

Histoire géologique
de la Région des Pays de la Loire
racontée à partir des roches du « Jardin de roches »
du Centre Beautour



Hendrik VREKEN



**Roches 1 : Ensemble cornéenne et granodiorite
de la Haie-Traversaine (53)**

Âge du protolithe sédimentaire de la cornéenne : Briovérien

Âge de la granodiorite : Tardi-cadomien (~ 550-540 Ma)



01
Cornéenne
et granite

Catégorie: Métamorphique
Commune: La Haie - Traversaine (53)
Ère: Protérozoïque
Période: Néoprotérozoïque

580 Millions
d'années



01
Cornéenne
et granite

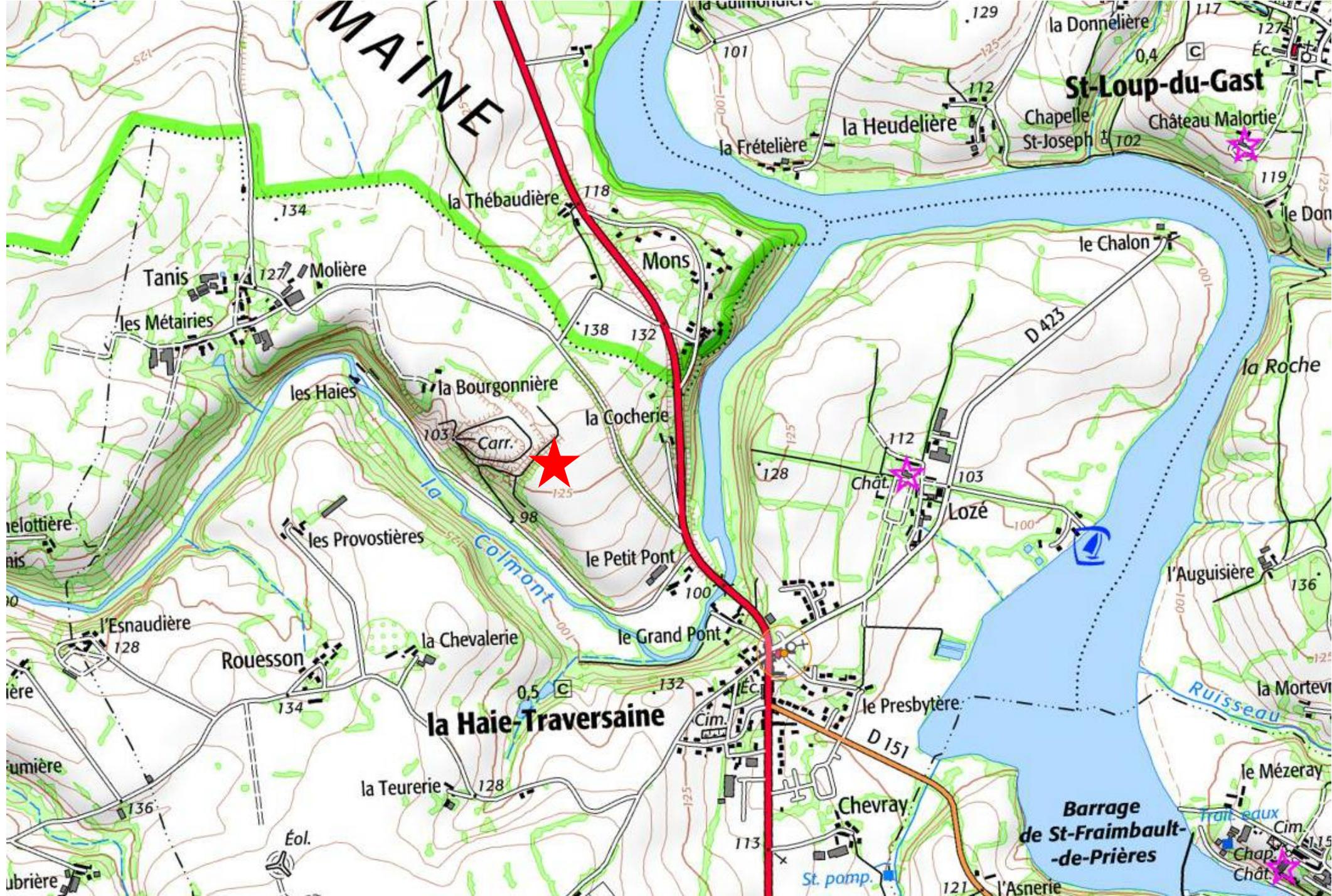
Catégorie: Métamorphique
Commune: La Haie - Traversaine (53)
Ère: Protérozoïque
Période: Néoprotérozoïque

580 Millions
d'années

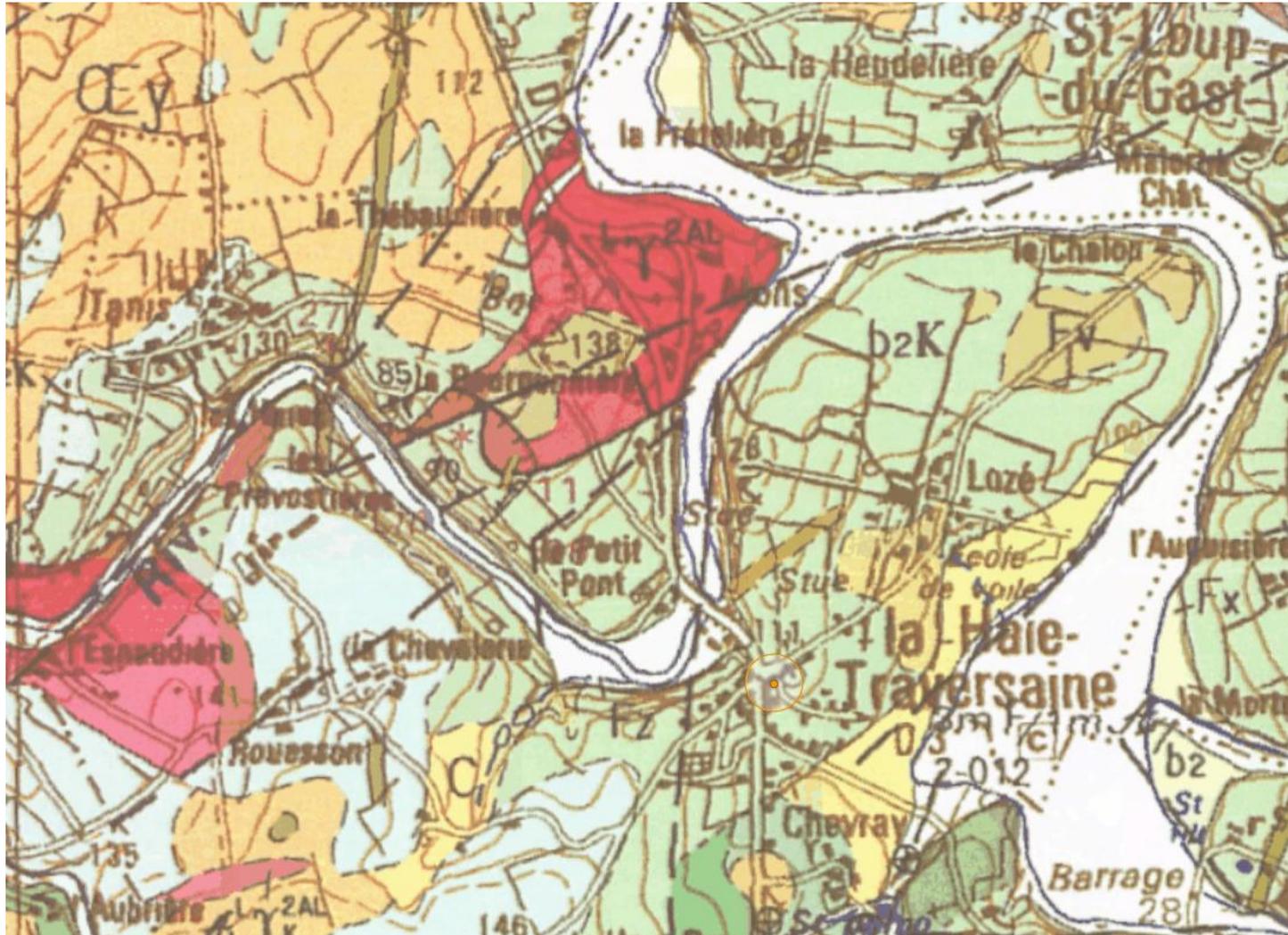
Situation géographique

La carrière se situe sur la rive gauche de la Colmont, affluent de la rivière Mayenne, à 1 km environ au N-O et en amont de la Haie-Traversaine (Département de la Mayenne).









œ Loess quaternaire



b2K Flysch terrigène du Briovérien supérieur



γ² Granodiorite à cordiërite (~ 550-540 Ma)

Géologie

Dans cette carrière en exploitation, il est possible d'observer le contact entre les cornéennes briovériennes et le granite tardi-cadomien. La carrière est également coupée par un filon de dolérite d'âge dévono-carbonifère probablement mis en place à la faveur d'une zone faillée d'axe N 170°.

Un placage résiduel d'alluvions fluviatiles périglaciaires chapote une partie du front de taille Nord de la carrière.

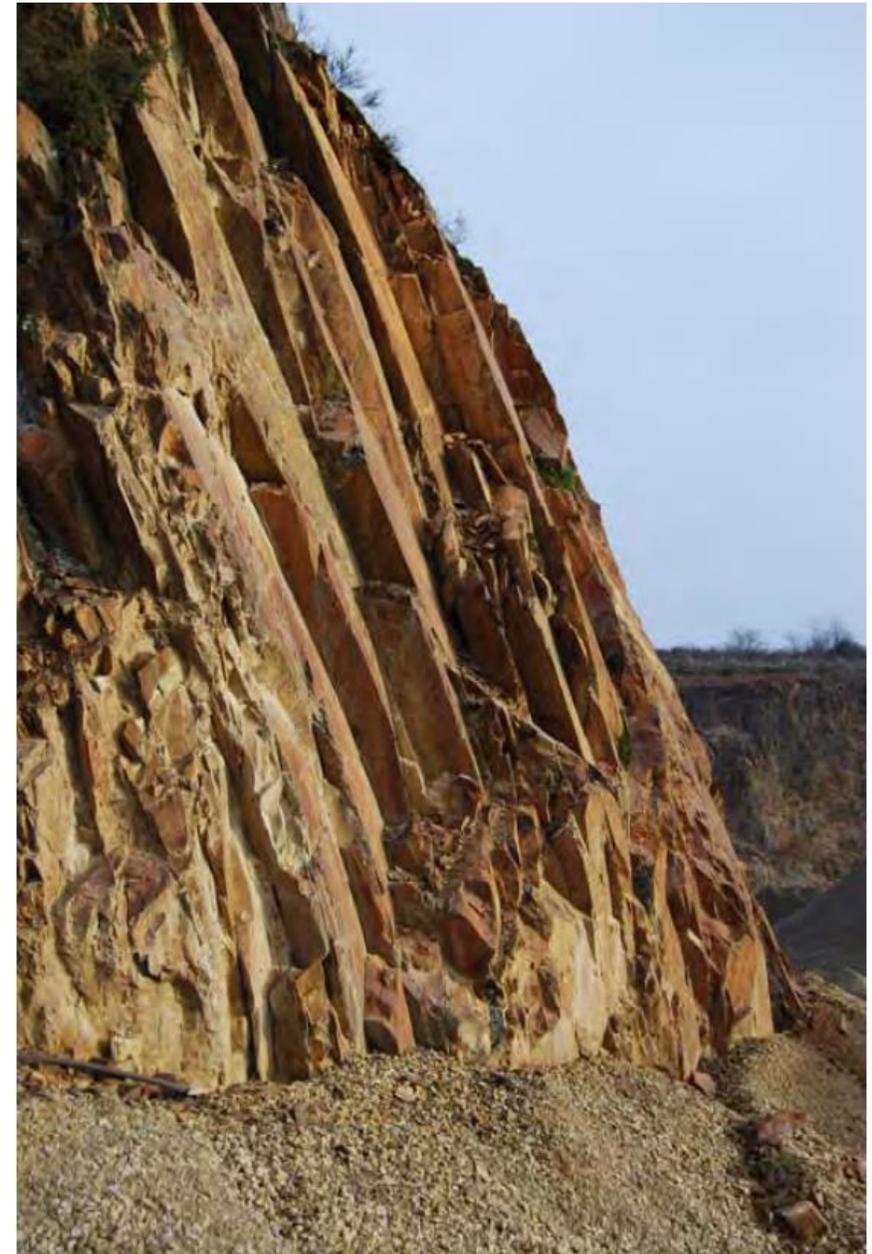
Cornéennes et granite qui affleurent côte à côte appartiennent à **l'Unité géologique de Fougères**.



Contact cornéennes / granodiorite



Détail du contact



Cornéennes à débit prismatique

Le granite de La Haie-Traversaine

Le granite de La Haie-Traversaine est une roche plutôt grise, parfois sombre, constituée de grains ou cristaux visibles à l'œil nu (\Rightarrow c'est une roche grenue ou cristalline), bien soudés entre eux \Rightarrow c'est une roche compacte.

En lame mince, le granite ne montre que des cristaux \Rightarrow c'est une roche holocristalline.

Les cristaux peuvent être de couleurs différentes : blanc, blanc gris, gris couleur gros sel et noir brillant et sont répartis de manière égale dans la roche, c'est-à-dire distribués tout à fait au hasard (il n'y a pas une partie de la roche qui est blanche, une autre partie noire, une autre grise...) \Rightarrow c'est une roche à structure équante (mot de la même famille : « équation », « égal »).

A chaque couleur correspond un minéral bien précis pour lequel on a défini sa formule chimique.

- les cristaux gris couleur gros sel sont constitués de quartz (SiO_2) : ils sont subautomorphes (29%),
- les cristaux blancs gris, de feldspath plagioclase sodique $\text{Si}_{(3-2)}\text{Al}_{(1-2)}\text{O}_8(\text{Na,Ca})$: ce sont des cristaux en grands prismes automorphes, zonés, à cœur d'andésine et à bordure d'albite (26%),
- les cristaux blancs, de feldspath orthose ($\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$) en grandes plages xénomorphes (20%),
- et les cristaux noirs brillants, de mica noir ou biotite $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH,F})_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})$, en lamelles automorphes englobant des rutilés et des zircons (9%).

Accessoirement, on y trouve aussi de la cordiérite pinitisée en cristaux globuleux ou prismatiques (6%) et en moindre proportion, des apatites trapues, des opaques et des tourmalines (3%).

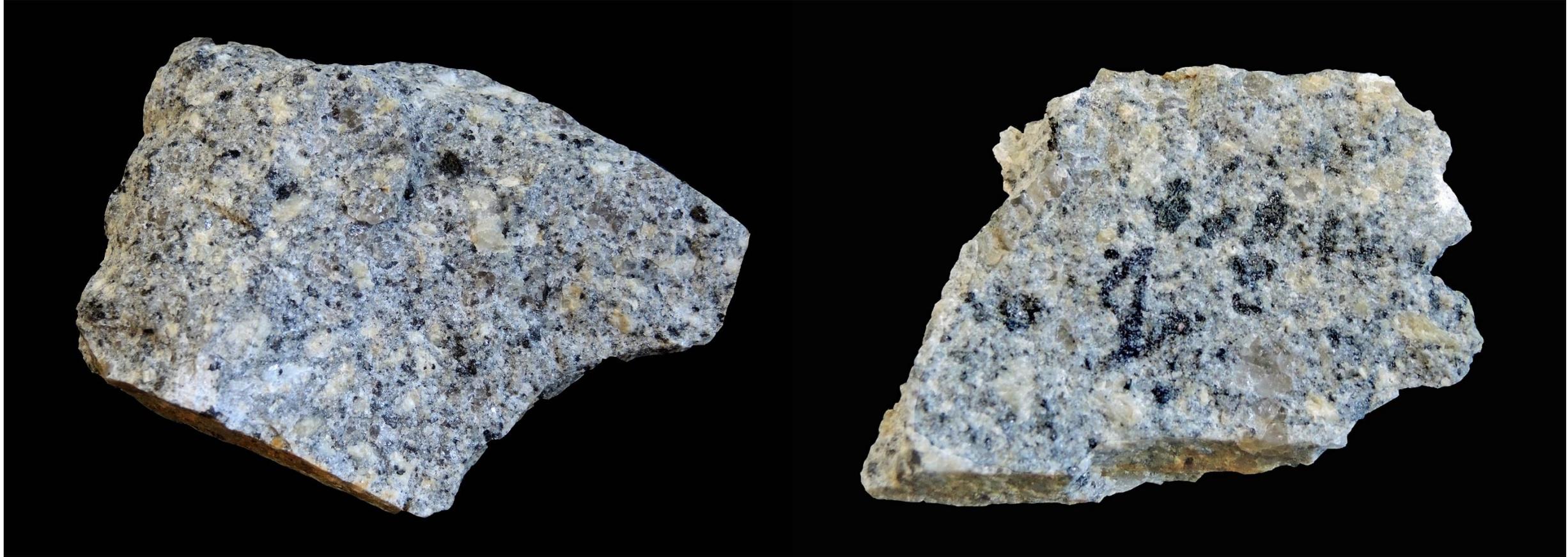
Par sa richesse en plagioclase (il y a plus de plagioclase que de feldspath orthose) et en biotite, le granite de La Haie-Traversaine est précisément une granodiorite.

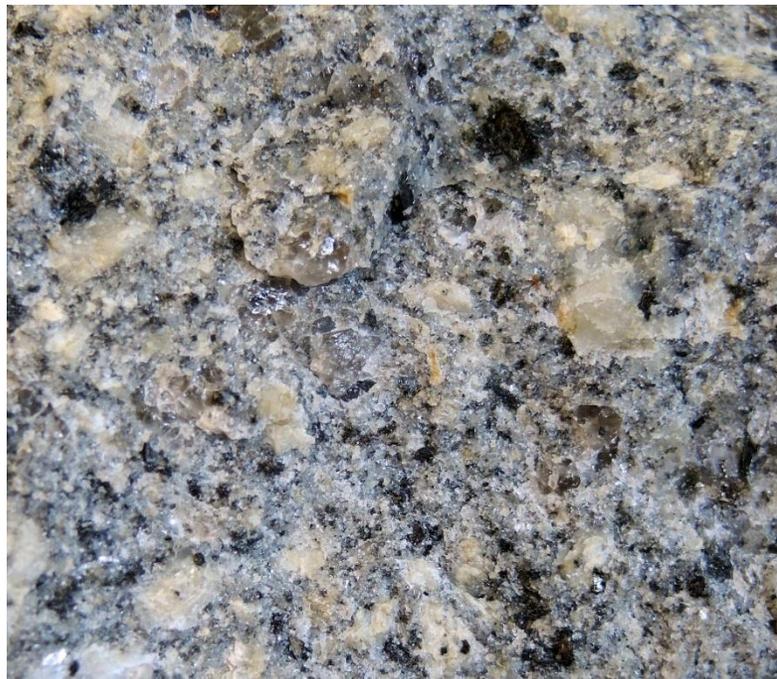
La présence de cordiérite, minéral très alumineux (voir sa formule chimique ci-dessous) indique également que le magma à l'origine de la granodiorite s'est formé par fusion d'un matériel pélitique riche en alumine.

Formule chimique de la cordiérite : $\text{Al}_3\text{Mg}_2\text{AlSi}_5\text{O}_{18}$









Origine de la granodiorite

La granodiorite, comme tous les granites au sens large ou granitoïdes, est une **roche magmatique de profondeur** : on dit encore **roche plutonique**.

Pour preuve de leur origine à partir d'un magma, les granites présentent souvent localement une structure fluidale.

Lorsque le magma granitique naît par fusion partielle de roches de la croûte continentale (dans le cas de la granodiorite de la Haie-Traversaine, de métapélites), il a une température initiale de l'ordre de 800-900°C. Très chaud, donc relativement moins dense que le matériel environnant, il monte vers la surface sous la forme d'un ballon, d'une montgolfière : on parle de **diapir**.

Au cours de cette ascension, il absorbe et digère au passage les roches qu'il rencontre ; sa composition chimique est donc susceptible de varier. Et en même temps, il se refroidit progressivement ; les premiers cristaux apparaissent, généralement les plagioclases et les biotites, qui prennent une belle forme géométrique puisqu'ils ne sont pas gênés par d'autres cristaux au cours de leur croissance à partir de nuclei.

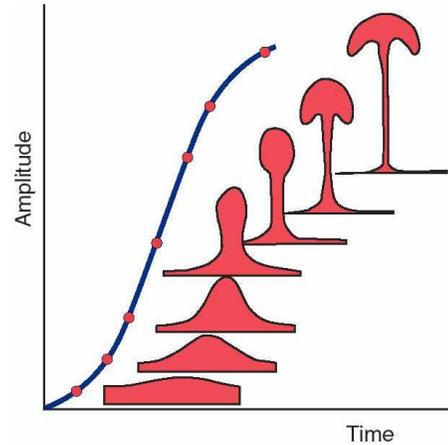
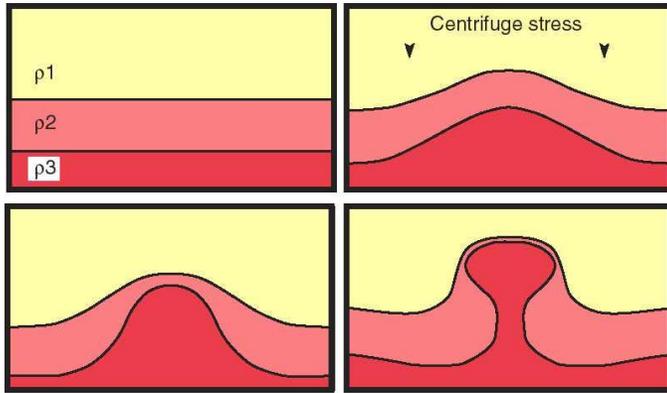
Maintenant chargé de cristaux, le magma granitique devient moins fluide, plus visqueux. Il est ralenti dans son ascension, et a par conséquent le temps de céder de la chaleur à son environnement ce qui accélère encore son refroidissement. Très vite, de nouveaux cristaux se forment, par exemple les feldspaths orthose puis les quartz qui, cristallisant les derniers, vont prendre des formes quelconques ; en fait ils vont remplir les vides, « boucher les trous » de la roche.

Le magma, liquide au départ, est maintenant entièrement cristallisé. Il a donné naissance à une véritable roche : le granite, mais du granite chaud : sa température est voisine de 700°C.

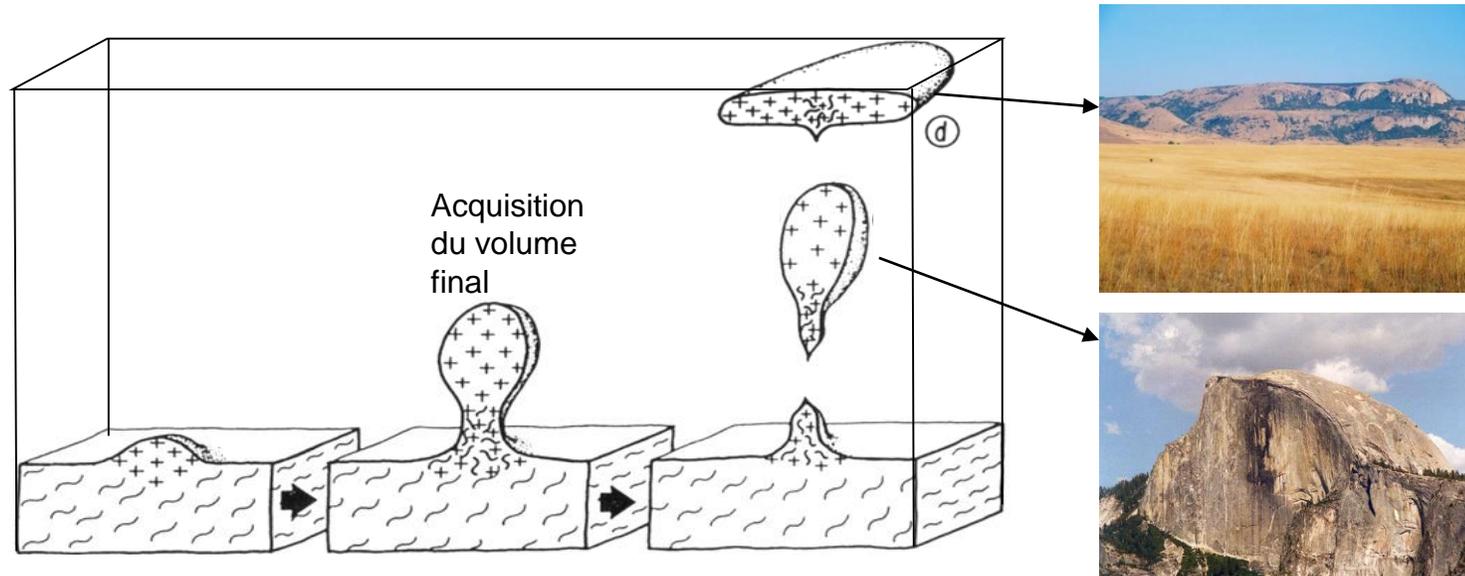
La granodiorite de La Haie-Traversaine, qui appartient au massif d'Izé, a été daté comme tous les autres granites du « Batholite de la Mancellia » (massif de Fougères, massif d'Alexin-deux-Evailles, massif de Passais-le-Horps et massif de Saint-Pierre-des-Nids) à 540 ± 10 Ma (U/Pb sur monazite, Pasteels et Doré, 1982) et à 551 ± 28 Ma (Rb/Sr sur roches totales, Graviou *et al.*, 1988) donc de la limite Briovérien-Cambrien (ou Néo-Protérozoïque/Paléozoïque).

Le diapirisme

Un diapir se forme lorsqu'un fluide visqueux sous un autre fluide visqueux moins dense subissent tous les deux une perturbation mécanique.



La remontée s'arrête lorsque le contraste de densité entre le magma et l'encaissant est nul.
La cristallisation du magma est alors bien avancée.



Les cornéennes

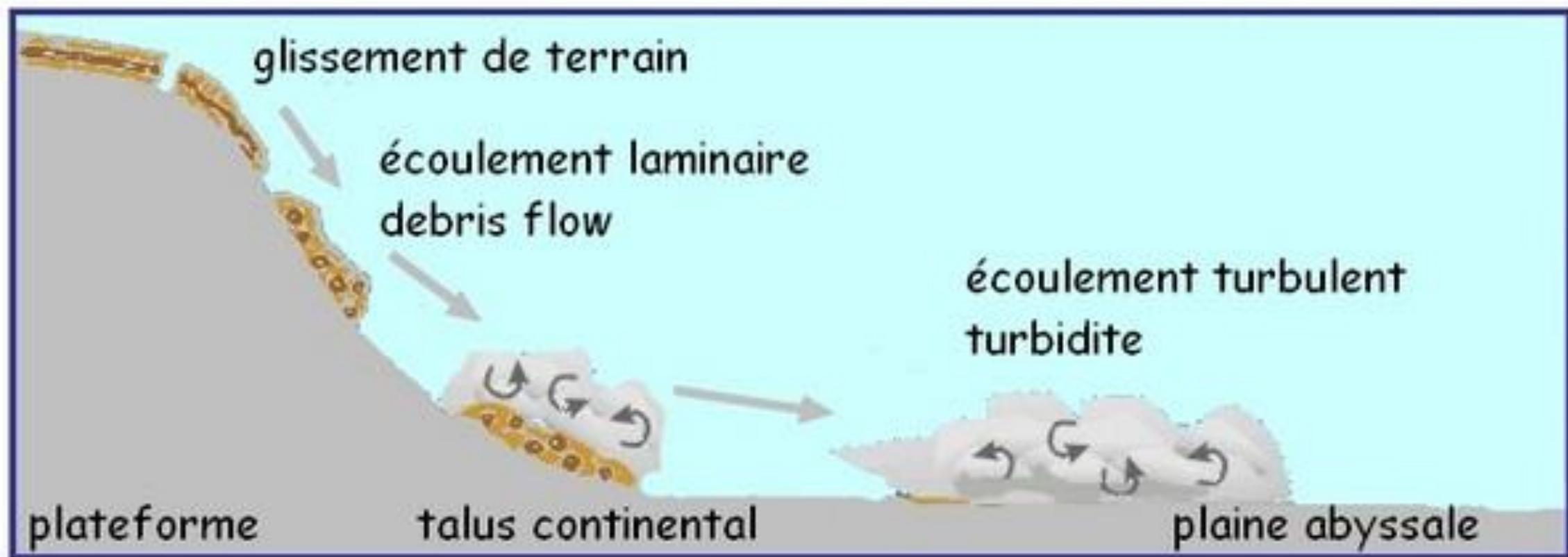
Les cornéennes de couleur gris sombre, à chlorite, cordiérite et biotite, sont d'anciens sédiments qui se sont déposés au Briovérien supérieur dans un bassin marin subsident situé au pied d'une chaîne de montagnes en formation, d'un orogène en cours de surrection : **la chaîne cadomienne encore appelée chaîne panafricaine.**

Ces sédiments ont été en fait « arrachés » à la chaîne cadomienne au fur et à mesure qu'elle se formait : ce sont en quelque sorte des « détritiques » de la chaîne d'où le qualificatif de « détritiques » qu'on leur donne ; puis ces sédiments (argiles, sables...) ont été transportés par des rivières, des fleuves jusqu'à la mer voisine qui occupait l'actuelle région de Fougères, à la limite entre Bretagne, Maine et Normandie. Sur la marge de ce bassin établi sur une croûte continentale en distension, ils s'y sont déposés puis accumulés sur des épaisseurs parfois considérables (plusieurs milliers de m).

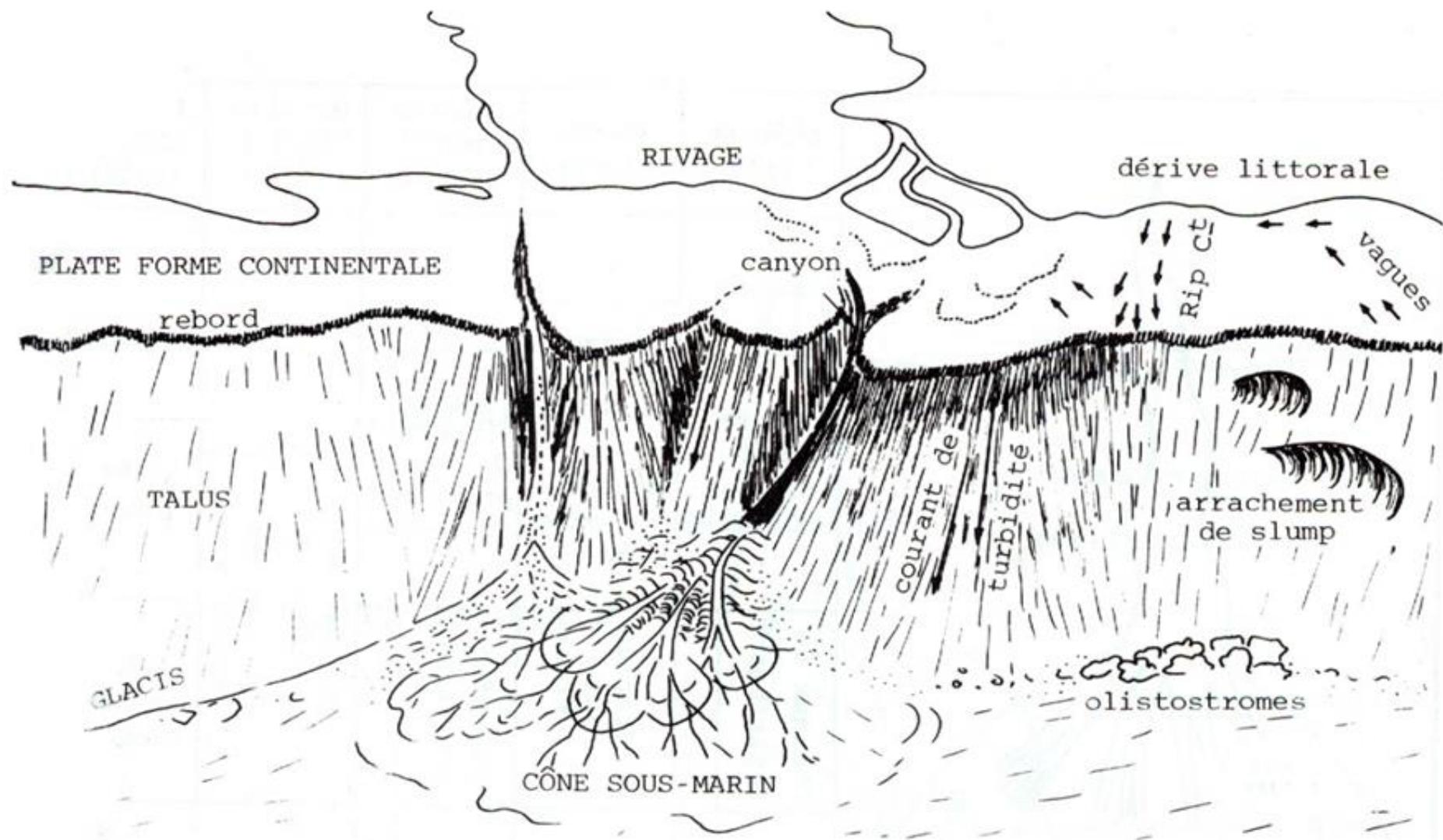
Une marge continentale est en effet découpée par des failles normales en blocs crustaux disposés en marches d'escalier, en gradins permettant de passer de la plateforme continentale au fond du bassin par l'intermédiaire d'un « talus ». De temps à autre, ces failles ont joué en extension, chaque rejeu de faille étant à l'origine d'un micro-séisme. Il s'en suivait de véritables avalanches sous-marines. Les sédiments mis en suspension dans l'eau, entraînés par des courants dits « de turbidité », dévalaient alors la pente du talus pour finalement se déposer à son pied (ou « glacis ») en fonction de leurs tailles, de leurs granulométries : les plus gros en premier, les plus fins en dernier, formant ainsi de véritables cônes sous-marins.

Pendant près de 40 millions d'années (entre 580 et 540 Ma), leur accumulation a constitué dans ce bassin subsident une puissante série monotone de « **flysch** » ou « **turbidite** » montrant des alternances centimétriques à plurimétriques de boues (siltites-argilites), de sables (grès), de grauwackes (grains de feldspath, de quartz...unis par un ciment argileux) et de conglomérats.

Puis au moment du serrage final qui a donné naissance à la chaîne cadomienne, tout ce flysch a été fortement plissé puis chevauché par la nappe de Saint-Malo (on retrouve d'ailleurs dans la partie supérieure du flysch de l'Unité de Fougères des blocs de phanites issus de l'érosion de la nappe de Saint-Malo) et finalement intégré à la chaîne elle-même : le flysch a en quelque sorte « émergé » de l'eau !



Formation des turbidites





Quelques mots sur l'histoire de la chaîne cadomienne

Des restes de cette chaîne sont bien exposés au N-NO de l'Unité de Fougères, dans le **Domaine Nord-armoricain** :

- en Bretagne : entre Paimpol et Saint-Malo,
- et en Normandie : au Nord et au Sud de la presqu'île du Cotentin.

