

LES GRANDS PRINCIPES DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Fusion partielle et péridotites

Dans quelles conditions le géotherme peut-il recouper le solidus du manteau ?

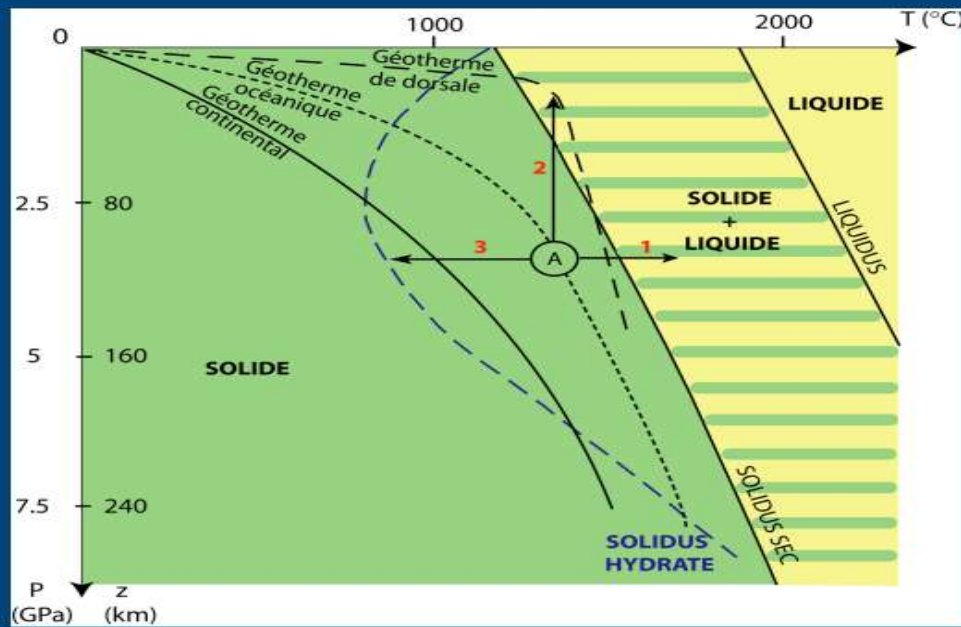
3 possibilités :

- augmentation de la température (1) par apport de chaleur ou énergie
- décompression adiabatique (2) - diminution de la pression à T constante
- apport de fluide (3) - solidus hydraté

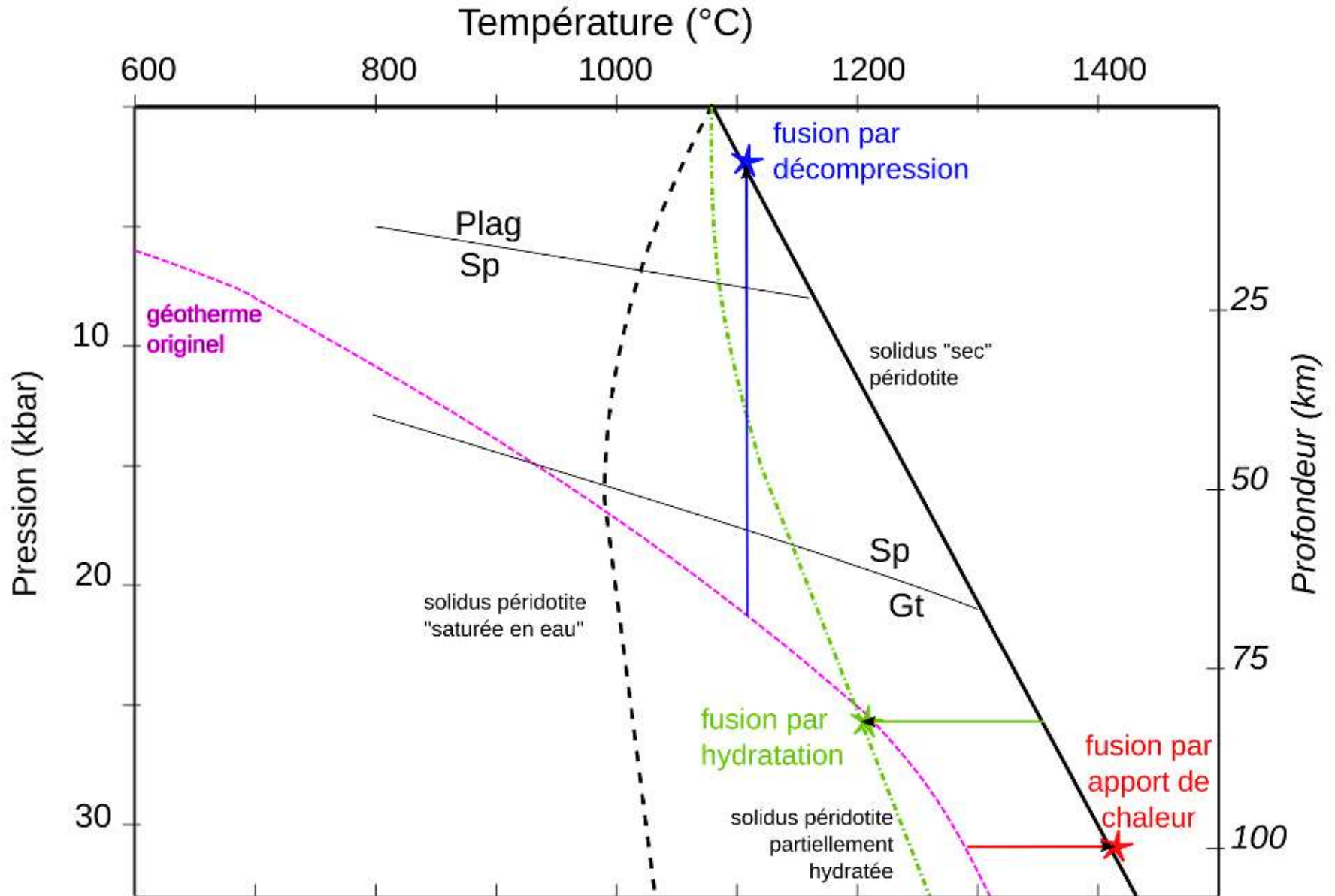
Dans quelles conditions le géotherme peut-il recouper le solidus du manteau ?

3 possibilités :

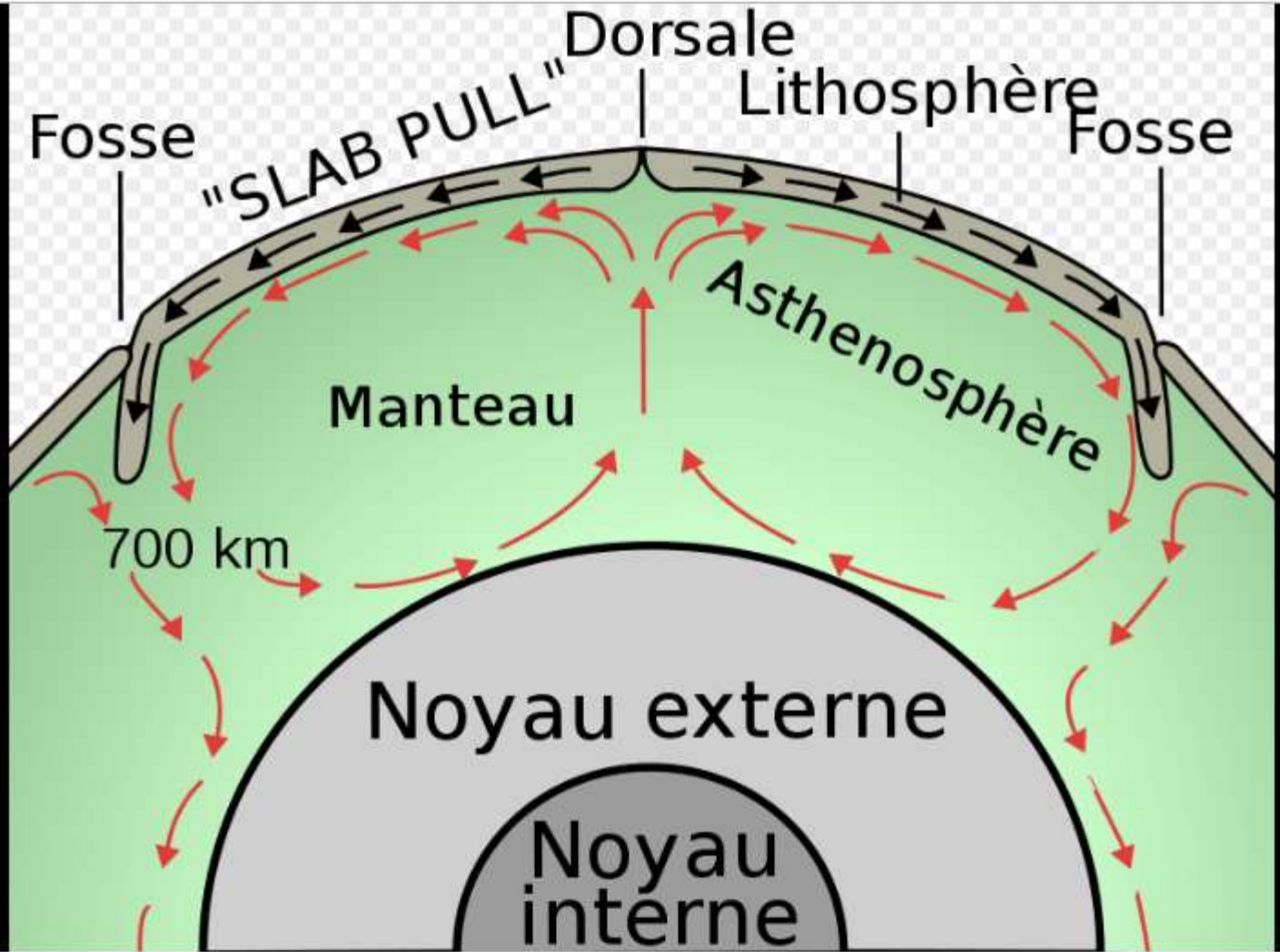
- augmentation de la température (1) par apport de chaleur ou énergie
- décompression adiabatique (2) - diminution de la pression à T constante
- apport de fluide (3) - solidus hydraté



Conditions de fusion partielle de la péridotite mantellique



- 1) **Par décompression adiabatique** (décompression sans échange de chaleur avec l'extérieur), une péridotite peut atteindre le solidus et commencer à fondre. Cela implique une remontée de matériel un peu plus chaud et moins dense que son encaissant se faisant de manière suffisamment "rapide" pour ne pas avoir le temps de se rééquilibrer thermiquement avec le manteau environnant. De telles conditions sont notamment réalisées lorsque le manteau supérieur asthénosphérique remonte à l'aplomb des dorsales.
- 2) **L'hydratation du manteau** déplace son solidus du solidus "sec" (péridotite anhydre) vers un solidus "hydraté" (péridotite plus ou moins saturée en eau) dont la température de début de fusion est d'autant plus abaissée que l'ajout d'eau est plus important. L'eau joue le rôle de fondant (analogie avec l'industrie métallurgique et verrière.) qui abaisse la température de début de fusion. À des conditions P-T données, une péridotite peut donc passer progressivement du domaine solide au domaine de fusion partielle par hydratation progressive du simple fait du "déplacement" de son solidus vers des températures moindres. Ces conditions sont principalement réalisées dans les zones de subduction où la déshydratation de la lithosphère océanique subduite apporte au "coin de manteau" sus-jacent des fluides aqueux jouant le rôle de fondant.
- 3) Le moyen intuitivement le plus simple pour favoriser la fusion d'un corps, à pression constante, est **d'en augmenter la température** (par apport de chaleur). Ce cas, certainement le moins fréquent pour le manteau, est envisageable par exemple lors d'un apport de chaleur à la base du manteau lithosphérique par un panache mantellique (plus chaud).



Géologie interne: mouvements des plaques et conséquences

Structure de la Terre



Mobilité des plaques

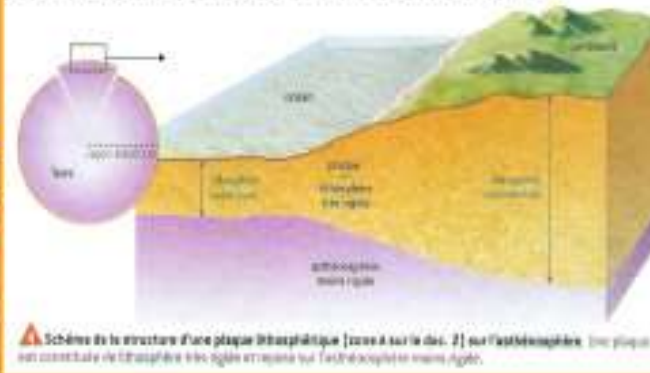
Des études historiques et des indices plus modernes nous indiquent que les plaques sont **mobiles** les unes par rapport aux autres.

(Ex : Wegener avec des indices de fossiles, la forme des continents ou avec le GPS actuel).

Elles se déplacent à la **vitesse de quelques centimètres par an**. Leurs mouvements **transforment la surface du globe**.

Les variations de la vitesse des ondes sismiques en profondeur permettent de distinguer la **lithosphère rigide et en dessous l'asthénosphère moins rigide**.

Les plaques sont constituées de lithosphère et sont rigides. Leur épaisseur varie si elles sont océaniques ou continentales.



Mouvements des plaques:

Divergence (éloignement) [A]

au niveau des **dorsales**
de **lithosphère océanique**.

convergence (rapprochement)

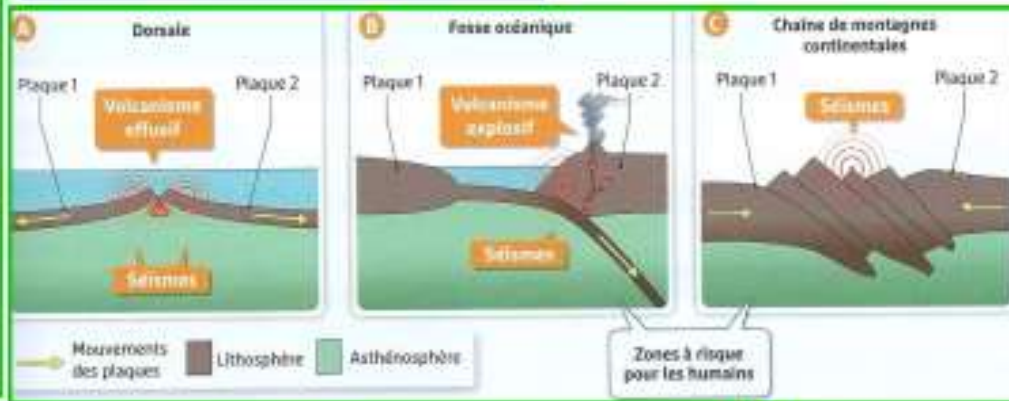
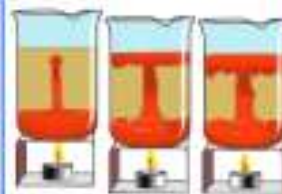
au niveau des **fosses océaniques** (B): la lithosphère océanique **s'enfouit** sous la lithosphère continentale au niveau d'une **fosse**. Ce phénomène s'appelle **subduction**.

au niveau des **chaînes de montagnes**. (C) la **collision** entre 2 plaques continentales

dans tous les cas, créations de séismes et / de volcanisme

Le moteur du déplacement des plaques

Mobilité due à la **dissipation de l'énergie interne** de la Terre grâce à la radioactivité qui se disperse sous forme de **chaleur**. Les flux chauds remontent à la surface, les froids redescendent en profondeur.

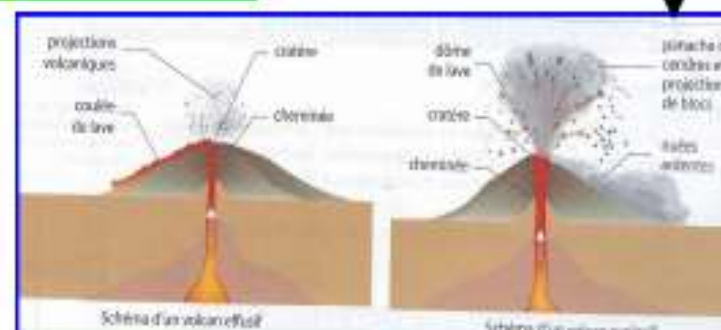
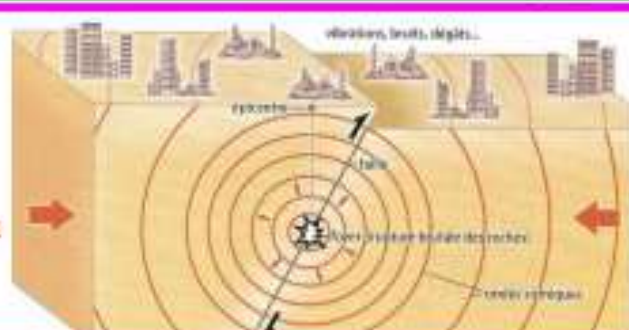


Deux grands types d'éruptions :

- **effusive** : (dans les Dorsales)
- l'émission de coulées de lave fluide, gaz qui s'échappent facilement
- **explosive** : (dans les Fosses)
- explosions violentes,
- l'émission de lave visqueuse
- des nuées ardentes.

