



Chapitre 3

La dorsale et la formation de la lithosphère océanique

Introduction :

Nous avons vu que les plaques lithosphériques présentent des mouvements divergents au niveau des dorsales (de 3 à 10 cm/an). La divergence des plaques est également associée à un fort flux géothermique. Ces données suggèrent que la dorsale produit le plancher océanique.

Problématique : Comment la dorsale produit-elle la lithosphère océanique, dans un contexte de divergence ?

Plan :

La structure de la lithosphère océanique et les dorsales

Le magmatisme de dorsale et la production de LO

Le devenir de la lithosphère océanique

- [TP5 - Le fonctionnement des dorsales océaniques](#)
- [Exercice : Islande \(BELIN 6p168\)](#)
- [Logiciel Pression à enclume diamants \(P Cosentino\)](#)

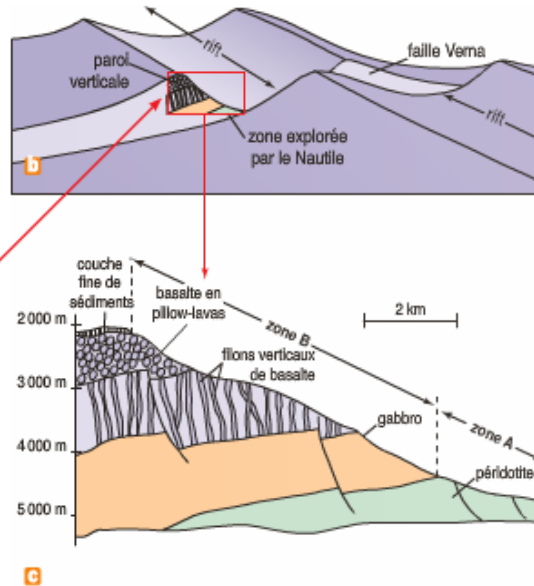
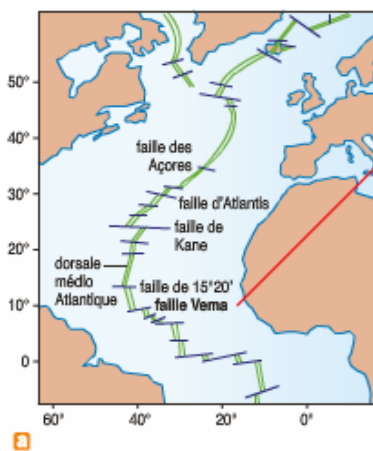
I. La structure de la lithosphère océanique

1- L'étude de la faille Véma et la structure de la LO

En 1988, le Nautilé (sous-marin) a pu observer la structure de la lithosphère océanique au niveau de la faille transformante Véma. Cette faille décale la dorsale et montre la structure de la lithosphère. Cette dernière est composée de :

- Basalte en coussins (pillow lavas) en surface
- De gabbros présentant des filons de basalte (complexe filonien)
- De gabbros massifs
- De péridotite (roche du manteau lithosphérique)

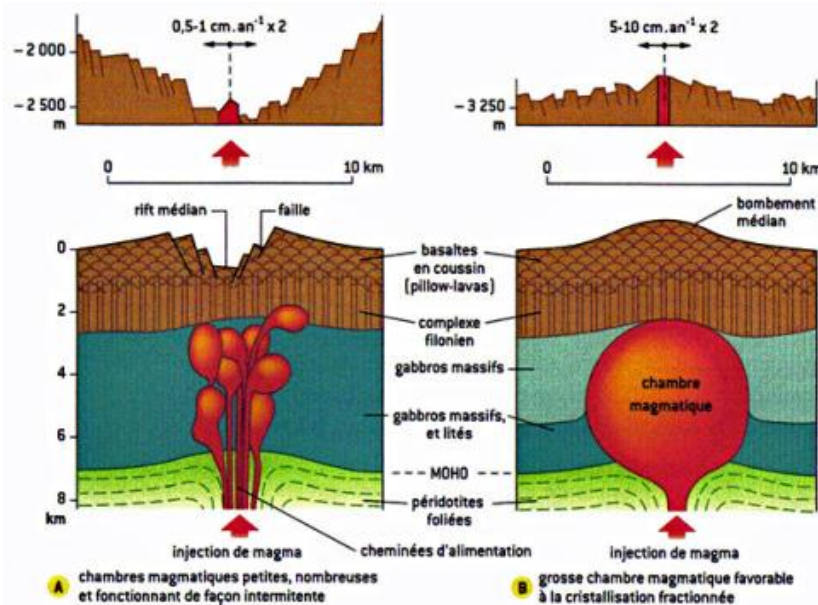
En 1988, le submersible Nautilé explore une faille transformante : la faille Véma (a). En décalant deux blocs de dorsale (b), cette faille permet l'observation directe d'une « tranche » de lithosphère océanique (c).