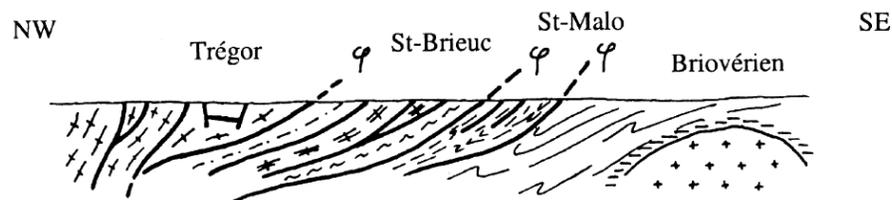
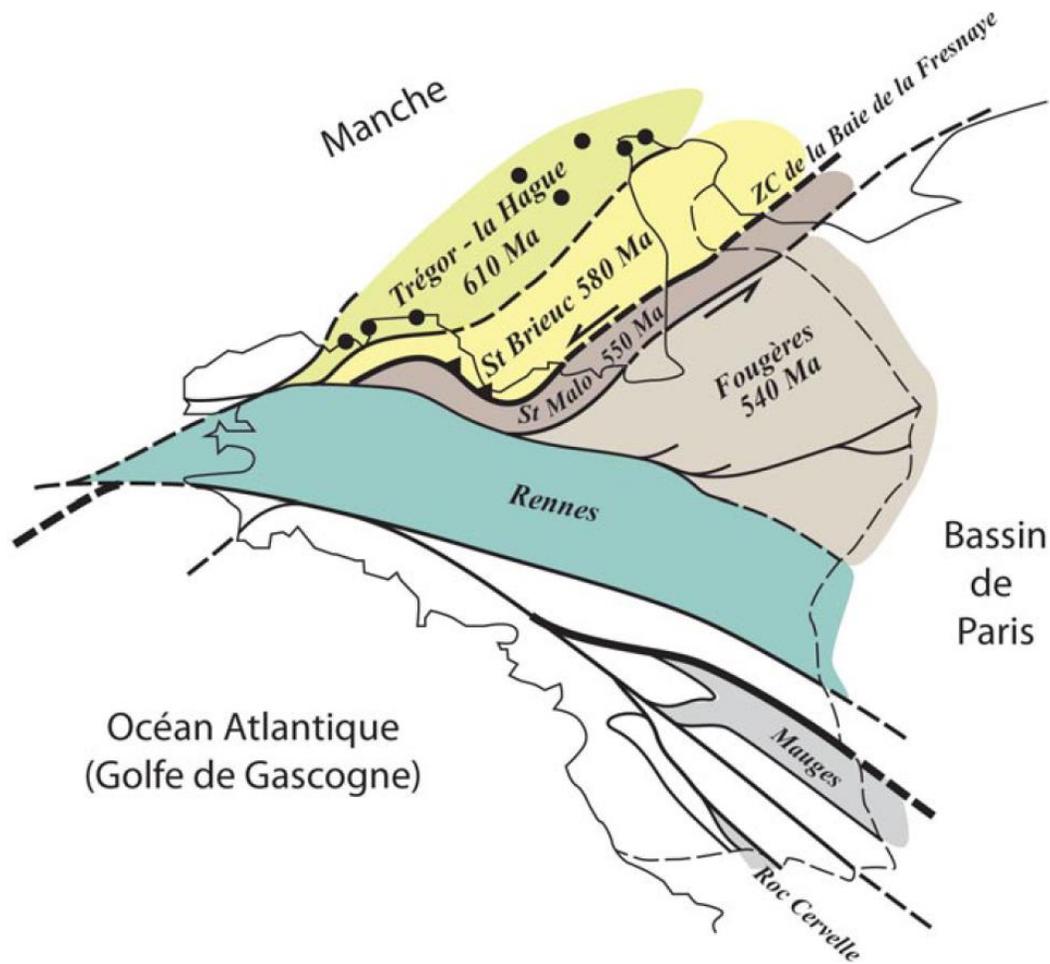
Elle est également représentée sous des faciès beaucoup plus monotones en Bretagne Centrale et dans le Domaine Sud-armoricain : Unité des Mauges.

On peut également suspecter son existence ancienne au niveau de l'« Anticlinal des Sables d'Olonne ». En effet, la granodiorite des Sables d'Olonne et de l'Île d'Yeu, qui a été datée récemment à 530 ± 8 Ma (U/Pb sur zircon par C. GUERROT) donc du Cambrien moyen, et aujourd'hui métamorphisée en orthogneiss, n'a pu se mettre en place que dans des terrains plus anciens qu'elle et donc certainement dans un segment de la chaîne cadomienne.

La chaîne cadomienne s'est édifiée entre 640 et 540 Ma. Sa formation est résumée sur les diapositives 28 et 29.

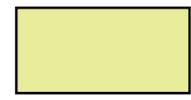
On y retrouve les principales étapes de la genèse d'une chaîne de montagnes à savoir :

- subduction d'une lithosphère océanique : celle de l'« Océan celtique » ou de « la Manche »,
- formation d'un arc volcanique,
- ouverture d'un bassin arrière-arc,
- collision avec mise en place de nappes et intrusion de magma,
- érosion et accumulation de flysch dans des bassins « molassiques » parfois en extension,
- puis relaxation finale, décompression et mise en place de plutons tardi-orogéniques.

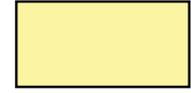


Carte schématique de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain
(modifié d'après Ballèvre et al., 2001)

Ceinture orogénique cadomienne



Unité du Trégor - la Hague
à valeur d'arc volcanique, témoin du fonctionnement d'une zone de subduction



Unité de Saint-Brieuc
à valeur de bassin intra-arc



Unité de Saint-Malo
à valeur de marge continentale

Domaine cadomien intracontinental



Unité de Fougères
à valeur de domaine intracontinental



Domaine centre-armoricain d'âge Briovérien supérieur (= Ediacarien) et peu affecté par la déformation cadomienne

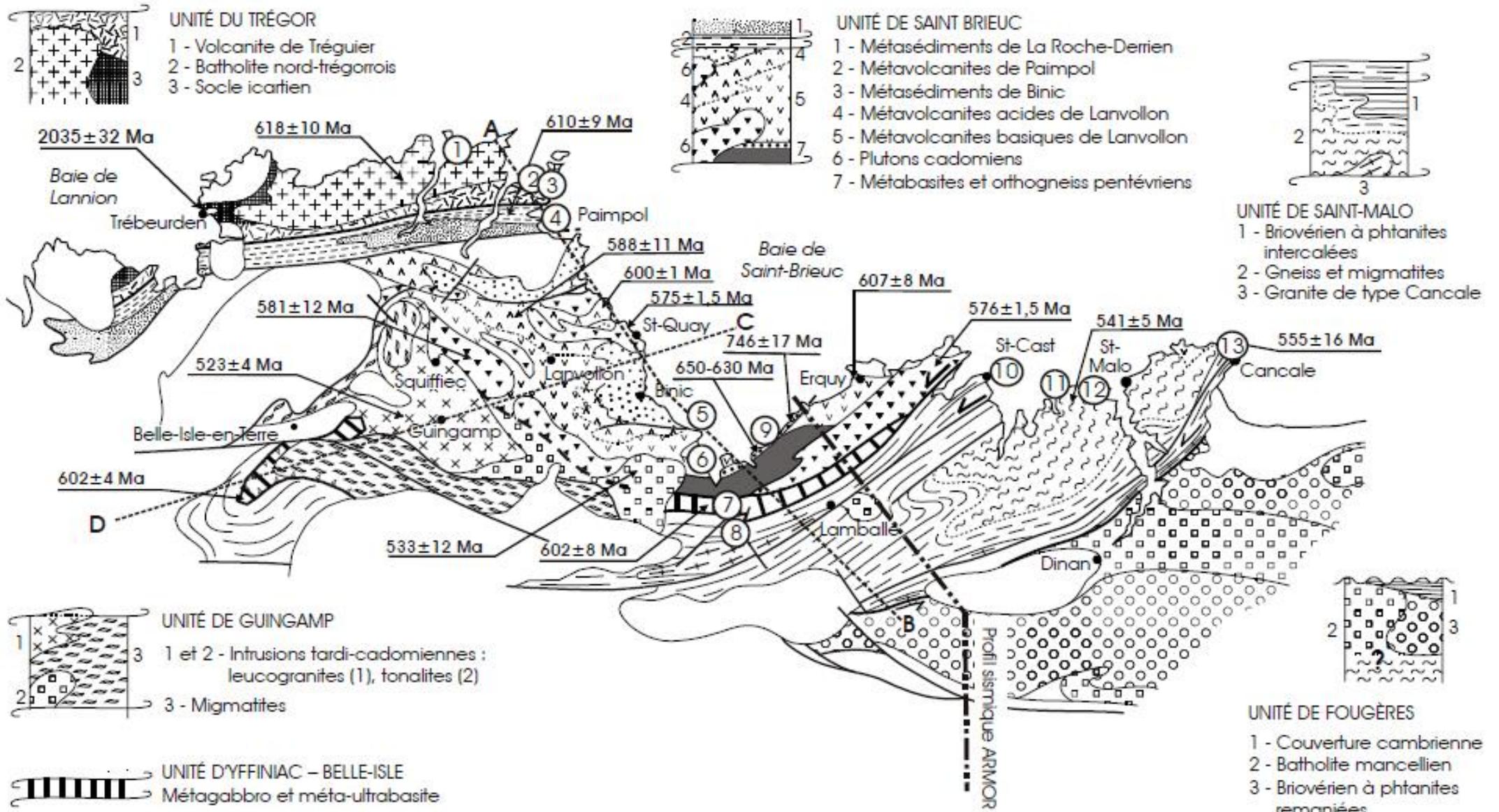


Domaine sud-armoricain d'âge Briovérien moyen et supérieur (Mauges)

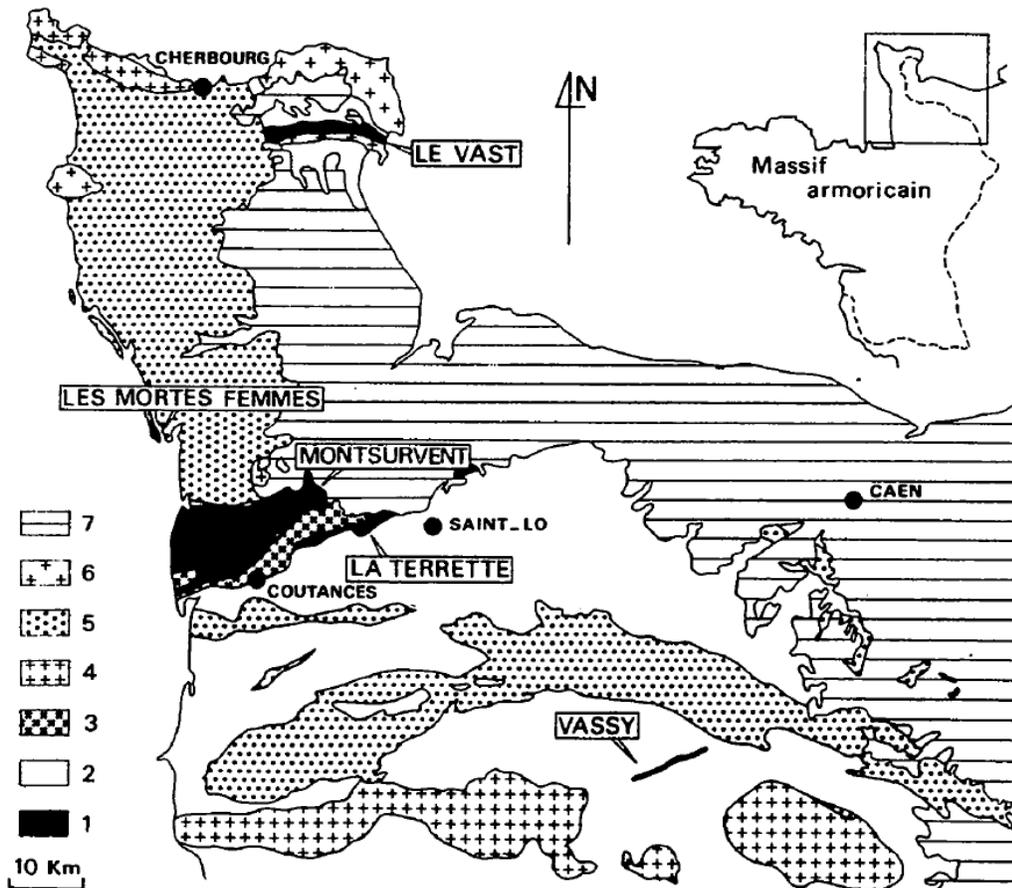


Socle icartien (- 2 Ga) : les reliques paléoprotérozoïques définissent un alignement SW-NE de Lannion au SW jusqu'à la péninsule de la Hague au NE

Remarque : La formation de Roc-Cervelle représentée sur la carte ci-contre n'est pas briovérienne mais Cambrien inférieur à moyen.



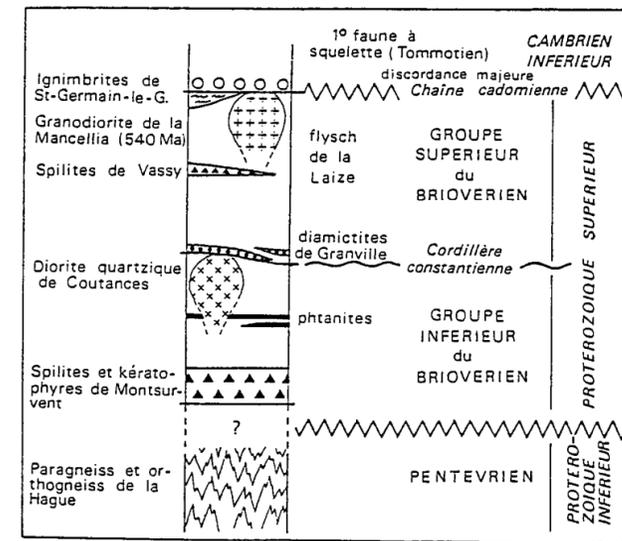
La chaîne cadomienne en Bretagne Nord entre Paimpol et Saint-Malo



Situation des formations volcaniques briovériennes

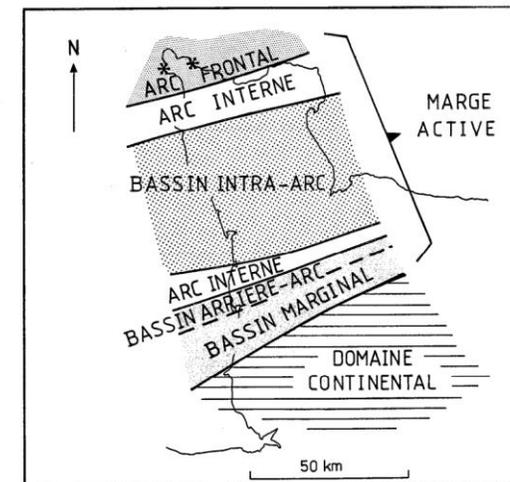
(d'après Le Gall et al., 1986)

- 1- volcanites briovériennes
- 2- formations sédimentaires briovériennes
- 3- diorite quartzique de Coutances
- 4- granitoïdes cadomiens
- 5- Paléozoïque
- 6- granites varisques (= hercyniens)
- 7- couverture post-varisque



Le cycle cadomien en Normandie

(d'après Dupret et al., 1985)



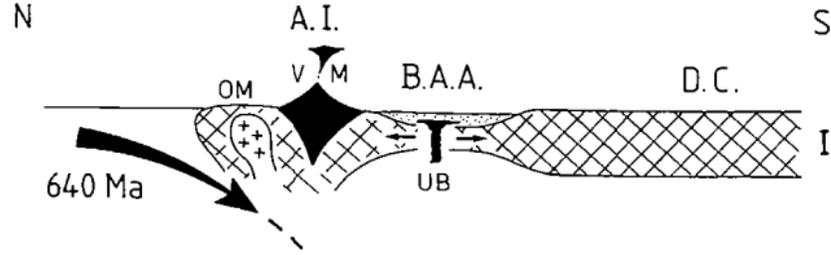
Organisation paléogéographique de la chaîne cadomienne en Normandie

(d'après Bardy, 1989)

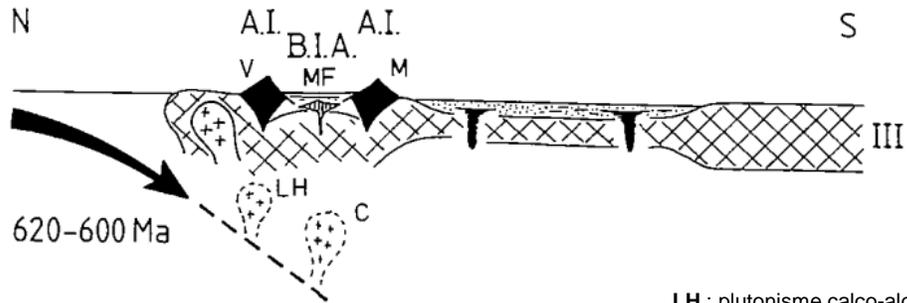
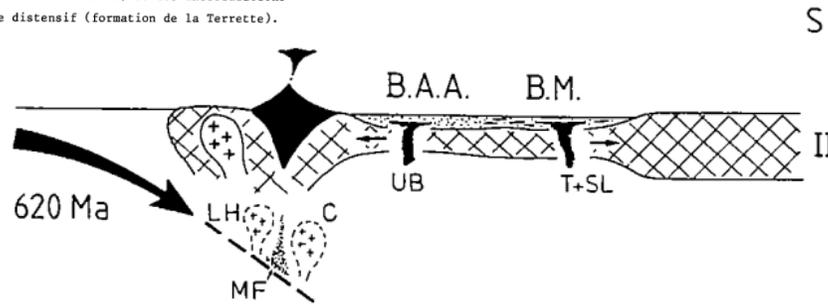
La chaîne cadomienne dans le Cotentin

- Etape I - 640 Ma : la subduction de la croûte océanique de l'océan de la Manche du Nord-Ouest vers le Sud-Est sous le rebord d'un continent pentévrien entraîne l'édification d'un magmatisme de type arc insulaire dont les traces apparaissent à la Hague (orthogneiss du Moulinet) pour l'arc insulaire frontal et dans le volcanisme d'arc insulaire représenté par les volcanites du Val de Saire et de Montsurvent.

En arrière de cette chaîne volcanique, la distension de la marge provoque l'ouverture d'un bassin arrière-arc (roches ultrabasiques et amphibolites).



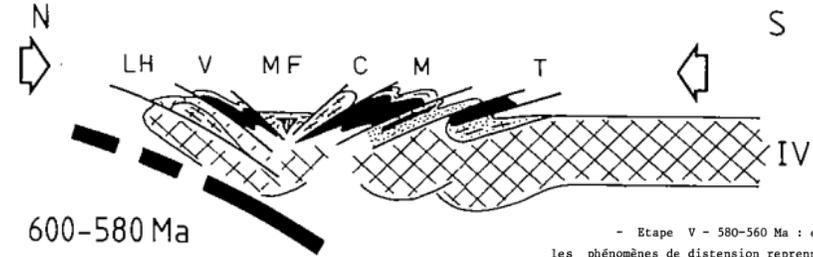
- Etape II - 620 Ma : en arrière de ce système arc-bassin arrière-arc, la distension provoque une extension du bassin arrière-arc. Elle se caractérise par l'ouverture d'un bassin marginal actif ou s'accumulent des sédiments terrigènes contenant des niveaux de phanites (formation des schistes et phanites de Saint-Lô) et des intercalations volcaniques à caractère tholéitique distensif (formation de la Terrette).



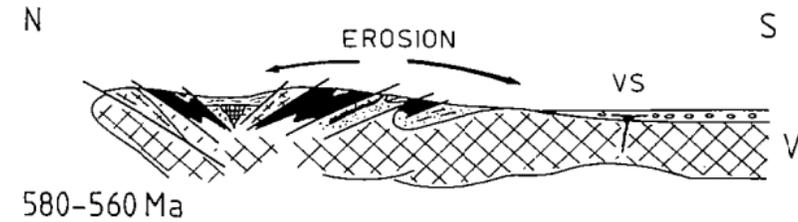
- Etape III - 620-600 Ma : l'activité volcanique jointe à des phénomènes de distension se poursuit dans l'arc insulaire interne où se développent les épanchements volcaniques tholéitiques anisotaxés de la formation des Mortes Femmes. Ce bassin intra-arc permet d'expliquer la partition en deux branches de l'arc insulaire interne (Vast et Montsurvent).

Evolution géodynamique cadomienne dans le Cotentin

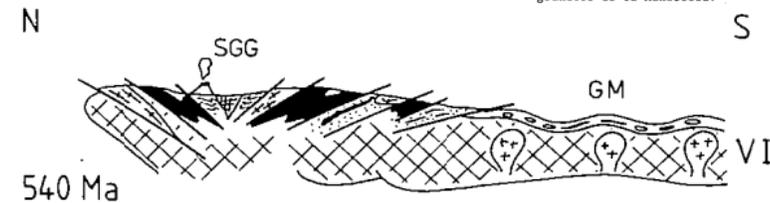
- Etape IV - 600-580 Ma : le blocage du système est provoqué par la fermeture de l'océan de la Manche et par la collision de la marge icartienne active avec une masse continentale nordique. Les effets de cette collision se traduisent par la structuration du domaine orogénique (arc insulaire et bassin-arrière-arc) induisant le développement de chevauchements synthétiques et antithétiques contemporains de la mise en place des plutonismes de la Hague (Moulinet et Jardeheu) et de Coutances. Ce dispositif dans la région de Coutances provoque l'obduction du bassin arrière-arc sur le domaine continental stable. Ce bassin est lui-même recouvert tectoniquement par l'arc insulaire chevauchement vers le Sud.



- Etape V - 580-560 Ma : en arrière de la cordillère orogénique, les phénomènes de distension reprennent. Ceci est souligné par l'existence d'un bassin largement développé (bocage normand) ou s'intercale le volcanisme de Vassy. L'alimentation de ce bassin s'effectue par érosion de la cordillère orogénique.



- Etape VI - 540 Ma : les distensions post-orogéniques favorisent la mise en place du volcanisme ignimbritique et acide de Saint-Germain-le-Gaillard et le comblement du bassin intra-arc par les formations sédimentaires du Briovérien terminal puis Paléozoïque. L'histoire de l'orogénèse cadomienne est scellée par la mise en place des granites de la Mancellia.



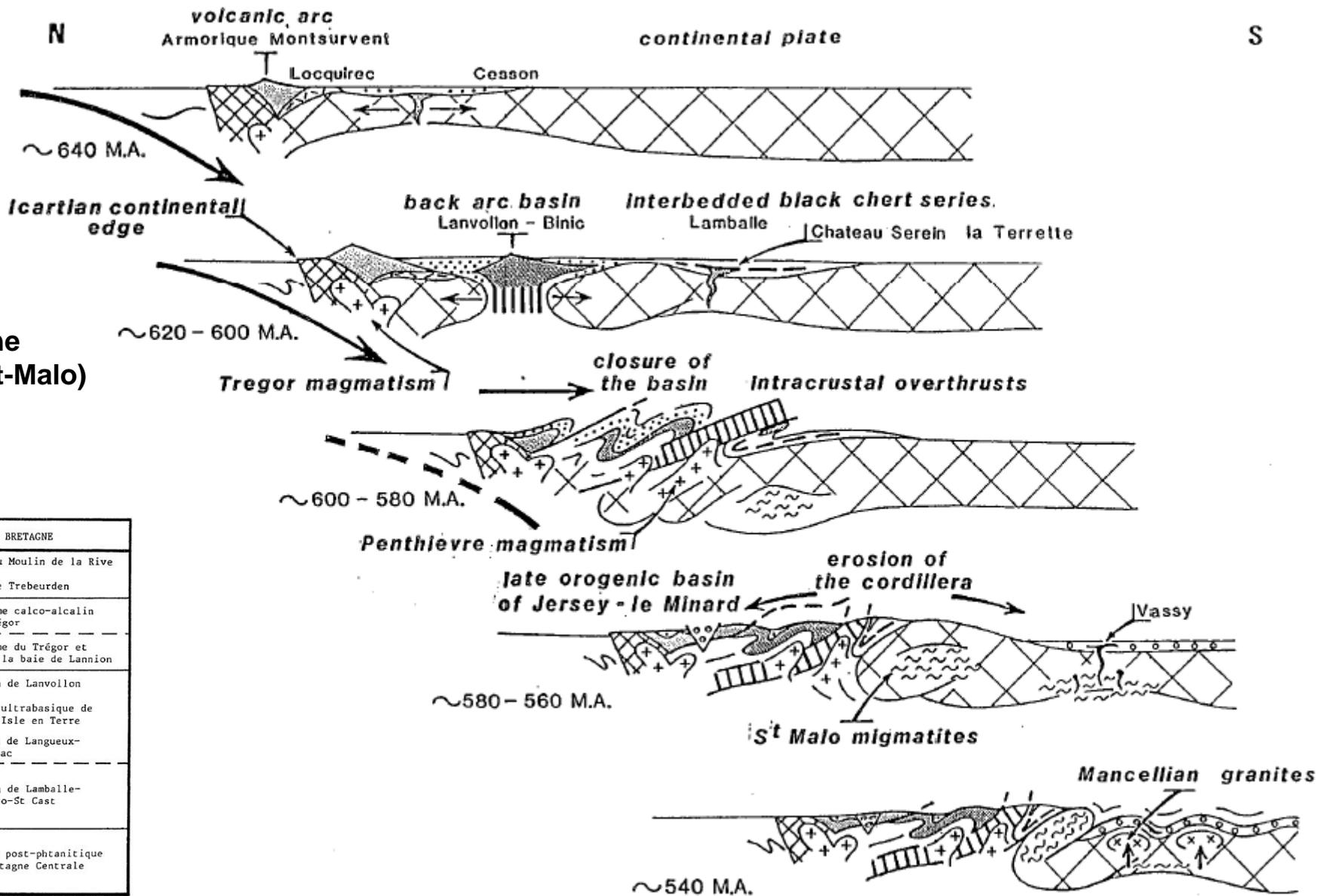
LH : plutonisme calco-alcalin de la Hague
 V : formation de Vast (arc interne)
 MF : formation des Mortes Femmes
 C : diorite de Coutances
 M : formation de Montsurvent (arc interne)

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

Evolution géodynamique cadomienne en Bretagne Nord (entre Paimpol et Saint-Malo)

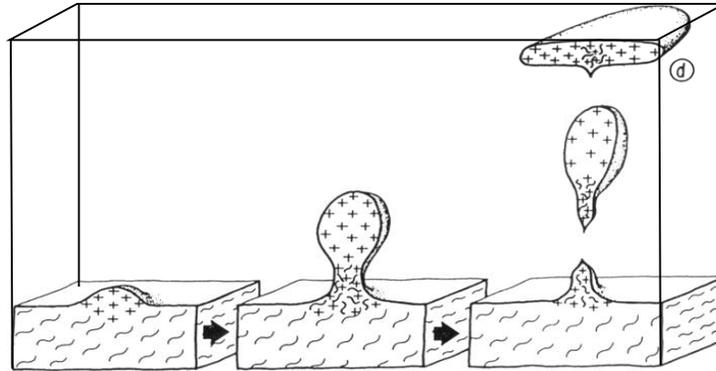
| | NORMANDIE | BRETAGNE | |
|---------------------|---|---|---|
| SOCLE ICARTIEN | gneiss de la Hague | gneiss du Moulin de la Rive gneiss de Trebeurden | |
| DOMAINE OROGENIQUE | ARC INSULAIRE FRONTAL | magmatisme calco-alcalin de la Hague | magmatisme calco-alcalin du Trégor |
| | ARC INSULAIRE INTERNE | volcanisme de Montsurvent et du Vast | volcanisme du Trégor et de la baie de Lannion |
| BASSIN ARRIERE-ARC | formation ultrabasique de Coutances amphibolites associées | formation de Lanvollon complexe ultrabasique de Belle Isle en Terre formation de Languieux-Yffiniac | |
| DOMAINE INTRAPLAQUE | BASSIN MARGINAL | formation de St L6 formation de la Terrette | formation de Lamballe-St Malo-St Cast |
| | DOMAINE CONTINENTAL STABLE | formation post-phtanique du Bocage Normand | formation post-phtanique de Bretagne Centrale |



Le granite de La Haie-Traversaine a été daté à 540 ± 10 Ma (U/Pb sur monazite, Pasteels et Doré, 1982) et à 551 ± 28 Ma (Rb/Sr sur roches totales, Graviou *et al.*, 1988) donc de la limite Briovérien-Cambrien.

Il s'est mis en place à la fin de l'histoire de la chaîne cadomienne (c'est un granite tardi-orogénique) dans des sédiments de type flysch plus jeunes que lui, datés du Briovérien supérieur.

A son contact, les sédiments flyschoïdes ont été transformés en cornéennes. Comment ?



Rappel : Lorsque le diapir de magma s'immobilise, il n'a plus qu'une chose à faire ! refroidir et cristalliser lentement pour donner du granite. Cette cristallisation (= solidification) se fait généralement loin de la surface, à plusieurs km de profondeur (5-10 km). Et le granite solide juste formé est encore très chaud (la température de cristallisation du granite à 5-10 km de profondeur est voisine de 750°C).

En revanche, à ces profondeurs, l'encaissant, c'est-à-dire l'ensemble des roches dans lesquelles le granite s'est immobilisé, n'est qu'à une température de l'ordre de 150°C - 300°C . Le granite se refroidit donc en cédant l'essentiel de sa chaleur à cet encaissant plus froid. Il va littéralement le « cuire ».

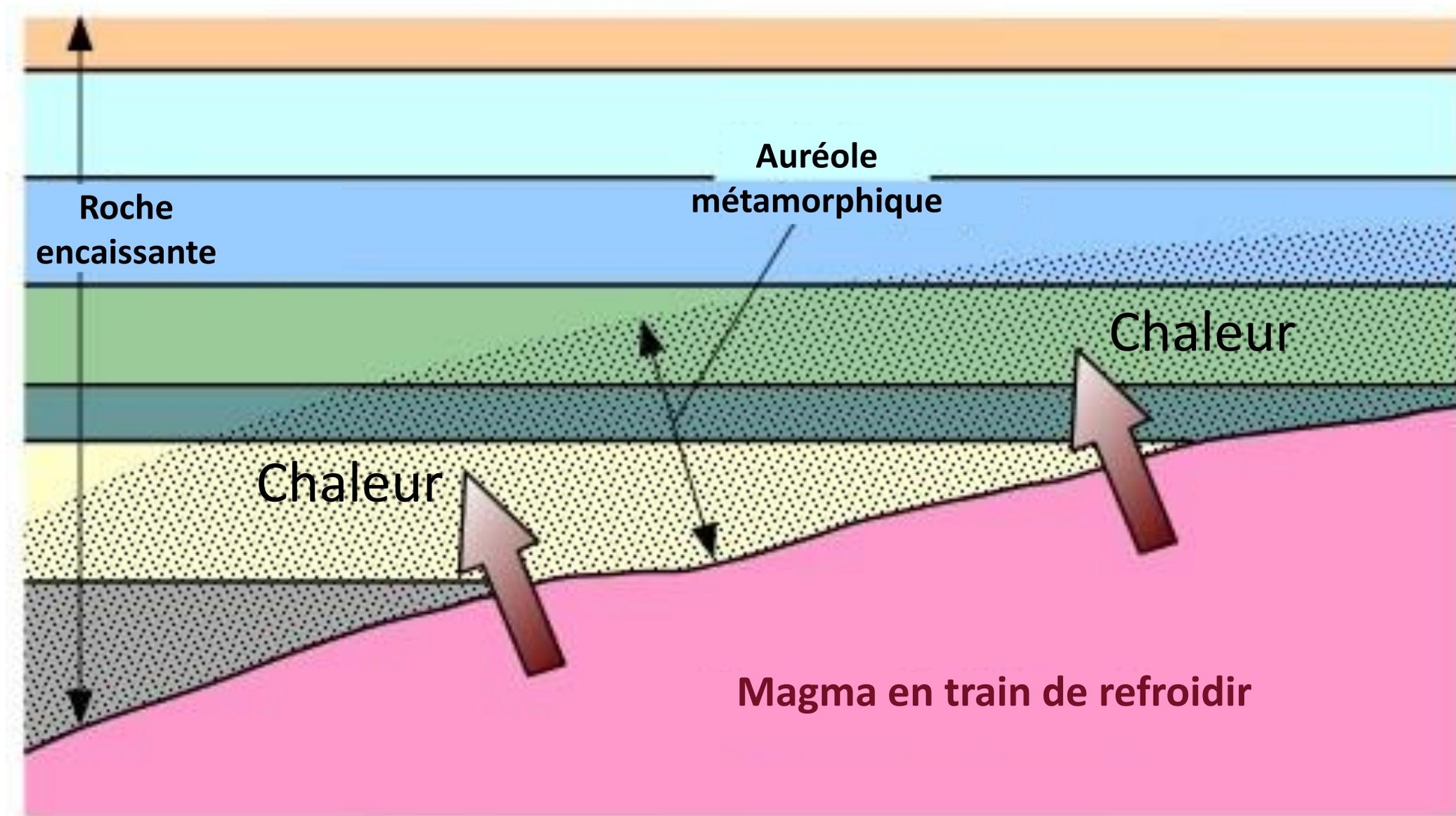
En fait, pour être précis, il ne s'agit pas d'une simple cuisson. De véritables réactions chimiques ont lieu dans l'encaissant, des minéraux devenus instables dans ces nouvelles conditions de T° se transformant en de nouveaux minéraux plus stables.

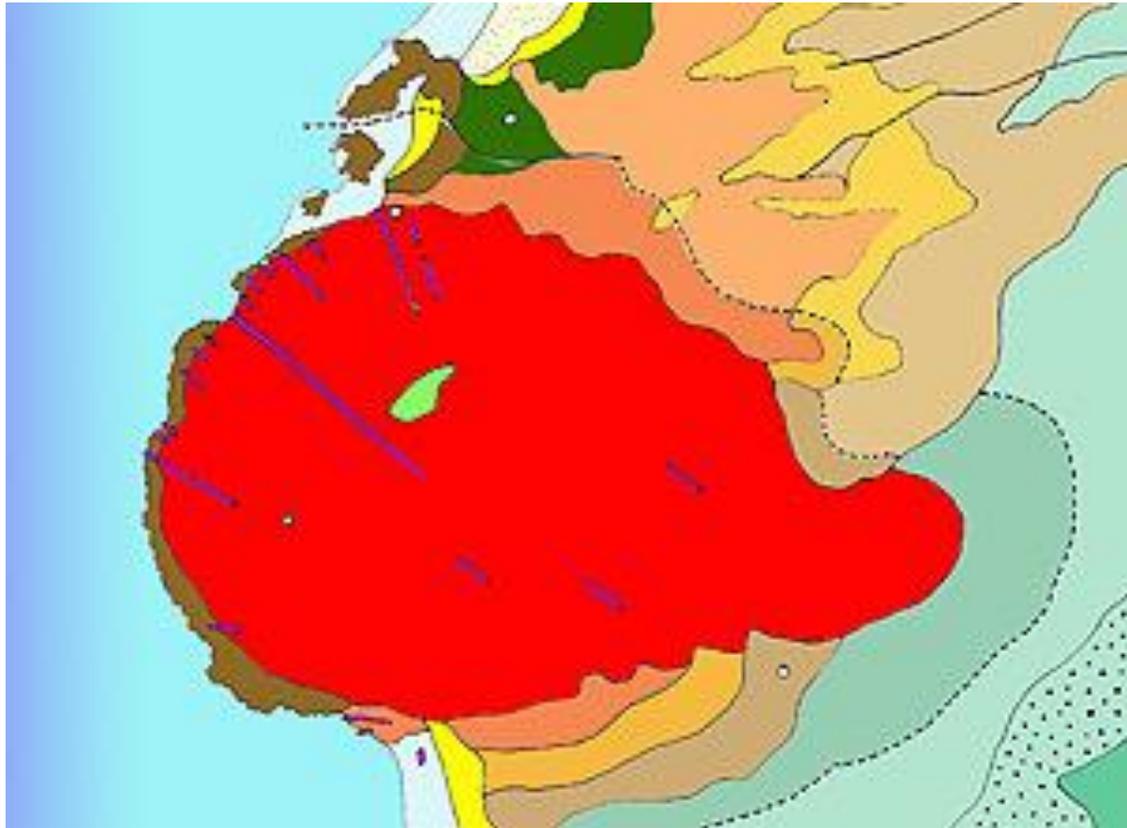
Les roches au contact immédiat du granite chaud se transforment minéralogiquement, en quelque sorte se « métamorphosent » : on parle alors de « **métamorphisme de contact** ». **Et seule la température en est la cause.**

C'est ainsi que se sont formées les cornéennes de La Haie-Traversaine par métamorphisme des sédiments de type flysch déposés dans le bassin en extension au pied de la chaîne cadomienne au contact de batholites granodioritiques chauds.

