



Chapitre 2

La mobilité horizontale de la lithosphère (la tectonique des plaques)

Introduction :

La Terre est découpée en **15 plaques lithosphériques** solides cassantes qui présentent des mouvements horizontaux : c'est la **tectonique des plaques**. La lithosphère est un ensemble solide et rigide formé de la croûte et du manteau lithosphérique. La lithosphère repose en équilibre sur l'asthénosphère (notamment la LVZ qui est ductile), ce qui permet ces déplacements horizontaux. En lien avec les mouvements de convection du manteau, les plaques peuvent s'écarter (divergence) ou au contraire s'affronter (convergence). Il existe également des mouvements de glissement (cisaillement ou mouvement transformant).

Problématique : Comment identifier les limites de plaques et caractériser la nature et l'ampleur de leur mouvements ?

Plan :

- 1- L'identification des limites de plaques
- 2- La mesure des mouvements des plaques
- 3- Les contextes géodynamiques

- [TP4 - Les plaques lithosphériques et leurs mouvements](#)
- [DM2 - Golfe d'Aden](#)

I. L'identification des limites de plaques

1- L'apport des reliefs

Les reliefs permettent de visualiser certaines limites de plaques :

- les dorsales médio-océaniques : ce sont des chaînes de volcans sous-marins qui ont une profondeur de -2000 m contre -4000m pour le reste de l'océan (plaine abyssale). On parle de zone de divergence (et d'accrétion océanique).
- Les fosses océaniques : ce sont des zones en bordure d'océan qui sont caractérisées par un relief négatif très marqué (jusqu'à -11 000 m dans la fosse des Mariannes). Ceci est lié à l'enfoncement d'une plaque océanique sous une autre plaque et le pincement de la surface terrestre : il s'agit d'une zone de subduction.
- Les chaînes de montagnes : ce sont des reliefs (+4000 à + 8848m : Everest) qui affectent la croûte continentale et qui sont le signe de l'affrontement de 2 plaques continentales. On parle de zone de collision.

2- L'apport des séismes

L'observation de la répartition des séismes à la surface du globe montrent qu'ils sont présents dans des zones restreintes qui forment les limites des plaques :

- Les dorsales ont des séismes peu profonds (< 35 km) et de faible magnitude
- Les fosses océaniques et les zones de subduction présentent des séismes profonds (jusqu'à 700 km voire plus) qui prouvent l'enfoncement de la plaque en profondeur.
- Les chaînes de montagnes présentent également des séismes, d'intensité et de profondeur variable.