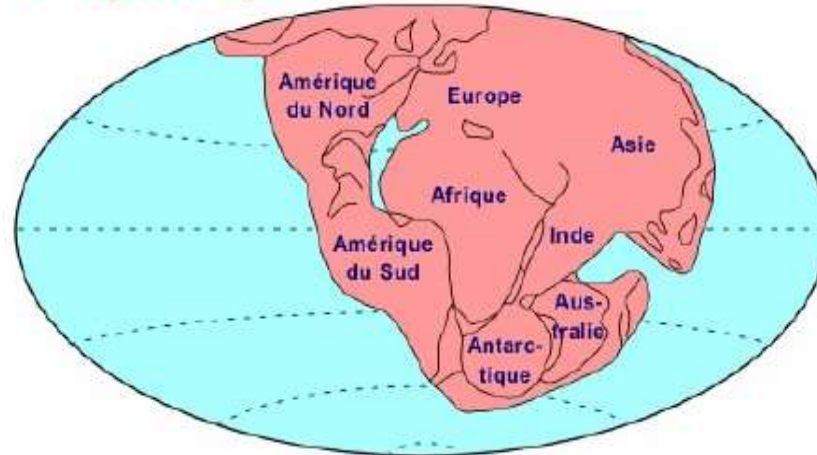
Séismes :

contrainte +/- fortes sur les roches
rupture brutale des roches **au foyer**
départ de la faille
propagation d'**ondes sismiques concentriques**
arrivée des ondes en surface, d'abord à l'**épïcéntr**
secousses +/- fortes de durée brève
conséquences en surface (victimes, dégâts.)



ARGUMENTS ACTUELS POUR UNE TERRE EN MOUVEMENT

La Pangée de Wegener



Position actuelle des continents



Figure 16 - Dérive des continents depuis 250 millions d'années (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Ces observations prouvèrent que l'ensemble des continents actuels n'ont formé qu'un seul continent il y a 250 Ma, mais ne permirent pas de mettre en évidence le moteur de ces déplacements lithosphériques.

Des moyens d'investigation assez récents qui nous ont permis de comprendre ce mécanisme, en particulier

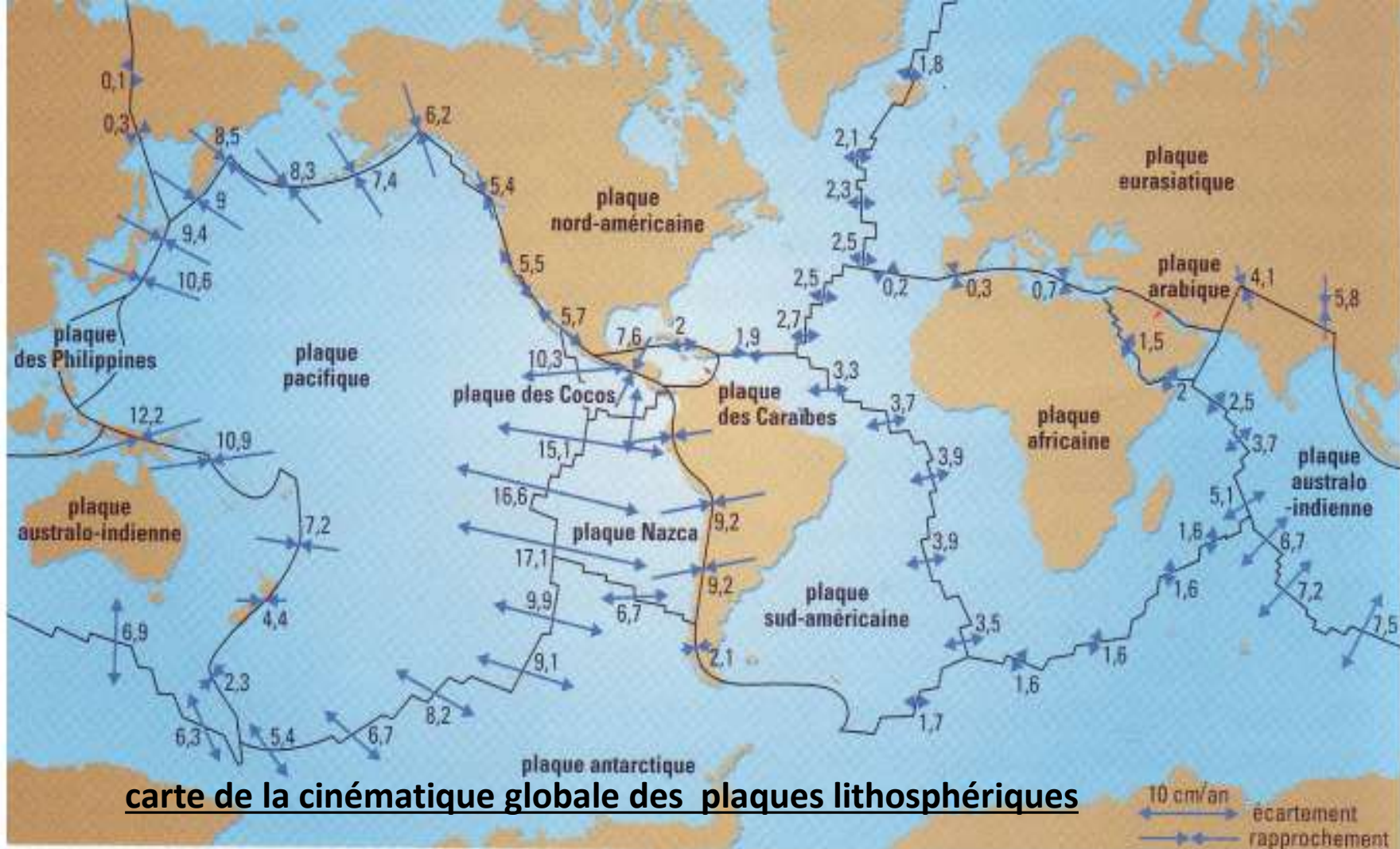
- le magnétisme associé à la sédimentologie,
- la sismologie et la volcanologie

II.1- Confirmation de l'expansion par le mouvement réel actuel des plaques

La géodésie : mesure par GPS (= Global Positioning System) en **temps réel** du déplacement continu des plaques : vitesse, direction, sens.

Ces mesures montrent que les plaques divergent ou convergent ou coulissent.

Le cumul des données GPS sur plusieurs années a permis de réaliser la **carte de la cinématique globale des plaques lithosphériques** et notamment du déplacement relatifs des plaques les unes par rapport aux autres.



Conclusion :

Des observations, essentiellement réalisées dans les océans, et dont le début a plus d'un siècle, ont permis d'élaborer la théorie de la tectonique des plaques selon la quelle la lithosphère est découpée en plaques animées de mouvements relatifs de divergence, convergence et coulissage. Elles se basent sur la forme des continents, la faune et la flore fossiles, des formations géologiques.

II.2 Confirmation par les sédiments océaniques:

Les âges des sédiments océaniques confirment le renouvellement des fonds océaniques

La datation des sédiments de part et d'autre des dorsales océaniques à l'aide des méthodes de

désintégration radioactive montre que plus on s'éloigne de la dorsale plus les sédiments déposés sur le plancher océanique sont anciens.

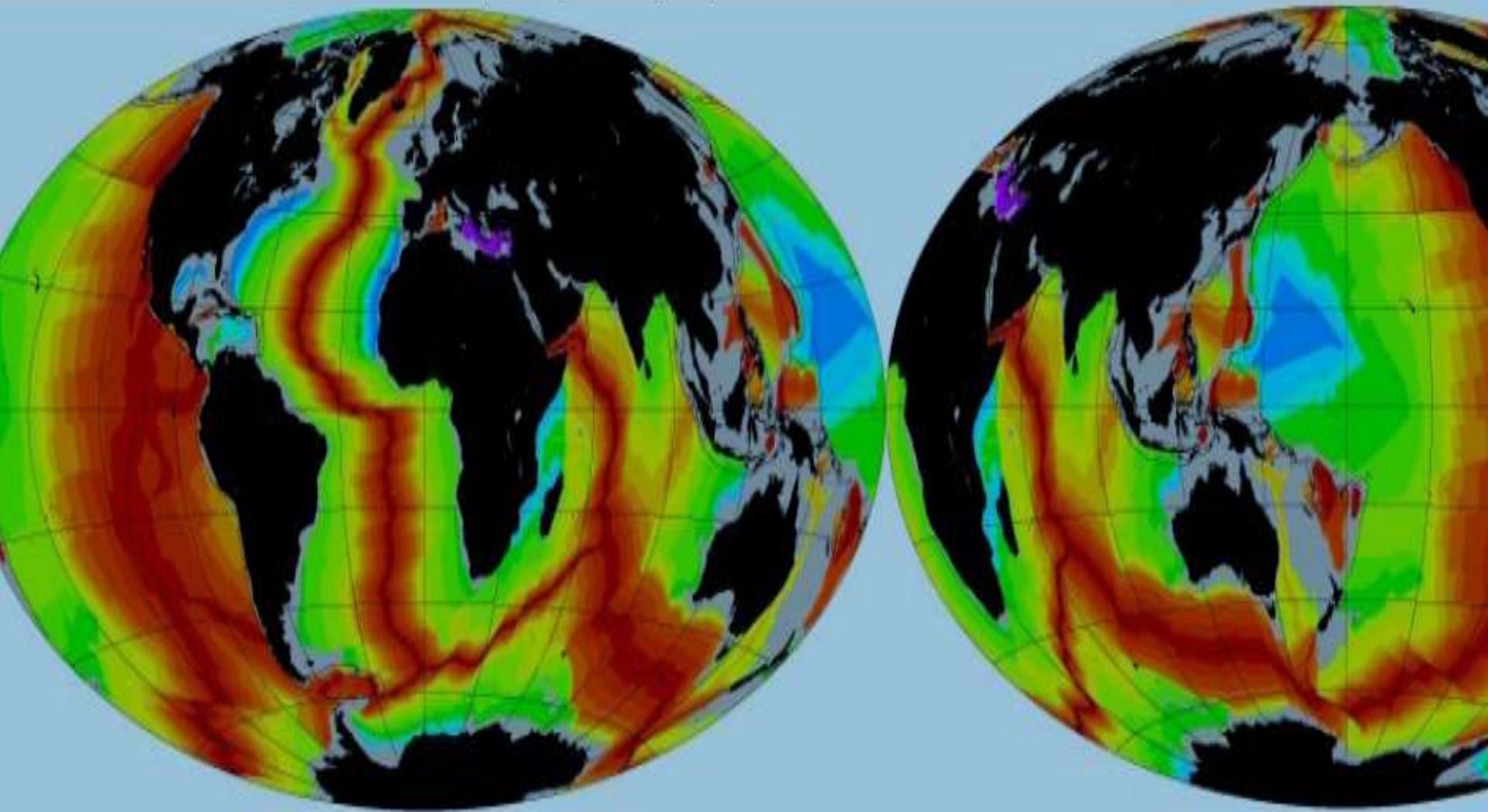
Par conséquent, étant donné que le dépôt sédimentaire est contemporain de la mise en place des roches du plancher océanique, cela implique que plus on s'éloigne de la dorsale plus les roches du plancher sont âgées.

On retrouve la symétrie constatée au niveau des anomalies magnétiques.

Les vitesses de divergences (d'expansion) varient au long d'une même dorsale océanique et surtout d'un océan à l'autre.

Par exemple l'expansion de la dorsale pacifique peut localement atteindre 20 cm.an⁻¹ alors que la vitesse d'expansion dans l'océan atlantique est beaucoup plus faible (entre 1,5 et 2,5 cm.an⁻¹)

L'absence de lithosphère océanique d'âge inférieure à -180 Ma implique une disparition de celle-ci au niveau de zone de subduction.



3- L'étude du magnétisme crustal (thermorémanence),

l'observation de l'orientation des cristaux de magnétite au sein des basaltes constituant la partie superficielle de la lithosphère océanique, confirme ce mouvement crustal.

En effet, la Terre est entourée d'un champ magnétique créé par un gigantesque aimant dipolaire placé en son centre.

Des campagnes d'exploration marines ont mesuré des anomalies magnétiques par rapport au champ actuel, enregistrées par les roches volcaniques océaniques. Celles-ci contiennent des minéraux naturellement aimantés qui figent l'orientation du champ magnétique au moment de leur cristallisation, **on parle de paléomagnétisme thermorémanent.**

Les laves océaniques sont principalement produites au niveau des dorsales océaniques, et vont donc enregistrer le magnétisme, formant des bandes parallèles à la dorsale, de largeur correspondant au temps durant lequel l'orientation du champ magnétique s'est maintenu.

La datation de ces bandes montre que leur âge augmente avec l'éloignement à la dorsale.

Les travaux de paléomagnétisme (étude du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques) ont montré que le champ avait subi une série d'inversions de polarité (le champ actuel est dit « normal » ; il est dit « inverse » après inversion). On observe une disposition symétrique des séquences d'inversion de polarité du champ par rapport à l'axe des dorsales ;

-Une dorsale médio-océanique est donc une zone d'accrétion, de formation de croûte océanique : le mécanisme est appelé expansion des fonds océaniques.

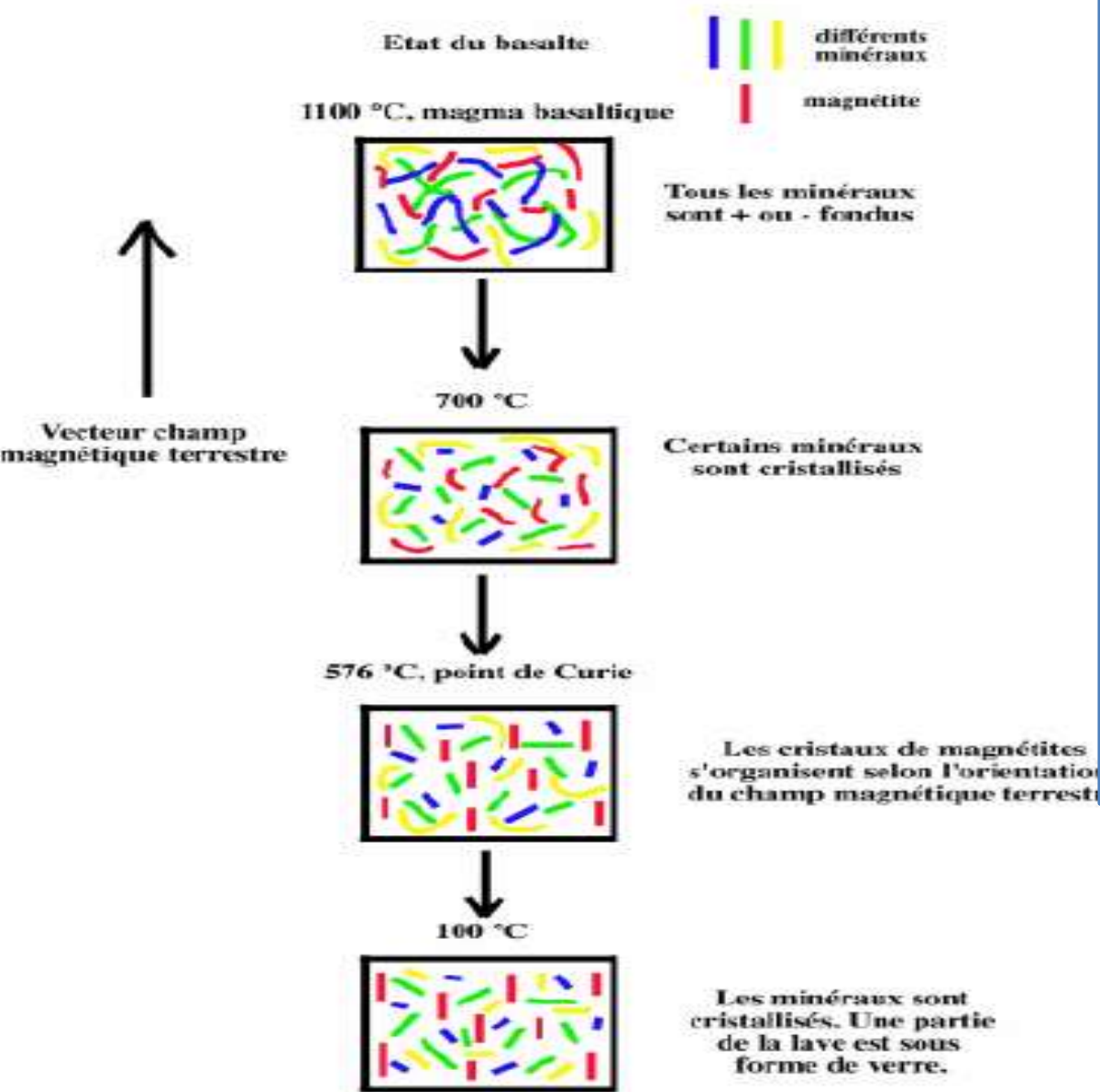
Une bonne image est donnée par celle du tapis roulant qui se déroule de façon symétrique de part et d'autre de l'axe de la dorsale.