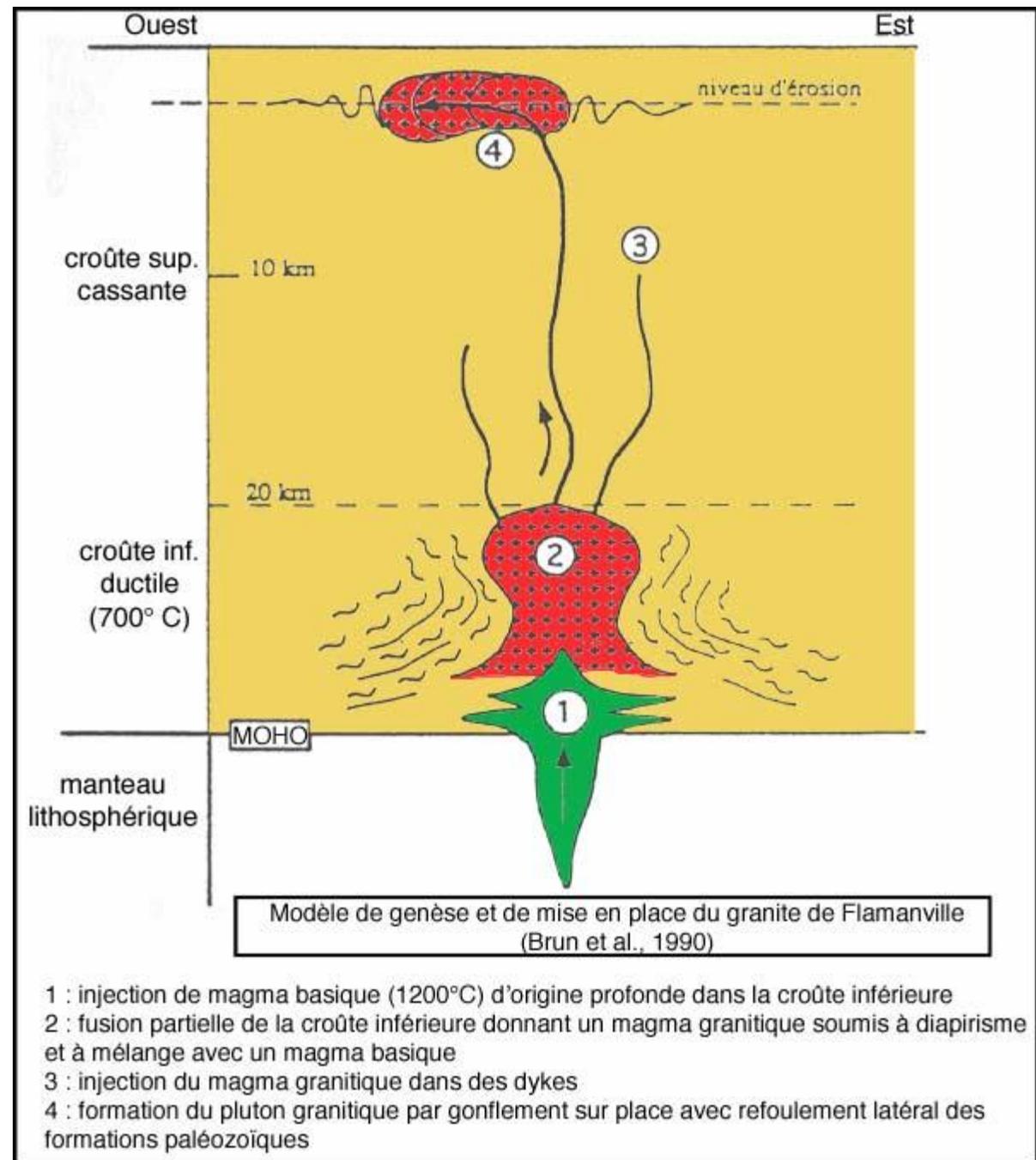
De la même façon, des grès peuvent se transformer en quartzites, des sédiments argileux en schistes tachetés ou noduleux, des calcaires en marbres...

Cornéennes, quartzites, schistes et marbres sont des roches métamorphiques.





**Exemple célèbre de métamorphisme de contact :
le granite de Flamanville**



Les cornéennes de La Haie-Traversaine sont à cordiérite et biotite. Loin de l'auréole de métamorphisme, ces minéraux sont absents, en particulier la cordiérite.

Quels enseignements nous apporte la présence de la cordiérite ?

1- La cordiérite est un minéral riche en alumine. La présence de cordiérite dans l'auréole de métamorphisme indique donc clairement que l'encaissant du granite de La Haie-Traversaine était riche en sédiments alumineux et qu'il s'agissait probablement d'argilites. On trouve bien des argilites dans un flysch !

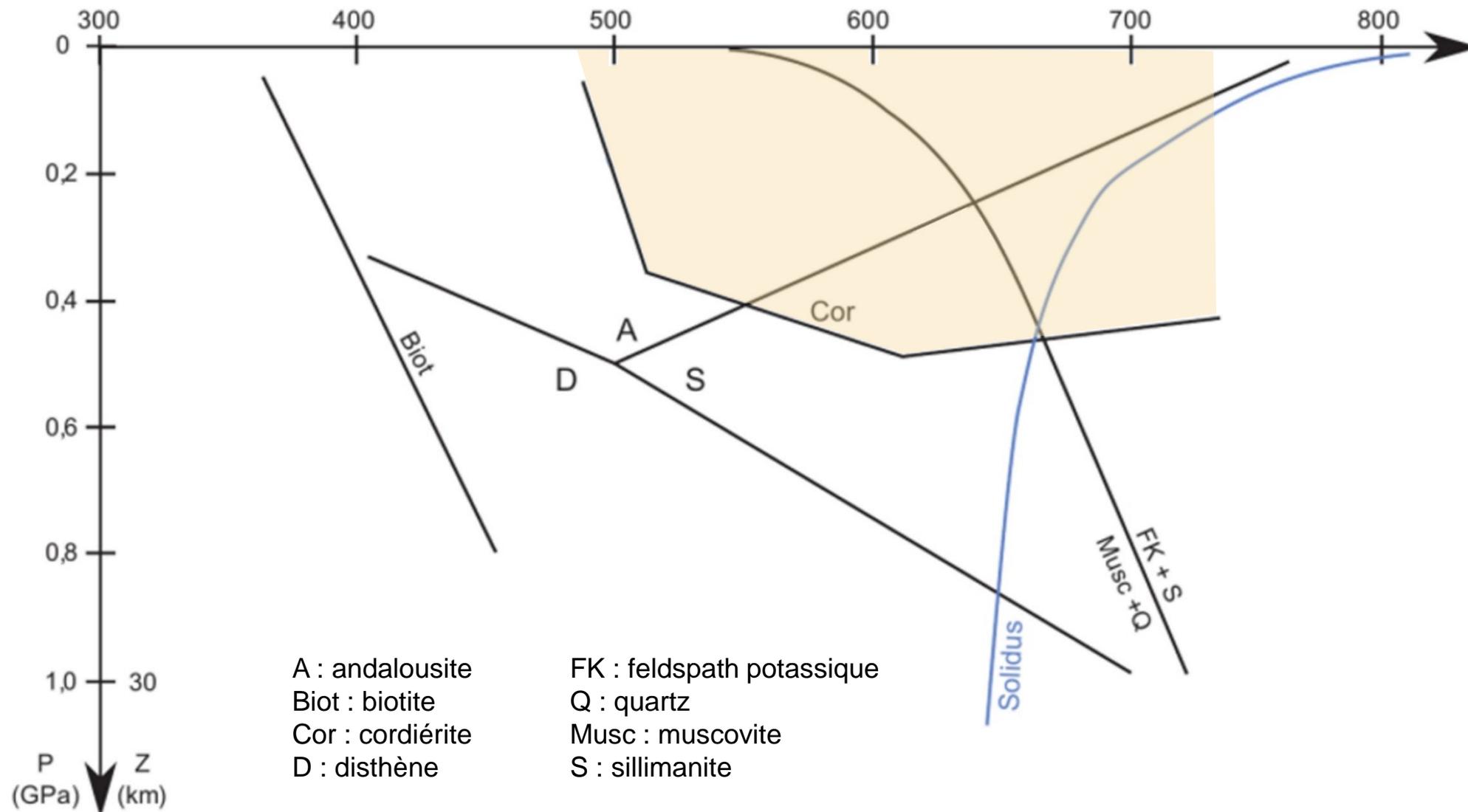
2- La cordiérite est également un excellent thermobaromètre. C'est un minéral de HT-BP qui n'est stable qu'entre 500°C et 750°C et entre 0 GPa (pression en surface) et 0,5 GPa (pression lithostatique à une profondeur d'environ 15 km).

Cela implique que le magma granitique s'est immobilisé dans la croûte continentale supérieure, entre 15 km de profondeur et la surface, et qu'il était encore très chaud pour porter des argilites à la température ambiante de 300°C environ à des T° bien supérieures à 500°C.

Remarque : Le granite de La Haie-Traversaine renferme également de la cordiérite ; il présente donc lui aussi un caractère alumineux prononcé.

Toutes ces constatations vont dans le même sens :

- les magmas granitiques à l'origine du granite de La Haie-Traversaine et des granites de La Mancellia se sont très certainement formés dans la croûte continentale inférieure à composition plutôt granodioritique et anhydre.
- très chauds, ils sont ensuite montés par diapirisme (à la façon de montgolfières) très rapidement vers la surface pour perdre le minimum de chaleur et induire finalement dans la croûte continentale supérieure un métamorphisme de contact de HT-BP (formation de la cordiérite).



En orangé clair : domaine de stabilité de la cordiérite

Pourquoi la croûte continentale inférieure a-t-elle fondu en Mancellia et pourquoi en si grande quantité au vu de l'importance des affleurements granodioritiques dans l'Unité de Fougères ?

La fusion de la croûte continentale résulte avant tout d'une augmentation de température. Celle-ci peut avoir plusieurs origines, à savoir une augmentation du gradient géothermique ou une addition de chaleur par advection, ou une combinaison de ces deux processus.

1^{ère} hypothèse : augmentation du gradient géothermique par amincissement de la croûte continentale dans une zone de rift

Un étirement de la croûte continentale par rifting passif entraîne son amincissement et la remontée relative du manteau lithosphérique sous-jacent. Il en résulte une décompression adiabatique de la péridotite mantellique qui fond alors partiellement pour donner un magma basaltique qui peut alors ou bien gagner la surface (volcanisme basaltique) si la croûte continentale est suffisamment faillée ou bien se plaquer sous la croûte continentale (« underplating »). Dans ce dernier cas, la chaleur cédée par le magma basaltique serait suffisante pour faire fondre la croûte continentale inférieure même en l'absence d'eau.

Aucun argument de terrain (failles, filons, volcanisme bi-modal important...) ne vient étayer cette hypothèse.

2^{ème} hypothèse : augmentation du gradient géothermique par épaissement de la croûte continentale

Quand une chaîne de montagnes se forme, la croûte continentale est épaissie, en gros son épaisseur double. Or, une croûte continentale est riche en éléments radioactifs (en uranium par exemple) qui, par désintégration, libèrent de la chaleur. L'épaississement de la croûte pourrait ainsi contribuer à l'augmentation du gradient géothermique et provoquer sa fusion partielle.

Mais cette hypothèse paraît douteuse du fait de l'éloignement de l'Unité de Fougères de la zone de suture de la chaîne, la plaque océanique qui a subducté, vieille donc lourde, ayant dû le faire avec un angle de plongement très élevé et aucun empilement de nappes n'a été documenté dans l'Unité de Fougères.

Pourtant l'hypothèse d'une subduction semble requise pour expliquer le magmatisme calco-alcalin des plutons de la Mancellia.

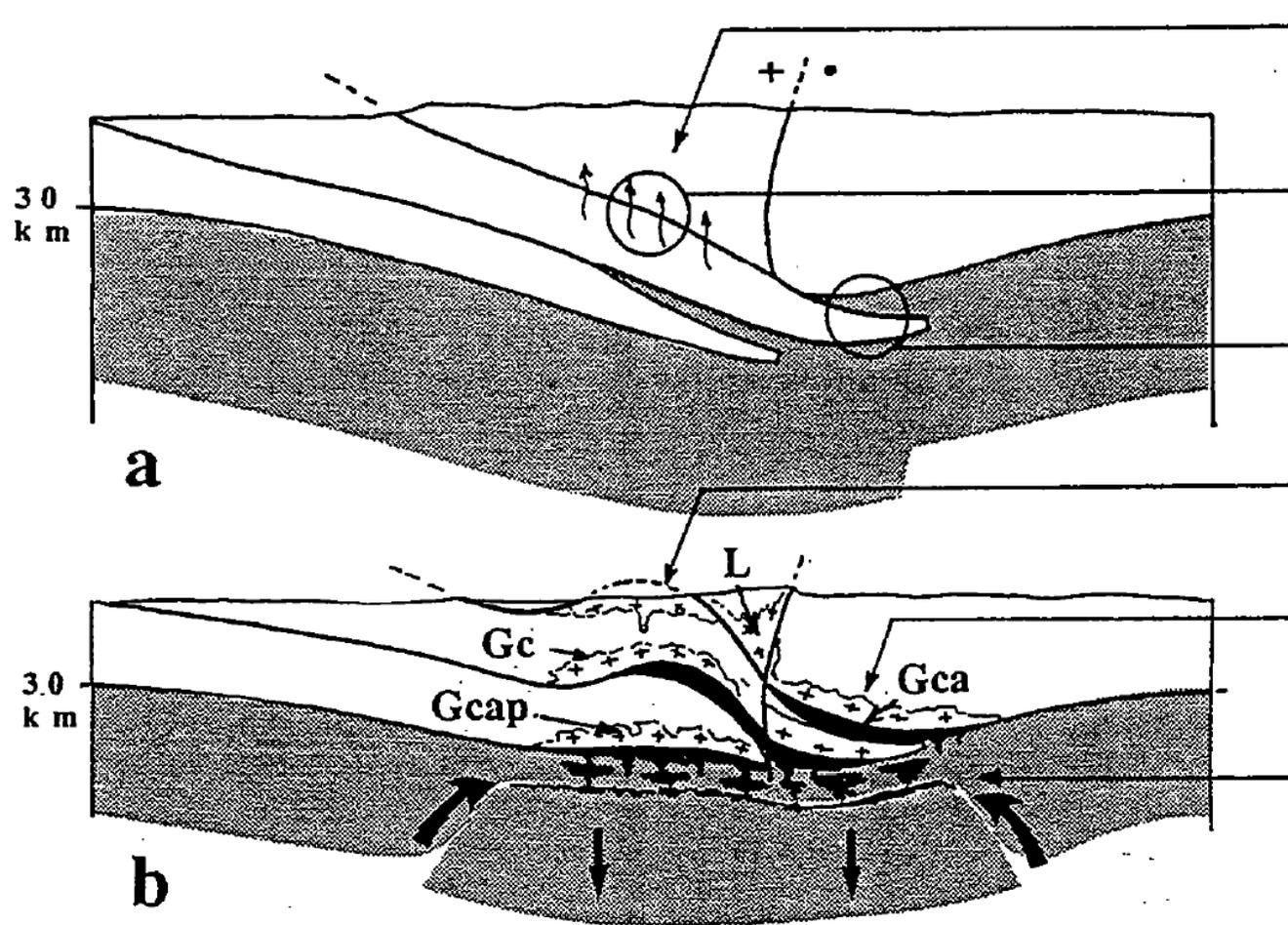
3^{ème} hypothèse : subduction océanique et continentale et fusion partielle du manteau par hydratation

Le bassin arrière-arc mancennien aurait possédé un plancher océanique comme l'attestent les tholéiites de la Terrette. Lors de la fermeture de ce bassin, son plancher océanique aurait subducté vers le Sud sous sa marge méridionale. C'est au cours de cette subduction à plongement Sud que se serait produit le magmatisme calco-alcalin de la Mancennia.

Cette fermeture aurait été accompagnée de grands écaillages crustaux et des fusions partielles du manteau ou de la croûte au-dessus d'une écaille crustale plongeante (froide et hydratée) ont pu alors se produire, générant des magmas calco-alcalins selon le modèle ci-dessous (diapositive suivante).

Arguments en faveur de la 3^{ème} hypothèse :

- Le chimisme des granitoïdes et la diversité (en taille, forme et nature) de leurs enclaves témoignent de l'origine profonde de leurs magmas, en base de croûte.
- La présence de cordiérite et de grenat suggèrent également la fusion partielle de matériaux pélitiques. Ces matériaux pourraient provenir du démantèlement des arcs volcaniques insulaires (arc de Coutances par exemple) de l'orogène cadomien et qui auraient été ensuite métamorphisés lors de la subduction.
- Des intrusions gabbroïques dans l'Unité de Fougères (gabbro d'Ernée et de Brée) pourraient représenter les témoins d'un magma basaltique d'origine mantellique.



1- Relaxation thermique favorisant la fusion

2- Présence de fluides

3- Subduction continentale (croûte froide et hydratée) et hydratation du coin mantellique situé au-dessus

4- Remontée des zones profondes

5- Transfert de chaleur d'origine mantellique et fusion induite

6- Décompression adiabatique du manteau sous-continentale et décollement de la racine mantellique

Granitoïdes et collision continentale (d'après Lagarde et al., 1992)

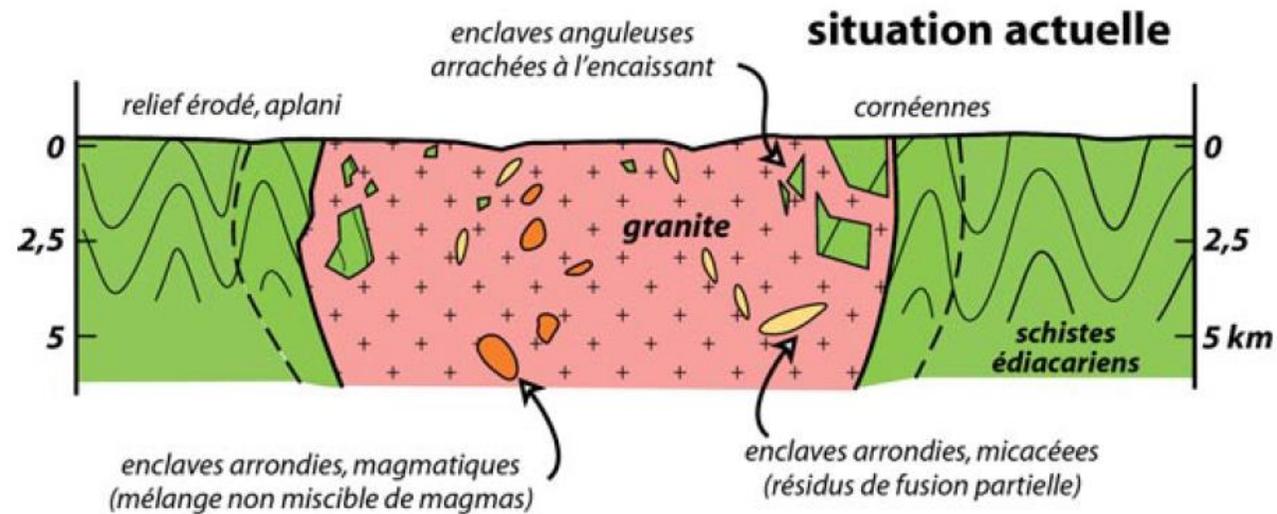
a - lithosphère épaissie

b - lithosphère en cours de désépaississement

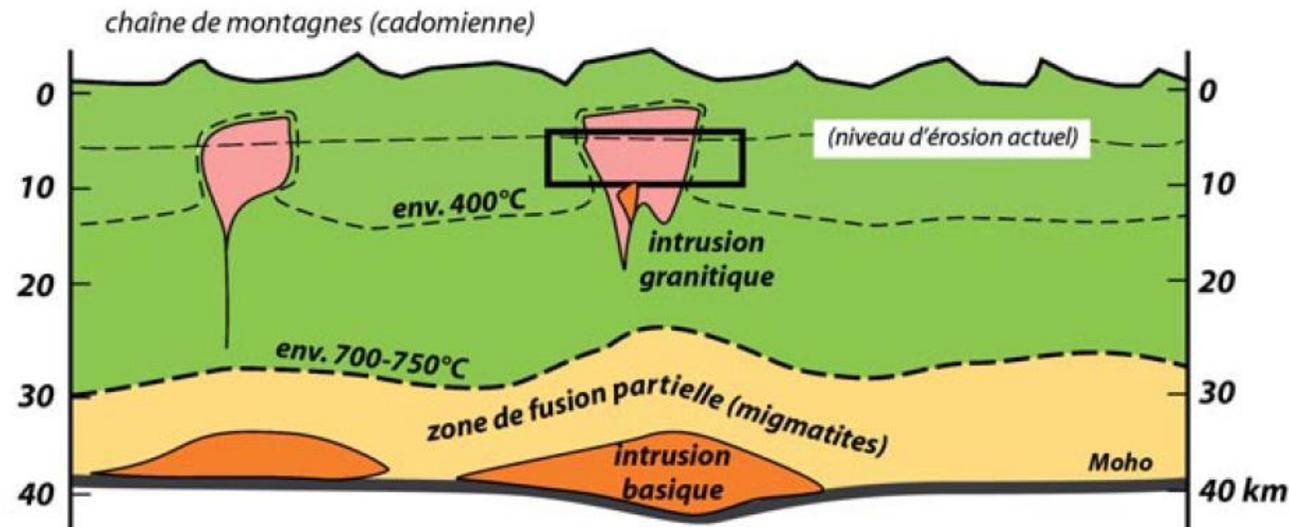
Gc : granites à cordiérite

Gca : granitoïdes calco-alcalins

Gcap : granitoïdes calco-alcalins potassiques



- 540 millions d'années

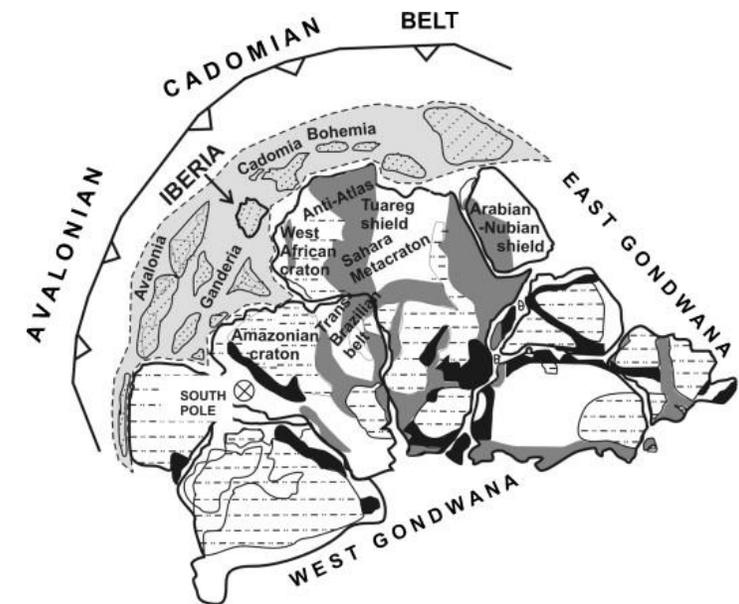
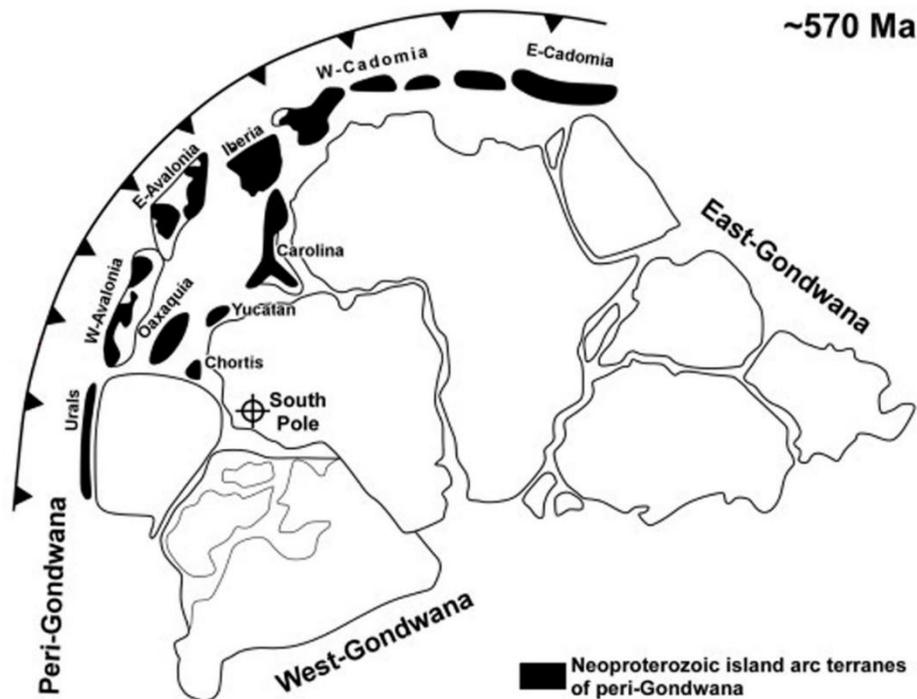


Un modèle de genèse des granites de l'Unité de Fougères
(extrait de Ballèvre et al., 2013 ; modifié d'après Bouffette et al., 2011)

La chaîne cadomienne est encore appelée « chaîne panafricaine » : pour quelle raison ?

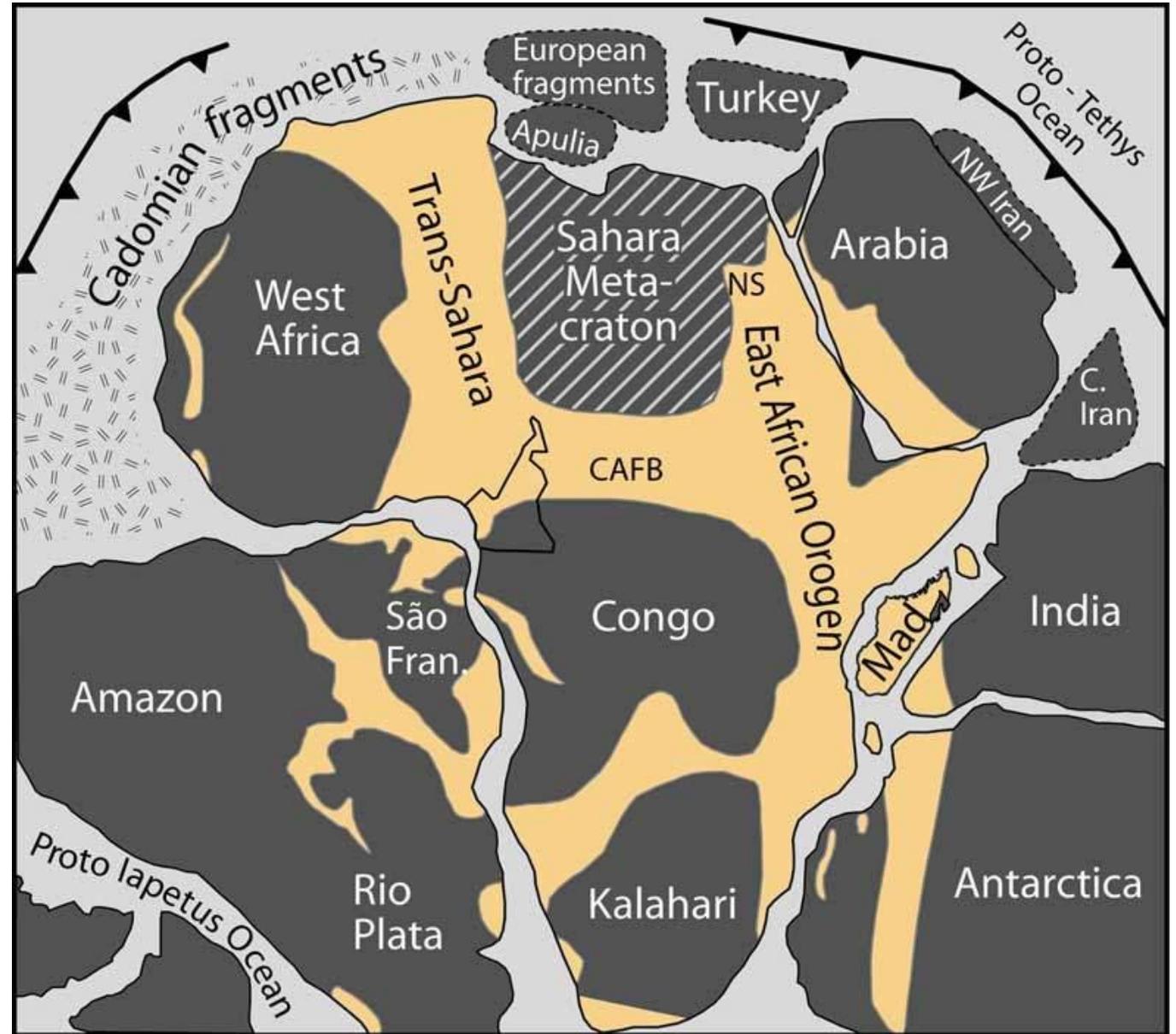
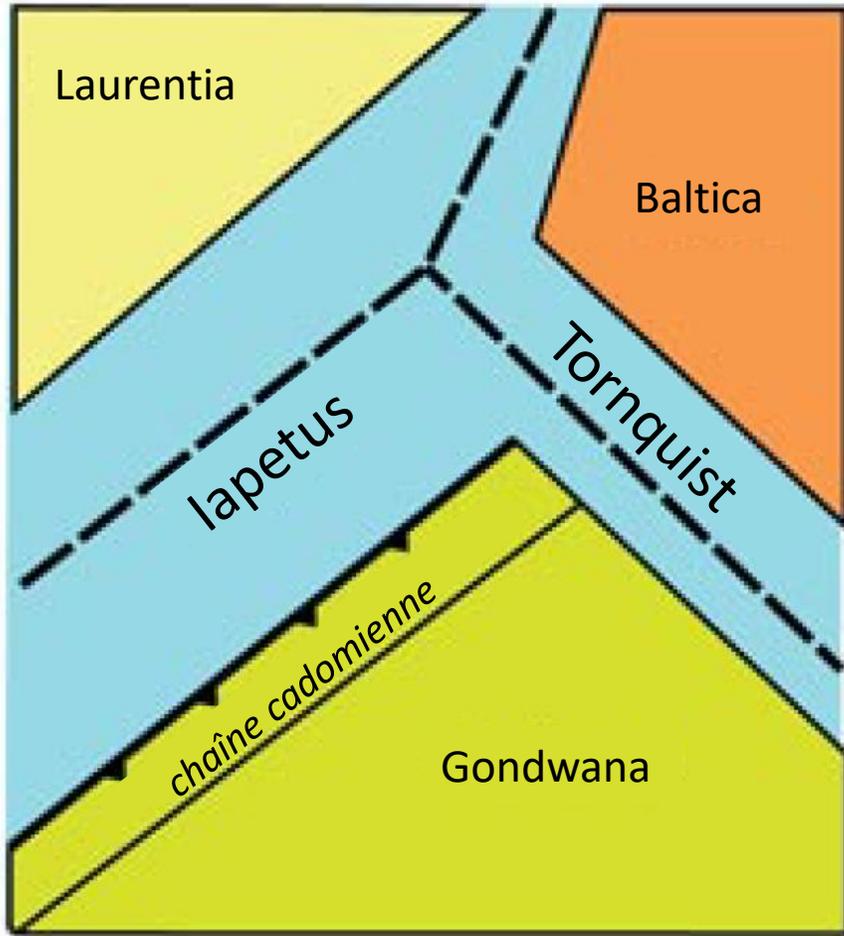
Rappel : Localement, un océan : l' « Océan Celtique » ou de « la Manche », situé au Nord du Massif Armorica, a disparu par subduction vers le Sud, sous le Massif armoricain actuel. Après subduction puis collision, s'est formée en Bretagne-Normandie-Pays de la Loire la chaîne cadomienne. Elle a « soudé » Cadomia au Craton Ouest-Africain voisin d'après les reconstitutions paléogéographiques basées sur la paléomagnétisme et l'étude des zircons.

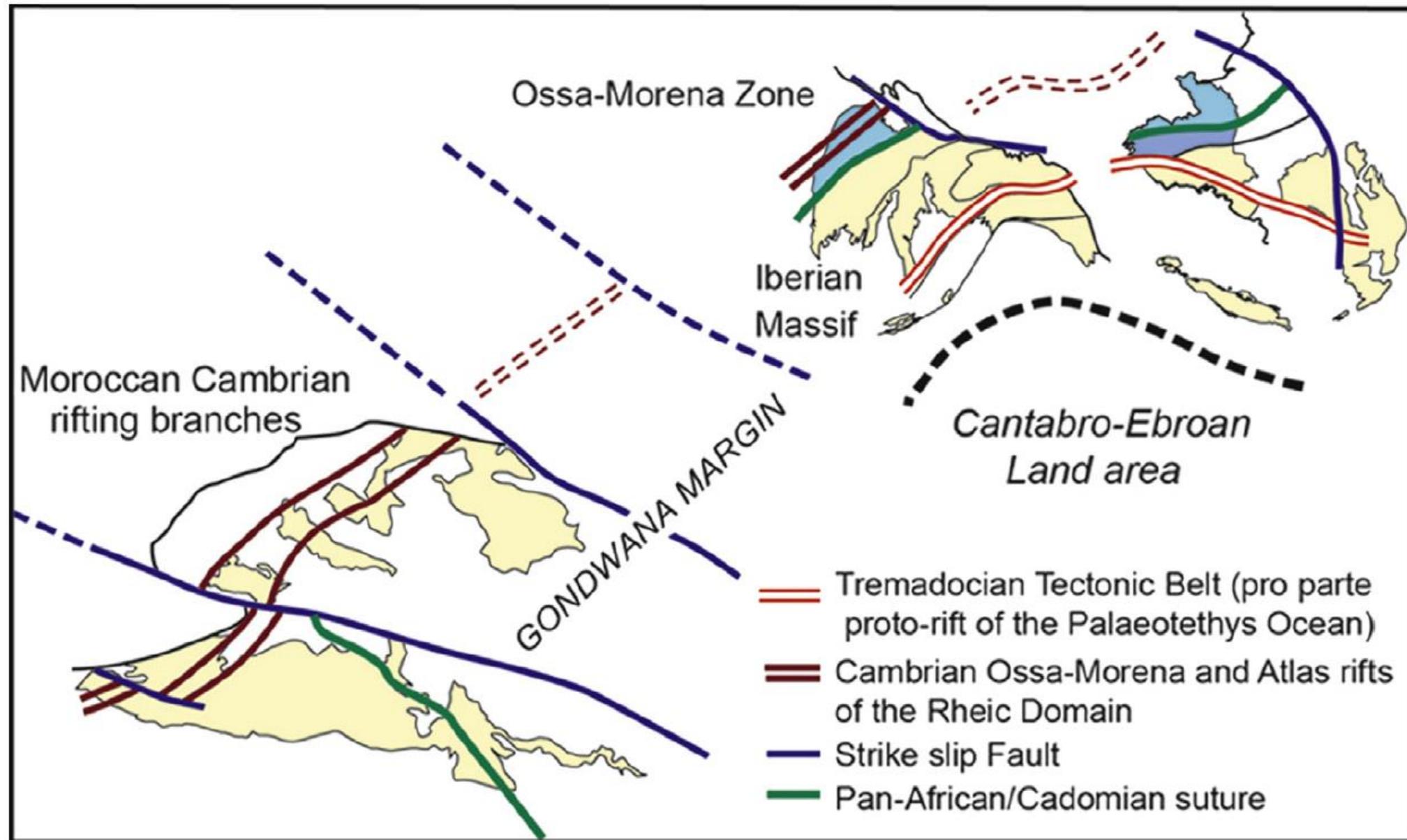
Mais en réalité, la chaîne cadomienne s'étendait bien au-delà du Massif Armoricain car c'est un vaste domaine océanique qui a subducté. Ce sont donc en fait de nombreux fragments continentaux ou microplaques ou terranes : *Bohemia, Cadomia, Iberia* et *Carolina (USA)* qui sont venus se coller au Craton Ouest-Africain et l'agrandir pour former une véritable ceinture : la « Ceinture ou chaîne panafricaine ».



- Neoproterozoic peri-Gondwanan related rocks (Cadomian and related events)
- Neoproterozoic Gondwanan related rocks (Pan-African and related events)
- Mesoproterozoic Gondwanan related rocks (Grenvillian and related events)
- Archean-Palaeoproterozoic cratonic rocks

Ediacarien (620-540 Ma)





Utilisation des roches de La Haie-Traversaine

Extraction de pierres de construction et d'ornement.

