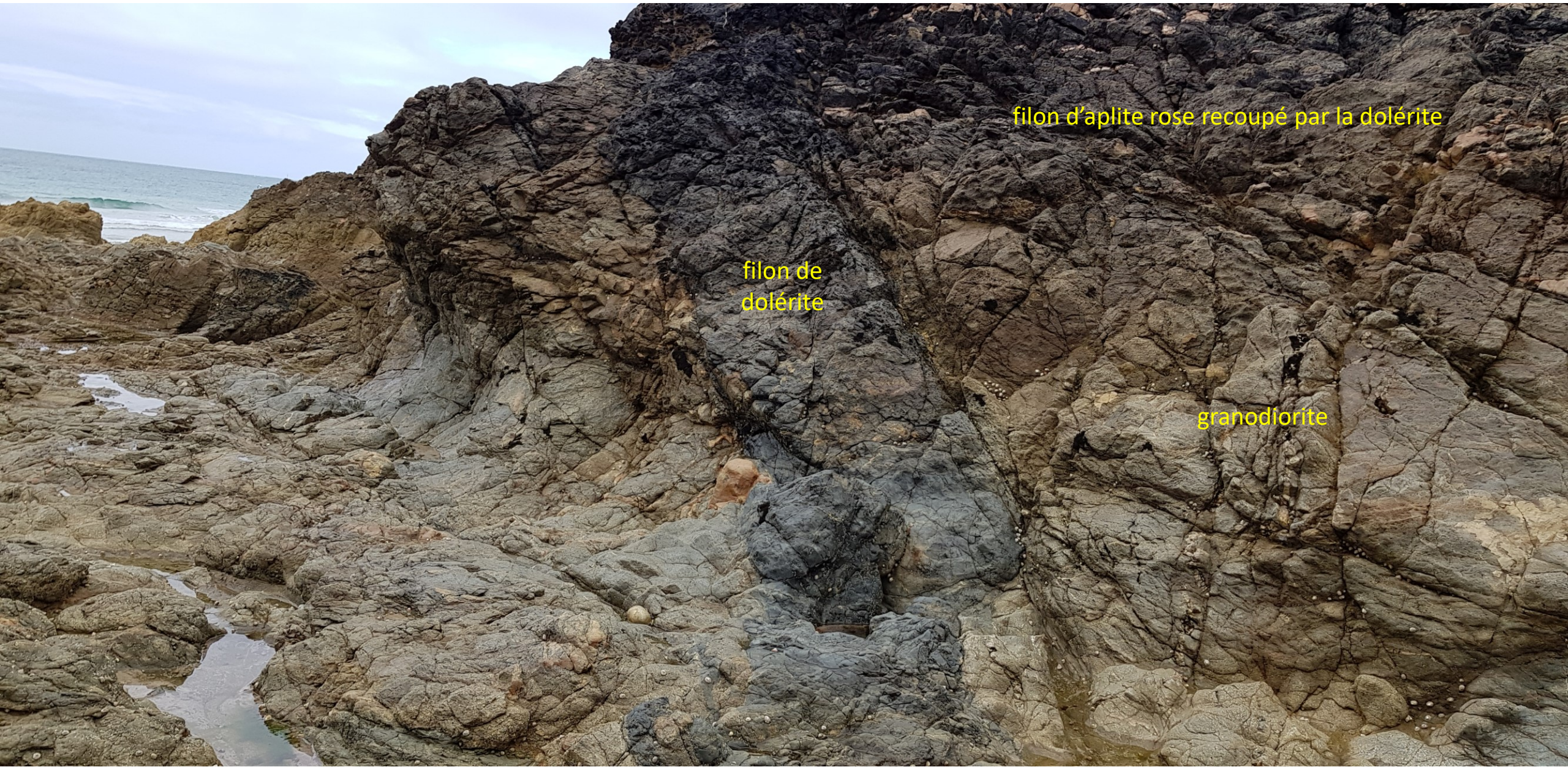
On constate alors qu'il s'interrompt ; puis on le retrouve quelques mètres plus loin, décalé par une fracture.