Lors du refroidissement, les laves, plus précisément les cristaux de magnétite (minéral ferromagnétique de formule Fe_3O_4) qu'elles contiennent, enregistrent l'intensité, l'orientation et la polarité du champ magnétique ambiant : les enregistrements magnétiques montrent donc une disposition symétrique des bandes de polarité, alternativement normale et inverse, par rapport à l'axe de la dorsale (Fig).

La vitesse d'expansion moyenne peut être estimée ou calculée pour chaque portion d'une dorsale : il suffit de prélever un échantillon de basalte à une distance connue de la dorsale et de mesurer l'âge de cet échantillon par une méthode radiochronologique (la méthode la plus souvent utilisée est la méthode ^{40}K - ^{40}Ar). Récemment, les vitesses de déplacement des plaques ont pu être mesurées directement par GPS , avec une précision meilleure que 1mm.

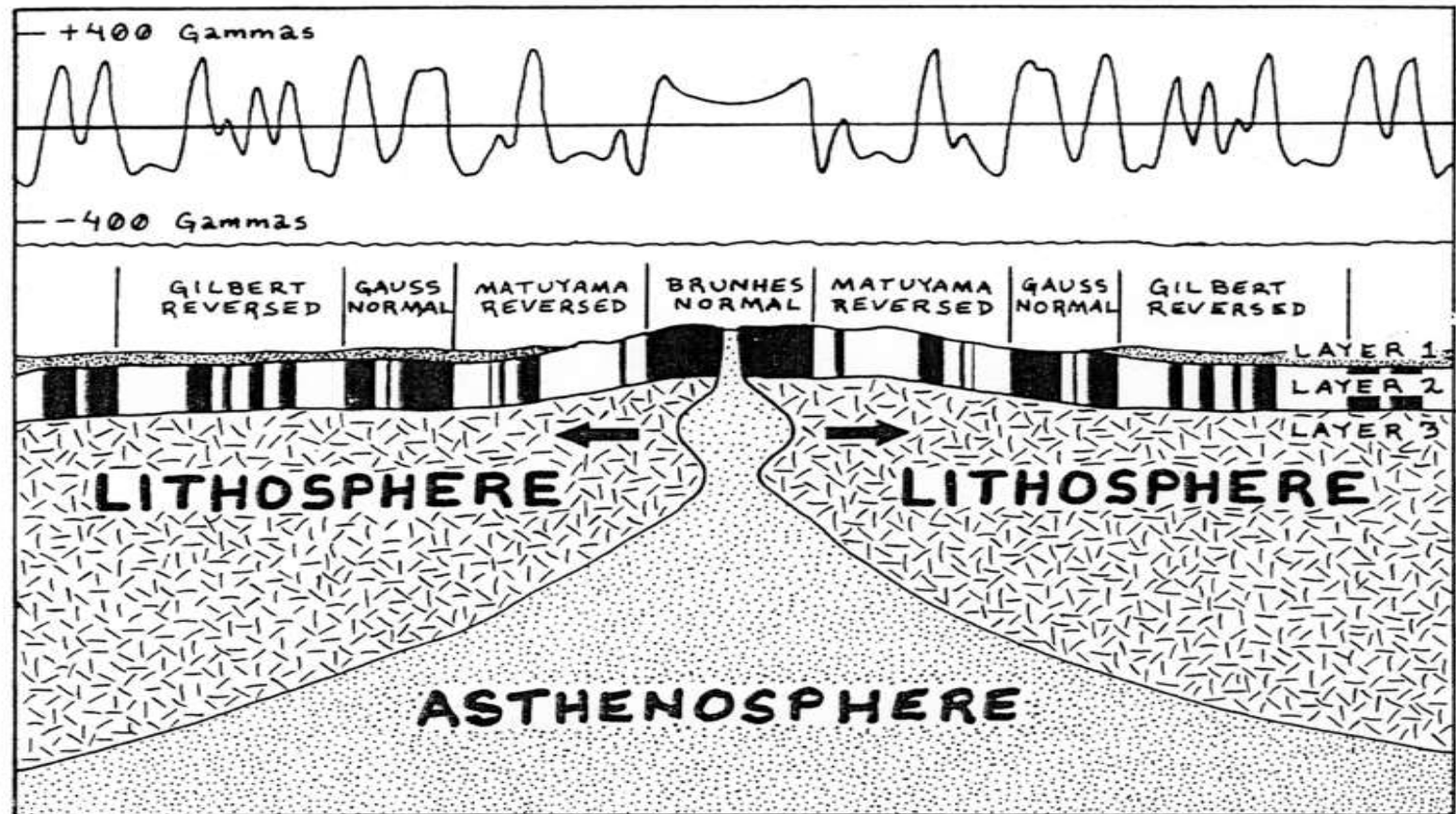
La vitesse moyenne d'expansion varie d'un océan à l'autre et d'un segment de dorsale à l'autre. Elle peut être inférieure à 1cm/an pour les dorsales lentes ou ultralentes comme la dorsale de Lena dans l'océan Arctique au nord de l'Islande : ces dorsales ultralentes sont intéressantes pour le géologue car l'activité magmatique ne semble pas encore y être développée (dorsale avolcanique) mais le manteau supérieur affleure directement sur le fond suite à l'extension.

La vitesse d'expansion peut dépasser 20 cm/an pour les dorsales rapides comme celle entre les plaques Cocos et Pacifique. Ces valeurs sont évidemment très faibles à l'échelle humaine : notons cependant qu'une expansion moyenne de 5 cm/an conduit à un écartement de 50 km sur un million d'années (Ma) et à la formation d'un domaine océanique de 5000 km (!) en 100 Ma.

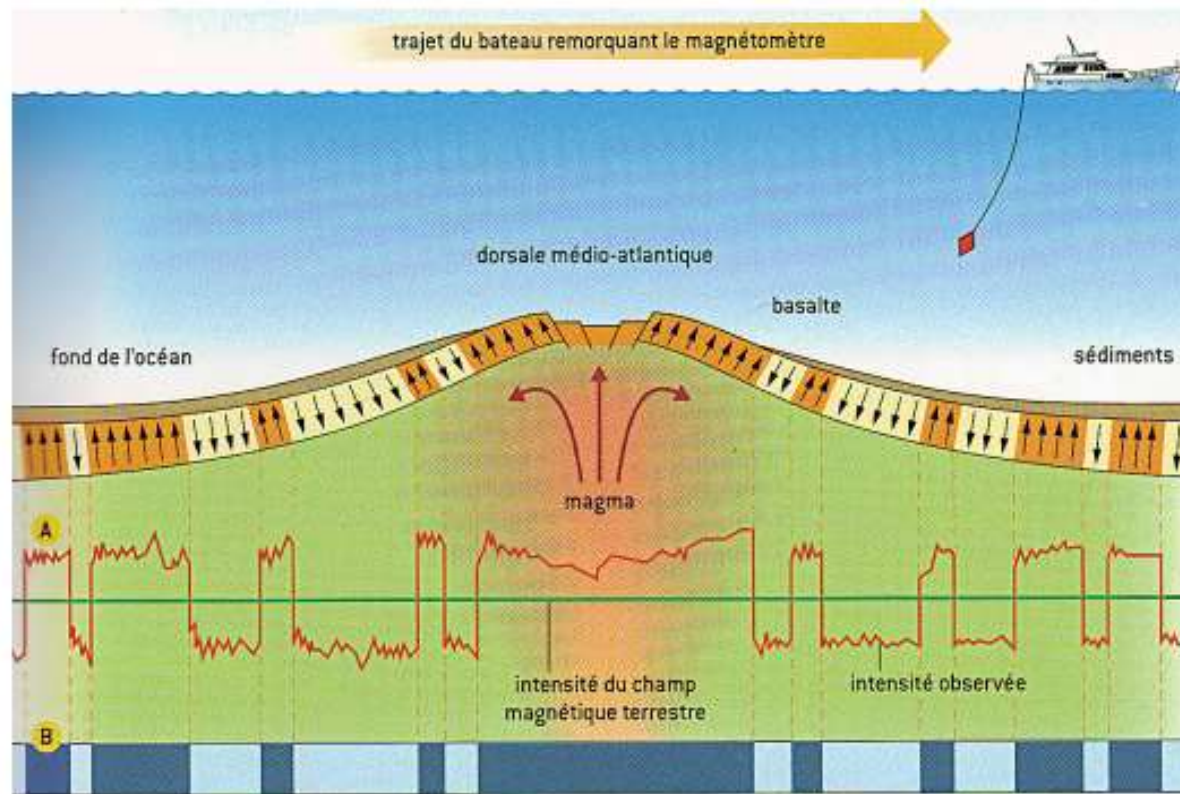


Certaines roches contiennent de minéraux ferromagnésiens qui s'aimantent dans un champ magnétique et en conserve la mémoire. S'il s'agit de roches magmatique, l'aimantation s'est faite lors du refroidissement au dessous d'une température nommée point de Curie (500 à 700° selon les minéraux), nettement inférieure à la température de fusion de la roche (900 à 1000°C).

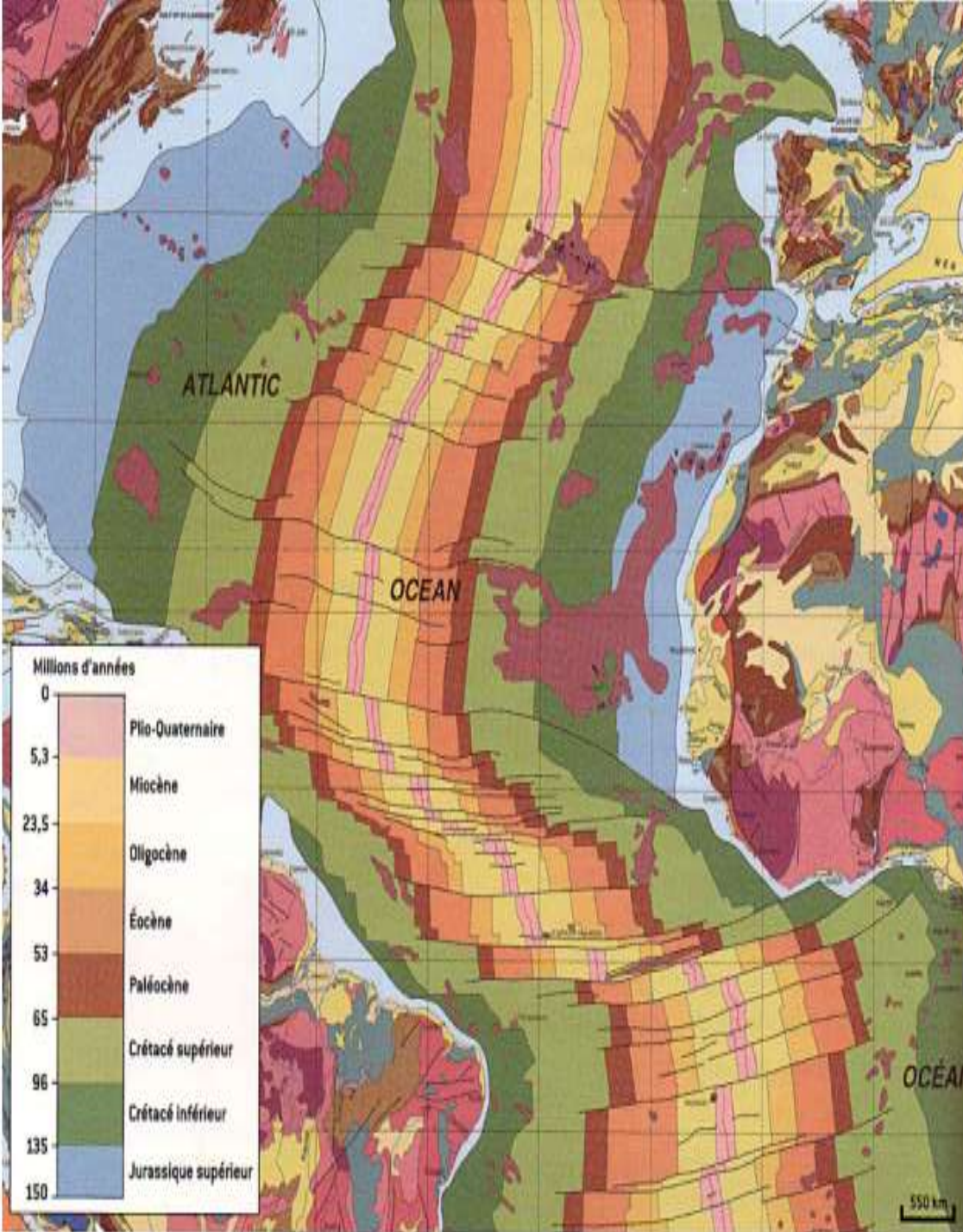
Fig: formation des anomalies magnétiques au niveau d'une dorsale médio-océanique. Les parties noires et blanches représentent des roches dont la polarité magnétique est alternativement normale (noir) et inverse (blanc). Les différentes époques magnétiques sont désignées par les noms de géomagnéticiens célèbres (Brunhes, Matuyama, Gauss, Gilbert). L'échelle d'inversion de polarité (appelée magnétostratigraphie) est symétrique de part et d'autre de la dorsale comme le montre clairement le profil magnétique (l'intensité du champ magnétique est exprimée en Gamma, avec 1 Gamma = 1 nanoTesla).



Les résultats sont cartographiés ; ce n'est pas le champ qui est cartographié mais les anomalies



Coupe magnétométrique de la dorsale médio-atlantique. [A] Courbe magnétométrique. [B] Profil magnétique déduit. Inspiré de P. Nougier (1993).

