

Roche 1 : Granodiorite (ou granite) de la Haie-Traversaine (53)

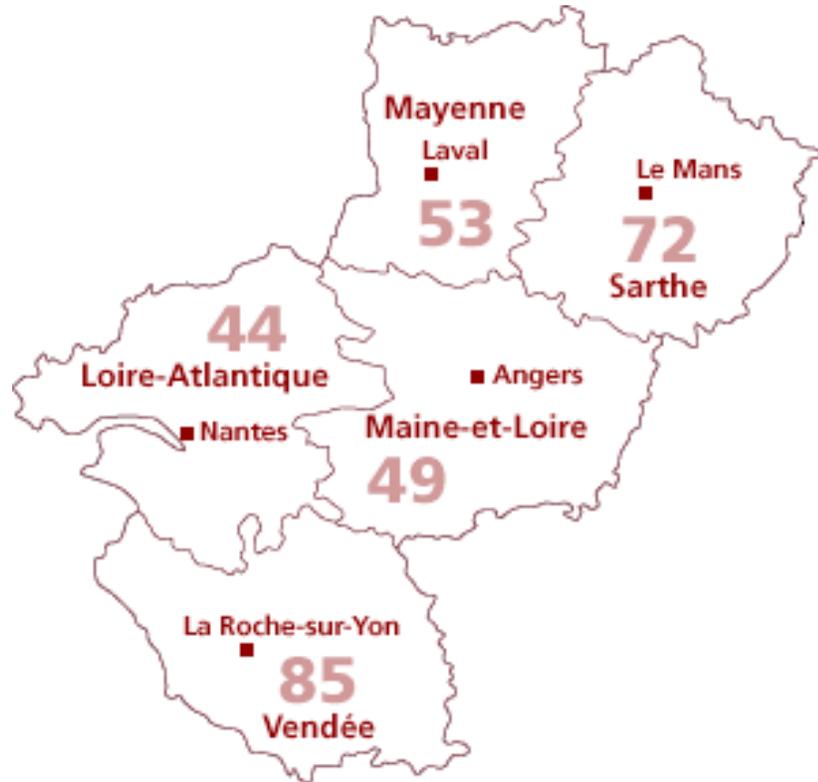
Âge du granite : 540 Ma (Tardi-cadomien)



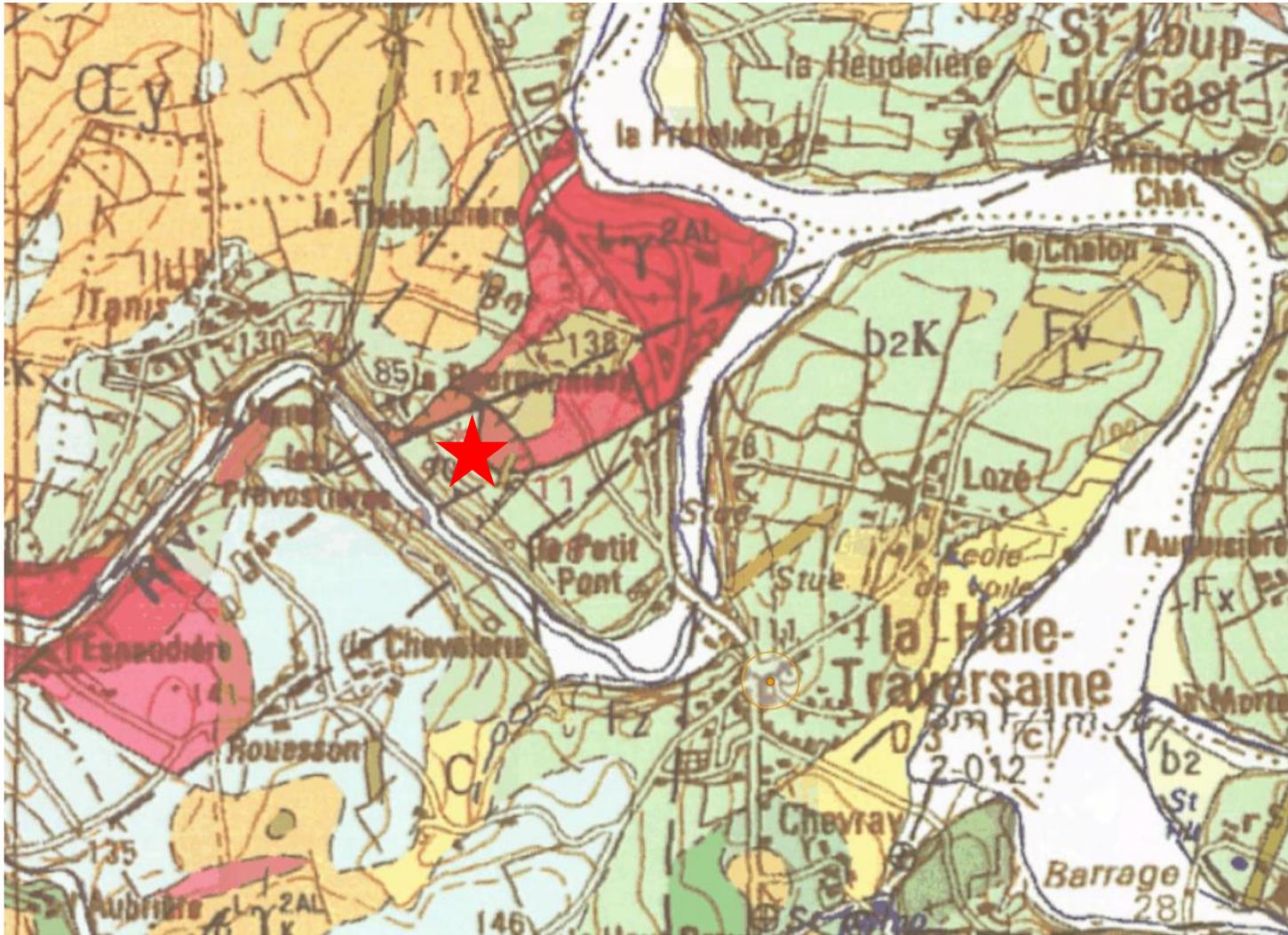
**Granite
de la
Haie-Traversaine**

Situation géographique

La carrière se situe dans le département de la Mayenne, au Nord de la ville de Mayenne, à la Haie-Traversaine, très précisément 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.







- CE** Loëss quaternaire
- b2K** Flysch terrigène du Briovérien supérieur
- L γ ^{2AL-K}** Granite leucocrate à cordiérite, muscovite et orthose perthitique dominant (~ 540 Ma)

Extrait de la notice de la carte géologique au 1/50 000^{ème} de MAYENNE

Dans cette carrière en exploitation, il est possible d'observer le granite tardi-cadomien de la Haie-Traversaine et son contact avec les cornéennes du Briovérien supérieur.

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 fluviales périglaciaires chapote une partie du front de taille au Nord de la carrière.

Cornéennes et granite qui affleurent côte à côte appartiennent à **l'Unité géologique de Fougères** riche en batholites de granite dénommés « granites de la Mancellia ».

Unité géologique de Fougères



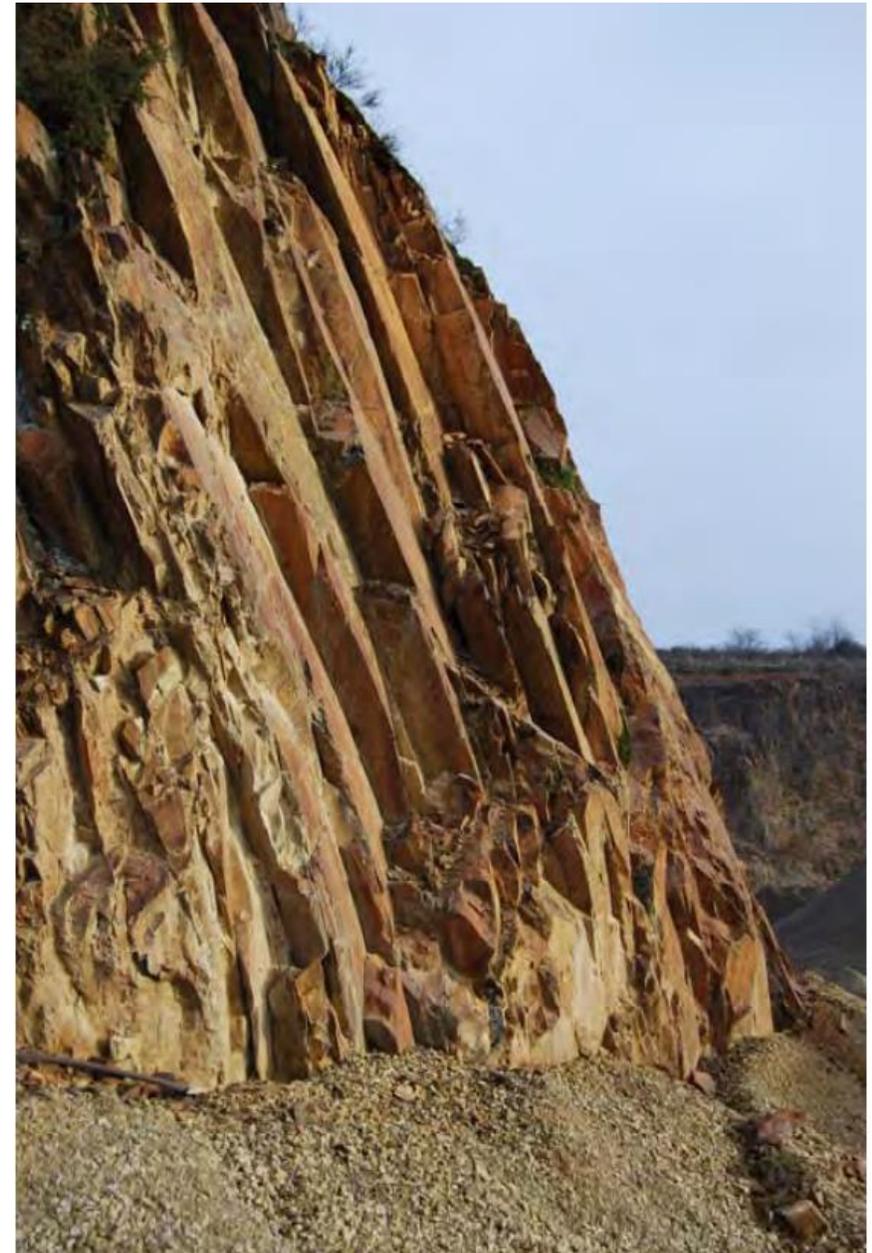
Échelle 1 : 362 481
0 10 km



Contact cornéennes / granodiorite



Détail du contact



Cornéennes à débit prismatique

Le granite de la Haie-Traversaine : description et composition chimique

Le granite de la Haie-Traversaine est une roche plutôt gris-clair, voire blanche, 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, ce granite ne montre que des cristaux \Rightarrow c'est une **roche holocristalline**.

Les cristaux sont de couleurs différentes : blanc, rosé, gris couleur de gros sel, 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 toute blanche, une autre toute noire, une autre toute grise...) \Rightarrow c'est une roche à **structure équante** (mot de la même famille que équante : « équation », « égal »).

À chaque couleur de cristal correspond un minéral bien précis pour lequel on a établi sa formule chimique.

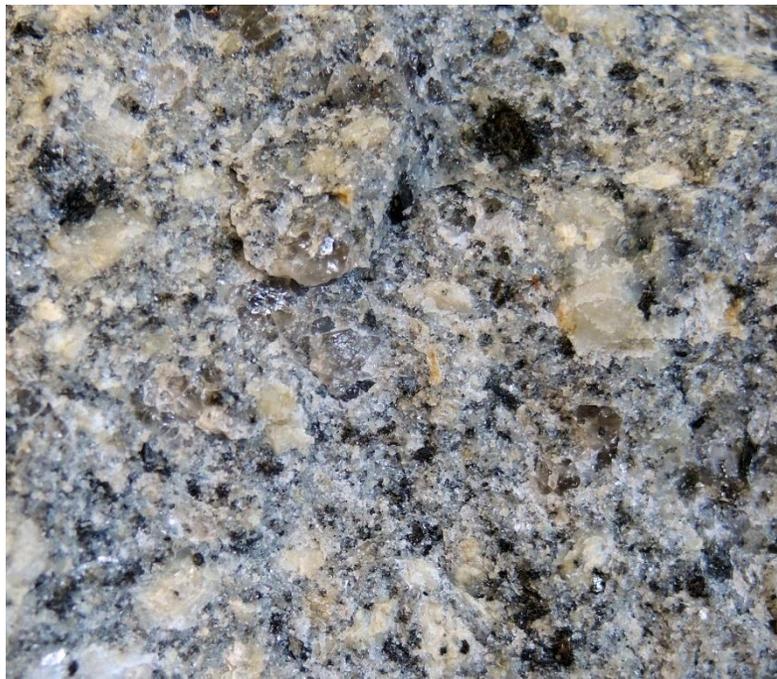
- Les cristaux gris couleur de gros sel sont constitués de **quartz** (formule chimique : SiO_2) : ils sont **subautomorphes** c'est-à-dire peuvent présenter de belles formes géométriques, souvent hexagonales avec des faces planes. Le quartz forme 35% de la roche.
- Les cristaux blancs, jaunes tirant parfois sur le rosé sont constitués de **feldspath orthose** (formule chimique : $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$) au contraire en grandes plages **xénomorphes** (absence de forme géométrique). Le feldspath orthose forme 40% de la roche.
- Les cristaux blanc gris sont constitués de **feldspath plagioclase** de formule chimique voisine de celle du feldspath précédent, le potassium K étant simplement remplacé par du sodium Na ou du calcium Ca) : ce sont des cristaux en grands prismes **automorphes**, zonés, à cœur d'oligoclase (sodique et calcique) et à bordure d'albite (sodique). Le feldspath plagioclase forme 20% de la roche.
- Enfin, les cristaux brillants et noirs sont constitués de **biotite** et de **cordiérite**. La cordiérite forme des amas globuleux ou prismatiques. Elle est plus ou moins pinitisée c'est-à-dire altérée en séricite, muscovite et chlorite (*pinitisation*).

