

La dynamique de la lithosphère.

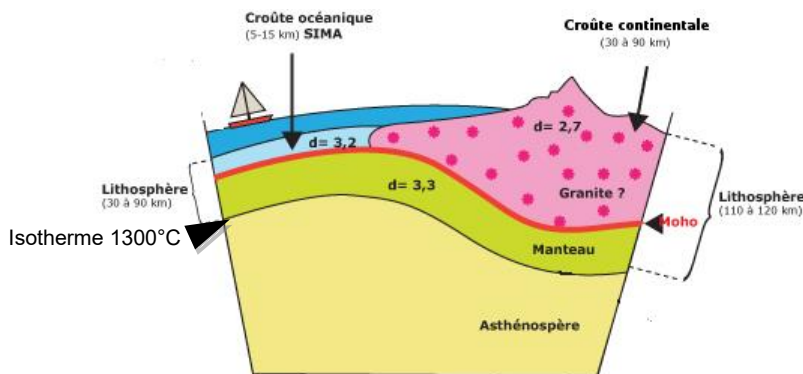
I. Une lithosphère découpée en plaques lithosphériques mobiles les unes par rapports aux autres.

Compléter cette partie du cours à partir de la [vidéo 1](#)

A. Délimitation verticale des plaques lithosphériques.

La partie superficielle du globe, la lithosphère, est découpée en **plaques lithosphériques rigides** qui sont **mobiles** les unes par rapport aux autres.

Ces plaques font une centaine de **kilomètres** d'épaisseur et sont constituées de la **croûte** (océanique ou continentale) délimitée à sa base par le Moho et du **manteau lithosphérique** (partie supérieure du manteau supérieur)



Délimitation verticale de la lithosphère

La limite inférieure de la lithosphère est une limite **thermique** : c'est ce qu'on appelle l'**isotherme 1300°C**. C'est une limite le long de laquelle la température est toujours égale à 1300°C.

B. Délimitation horizontale des plaques lithosphériques.

Cf doc a p182 manuel Nathan

* On peut mettre en évidence les limites des plaques lithosphériques en observant la répartition des volcans et des séismes. On constate alors que les limites des côtes (donc du domaine continental) correspondent rarement aux limites des plaques lithosphériques.

La plupart des **plaques lithosphériques** sont constituées de **lithosphère océanique** et de **lithosphère continentale** (sauf des plaques comme la plaque pacifique qui sont constituées uniquement de lithosphère océanique).

C. Des plaques lithosphériques mobiles les unes par rapport aux autres.

Les plaques lithosphériques **se déplacent** les unes par rapport aux autres. On peut définir 3 types de frontière de plaques :

* Les données GPS qui permettent de mesurer le déplacement absolu d'une balise située sur une plaque lithosphérique montre en temps réel ce déplacement. L'ordre de grandeur de ce déplacement est de quelques cm/an

* grâce aux données GPS, on peut déterminer les mouvements relatifs de 2 balises situées de part et d'autre d'une limite de plaque. On peut alors caractériser 2 grands types de limites de plaques : des zones de divergence au niveau des dorsales et des zones de convergence au niveau des zones de subduction (et des chaînes de montagnes).

- des **zones de divergence** des plaques au niveau des dorsales **océaniques** : les 2 plaques en contact s'éloignent l'une de l'autre. C'est au niveau de ces zones de divergence que **se crée la lithosphère océanique**.

* Les données GPS montrent que 2 balises situées de part et d'autre d'une dorsale s'éloignent l'une de l'autre.

- des **zones de convergence** des plaques qui correspondent à 2 types de contextes géodynamiques :

- les zones de **subduction** qui sont les lieux où la **lithosphère océanique** s'enfonce dans le manteau.

* Les données GPS montrent que 2 balises situées de part et d'autre d'une fosse océanique convergent l'une de vers l'autre.

- les **chaines de montagnes** intracontinentales comme la chaîne alpine qui résultent de la collision **entre 2 lithosphères continentales**.