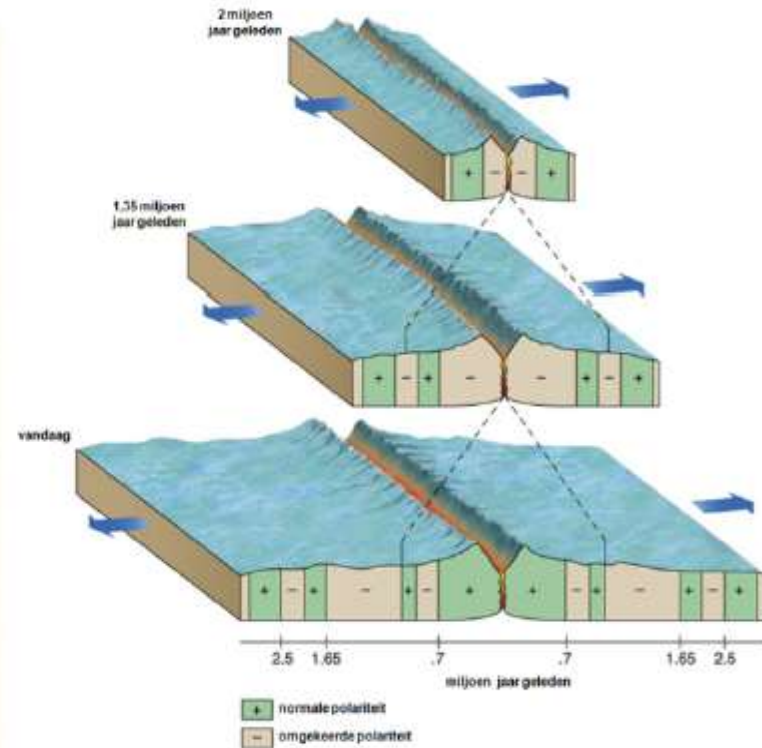
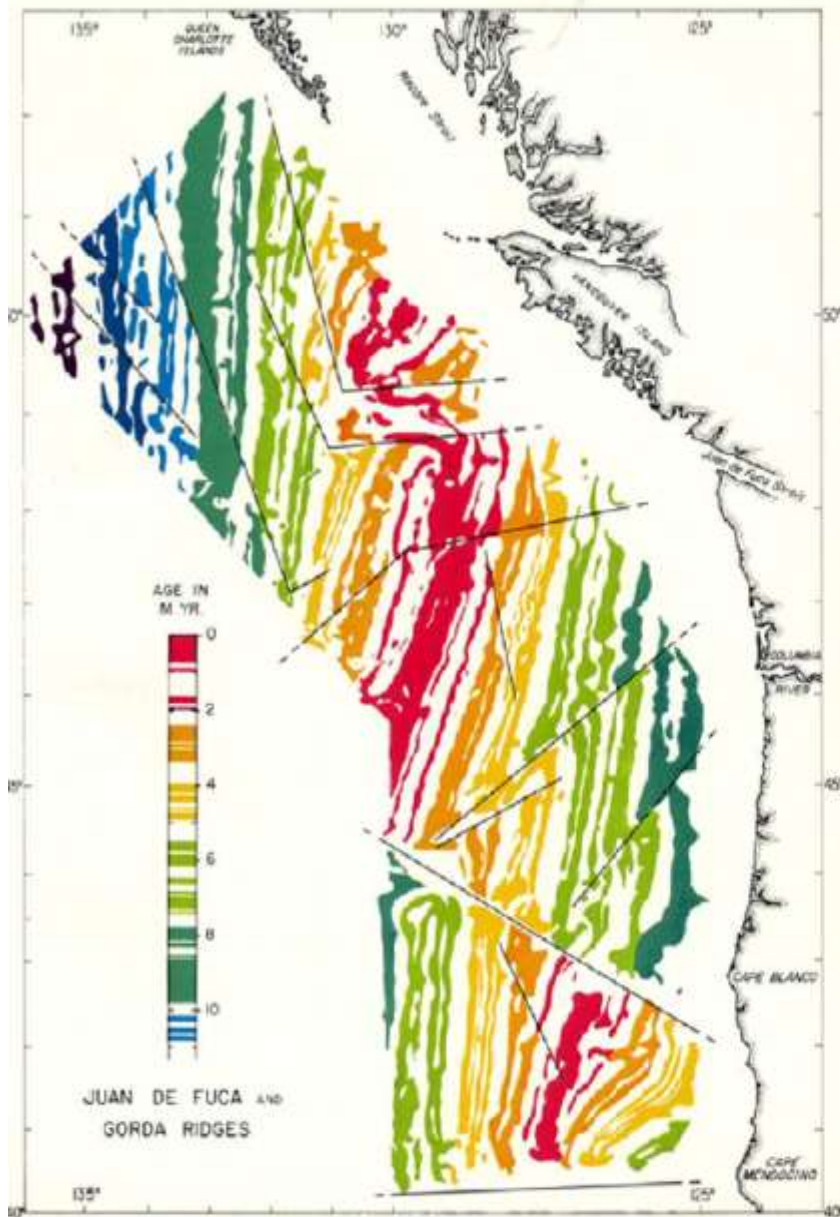


Connaissant l'âge de la croûte océanique, il est possible de déduire la vitesse de l'expansion océanique. Par exemple pour l'océan Atlantique :

- du côté Africain : distance dorsale - croûte datée de 150 Ma = 1600 Km; la vitesse de divergence coté Afrique est donc de $v = 1,06 \text{ cm.an}^{-1}$.
- du côté Américain : distance dorsale croûte datée de 150 Ma = 1785 Km; la vitesse de l'expansion coté Amérique est de $v = 1,19 \text{ cm.an}^{-1}$.

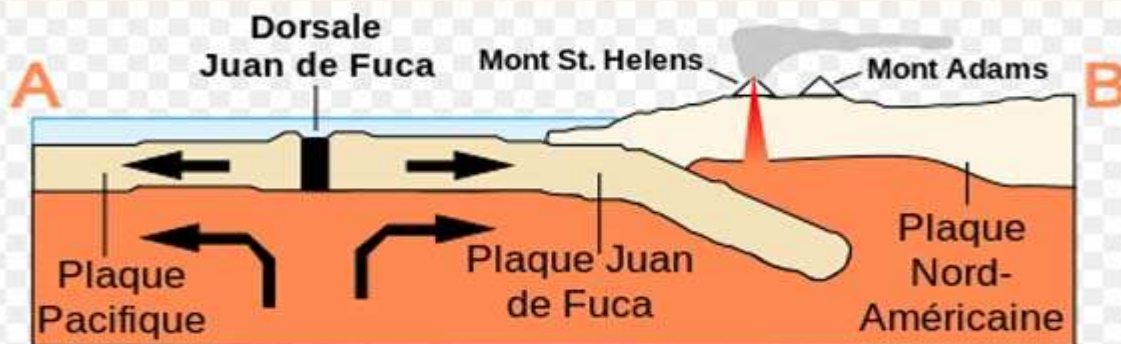
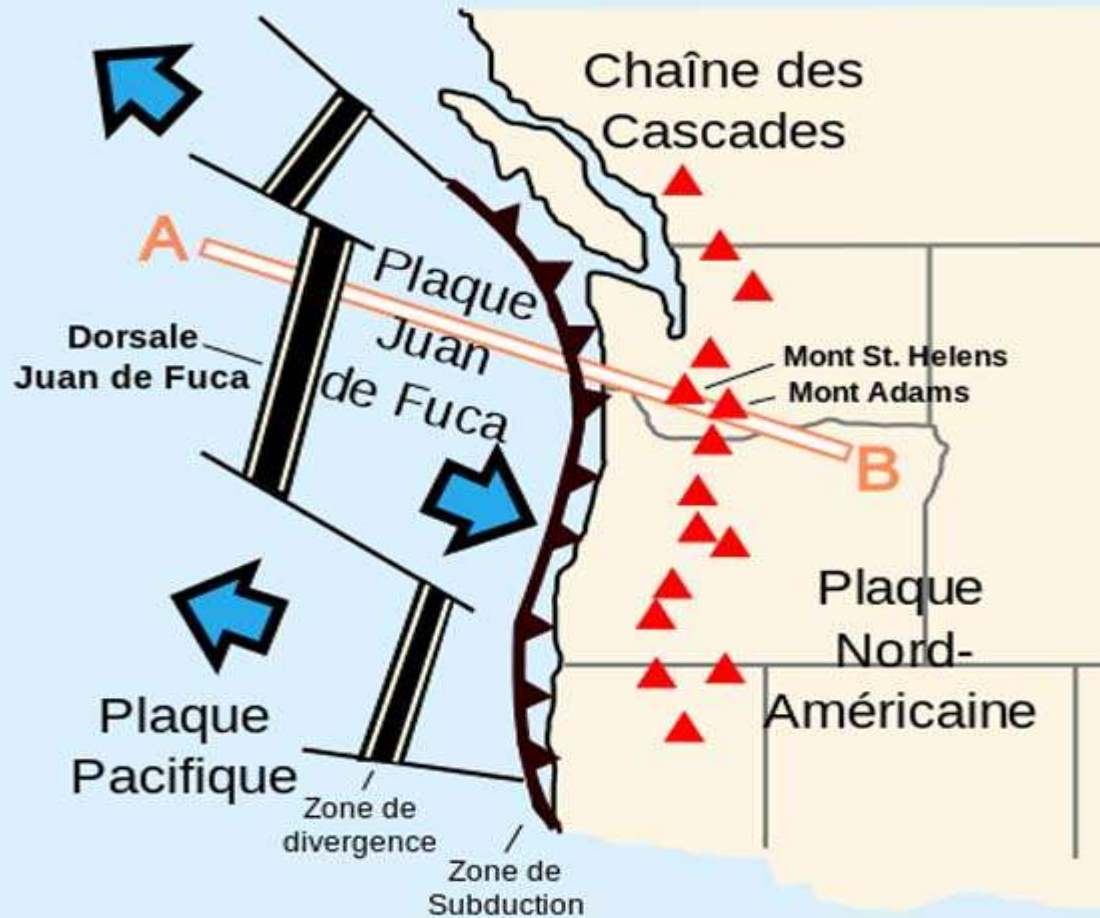
La divergence totale est donc de $2,25 \text{ cm.an}^{-1}$.

C'est à dire que chaque million d'année l'Afrique et l'Amérique s'éloigne de 22,5 Km.



Les mesures du paléomagnétisme ont permis de mettre en évidence l'existence **de failles transformantes**, accommodant les différentes vitesses d'expansion que l'on peut observer le long des dorsales. Le document ci dessus, montrant le paléomagnétisme mesuré au niveau de la ride Juan de Fuca, illustre très bien cela.

Plaques tectoniques - Chaîne des Cascades



II.3- L'étude de la sismicité :

Elle nous montre que la répartition des séismes n'est pas aléatoire, elle se situe principalement au niveau des dorsales océaniques, des chaînes de montagnes, mais aussi au niveau des fosses océaniques.

Ces zones sont donc soumises à des mouvements.

Une étude plus poussée de cette sismicité nous montre qu'il existe 3 types de séismes, dont les zones de répartition sont distinctes :

-**Les séismes superficiels**, qui se produisent à faible profondeur (quelques dizaines de Km), et que l'on retrouve autant dans les zones de divergence (dorsales océaniques), qu'au niveau des zones de convergence.

-**Les séismes intermédiaires**, que l'on ne trouve qu'aux limites convergentes, et qui se produisent majoritairement entre 100 et 300 Km de profondeur.

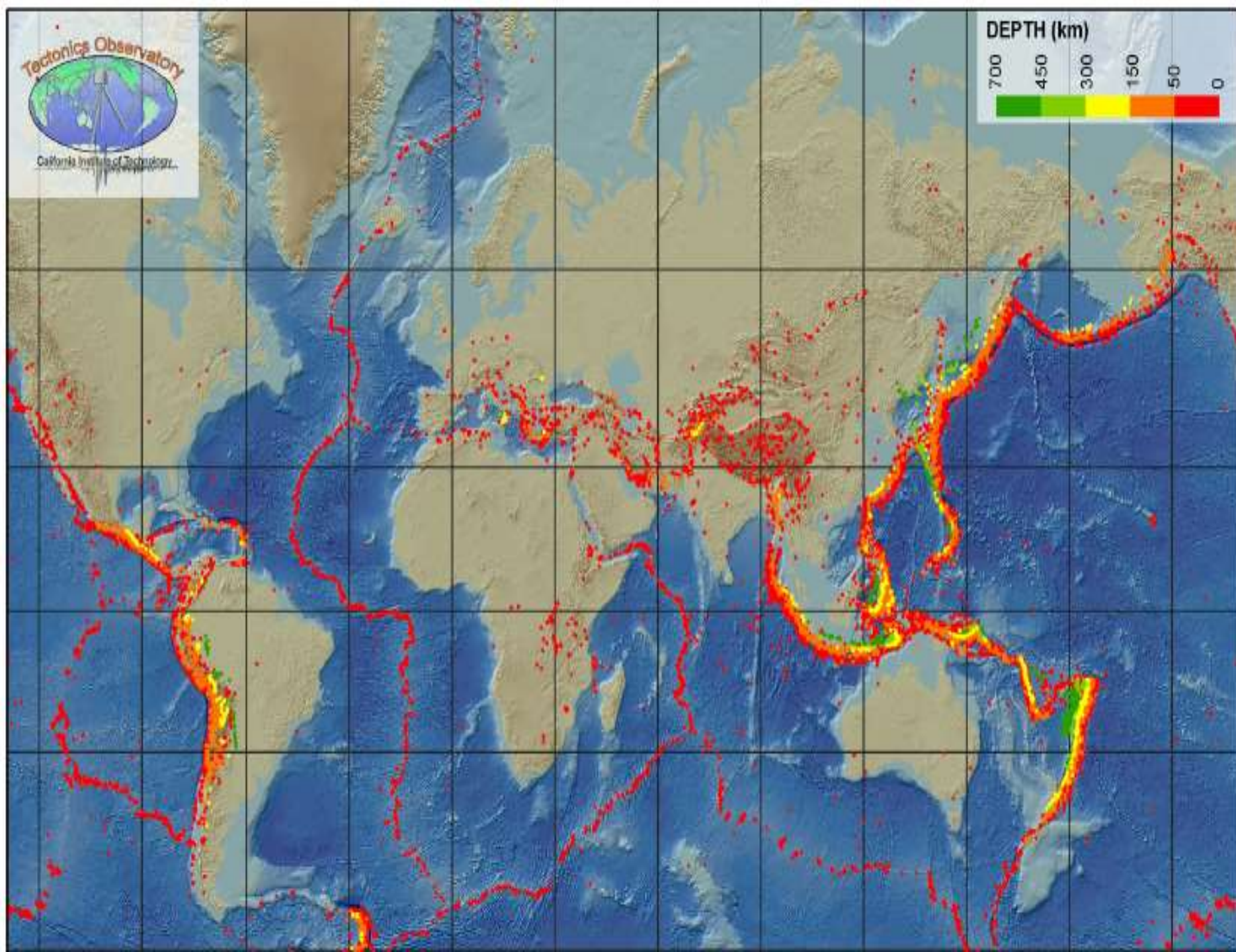
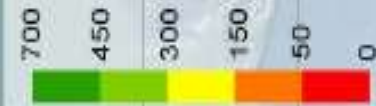
Les séismes profonds, exclusivement répartis le long des limites convergentes, ils peuvent se produire jusqu'à la base de l'asthénosphère (700 Km).

Les zones de convergences qui correspondent aux zones de subductions sont associées aux séismes les plus intenses et les plus profonds → 80°/° de l'énergie sismique globale



California Institute of Technology

DEPTH (km)



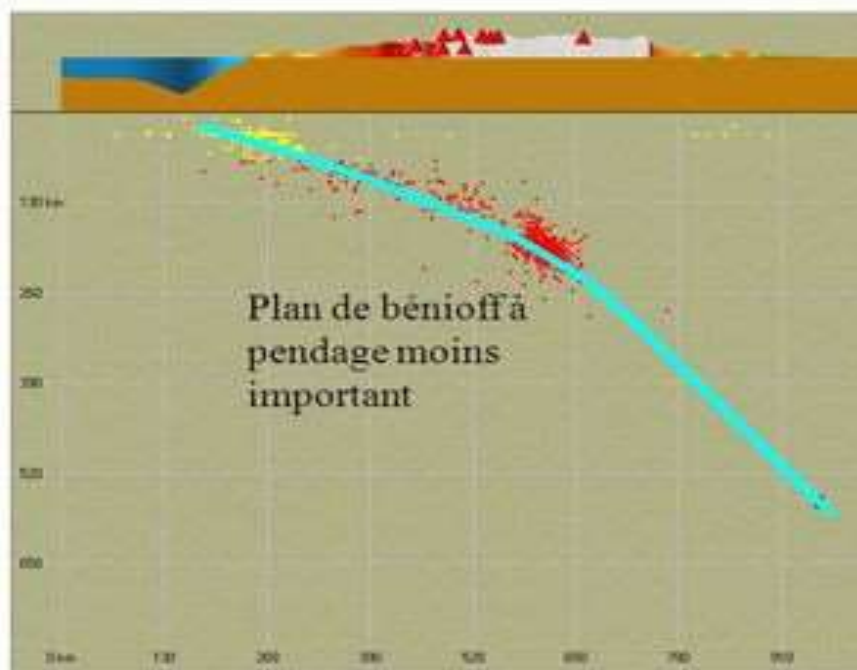
Cette répartition des différents types de séismes, met en évidence le plan de subduction entre les deux plaques tectoniques, appelé **plan de Benioff et par conséquent le pendage de ce plan**. **Quand** le pendage est faible, il met en évidence une lithosphère jeune, encore chaude, et peu dense, qui a donc plus de mal à être digérer par le manteau.

