Leçon 2 : la dynamique de la lithosphère

Introduction

Comment mesurer les déplacements lithosphériques et quelles sont les conséquences de ces déplacements ?

I°) Mise en évidence de déplacements lithosphériques

A°) des preuves grâce aux points chauds

Il existe des volcans en dehors des zones de subduction, ce sont des volcans dits de point-chaud. Ils sont situés à la verticale d'une remontée de matériel mantellique très profond et chaud. Ces points sont fixes géographiquement. Les plaques lithosphériques sont en revanche mobiles au dessus de ces points fixes. régulièrement des volcans percent ces plaques et mettent leur déplacement en évidence en terme de direction, indiquée par l'alignement, sens, indiqué par les plus vieux volcans et vitesse, calculable grâce à la distance entre les volcans et leur âge. Cette mesure donne des vitesse de l'ordre de 1 à 10 cm sur les derniers 200 Ma pour l'expansion océanique.

B°) des preuves grâce au GPS

Des satellites en orbite fixe autour de la Terre peuvent, à condition d'être suffisamment nombreux, indiquer la position géographique (latitude, longitude et altitude) d'un point équipé d'une balise GPS. Le suivi au cours du temps de cette position donne les directions, sens et vitesses immédiates des déplacements plaques lithosphériques.

C°) des preuves grâce aux sédiments océaniques

Des navires océanographiques sondent le fond des océans depuis les années 60. Il pratiquent le carottage , c'est le prélèvement vertical d'un échantillon de la colonne de sédiment qui recouvrent le plancher océanique. L'analyse de l'ensemble des carottes prélevées montre une structuration semblable de tous les fonds océaniques :
- plus on s'éloigne de part et d'autre de la dorsale, plus l'épaisseur totale de ces sédiments augmente,
- plus on s'éloigne de part et d'autre de la dorsale, plus l'âge des sédiments les plus profonds (ceux qui sont posés sur le basalte) augmente,
- l'âge maximum des sédiments ne dépasse pas 220 Ma (rarement 180) ce qui implique une disparition de cette lithosphère océanique,
- les sédiments profonds sont déposés en bande parallèles à l'axe de la dorsale et symétriquement de part et d'autre.

Cela prouve un écartement des plaques lithosphériques au niveau des dorsales

D°) des preuves grâce au magnétisme

Le champ magnétique terrestre est la conséquence de courants de matière ionisée dans le noyau externe liquide. La Terre se comporte comme un dipôle qui crée des lignes de champ magnétique qui convergent au centre de la terre et dont l'axe traverse la Terre du pôle Nord magnétique (en réalité le Sud !) au pôle Sud magnétique (en réalité le Nord !)
Rq : le pôle nord magnétique correspond à l'endroit où les lignes de champ plongent à la verticale.
Les basaltes (roches volcaniques de la croûte océanique) contiennent des minéraux (magnétite Fe_3O_4) qui s'orientent selon les lignes de champ magnétique et s'aimantent en acquérant les caractéristiques du champ magnétique terrestre.
Lorsque le basalte se forme à partir de la solidification d'un magma, la magnétite va fossiliser le champ magnétique terrestre de l'époque de la formation de ce magma et les basaltes gardent en mémoire ces caractéristiques du champ magnétique: c'est le paléomagnétisme (champ magnétique terrestre fossilisé dans les basaltes)
Le champ magnétique fossile peut être mesuré à l'aide d'un magnétomètre.
C'est Bernard Brunhes (géophysicien français) qui met en évidence en 1905 dans des coulées volcaniques superposées du massif central, le **phénomène d'inversions** du champ magnétique au cours des temps géologique. Certaines périodes sont caractérisées par une **polarité normale** (le pôle Géomagnétique Nord est proche du pôle géographique Nord comme actuellement) alors que d'autres périodes sont caractérisées par une **polarité dite inverse** (le pôle Géomagnétique Nord est alors proche du pôle géographique Sud). Ces inversions ont été datées et une chronologie a été établie.
La mesure du champ magnétique des fonds océaniques qui résulte de la somme du champ actuel et du champ fossilisé dans les basaltes montre une disposition des anomalies positives et négatives en bandes parallèles à l'axe de la dorsale et symétrique de part et d'autre.
Ces données issues des basaltes confirment les résultats obtenus par la méthodes des sédiments océaniques.

II°) Phénomènes liés à une dynamique de divergence

La traction au niveau des subductions provoque l'écartement des plaque océaniques au niveau des dorsales.