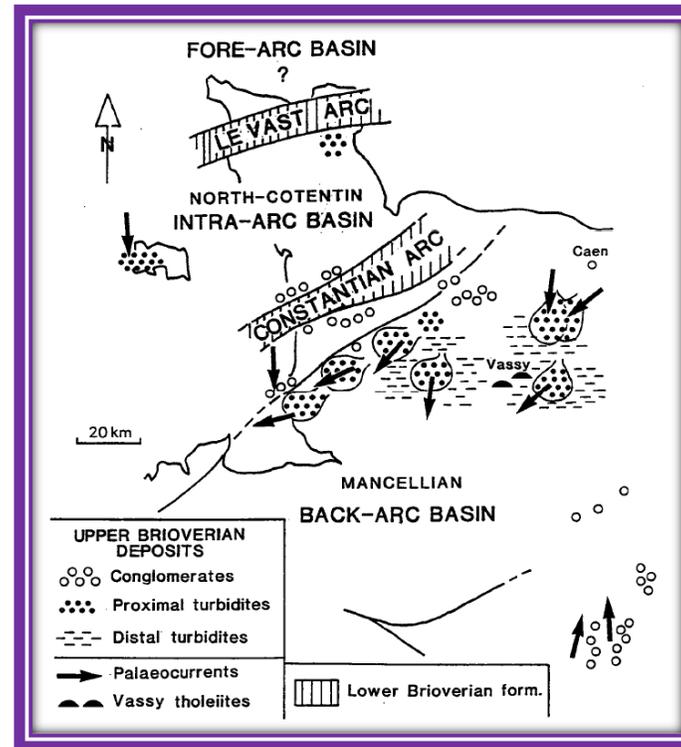
Production de granulats.

Synthèse

A la fin du Briovérien, la chaîne cadomienne, plissée et cratonisée, est la proie de l'érosion.

Les matériaux arrachés s'accumulent dans le bassin en extension de la Mancellia qui, peut-être, s'est océanisé.

Au cours de sa fermeture à la limite Briovérien-Cambrien, ce bassin est injecté de magmas granodioritiques à l'origine des batholites mancelliens. Ces derniers sont responsables d'un métamorphisme de contact, essentiellement thermique, transformant les flyschs en cornéennes.



Esquisse paléogéographique à la fin de l'orogénèse cadomienne (limite Briovérien supérieur/ Cambrien)
(d'après Dupret et al., 1990)

Roche 2 : Dolomie de Neau – Torcé-Viviers-en-Charnie (53)

Âge : Cambrien inférieur (Tommotien)

02

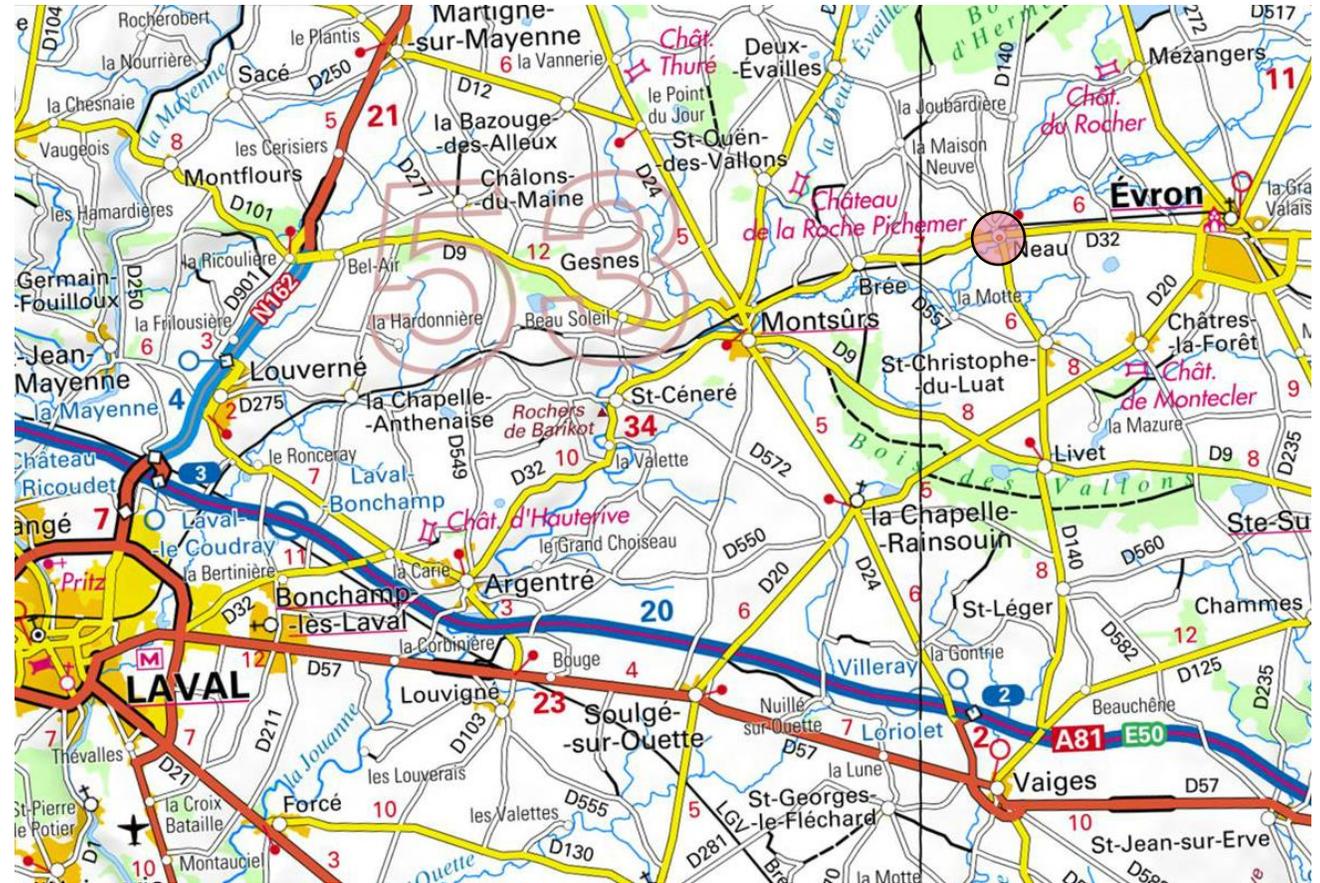
Dolomie

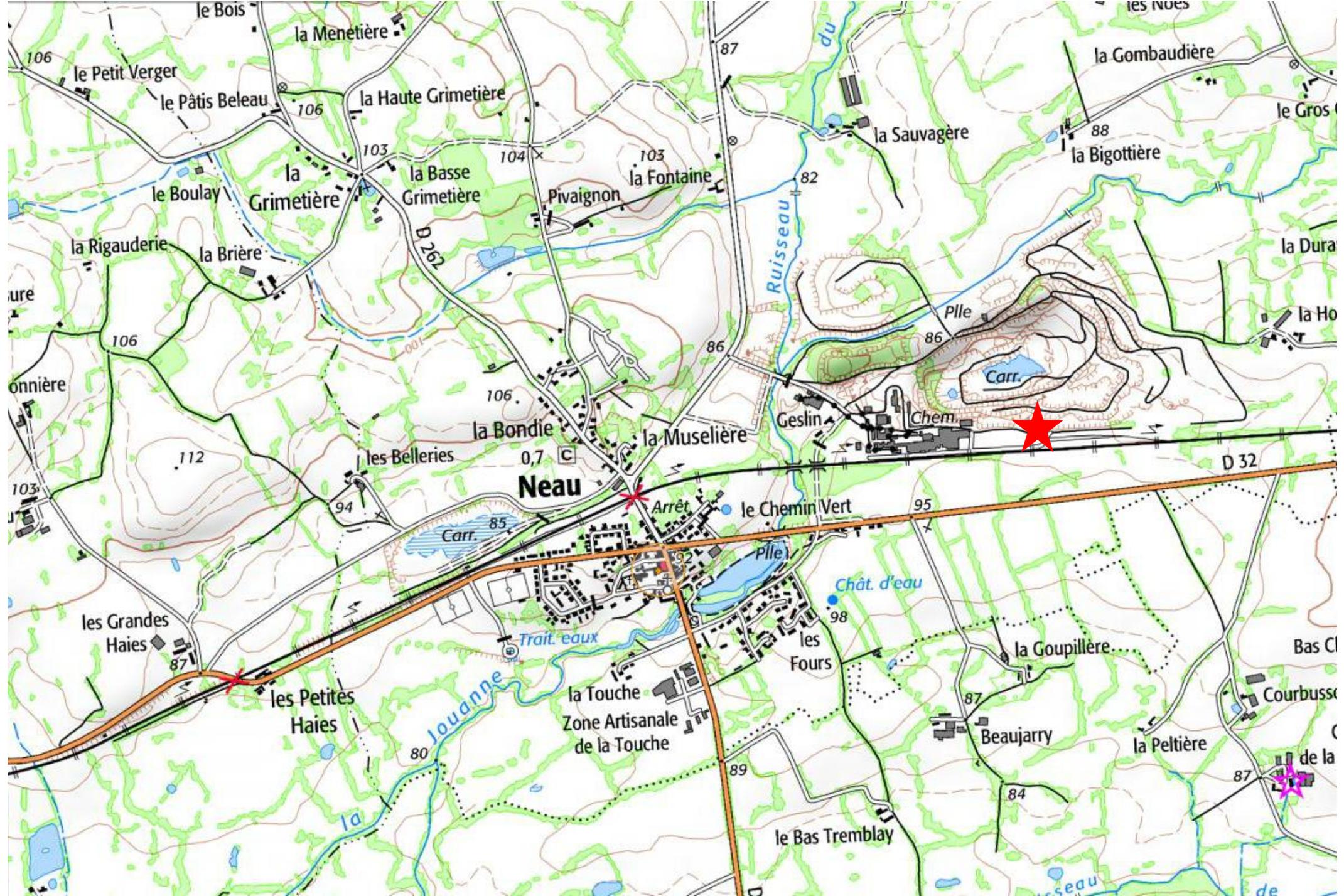
- Catégorie :** Sédimentaire
- Commune :** Torcé Viviers en Plaine (53)
- Ère :** Paléozoïque
- Période :** Cambrien

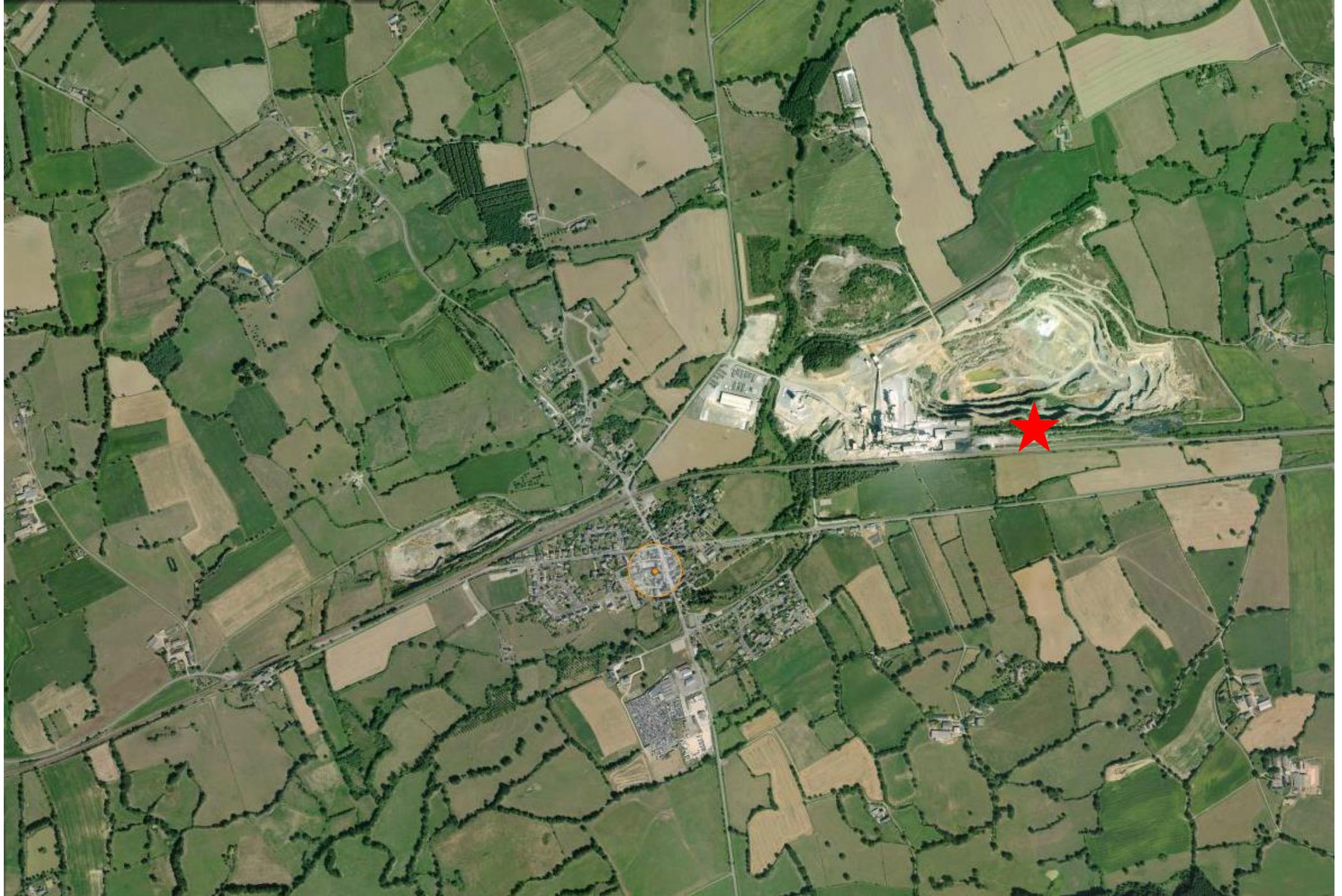


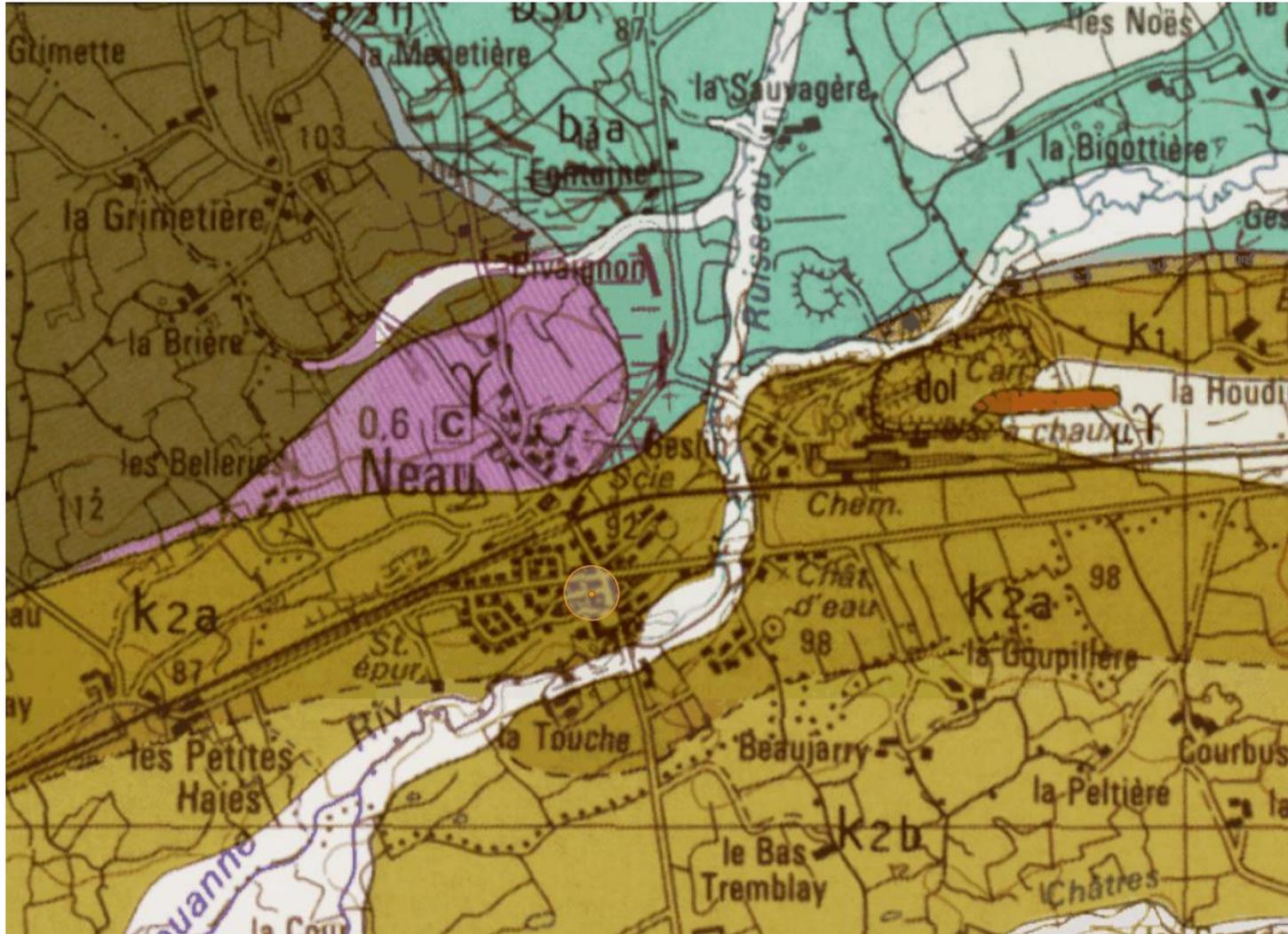
Situation géographique

La carrière de la Dolomie française se situe à l'Est du village de Neau (Mayenne), entre la rivière la Jouanne au Nord et la voie ferrée Paris-Rennes au Sud.





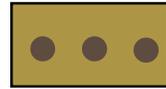




K2b Formation des calcaires de Châtre-la-Forêt (Cambrien inférieur)



K2a Formation carbonatée d'Évron - Dolomie de Neau (Cambrien inférieur)



K1 Poudingues et arkoses (Cambrien inférieur)



b3a Schistes à galets (Briovérien supérieur)



μγ Microgranite porphyrique calco-alkalin (âge incertain : Cambrien ou Carbonifère ?)



γ1 Granophyre (Cycle Cadomien tardif)



η Diorite de Neau (Cycle Cadomien tardif)



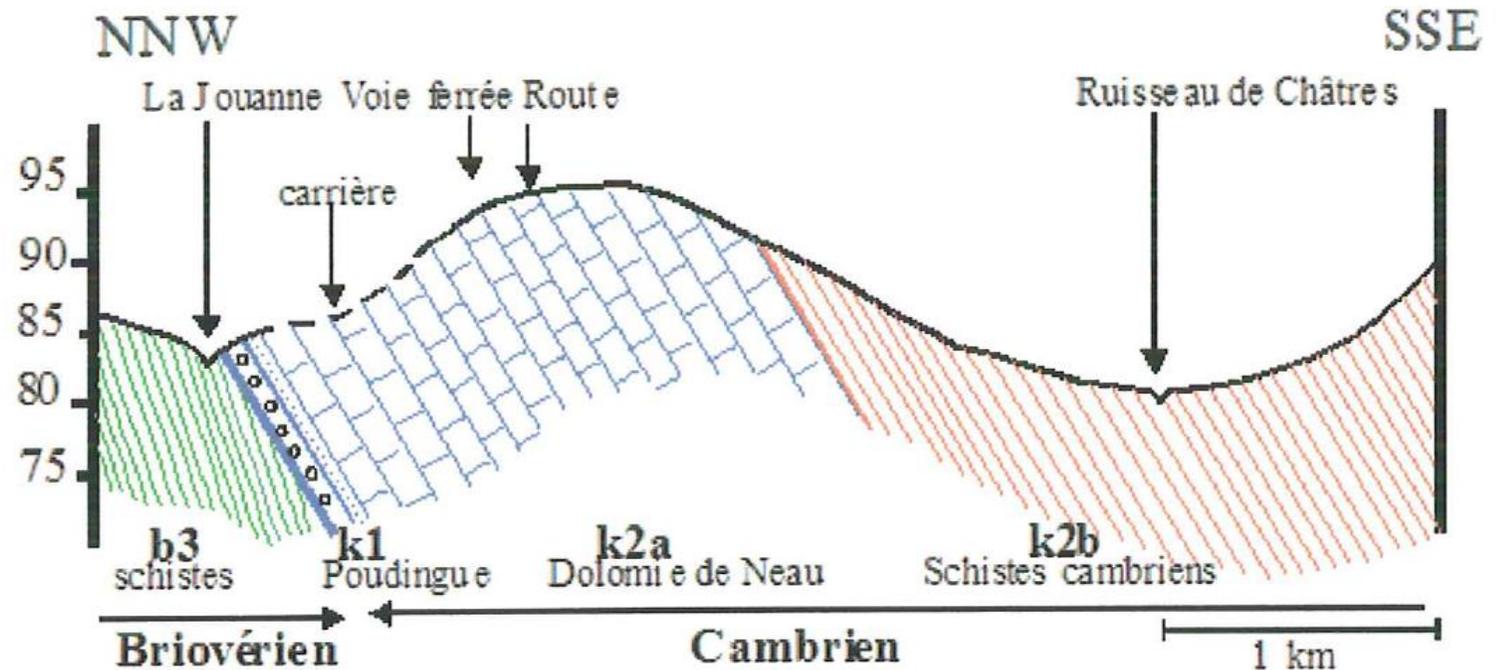


Géologie

La carrière de Neau exploite les dolomies (K2a) du flanc Nord du Synclinorium paléozoïque (= Primaire) de Laval-Sablé, c'est-à-dire un ensemble de plis parallèles dont la disposition générale est synclinale, en forme de coque de bateau ; la couche extérieure du synclinorium étant la plus ancienne, la couche axiale la plus récente.

Cette formation dolomitique présente une épaisseur de 200 à 300 m et s'étend sur environ 20 km de longueur depuis Neau jusqu'à Neuville-en-Charnie à l'Est.

Dans la carrière de Neau, la dolomie se présente sous la forme de bancs épais de 40 à 50 cm, orientés N 65° et pentés à 45° vers le S-SE. Ces bancs ont une teinte gris à beige, tirant parfois sur le roux.



La dolomie

La dolomie est une roche sédimentaire carbonatée constituée à environ 90% d'un minéral : la dolomite qui est un carbonate double de calcium et de magnésium ((Ca,Mg)CO₃). Comme le calcaire, la dolomite réagit avec l'acide chlorhydrique mais uniquement à chaud.

La dolomie renferme en plus une faible proportion de minéraux argileux (10%) qui s'accumulent dans les poches de dissolution de la roche créées par les eaux de percolation chargées en CO₂.

F. Doré (1969) a observé, vers le milieu de la carrière, des niveaux noirs entre les bancs de dolomie composés par des « *mattes algales* » laminées (en anglais, « algal-mats »), c'est-à-dire des « laisses de mer » de *Cyanobactéries* (appelées autrefois *Cyanophycées* ou *Algues bleues*) pourvues de chlorophylle, vivant à faible profondeur dans la zone de pénétration de la lumière. Il est vraisemblable que l'évaporation de l'eau de mer a favorisé l'augmentation du rapport Magnésium/Calcium jusqu'à atteindre des valeurs comprises entre 10 à 35, rapport élevé favorable à la précipitation de la dolomite.

F. Doré (1969) range le Membre dolimitique de Neau dans le système Cambrien inférieur (étage Tommotien) antérieur à l'apparition des Trilobites (à environ 530 Ma).

Dans des carrières voisines, il a également mis en évidence de véritables édifices récifaux en forme de champignons ou « stromatolites », d'une hauteur de plus de 3 m, et résultant d'un empilement de lamines de forme elliptique. Ces constructions sont également l'œuvre de *Cyanobactéries* de type *Collenia*.

Les *Cyanobactéries* sont des êtres procaryotes.

Elles peuvent être **unicellulaires**. La plupart du temps cependant, les cellules restent unies par une enveloppe mucilagineuse quand elles se divisent. Elles forment ainsi des colonies sphériques ou filamenteuses **pluricellulaires**, parfois ramifiées.

Les *Cyanobactéries* sont essentiellement phototrophes, c'est-à-dire que l'énergie nécessaire à leurs synthèses anaboliques provient de la lumière. La réception de cette lumière chez ces êtres photosynthétiques implique la possession de pigments qui sont à peu près les mêmes que ceux connus chez les plantes vertes supérieures : chlorophylle, phycocyanine, phycoérythrine, carotène...

Par photosynthèse, elles absorbent le CO₂ présent dans les ions hydrogénocarbonate (HCO₃)⁻ solubles dans l'eau provoquant ainsi la précipitation des ions carbonate CO₃²⁻ insolubles selon la réaction :

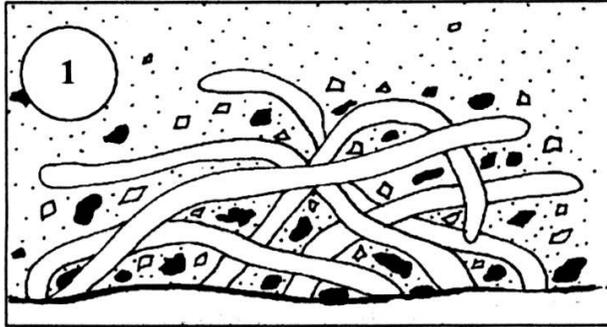


Du fait de cette réaction, les *Cyanobactéries* se retrouvent recouvertes d'une mince pellicule de calcaire blanc, opaque. Elles ne reçoivent plus alors suffisamment de lumière pour photosynthétiser et meurent. Un nouveau lit de *Cyanobactéries* va quand même se développer à la surface de cette couche « morte » à partir de cellules de résistance ou de fragments de filaments (hormogonies) qui se détachent avant l'ensevelissement. Et ainsi de suite (voir schémas).

La colonie s'épaissit ainsi avec le temps pour former des tapis algaires ou « algal-mats » ou parfois de véritables constructions récifales en forme de champignons : les **stromatolites**.

Ces différences morphologiques (en « tapis algaires » ou en « champignons ») résultent de conditions variables du milieu : profondeur, énergie des vagues, rythme et amplitude des marées, apports détritiques. Les **structures en champignons** correspondent davantage à des secteurs de haute énergie, les **structures planaires en tapis** à des zones abritées.

Cela explique la présence de faciès bréchiques au voisinage des stromatolites, faciès bréchiques interprétés comme le résultat de la destruction partielle des récifs par les vagues.

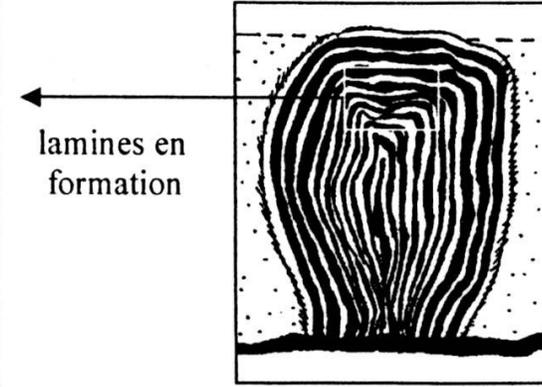
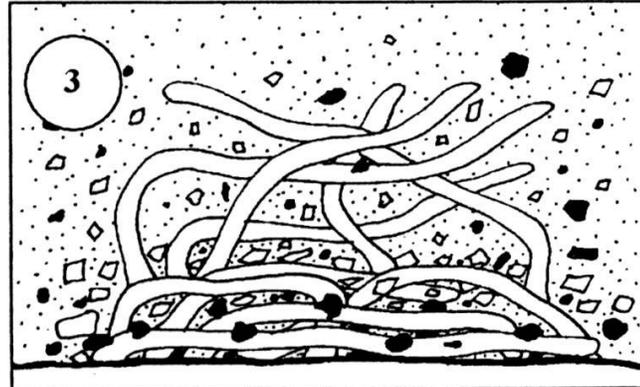


1 - Le jour les cyanobactéries filamenteuses réalisent la photosynthèse et contribuent à la précipitation du CaCO_3 en utilisant le CO_2 .



2 - La nuit, les cyanobactéries secrètent un mucus qui retient et piège, le sable, les particules organiques et les cristaux de calcite. Les cyanobactéries qui meurent forment des niveaux et donc des lamines riches en matière organique.

3 - Le jour suivant de nouvelles cyanobactéries se forment et recommencent ce cycle



a : lamine riche en calcite

b : lamine riche en matière organique

- ◇ Carbonate de calcium CaCO_3
- Particule détritique
- ⋯ Sable

Par ce mécanisme, le feutrage de filaments de cyanobactéries collés sur un support est englué dans une gangue calcaire et forme une couche plus ou moins carbonatée ou lamine.

Paléogéographie au Cambrien

Quel est le climat au Cambrien ?

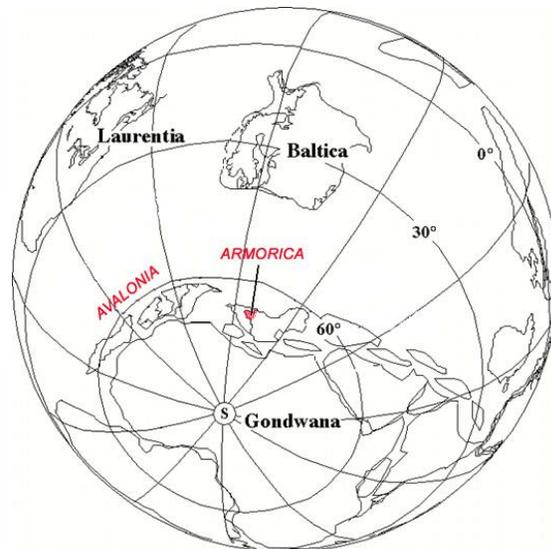
Les études paléo-magnétiques ont montré que le Massif armoricain était proche du pôle Sud magnétique (voir carte ci-dessous).

On pourrait donc penser que le climat était froid. En fait, il n'en est rien comme le prouve la présence de **calcaires récifaux à Archaeocyathidés** (ancêtres des Spongiaires actuels) en Normandie, près de Carteret, et en Espagne.

Le climat était **un climat global sans glaciation (= CSG)** avec des températures moyennes atteignant 8°C aux pôles et caractérisé par un gradient thermique latitudinal faible : écart de seulement 25°C environ entre les pôles et l'équateur.

Les causes de ce climat relativement « chaud »

Le rifting intense qui s'est manifesté au Cambrien a joué un rôle non négligeable. Le volcanisme associé a rejeté dans l'atmosphère du CO₂, du SO₂ ... , gaz à effet de serre responsables du réchauffement de l'atmosphère. Ce réchauffement a ensuite induit une dilatation de l'eau de l'Océan mondial provoquant ainsi la transgression cambrienne. Il en est résulté un développement des mers épicontinentales, mers qui ont dû elles aussi contribuer à un adoucissement du climat. Cette chaîne de rétro-actions positives est bien connue.



Paléogéographie à la fin du Cambrien

Utilisation de la dolomie

A Neau, la dolomie est activement exploitée en vue de nombreuses utilisations.

- Crue, elle sert à l'industrie du verre, au traitement des fumées des centrales thermiques, et elle est incorporée dans les aliments pour bestiaux.
- Traitée à 1100°C, elle donne une chaux magnésienne utilisée comme amendement, pour le traitement des eaux usées et dans l'industrie laitière.
- Cuite à 1800°C, elle donne les « dolomies frittées » employées dans les fours réfractaires de l'industrie métallurgique.

Synthèse

Dès le début du Cambrien, une mer est venue de l'Est et s'est avancée sur les débris de la chaîne cadomienne.

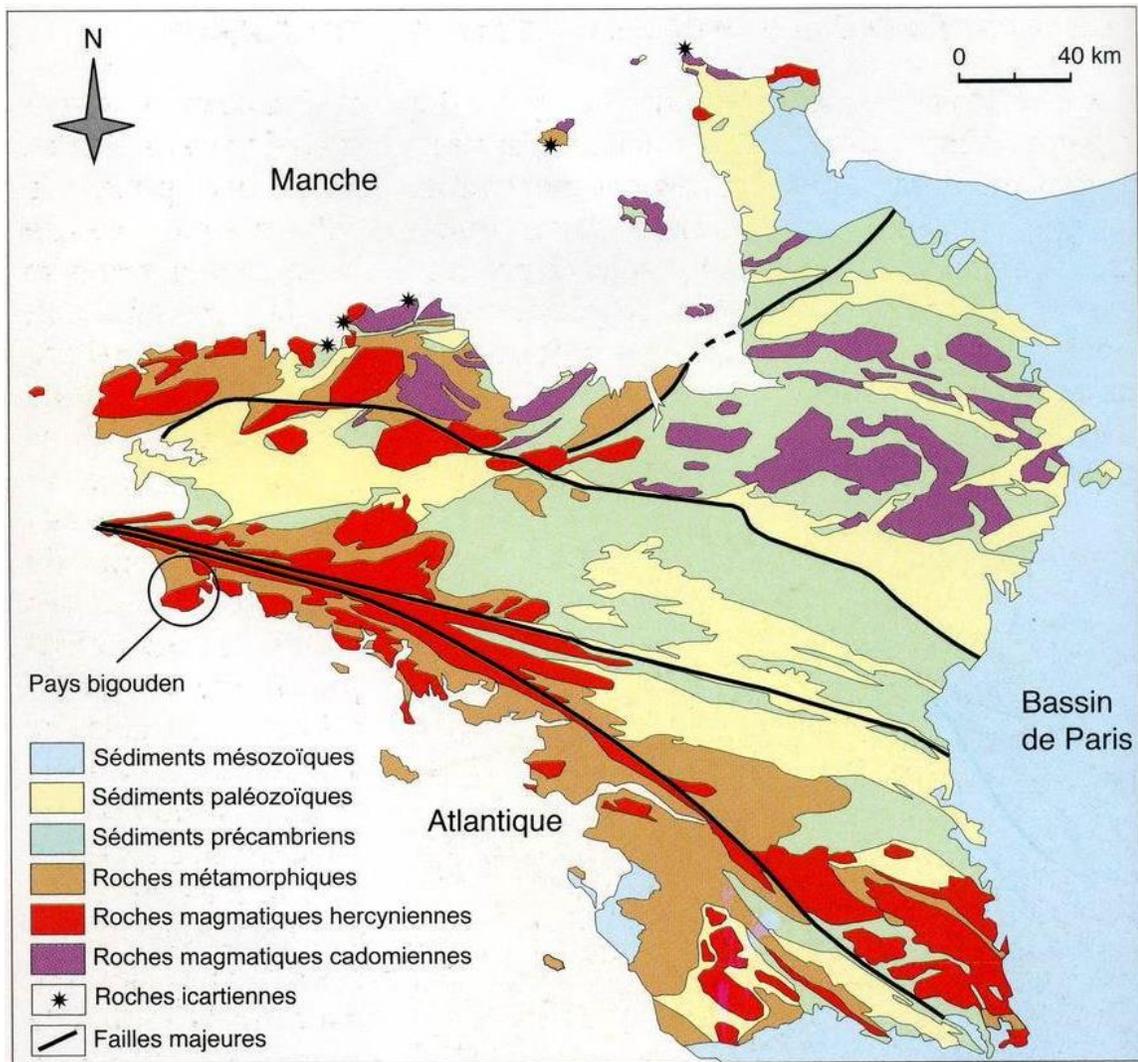
La région de Neau, les Synclinaux des Coëvrons et de la Charnie ressemblaient à des golfes marins, établis sur une plateforme continentale briovérienne. La mer y était peu profonde, de moins de 100 m de profondeur, pour que les Cyanobactéries reçoivent suffisamment de lumière pour photosynthétiser.

Des récifs de stromatolites se développaient au large, parfois attaqués par les vagues (d'où la présence de brèches) et des mattes algales étaient abandonnées sur le rivage, dans la zone de balancement des marées, entre le niveau de haute mer et celui de basse mer.