Une marge active : de nombreux séismes le long du plan de benioff

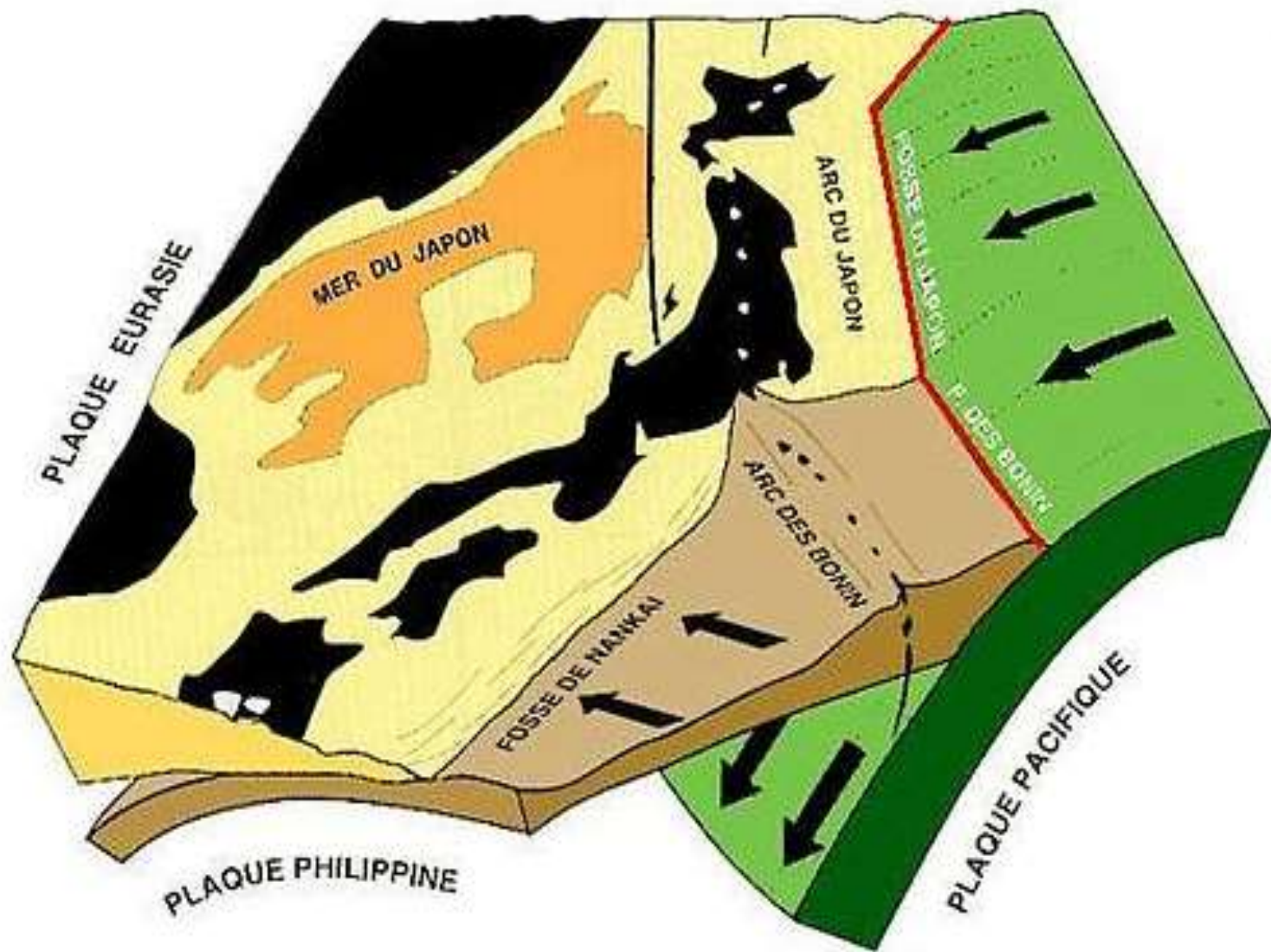
Subduction des Mariannes



Subduction Sud-Américaine



→ Dépend de la densité de la lithosphère océanique plongeante.
Plus cette lithosphère est vieille, plus elle est dense, et plus le pendage est fort.



Les trois plaques eurasiatique, philippine et pacifique. En rouge la faille où s'est produit une rupture vendredi. Source : Jolivet - 1997.

II.4- L'étude du volcanisme

A l'image des séismes, les volcans ne sont pas aléatoirement répartis à la surface du globe.

Ils sont très majoritairement concentrés aux limites de plaques, même s'il existe un volcanisme intra-plaque, dit de « point chaud ».

- **le volcanisme des dorsales océaniques est concentré dans les rifts centraux où se forme la lithosphère océanique**, dont la composition **basaltique / gabbroïque** suppose une lave proche **de la zone de fusion partielle du manteau péridotitique** d'où est issu le magma qui lui a donné naissance.

Limite divergente ou constructive

Deux plaques s'écartent l'une de l'autre au niveau d'une **dorsale médio-océanique**. Ces dorsales de nature essentiellement magmatique (volcanique en surface et près de la surface et plutonique à plus grande profondeur) voient l'injection épisodique mais continue (sur plusieurs millions voire dizaines de millions d'années) de magma basaltique (**basalte de type tholéiitique ou « mid-ocean ridge basalt »**, abrégé sous l'acronyme « **MORB** ») venant du manteau le long des failles qui occupent la partie axiale de la dorsale. En profondeur, le magma peut résider longtemps dans un grand réservoir appelé « chambre magmatique » qui va cristalliser lentement en engendrant une série de roches plutoniques (gabbros, pyroxénites, ...).

Les dorsales sont en fait à l'aplomb de courants de convection ascendants et chauds qui amènent le matériel fondu (le magma à plus de 1200 °C). Ces courants de convection naissent dans le manteau suite aux hétérogénéités régionales de température.

Si ce courant ascendant arrive en-dessous d'un continent, celui-ci se bombe en dôme, s'étire puis se fracture : c'est le stade de « rifting ».

On connaît des **rifts (ou grabens) continentaux** sur la plupart des continents : le plus connu est le **rift est-africain**, subdivisé en deux branches, la branche occidentale qui passe par le Ruwenzori et par les grands lacs d'Afrique centrale (lacs Kivu, Tanganyika et Malawi) et la branche orientale qui passe en Afrique de l'Est par le lac Natron et le mont Kenya et rejoint la dépression de l'Afar via le rift éthiopien.

Si le phénomène de rifting se poursuit, le continent se brise complètement et les deux bords de la fracture commencent à s'écarter : c'est le stade de dérive (**« drifting »**).

Un fond océanique commence à se former (**processus d'océanisation**). Au début donc, l'océan est assez étroit comme la Mer Rouge actuelle. Il s'élargit progressivement en un vaste domaine océanique.

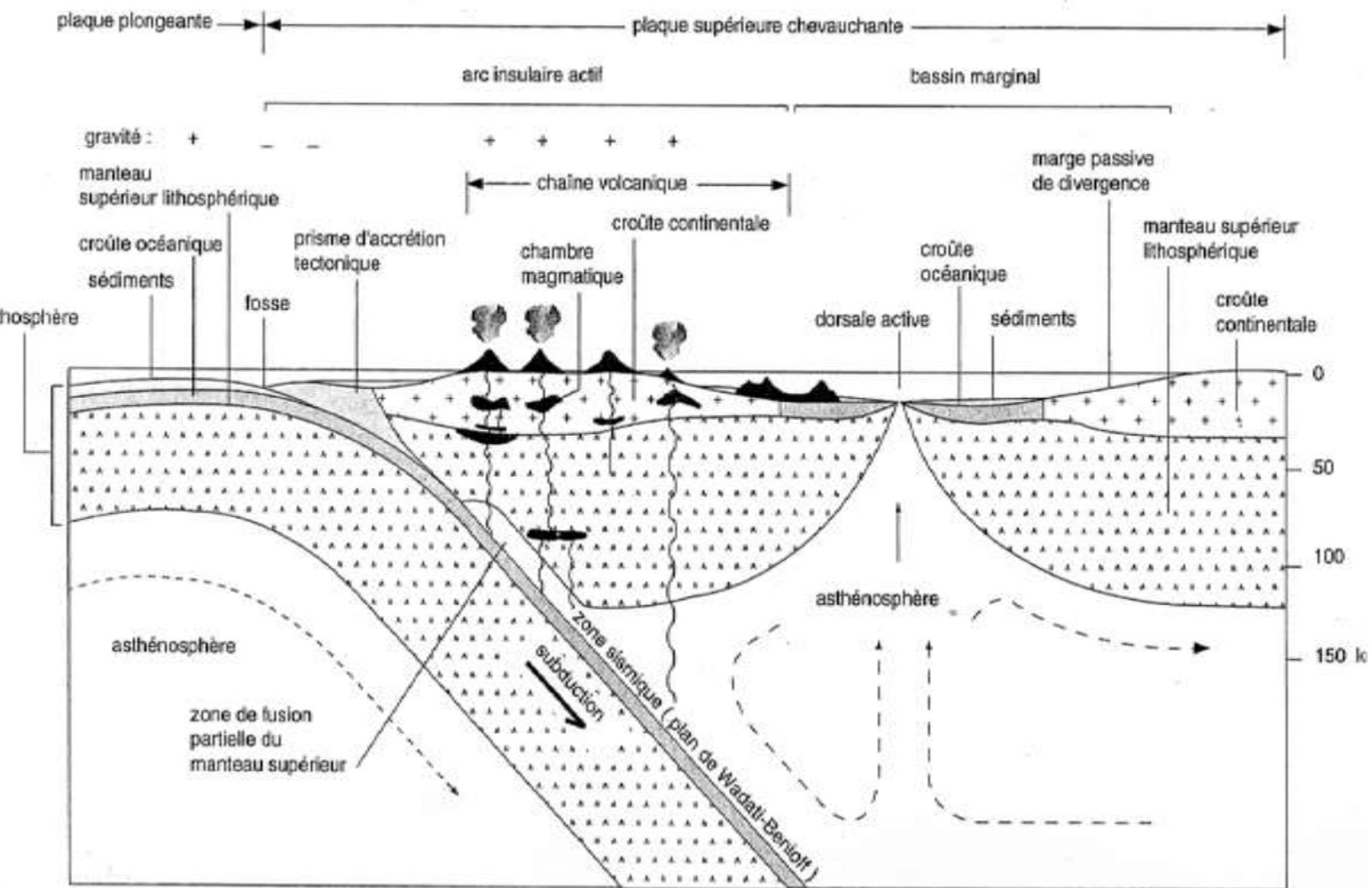
Limite convergente ou destructive

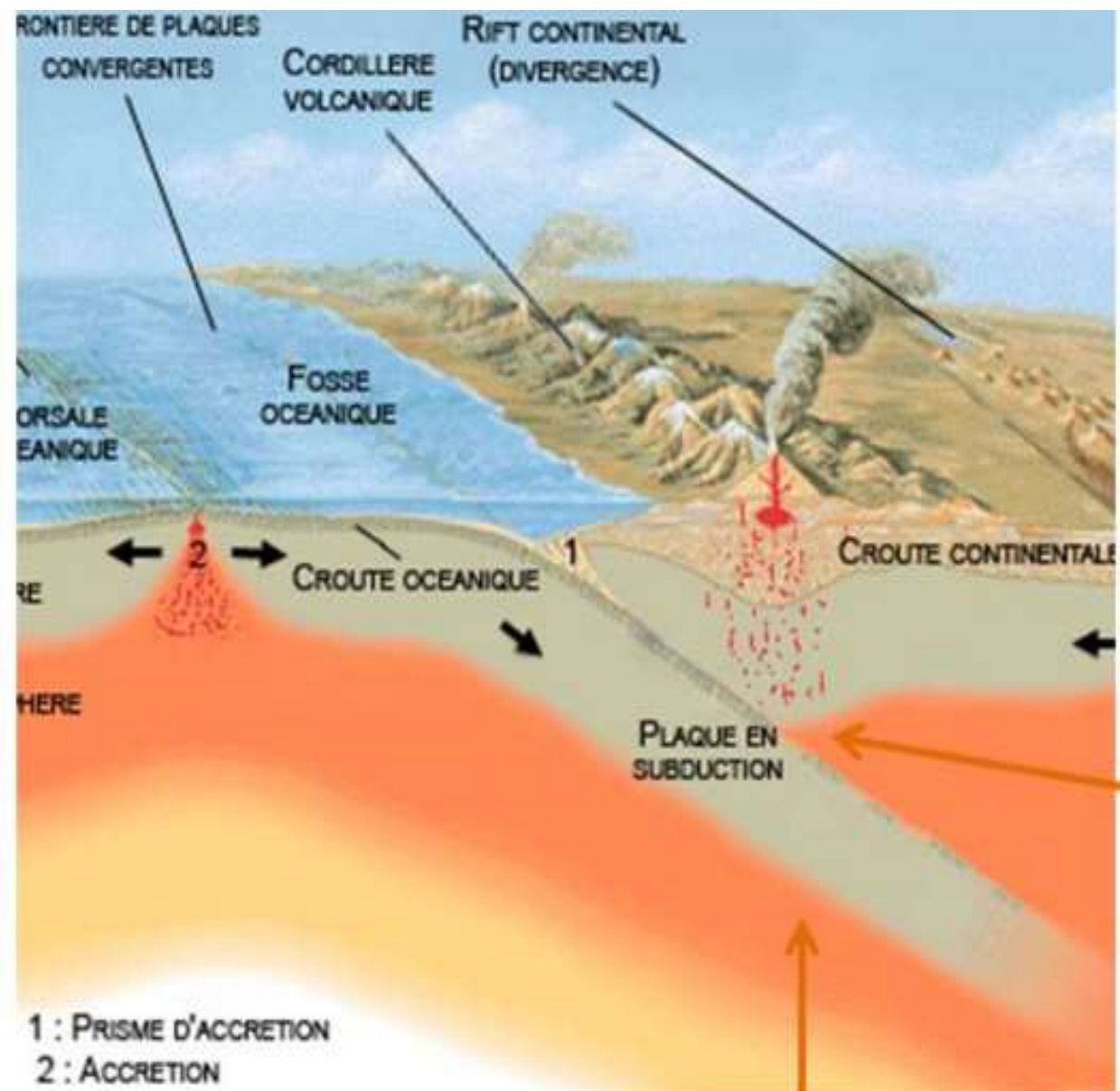
Comme le globe terrestre a des dimensions finies, il est nécessaire que la production de croûte océanique au niveau des dorsales soit compensée par une destruction de croûte ailleurs. Cela se produit dans les zones où deux plaques se rapprochent l'une de l'autre. Une des plaques plonge en-dessous de l'autre et est recyclée dans le manteau formant ce que l'on appelle **une zone de subduction** (Fig).

Ces zones présentent plusieurs caractéristiques :

- **une intense activité sismique** : la plaque plongeante « froide » pénètre dans le manteau solide. Il en résulte des frictions gigantesques qui engendrent des séismes très dévastateurs.
- **Les foyers (ou hypocentres)** des séismes se répartissent en profondeur le long d'un plan, appelé **plan de Bénéioff-Wadati**, qui matérialise la partie supérieure de la plaque plongeante ;

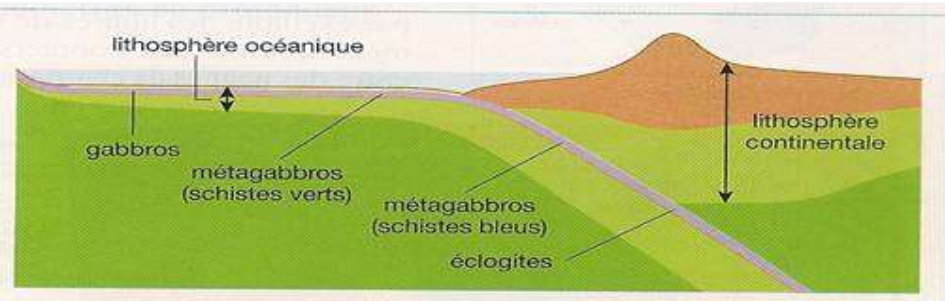
coupe schématique d'une zone de subduction (d'après Juteau et Maury, 2005).





- l'amorce de la courbure de la plaque produit une dépression du fonds marin qui est l'origine de la formation de **fosse abyssale** ;
- la plaque plongeante est soumise à de fortes augmentations de pression et, dans une moindre mesure, de température ce qui produit la recristallisation des roches à l'état solide et leur déshydratation (perte d'eau)/décarbonatation (perte de CO₂) : ce **métamorphisme de haute pression** est caractéristique, il génère les **schistes bleus et les éclogites**.
Dans certains cas extrêmes, les conditions de pression sont telles (métamorphisme de ultra-haute pression ou **UHP**) que le **diamant** peut se former à partir du carbone des carbonates ou de la matière organique qui se trouvaient initialement présents dans la fine pellicule sédimentaire qui recouvrait la croûte océanique ;
- l'eau libérée par les réactions métamorphiques percolent vers le haut ce qui facilite le processus de fusion, du coin de manteau surplombant cette plaque plongeante.