A°) magmatisme aux dorsales

1°) fusion partielle des péridotites mantelliques

Le départ de part et d'autre de la dorsale de la lithosphère provoque une remontée locale de roches du manteau sous la dorsale. Ce sont des péridotites asthénosphériques dont la baisse de pression sans baisse de température permet la fusion : le géotherme de dorsale franchit le solidus de la péridotite.
Les roches ne sont pas des corps purs. Tous leurs minéraux n'ont pas le même point de fusion. Leurs diagrammes de phases comportent des courbes spécifiques aux corps hétérogènes :
- le solidus sépare le domaine 100% solide du domaine mélangé solide/liquide
- le liquidus sépare le domaine mélangé solide/liquide du domaine 100% liquide.
Comme la péridotite n'est pas un corps pur et que la température n'est pas suffisante, sa fusion n'est pas totale, on parle de fusion partielle. Le taux de fusion dépasse rarement 20%, il reste donc souvent plus de 80% de solide. A cause de cette fusion incomplète et des températures de fusion différentes des minéraux, le liquide magmatique extrait de la roche de départ n'a pas la même composition que celle-ci : seul les minéraux les plus « fragiles » ont fondu. De même, le solide résiduel est aussi différent car il a accumulé les minéraux les plus « résistants ».
Le magma extrait a en fait la composition chimique d'un basalte.
Toutes les dorsales ne produisent pas autant de magma les unes que les autres. On peut les classer en rapide et lentes selon le taux de production qui dépend de la vitesse de divergence. Pour une dorsale lente, il arrive que la production de magma soit si faible que la croûte ne recouvre pas totalement le manteau qui affleure au plancher de l'océan.

2°) cristallisation des basaltes et gabbros

Le magma basaltique extrait est moins dense que la roche de départ, il remonte donc vers la surface.
Il peut cristalliser lentement en profondeur et donne alors une roche magmatique plutonique à structure grenue : le gabbro.
Il peut cristalliser rapidement en surface et donne alors une roche magmatique volcanique à structure microlitique: le basalte.
Ces deux roches les moins denses constituent la partie superficielle de la L.O. c'est à dire la croûte océanique.

3°) mise en place du manteau supérieur lithosphérique

Le solide qui n'a pas fondu lors de la fusion partielle des péridotites asthénosphériques constitue le manteau supérieur lithosphérique qui est plaqué sous la croûte par les courants de convection.

B°) métamorphisme aux dorsales

Les roches de la LO fraîche sont : basalte(pillow)-basalte(filon)-gabbro-péridotite.
Le métamorphisme est une transformation d'une roche à l'état solide. Ces transformations sont causées par des variations des conditions physique (P/T) ou chimique (eau) du milieu par rapport aux conditions de formation de la roche.
Le métamorphisme aux dorsales est dit hydrothermal. Il est causé par la baisse de température de la roche après sa cristallisation et à l'hydratation par les circulations d'eau de mer à travers les fissures de la croûte.
Gabbro et basaltes (plagioclases+pyroxènes seuls) passent dans le faciès des schistes verts (plagioclases+pyroxènes + hornblende +chlorite+actinote). La péridotite du manteau est aussi métamorphisée, le minéral olivine intègre de l'eau en se transformant en serpentine.
Un faciès est un domaine de pression et température dans lequel un ensemble de minéraux est stable.

C°) épaississement lithosphérique océanique

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

III°) Phénomènes liés à une dynamique de convergence

A°) subduction et déshydratation de la plaque subduite

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.
Au fur et à mesure de la subduction, les métagabbros océaniques du faciès des Schistes verts sont entrainés en profondeur et subissent de nouvelles transformations métamorphiques (dues essentiellement à l'augmentation de la pression car la température n'excède pas 500°C) :

- on observe d'abord la formation de métagabbros du faciès « schistes bleus » :

plagioclases+pyroxènes + hornblende +chlorite+actinote → plagioclases+pyroxènes+glaucophane + H_2O

Cette réaction libère de l'eau accumulée aux abords de la dorsale.

- on observe ensuite la formation des métagabbros du faciès « éclogite » :

plagioclases+pyroxènes+glaucophane → pyroxène jadéite + grenat + H_2O

Cette seconde réaction libère aussi de l'eau accumulée aux abords de la dorsale.

Les roches qui apparaissent au cours de la subduction sont de densité croissante et de densité supérieure à celle du manteau, la subduction amorcée est donc auto-entretenue par ce métamorphisme.

La lithosphère océanique subduite est déshydratée après ces réactions et l'eau résultante s'infiltre dans le manteau lithosphérique chevauchant.

B°) hydratation et fusion partielle du manteau chevauchant

Des études expérimentales menées en laboratoire ont montré que la fusion des péridotites mantelliques est possibles dans 3 situations :

- si on augmente la température,
- si on diminue la pression,
- si on hydrate la péridotite

L'eau issue des lithosphères océaniques subduites abaisse la température de fusion commençante de la péridotite.