Par sa richesse en minéraux clairs (feldspath orthose, plagioclases et quartz) et sa pauvreté en minéraux sombres (biotite, cordiérite), le granite de la Haie-Traversaine a été qualifié autrefois de **leucogranite**. Aujourd'hui, de par sa richesse en silice (SiO_2), en aluminium, en sodium et en potassium, on en fait **un granite hyperalumineux sodi-potassique riche en SiO_2** .

La présence de cordiérite indique d'autre part que le magma à l'origine de ce granite s'est formé à partir d'un matériel riche en aluminium (voir formule chimique de la cordiérite ci-dessous) **donc à partir d'un matériel d'origine sédimentaire et par conséquent crustale**. On le range dans la catégorie **des granites « S »** dans la classification de Chappel et White (1974).

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





Origine et mode de formation du granite de la Haie-Traversaine

Le granite de la Haie-Traversaine, comme tous les granites au sens large ou granitoïdes, est une roche magmatique de profondeur : on dit encore une « roche magmatique plutonique ».

Par définition, un magma est une masse pâteuse, informe, liquide à haute température (au moins 600°C), et qui donne des roches par solidification, en refroidissant. Si le refroidissement est lent et s'opère en profondeur, les roches formées seront des roches magmatiques plutoniques et c'est le cas des granitoïdes. Si le refroidissement est rapide et se fait en surface, les roches formées seront des roches magmatiques de surface encore appelées roches volcaniques.

Pour preuve de l'origine magmatique des granitoïdes, beaucoup d'entre eux peuvent présenter localement une structure fluidale.

Le magma granitique à l'origine du granite de la Haie-Traversaine est né de la fusion partielle de roches sédimentaires métamorphisées (de métapélites c'est-à-dire d'anciennes argiles) et relativement anhydres appartenant à la base de la croûte continentale. Il a alors une température initiale de l'ordre de 800-900°C.

Très chaud, et donc moins dense que l'encaissant qui l'entoure, il monte relativement rapidement vers la surface sous la forme d'une montgolfière : on parle de **diapir**.

Au cours de son ascension, il se refroidit ; les premiers cristaux qui apparaissent à partir de nuclei sont généralement constitués de feldspaths plagioclases, de biotite ou de cordiérite qui prennent alors une belle forme géométrique puisqu'ils ne sont pas gênés dans leur croissance.

Mais maintenant chargé en cristaux, le magma devient moins fluide, plus pâteux ; il est ralenti dans son ascension.

Vers 6 km de profondeur au maximum, il se fige, s'immobilise et son refroidissement se poursuivant, les derniers cristaux se forment, constitués eux, de feldspath orthose et de quartz. Les tout derniers vont prendre des formes quelconques puisqu'ils vont en quelque sorte boucher les « vides » de la roche en fin de formation.

Le magma, liquide au départ, est maintenant entièrement cristallisé. Il a donné naissance à une véritable roche solide : le granite. Mais à 6 km de profondeur, ce granite est encore chaud, à une température voisine de 700°C.

Il va donc poursuivre son refroidissement sur place en cédant de la chaleur à son encaissant beaucoup plus froid que lui. Il va en quelque sorte le « cuire » et modifier sa composition minéralogique : **on parle de métamorphisme « de contact »**.

Aujourd'hui, le pluton de granite est visible dans la carrière et aux alentours. Cela implique que les 6 km de roches situées au-dessus de lui ont été érodées.

Le granite de La Haie-Traversaine, comme tous les autres granites du « Batholite de la Mancellia », a été daté aux environs de 545 Ma (540 ± 10 Ma par la méthode U/Pb sur monazite et 551 ± 28 Ma par la méthode Rb/Sr sur roches totales) donc de la limite Briovérien-Cambrien (ou Néo-Protérozoïque / Paléozoïque).

Pour être précis, il s'est constitué à la toute fin de la formation d'une chaîne de montagnes (ou orogénèse) : la **chaîne cadomienne** qui s'est édifiée entre - 650 et - 540 Ma. C'est par conséquent seulement après érosion de tous les reliefs situés au-dessus de lui (mais aussi par réajustement isostatique) qu'il est parvenu à la surface, érosion qui a demandé plusieurs dizaines de millions d'années.

Le diapirisme

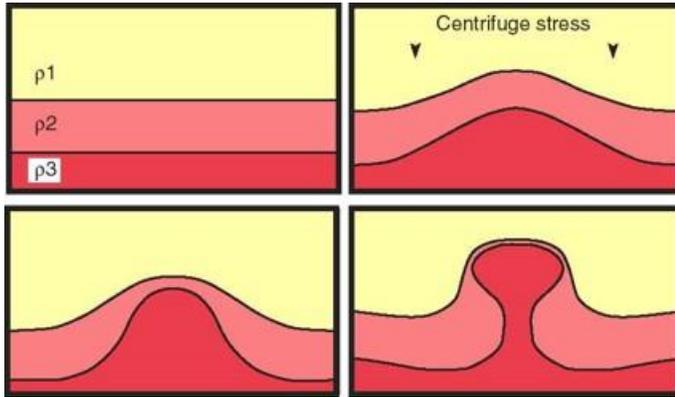


Figure 1

Un diapir se forme lorsqu'un fluide visqueux se trouve sous un autre fluide visqueux plus dense que lui ($\rho_3 < \rho_2$). L'amorce de la formation du diapir est souvent une perturbation mécanique.

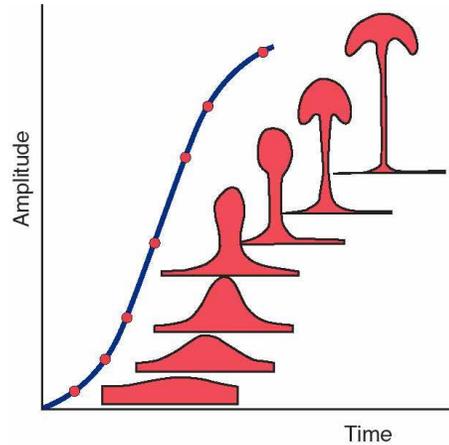
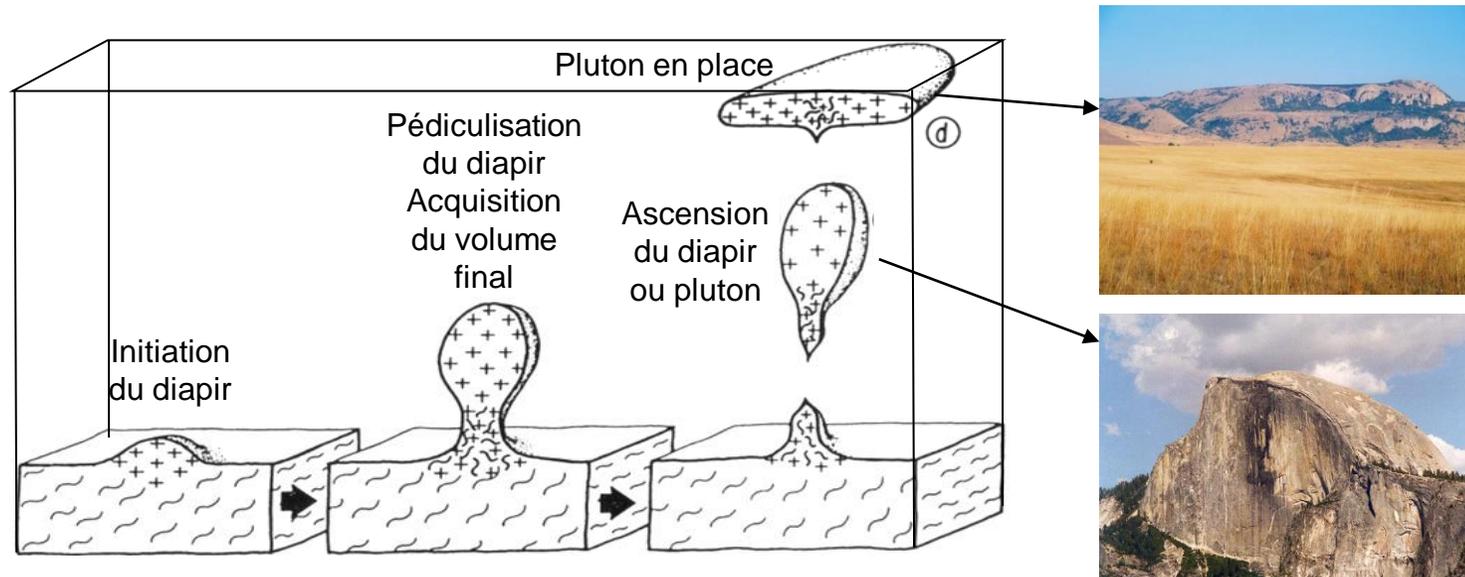
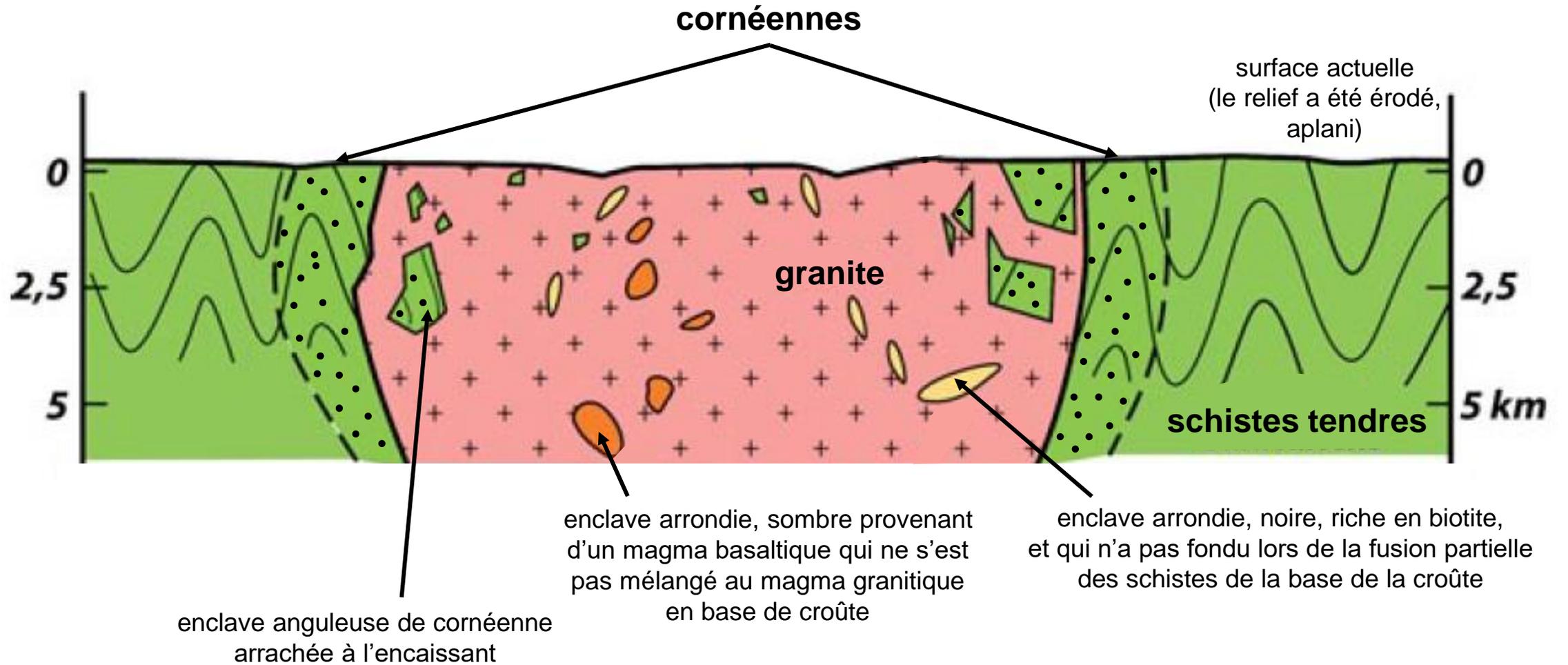


Figure 2

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

Figure 3





Aspect actuel du pluton de granite de la Haie-Traversaine
(d'après Ballèvre et al., 2013 ; modifié)

Quelques mots sur l'histoire de la chaîne cadomienne

Son extension

Les restes de cette chaîne cadomienne sont bien exposés dans le **Domaine Nord-armoricain** :

- dans les îles anglo-normandes,
- en Bretagne, entre Trébeurden et Cancale,
- et en Normandie, dans la presqu'île du Cotentin, entre Cherbourg et Granville