- des zones de **coulissage**

II. La dynamique des zones de divergence.

A. Création de la lithosphère océanique au niveau des dorsales océaniques.

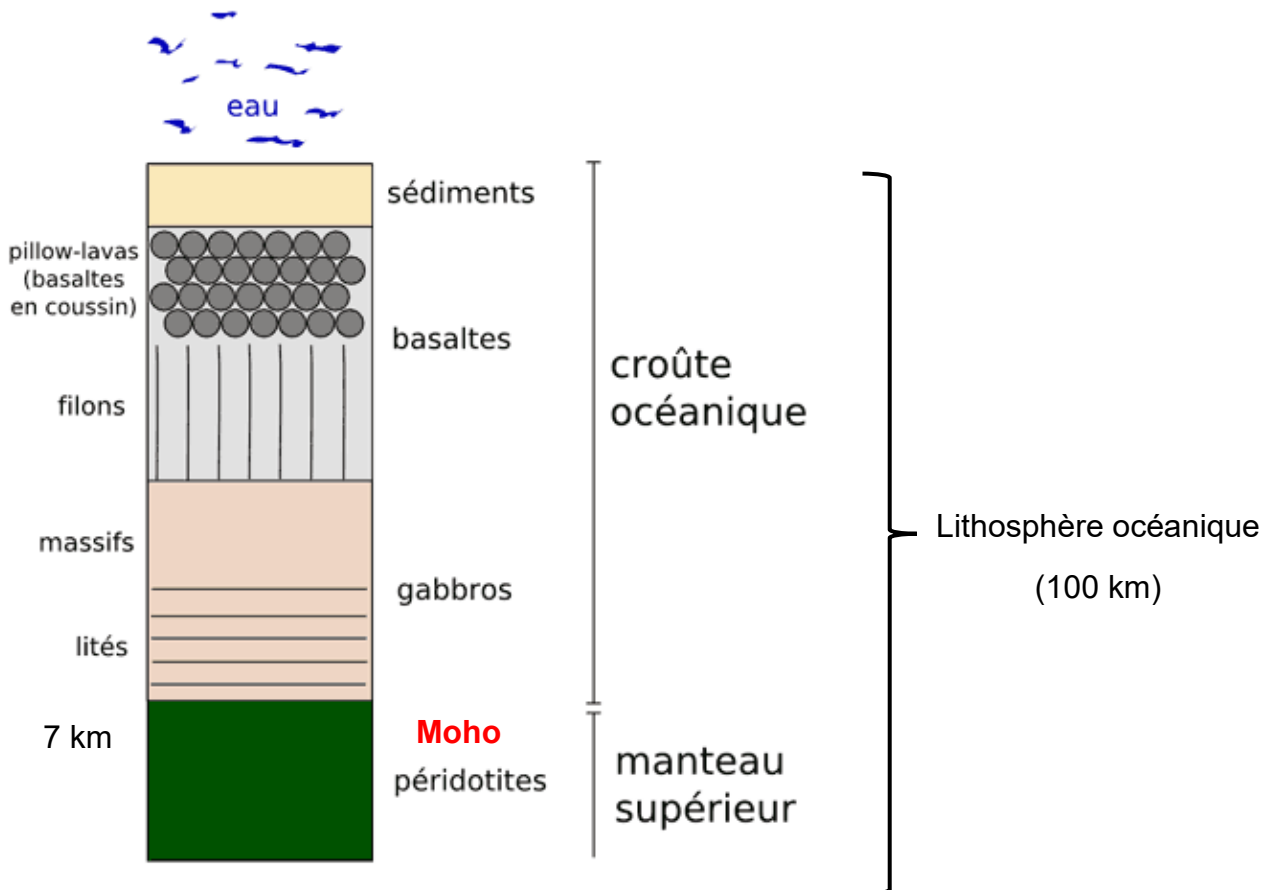
Cf activité 1.

Compléter cette partie du cours à partir de ces 2 vidéos : [vidéo 2](#) et [vidéo 3](#)

1. Structure et composition de la lithosphère océanique.

La lithosphère océanique est constituée par la superposition de 3 types de roches : des **péridotites** qui forment le manteau lithosphérique surmontées par des **gabbros** et des **basaltes** qui constituent la croûte océanique.