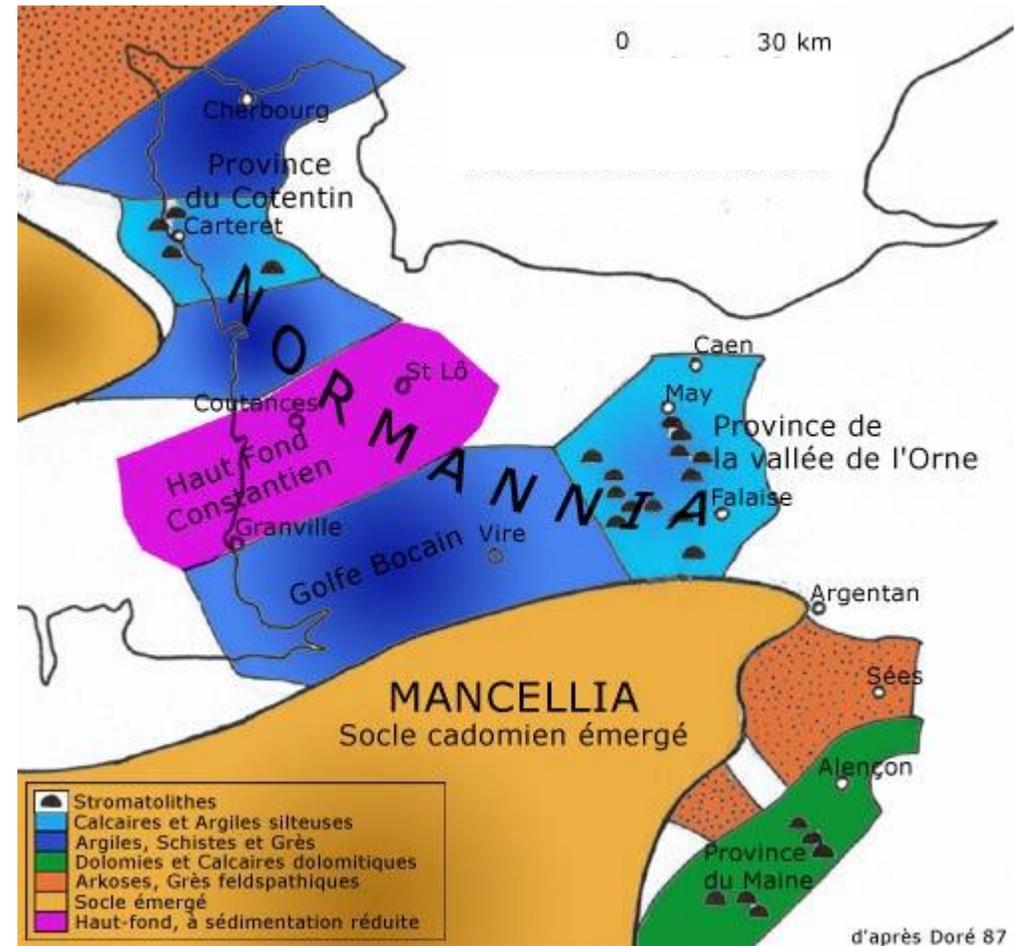
Dans des zones abritées, plus ou moins lagunaires, l'évaporation intense de l'eau de mer a permis la précipitation de la dolomite.

Au Tommotien (Cambrien inférieur), le climat était donc chaud à la latitude des Synclinaux des Coëvrons et de la Charnie. Mais il l'était aussi à l'échelle du globe, il n'y avait aucune glaciation.

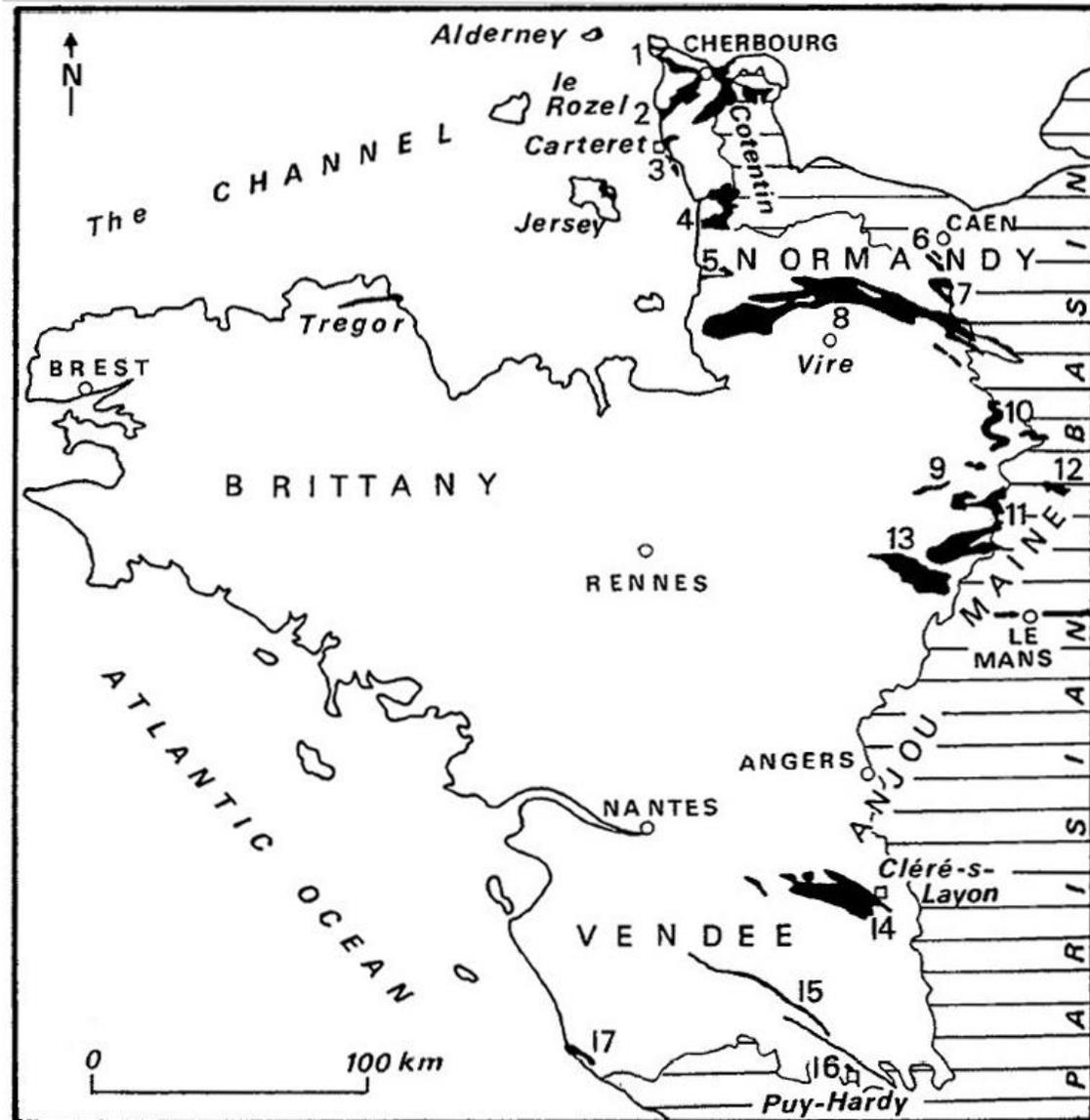
Pour information, les analyses paléomagnétiques ont établi qu'au Cambrien, le Massif armoricain - en toute rigueur l'unité des Mauges - était située à des latitudes basses (60-80° S).



Carte géologique simplifiée du Massif armoricain



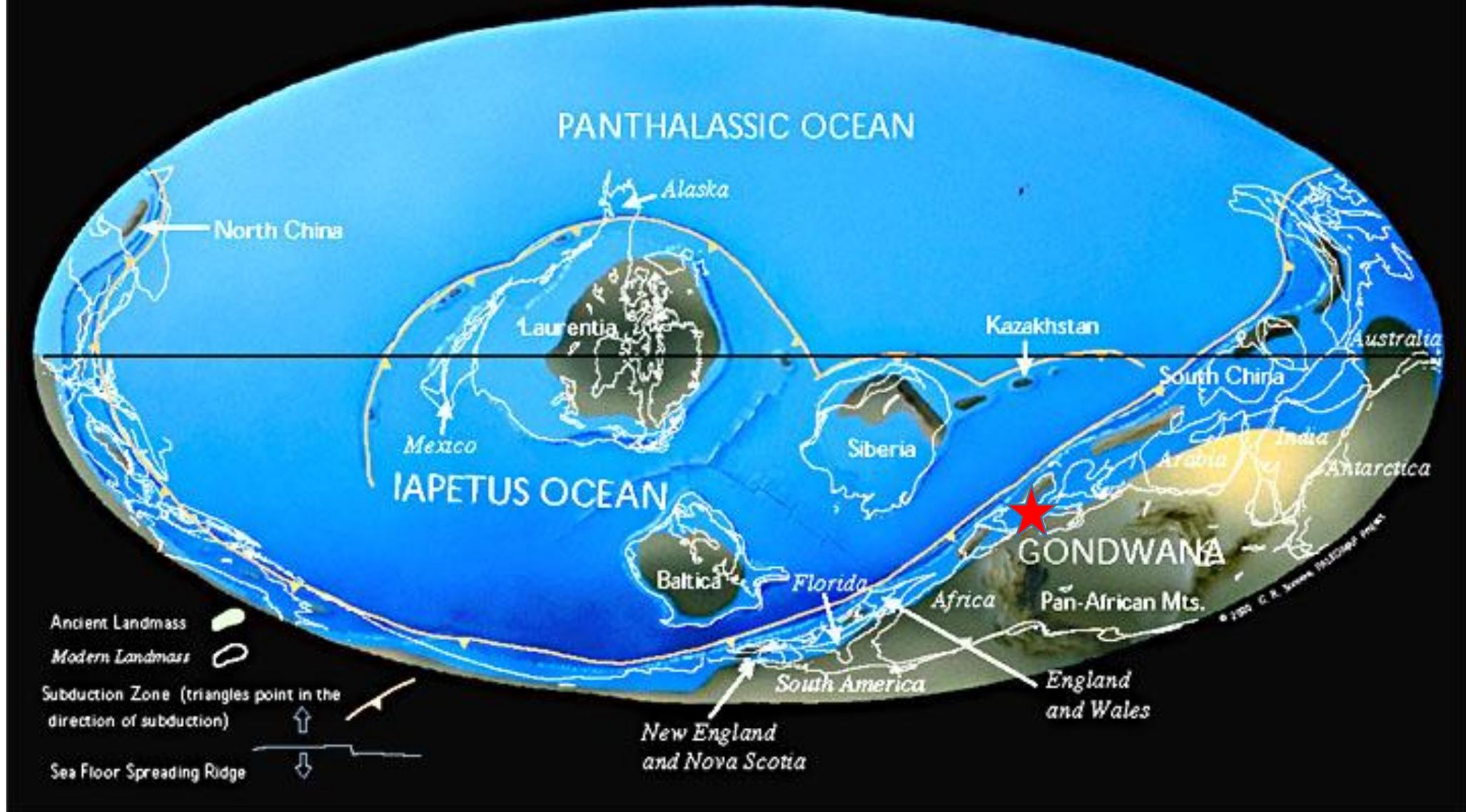
Paléogéographie au Cambrien inférieur



**Répartition des formations cambriennes
du Massif Armoricain
d'après J. Le Gall (1993)**

- 1- La Hague
- 2- Flanc Sud du synclinal de Siouville
- 3- Secteur de Carteret
- 4- Bassin de Lessay
- 5- Synclinal de Montmartin
- 6- Synclinal de May
- 7- Synclinal d'Urville
- 8- Synclinal de la Zone bocaine
- 9- Synclinal de Pail
- 10- Massif d'Ecouves
- 11- Alpes mancelles
- 12- Massif de Perseigne
- 13- **Synclinaux des Coëvrons et de la Charnie**
- 14- Synclinal de Cholet
- 15- Synclinorium de Chantonay
- 16- Ecaille de Puy-Hardy - Marillet - Gerbaudières
- 17- Séries des Sables d'Olonne et de Sauveterre

Late Cambrian 514 Ma



**Roche 3 : Le « Grès armoricain » – Saint-Léonard-des-Bois (72)
(Flanc Nord du Synclinal des Coëvrons)**

Âge : 475 Ma - Floien (Ordovicien inférieur)

03

Grès

Catégorie : Sédimentaire

Commune : Saint Léonard des Bois (72)

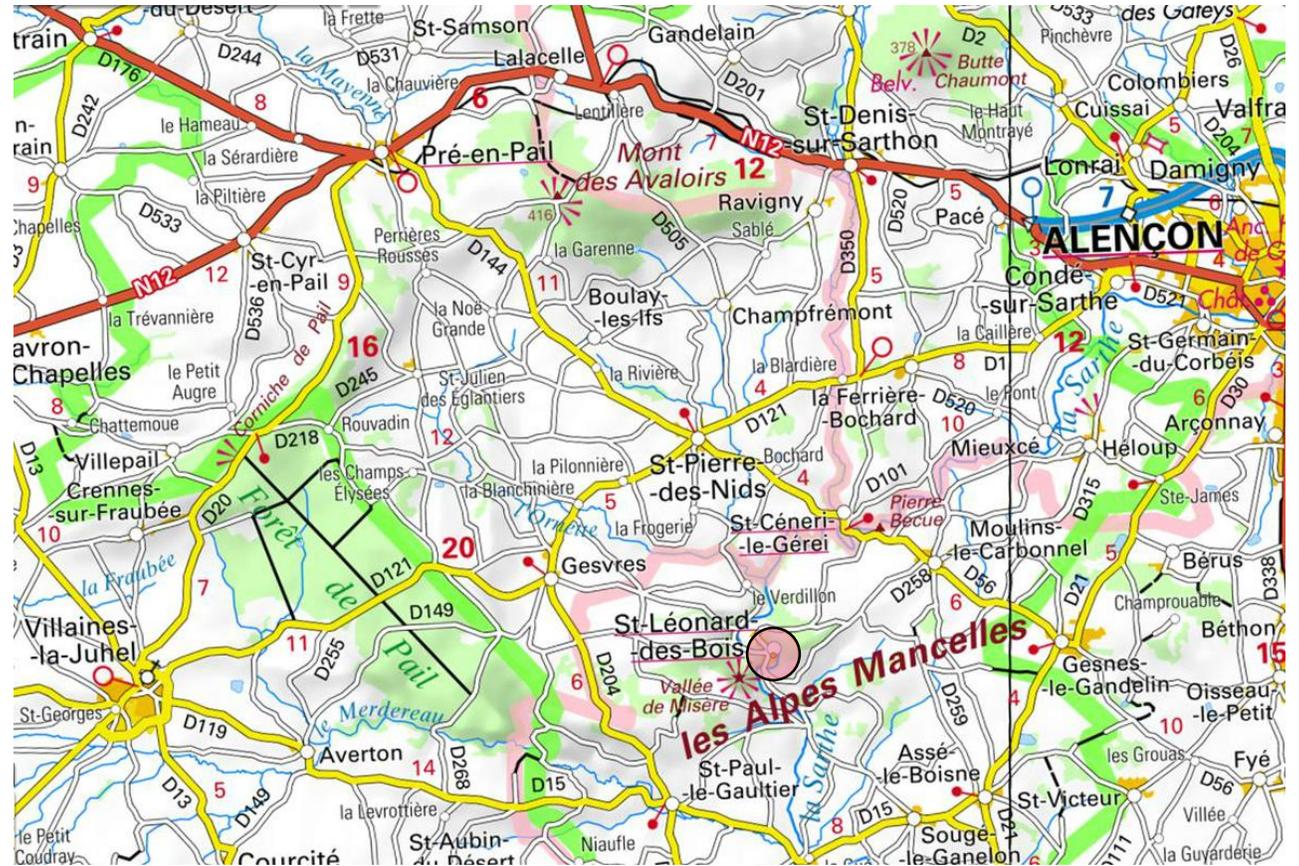
Ère : Paléozoïque

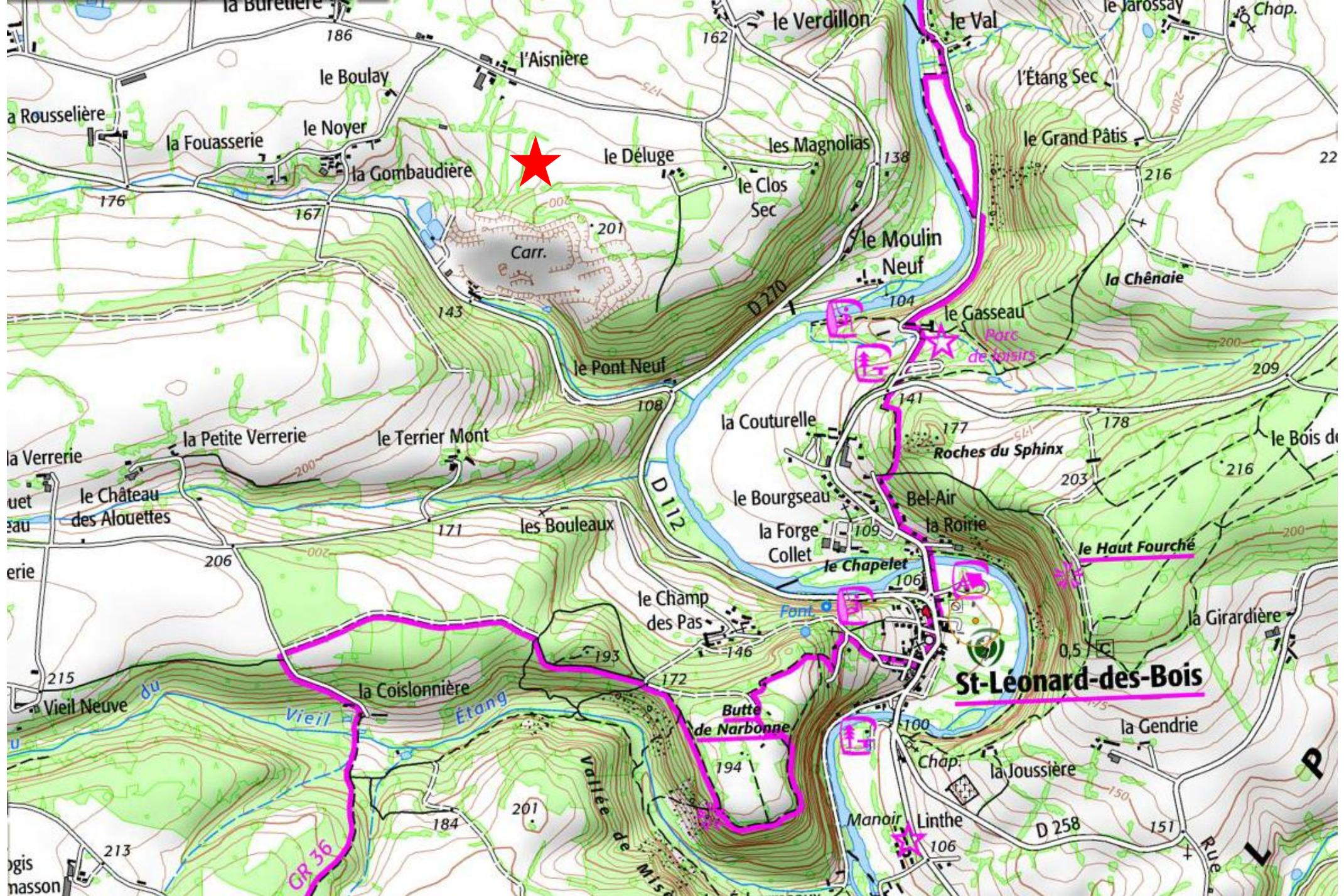
Période : Ordovicien



Situation géographique

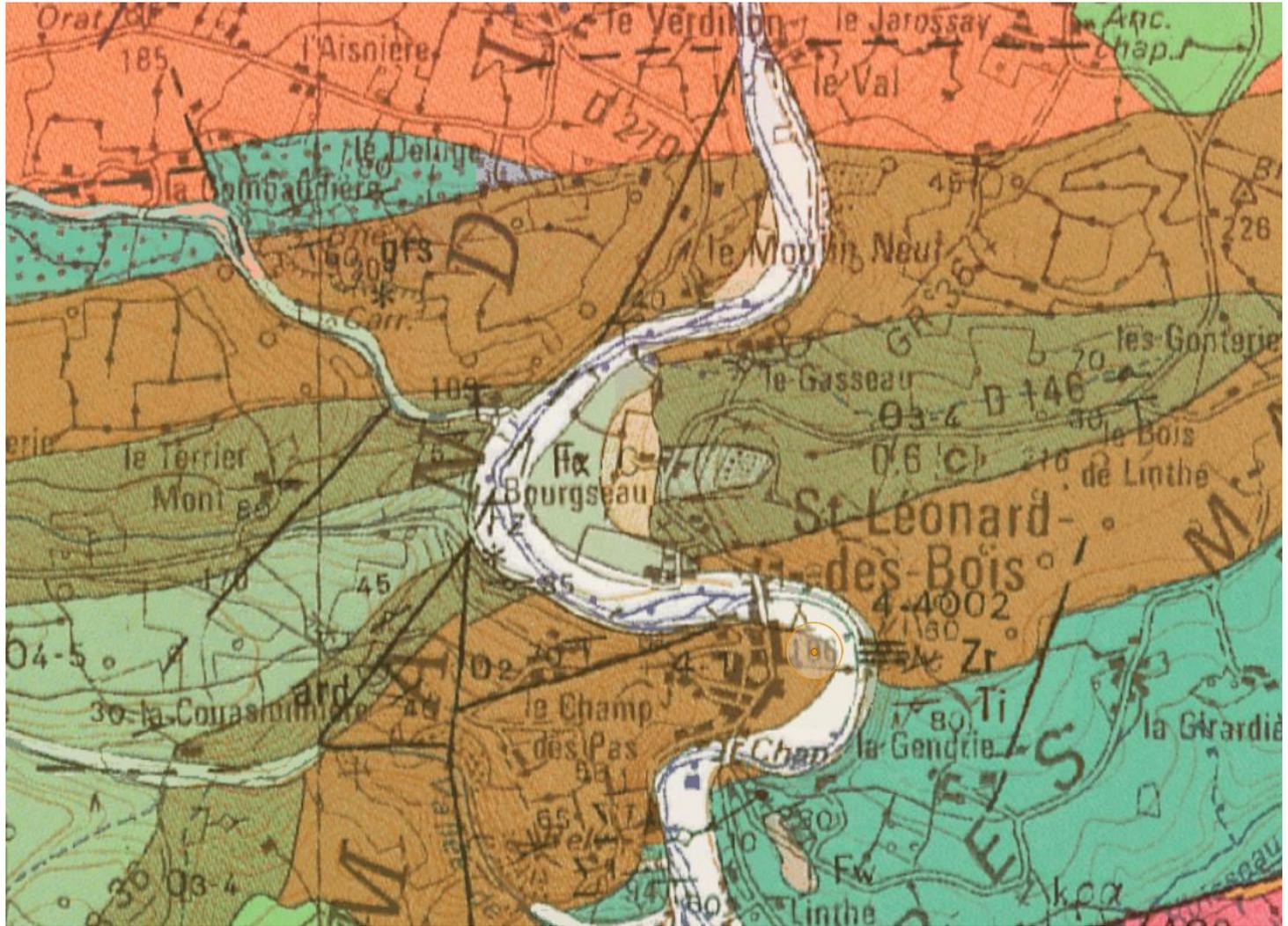
La carrière de la Gombaudière de Saint-Léonard-des-Bois se situe dans le Nord - Nord-Ouest du département de la Sarthe, pratiquement à la frontière avec la Normandie, dans les **Alpes mancelles**, sur la rive droite de la Sarthe. Elle est desservie par la départementale 112, route qui va de Saint-Léonard-des-Bois à Gesvres en Mayenne.





St-Léonard-des-Bois





C2 Cénomannien inférieur à moyen - Sables du Maine



O4-5 Llandeilien-Caradocien - Grès de May



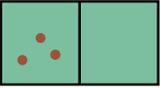
O3-4 Llanvirnien-landeilien - Schistes du Pissot



O2 Arénigien - Grès armoricain



Kp Rhyolite (Volcanisme du Maine - Âge Cambrien)



b3 Flysch du Briovérien supérieur



Y4 Granodiorite à cordiérite (Cadomien)





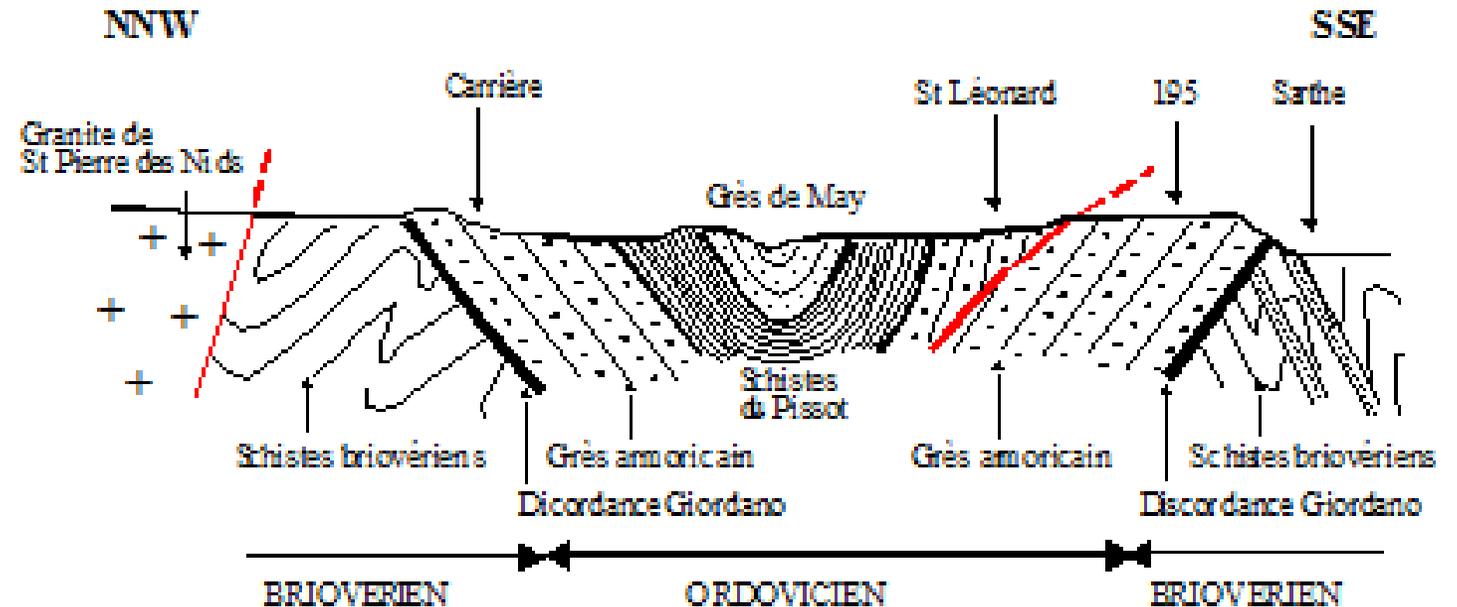




Géologie

La carrière exploite le « Grès armoricain » du flanc Nord du Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois comme l'illustre la coupe géologique ci-dessous. Un synclinal est une structure plissée en forme de bateau, la couche externe étant la plus ancienne, la plus récente occupe l'axe de symétrie.

Le pendage des couches y est de l'ordre de 45° vers le Sud.



Coupe géologique du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois. (R. Giordano, 1974)

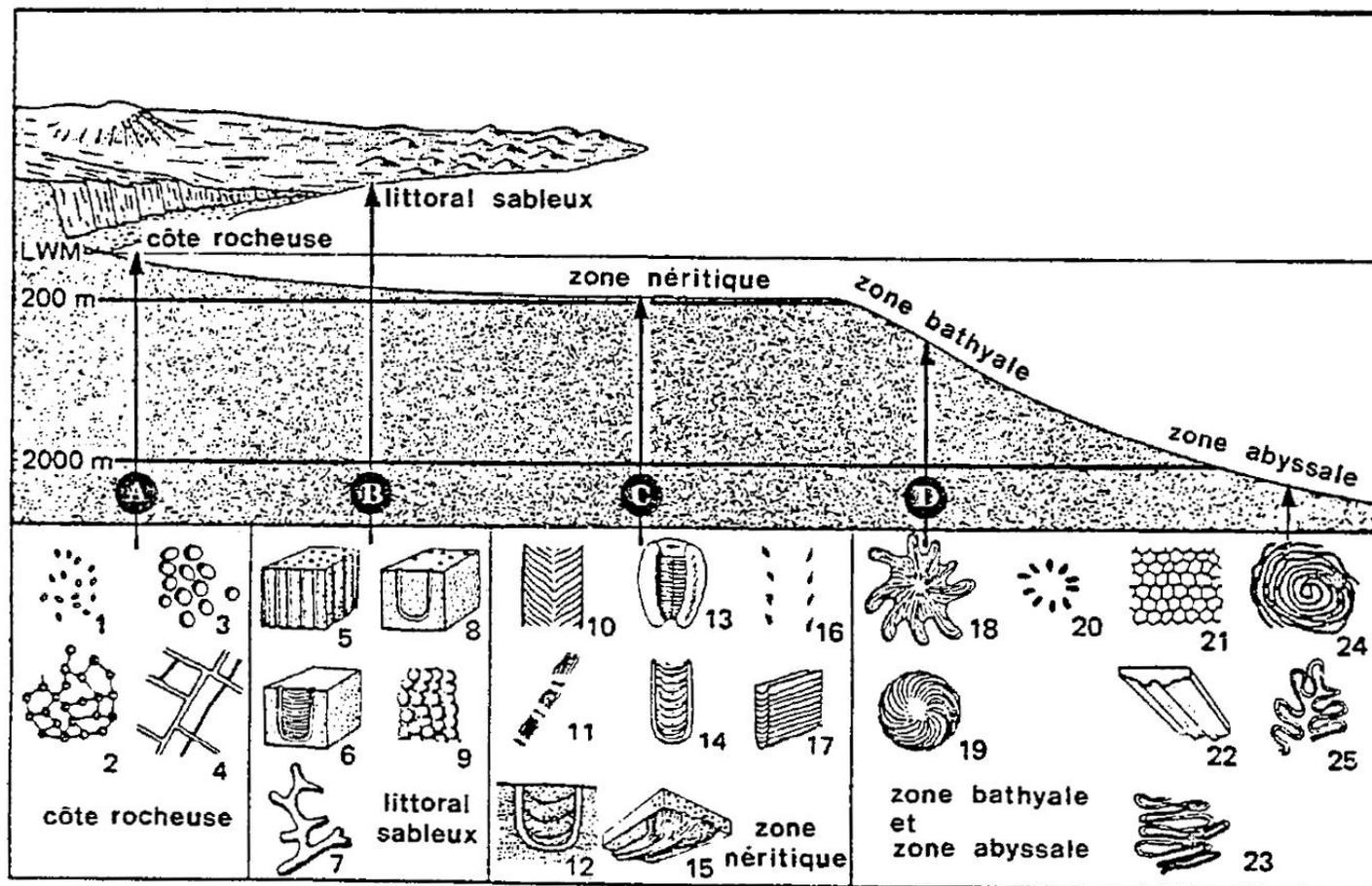
Le « Grès armoricain » est discordant sur les Schistes briovériens (*découverte de R. Giordano en 1974*), formation sédimentaire la plus ancienne du département de la Sarthe. (*La discordance est souvent masquée par des dépôts de gravats*).

Les schistes sont âgés de 580 à 540 Ma ; ils ont été plissés une première fois lors de l'orogénèse cadomienne (*cadomus = Caen*), puis une seconde fois avec les « Grès armoricains » lors de l'orogénèse hercynienne (« *hercynien* » = *de Harz en Allemagne*).

La **Formation du « Grès armoricain »** appartient au Paléozoïque inférieur, plus précisément à l'Ordovicien ; elle a été datée de l'Arenigien (= Floien - 480 à 465 Ma). Elle est formée de bancs dont l'épaisseur moyenne est demi-métrique, bancs constitués par des grains de quartz relativement bien usés, de rares feldspaths et de quelques grains lithiques (fragments de roches) assemblés par un ciment siliceux qui a recristallisé et donné à la roche un aspect de quartzite, c'est-à-dire d'une roche siliceuse dans laquelle les grains ne sont plus discernables.

Dans les Alpes mancelles (Coëvrons et Synclinal de Saint-Léonard-des-Bois), l'épaisseur totale de la Formation du « Grès armoricain » est de l'ordre de 400m.

- Ces quartzites blancs, en bancs massifs, débutent par une semelle grossière, localement conglomératique à graviers de quartz bien roulés.
- La masse principale de la formation se compose de sédiments arénacés (= sables) à forte maturité de texture et de composition : plus de 90% de quartz en grains bien usés mais moyennement calibrés et très peu de feldspaths et de grains lithiques.
- Dans le tiers supérieur de la formation, des accumulations de minéraux lourds, à caractère de placers de plage, ont été repérés au cours de prospections minières. Les structures sédimentaires les plus communes se limitent au litage oblique et aux rides de vagues et de courant. L'ichnofaciès est représenté par d'abondants terriers verticaux (*Skolithos*), plus rarement spiralés (*Daedalus*) et par des traces d'activité de Trilobites (*Cruziana* et *Rusophycus*).
- Au sommet de la formation, viennent des quartzites fins à moyens, en plaquettes micacées, à interlits de siltites jaunâtres et à horizons de microconglomérats phosphatés. Ces derniers ont livré une faune de Lingules dont l'espèce *Ectenoglossa lesueuri*. Des Trilobites ont été également recueillis dont *Ogyginus armoricanus*, ce qui date le sommet de la Formation du « Grès armoricain » à l'Arénigien (= Floien). Des études récentes sur des assemblages de Chitinozoaires la rapporterait plus précisément à l'Arénigien (= Floien) inférieur.



Localisation des ichnofaciès les plus courants
d'après Durand (1985)

Trypanites-faciès :

- 1- Perforations de *Polydora* (Annélide Polychète)
- 2- Entobia, perforations d'Eponges
- 3- Perforations d'Echinodermes
- 4- Perforations d'Algues

Skolithos-faciès :

- 5- **Skolithos**
- 6- Diplocraterion
- 7- Thalassinoides
- 8- Arenicolites
- 9- Ophiomorpha

Cruziana-faciès :

- 10- **Cruziana**
- 11- *Dimorphichnus*
- 12- *Corophioides*
- 13- **Rusophycus**
- 14- *Rhizocorallium*
- 15- *Phycodes*
- 16- *Diplichnites*
- 17- *Teichichnus*

Zoophycos-faciès et Nereites-faciès :

- 18- *Zoophycos*
- 19- *Spirophyton*
- 20- *Lorenzina*
- 21- *Paleodictyon*
- 22- *Taphrelminthopsis*
- 23- *Helminthoida*
- 24- *Spirorhaphe*
- 25- *Cosmorhaphe*



Piste de reptation bilobée de *Cruziana* (Photo J. Plaine)



Ruzophycus (Wikipedia)



Skolithos (Wikipedia)



Spiroraphe involuta

Ruzophycus

<http://www.wikiwand.com/en/Fossil>

15.0 mm



Utilisation du grès

Le grès est surtout utilisé dans la construction pour les moellons et les gravillons.

Synthèse

Les affleurements du « Grès armoricain » débordent largement les dépôts cambriens. Après une légère régression à la fin du Cambrien, la mer transgresse à nouveau le Massif armoricain dès le début de l'Ordovicien.

Cette transgression s'est manifestée non seulement en Sarthe et en Mayenne mais aussi en Bretagne, en Vendée.

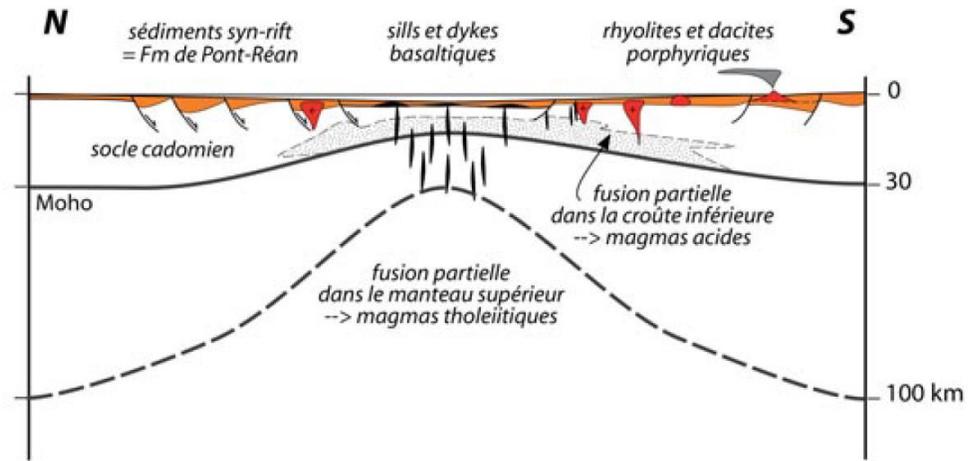
La Formation du « Grès Armoricain » offre une grande diversité d'ichnofaciès. En revanche, la faune fossile proprement dite est peu abondante, avec seulement quelques niveaux riches en Lingules, des niveaux à Brachiopodes de type «Dinobolus» et dans la partie tout-à-fait supérieure, de rares Bivalves (Actinodonta, Lyrodesma, Ctenodonta...) et Trilobites dont Ogyginus armoricanus.

Les structures sédimentaires observées y sont nombreuses, représentées par des litages obliques en mamelon, des laminations planes, des surfaces basales érosives, des rides de vagues et des rides de courant unidirectionnel.