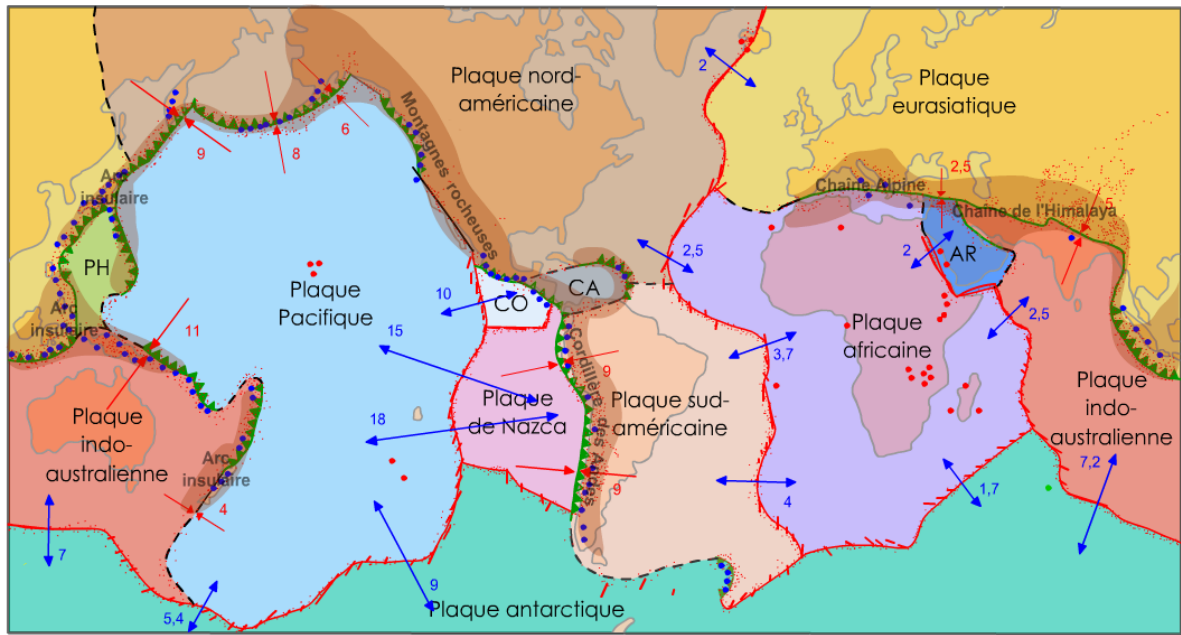
3- L'apport du flux géothermique

D'autre part, l'analyse du flux géothermique montre que les limites de plaques présentent des flux géothermiques spécifiques au contexte :

- Un flux géothermique fort au niveau des dorsales
- Un flux géothermique faible au niveau des fosses océaniques mais fort juste en arrière de la fosse : c'est une zone de volcanisme arrière-arc.
- Un flux géothermique faible au niveau des chaînes de montagnes.

Ainsi, on peut définir une plaque lithosphérique comme une structure solide cassante formée de la croûte (océanique ou continentale) et du manteau lithosphérique et animée de mouvements convergents ou divergents, ce qui provoque des déformations à leurs frontières.

Document 1 : Le découpage des plaques tectoniques



- Volcanisme explosif andésitique
- Volcanisme effusif basaltique
- Volcanisme basaltique sous marin

Vitesse relative de l'écartement ou du rapprochement de 2 plaques (en cm par an)

0 5000km

PH : plaque des Philippines
 CO : plaque des Cocos
 CA : plaque des Caraïbes
 AR : plaque arabe

Frontières de divergence :

dorsales

Frontières de convergence :