Le magma produit est distinct de celui des dorsales médio-océaniques : il est ici de nature andésitique (ou calco-alcalin), c'est-à-dire plus riche en silice, en eau et en éléments solubles dans l'eau (**les alcalins et les alcalino-terreux**). L'exemple-type de ce magmatisme a été défini dans la cordillère des Andes, d'où le nom donné au magma. Ce magma riche en eau produit généralement des éruptions de type explosif (avec relativement peu de coulées de lave fluide) beaucoup plus dangereuses que les éruptions basaltiques.



Bordas, Terminales S, 2012

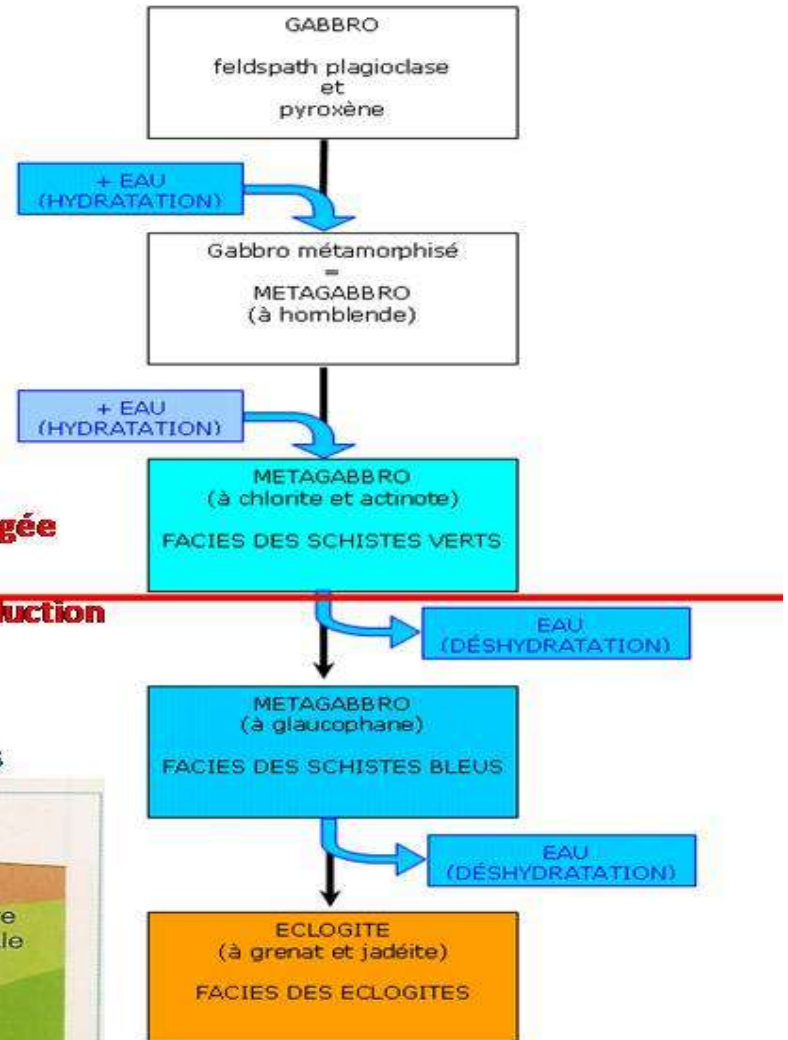
Les gabbros, une fois mis en place, subissent une hydratation lors de leur écartement de la dorsale. Leur composition chimique change : ils deviennent des schistes verts car un minéral vert apparaît : la chlorite.

Les réactions chimiques sont les suivantes :
 Plagioclase + pyroxène + eau → amphibole
 Amphibole + plagioclase + eau → actinote et chlorite

Trajet de l'eau échappée des minéraux



Plongée
en
subduction



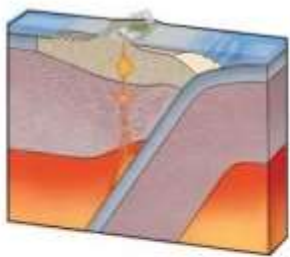
Suivant la nature des plaques qui s'affrontent, on peut distinguer **3 types de limite convergente** qui correspondent à **3 contextes géodynamiques distincts** :

- *affrontement entre deux plaques océaniques*, c'est à-dire deux plaques qui ne comportent pas de blocs continentaux.

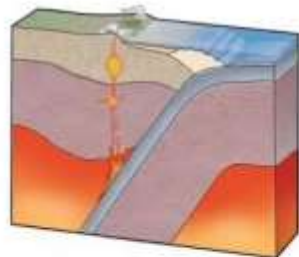
Dans cette situation, une des deux plaques passe en-dessous de l'autre ; c'est la plaque la plus ancienne, donc la plus froide et la plus dense qui s'enfonce. Cette situation correspond à **un arc insulaire**, c'est-à-dire un chapelet d'îles volcaniques en avant de la fosse abyssale qu'il jalonne. Cette situation est celle de nombreuses guirlandes d'îles du Pacifique, comme les Aléoutiennes, les Mariannes,

- *affrontement entre une plaque océanique et une plaque continentale* : dans ce cas, c'est nécessairement la plaque océanique plus dense ($\sim 3.3 \text{ g/cm}^3$) qui s'enfonce sous la plaque continentale. Le matériel continental est plus léger ($\sim 2.7 \text{ g/cm}^3$) et son relief fait obstacle à la subduction. Cette situation correspond à **une marge continentale active**. À la différence des marges passives (dites de type atlantique), les marges actives (type pacifique) sont caractérisées par une intense activité sismique et volcanique : c'est le cas de la cordillère des Andes résultant du plongement des plaques Cocos, Nazca et Antarctique sous la plaque Amérique du Sud. C'est aussi le cas de l'archipel japonais situé au carrefour de 3 plaques (Eurasie, Pacifique et Philippines), de la péninsule du Kamchatka et de l'arc indonésien (Sumatra, Java,...).

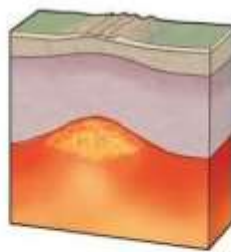
Le plongement d'une plaque océanique sous une plaque continentale conduit donc à la diminution progressive de l'extension d'un domaine océanique.



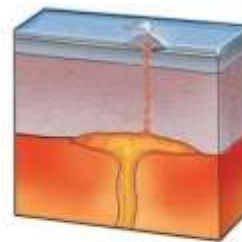
Ⓘ = Island arc



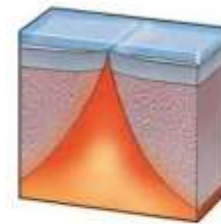
Ⓒ = Continental arc



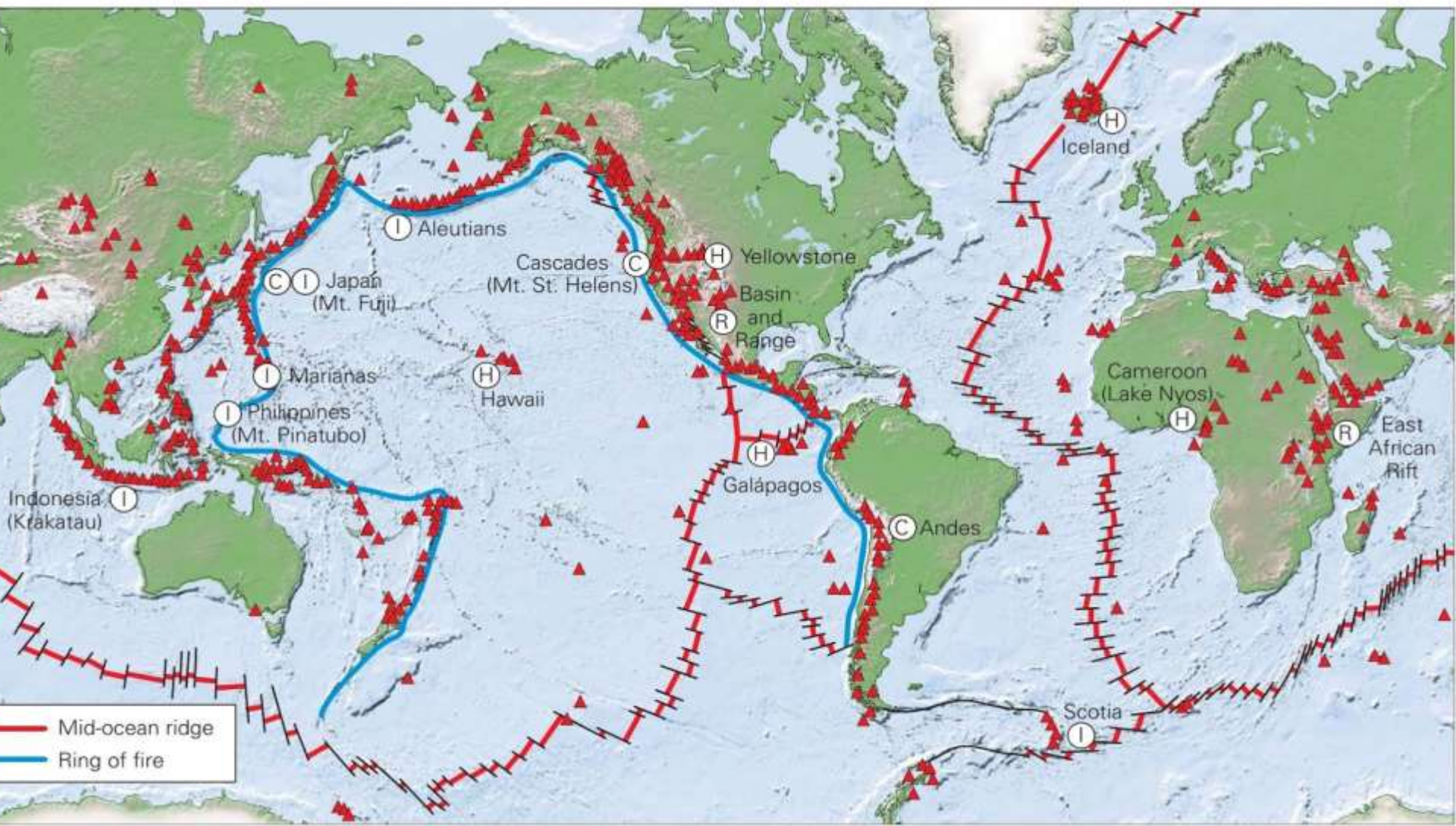
Ⓓ = Rift



Ⓗ = Hot spot

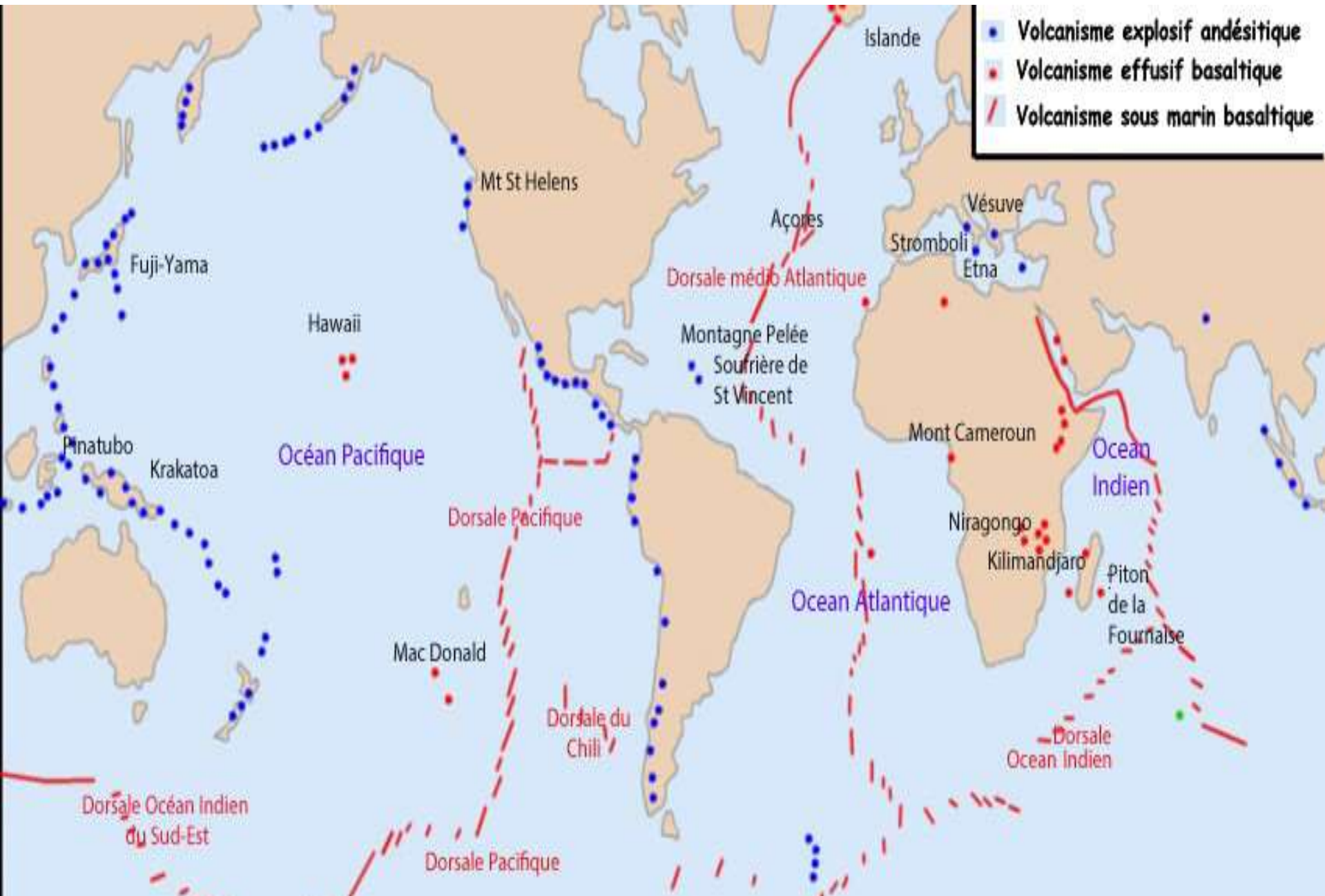


Ⓜ = Mid-ocean ridge



— Mid-ocean ridge
 — Ring of fire

Carte de la répartition des 3 grands types de volcanisme



- *affrontement entre deux plaques continentales.*

Si une plaque océanique est entièrement recyclée par subduction sous un continent, il peut arriver qu'un bloc continental, qui était transporté passivement par la plaque océanique, se trouve confronté à l'autre bloc continental : on a alors une **collision intercontinentale** qui engendre la surrection d'une vaste chaîne de montagne. C'est le cas du **plateau du Tibet et de l'Himalaya** qui résulte de la collision du sous-continent indien avec la plaque Eurasie.

On sait en effet que vers 140 Ma existait un grand domaine océanique entre l'Inde (qui était située entre 30 et 40° de latitude Sud) et l'Eurasie avec le bloc continental de Lhasa entre les deux. Le bloc Lhasa est entré en collision avec l'Asie vers 100 Ma ; le sous continent indien proprement dit est entré en collision avec l'ensemble Eurasie-Lhasa vers 40 Ma.