* L'observation, grâce à des submersibles, de grandes failles qui décalent 2 blocs de dorsale dans les océans a permis de visualiser la structure de la lithosphère océanique. Ex, au niveau de la faille Vema dans l'océan atlantique a montré une succession de roches que l'on peut schématiser de la manière suivante :



Les roches de la lithosphère océanique

Rq : Attention, seul le début du manteau lithosphérique est représenté.

De haut en bas on observe : une couche fine de sédiments, des **basaltes en pillow-lavas** (laves basaltiques formant au contact de l'océan des formes en oreiller), des **basaltes en filons**, des **gabbros** et les **péridotites du manteau lithosphérique**.

Rq : Le **Moho** sépare la croûte du manteau.

2. Formation des roches de la lithosphère océanique par fusion partielle des péridotites asthénosphériques.

Les gabbros et les basaltes qui composent la croûte océanique sont des **roches magmatiques** qui se forment par solidification d'un **magma**.

Ce magma se forme par **fusion partielle** de la **péridotite de l'asthénosphère**.

La **péridotite résiduelle** (partie de la péridotite qui n'a pas fondue) forme le **manteau lithosphérique**.

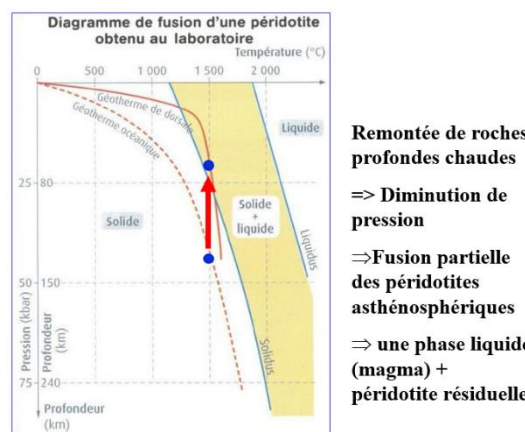
a. Fusion partielle des péridotites asthénosphériques.

La fusion des péridotites dépend des conditions de pression et de température. Plus la profondeur est importante, plus la température de fusion des péridotites augmente car la pression est plus importante.

**Des études réalisées en laboratoire permettent de déterminer les conditions de fusion de la péridotite. Ces études consistent à soumettre de la péridotite à des conditions variables de pression et de température (cf diagramme de phase de la péridotite ci-dessous).*

Au niveau de la dorsale, les **péridotites de l'asthénosphère chaudes remontent** vers la surface et subissent une **décompression** qui permet leur **fusion partielle** entre 100 et 50 Km de profondeur (car les roches remontent plus vite qu'elles ne se refroidissent).

** On peut montrer l'influence de la pression sur le changement de phase d'un matériau. Par exemple de l'eau liquide placée dans une cloche à vide se met à bouillir à 20°C quand on fait le vide (pression = 0) dans la cloche*



b. Cristallisation des basaltes et des gabbros.

Les basaltes et les gabbros ont la même composition chimique mais des structures différentes :

** L'observation d'un gabbro et d'un basalte au microscope polarisant montre que ces 2 roches sont constitués des mêmes minéraux mais ont des structures différentes.*

=> Le **gabbro** a une structure **grenue** : les minéraux sont jointifs et visibles à l'œil nu et ont une taille plus ou moins comparable.

=> Le **basalte** a une structure **microlitique** : on observe des minéraux de taille importante (= phénocristaux) des minéraux qui présentent l'aspect de petite baguettes (= **microlites** et une pâte amorphe (= verre **volcanique**)).

**Une expérience de cristallisation de vanilline fondue montre que sa structure dépend de la vitesse du refroidissement du liquide :*

- si le **refroidissement est lent**, les **cristaux obtenus sont de grande taille**

- si le **refroidissement est rapide** (sur de la glace), les **cristaux sont de petite taille**.

- Ces observations permettent de reconstituer la formation des roches à partir du magma :

=> En profondeur, le magma refroidit lentement les minéraux ont le temps de se former => Ce sont des **gabbros** qui se mettent en place.