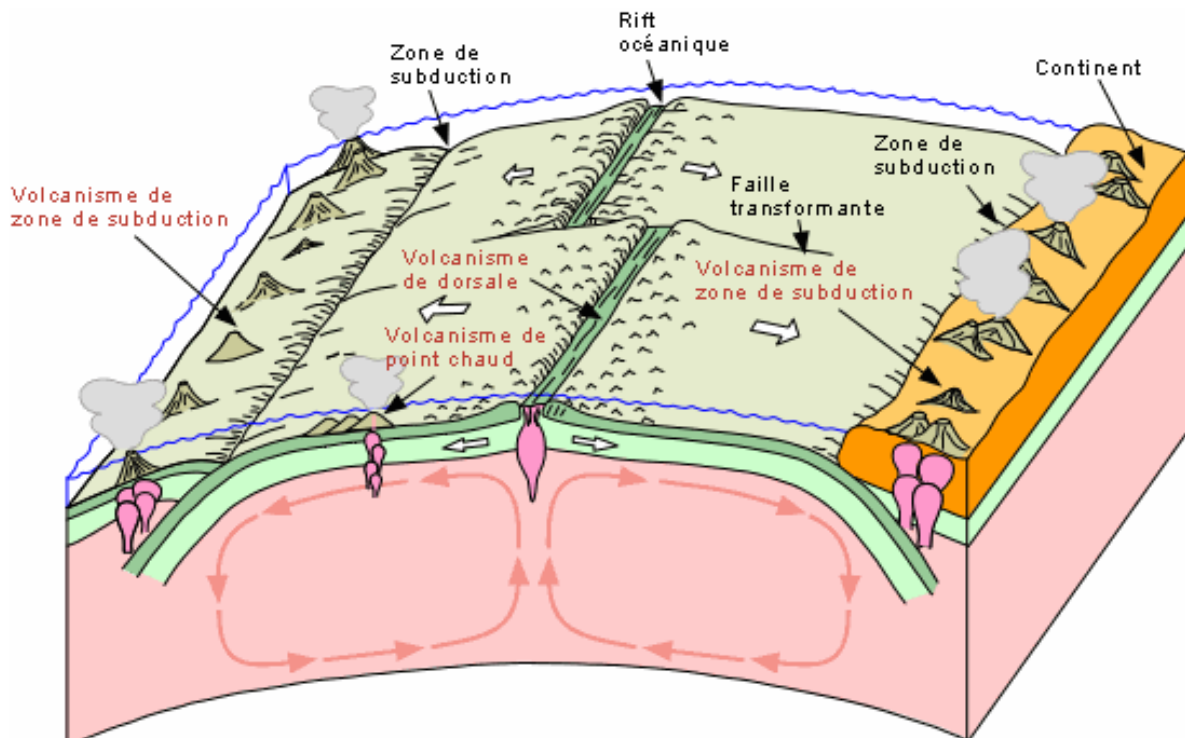
zones de subduction

zone de collision

frontière mal connue

frontière de coulissage

Document 2 : Modèle global de la tectonique des plaques



II. Les vitesses de déplacements des plaques

1- L'apport des sédiments océaniques

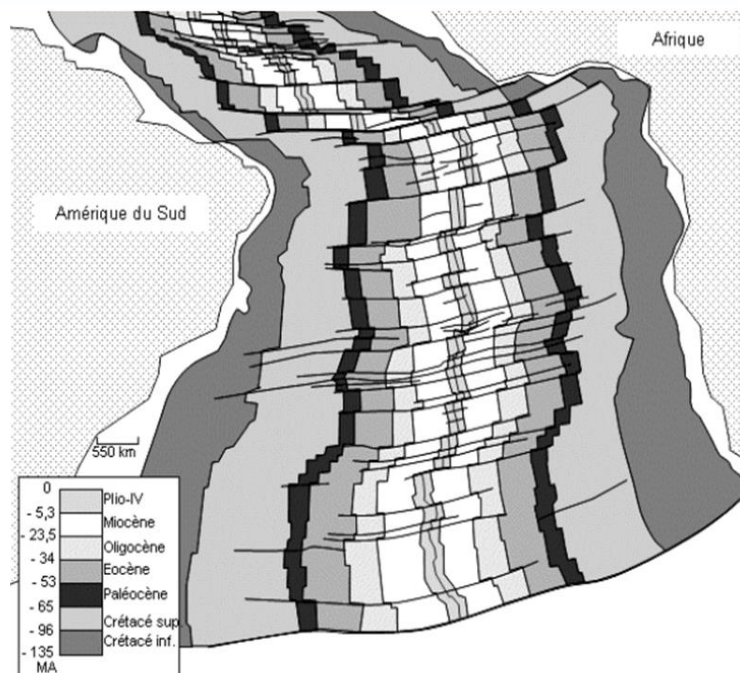
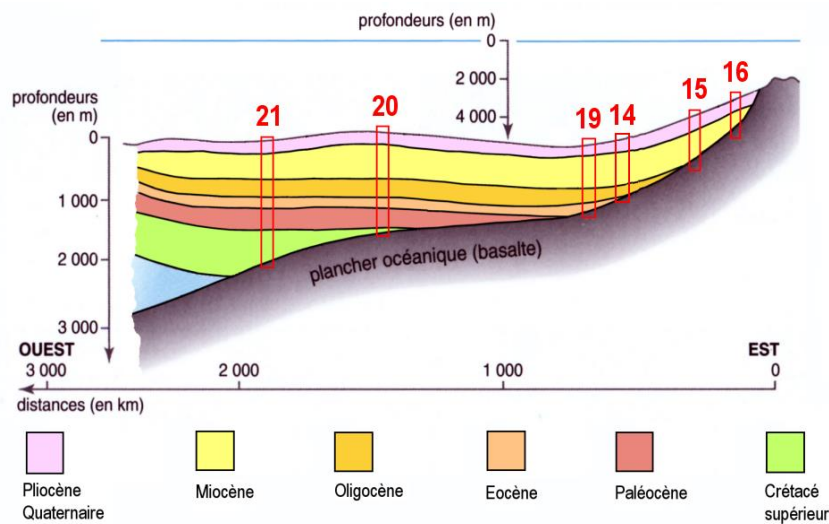
De 1968 à 1980, le programme JOIDES permet de dater les sédiments et le plancher basaltique de la croûte océanique. Dès lors, on remarque que :

- Plus on s'éloigne de la dorsale, plus les sédiments sont épais et plus les couches en contact avec le fond océanique sont vieilles.
- La répartition des sédiments est symétrique de part et d'autre de la dorsale.
- Dans l'Atlantique, les sédiments les plus anciens remontent à - 180MA, ce qui est corrélé avec le début de l'ouverture de cet océan au Jurassique.

