

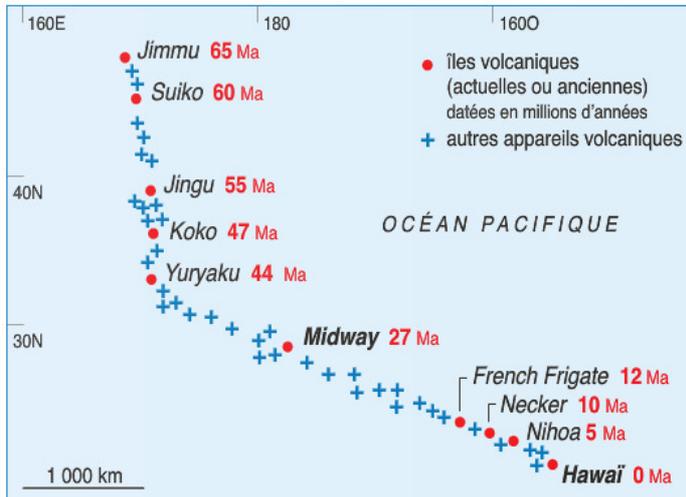
Leçon n°14

Les plaques tectoniques : mobilité, expansion océanique et production par les dorsales

I. Des arguments en faveur du déplacement de plaques rigides lithosphériques (activités n° 28)

1) Le déplacement des plaques validé par le volcanisme intra-plaque (ou volcanisme de point chaud) (=> activité n° 28)

a) Le mécanisme du volcanisme intra-plaque (ou de point chaud)



+ Dès les années 1970 **Jason Morgan** s'intéresse aux **alignements volcaniques** de l'océan pacifique. Ces alignements (dont les plus célèbres sont ceux de l'archipel « **Empereur** » et de l'archipel « **Hawaï** ») sont très nombreux dans les océans. Un alignement se caractérise par le fait que les volcans qui le constituent sont tous **éteints** à l'exception du volcan à l'extrémité de l'alignement qui est le seul actif (Hawaï dans l'exemple ci-contre). Dans cet alignement, plus on **s'éloigne du volcan actif**, plus l'âge de l'épisode volcanique de chaque volcan augmente.

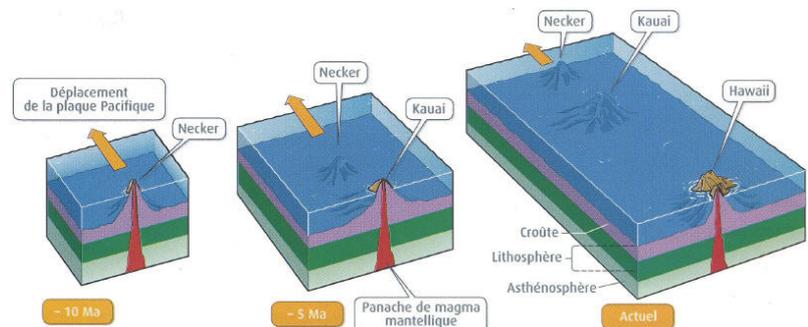
+ Ce volcanisme est qualifié d'**intra-plaque**, car au contraire du **volcanisme des dorsales** ou le **volcanisme de subduction** qui se font aux **frontières des plaques**, celui-ci se produit à l'intérieur même de la plaque.

+ **Jason Morgan**, explique l'alignement de ce volcanisme intra-plaque en postulant l'existence dans le manteau d'un **point chaud** pratiquement immobile, alimentant à sa verticale un **volcanisme de surface**. Ce

point chaud serait dû à la remontée, à partir du contact noyau-manteau, de

péridotites asthénosphériques qui par fusion partielle à la base de la lithosphère alimenterait ce volcanisme de surface. La **plaque lithosphérique** se déplaçant au-dessus du manteau asthénosphérique est affecté de volcanisme actif quand elle est **au-dessus** du point chaud. Les **volcans éteints** correspondent donc à d'**anciennes positions de la plaque lithosphérique** au-dessus du point chaud immobile.