=> En surface, le magma refroidit rapidement pour former les **basaltes en filons** et directement au contact de l'océan à 2°C pour former les basaltes en pillow-lavas. Les phénocristaux qu'ils contiennent se sont formés lors d'une première phase de refroidissement lent en profondeur, les microlites se sont formés lors d'un refroidissement plus rapide au cours de l'injection du magma dans les fissurations et enfin le verre s'est formé lors d'un refroidissement très rapide au contact de l'océan.

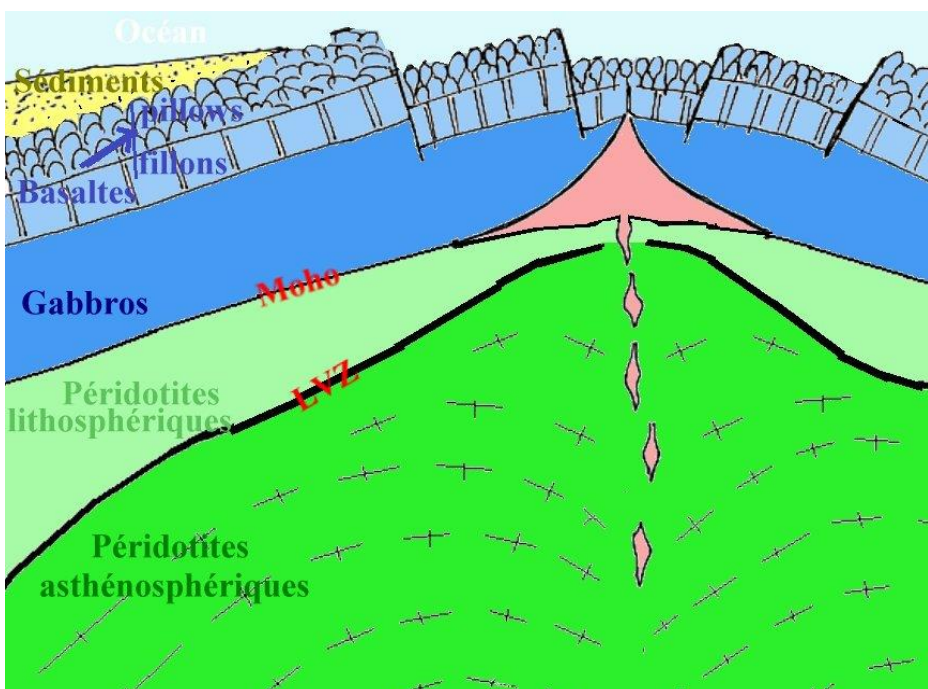
** l'observation d'éruptions volcaniques sous-marines montre que le magma se solidifie instantanément au contact de l'eau de mer froide.*

c) Formation du manteau lithosphérique

La fusion des péridotites est **partielle** (seulement 20% des péridotites fondent). Les péridotites qui n'ont pas fondues (dites péridotites résiduelles) forment le manteau lithosphérique.

** Le diagramme de phase de la péridotite obtenu en laboratoire montre qu'aux conditions de pression et de température supposées sous la dorsale, la fusion de la péridotite n'est que partielle.*

3. Chronologie de la formation de la lithosphère océanique.



3. En profondeur, le magma cristallise lentement en **profondeur** Plus haut l'arrivée de magma en surface forme les basaltes

2. Le magma issu de la fusion partielle est stocké dans le **réservoir magmatique situé sous la dorsale** Les péridotites asthénosphériques non fondues migrent latéralement et constituent les **péridotites du manteau lithosphérique**

1. **Fusion partielle** des péridotites de l'asthénosphère.