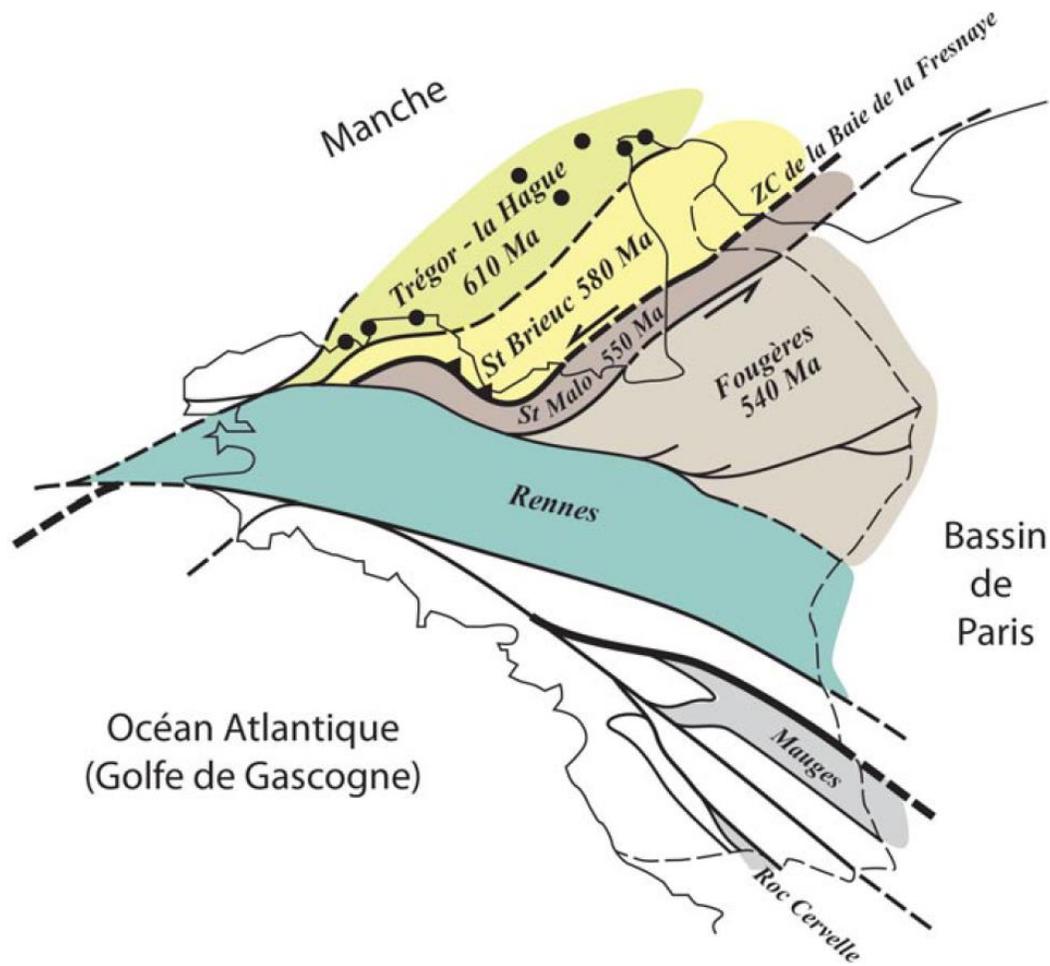
où l'on peut observer à l'affleurement et du Nord vers le Sud :

- des granitoïdes d'âge icartien (environ 2 Ga) appartenant à une très vieille chaîne de montagnes : la **chaîne pentévrienne** qui a été impliquée dans la formation de l'arc volcanique cadomien vers 650 Ma,
- tous les granitoïdes des unités du Trégor-La Hague, Saint-Brieuc et Saint-Malo âgés de 620 à 550 Ma,
- et enfin les granites de la Mancellia de l'unité de Fougères, les plus jeunes, mis en place vers 550-540 Ma et auxquels appartient le granite de la Haie-Traversaine.

En revanche, plus au Sud, c'est une couverture briovérienne qui est bien représentée, sous des faciès beaucoup plus monotones, schisteux et gréseux :

- dans le Domaine Centre-armoricain (région de Rennes),
- et dans le Domaine Sud-armoricain (région des Mauges).

On peut même émettre l'hypothèse qu'elle a pu s'étendre jusqu'en Vendée littorale, au niveau de l'« Anticlinal des Sables d'Olonne ». En effet, les protolithes des orthogneiss granodioritiques d'âge varisque de l'ensemble Sables d'Olonne - Noirmoutier - Île d'Yeu ont été datés récemment à 530 ± 8 Ma (U/Pb sur zircon par C. GUERROT) à la Pointe des Corbeaux (Île d'Yeu). Ils sont donc d'âge Cambrien moyen. Et comme ils n'ont pu se mettre en place qu'en profondeur (une granodiorite est une roche plutonique !), à 5 – 10 km de profondeur par exemple, ils ont nécessairement cristallisé dans un encaissant plus ancien qu'eux donc au moins briovérien.



Ceinture orogénique cadomienne

Domaine cadomien intracontinental



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



Unité de Fougères
à valeur de domaine intracontinental



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

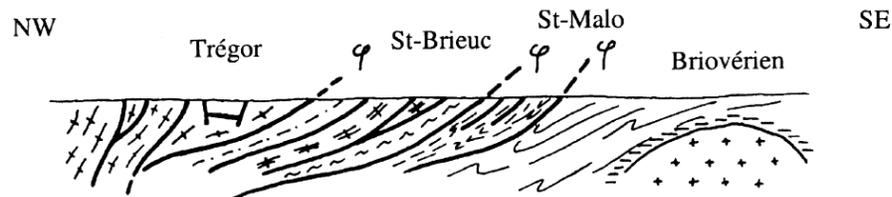


Domaine sud-armoricain d'âge Briovérien moyen et supérieur (Mauges)

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 plus briovérienne mais Cambrien inférieur à moyen.



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

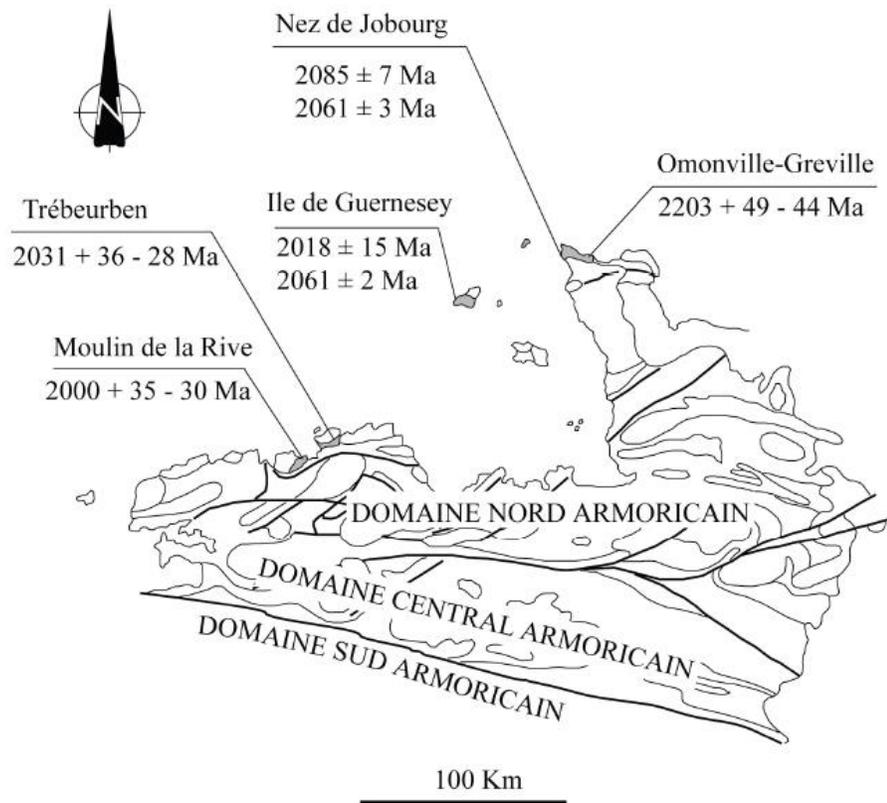


Figure II-1: Distribution des reliques du socle icartien dans le massif Nord Armoricain (D'après Calvez & Vidal, 1978 ; Auvray et al., 1980 ; Piton, 1985 ; Dupret et al., 1990 ; Samson & D'Lemos, 1998 ; Inglis et al., 2003). Les âges U/Pb présentés ont été obtenus par la méthode U/Pb sur zircon (Références dans le texte).

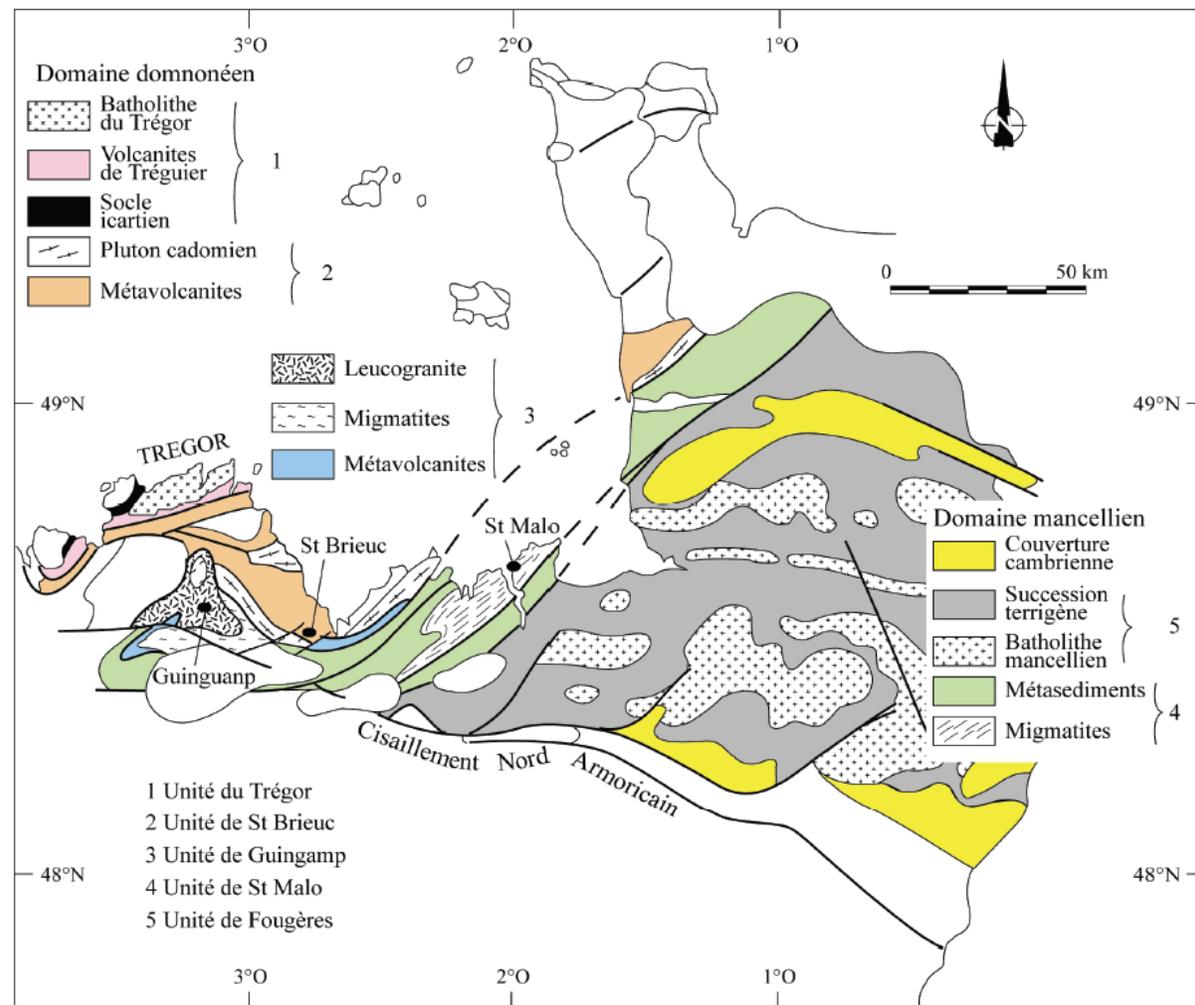


Figure II-2: Le segment Nord armoricain de la chaîne cadomienne (Modifiée d'après Chantraine et al., 2001).

Son rôle

Cette chaîne cadomienne a permis de souder une microplaque nommée **Cadomia** dont les contours restent encore à définir (Massif Armoricain + Massif Central + Corse et Sardaigne ?) à un continent unique en cours de construction : la **Pannotia** (figure 1).

En réalité, comme le montre la figure 2, cette chaîne cadomienne s'étendait bien au-delà de la Bretagne actuelle car c'est en fait tout un chapelet de microplaques comme *Bohemia*, *Iberia*, *Avalonia*, *Carolina* ... qui sont venues se greffer à la Pannotia au voisinage des cratons saharien, ouest-africain et amazonien.

Cette chaîne cadomienne (*en gris clair sur la figure 2*) était d'autre part contemporaine et en continuité avec tout un ensemble d'autres chaînes de montagnes (*en gris foncé sur la figure 2*) qui étaient en train de souder entre eux tous les vieux cratons continentaux pour former la Pannotia. À cet ensemble, on a donné le nom de **chaîne panafricaine**.

L'existence de la Pannotia a été très éphémère. Aussitôt formée vers 570 Ma, elle commence à se disloquer dès le début du Cambrien, il y a 540 Ma.