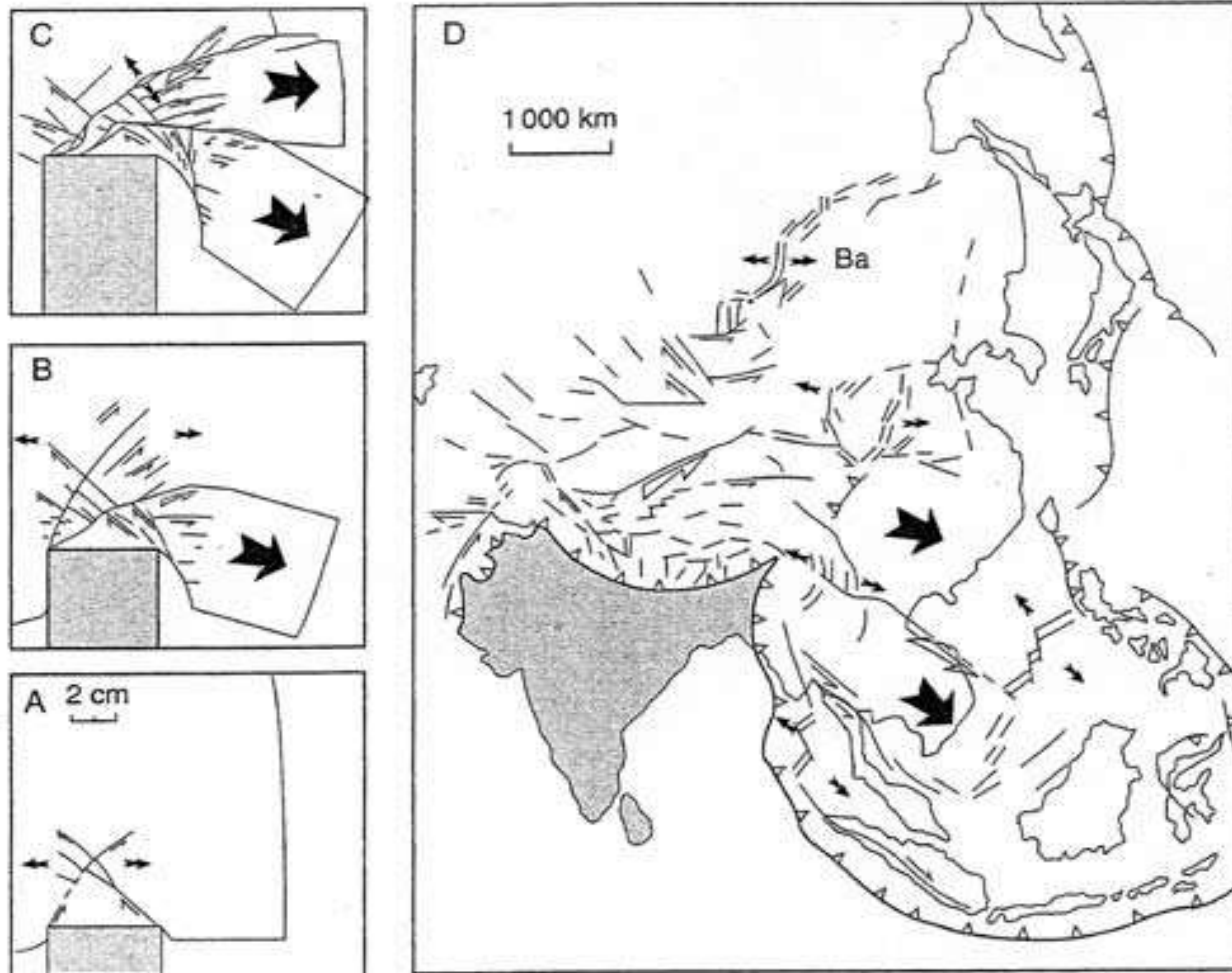
L'histoire détaillée de cette collision est en fait beaucoup plus complexe que la courte description qui vient d'être faite.

L'évolution tectonique du continent asiatique est cependant assez bien connue. Les portions continentales des plaques constituent des éperons naturels qui jouent le rôle de « poinçons » causant l'écrasement du continent et l'expulsion latérale de la lithosphère s'il existe une extrémité libre à la plaque. Ce modèle de poinçonnement est schématisé par la figure suivante qui montre clairement l'expulsion d'une partie du continent asiatique vers l'Est le long de grandes zones de cisaillement. On sait que la formation du rift du lac Baïkal et le volcanisme associé sont une conséquence de la poursuite du mouvement de poussée de l'Océan Indien et de l'Inde sur l'Asie.

modèle de poinçonnement de l'Asie par le sous-continent indien (d'après le modèle de Tapponier et al, 1986, repris par Boillot et al, 2008).

A-C : Déformation expérimentale en laboratoire provoquée par l'avancée progressive d'un poinçon rigide (en grisé). D : Le poinçon rigide de l'Inde (en grisé) déforme le continent asiatique et provoque l'échappement vers l'Est (flèches noires) des fragments continentaux.

BA : rift du Baïkal.



Lors de la subduction et de la fermeture d'un domaine océanique, il peut arriver que, suite aux mouvements de convergence, le plancher océanique se fragmente et que les fragments soient enchâssés sur le continent sous forme d'écailles tectoniques comprenant une association caractéristique de roches basiques (basaltes et gabbros) et ultrabasiques (péridotites) qui forme **une ophiolite (ou cortège ophiolitique)**. Ce mécanisme est appelé **obduction**.

La reconnaissance de telles ophiolites sur le terrain est d'importance primordiale car elles permettent d'identifier les domaines océaniques anciens. Les premières ophiolites ont été reconnues dans la chaîne orogénique des Alpes (qui s'étend des Pyrénées à l'Himalaya en passant par les Alpes proprement dites, les Dinarides, les Carpates et les Balkans) ; elles résultent des premiers épisodes de fermeture de la Méditerranée et de collision entre les plaques Afrique et Europe.

II.4- L'étude des points chauds

Les points chauds permettent de calculer la vitesse de la dérive des plaques lithosphériques. **Wilson en 1963, puis Morgan en 1971**, se pose le problème d'un référentiel pour mesurer le déplacement des plaques lithosphériques.

Pour décrire le mouvement absolu des plaques, on utilise le référentiel des points chauds (vu comme un repère fixe lié à la Terre).

Le principe repose sur l'existence d'alignements volcanique océaniques considérés comme la trace

laissée à la surface de la lithosphère mobile par des panaches de manteau chaud d'origine profonde et fixe dans un repère lié au globe.

A intervalle régulier ces panaches percent la lithosphère océanique laissant ces alignements caractéristiques de volcans

Les points chauds («Hot spots» ou «Mantle plumes»)

Nous venons de voir que l'essentiel de l'activité géologique de la planète, matérialisée par la présence de volcans et de séismes, se produit aux limites des plaques dans les trois environnements géodynamiques majeurs de la Terre, à savoir les dorsales médio-océaniques, les zones de subduction et les failles transformantes.

Néanmoins, certaines zones de la planète, bien que situées loin des limites des plaques, sont très actives sur le plan volcanique.

On peut trouver ces zones aussi bien en **domaine océanique** (archipel d'Hawaii, île de la Réunion, archipel des Canaries,...), qu'en **domaine continental**

(région de Yellowstone, région du Hoggar- Tibesti, ...)

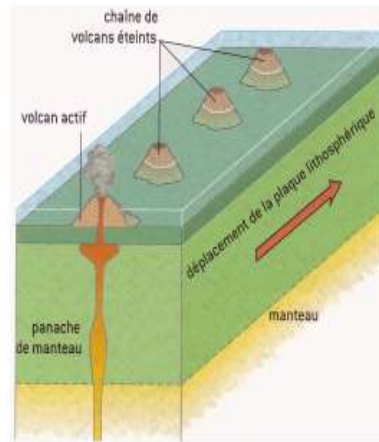
qu'à la limite entre **continent et océan** comme le volcanisme de la ligne du Cameroun qui s'étend sur plus de 2000 km depuis l'île de Pagalu (golfe de Guinée) jusqu'au lac Tchad, en passant par le volcan actif du mont Cameroun et le lac Nyos.

L'archipel d'Hawaii est constitué d'un chapelet d'îles et de sommets sous-marins immergés (guyots) qui sont d'anciennes îles volcaniques érodées. Les deux volcans actifs d'Hawaii (Kilauea et Mauna Loa) sont situés dans la partie SE de l'île ; l'extrémité NO comprend des laves de 380.000 ans (0,38 Ma) et lorsque l'on se déplace d'une île à l'autre vers l'O-NO les âges augmentent progressivement et régulièrement pour atteindre 5 Ma sur l'île de Kauai et de 7 à 42 Ma pour la chaîne de guyots de Midway. À partir de là, on observe un changement de direction dans l'alignement des guyots et les âges dans la chaîne de l'Empereur augmentent de 43 à 81 Ma.

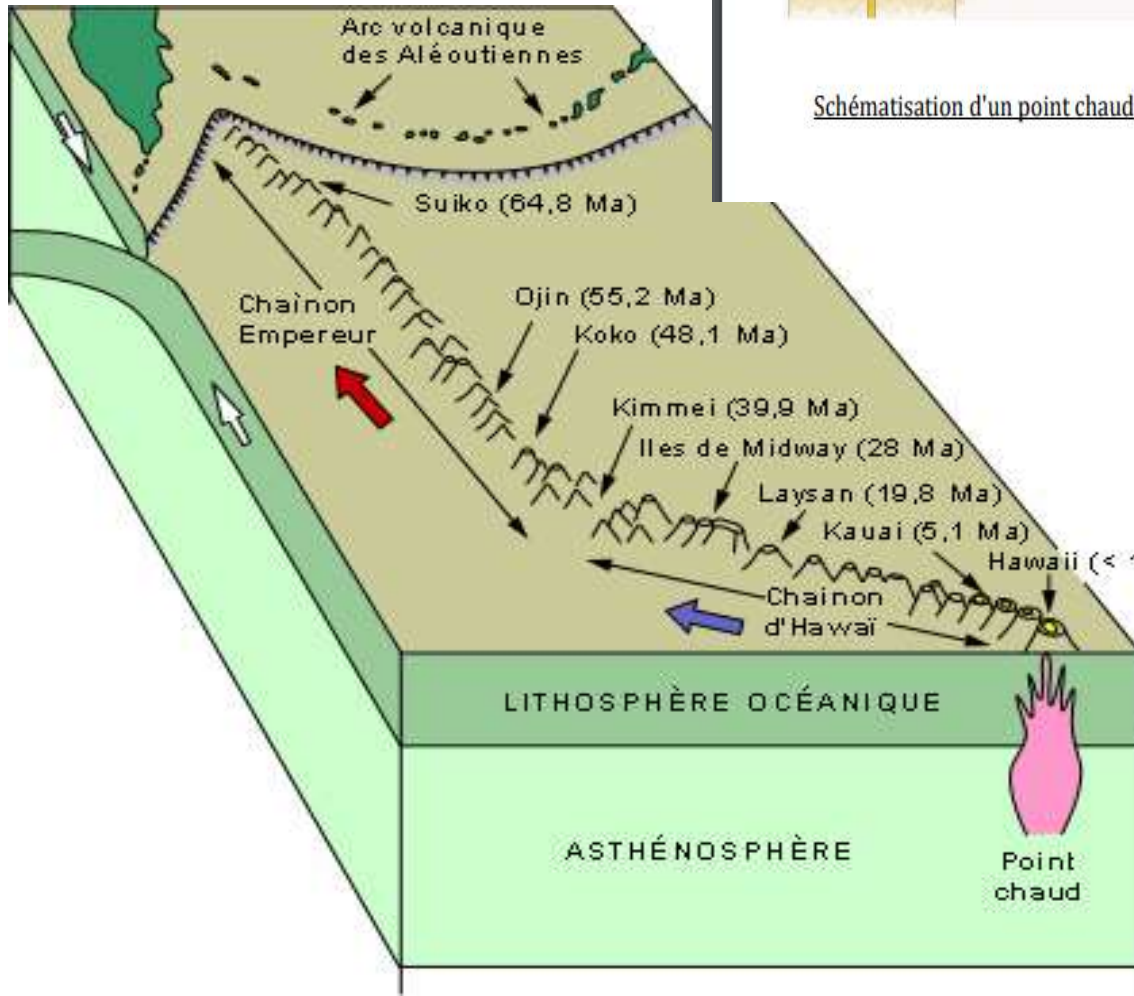
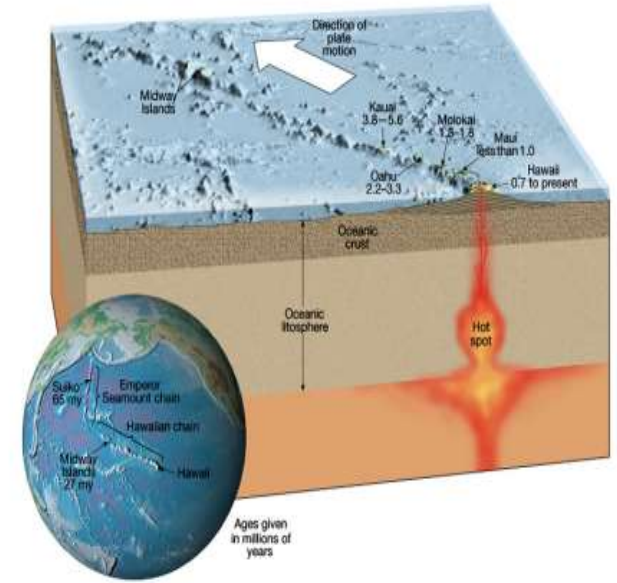
La chaîne totale fait 6000 km ! L'interprétation qui a été proposée pour expliquer l'évolution spatio-temporelle du volcanisme du chapelet d'îles et de guyots repose sur la notion de « **point chaud** » (« **hot spot** ») ou de « **panache mantellique** » (« **mantle plume** »).

Le point chaud serait issu de zones très profondes, largement en dessous de la lithosphère qu'il percerait périodiquement.

Le point chaud serait stationnaire alors que la plaque se déplace horizontalement au-dessus de lui. Le volcan (l'île) formé en surface est évidemment solidaire de la plaque, il lui est arrimé. Lors du déplacement de la plaque, le volcan est déconnecté de sa source profonde et donc il s'éteint. Si le point chaud reste actif longtemps, un nouveau volcan va se former à l'aplomb du point chaud, initiant ainsi un chapelet d'îles dont l'âge augmente progressivement en s'éloignant du volcan actif.



Schématisation d'un point chaud



- Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intra-plaque, principalement océanique, dû à un apport localisé de matériel chaud, dont l'origine est encore discutée, provoquant une fusion partielle du manteau. On considère que les points chauds sont fixes, et peuvent fonctionner plusieurs millions d'années, perçant régulièrement la lithosphère qui se déplace dessus. Le magmatisme de point chaud est **donc une preuve supplémentaire du déplacement des plaques tectoniques.**

Ce type de volcanisme est qualifié d' « **intraplaque** », il est le plus souvent de nature basaltique mais il se distingue du basalte tholéiitique des dorsales par un enrichissement caractéristique en toute une série d'éléments chimiques (alcalins, terres rares, Nb, Ta,...). On le qualifie de **basalte alcalin** (« **ocean island basalt** » ou **OIB** en anglais).

Les travaux de pétrologie expérimentale ont montré que la source des basaltes alcalins était beaucoup plus profonde que celle des basaltes tholéiitiques des dorsales.

La profondeur d'origine du magma basaltique alcalin fait toujours l'objet de controverses : pour les uns, il dériverait de la couche D'', identifiée par sismologie à la limite manteau-noyau (2900 km de profondeur) ; pour d'autres, il proviendrait de la discontinuité sismique secondaire à 670 km.

Le modèle du point chaud stationnaire explique raisonnablement bien la géologie de l'archipel d'Hawaii, même si des travaux récents viennent de montrer qu'il y a en fait deux tendances évolutives différentes lorsque l'on regarde de près les compositions chimiques et isotopiques de l'ensemble des laves des différents volcans de l'archipel.

Ce modèle a pu être appliqué, après quelques modifications, à d'autres ensembles d'îles océaniques, comme l'archipel des Canaries.