Ainsi, les sédiments montrent que la dorsale contribue à l'ouverture de l'océan (zone de divergence) et à la formation de la lithosphère océanique (accrétion océanique).

Les déplacements identifiés permettent de distinguer 2 types de dorsales :

- Les dorsales lentes (Océan Atlantique) : vitesse d'expansion de 2 à 3 cm/an.
- Les dorsales rapides (Océan Pacifique) : vitesse d'expansion de 6 à 8 cm/an.



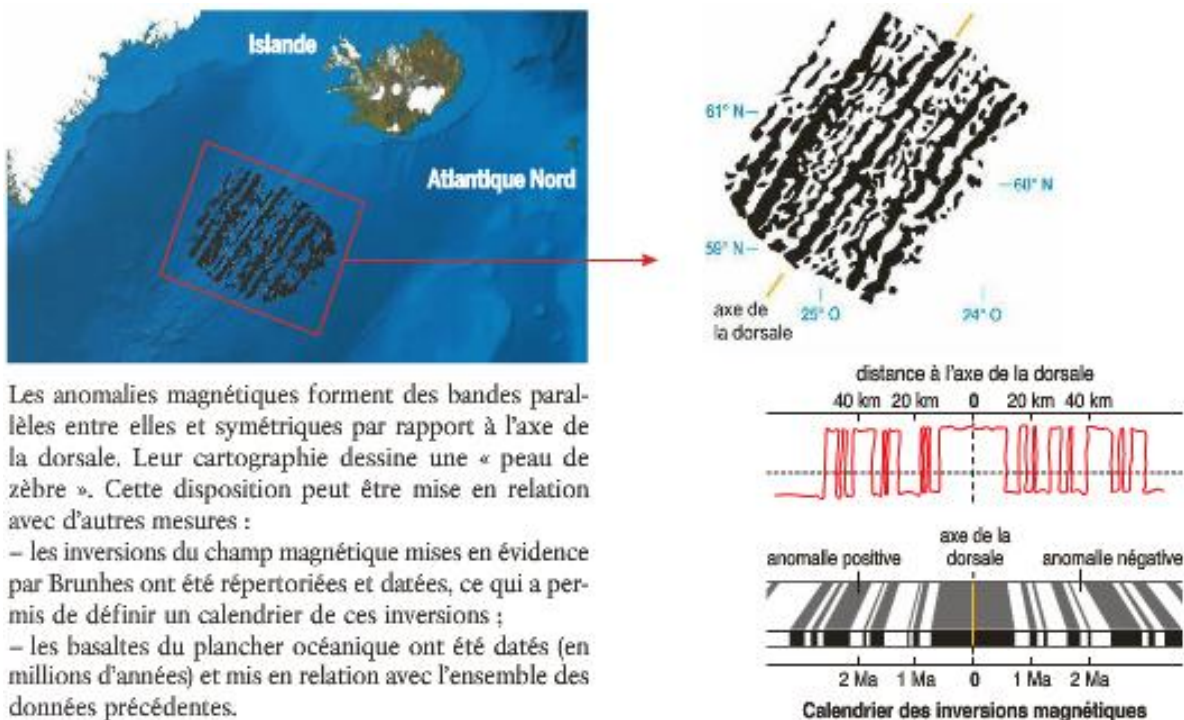
Document 3 : Carte et coupe montrant les sédiments océaniques

2- L'apport du paléomagnétisme

Les basaltes sont les roches du plancher océanique. Elles se forment par refroidissement d'un magma. Or le magma basaltique contient des minéraux ferromagnétiques (magnétite). Ces derniers enregistrent les caractéristiques du champ terrestre de l'époque de leur formation.

Le champ magnétique des basaltes peut présenter des sens inversés. Les périodes caractérisées par un champ magnétique orienté dans le même sens qu'actuellement sont dites « normales » (en noir) alors que les périodes dites « inverses » (en blanc). La répartition de ces anomalies magnétique est symétrique de part et d'autre de la dorsale ce qui permet de dire que le plancher océanique se forme à la dorsale.