Schéma de la formation de la lithosphère océanique au niveau de la dorsale

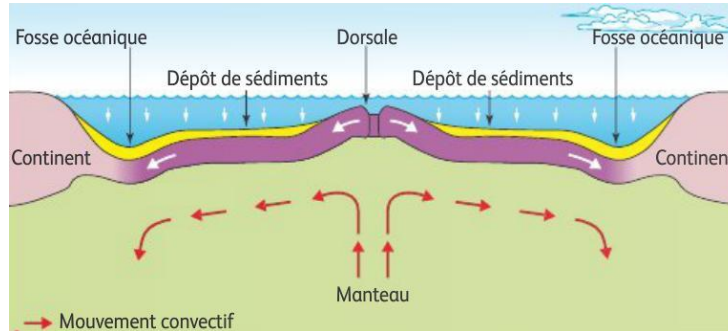
Représenter les différentes étapes de la formation de la lithosphère océanique sur ce schéma (cf schéma de la vidéo 3)

B. Evolution de la lithosphère océanique après sa formation au niveau des dorsales.

Compléter cette partir du cours à partir de cette [vidéo](#)

Les mouvements de divergence éloignent progressivement la lithosphère océanique nouvellement formée de l'axe de la dorsale.

*** Les données GPS confirment cet éloignement**



Au cours de cet éloignement la lithosphère océanique va **s'hydrater** et **augmenter de densité**.

1. hydratation de la lithosphère océanique au cours de son éloignement de la dorsale.

L'eau de mer qui pénètre dans les fissures des roches va **refroidir** et **hydrater** les roches de la lithosphère océanique ce qui provoque la **transformation des minéraux** qui composent ces roches.

*** La présence de sources chaudes comme les fumeurs noirs que l'on peut observer au niveau des dorsales témoigne de cette circulation d'eau dans les fissures des roches**

En effet, les minéraux ne sont stables que dans certaines conditions de pression, de température et d'hydratation. Si ces conditions changent, de nouveaux minéraux se forment à partir des minéraux existants. On parle de **métamorphisme** pour désigner ces transformations qui se produisent à l'état solide (la roche ne fond pas)

L'eau de mer va hydrater et refroidir les roches ce qui provoque la transformation des **gabbros** en **métagabbros** (roche métamorphique provenant de la transformation des gabbros) du faciès « **schiste vert** » qui contiennent des **minéraux très hydratés** comme la hornblende ou l'actinote.

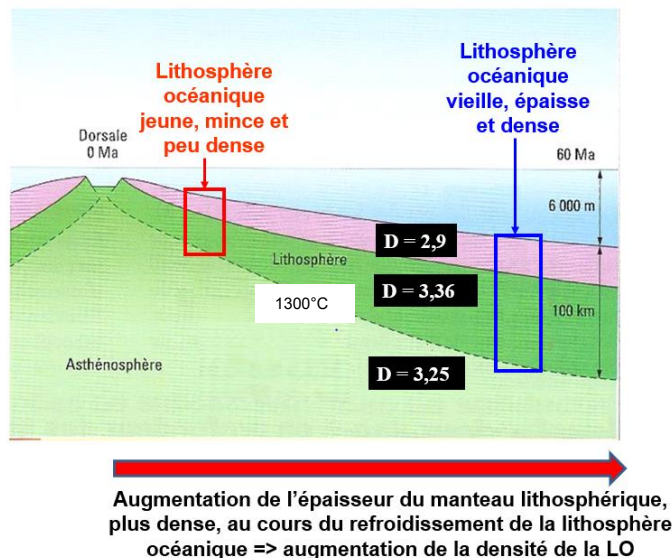
*** L'observation de gabbros éloignés de la dorsale (à l'œil nu et au microscope) montre qu'ils sont constitués, en plus des feldspaths et des pyroxènes, de minéraux hydratés comme la hornblende verte qui forme des auréoles autour des pyroxènes.**

Rq : des transformations similaires se produisent pour les autres roches de la lithosphère (basaltes et péridotites)

2. Augmentation de la densité de la lithosphère océanique lors de son éloignement.

Au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit. Or **la limite entre les péridotites de la lithosphère et les péridotites de l'asthénosphère est une limite thermique (1300 °C)** donc au fur et à mesure de son refroidissement, **l'épaisseur de la lithosphère augmente**. Cet épaissement conduit à une augmentation de la densité de la lithosphère car l'épaisseur de la croûte, peu dense (2.9), reste constante alors que l'épaisseur du manteau, plus dense (3.36), augmente.