+ Aujourd'hui, contrairement à l'importance donnée par Jason Morgan **aux dorsales** comme **mécanisme de mouvement des plaques**, les géologues considèrent que le déplacement d'une plaque est surtout expliqué par son **plongement** sous l'**effet de son propre poids**, plongement qui définit la **subduction**.



b) Caractéristiques du vecteur vitesse dégagées de l'étude d'un point chaud

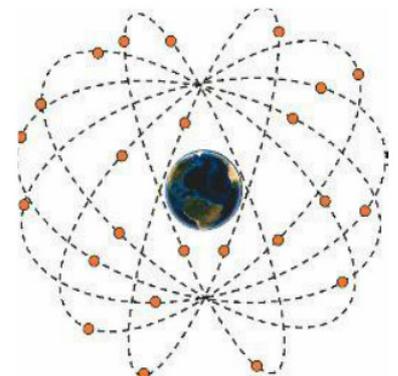
+ L'alignement des volcans intra-plaque permet ainsi de **mesurer la vitesse de déplacement de la plaque** ainsi que la **direction** et le **sens** de ce déplacement. En effet l'alignement fournit la **direction**, le sens du déplacement de la plaque est **opposé au volcan actif** et la valeur du déplacement s'obtient par le **quotient** de la distance du volcan ancien au volcan actif par l'âge de ce volcan ancien.

+ En ce qui concerne la **plaque Pacifique**, le déplacement de la plaque s'est fait dans une **direction Sud-Nord** de **65 Ma à 44 Ma** et dans une direction **E-SE / W-NW** de **44 Ma à aujourd'hui** à la vitesse pour les deux périodes de 76 mm/an. Ce **changement de direction brusque** à 44 Ma correspond surtout à l'importance à partir de cette date de la **vitesse de plongée de la plaque pacifique** (subduction) dans sa frontière Nord et moins à l'activité de la dorsale dans ses parties S et SE comme on le pense trop souvent.

2) Le déplacement des plaques validé par le GPS (=> activité n° 28)

a) Le principe du GPS

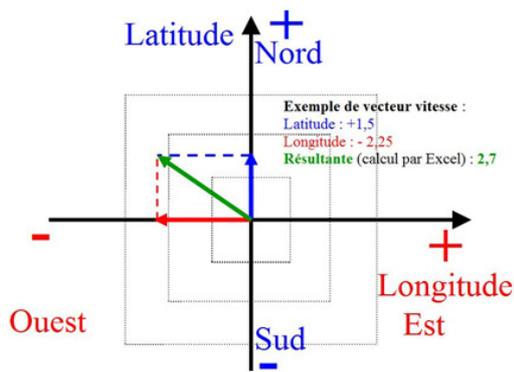
+ La technique du GPS (**G**lobal **P**ositioning **S**ystem) a pour but de fournir les **coordonnées géographiques** de toute balise réceptrice placée au sol : latitude, longitude et altitude avec une précision de quelques millimètres pour les GPS scientifiques.



+ Ces mesures se font par réception par une station, un véhicule... des signaux émis par **4 satellites orbitaux** choisis par la station parmi les 24 qui gravitent autour de la Terre à l'altitude de 20 000 Km. Les récepteurs GPS permettent donc de connaître **le mouvement absolu et instantané d'une station** sur la sphère terrestre. Les **déplacements brutaux** comme celui subi par le Japon (2,4 mètres !) lors du séisme de Mars 2011 peuvent alors être pris en compte.