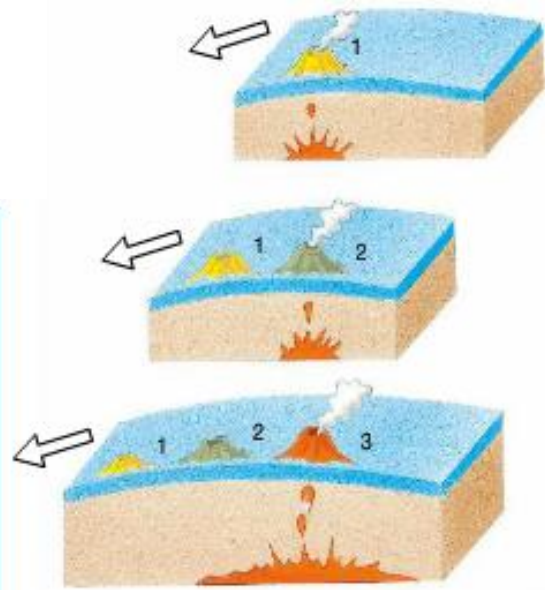
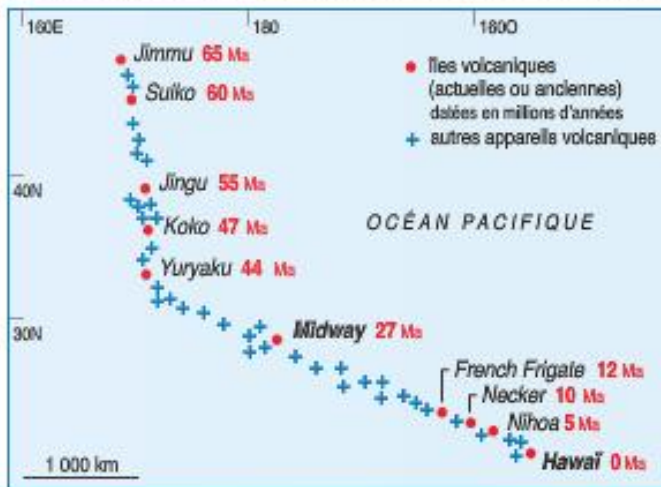
Les vitesses d'expansion identifiées grâce au paléomagnétisme sont identiques à celles identifiées par les sédiments océaniques (2 à 8 cm/an), ce qui confirme la nature et l'ampleur du mouvement.



3- L'apport des volcans de point chaud

Certains alignements volcaniques, situés en domaine océanique ou continental, sont placés à des endroits ne correspondant pas à des frontières de plaques. C'est le cas des volcans de l'archipel d'Hawaï. Ces volcans correspondent à des volcans de type points chauds. Un point chaud est une zone de remontée du manteau profond à l'origine d'une activité volcanique. Les volcans sont alignés et seul un volcan est actif (celui situé sous le point chaud) les autres sont éteints ce qui montre que la plaque s'est déplacée car le point chaud lui est fixe.

La datation de chaque volcan permet de retracer le mouvement et la vitesse de la plaque. Dans l'océan Pacifique, cette méthode donne à nouveau des valeurs de 6 à 8cm/an et montre également que la plaque a changé de trajectoire (vers le nord puis vers l'ouest).