2- Deux types de dorsales : lentes et rapides

D'autre part, l'étude des dorsales a permis de montrer qu'il existe 2 types de dorsales :

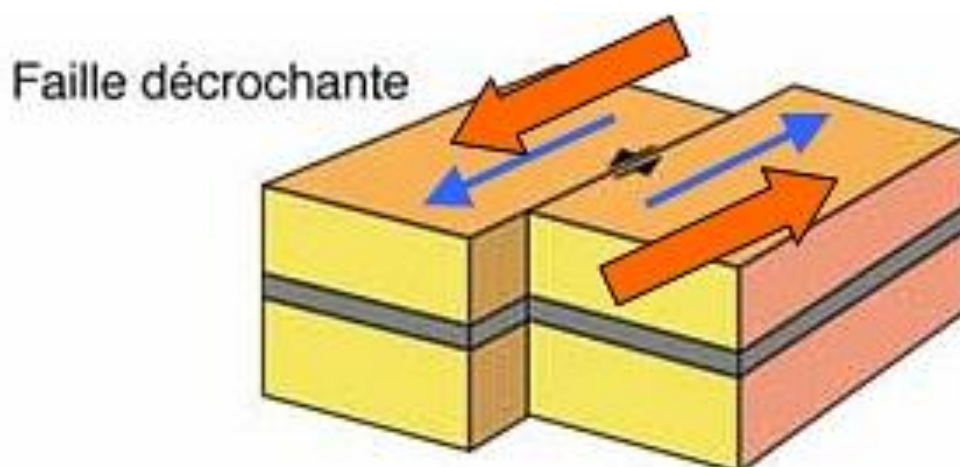
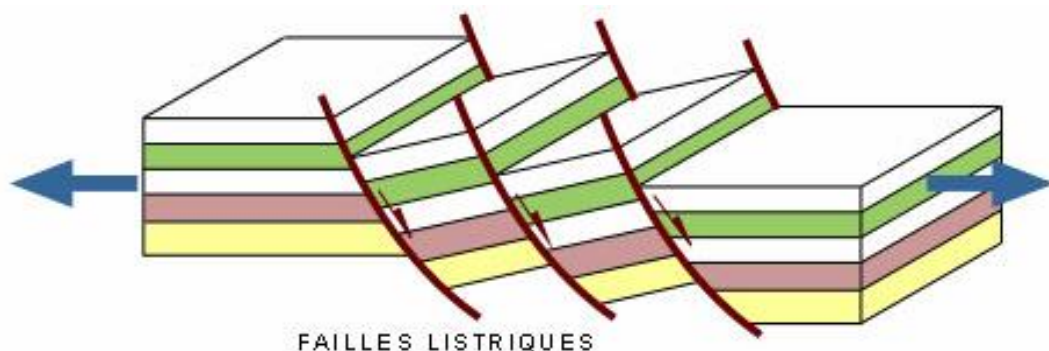
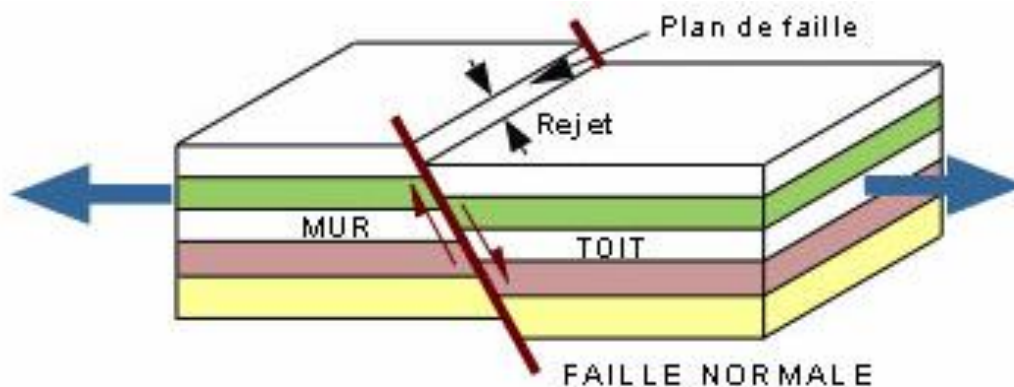
- Les dorsales lentes (Atlantique 3 à 6 cm/an) ont un profil central creux (rift océanique) et le manteau lithosphérique affleure (présent en surface)
- Les dorsales rapides (Pacifique, 6 à 10 cm/an voire plus) ont un profil central bombé au niveau duquel on trouve surtout des basaltes et des gabbros.