Ces observations nous permettent de mettre en évidence le moteur de la tectonique des plaques : **le magmatisme.**

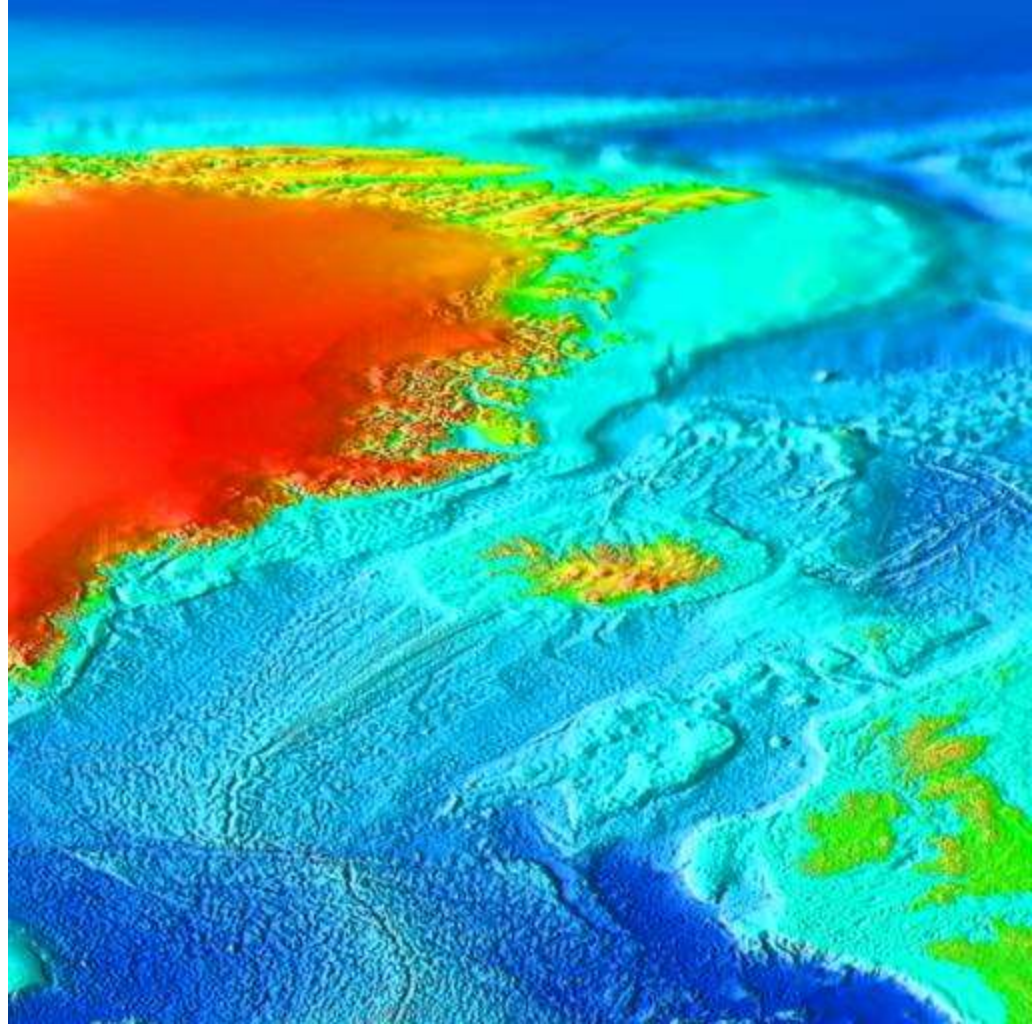
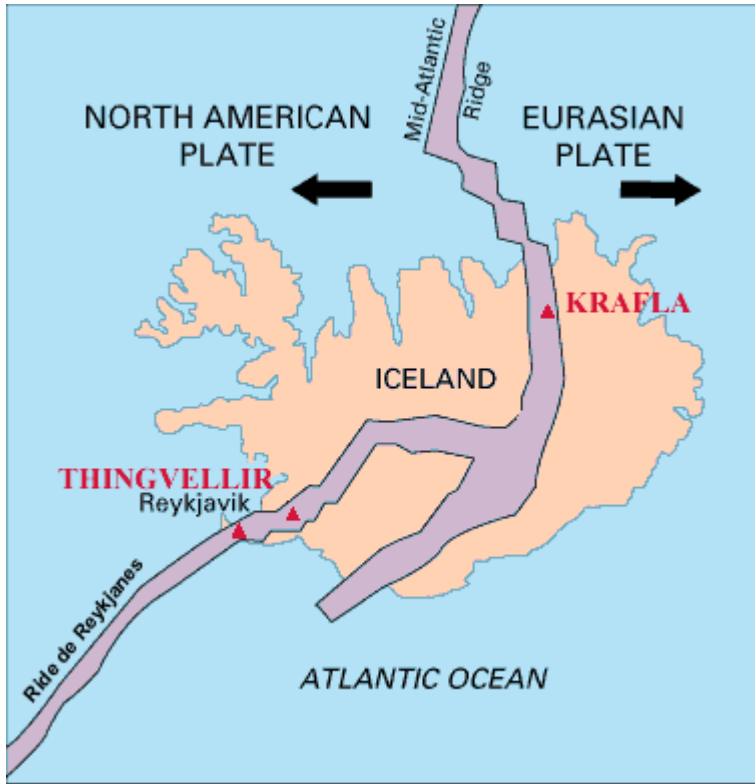
En effet, les frontières de plaques apparaissent comme des lieux **d'évacuation de l'énergie interne de la Terre, soit par déplacement simple, et il n'y aura que des séismes, soit par déplacement et dissipation thermique, et nous seront en présence de zones à la fois sismiques et volcaniques.**

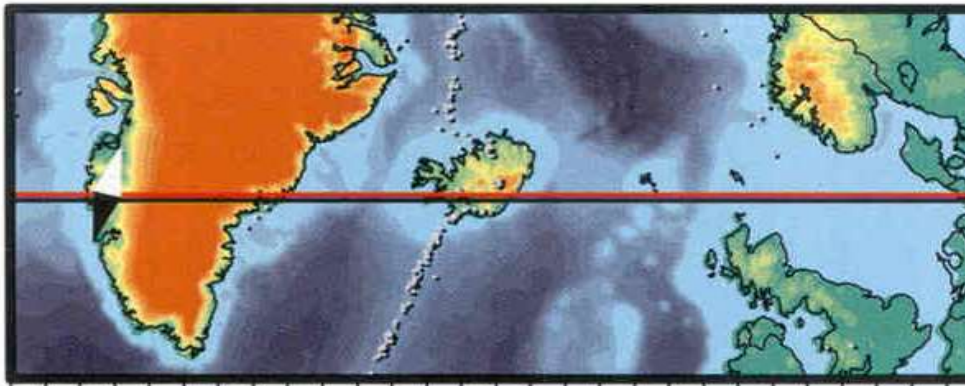
Dans tous les cas, seuls des mouvements mantelliques sous-jacents peuvent expliquer ces contextes géodynamiques.

L'Islande constitue un cas particulier :

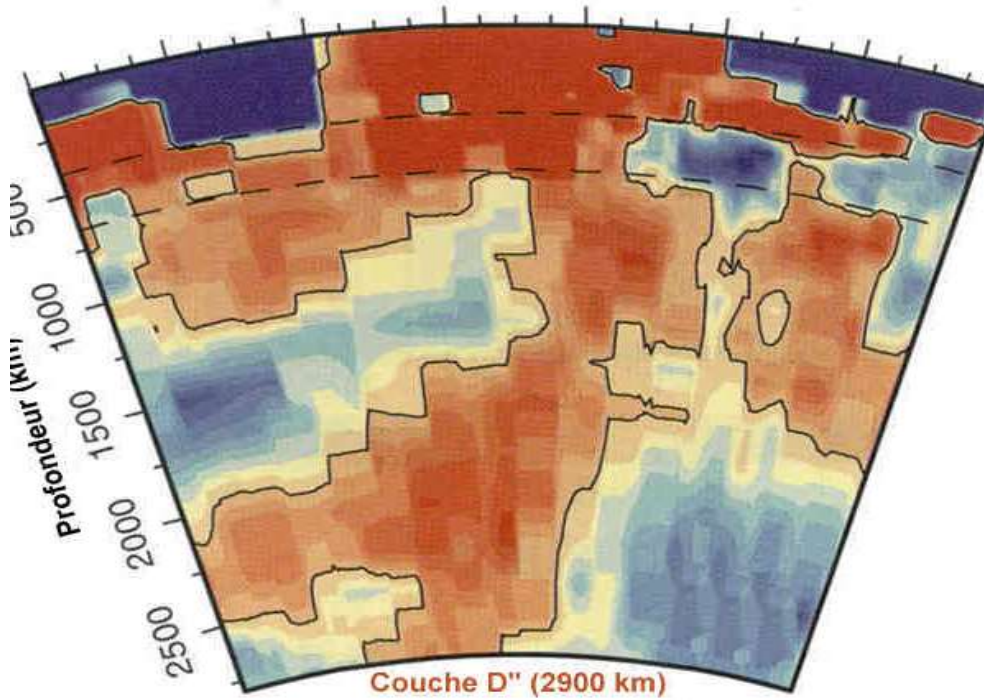
Le point chaud responsable de l'énorme volume de laves (l'île s'étend sur plus de 100.000 km² et la croûte océanique y a plus de 25 km d'épaisseur) s'est mis en place directement dans la lente (~1 cm/an) dorsale médio-atlantique elle-même. Il en résulte un **mélange de magmas entre le basalte de type MORB (typique des dorsales) et le basalte alcalin de type OIB (typique des îles océaniques)**. Les études géochimiques détaillées ont montré que l'influence du point chaud diminuait progressivement lorsque l'on s'éloigne de l'Islande aussi bien le long de la dorsale des Reykjanes au Sud-ouest que le long de la dorsale de Kolbeinsy au Nord-est.

Pour les autres provinces volcaniques en domaine continental (Hoggar-Tibesti et ligne du Cameroun par exemple), il a été montré qu'il n'y avait pas de variation régulière de l'âge du volcanisme. De plus, le mécanisme de fusion du manteau, la mise en place des magmas basaltiques et la répartition des édifices volcaniques apparaissent contrôlés par le jeu des accidents tectoniques complexes (failles et linéaments) de la lithosphère continentale qui a été structurée lors de phases orogéniques anciennes. C'est surtout vrai pour les parties cratoniques (> 2500 Ma) des continents





0 5 10 15 20 25 30 35



Couche D'' (2900 km)

-0.5%  +0.5%

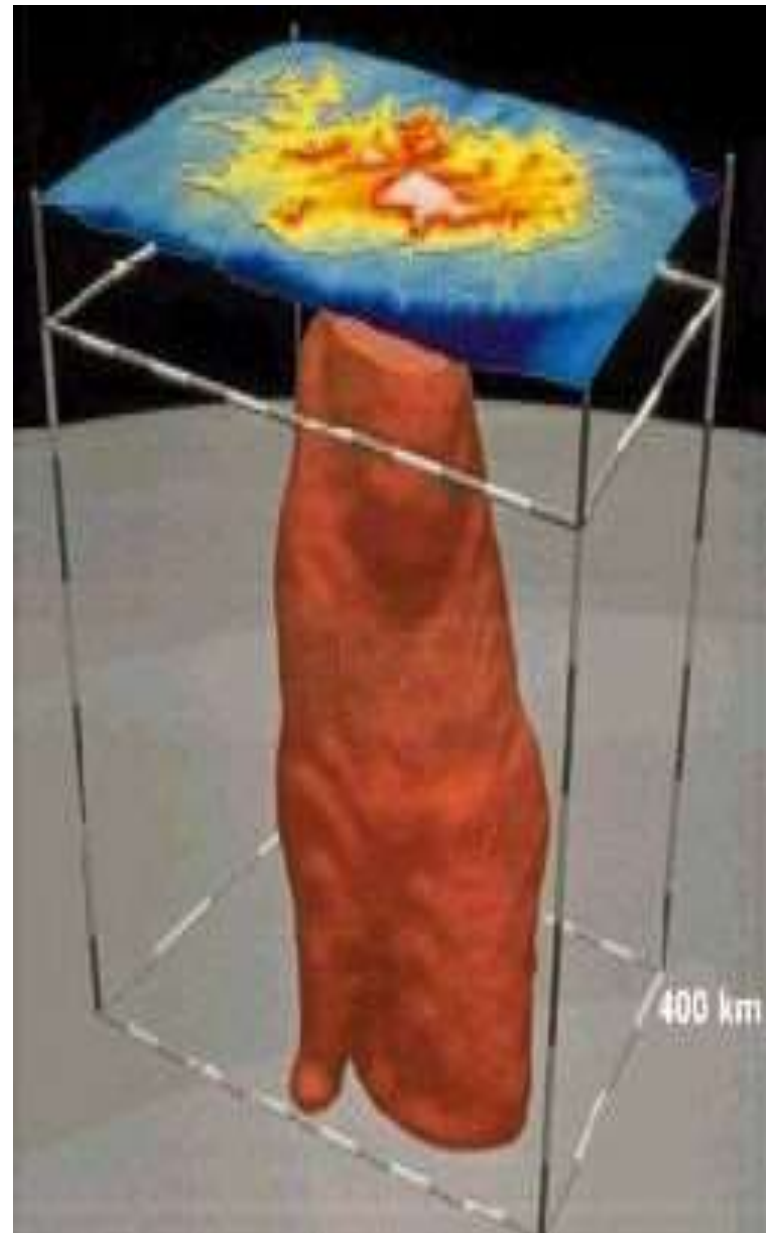
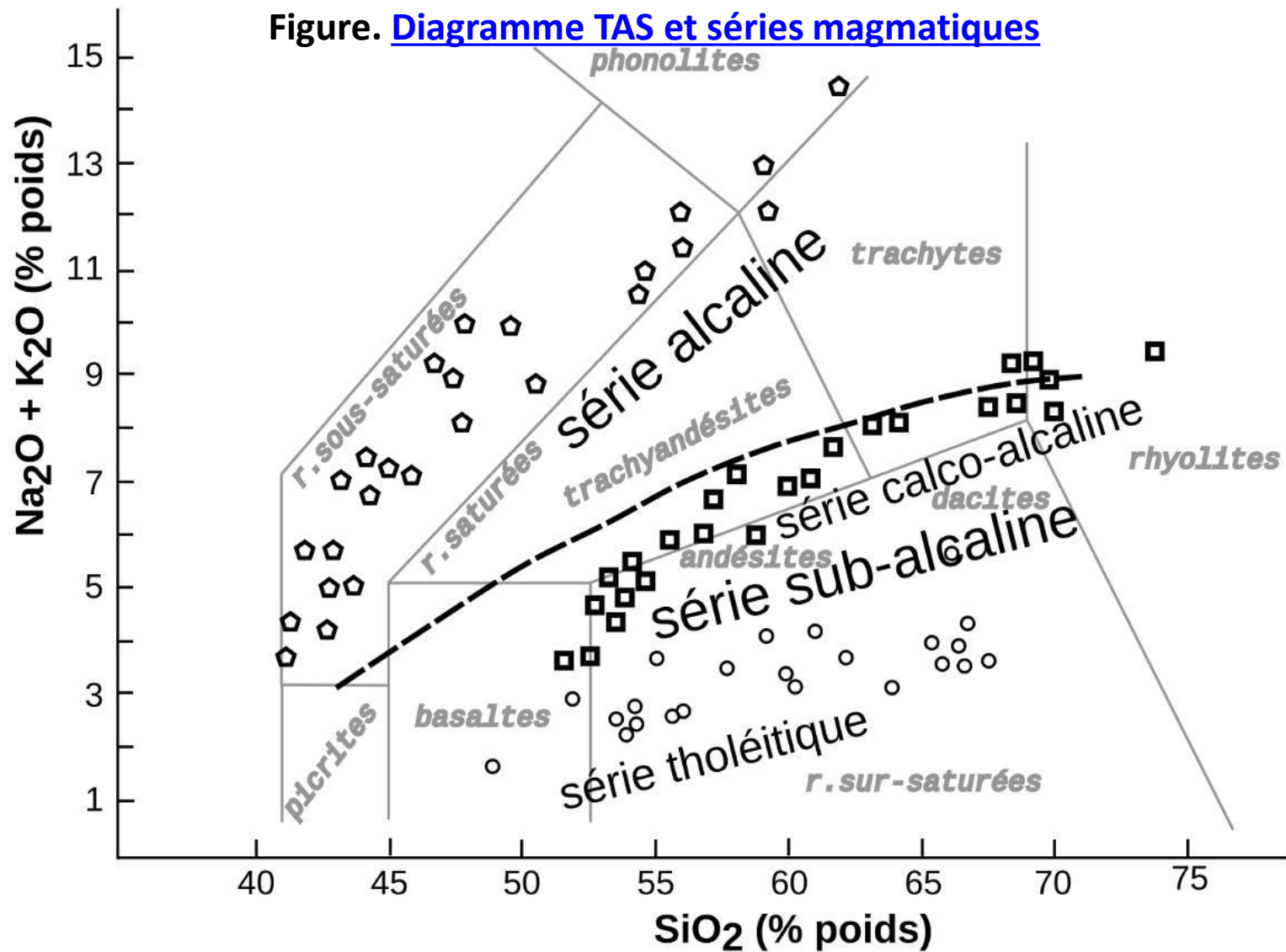


Figure. [Diagramme TAS et séries magmatiques](#)



Chimie du magma primaire et séries magmatiques

On a vu ci-dessus comment degré et profondeur de fusion contrôlent la chimie du magma primaire, en particulier les teneurs en Na, K et Si.

En se limitant à ces éléments, on comprend rapidement leur importance sur l'existence de différentes séries magmatiques en remplaçant ces dernières, et surtout leurs termes "primaires", dans un diagramme TAS (*Total Alkalis Silica*) (figure ci-dessous). Ainsi, un faible degré de fusion associé à une certaine profondeur de fusion expliquent la production de magmas primaires à l'origine des séries alcalines (faible teneur en silice et "enrichissement" en alcalins). De même, degré de fusion élevé et plus faible profondeur favorisent la production de magmas primaires tholéiitiques (plus forte teneur en silice et teneur plus faible en alcalins). La chimie du magma primaire détermine en partie les possibilités d'évolution ultérieure liées au processus de cristallisation fractionnée : pas de série alcaline possible à partir d'un magma tholéiitique par simple cristallisation fractionnée.