Figure 1:
Pannotia,
il y a 570 Ma

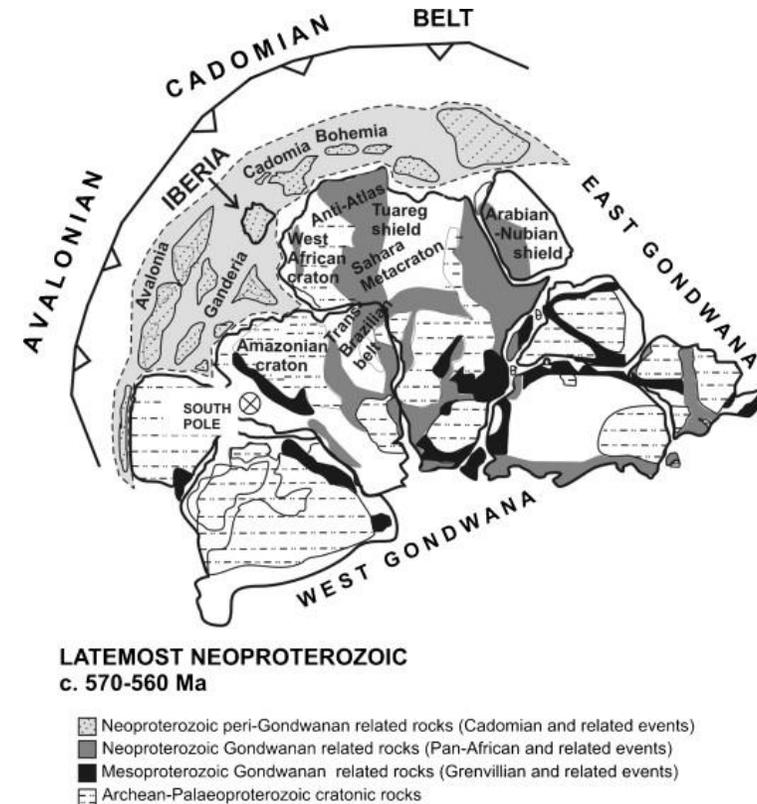
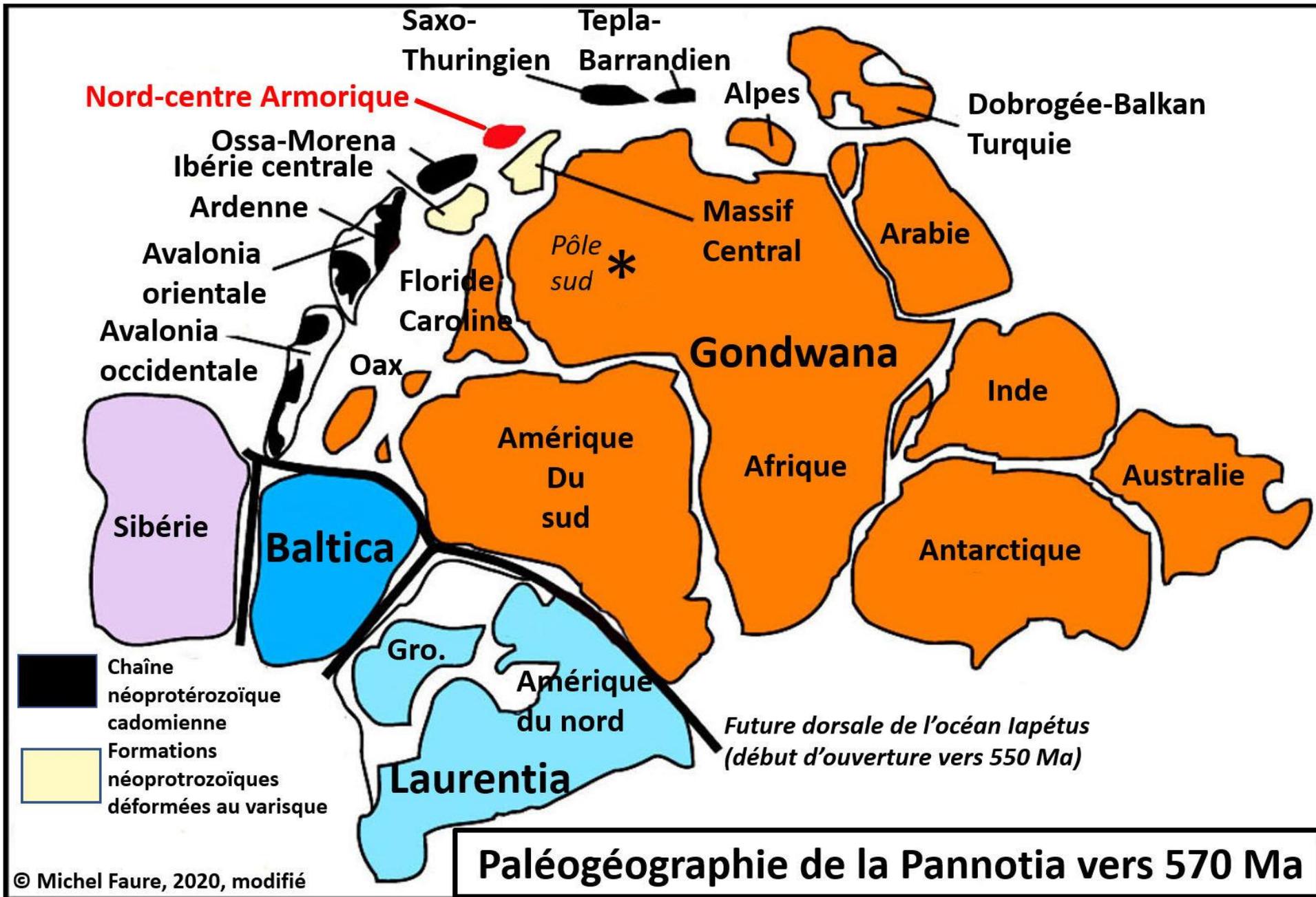
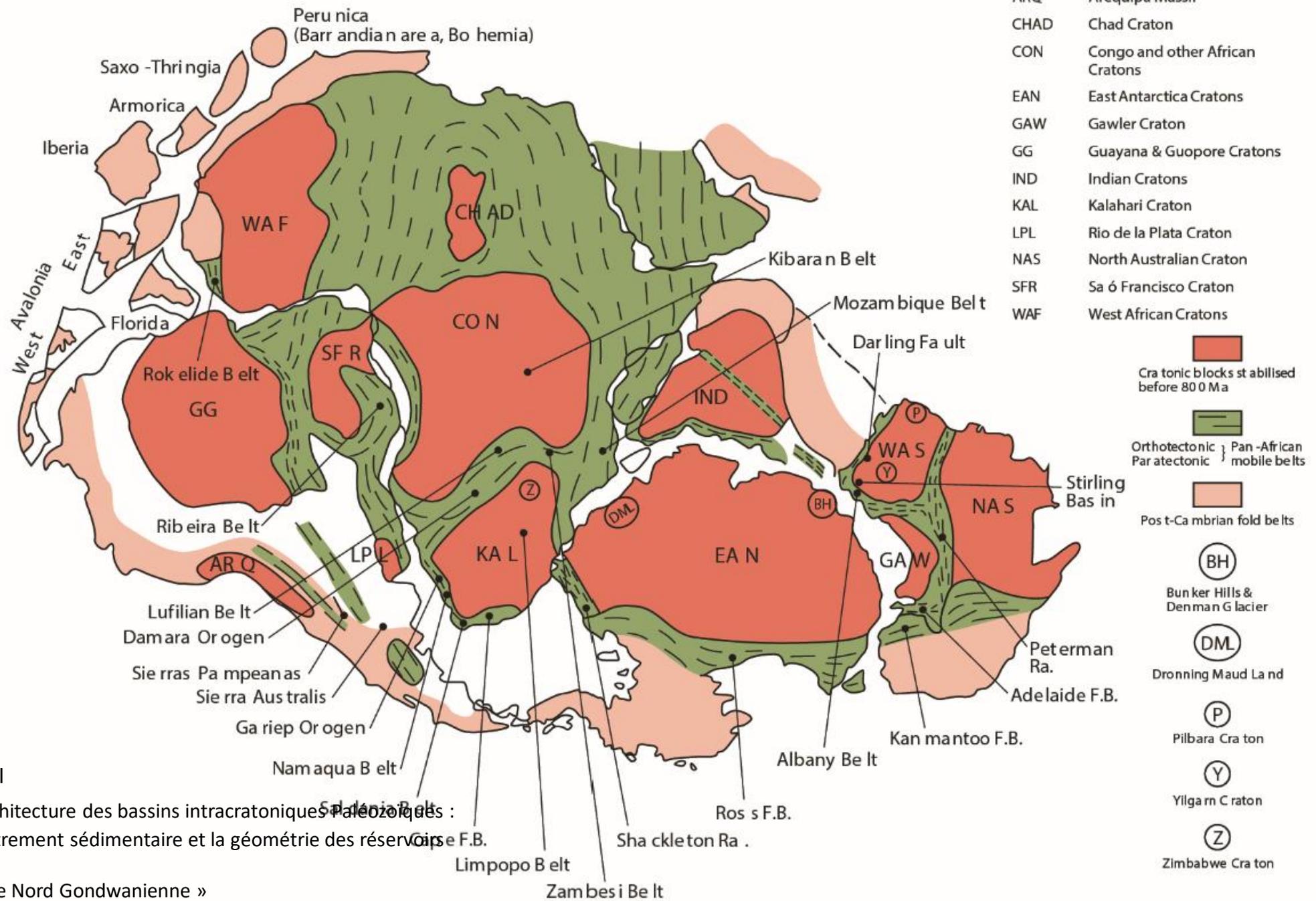


Figure 2:
La chaîne
panafricaine
(*en gris clair et gris foncé*)
il y a 570 Ma





Thèse Perron Paul

« Tectonique et architecture des bassins intracratoniques Paléozoïques : Impact sur l'enregistrement sédimentaire et la géométrie des réservoirs associés.

Exemple de la marge Nord Gondwanienne »

Dijon, 2019

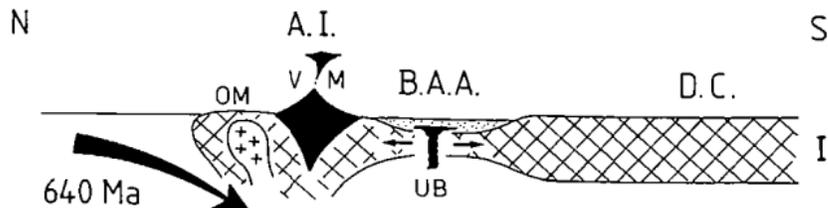
Les différentes étapes de sa formation

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

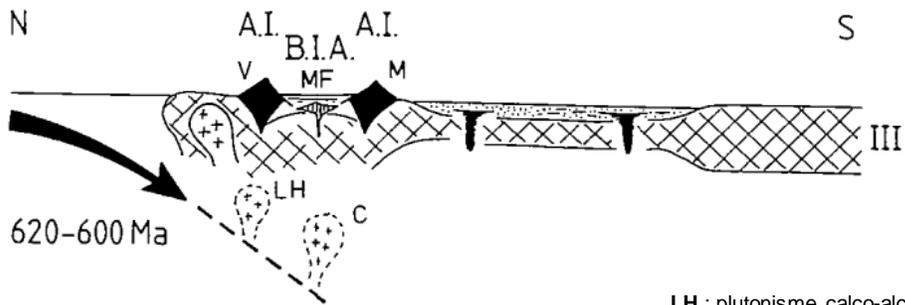
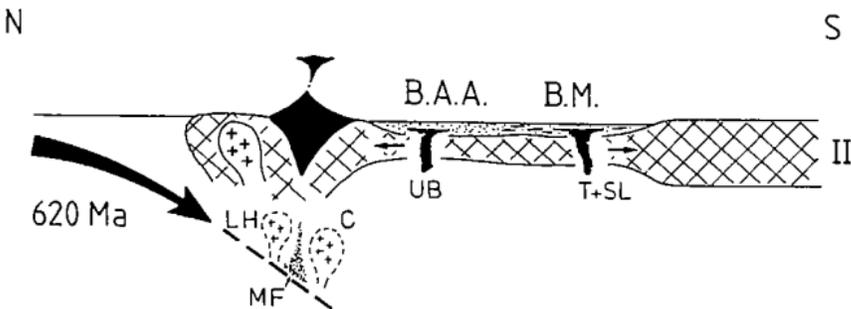
- subduction d'une lithosphère océanique : celle d'un océan que les anciens géologues bretons ont nommé « Océan celtique » ou « Océan de la Manche » et qui s'est faite du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Cet océan pourrait être aujourd'hui pour d'autres auteurs un « océan Tornquist » qui séparait alors Baltica des cratons ouest-africain et amazonien (ensemble Ouest-Gondwana de la figure 2 de la page précédente).
- formation d'un arc insulaire volcanique à l'aplomb de la zone de subduction avec ouverture d'un bassin arrière-arc à volcanisme bimodal (à la fois acide et basique mais ici surtout basique : roches ultrabasiques de Coutances).
- collisions, chevauchements et mise en place de nappes avec intrusion de magmas syn-collision. Les collisions ont impliqué les microplaques (*Bohemia, Cadomia, Iberia, Avalonia, Carolina...*) et les marges correspondantes, situées en vis-à-vis de Gondwana et Amazonia. Mais comme Pannotia était en train de se former, on ne peut exclure une participation de Baltica dans l'orogénèse de la chaîne cadomienne.
- érosion des reliefs néo-formés et accumulation de flysch dans des bassins « molassiques » bordiers en extension (Unité de Fougères),
- puis mise en place de plutons tardi-orogéniques post-collision (Batholite de la Mancellia).

Evolution géodynamique cadomienne dans le N-E du Massif Armoricain (Cotentin)

Étape 1 (- 640 Ma) : la subduction de la croûte océanique d'un océan (océan Tornquist ?) du NO vers le SE sous le rebord d'un très vieux continent pentévrien entraîne l'édification d'un magmatisme de type arc insulaire dont les traces apparaissent à La Hague au niveau d'un arc insulaire frontal (orthogneiss du Moulinet – OM) et dans les volcanites du Val de Saire (V) et de Montsurvent (M) au niveau d'un arc volcanique interne (A.I.). En arrière de cette chaîne volcanique, la distension de la marge continentale provoque l'ouverture d'un bassin arrière-arc (B.A.A. avec roches ultrabasiques et amphibolites).



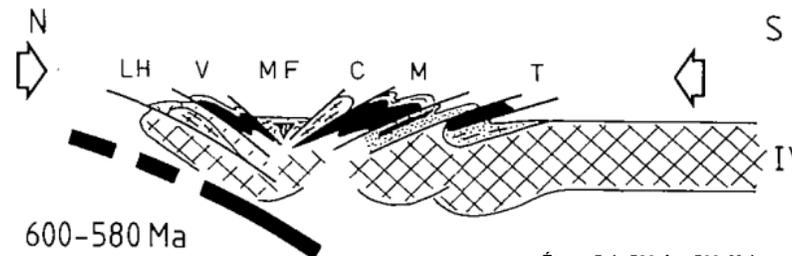
Étape 2 (- 620 Ma) : en arrière de ce système arc volcanique – bassin arrière-arc, la distension provoque une extension du bassin arrière-arc. Elle se caractérise par l'ouverture d'un bassin marginal actif où s'accumulent des sédiments terrigènes contenant des niveaux de phanites (formation des schistes et phanites de Saint-Lô - SL) et des intercalations volcaniques à caractère tholéitique distensif (formation de la Terrette - T).