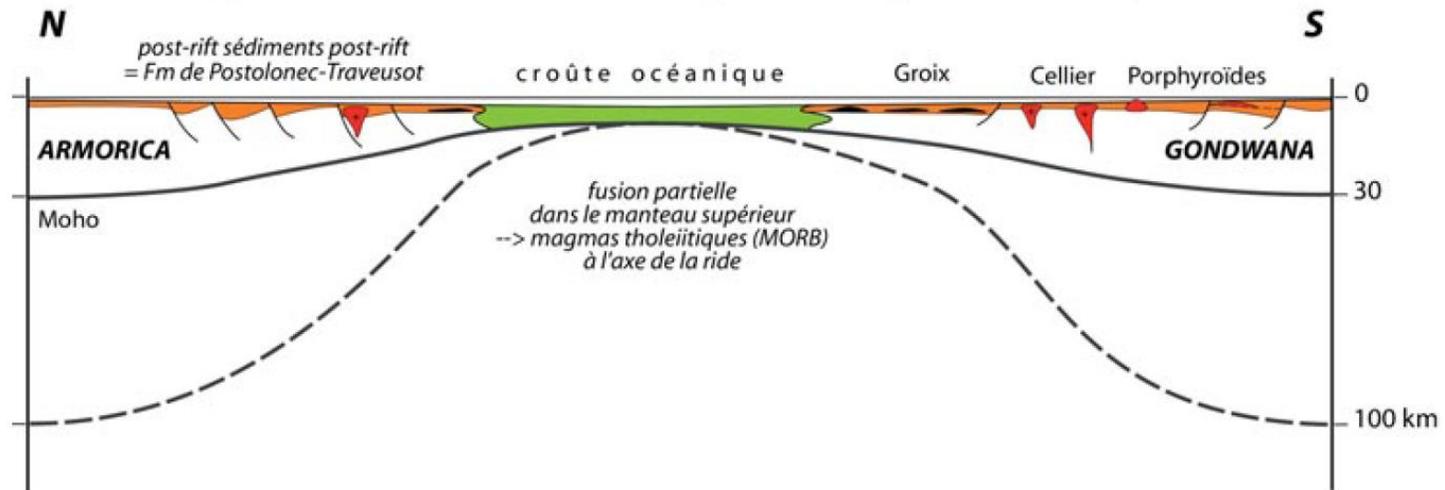
⇒ Toutes ces données paléobiologiques et sédimentologiques témoignent d'environnements soumis à l'action des marées, des vagues de beau temps et des vagues de tempêtes, par conséquent peu profonds (profondeur inférieure à 100 m).

La Formation du « Grès Armoricain » présente également une épaisseur très variable, de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, pouvant même atteindre 800 mètres dans la partie Sud de la presqu'île de Crozon. Parfois, au contraire, elle est absente ou extrêmement réduite (quelques points en Normandie, dans le Nord-Est de l'Ille-et-Vilaine et en Mayenne).

⇒ Ces variations d'épaisseur sont la traduction d'une extension tectonique NW-SE active de la bordure de Gondwana. Des blocs basculés se forment, séparés par des failles normales de direction NE-SW, certains blocs émergeant (horsts = hauts-fonds) et d'autres s'affaissant, piégeant ainsi la sédimentation (grabens = sillons).



Rifting continental Ordovicien inférieur (490 - 470 Ma)



Accrétion océanique et expansion océanique à partir du Silurien moyen (435 Ma)

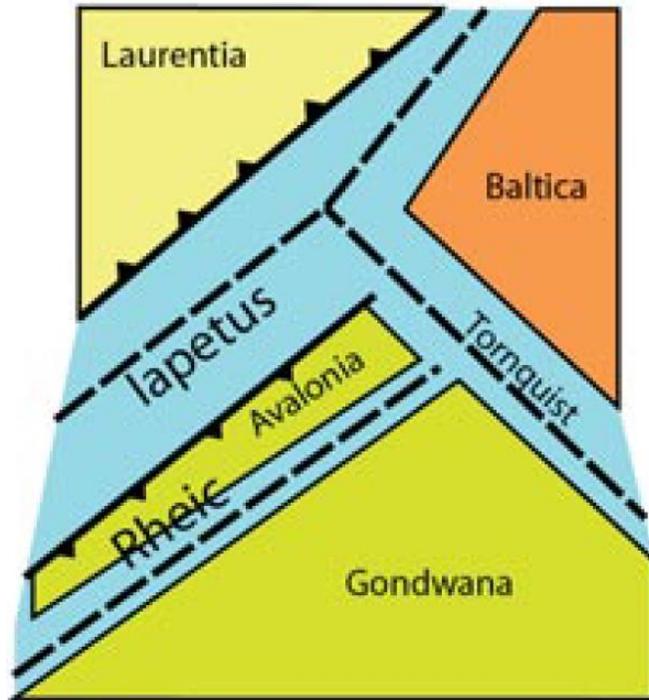
Cette extension tectonique a commencé à se manifester dans tout le domaine Sud-armoricain dès la limite Cambrien / Ordovicien par un magmatisme très important à caractère calco-alcalin avec la mise en place :

- des granites de Lanvaux II (474 ± 8 Ma) et de l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place (477 ± 18 Ma),*
- des granites calco-alcalins de la Picherais et de Saint-Mars-du-Désert dans le Complexe de Champtoceaux (485 ± 11 Ma par la méthode U/Pb sur zircons),*
- et en Vendée, des « Porphyroïdes » de la Sauzaie (477 ± 7 Ma - U/Pb sur zircons) et de Mareuil (478 ± 14 Ma - U/Pb - laser ICPMS-MC), des rhyolites du Bréthomé (472 ± 4 Ma), de Vairé, des orthogneiss de Chantonay-Mervent ($486 \pm 15/-11$ Ma - U/Pb sur zircons) et de la Roche-aux-Lutins (483 ± 4 Ma - U/Pb par dissolution sur zircons).*

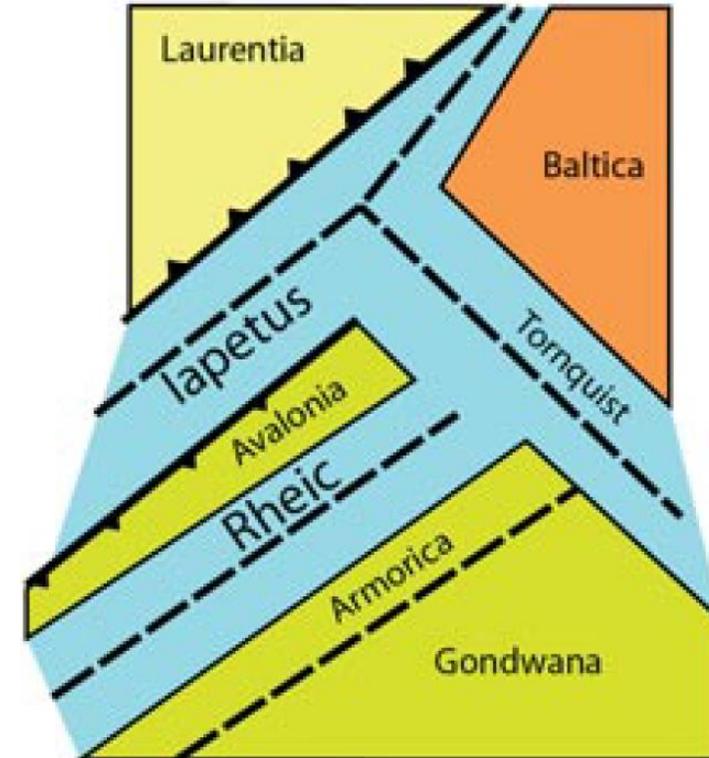
Un magmatisme aussi conséquent est une preuve évidente de cette extension NW-SE de la marge de Gondwana qui va amener à l'ouverture d'un océan : l'Océan Centralien (ou Océan Galice-Massif Central ou Océan Sud-armoricain), ouverture qui ne sera effective qu'au Silurien moyen (limite Llandovery/Wenlock ?) .

Le chimisme calco-alcalin des magmas produits et l'âge de nombreux zircons hérités observés dans la plupart des échantillons étudiés traduisent l'homogénéité de la source : le socle cadomien sans exclure une participation du manteau lithosphérique.

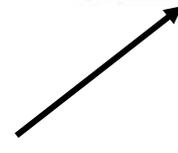
Cambrien inférieur (540 - 520 Ma)



Ordovicien inférieur (490 - 470 Ma)

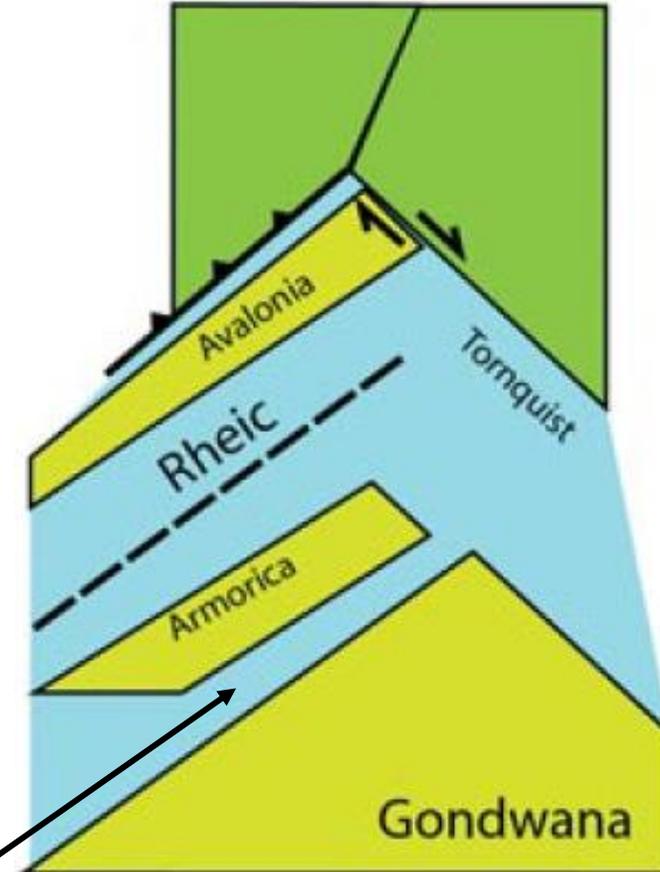
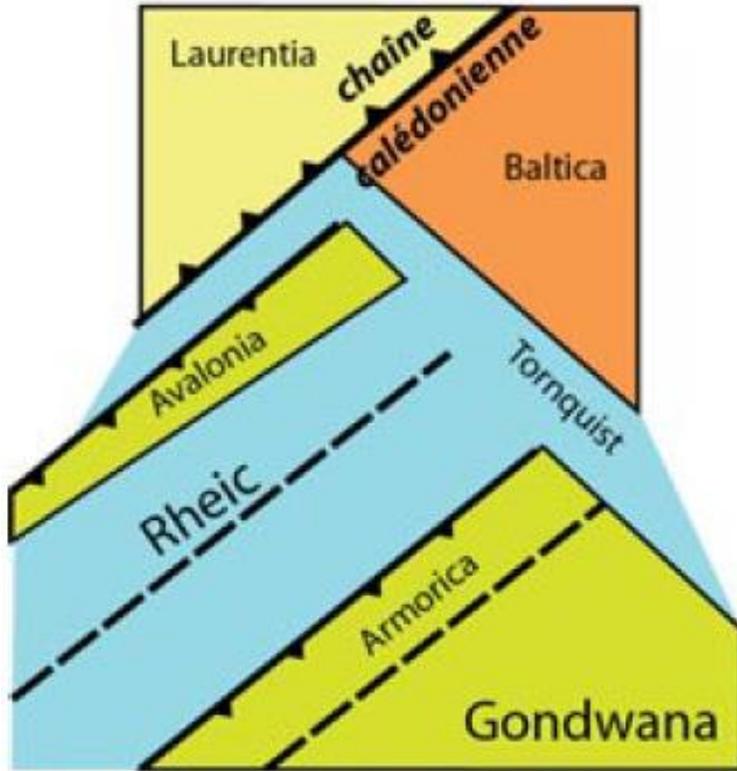


Début du rifting



Ordovicien moyen-supérieur (470 - 445 Ma)

Silurien (435 Ma)



Ouverture effective de l'Océan Centralien

Quelques mots sur la Formation du « Grès armoricain » en Vendée

La Formation du « Quartzite de La Châtaigneraie » qu'il serait plus judicieux de nommer Formation du « Quartzite de Cheffois » est un équivalent stratigraphique du « Grès armoricain ».

Il s'agit d'un grès quartzitique blanc comprenant à la base des bancs de poudingue à galets de quartz (poudingue de la carrière de Cheffois ou des Moulins de Mouilleron-en-Pareds). Au sommet, on passe progressivement à un grès très fin puis à un siltstone quartzeux blanc en plaquettes.

Cette formation est marine comme l'atteste la forme des galets et le bon classement général du dépôt. Le milieu de sédimentation devait être peu profond, car une importante agitation de l'eau est nécessaire pour trier les matériaux de manière aussi poussée.

En certains points, le « Quartzite de La Châtaigneraie » est absent.

En d'autres endroits, il repose directement sur la rhyolite fini-cambrienne sans interposition de poudingue ce qui suggère que la surface de la rhyolite devait être à nu au moment de la sédimentation du grès.

Une érosion continentale a donc affecté la région après l'épisode volcanique (rhyolitique et ignimbrétique) aérien de la limite Cambro-ordovicienne et avant le dépôt de la Formation gréseuse du « Quartzite de La Châtaigneraie » ; les roches volcaniques les plus dures (rhyolites) sont restées en relief.

Toutes ces observations, identiques à celles faites dans les Coëvrons, ne peuvent s'expliquer que par l'existence de paléoreliefs (hauts-fonds = horsts et fossés = demi-grabens), indices d'une tectonique en extension et de rifting continental.

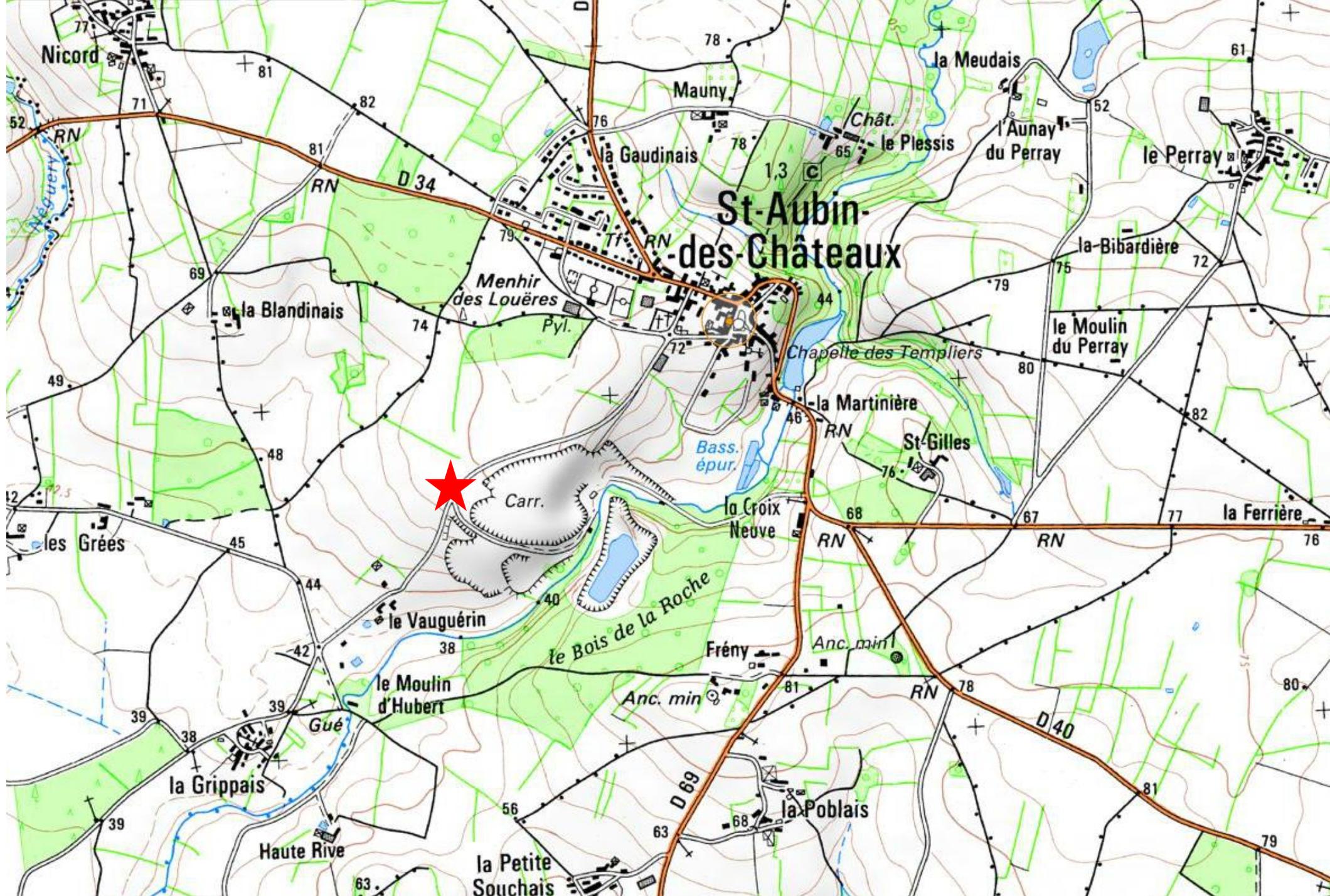
Roche 4 absente

Grès de Saint-Aubin-des-Châteaux

Responsable : J-P Lorand

Roche 4 : Grès armoricain de Saint-Aubin-des-Châteaux (44)

Âge : 475 Ma - Floien (Ordovicien inférieur)

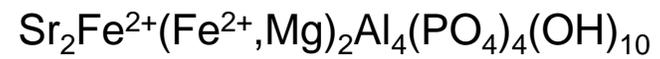








La lulzacite est un phosphate de strontium découvert dans la carrière du Bois de la Roche en 1998 par Y. Lulzac du BRGM.



Géologie et Paléogéographie

On peut faire ici les mêmes remarques et observations que pour la roche précédente (**roche 3 du « Jardin de Roches »**).

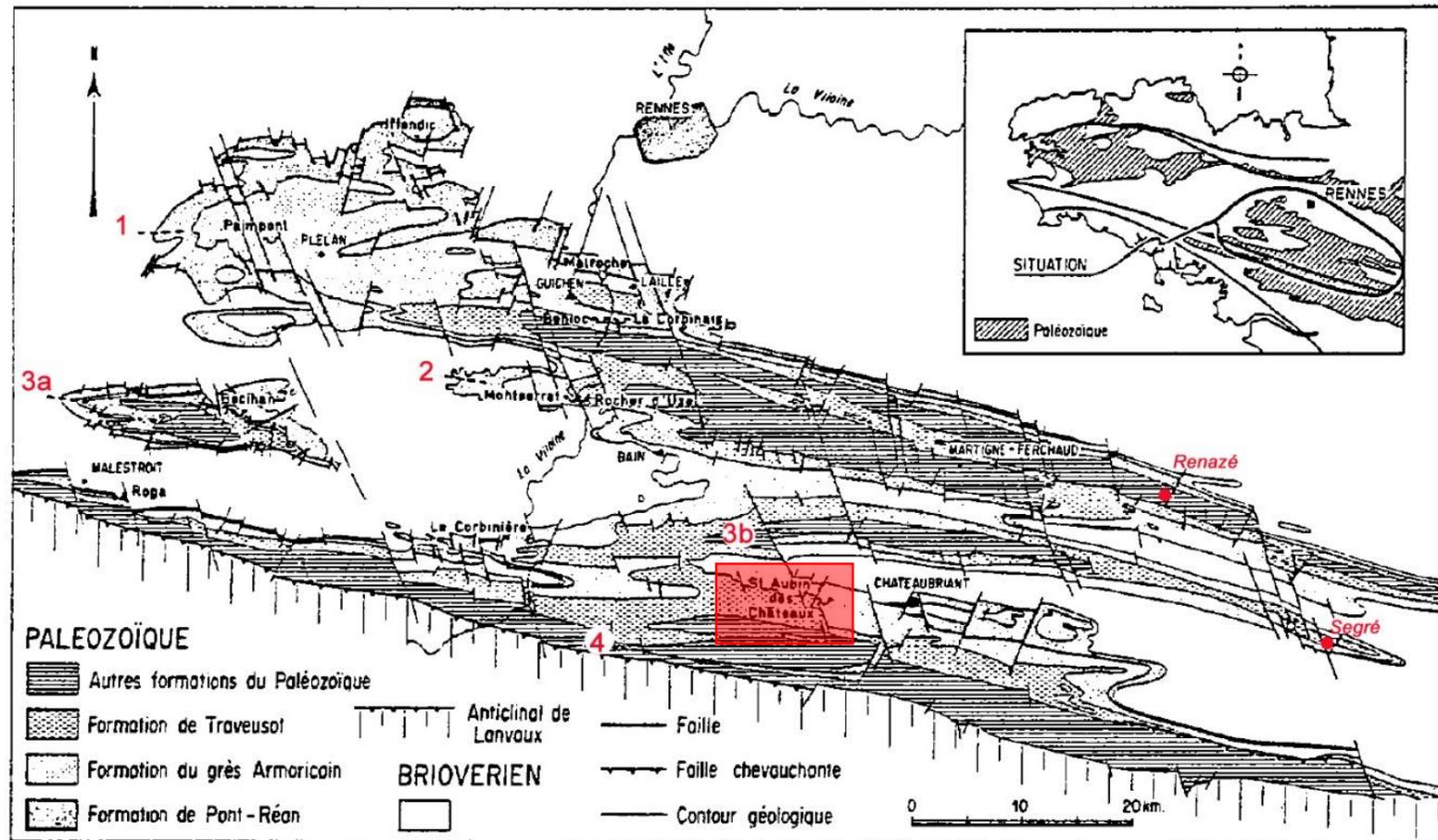
A la fin du Cambrien, la plateforme armoricaine est un ensemble de « lanières de terres émergées » orientées Est-Ouest correspondant aux horsts séparées par d'étroits bras de mer : les grabens, peu profonds et parsemés d'îlots. Les premières sont la proie de l'érosion et les seconds sont le réceptacle de cette sédimentation détritique ainsi que des produits du volcanisme, qui s'est parfois manifesté dans le graben du Maine par des éruptions sous-aquatiques (**voir roche 6 du « Jardin de Roches »**).

Une telle paléogéographie, riche en biotopes différents, en niches écologiques, a très certainement favorisé l'explosion et la diversification des espèces marines existantes. Sur les continents, en revanche, la flore et la faune étaient absentes : un véritable désert que peut-être des algues et des Mousses pionnières commençaient à coloniser.

Après une légère régression à la fin du Cambrien, la mer transgresse de nouveau le Massif armoricain dès le début de l'Ordovicien. Après les « Séries Rouges Initiales » du Trémadocien, se dépose la Formation arénigienne du « Grès Armoricain ».

Le caractère original de la Formation du « Grès Armoricain » réside dans :

- sa grande extension (voir diapositive suivante) et le volume important des dépôts dont la provenance reste hypothétique : démantèlement des horsts, ou distribution par auto-remaniement, sur la plateforme immergée peu profonde, d'un stock sableux disponible « in situ », déjà relativement évolué (sédiments « supermatures »),
- son caractère globalement transgressif,
- et ses dépôts épisodiques de minerai de fer.



Localisation des principaux affleurements du « Grès Armoricain » dans les synclinaux du Sud de Rennes

d'après Durand (1985)

- 1- Unité de Paimpont-Guichen
- 2- Unité de Martigné-Ferchaud
- 3a- Unité de Réminiac
- 3b- Unité de Segré
- 4- Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers

Exploitation

Bâtiment (béton) et Travaux Publics (notamment granulats pour couches inférieures et supérieures : graves non traités et graviers pour béton et enrobés qui demandent des critères de qualité : résistance, granulométrie, forme, propreté).

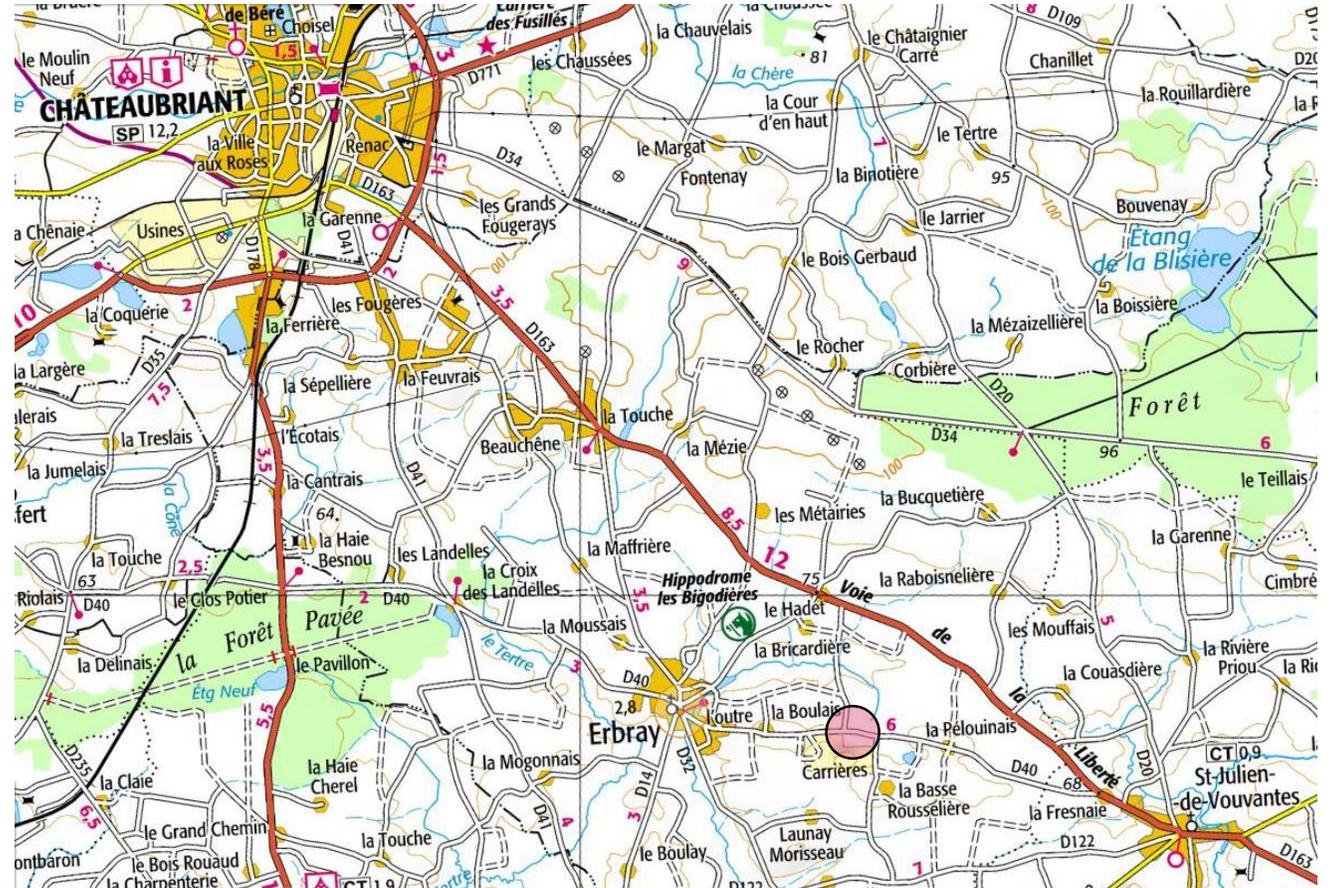
Roche 5 : Calcaire d'Erbray (44)

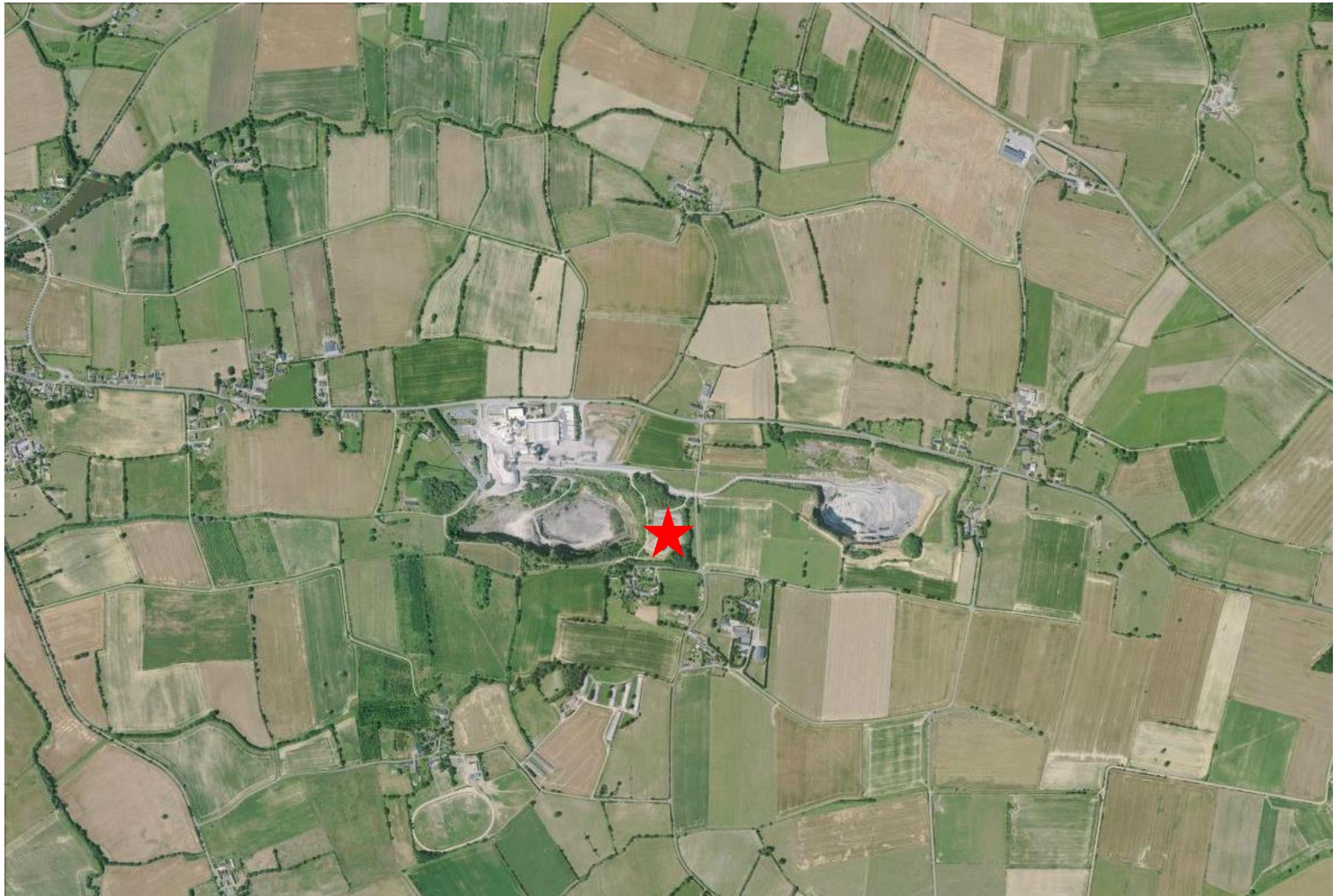
Âge : 400 Ma - Emsien-Eifélien (Dévonien moyen)

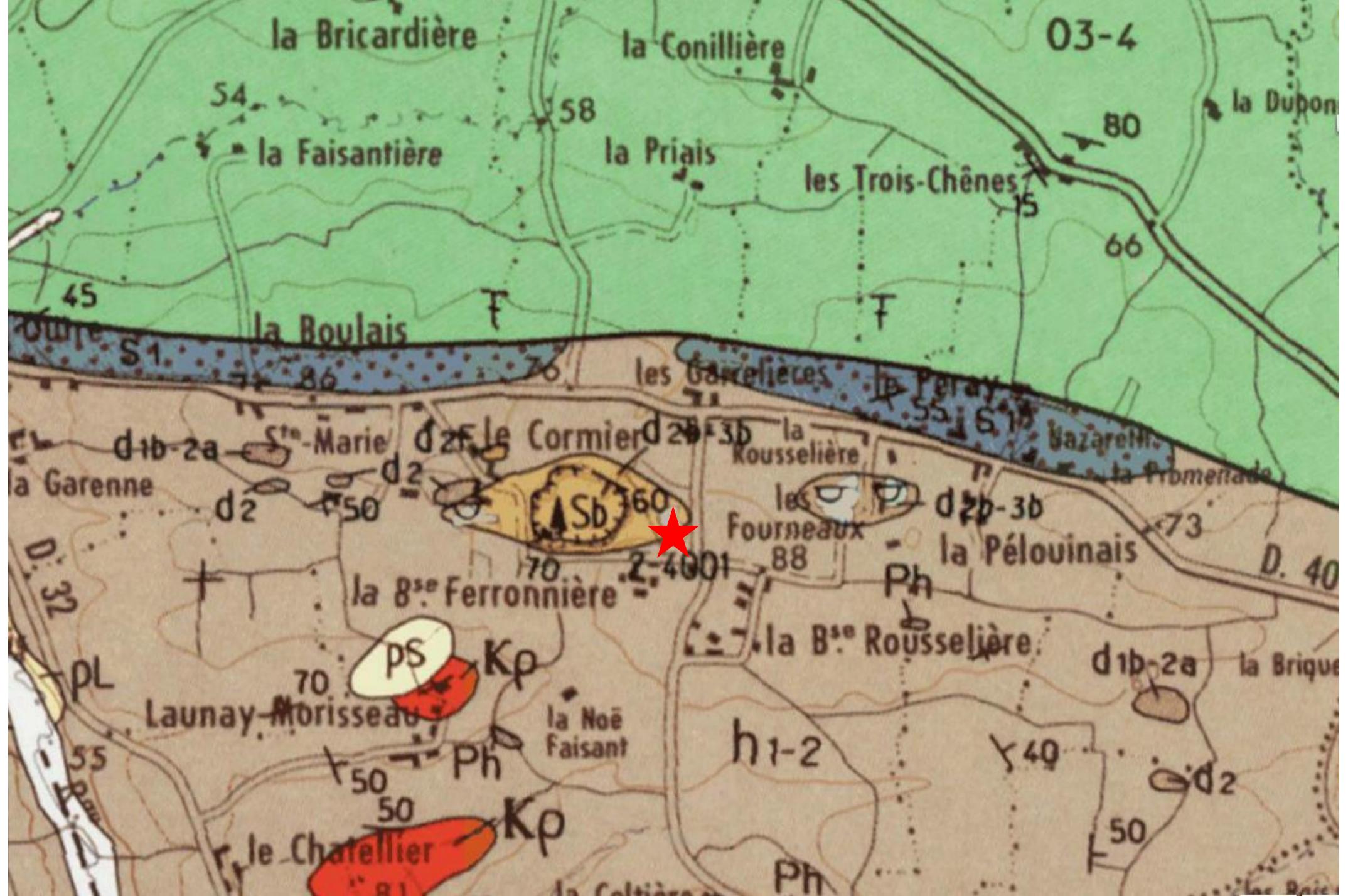
Situation géographique

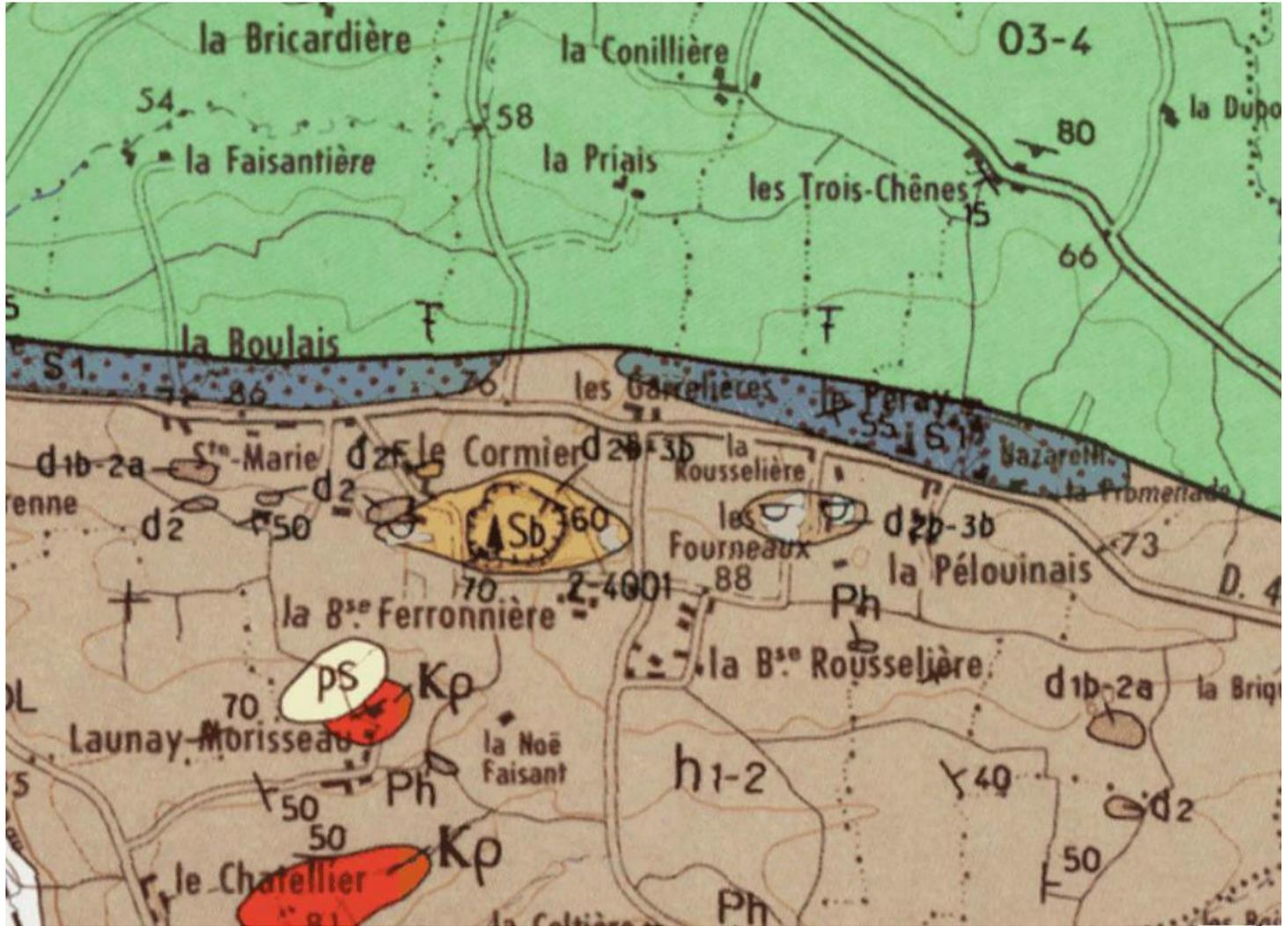
La localité d'Erbray se situe en Loire-Atlantique à environ 10 km au S-E de Châteaubriant entre les D178 (Châteaubriant-Nantes) et D163 (Châteaubriant-Angers).