Augmentation de la densité de la lithosphère océanique au cours de son vieillissement



Il arrive un moment où **la densité de la lithosphère océanique devient supérieure à la densité de l'asthénosphère** sous-jacente.

Dans un premier temps la lithosphère océanique reste en surface soutenue par la lithosphère voisine mais il arrive un moment où, à cause des mouvements tectoniques globaux, la lithosphère océanique, plus dense, finit par sombrer dans l'asthénosphère : c'est le **début de la subduction**

III. La dynamique des zones de convergence.

A. La subduction de la lithosphère océanique. Cf activité 3.

Compléter cette partie du cours à partir de cette [vidéo](#)

Lors de la **subduction**, la vieille lithosphère océanique devenue **plus dense** que l'asthénosphère s'enfonce **dans le manteau**.

Les métagabbros « schistes verts » de la croûte océanique sont alors entraînés en profondeur et vont être soumis à des **conditions de pression et de température différentes** de celles qui ont conduit à leur formation. Ces roches vont subir un **métamorphisme** : les atomes des minéraux qui constituent ces roches vont se réarranger et former des minéraux nouveaux à partir de minéraux préexistants.

Les métagabbros « schistes verts » vont d'abord former des **métagabbros « schistes bleus »** caractérisés par la présence d'une amphibole bleue (le **glaucophane** puis des **éclogites** composées de **grenat** et d'un pyroxène de haute pression (la **jadéite**).

*** On peut observer ces roches et les minéraux qui les composent à l'œil nu et au microscope polarisant**

Métagabbros « schistes verts », métagabbros « schistes bleus » et éclogites sont des **roches** métamorphiques qui proviennent de la **transformation des gabbros** qui se sont formés au niveau de la dorsale.

Le glaucophane, le grenat et la jadéite ne peuvent se former que dans des conditions de pression et de température qui caractérisent une zone de **subduction**.

B. La collision continentale. Cf activité 4.

Compléter cette partir du cours à partir de cette [vidéo](#)

A la fin de la subduction, les 2 lithosphères continentales qui bordaient l'océan entrent en collision. Les roches des 2 lithosphères vont alors être soumises à des **contraintes compressives**.

Les forces de compressions (liées à la convergence des plaques) déforment les roches de manière plastiques lorsque les roches sont chaudes et ductiles (=> formation de **pli** en profondeur) ou de manière cassante lorsque les roches sont froides et rigides (=> formation de **failles inverses** pour les roches situées plus en surface).

* Les failles et les plis s'observent dans les chaînes de montagnes

* Des modélisations permettent de reconstituer des plis et des failles inverses en exerçant une force compressive. Des failles inverses s'observent alors sur des matériaux rigides alors que des plis se forment sur des matériaux ductiles

Lorsque les contraintes compressives se poursuivent, des formations géologiques de taille importante peuvent glisser sur de grandes distances et s'empiler les unes sur les autres : on parle alors de nappes de charriage.

Conséquence visible des **nappes de charriage** : des **terrains** anciens se retrouvent **au-dessus** de **terrains plus** récents.

* En datant les roches, on peut mettre en évidence ces nappes de charriage sur le terrain (des terrains plus anciens se retrouvent au-dessus de terrains plus récents)

Toutes ces déformations tectoniques (plis, failles inverses et nappes de charriage) provoquent un **raccourcissement** et un **épaississement de la croûte continentale**.

Suite à cet épaississement, les roches de la croûte continentale peuvent **être enfouies** à plus de 50 ou 60 kms de profondeur (au lieu de 30 km en moyenne). Elles subissent alors une **augmentation de pression et de température**. Or les minéraux des roches ne sont stables que dans certaines conditions de pression et de température. Lorsque ces conditions changent, la structure et la minéralogie de la roche se modifient. On parle de **métamorphisme** pour désigner ces transformations **à l'état solide** (la roche ne fond pas) subies par les roches soumises à des conditions de pression et de température différentes.

Ex : une fois enfoui en profondeur, le granite formera du schiste puis du gneiss. Si l'enfouissement se poursuit, le gneiss **entrera en fusion partielle**. Le magma formé se solidifiera en granite : on parle de **granite d'anatexie**.