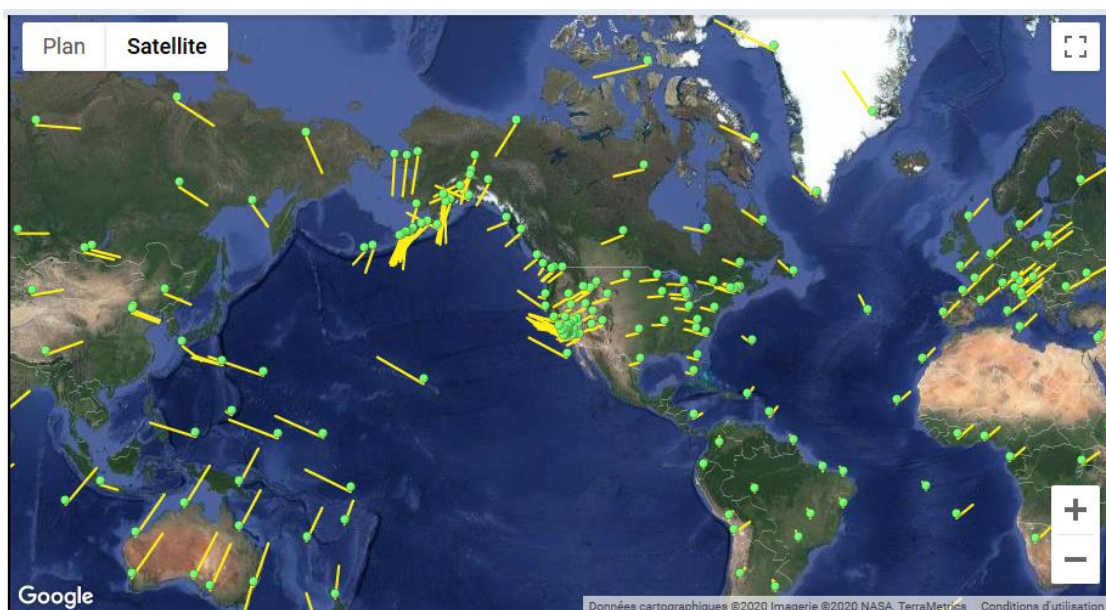


La théorie des points chauds de Morgan

Document 5 : Les points chauds et leurs déplacements relatifs

4- Les données GPS

A partir des années 1980, le développement du GPS (Global Positioning System), un système de géolocalisation (géodésie spatiale) permet de mesurer les vitesses de déplacements instantanées. Le GPS comprend au moins 30 satellites orbitant à 20 000 km d'altitude et émettant en permanence. A chaque instant, au moins 4 satellites émettent un signal captés par des récepteurs. Le récepteur pourra alors déterminer sa latitude, sa longitude et son altitude précisément à un moment donné. Les données GPS permettent donc d'obtenir le déplacement d'un point donné au cours du temps et donc sa vitesse. Cette technique confirme les valeurs obtenues précédemment mais permet également d'identifier des variations locales.



Document 6 : Carte des principales stations GPS et leurs mouvements

III. Mouvements des plaques et contextes géologiques

1- La divergence et les dorsales

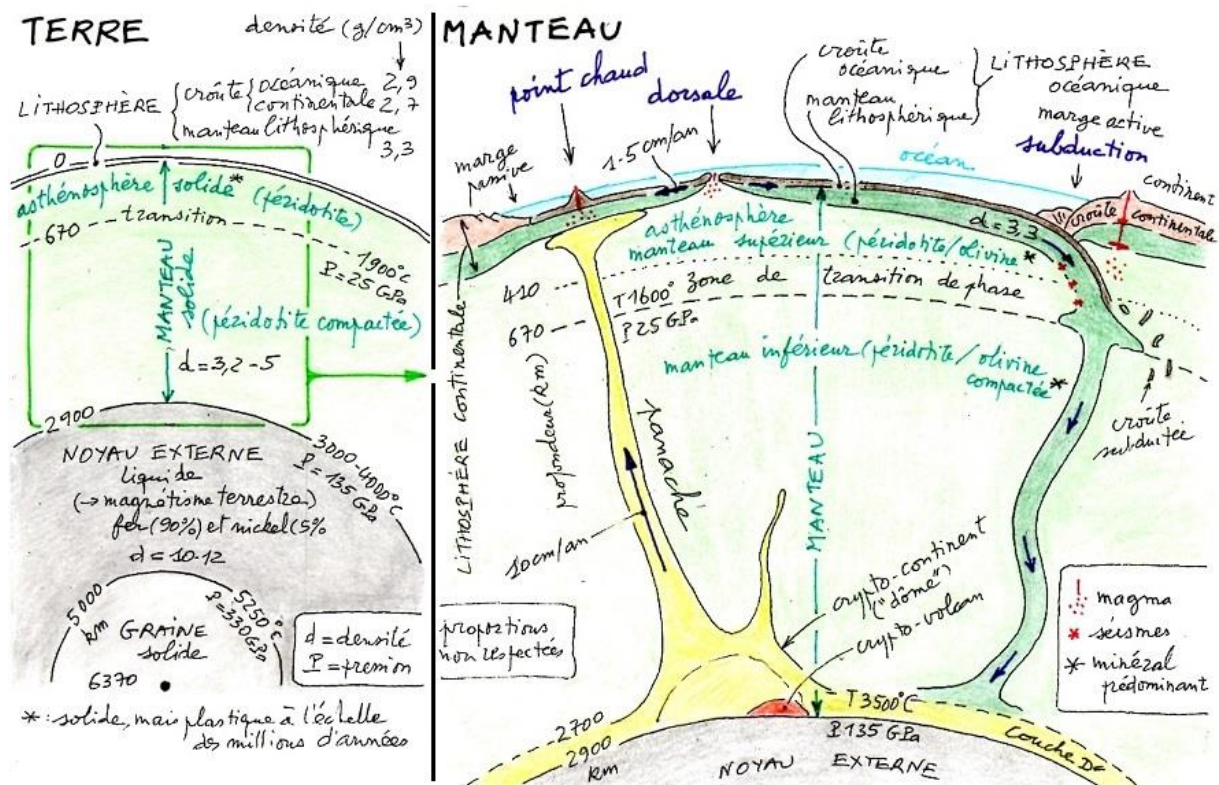
Les dorsales sont donc de zones de divergence qui contribuent à la formation de l'océan. Elles permettent une expansion de l'ordre de 2 à 10 cm/an. La dorsale est une zone de fort flux géothermique avec une remontée de manteau qui permet la fusion de la péridotite (voir TP5).