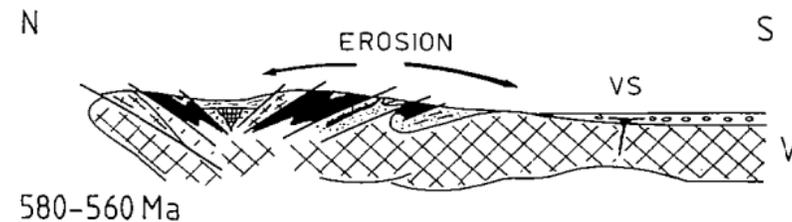
Étape 3 (- 620 à - 600 Ma) : l'activité volcanique jointe à des phénomènes de distension se poursuit dans l'arc insulaire où se développent les épanchements volcaniques tholéitiques anisotitanés de la formation des Morts Femmes (MF). Ce bassin intra-arc (B.I.A.) permet d'expliquer la partition en deux branches de l'arc insulaire interne (Vast - V et Montsurvent - M).

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

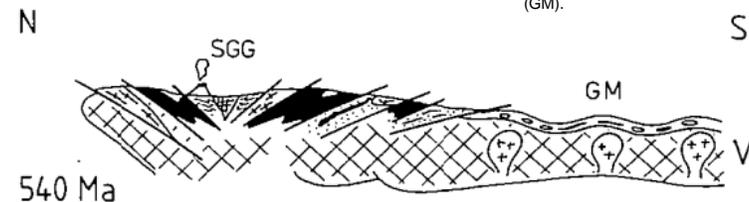
Étape 4 (- 600 à - 580 Ma) : le blocage du système aurait été provoqué par le début de la fermeture de l'océan Tornquist (?) et par la collision de la marge icartienne active avec une masse continentale plus nordique (Baltica ?). Les effets de cette collision se traduisent par la structuration du domaine 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 (LH - Moulinet et Jardeheu) et de Coutances (C). 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 chevauchant vers le Sud.



Étape 5 (- 580 à - 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) où s'intercale le volcanisme de Vassy (VS). L'alimentation, le remplissage de ce bassin s'effectue par érosion de la cordillère orogénique.



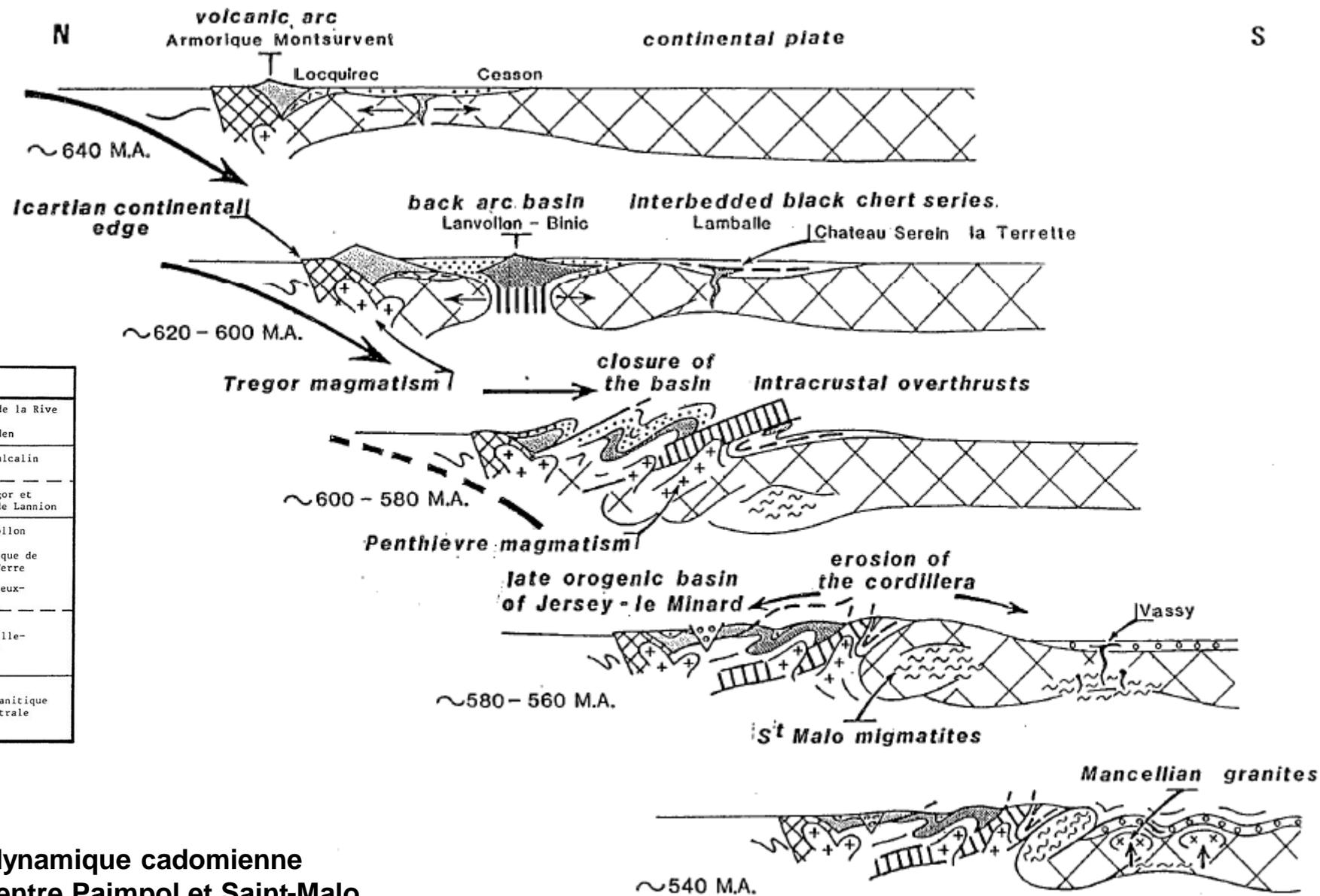
Étape 6 (- 540 Ma) : les distensions post-orogéniques favorisent la mise en place du volcanisme ignimbritique et acide de Saint-Germain-le-Gaillard (SGG) et le comblement du bassin intra-arc par les formations sédimentaires du Briovérien terminal puis du Paléozoïque. L'histoire de l'orogénèse cadomienne est scellée par la mise en place des granites de la Mancellia (GM).



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

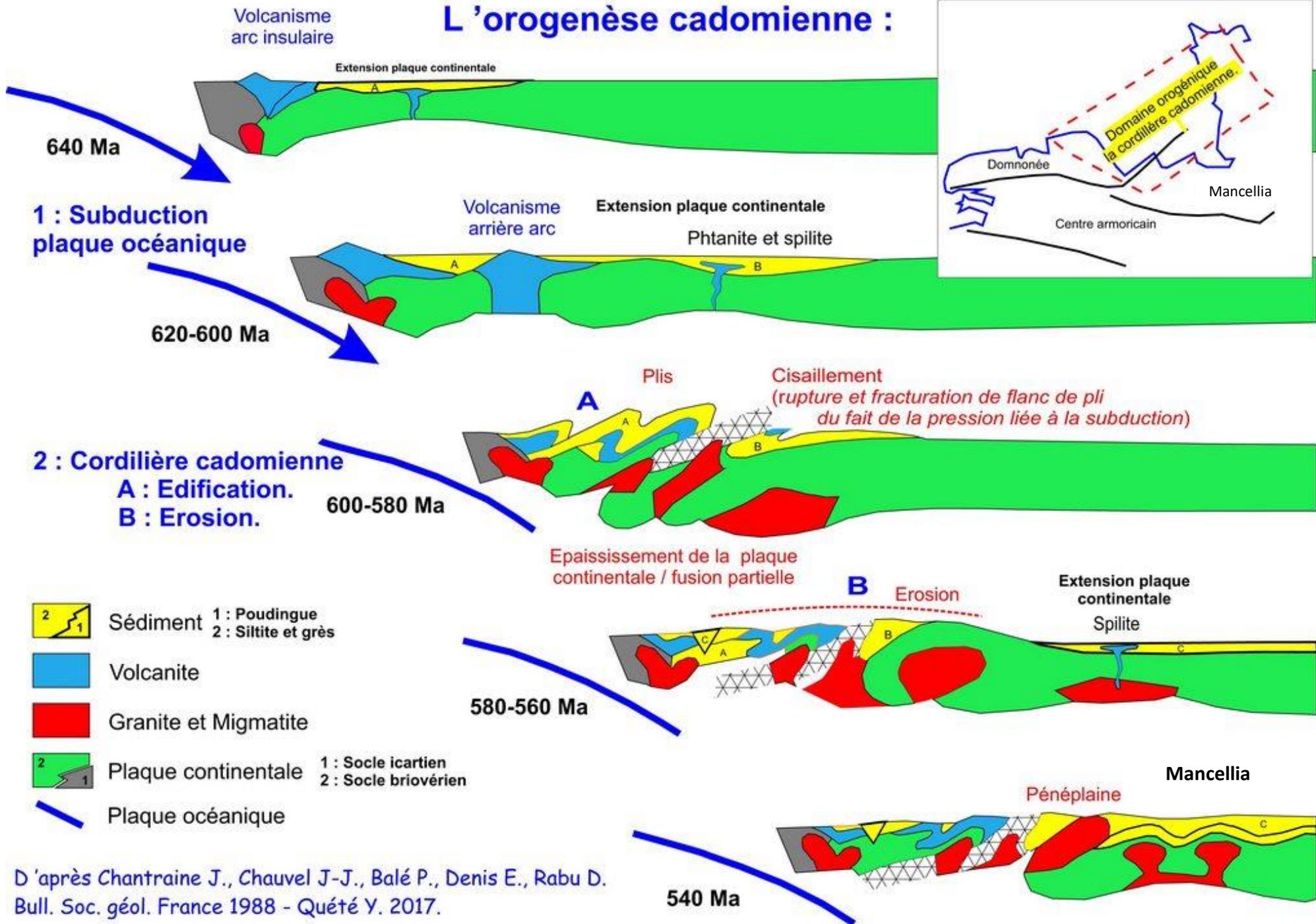
A.I : arc insulaire
B.A.A : bassin arrière-arc
D.C : domaine continental
OM : orthogneiss du Moulinet
UB : roches ultrabasiques de Coutances

| | 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 |
| | ARC INSULAIRE INTERNE | volcanisme de Montsurvent et du Vast |
| BASSIN ARRIERE-ARC | formation ultrabasique de Coutances | formation de Lanvollon |
| | amphibolites associées | complexe ultrabasique de Belle Isle en Terre formation de Langueux-Yffiniac |
| BASSIN MARGINAL | formation de St L6 | formation de Lamballe-St Malo-St Cast |
| | formation de la Terrette | |
| DOMAINE CONTINENTAL STABLE | formation post-phtanitique du Bocage Normand | formation post-phtanitique de Bretagne Centrale |



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

L'orogénèse cadomienne :



-  Sédiment 1 : Poudingue 2 : Siltite et grès
-  Volcanite
-  Granite et Migmatite
-  Plaque continentale 1 : Socle icartien 2 : Socle briovérien
-  Plaque océanique

D'après Chantraine J., Chauvel J-J., Balé P., Denis E., Rabu D. Bull. Soc. géol. France 1988 - Quété Y. 2017.

Marge Nord de Ouest-Gondwana (Cratons Ouest-africain et amazonien)?

Dans quel contexte s'est mis en place le granite de la Haie-Traversaine ?

Au Briovérien supérieur, entre 585 et 540 Ma, le domaine de la Mancellia est occupé par un vaste bassin marin limité au Nord par la chaîne cadomienne en train de se constituer et au Sud, très certainement, par la marge Nord du Ouest-Gondwana formée par les cratons ouest-africain et amazonien.