De part et d'autre de cette fracture, sur ses deux lèvres, le filon s'effiloche, s'étire jusqu'à disparaître peu à peu

Il était donc relativement ductile lorsqu'il s'est rompu.

L'analyse de cet accident montre qu'il a subi un cisaillement dextre, peut-être contemporain du cisaillement senestre mis en évidence au niveau du contact Grès feldspathiques (Cambrien) et Granodiorite du Thiébot .

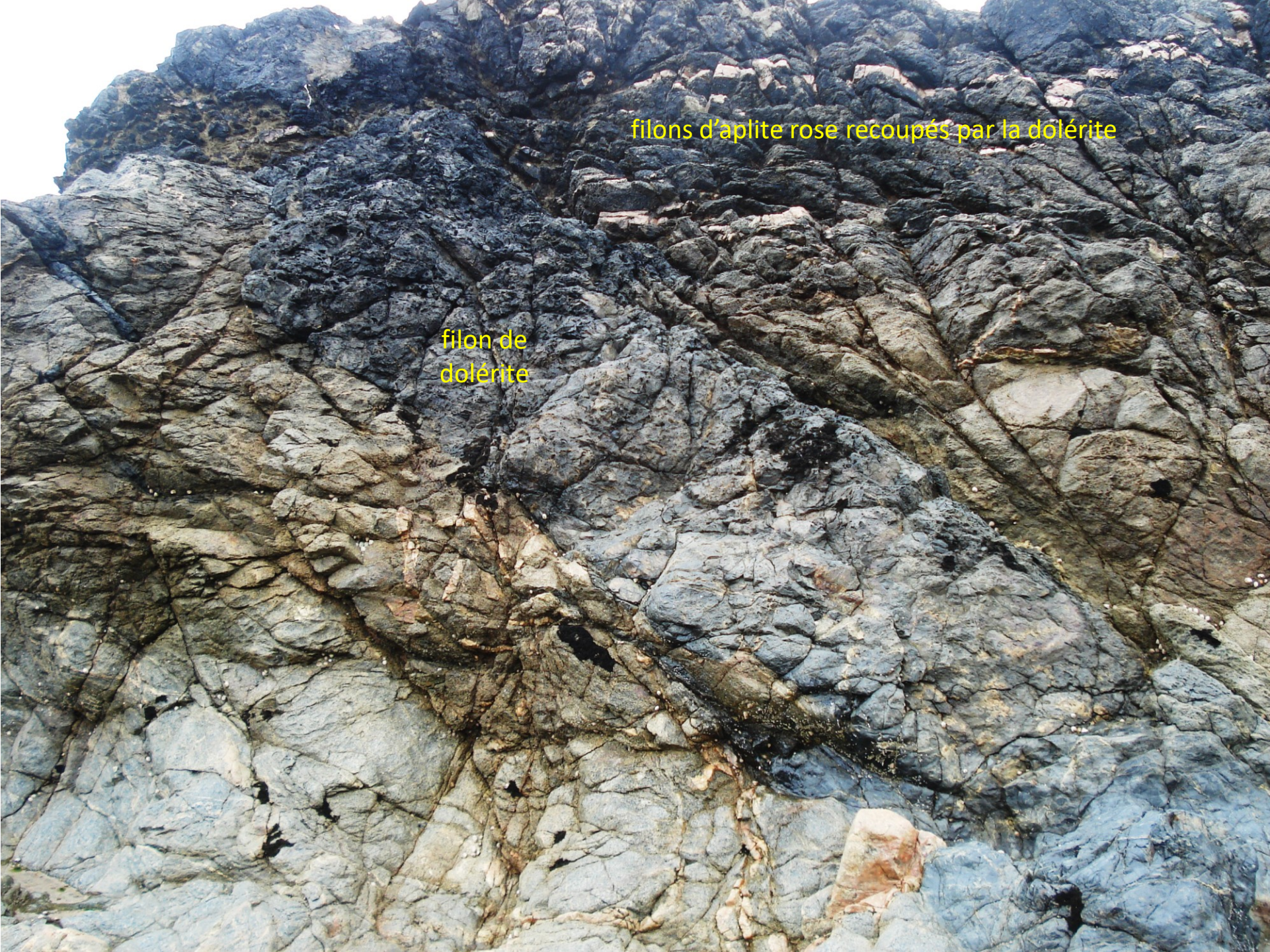




filon d'aplite rose recoupé par la dolérite

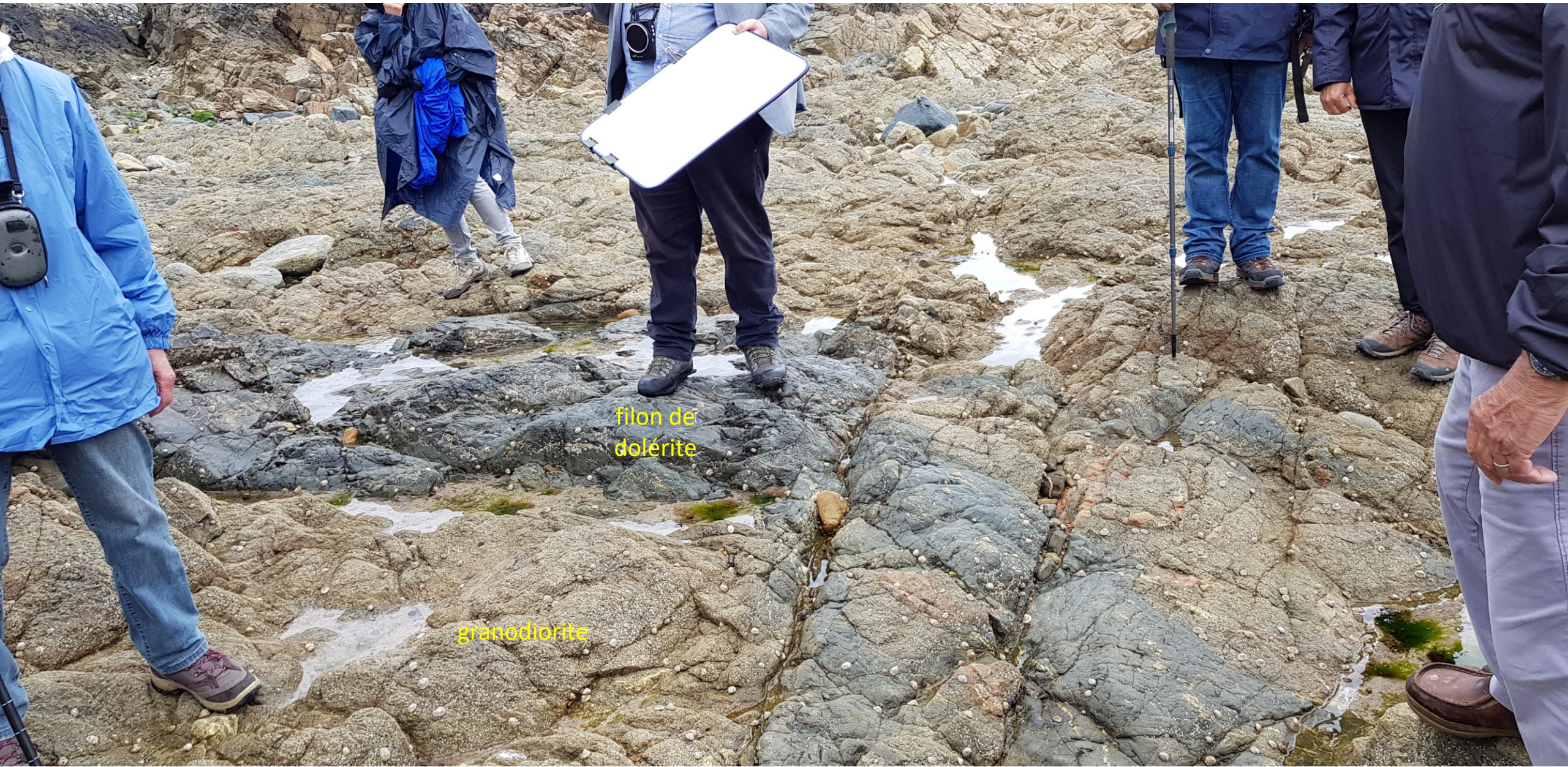
filon de dolérite

granodiorite



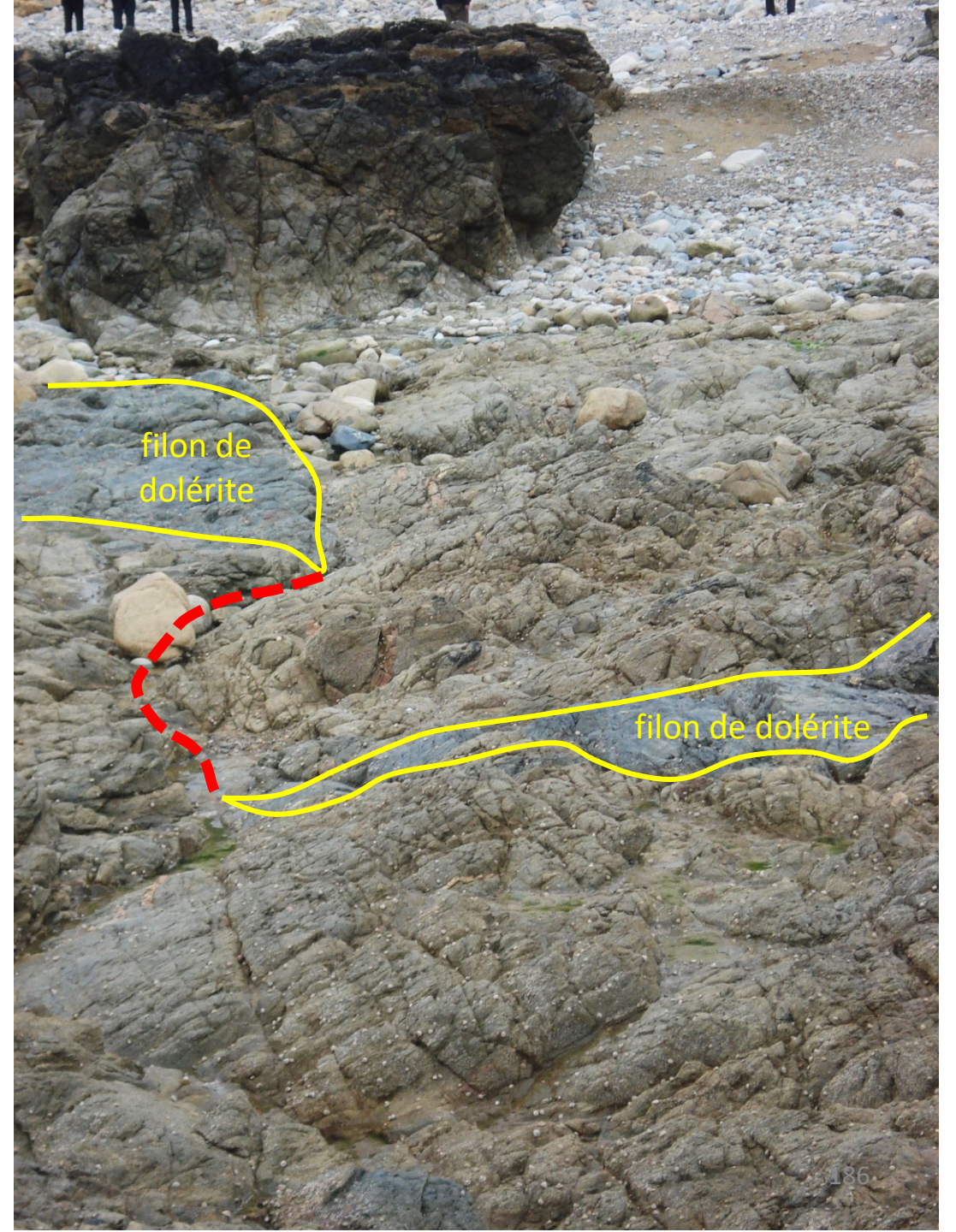
filons d'aplite rose recoupés par la dolérite

filon de dolérite



filon de
dolerite

granodiorite



**Vue de l'estran
à partir du sentier
menant à
l'Anse du Cul Rond**



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'orogénèse 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'orogénèse 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- Orogénèse 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