La carrière de la Ferronière, située entre Erbray et Saint-Julien-de-Vouvantes, exploite les calcaires dévoniens (Emsien-Eifélien) du Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes.









h1-2 Schistes et grès à lamines (Dinantien ?)



d2b-3b Calcaire d'Erbray (et de Pont-Maillet) (Emsien-Eifélien)



S1 Grès d'Erbray et de Louisfert (« Grès culminants ») (Llandovérien)



O3-4 Schistes d'Angers au sens strict (Llanvirnien-Llandeilien)

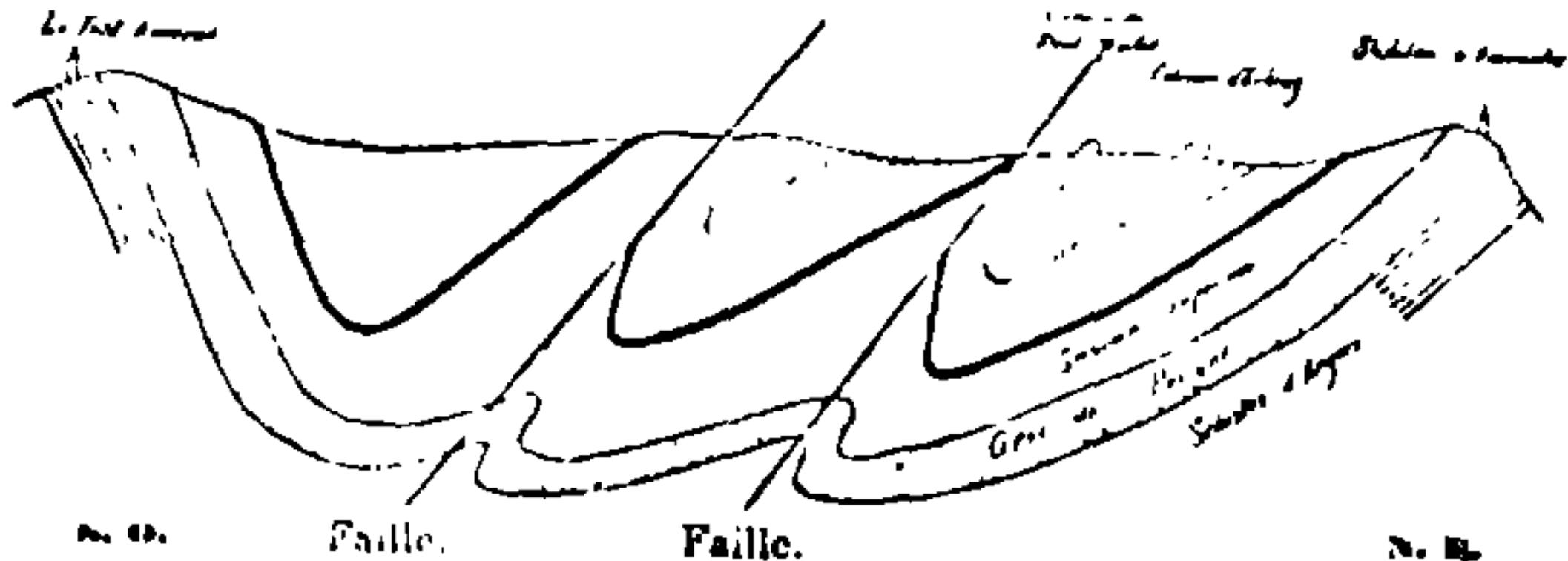


Kp Formations volcaniques non différenciées





Coupe schématique transversale du bassin d'Épbray.



Le trait noir, plein, représente le lit de phanites du Silurien supérieur.

Coupe schématique de Barrois

La lentille récifale de la Ferronière

L'observation des affleurements dans la carrière, à différents stades de l'exploitation, a permis d'établir la succession synthétique suivante du Sud vers le Nord, c'est-à-dire de bas en haut :

- schistes argileux, tendres, extrêmement fissiles ;
- calcaires gréseux, en bancs et calschistes noirs ou beiges, avec intercalations schisteuses plus ou moins développées ;
- puissante masse de calcaires gris, puis blancs, essentiellement formés d'Entroques avec, par place, des zones à Tétracoralliaires, Tabulés, Brachiopodes, Lamellibranches, Bryozoaires et Trilobites ;
- mêmes calcaires, dans lesquels apparaissent des concrétions sparitiques ; les fossiles, très nombreux, sont les mêmes que dans le niveau précédent ; il s'y ajoute des Stromatopores, des Tétracoralliaires coloniaux, des Gastéropodes et des fragments de tiges d'Encrines de gros diamètre ; la partie supérieure de cet ensemble est un calcaire bioclastique typique, à ciment de sparite ;
- banc de calcaire de 50 cm, constitué presque exclusivement par de grosses colonies de Tétracoralliaires, Stromatopores et Tabulés ;
- passée schisteuse, séparée localement du banc précédent par une intercalation décimétrique de grès ferrugineux à grain fin, très dur ; ces schistes peuvent passer à des ampélites pyriteuses renfermant des *Chonetes* (Brachiopode) épigénisés ; ce niveau a fourni des moules internes d'*Uncinulus pila* (Brachyopodes) ;
- calcaire à Entroques roulées, ferrugineux, très fossilifère, avec, par places, des niveaux à nodules pyriteux du volume d'une bille ; la pyrite peut former, au contact des schistes, une croûte continue de plusieurs centimètres ; dans ces calcaires apparaissent de nombreux grains de quartz détritique ;
- calcaire bleu foncé à noir, en bancs de 10 à 20 cm, très riche en Tabulés branchus, Brachiopodes, Stromatopores et Ostracodes. Les bancs sont séparés par de minces intercalations de schistes ampéliteux, légèrement gréseux. La micrite qui constitue le fond de ces calcaires est finement recristallisée ; on note la présence d'Entroques roulées, alignées, alternant avec des lits argileux riches en matière organique et en quartz détritique ;
- schistes noirs, puis beiges, de plus en plus fins et argileux, ou finement gréseux.

- On observe actuellement, au sein de deux intercalations schisteuses, des blocs de calcaire de dimensions variées, plus ou moins arrondis, et présentant un contact net avec les schistes qui les emballent, ce qui suggère une mise en place gravitaire après induration préalable.

Les modalités d'une telle sédimentation dynamique sont bien reconnaissables sur la paroi N-E de la carrière. On peut également les observer dans la partie occidentale de l'intercalation médiane : à ce niveau, les calcaires emballés dans les schistes présentent des déformations internes, de style souple, qui témoignent de la mise en place d'un matériel incomplètement induré.

Une dynamique sédimentaire de ce type peut dès lors être envisagée pour l'ensemble de la lentille ; on aurait affaire à un édifice polygénique, résultant d'accumulations gravitaires (olistolithes), avec juxtaposition d'éléments de dimensions variées, qui pourraient ne pas être tout à fait contemporains ; dans ce cas, l'âge et la polarité des éléments remaniés ne seraient pas ceux du dépôt.

D'autres arguments en faveur d'un tel mode de mise en place peuvent être relevés dans la partie occidentale de la lentille, sur une paroi peu accessible de la carrière du Cormier : là, des calcaires crinoïdiques massifs, typiques du calcaire d'Erbray, sont surmontés par des calcaires jaunâtres à allure chaotique, partiellement dolomités, et dans lesquels on observe des calcaires à *Viriatellina* sp., faciès par ailleurs assez rare dans le bassin de Saint-Julien-de-Vouvantes, et en tous cas étranger au milieu récifal.

- Certains auteurs préfèrent au contraire attribuer la forme lenticulaire des calcaires dévoniens d'Erbray au cisaillement Sud-armoricain dextre carbonifère plutôt qu'à un processus sédimentaire.

Exploitation

L'histoire d'Erbray est liée à la pierre à chaux. La « castine » extraite jadis des nombreuses carrières exploitées servit de fondant dans les bas-fourneaux puis les hauts-fourneaux de la région. En parallèle, des fours produisirent la chaux nécessaire comme liant dans le mortier servant dans les constructions et pour amender les terres argileuses.

Aujourd'hui, la plupart de ces carrières sont comblées ou inondées. Seules subsistent deux grosses lentilles indépendantes : la Ferronière à l'Ouest et la Rousselière à l'Est. Celle de la Ferronière est encore activement exploitée ; l'autre ne l'est plus depuis de nombreuses années.

La MEAC est une société spécialisée dans la fabrication et la commercialisation d'amendements calcaires, engrais et dérivés, dont le siège social est implanté à Erbray.

L'entreprise est une filiale du groupe suisse OMYA qui a plus de 100 sites de production répartis dans 50 pays et emploie 7 000 collaborateurs.

La société produit des amendements minéraux basiques, des amendements fertilisants (granulés, pulvérulents, agriculture biologique), des semences fourragères et d'autres produits spécifiques (micronutriments, ombrageants, produits de traçage, traitement de plans d'eau...).

En 1980, MEAC lance la fabrication et la commercialisation de granulés de la gamme CAPEASY. Cette innovation permet d'épandre avec le matériel de l'exploitation la juste dose. En 1992, l'entreprise développe des amendements fertilisants qui offrent la possibilité d'amender et de fertiliser en un seul passage.

En 2000 sont créés des amendement liquides : TOP FLOW 130, 1^{er} amendement liquide 100 % couvrant, 100 % propre, et LIZ FLOW 130, amendement à mélanger aux lisiers.

Synthèse

Aujourd'hui , les récifs coralliens se rencontrent dans la zone intertropicale, entre 30° de latitude Nord et 27° de latitude Sud, essentiellement dans les océans Pacifique et Indien.

Les Coraux ne vivent pas dans des eaux dont la température moyenne est inférieure à 20° C.

Ils ne vivent pas non plus à des profondeurs supérieures à 40 m . Cette faible profondeur, associée à des eaux limpides, permet en effet à des Algues microscopiques : les Zooxanthelles, qui vivent en symbiose avec les Coraux, de recevoir la lumière indispensable à leur photosynthèse.

Polypes et Algues ont enfin besoin d'une eau agitée, donc bien oxygénée. En conséquence, ils prospèrent sur le front du récif exposé aux grandes houles marines.

Par application du Principe de l'actualisme, la présence de récifs coralliens au Dévonien moyen à Erbray témoigne de l'existence d'un climat chaud. Le Massif armoricain était situé à une latitude de 30° S environ.

Ce faciès récifal d'âge Emsien-Eifélien est également représenté dans le Bassin d'Ancenis par les calcaires de Chalennes et de Chaudfonds.

De tels faciès récifaux mais d'âge Givétien ont également été identifiés à la Villedé d'Ardin (79) à la limite Vendée-Deux-Sèvres.

La mer dévonienne a donc eu une extension importante en Bretagne méridionale, et certainement bien au-delà des seuls dépôts discontinus connus actuellement et exclusivement calcaires.

Roches 6 : La Formation des pyroclastites de La Kabylie à Voutré (53)

Âge : 510 Ma - Cambrien inférieur à moyen

06

Volcanite
acide

Catégorie : Magmatique de surface

Commune : Voutré (53)

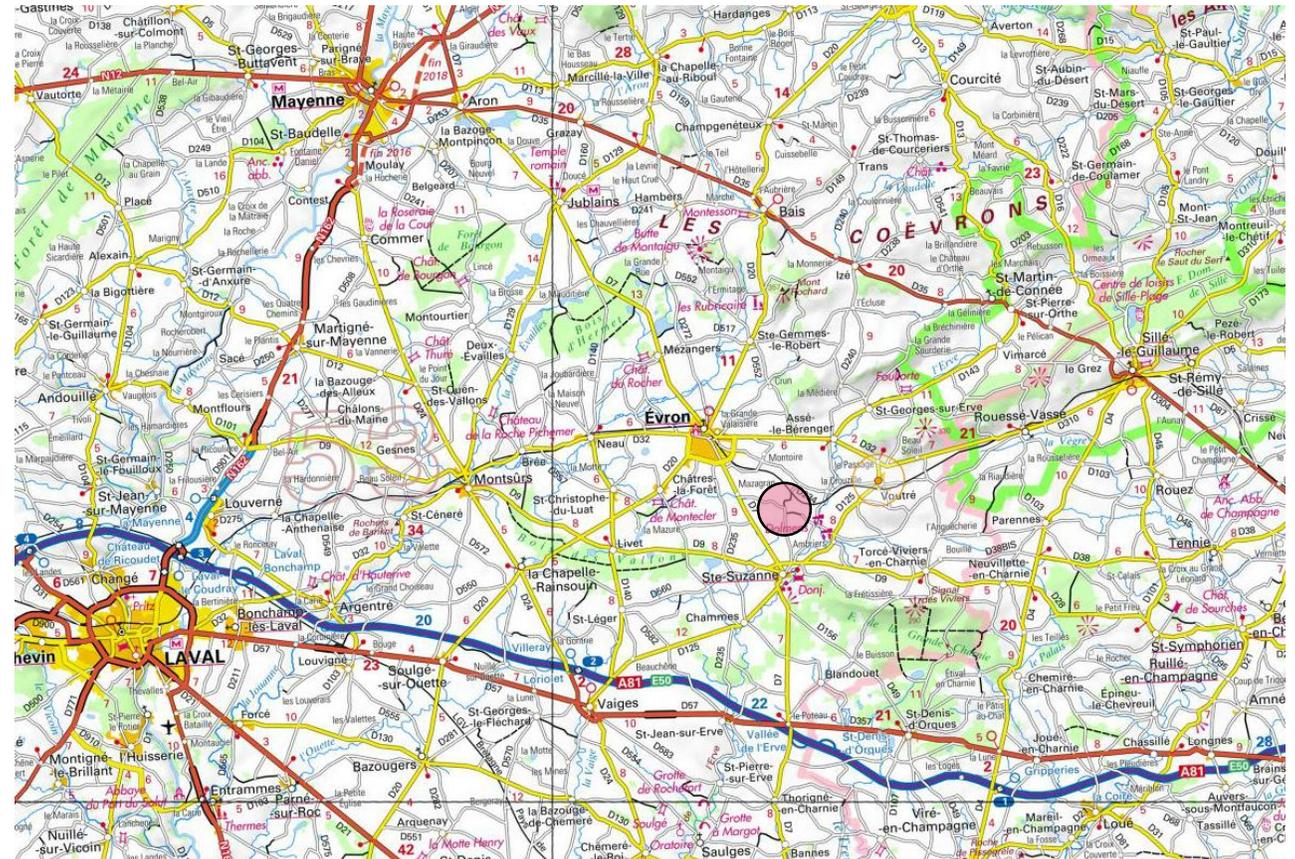
Ère : Paléozoïque

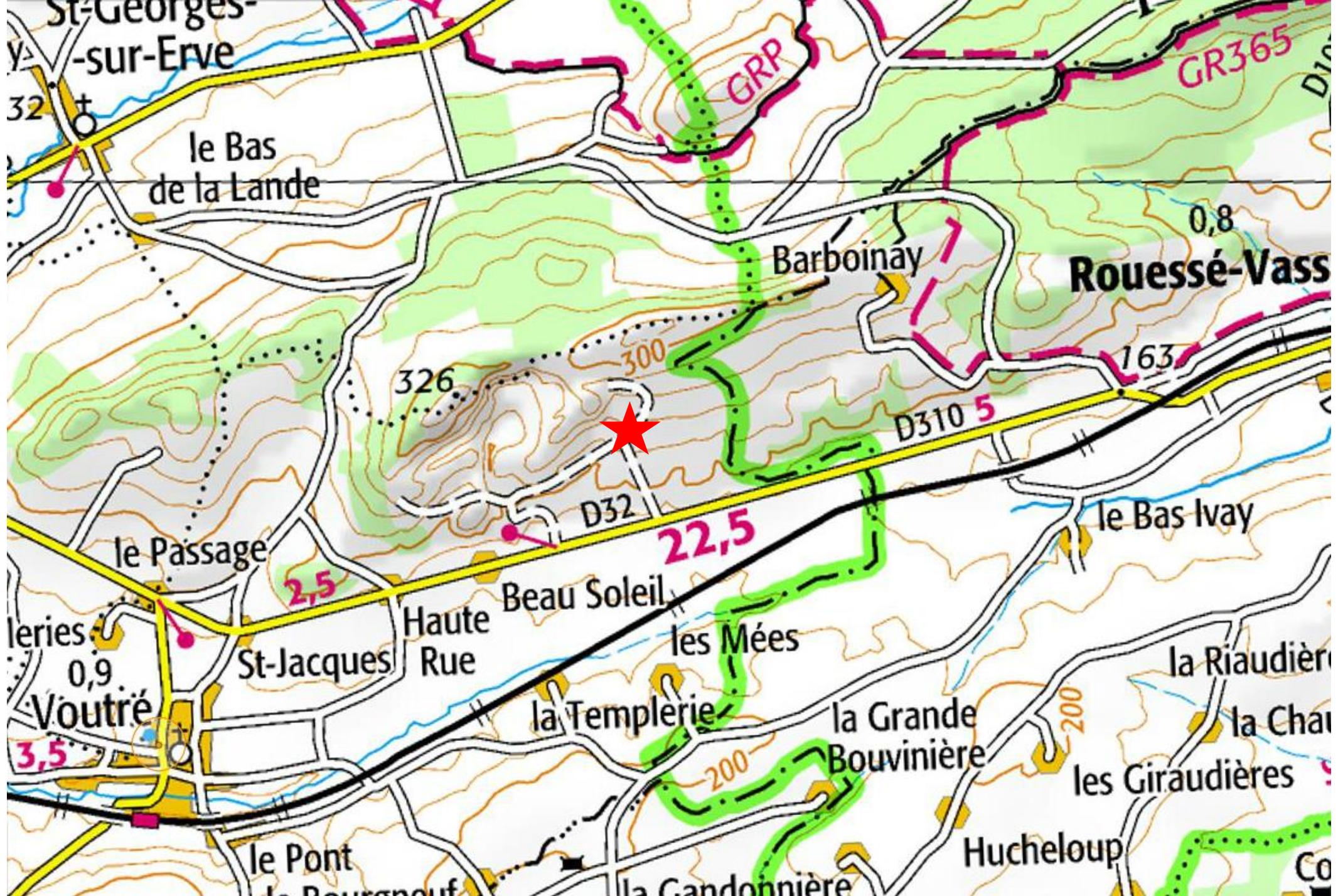
Période : Cambrien



Situation géographique

La carrière de la Kabylie à Voutré se situe dans le département de la Mayenne à la limite du département de la Sarthe. Son extension vers l'Est, la Massottrie, située sur la commune de Rouessé-Vassé déborde d'ailleurs sur ce dernier. La carrière entaille un versant à regard Sud, culminant à 326 m, au pied duquel coule vers l'Ouest le « ruisseau de Voutré », affluent de l'Erve. Elle mesure quelque 2600 m selon la direction OSO-ENE et 600 m perpendiculairement. La route Sillé-le-Guillaume – Voutré passe à son pied. Les installations de concassage et de tri sont entre la route et la voie ferrée Paris-Rennes.

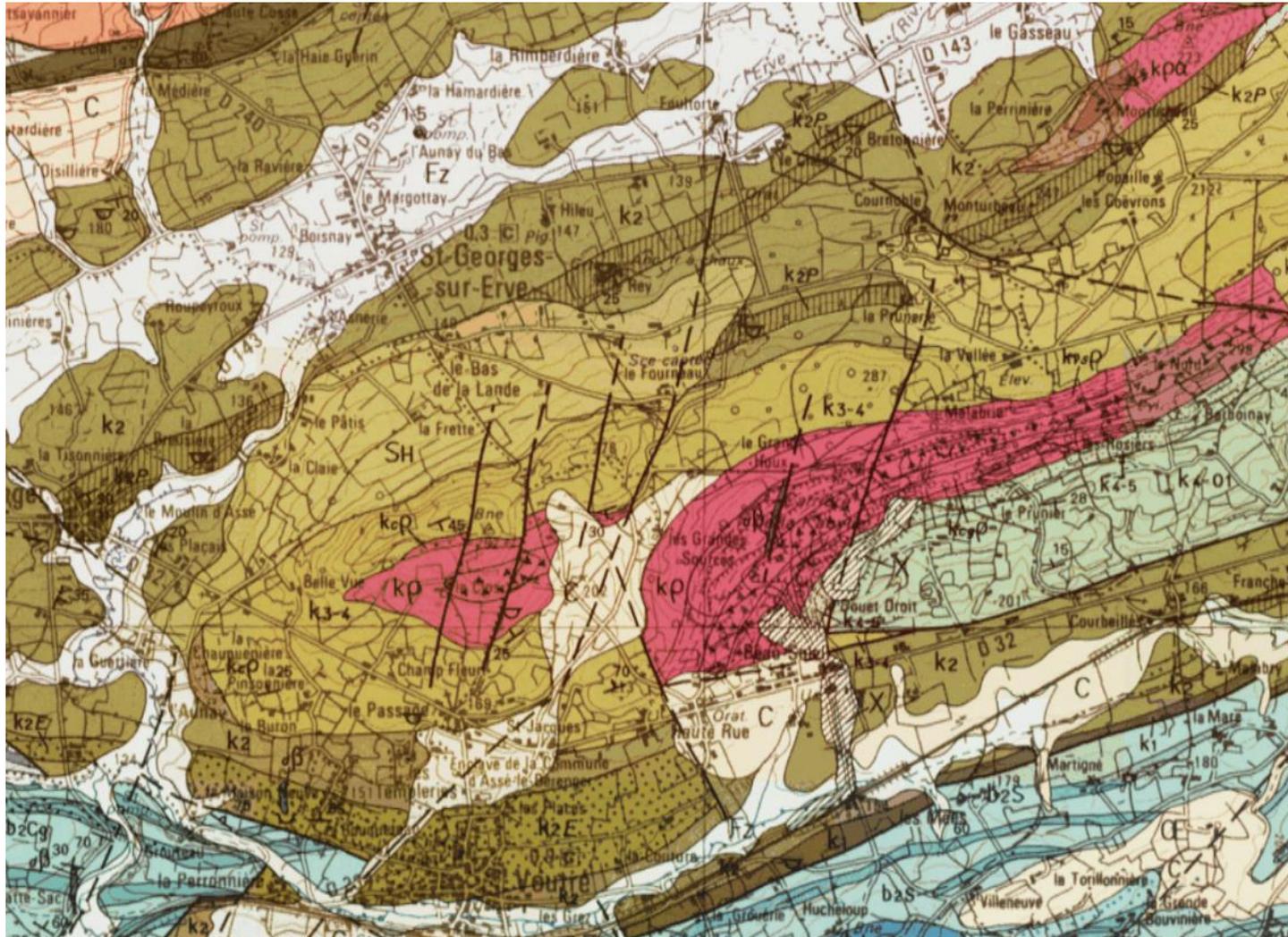




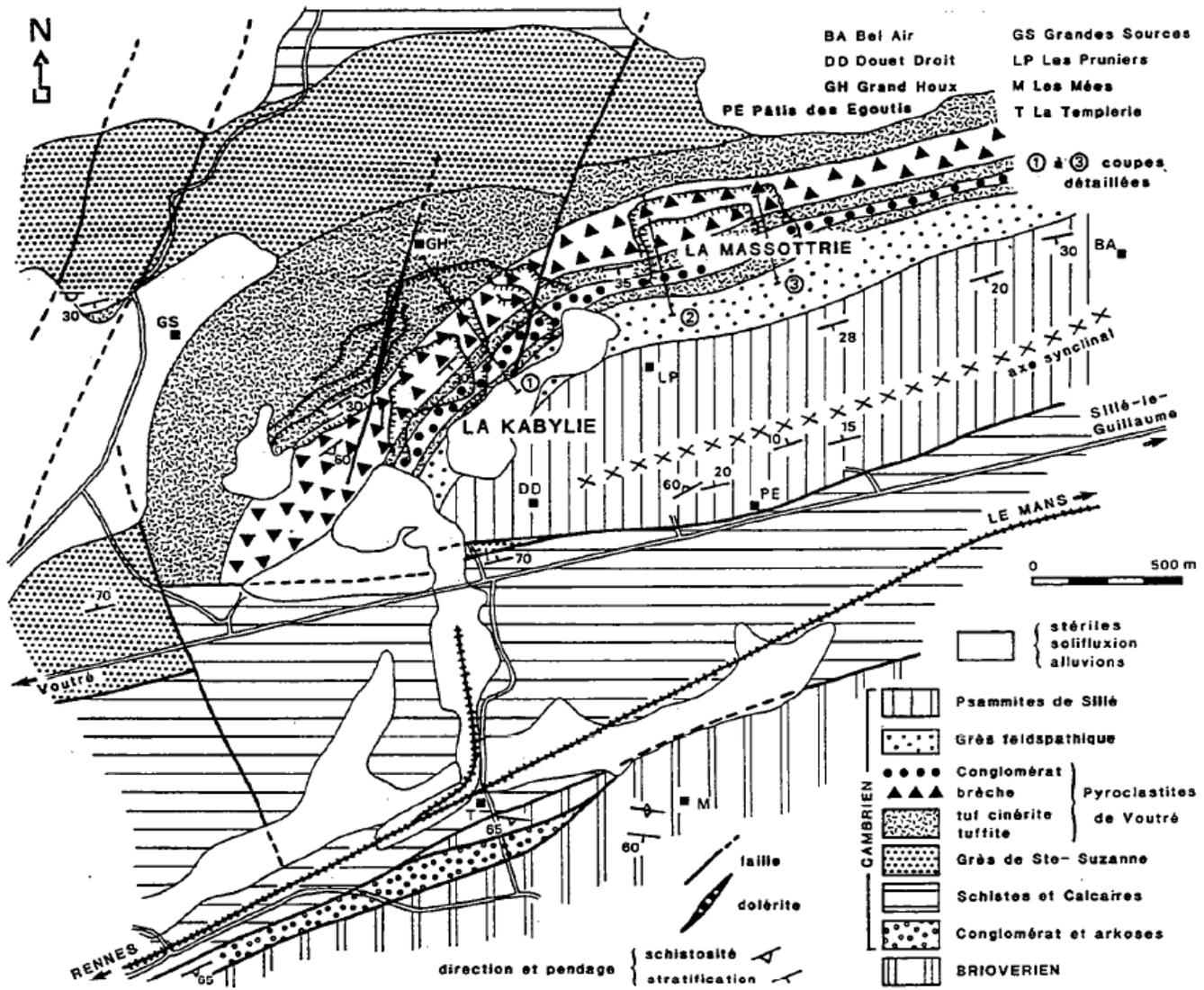




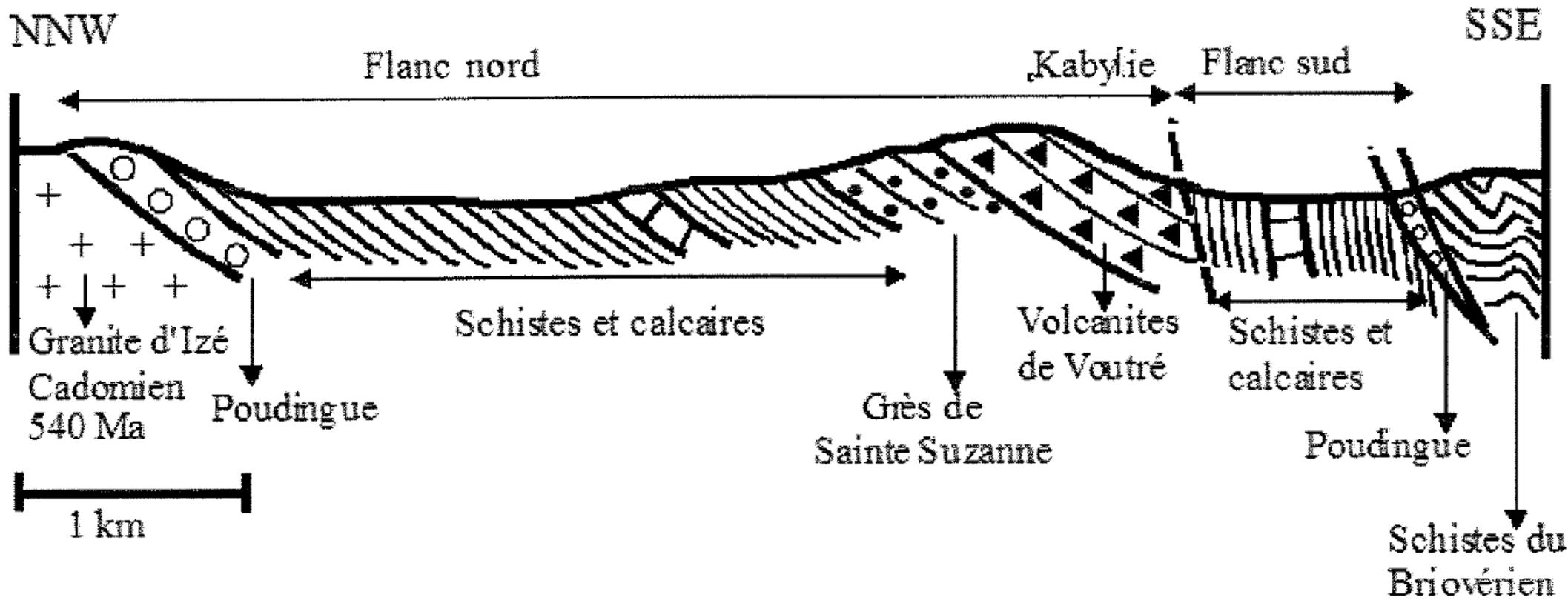
La carrière exploite le flanc Nord du Synclinorium paléozoïque (= Primaire) des Coëvrans près de sa fermeture péri-synclinale occidentale. Le Paléozoïque est discordant sur les formations précambriennes de l'Unité de Fougères (Mancellia) : schistes briovériens et granite (granodiorite) d'Izé.



-  **SH** Glacis pierreux de solifluxion issus des formations gréseuses paléozoïques
-  **kp** Formation des pyroclastites de Voutré (170 m) -
-  **k1** Formation des conglomérats (25 m) et arkoses (125 m) - Cambrien inférieur
-  **k2** Formation des schistes et calcaires et schistes à bancs calcaires (750 à 1400 m) - Cambrien inférieur
-  **k3-4** Formation des Grès de Sainte-Suzanne (350 à 400 m) - Cambrien inférieur à moyen
-  Granodiorite à cordiérite d'Izé (540 Ma - Limite Précambrien-Cambrien)
-  **b2S** Siltites et argilites et schistes à galets - Briovérien supérieur
-  **b2GS** Alternance grauwackes/siltites - Briovérien supérieur
-  **b2Gk** Grauwackes - Briovérien supérieur



Cadre géologique détaillé des carrières de Voutré (la Kabylie et la Massottrie) à l'extrémité occidentale du synclinal des Coëvrons



Coupe transversale du Synclinal des Coëvrons au niveau de la Kabylie (Dupret et Le Gall, 1978)

Géologie

Localement, le flanc Sud du Synclinal des Coëvrons chevauche le flanc Nord le long d'une faille orientée WSW-ENE qui élimine les Grès de Sainte-Suzanne, les Pyroclastites de Voutré et les Grès feldspathiques du flanc Sud. Les carrières de la Kabylie et de la Massottrie sont séparées par un accident de direction N 15° où les roches très fracturées ne sont pas exploitables.

Dans les carrières de la kabylie et de la Massottrie, les couches des Volcanites de Voutré ont un pendage SSE compris entre 35 et 60°.

Les carrières de Voutré ne permettent pas une coupe totale de la Formation des Pyroclastites de Voutré. Elles entament bien les Grès feldspathiques sommitaux mais ne débutent pas aux Grès de Sainte-Suzanne basaux. La partie inférieure des Volcanites de Voutré, non visible dans les carrières, a été étudiée dans de rares affleurements voisins par J. Le Gall (1993). Cet auteur a levé la succession des couches visibles dans les carrières de la Formation des Pyroclastites de Voutré. Cette succession ne comprend pas de coulées de laves, mais uniquement des projections de matériaux volcaniques.

Le terme « **pyroclastite** » désigne une roche composée d'éclats de roche volcanique fragmentée par détente explosive des gaz volcaniques, le tout émis par une bouche volcanique (évent).

Selon la taille des éclats, on distingue :

- les **cendres** dont la taille est inférieure à 2 mm,
- les **tufs volcaniques (ou lapillis)** dont la taille des éléments va de 2 à 64 mm,
- les **brèches volcaniques** à gros éléments anguleux de lave dispersés dans des cendres volcaniques.

Le terme « **ignimbrite** » désigne également une roche volcanique constituée par des fragments de lave émise sous forme de flot de gouttelettes vésiculées par le dégazage du magma et se déplaçant en **coulées pyroclastiques ponceuses** sur les gaz chauds et comprimés produits. Les gouttelettes se brisent en échardes de verre qui se soudent à chaud lors de leur retombée. Une ponce est une lave très riche en bulles de gaz.

A partir de ces pyroclastites, le vulcanologue essaie de reconstituer les dynamismes éruptifs qui les ont produites et leur remaniement éventuel par les mécanismes érosifs et de transport des matériaux.