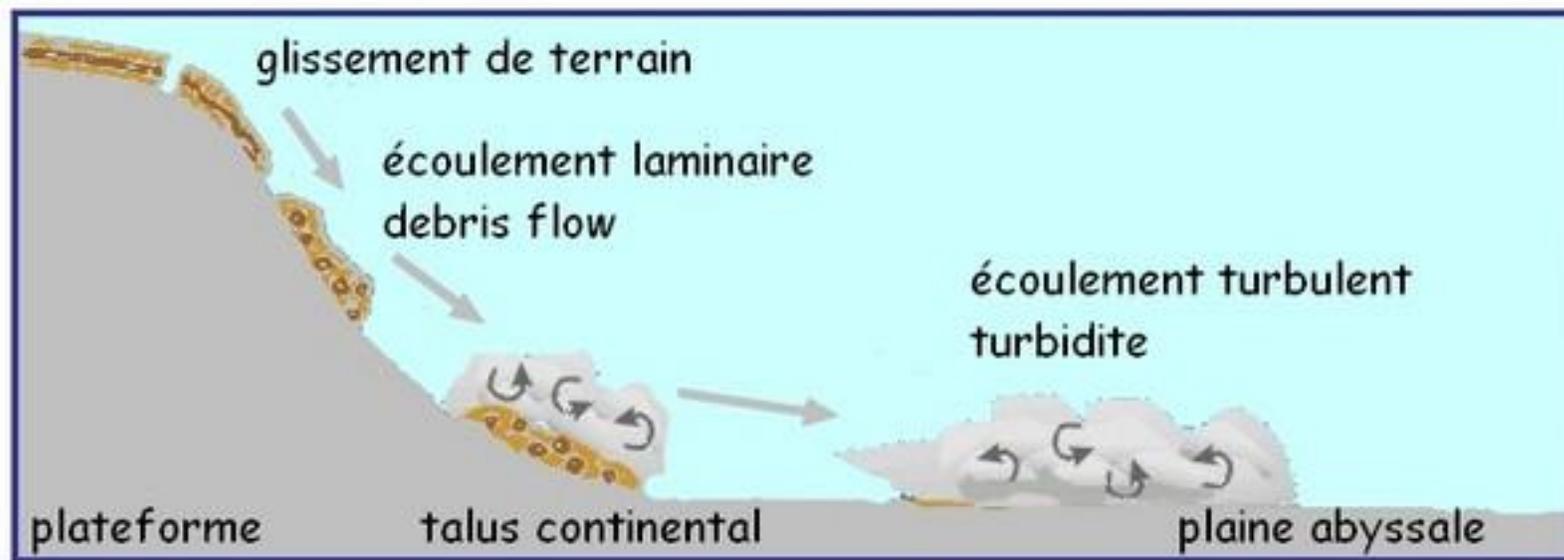
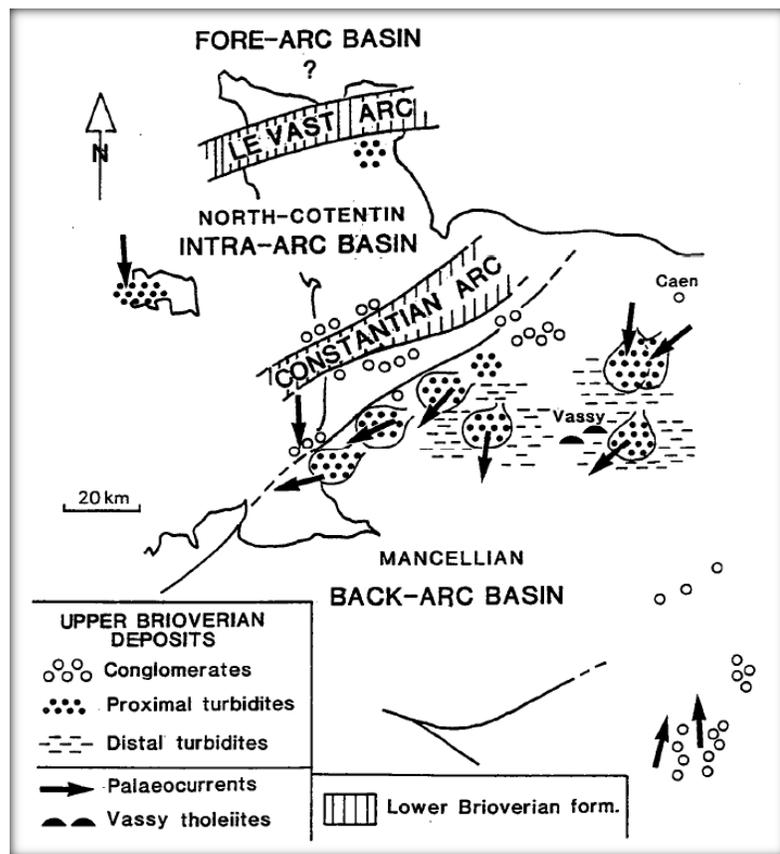
Durant cette période, ce vaste bassin à croûte continentale est en extension et subsident. Il va se remplir de matériaux détritiques provenant de l'érosion des reliefs voisins, de la chaîne cadomienne en cours de surrection. Ces sédiments vont s'y accumuler sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Ils sont représentés à l'heure actuelle par des siltites et argillites (anciennes boues), des grès (anciens sables), des grauwackes (grains de feldspath, de quartz...unis par un ciment argileux) et des conglomérats. À cette formation, on donne le nom de flysch.

Les plateformes de ce bassin étaient en effet découpées par des failles normales en blocs (horsts, grabens, blocs basculés) disposés en marches d'escalier permettant d'atteindre la profondeur par l'intermédiaire d'un « talus ». De temps à autre, ces failles jouaient en extension et chaque rejeu de faille était à l'origine d'un séisme. Il s'en suivait alors de véritables avalanches sous-marines. Les sédiments non consolidés, en équilibre instable sur le haut du talus, étaient mis en suspension dans l'eau et entraînés par des courants dits « de turbidité » le long de la pente du talus pour finalement se déposer dans le bassin en fonction de leur granulométrie formant de véritables cônes sous-marins : les sédiments les plus grossiers (blocs, graviers, sables) donc les plus lourds, s'accumulant au pied du talus, les éléments les plus fins (vases et silts), les plus légers étant transportés plus au large.

Puis au moment du serrage final qui a clos l'orogénèse cadomienne, tout ce flysch qui appartient aujourd'hui à l'Unité de Fougères a été plissé, métamorphisé dans l'anchizone, chevauché par la nappe de Saint-Malo (on retrouve en effet dans la partie supérieure du flysch de l'Unité de Fougères des blocs de phanites issus du démantèlement de la nappe de Saint-Malo) et finalement intégré à la chaîne cadomienne elle-même : le flysch est en quelque sorte « sorti » de l'eau !

Ils sont ensuite recoupés et métamorphisés (par métamorphisme de contact) vers 545 Ma par les massifs de granitoïdes de la Mancellia dont le granite de la Haie-Traversaine.

Cet ensemble sédimentaire et cristallin sera finalement en partie érodé et pénéplané avant le dépôt du Cambrien.

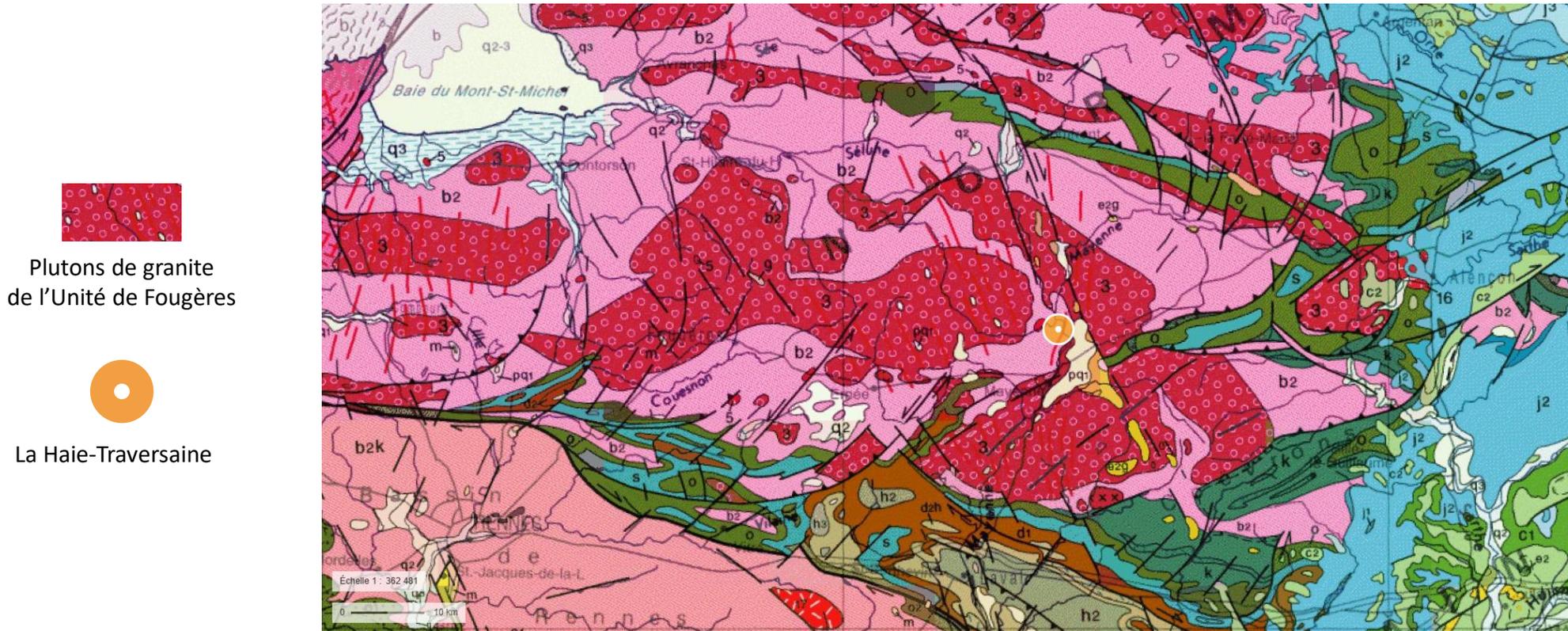


Formation des turbidites

Comment expliquer l'importance en volume des plutons granitiques dans l'Unité de Fougères ?

Les petits massifs ou plutons de granite de l'Unité de Fougères sont extrêmement nombreux comme le montre la carte géologique ci-dessous. Comme le granite de la Haie-Traversaine, ce sont des granites à biotite et cordiérite riches en aluminium qui se sont mis en place vers 545 Ma donc à la fin de l'orogénèse cadomienne. Cette composition chimique particulière indique qu'ils sont issus de magmas provenant de la fusion partielle d'argiles métamorphisées situées à la base de la croûte continentale, vers 25-30 km de profondeur. Le fait qu'ils renferment également souvent des enclaves basaltiques (voir diapositive 11), parfois importantes, suggère aussi une fusion partielle du manteau situé sous cette croûte continentale.

Tout cela implique donc la présence à la fin de l'orogénèse cadomienne et en base de croûte et de part et d'autre du « Moho » d'une source de chaleur très importante pour générer tous ces magmas.



Importance des plutons granitiques dans l'Unité de Fougères

Une fusion partielle du manteau peut se produire à différents moments dans la formation d'une chaîne de montagnes :

1- au cours de la formation de la racine crustale (épaississement de la croûte continentale)

Quand une chaîne de montagne se forme, la croûte continentale est épaissie ; en gros, son épaisseur double puisque ce sont deux croûtes continentales qui, après collision, viennent plus ou moins se chevaucher au niveau de sa racine (voir diapositive 28). Or, une croûte continentale est riche en éléments radioactifs (en uranium par exemple) qui, par désintégration, libèrent de la chaleur. Un épaississement important de la croûte après collision peut donc provoquer une fusion partielle ou « **anatexie** » dans la racine.

Mais une anatexie ne produit que des granites d'anatexie qui ont une composition chimique proche de celle de l'eutectique ce qui n'est pas le cas du granite de la Haie-Traversaine. De plus, sa datation (545 Ma) indique une mise en place à la fin de l'orogénèse cadomienne.

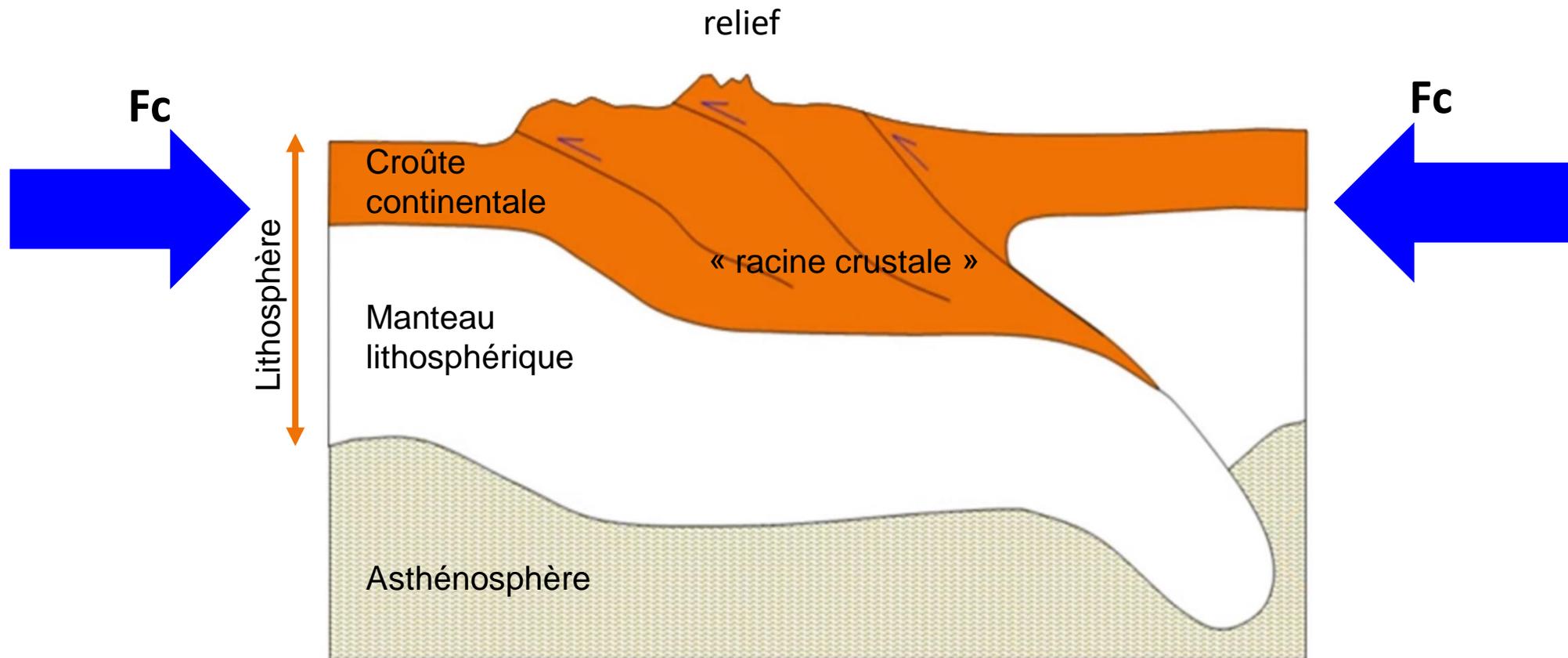
Mais comme le montre la diapositive 29, au niveau de la flèche 3, des lames, des panneaux plongeants de croûte continentale peuvent « emprisonner », coincer en tenaille des petits coins mantelliques. En leur cédant de l'eau, ils peuvent alors contribuer à la fusion partielle de la péridotite et ainsi engendrer des magmas basaltiques mais en petite quantité.