3- Des failles associées à la divergence

Au niveau des dorsales, les mouvements des plaques impliquent la fracturation des roches, ce qui produit 2 types de failles principaux :

- Les failles normales qui correspondent à un « effondrement » des structures dans un contexte de divergence.
- Les failles listriques : ce sont des failles normales dont le plan de faille est courbé. Elles se forment généralement au niveau d'un rift continental (ou océanique comme la dorsale).
- Les failles transformantes (ou faille décrochante) qui correspondent à un cisaillement (décalage) des structures.



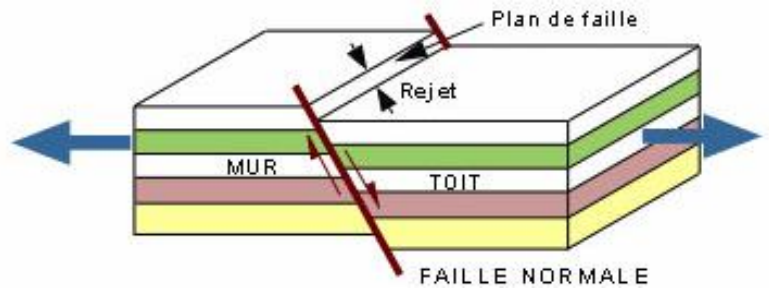
ANNEXE TECTONIQUE : Objets tectoniques associés à la divergence

- Faille : désigne une cassure de la roche, ce qui se repère à l'existence d'un décalage entre les deux compartiments que sépare la faille. On distingue fondamentalement trois sortes de failles, selon le type de décalage des deux compartiments :

a- failles normales (ou extensives) :

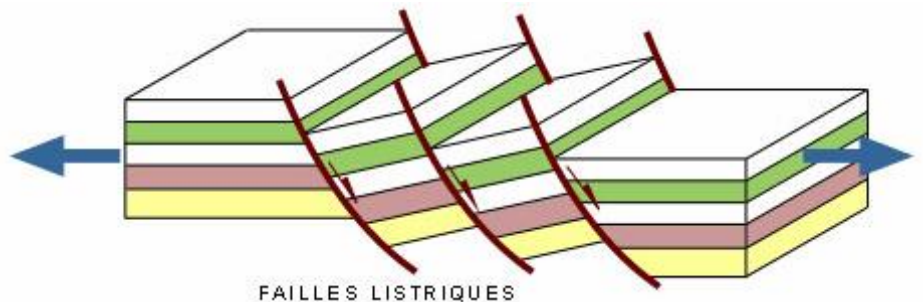
Ce sont des cassures résultant d'une extension horizontale et caractérisées par l'ouverture d'un hiatus entre les compartiments initialement contigus d'une même tranche de couches.