2- La convergence et les zones de subduction

Les zones de subduction se rapprochent à une vitesse de l'ordre de 3 cm/an (même dans l'Océan Pacifique), ce qui implique des contraintes et des déformations importantes (séismes). L'enfoncement de la plaque tectonique induit une plongée de matériaux froids. Pourtant, il se forme du volcanisme arrière arc (Voir TP6 et 7).

3- La convergence et les zones de collision

Les zones de collision ont des mouvements de convergence de l'ordre de 2 à 3 cm/an mais on observe souvent que les 2 plaques se déplacent dans le même sens (mais une plaque avance moins vite que l'autre). Les déformations sont également très importantes (voir TP8)



Document 7 : Coupes de globe montrant le lien entre tectonique des plaques et mouvements de convection

La lithosphère est découpée en plaques dont les types de frontières ont chacun une signature particulière

Source :
Schéma bilan BELIN



Zones de divergence associées à une dorsale océanique

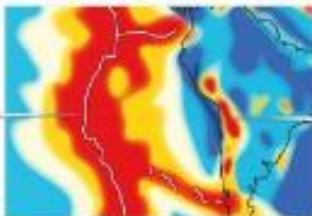
Nombreux séismes uniquement superficiels

Flux géothermique élevé

Marqueurs sismologiques



Marqueurs thermiques



Zones de convergence associées à une fosse océanique

Nombreux séismes superficiels, intermédiaires et profonds

Flux géothermique contrasté

La direction et la vitesse de déplacement des plaques est quantifiable par différentes méthodes

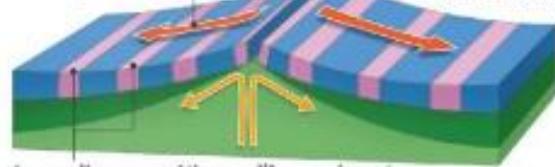
Méthodes géologiques à partir de données océaniques

→ Mouvements relatifs du passé à l'échelle du million d'années

Anomalies magnétiques

Expansion du plancher océanique

Formation du plancher océanique au niveau de la dorsale

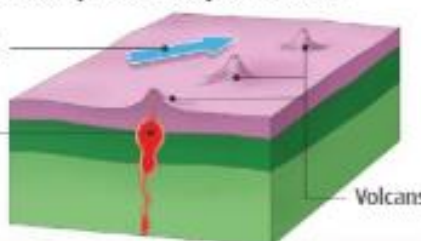


Anomalies magnétiques d'âge croissant

Alignements volcaniques liés aux points chauds

Déplacement de la plaque

Point chaud



Volcans

Âge des roches sédimentaires au contact du basalte

↑ Âge croissant



Dorsale

Mesures géodésiques → Mouvements absolus actuels

Géodésie spatiale (données GPS)