2- au cours du désépaississement post-collision de la lithosphère (effondrement gravitaire + extension tardi-orogénique)

En fin de collision, les forces de compression F_c s'exerçant en limites de plaques s'affaiblissent.

En même temps, la racine, partiellement fondue du fait de l'anatexie (elle est fondue à plus de 20%), finit par perdre de sa rigidité. Elle est devenue plus plastique, plus ductile, plus molle et soumise maintenant au seul poids de la chaîne située au-dessus donc à une forte compression verticale F_v , elle est comme écrasée. Elle diminue d'épaisseur et s'étire latéralement, flue sur les côtés. Parallèlement, la chaîne « s'effondre » sur elle-même : on parle **d'effondrement gravitaire**.

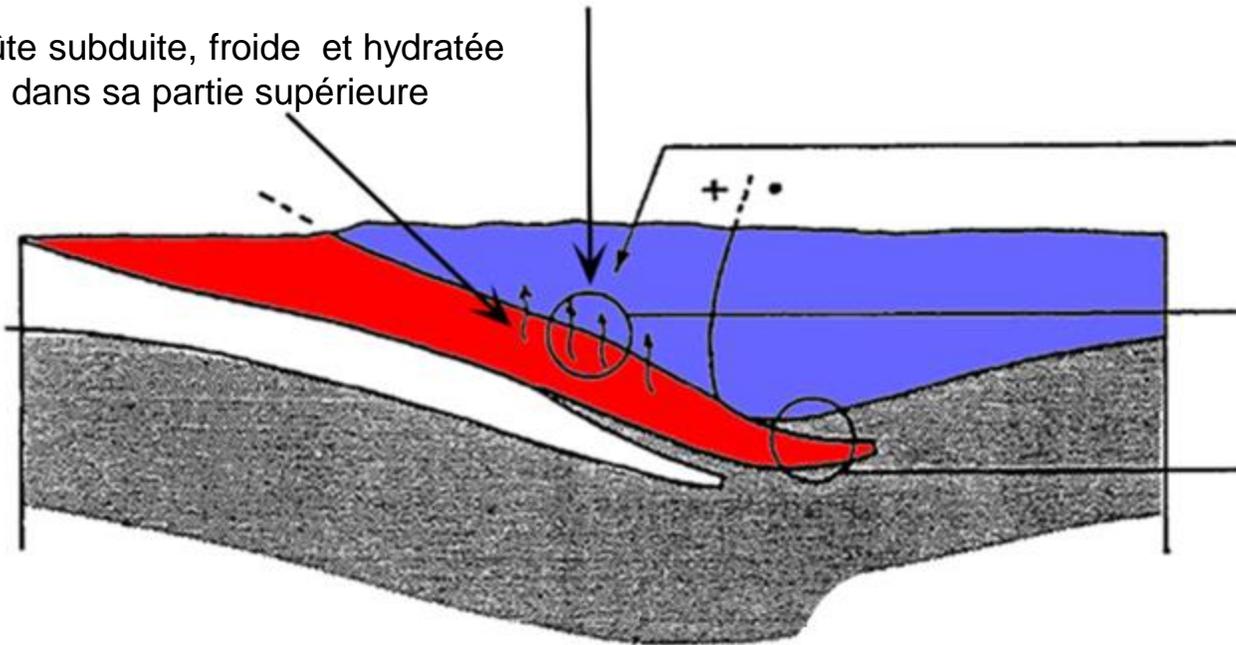
Un régime extensif commence alors à s'installer (voir diapositive 31). On parle **d'extension tardi-orogénique**. La croûte supérieure, froide et fragile, réagit en se fracturant. Cela va se traduire par la formation de failles normales qui vont la découper en grabens ou de demi-grabens. Des bassins vont également s'individualiser dont celui de la Mancellia qui donnera naissance à l'Unité de Fougères et qui va recueillir tous les produits de l'érosion de la chaîne (voir diapositives 24 et 25).



Le mouvement de convergence entre deux plaques engendre des forces de compression F_c horizontales sur les roches ce qui la chaîne de montagnes avec un relief en surface et une racine crustale en profondeur. Au niveau de cette racine, la chaîne de montagnes a pratiquement une épaisseur de 60 km. La croûte continentale y a pratiquement doublé d'épaisseur puisqu'elle est constituée à cet endroit par la superposition de deux croûtes continentales : celle qui a subducté et l'autre dite « chevauchante ».

croûte chevauchante, chaude et anhydre dans sa partie inférieure

croûte subduite, froide et hydratée dans sa partie supérieure



1- Relaxation thermique favorisant la fusion

2- Libération de fluides (H₂O)

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

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

Conséquence de tout cela ! La racine, molle, diminuant d'épaisseur en même temps qu'elle flue sur les côtés, fait que manteau asthénosphérique sous-jacent se rapproche de la surface ; c'est un peu comme s'il remontait. Sa décompression adiabatique peut ainsi générer des quantités importantes de magma basaltique par fusion partielle de la péridotite mantellique (figure du bas de la diapositive 30, au niveau de la flèche 6, qu'il y ait ou non décollement d'une racine mantellique).

Ce magma basaltique va ensuite s'accumuler sous le « Moho » (« underplating ». Et sa chaleur va induire la fusion partielle des métapélites de la base de la croûte continentale située au-dessus (figure du bas de la diapositive 30, au niveau de la flèche 5).

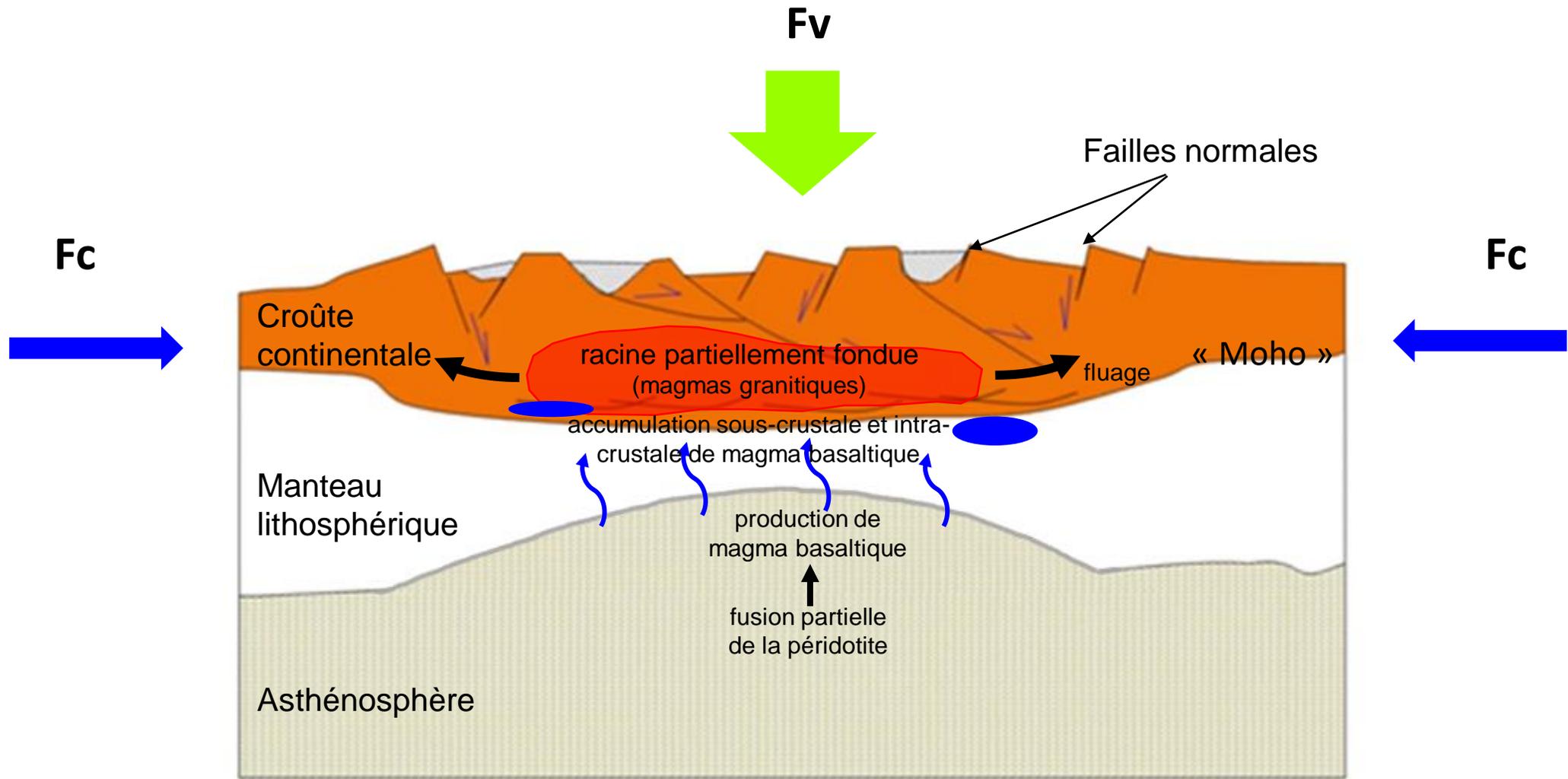
Il en résulte la production de magmas de composition granitique. Ce sont toutes ces masses de magma granitique qui en remontant dans la croûte par diapirisme vont être à l'origine du batholite de la Mancellia, de tous les plutons granitiques de l'Unité de Fougères dont le granite de la Haie-Traversaine (voir diapositives 12, 13 et 14).

Remarque 1 :

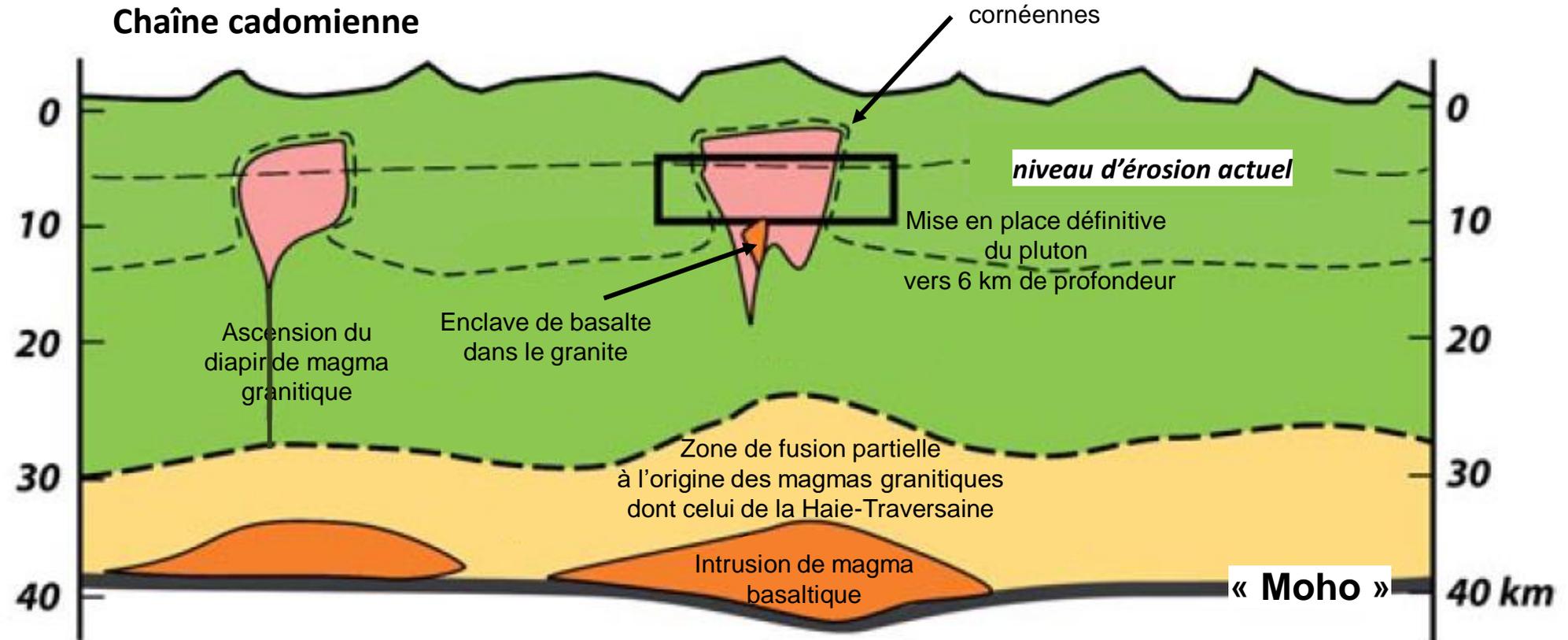
- Le magma basaltique d'origine mantellique accumulé sous le « Moho » peut éventuellement pénétrer dans la croûte puis, au cours de son ascension, se mélanger à du magma granitique crustal provenant de la fusion partielle de la base de la croûte continentale. Mais ces deux magmas ont des propriétés physico-chimiques tellement différentes qu'ils ne se mélangent pas ou très mal. C'est ce qui explique la présence d'enclaves basaltiques dans le granite de la Haie-Traversaine et les granites de l'Unité de Fougères (voir diapositive 15).

- Il peut aussi traverser toute la croûte et être responsable en surface d'un volcanisme (volcanisme basaltique de Vassy - voir diapositive 22).

Remarque 2 : Le désépaississement crustal peut concerner des surfaces très importantes et le fluage de la racine s'avère être le moyen le plus efficace et le plus rapide pour ramener la croûte à son épaisseur normale (30 km, profondeur moyenne du « Moho » à comparer aux 60 km d'épaisseur au niveau de la racine de la chaîne de montagnes).



Il y a 545 millions d'années



Un modèle de formation du granite de la Haie-Traversaine
(d'après Ballèvre et al., 2013 ; modifié)

Deux autres mécanismes sont parfois évoqués pour expliquer l'extension post-collision : la « délamination crustale » et le « slab break-off ».