Le côté de la faille où se trouve de compartiment supérieur (où le miroir tend à se dénuder du fait du mouvement extensif) correspond au sens de "regard" d'une faille normale.



b- failles listriques :

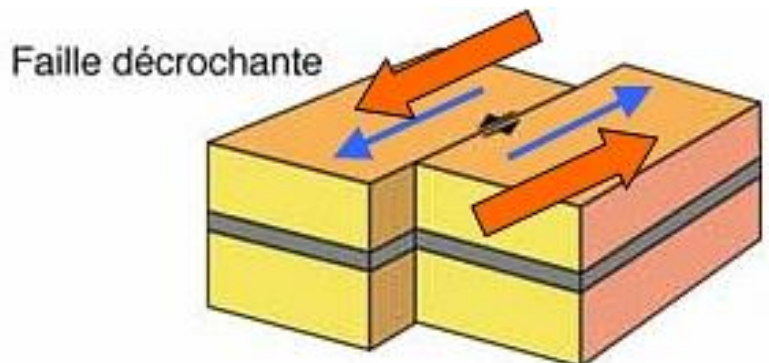
Ce sont des failles normales se produisant très souvent au niveau des dorsales. Le miroir de faille est courbé et produit des blocs basculés.



c- failles de décrochement (ou coulissantes) :

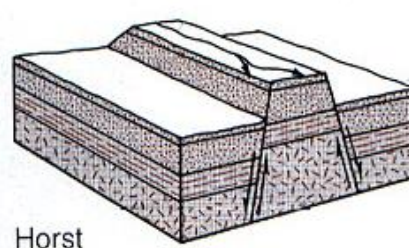
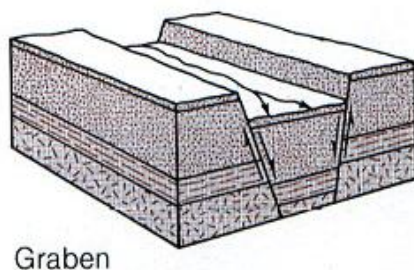
Ce sont des déchirures le long desquelles les mouvements sont des coulissements horizontaux (ou ne comportaient qu'un décalage vertical faible en regard du décalage horizontal). Les surfaces de cassures des failles de décrochement sont à peu près verticales. Leurs miroirs sont porteurs de stries ou cannelures horizontales.

Le mouvement est de sens dextre (ou "horaire") si le pivotement que subirait un objet pris dans le plan de cassure se fait dans le sens des aiguilles d'une montre (vu de dessus) ; il est dit sénestre (ou "anti-horaire") dans le cas contraire (cas de la figure c).



d- Horst et Graben

Ces deux termes désignent respectivement des blocs soulevés et des fossés effondrés, créés par la combinaison de failles normales conjuguées. Ces termes ne comportent aucune connotation de dimension.