7- Cinérites : Ponces massives au sommet - Cinérites vertes pisolithiques à la base

6- Brèches stratifiées : elles érodent la brèche bleue

5- Brèche bleue

- Fragments de laves siliceuses (dacite, andésite) et de ponces mesurant jusqu'à 5 cm, dispersés dans une matrice cendreuse très fine.
- Non stratifiée à la base : il s'agirait de coulées boueuses issues d'éruptions explosives phréato-magmatiques. Le sommet résulterait de coulées pyroclastiques ponceuses

4- Pyroclastites ponceuses

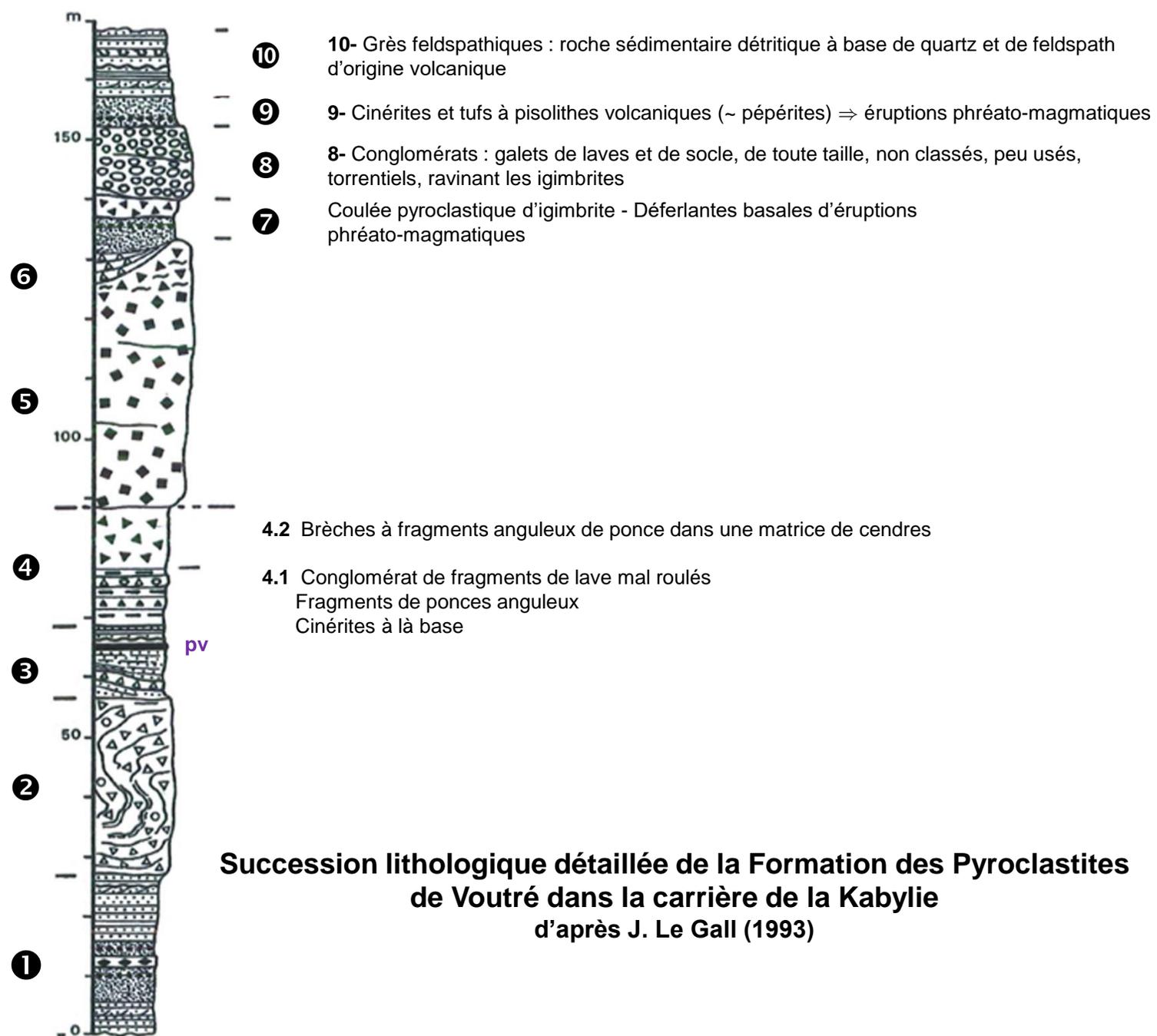
Ponces = fragments de laves siliceuses projetés en l'air et dont les gaz dissous forment des bulles

3- Tuffites supra-lahar : cendres volcaniques stratifiées à niveaux de brèches. L'horizon violacé (« Pierre violette ») est une cendre très silicifiée.

2- Brèche laharique : fragments de lave (rhyolite, andésite) anguleux dispersés dans des cinérites, le tout ayant formé une coulée de boue (= lahar) jusqu'au bassin sédimentaire

1- Ensemble infra-lahar : tuffites et pyroclastites stratifiées : cendres et projections volcaniques de laves déposées et stratifiées dans l'eau

Grès de Sainte-Suzanne



Succession lithologique détaillée de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans la carrière de la Kabylie d'après J. Le Gall (1993)

Succession lithologique détaillée de la Formation des Pyroclastites dans la carrière de la Kabylie

1- Ensemble infra-lahar (épaisseur supérieure à 27 m) : un bloc présent au « Jardin de Roches » avec ripple-marks

Des couches bien stratifiées, litées, d'épaisseur décimétrique, le composent. Ce sont des cendres volcaniques et parfois des brèches qui ont été remaniées par l'eau comme le prouvent les ripple-marks visibles sur certains bancs. Des cendres tombaient sur terre et étaient transportées par ruissellement jusqu'au bassin mari voisin peu profond. Dans certains cas, elles retombaient directement dans l'eau comme le prouvent les niveaux cinéritiques non stratifiés.

2- Brèche laharique (épaisseur de 30 m) : Cette brèche est formée de fragments anguleux de lave, mesurant 3 à 5 cm, de type rhyolite (lave riche en silice, dite acide) et de type andésite (lave plus pauvre en silice, dite basique), non classés en fonction de leur grosseur, emballés dans des cendres volcaniques. De rares galets de rhyolite sont présents. La mise en place s'est faite par coulée de boue (= lahar) de matériaux volcaniques, puis par glissement en masse (= slump) du dépôt responsable des replis.

3- Tuffites supra-lahar (épaisseur de 13 m) : Ce sont des roches stratifiées, sédimentées dans l'eau, faites de cendres volcaniques comprenant aussi des débris plus gros de laves et d'autres roches. L'horizon violacé (« Pierre violette ») est une cendre très silicifiée.

4- Pyroclastites ponceuses (épaisseur : 20 m) : Ce niveau comprend aussi quelques lits de tuffites et un niveau conglomératique (4.1) dénonçant un remaniement par les courants marins. L'essentiel (4.2) est constitué de fragments anguleux de ponce, roche volcanique riche en silice (acide) très poreuse à l'origine, issus de la pulvérisation d'un magma visqueux par des explosions violentes et dont les fragments se dégazent en formant des bulles. Cela suggère des éruptions de type plinien (de Pline le Jeune qui observa l'éruption du Vésuve en 79 lors de laquelle son oncle Pline l'Ancien fut tué, éruption qui recouvrit Pompéi et Herculanium).

5- Brèche bleue (épaisseur 40 m) : un bloc présent au « Jardin de Roches »

Dépourvue de stratification, cette formation est constituée de fragments anguleux de lave dacitique (acide) et andésitique (basique), hétérométriques, dispersés dans une matrice fine. Des éruptions phréato-magmatiques dues à la rencontre du magma en cours d'ascension avec de l'eau soit d'une nappe phréatique soit d'une mer peu profonde, seraient responsables d'explosions et de la fragmentation du magma. Elles auraient donné lieu à des coulées pyroclastiques, puis à des coulées boueuses. Les coulées pyroclastiques sont des mélanges à haute température de gaz volcaniques, de vapeur d'eau et de particules solides de lave. Plus denses que l'air, elles se déplacent à grande vitesse sur les pentes en empruntant les vallées. Quand leur pression diminue, les matériaux tombent au sol. Ces coulées pyroclastiques résultent de la retombée du panache d'éruption plinienne dans lequel les émissions explosives de gaz l'emportent sur l'émission de coulées de lave.









Brèche
bleue





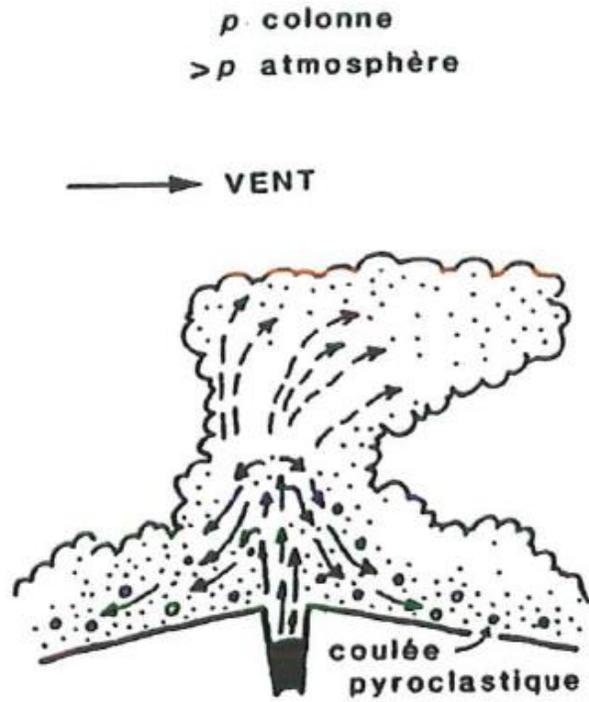
Brèche
bleue



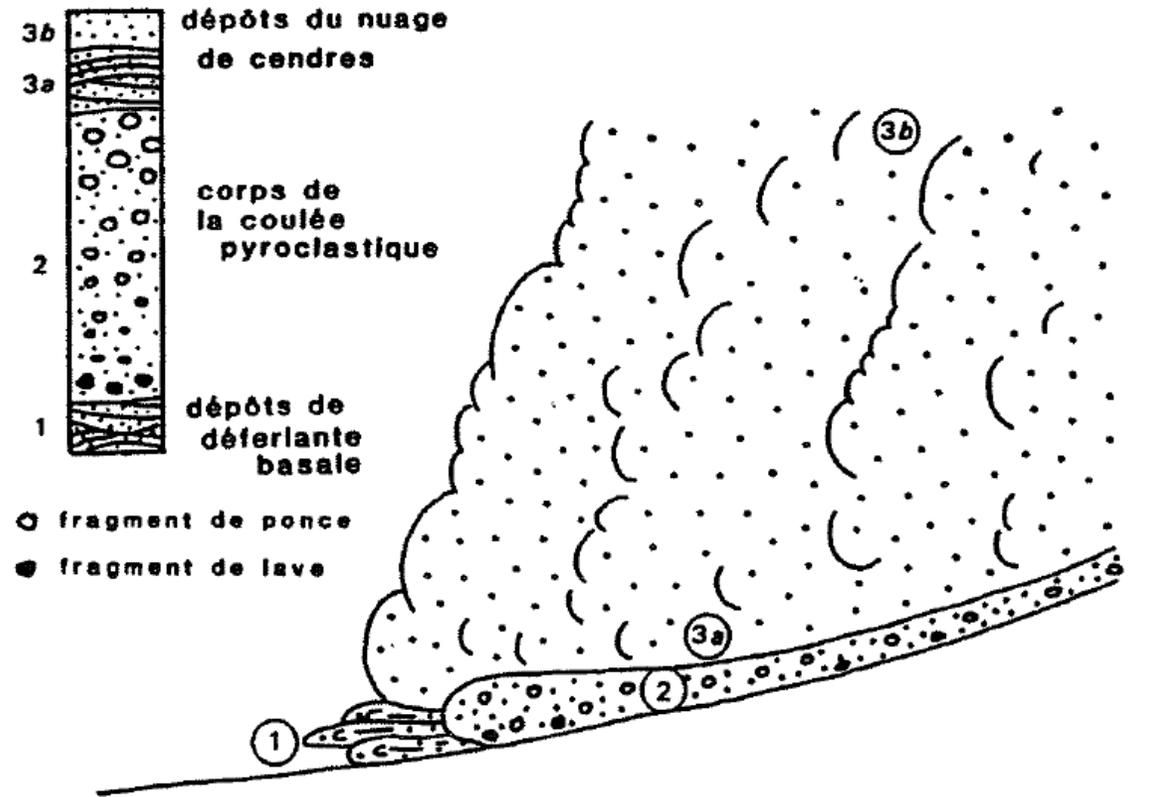




Colonne plinienne



Colonne ignimbritique



Anatomie d'une coulée pyroclastique idéale (Cas et Wright, 1987)

Schéma de colonnes plinienne et ignimbritique (Cas et Wright, 1987)

6- Brèches stratifiées (1 à 10 m d'épaisseur) : Cette unité ravine la Brèche bleue et a comblé des chenaux creusés par des écoulements d'eau. Elles se composent de cinérites stratifiées, de fragments de lave acide (rhyolites), dacitiques, andésitiques et de quelques fragments de Grès de Sainte-Suzanne. Les brèches témoignent du démantèlement d'appareils volcaniques aériens et de leur socle dont les déblais transportés sur de courtes distances par des « torrents » se sont accumulés dans le bassin sédimentaire en comblant les chenaux.

7- Cinérites (4 à 6 m) et ponces massives (3 à 7 m) :

- La base de cette unité est constituée par des cinérites parfois stratifiées résultant de cendres volcaniques remaniées par les courants.
- La partie médiane est une ponce grossière résultant d'éruptions phréato-magmatiques.
- La partie supérieure, faite de ponce massive, résulte d'une coulée pyroclastique d'ignimbrite.

8- Conglomérats (épaisseur 10 à 15 m) : **un bloc présent au « Jardin de Roches »**

Ils comprennent 3 niveaux dont l'épaisseur va de 1,5 m à 10 m. Ils comblent des ravins et sont séparés par des niveaux de tufs. Les galets, non classés, ont une taille dominante de 5 à 6 cm, certains atteignent 50 cm. Ils sont de nature lavique (rhyolite, ignimbrite et quelques ponces) à l'exception de quelques galets de socle (schistes et grès). Peu usés, ils ont eu un transport torrentiel sur une courte distance. La stratification très frustrée laisse entendre une mise en place en milieu aérien.

9- Cinérites et tufs de lapilli à pisolithes volcaniques (épaisseur de 7 à 8 m) : Ils achèvent la série des volcanites de Voutré. Ils comprennent :

- à la base, des cinérites finement litées à pisolithes volcaniques (= petites boules de cendres de la grosseur d'un petit pois due à l'accrétion de cendre autour d'un grain plus gros),
- au milieu, un banc massif non stratifié à multiples fragments de ponces mesurant 3 à 5 mm,
- au sommet, une alternance stratifiée de cinérites fines ou grossières à pisolithes et de tufs ponceux.

Le tout témoigne d'éruptions phréato-magmatiques.

Résumé des cycles d'éruptions volcaniques

L'ensemble des dépôts des volcanites de Voutré conduit à distinguer trois grands cycles éruptifs :

- A-** Un cycle précoce d'éruptions phréato-pliniennes émettant de cendres à pisolithes volcaniques puis des coulées pyroclastiques ponceuses.
- B-** Un cycle intermédiaire d'éruptions pliniennes ou phréato-pliniennes rejetant des ponces et des cendres contemporain du démantèlement de coulées volcaniques et de dômes de laves acides donnant des dépôts volcano-sédimentaires (couches 1 à 3 sur le log).
- C-** Un cycle supérieur d'éruptions explosives phréato-magmatiques donnant des nappes ignimbritiques (couches 4 à 9 sur le log).

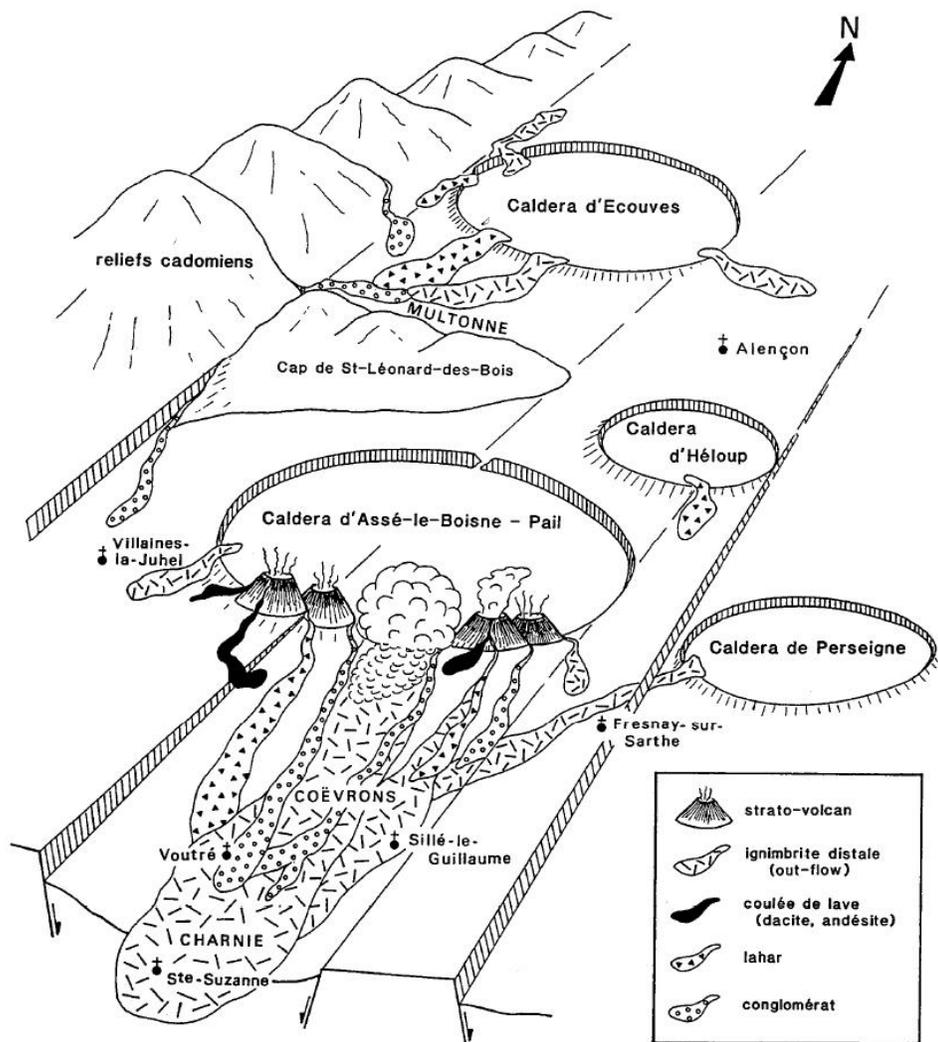
Les centres éruptifs et la paléogéographie

Ni coulée de lave ni centre éruptif n'ayant été trouvés dans les Coëvrons à cette période du Cambrien inférieur et moyen, les éruptions se produisaient en un autre lieu, pas très éloigné.

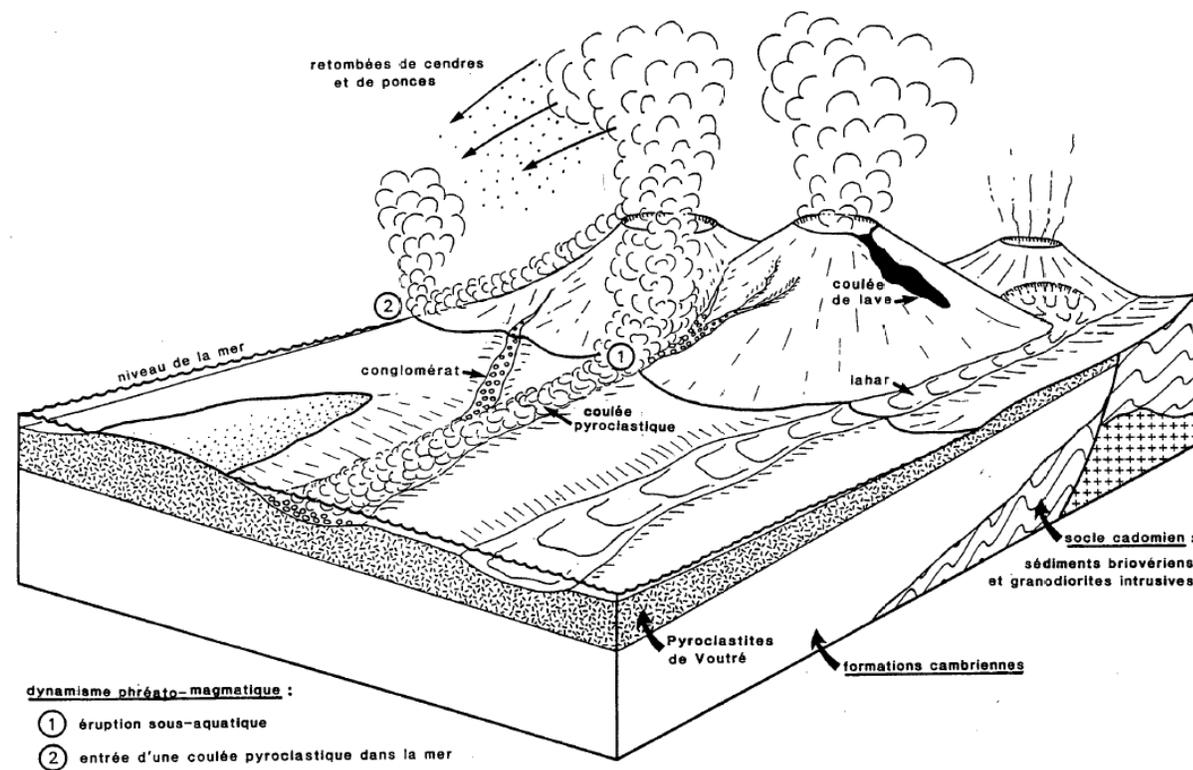
J. Le Gall (1993) a proposé la reconstitution paléogéographique suivante basée sur la limitation du Cambrien (- 540 à -500 Ma) à une bande orientée NNE (N 15°) dans le Maine.

Les coulées pyroclastiques auraient été émises par les volcans jalonnant la périphérie de la caldera d'effondrement d'Assé-le-Boisne dans le Nord de la Sarthe.

Une caldera (= chaudron en espagnol) est une cuvette d'effondrement liée à la vidange de la chambre magmatique sous-jacente aux appareils volcaniques par émission des laves.



Reconstitution du fossé volcano-tectonique du Maine d'après J. Le Gall (1993)

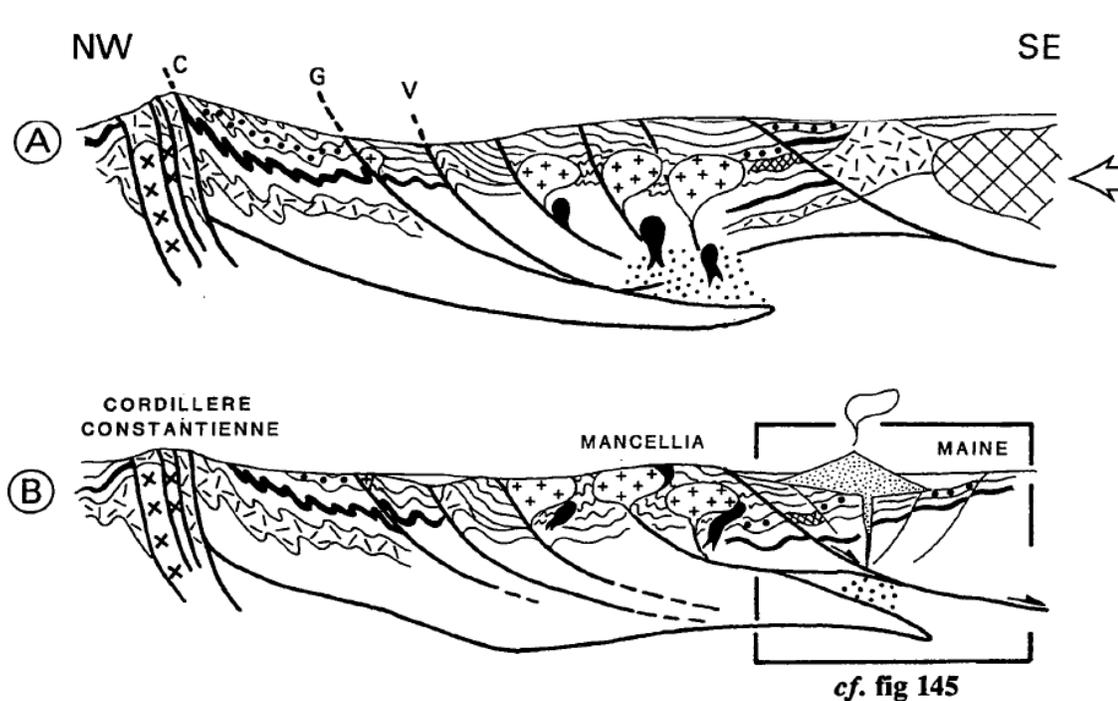


Reconstitution du cadre paléogéographique des éruptions volcaniques à l'origine de la Formation des Pyroclastites de Voutré

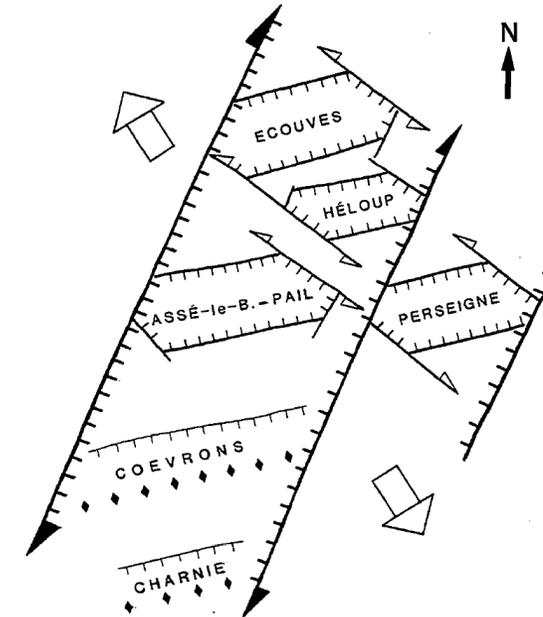
Origine du magmatisme du Maine

A la fin du Précambrien supérieur, les dépôts briovériens (*Briovera* : nom celtique de Saint-Lô) ont été plissés en une chaîne de montagne (la chaîne cadomienne ou chaîne panafricaine) de direction générale SW-NE et le bassin de la Mancellia s'est fermé. Selon le modèle de Le Gall (1993) - voir diapositive 38- , de grands écaillages crustaux à vergence Nord seraient impliqués lors de cette fermeture.

Les contraintes responsables du plissement ont ensuite perduré au début du Cambrien et provoqué l'ouverture d'un fossé d'effondrement : le graben du Maine de direction actuelle N 15°, graben envahi par la mer et dont la subsidence a duré tout le Cambrien (de - 540 à - 500 Ma). Au fur et à mesure de son enfoncement qui a atteint 2500 m dans les Coëvrons et de son élargissement, il a été comblé par des sédiments marins de faciès peu profond.



Les magmatismes mancennien et du Maine dans l'évolution géodynamique du domaine mancennien

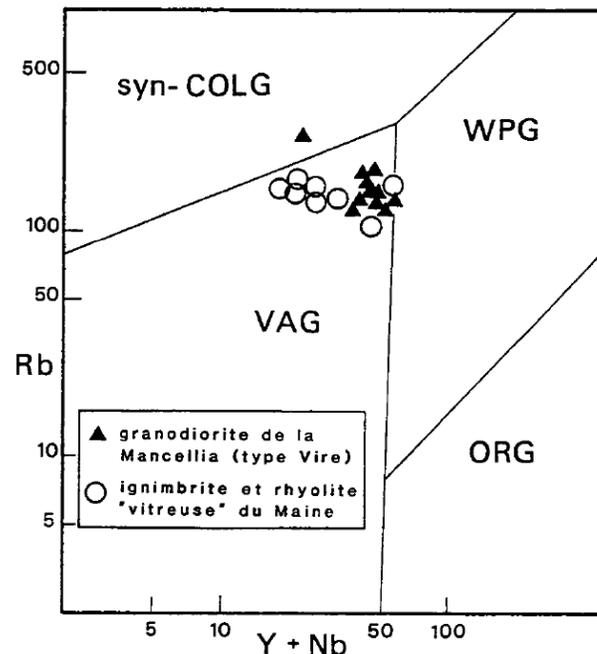


Essai de reconstitution de l'ouverture du graben du Maine selon un régime d'extension oblique

Lors de cette distension cambrienne, le rejeu en failles normales des grandes failles listriques crustales à vergence Nord a pu entraîner, par un mécanisme de **décompression adiabatique**, la fusion partielle d'un coin de manteau situé au-dessus d'une écaille de croûte continentale mancennienne et la genèse des magmas andésitiques.

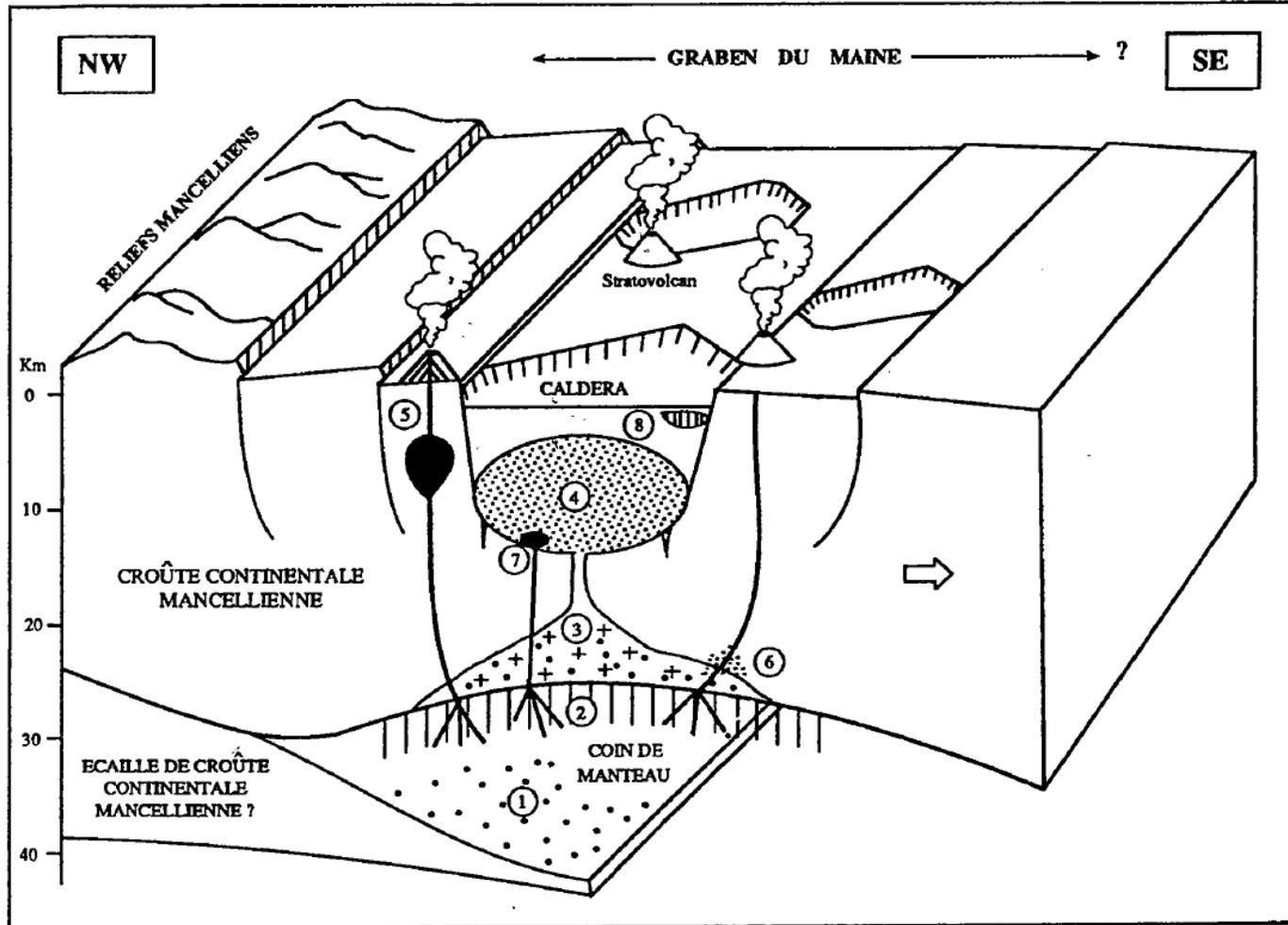
Remarque : L'écaille subductée ou sous-charriée, froide et hydratée, a pu aussi fournir de l'eau à ce coin mantellique dont on sait qu'elle abaisse la température de fusion de la péridotite.

La similitude des signatures géochimiques entre les rhyolites et ignimbrites du Maine et les granitoïdes voisins de la Mancellia (granodiorite de la Haie-Traversaine par exemple – **Roches 1 du « Jardin de Roches »**), géographiquement et temporellement voisins (magmatisme mancennien briovérien supérieur et magmatisme du Maine Cadomien inférieur), suggère une origine commune pour ces deux magmatismes, à savoir un protolithe méta-sédimentaire qui pourrait être représenté par les séries volcano-sédimentaires issues de l'érosion des arcs volcaniques insulaires de la chaîne cadomienne puis métamorphisées par subduction continentale vers le Sud.



Syn-COLG : granite syn-collision
 WPG : granite intra-plaque
 VAG: granite d'arc volcanique
 ORG : granite de ride océanique

Position des granodiorites de la Mancellia et des volcanites du Maine dans le diagramme de discrimination de Pearce et al., 1984



Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites cambriennes du Maine

- 1-** déshydratation d'une écaille de croûte mancellienne (subduction continentale?)
- 2-** zone de fusion partielle au sommet du coin mantellique = genèse des magmas andésitiques du Maine. Cette fusion est déclenchée soit par l'action des fluides issus du lambeau de croûte subductée, soit par un mécanisme de décompression adiabatique du manteau lors de la distension cambrienne.
- 3-** Fusion partielle de la croûte continentale inférieure et moyenne : production des magmas acides du Maine
- 4-** Chambres magmatiques, non ou peu zonées, dans lesquelles se déroulent des mécanismes de cristallisation fractionnée d'ampleur limitée (réservoirs ignimbrétiques)
- 5-** Différenciation des magmas andésitiques par cristallisation fractionnée dans de petits réservoirs superficiels (production des laves dacitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques)
- 6-** Interaction entre magma mantellique et croûte continentale : genèse des dacites à grenat
- 7-** Injection de magma basique à la base de la chambre magmatique (déclenchement de certaines éruptions ignimbrétiques paroxysmales)
- 8-** Mise en place de dômes rhyolitiques

Exploitation

La Société des Carrières de Voutré est une filiale des carrières de l'Ouest (groupe Basaltes), exploitant de carrières.

Née au milieu du XIX^{ème} siècle, la Carrière de Voutré est l'une des plus importantes de France et produit actuellement 2,5 millions de tonnes de matériaux par an.

Sa production, destinée à l'Île de France et aux départements de la Mayenne et de la Sarthe est acheminée par trains et par camions. Elle est utilisée pour les travaux publics (construction de routes, pistes d'aéroports, voies de chemin de fer...) et la production de béton.

Synthèse

Le magmatisme du Maine s'inscrit dans la poursuite de l'orogénèse cadomienne. Il n'est pas la manifestation d'un rifting.

Dans le domaine Sud-armoricain, un magmatisme s'est également produit au début du Cambrien dans le Choletais avec :

- les rhyolites du Choletais (obsidiennes et ignimbrites associées)*
- et l'ensemble hypovolcanique bimodal de Massais (Gabbros) - Thouars (microgranite et rhyolites) daté à 519 ± 10 Ma environ .*

Mais le modèle proposé par Thiéblemont (1988) pour sa mise en place est complètement différent ; le magmatisme du Choletais s'inscrirait dans une tectonique d'extension continentale (« Rift du Choletais ») selon la chronologie suivante :

1er temps :

Lors d'une phase de distension, une remontée du manteau asthénosphérique (donc remontée et resserrement des isothermes) aurait provoqué l'échauffement de la base de la croûte granitique amincie et une anatexie crustale. Les magmas acides ainsi produits auraient en même temps été contaminés par des injections de magmas basaltiques provenant de la fusion à pression relativement basse de la péridotite mantellique (source de type Iherzolite à spinelle). Ainsi aurait pris naissance le vaste ensemble volcanique rhyolitique du Choletais (obsidiennes et ignimbrites) par différenciation et combinaison de processus de cristallisation fractionnée et d'assimilation crustale.

Une partie de ces magmas acides serait restée stockée dans les niveaux supérieurs de la croûte.

2ème temps :

Une deuxième injection de magmas basiques aurait alors provoqué la « vidange » des chambres magmatiques superficielles , d'où l'éruption des magmas acides relictuels à l'origine des microgranites de Thouars et des termes hybrides associés. L'éruption des magmas résiduels acides aurait été induite par l'injection des magmas basiques.

Ainsi, au début du Cambrien, il apparaît nettement une polarité du domaine cadomien : en compression au Nord (Domaine de la Mancellia) et en début d'extension au Sud (Choletais).