Cette eau libérée dans le manteau de la plaque chevauchante abaisse le solidus des péridotites et permet (entre 100 et 150 Km de profondeur) leur fusion partielle, partielle car la péridotite n'est pas un corps pur et seules les parties les plus fragiles fondent, d'où un liquide à la composition différente de celle du solide de départ

C°) accrétion continentale dans la plaque chevauchante

Le magma produit en profondeur migre vers la surface.

- si il cristallise lentement (85 % du magma), en profondeur, il donnera naissance aux roches plutoniques (granitoïdes)
- si il parvient en surface lors d'une éruption volcanique, il se solidifiera rapidement et donnera naissance aux roches volcaniques (andésites, rhyolites) car tous les éléments chimiques n'ont pas le temps de s'organiser en structures cristallines.

La composition des roches mises en place montre toujours une proportion non négligeable d'eau qui prouve leur origine (fusion partielle par hydratation).

La composition chimique du magma est modifiée au cours de son trajet dans la plaque chevauchante.

Au cours de sa remontée, le magma subit une cristallisation fractionnée. Les minéraux les plus pauvres en silice cristallisent en premier, ils ont les températures de fusion les plus élevées. Le liquide résiduel est donc de plus en plus riche en silice. C'est la différenciation magmatique.

Par ailleurs, ce magma peut également devenir plus acide (plus riche en silice) par contamination, c'est à dire par apport de silice provenant de la croûte continentale encaissante.

La viscosité de ce magma enrichi en silice augmente, et explique le volcanisme de type explosif caractéristique des zones de subduction.

Cela permet d'expliquer la formation d'une grande variété de roches de composition granitique à partir d'un magma originel de composition basaltique.

Les contextes de subduction sont les principales zones de fabrication de croûte continentale récente (75 à 85 % des granites et granitoïdes produits sur notre planète) : on qualifie cette production **d'accrétion continentale.**

D°) collision continentale

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.

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

Lorsque les contraintes compressives se poursuivent, des formations géologiques de taille importante peuvent glisser sur de grandes distance 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.**

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

IV°) L’explication des déplacements lithosphériques

A°) les subductions tractent les lithosphères océaniques

Lorsqu'elles s'éloignent de la dorsale, les lithosphères océaniques refroidissent leur densité augmente au point de devenir supérieure à celle de l'asthénosphère sur laquelle elles reposent. Elles finissent donc par plonger dans l'asthénosphère, c'est l'amorce de la subduction. Lorsqu'elles s'enfoncent, leur densité augmente encore ce qui entretient le mécanisme de la subduction.
La traction verticale exercée par la subduction se transmet dans le reste de la plaque rigide qui se déplace alors horizontalement à la surface du globe, tractant les autres plaques sur des distances parfois énormes.
Le moteur de la tectonique des plaques est donc l'évacuation de la chaleur interne du globe ou encore la différence de température entre un Univers froid et une planète encore chaude.

B°) la LVZ découple mécaniquement MSL et MSA

Dans le manteau,
- avant 100km de profondeur, le géotherme est loin du solidus de la péridotite (la température est trop faible), la lithosphère est solide et rigide.
- après 100km de profondeur, le géotherme est loin du solidus de la péridotite (la pression est trop forte), l’asthénosphère est solide et rigide.
- vers 100 km de profondeur le géotherme est très proche du solidus de la péridotite (mais il ne le franchit pas, elle est donc à l’état solide), la péridotite est déformable à l’état solide, on dit ductile. Cela correspond à la LVZ qui découple mécaniquement la lithosphère au dessus de l’asthénosphère en dessous.

La lithosphère (solide et rigide) peut donc se déplacer sur l’asthénosphère (solide et rigide) grâce à la LVZ (solide et ductile) qui les sépare.

Conclusion

La lithosphère est découpée en plaques rigides qui se déplacent à la surface du globe tractées par les subductions. Les vitesses de déplacement de ces plaques peuvent être mesurées par différentes méthodes. Deux plaques peuvent avoir des mouvements relatifs divergents, convergents ou transformants. Dans les zones de divergence, au niveau des dorsales la lithosphère océanique est produite et tout de suite métamorphisée par hydratation. Dans les zones de convergence, la subduction fait disparaitre cette LO dans le manteau ce qui la déshydrate. L'eau résultante hydrate le manteau sus-jacent qui peut fondre partiellement. Le magma extrait produira des roches de la croûte continentale. En fin de subduction, deux lithosphère continentales entre en collision ce qui produit des déformations caractéristiques.