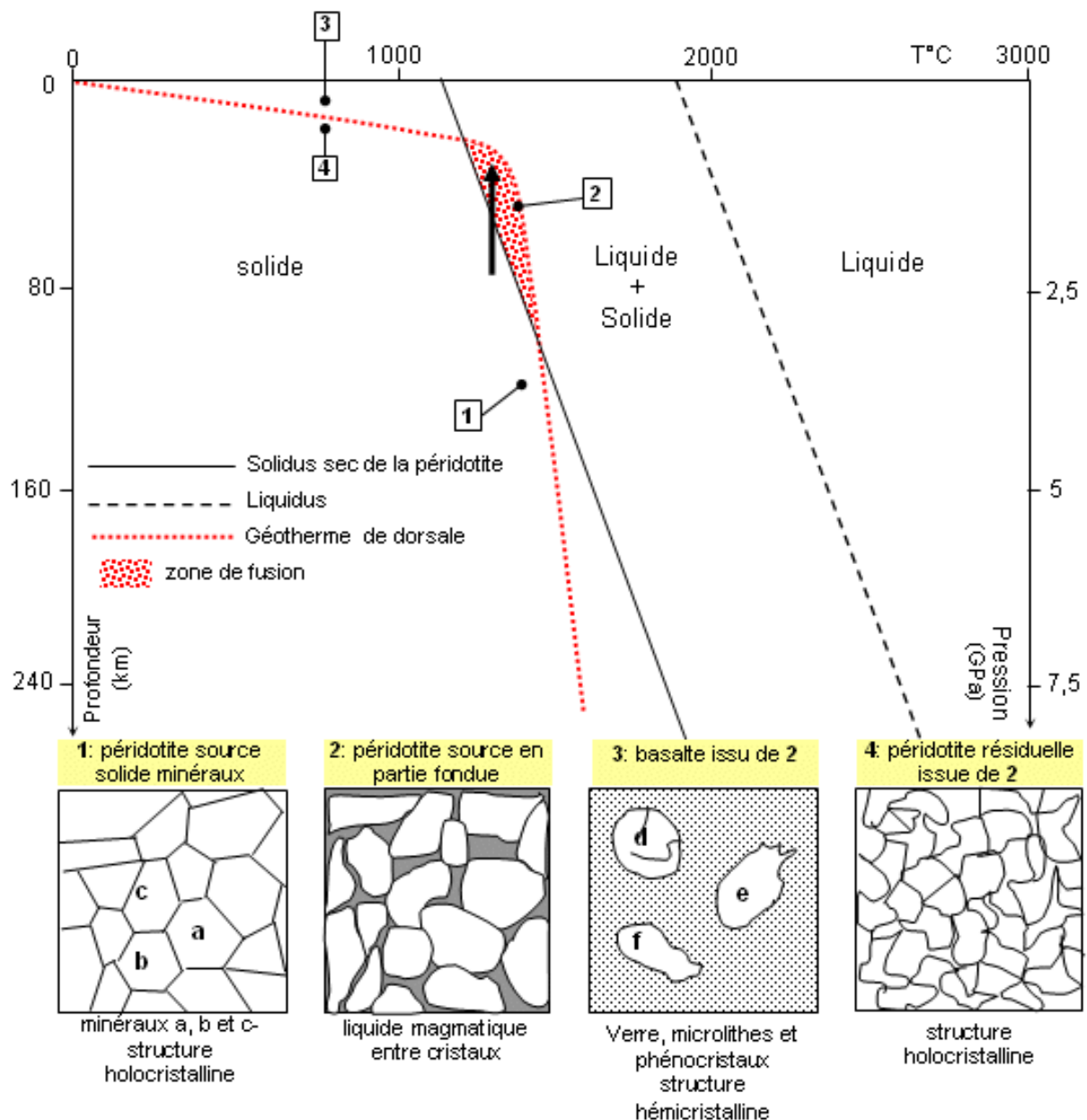


II. L'accrétion océanique (production de lithosphère océanique)

1- La fusion partielle de la péridotite par décompression

Les roches solides de l'asthénosphère qui remontent subissent une décompression sans échange de chaleur (décompression adiabatique). C'est cette diminution de pression qui permet la fusion des péridotites. De plus, le taux de fusion est assez faible : 15% environ, on parle donc de fusion partielle. La fusion partielle a lieu dans un espace situé sous la dorsale à environ 30 à 40km de profondeur (soit dans le manteau asthénosphérique).