- La « délamination crustale » (voir diapositive 36)

À la suite de l'épaississement crustal lié à la convergence puis à la collision continentale, la croûte inférieure subit une éclogitisation et donc une augmentation de densité qui amène son enfoncement dans le manteau. On parle donc de **délamination crustale**.

À la suite de cette délamination crustale, pourrait intervenir une phase extensive de la croûte continentale sus-jacente ainsi que des épisodes magmatiques conséquents. En effet, le matériel crustal qui est parti est alors remplacé par du manteau asthénosphérique relativement chaud et susceptible de subir une fusion partielle par décompression adiabatique lors de sa remontée.

Ce processus est aujourd'hui considéré comme un moteur majeur dans le recyclage de la croûte continentale dans le manteau.

- Le détachement du slab ou « slab break-off » (voir diapositive 37)

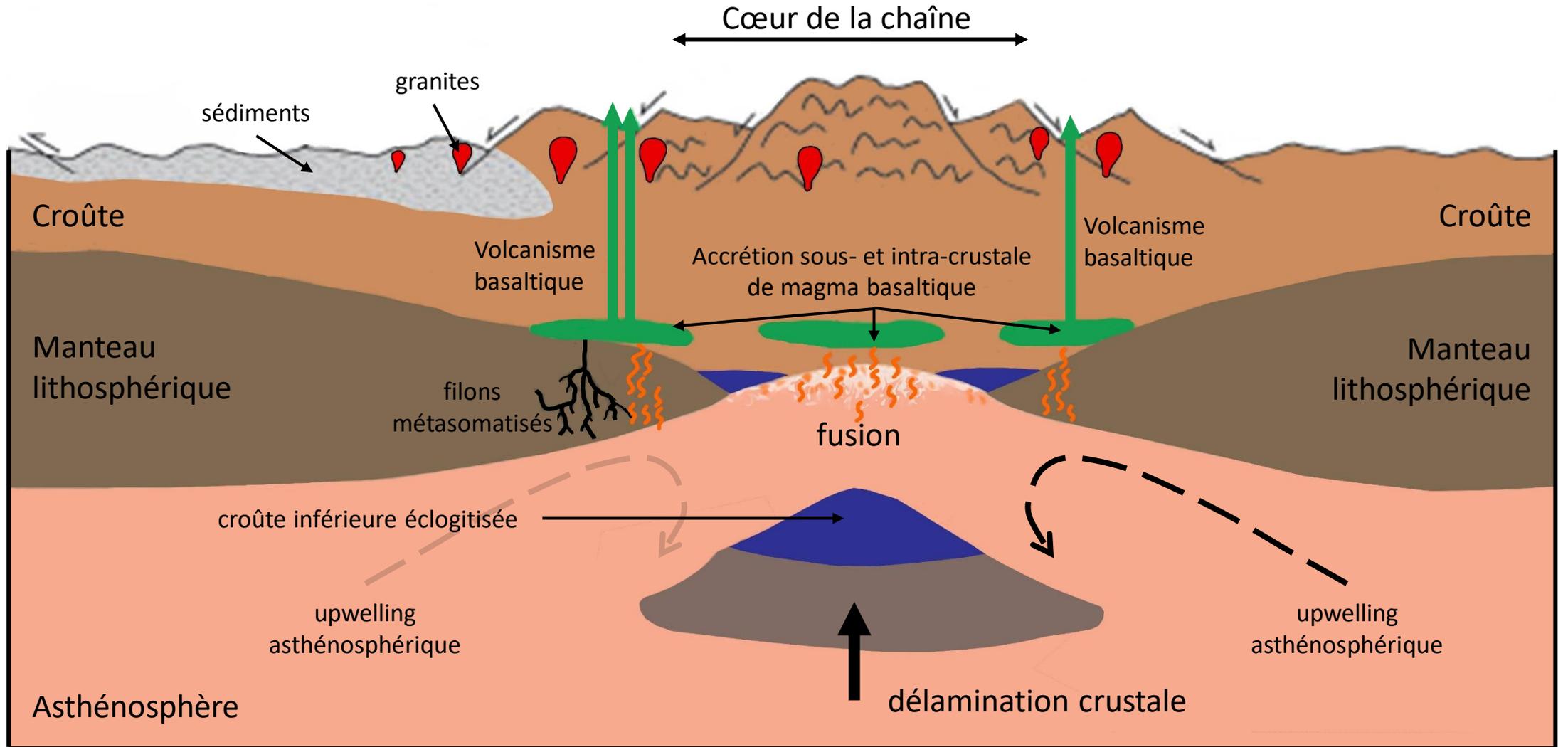
La lithosphère océanique qui subducte entraîne en profondeur, à sa suite, de la lithosphère continentale. Mais si la lithosphère océanique, dense, peut poursuivre son enfoncement jusqu'à 670 km de profondeur, ce n'est pas le cas de la lithosphère continentale qui, moins dense, ne demande qu'à remonter comme le fait un bouchon de liège que l'on enfonce dans l'eau.

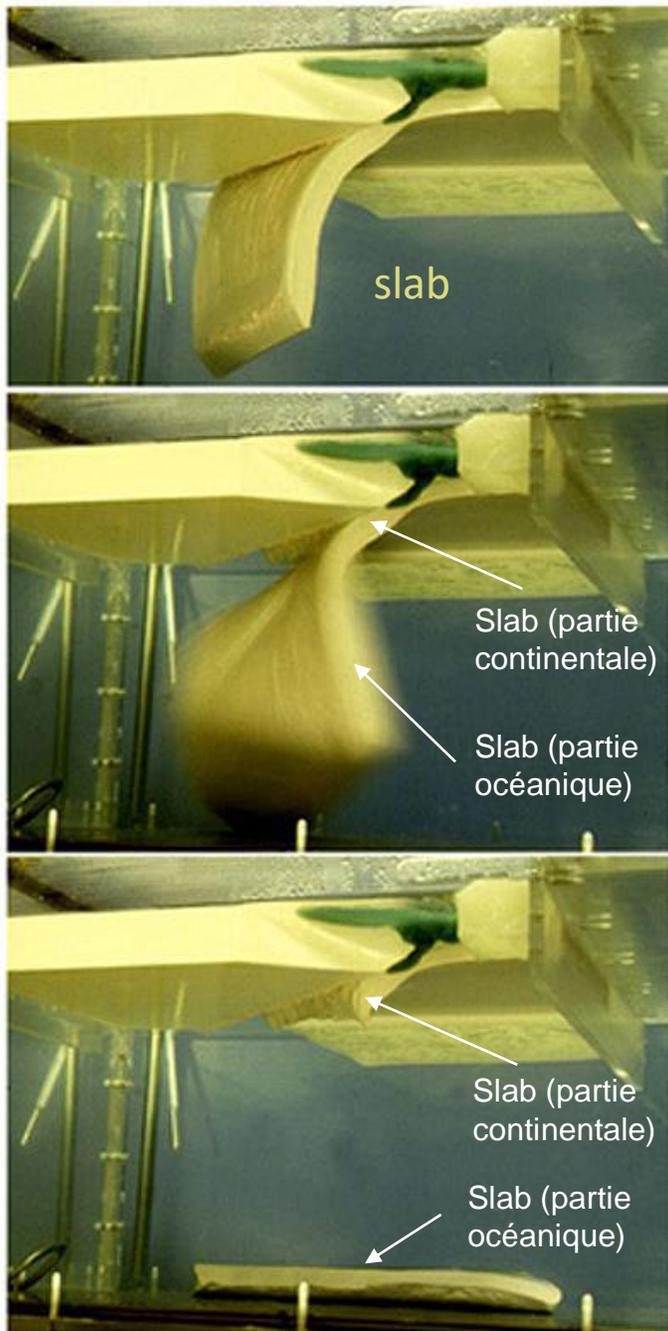
Le résultat est que la lithosphère continentale va se détacher de la lithosphère océanique. C'est le **slab break-off**.

Au niveau de la rupture, du manteau asthénosphérique peut alors monter (« *inflow* ») et par décompression adiabatique, fondre partiellement.

Le détachement du slab est un argument qui a été avancé pour rendre compte par exemple de l'important épisode d'anatexie crustale du dôme du Velay dans le Massif Central.

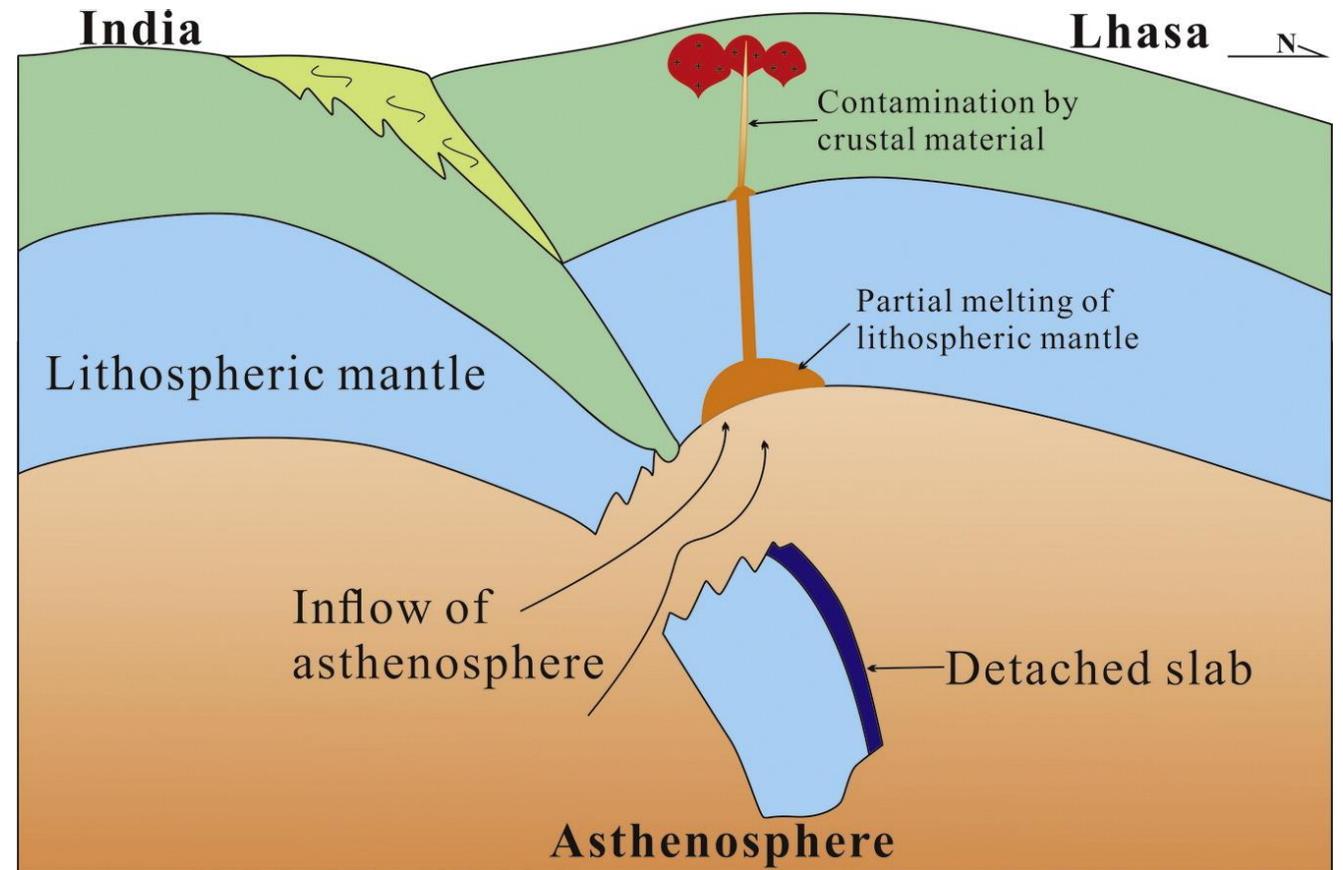
La délamination crustale





Slab break-off (Chemenda et al., 2000)

Le détachement du Slab ou « Slab break-off »



D'après X. Ma, Z. Xu et J. Meert - 2016

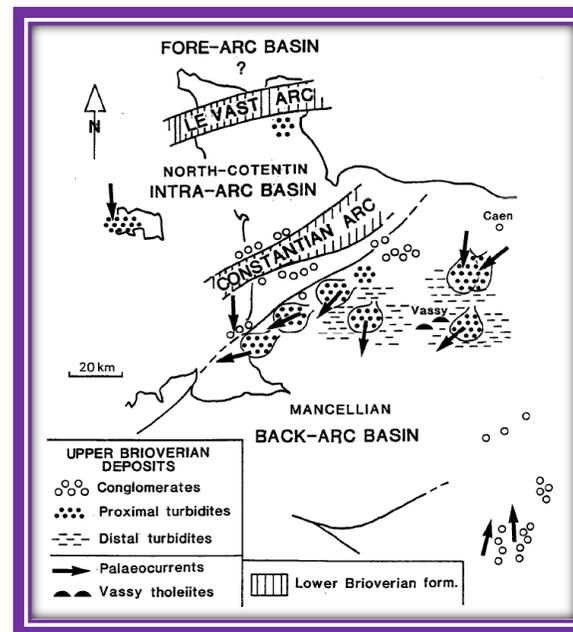
Utilisation des roches de La Haie-Traversaine

Extraction de pierres de construction et d'ornement.

Production de granulats.

Synthèse

À la fin du Briovérien, la chaîne cadomienne, plissée et cratonisée, désormais accrétée au Gondwana, est la proie de l'érosion. Les matériaux arrachés s'accumulent dans le bassin arrière-arc en extension de la Mancellia qui, peut-être, s'océanise. Par différents modes encore en discussion (effondrement gravitaire et extension post-orogénique, délamination crustale, détachement du slab, ...), le bassin de la Mancellia est ensuite intrudé par de nombreux magmas granodioritiques à l'origine du batholite mancellien. Ces derniers sont responsables d'un métamorphisme de contact, essentiellement thermique, transformant les flyschs en schistes tachetés et cornéennes.



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