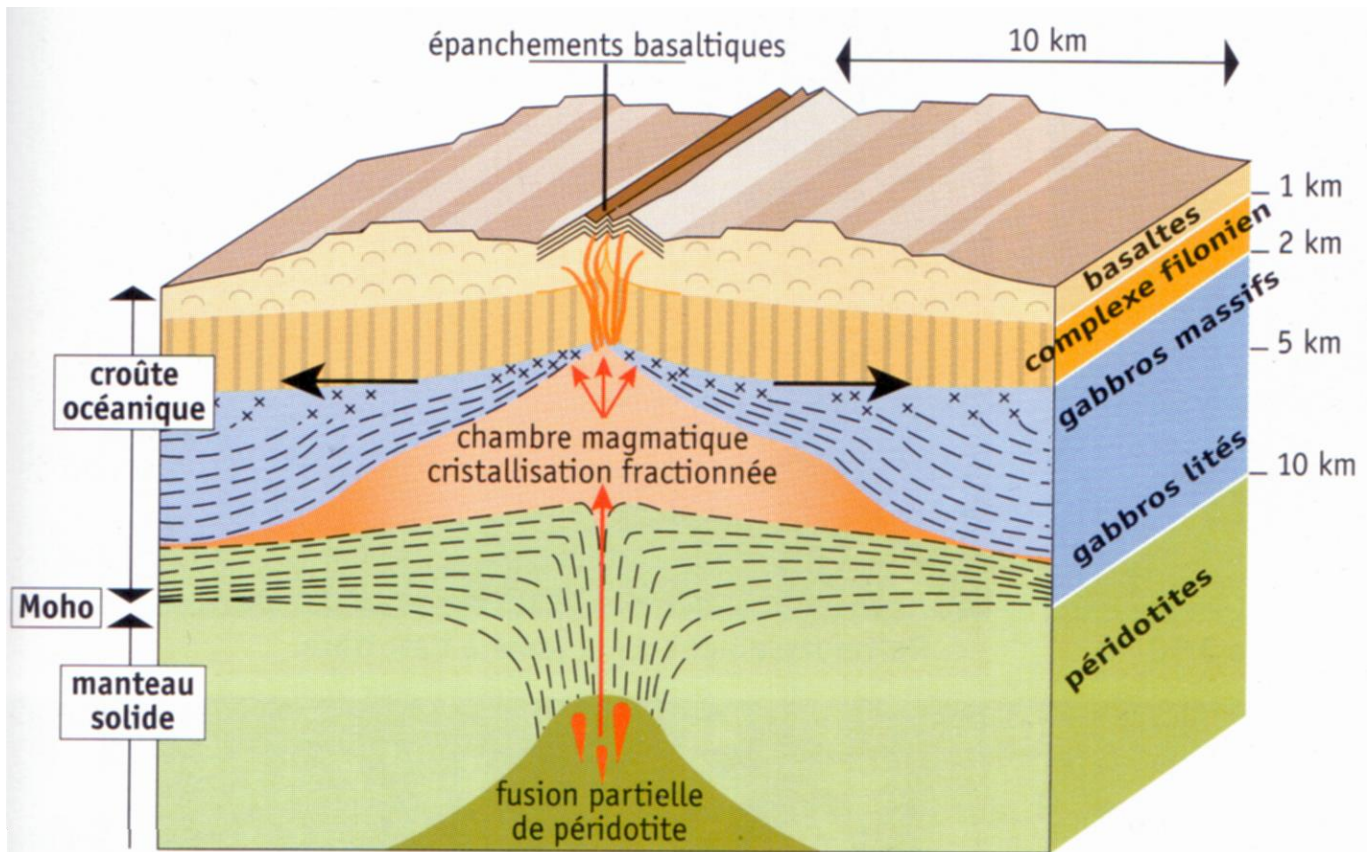
La fusion produit un magma qui remonte jusqu'à la chambre magmatique et s'y accumule. Régulièrement, le magma remonte vers la surface à la faveur de fissures au sein de la lithosphère océanique. Le magma refroidit et comble les espaces créés par les mouvements de divergence (extension). Au niveau de la dorsale, il y a une production importante de magma : 20km^3 par an.



2- La cristallisation et la production de basaltes et de gabbros

En profondeur, le magma refroidit lentement et les roches produites ont une structure holocristalline (et grenue) : ce sont les gabbros. A l'inverse, le magma qui remonte en surface produit de la lave qui refroidit brutalement et aboutit à la production de roches hémicristalline (et microlitique) : les basaltes.

A la surface, le contact avec l'eau forme un basalte « arrondi » : il s'agit des basaltes en coussins (pillow lavas).



b. Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique.

[BILAN - Vidéo « Dorsale » - M POURCHER et Hatier](#)

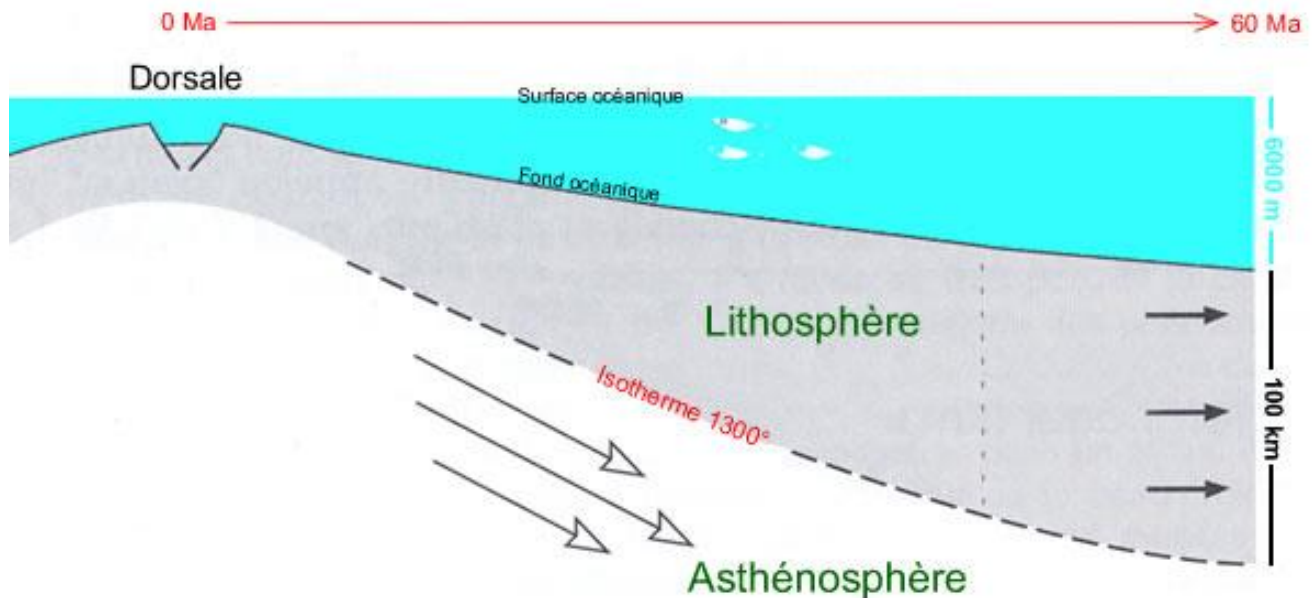


III. Le devenir de la lithosphère océanique

1- Refroidissement et subsidence

La lithosphère océanique se refroidit au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de l'axe de la dorsale. Le refroidissement abaisse l'isotherme 1300°C qui sépare la lithosphère de l'asthénosphère ce qui implique un épaissement de la lithosphère qui devient également plus dense. La lithosphère a alors tendance à s'enfoncer dans le manteau : c'est la subsidence.

Schéma de l'évolution de la lithosphère au cours du temps



2- Hydratation et métamorphisme

Le refroidissement rend également la croûte cassante et elle se fracture en surface. Ceci permet l'infiltration d'eau qui se retrouve au contact des roches. Celles-ci vont alors se transformer par des réactions métamorphiques. Le métamorphisme correspond aux transformations des roches et des minéraux à l'état solide.

Par exemple, la péridotite va alors être transformée en serpentine (ou péridotite serpentinisée). En effet, l'eau va transformer l'olivine et le pyroxène en un minéral métamorphique appelé serpentine.

Les gabbros de la lithosphère vont également se transformer en gabbro métamorphiques appelé métagabbros. En effet, l'eau transforme le pyroxène et le feldspath en un minéral métamorphique appelé hornblende (amphibole).

3- Destruction de la lithosphère dans les zones de subduction

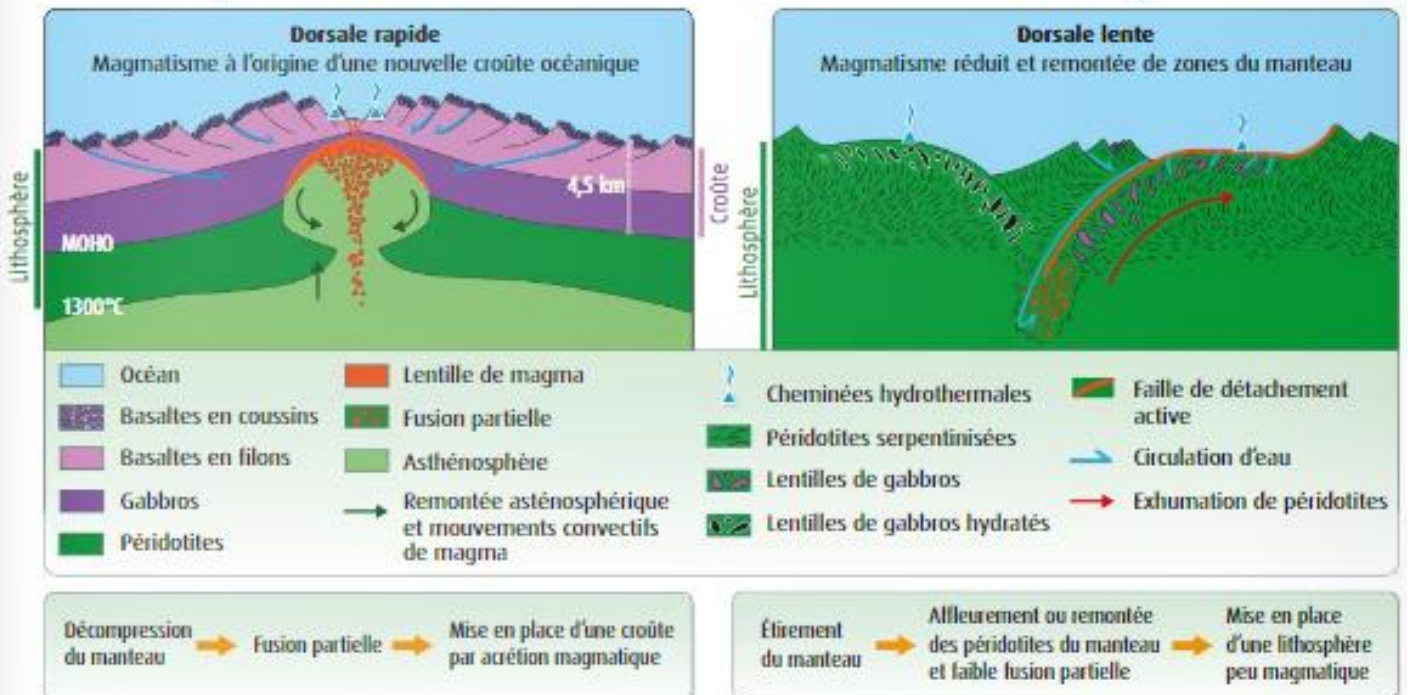
La densité de la LO est supérieure à celle de la LC. Toute collision entraînera la plongée de la LO sous la LC : c'est le processus de subduction. Généralement, la lithosphère fond à partir de 600 à 700km et ses composants sont réincorporés au manteau asthénosphérique (voir chapitre 4 : zone de subduction).

Des dorsales aux vitesses de divergences variées

Source :
Schéma bilan BELIN



Des modes de mise en place différents



Une maturation commune