b) Evaluation du mouvement des plaques

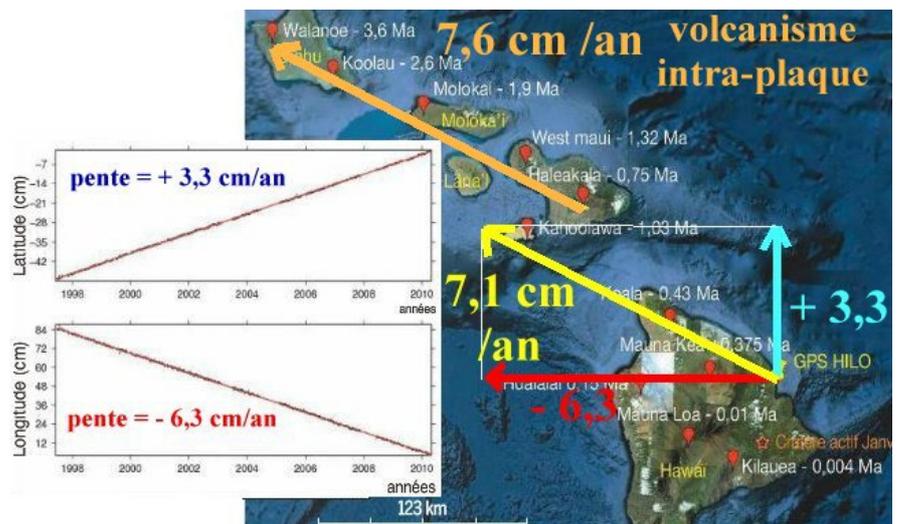
+ Le plus souvent les mesures se font par rapport à une **mesure de référence** (ici : année 2000) et le GPS mesure alors quotidiennement pour la longitude et la latitude, les différences par rapport à cette référence. On obtient alors un **droite** dont la pente donne directement la valeur de la vitesse selon la composante longitude ou latitude étudiée. Les **valeurs positives** de ces pentes correspondent à un **déplacement vers le Nord pour les latitudes** et un **déplacement vers l'Ouest pour les longitudes**.



Le **vecteur vitesse de déplacement** de la plaque s'obtient alors en construisant la **résultante** des deux vecteurs latitude et longitude.

c) Application au déplacement de la plaque pacifique

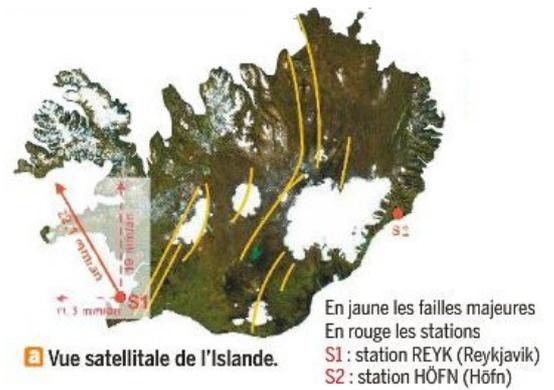
+ Les mesures de déplacement de la plaque pacifique par l'étude du **volcanisme intra-plaque** (cf. **Jason Morgan**) avait donné un déplacement de 7,6 cm / an dans la direction de l'alignement et dans un sens opposé à l'île d'Hawai (**volcanisme actif**). Les résultats obtenus par le GPS (voir ci-contre) sont parfaitement **conformes** aux résultats du volcanisme intra-plaque tant en direction, en sens et en valeur absolue.



d) GPS et modèles cinématiques globaux

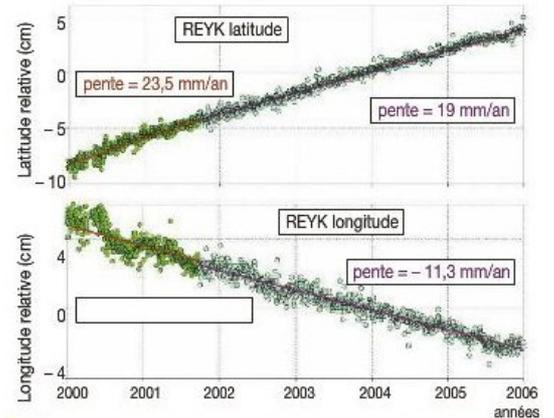
+ La **géodésie spatiale** est l'étude, par la convergence de diverses méthodes (dont le **GPS**), de la **forme générale** (= **géographie physique**), du champ de pesanteur (= **gravimétrie**) du fait de l'inégalité des masses terrestres dans les profondeurs terrestres de la Terre.

+ Le réseau DORIS a relevé durant quatre ans les données GPS récoltées sur plus de 50 sites mondiaux. On peut ainsi connaître le **mouvement réel, absolu et instantané** des diverses **plaques terrestres** (vecteurs rouges sur la carte suivante) : c'est le **modèle DORIS** (modèle de cinématique géodésique).



a) Vue satellitale de l'Islande.

En jaune les failles majeures
En rouge les stations
S1 : station REYK (Reykjavik)
S2 : station HÖFN (Höfn)

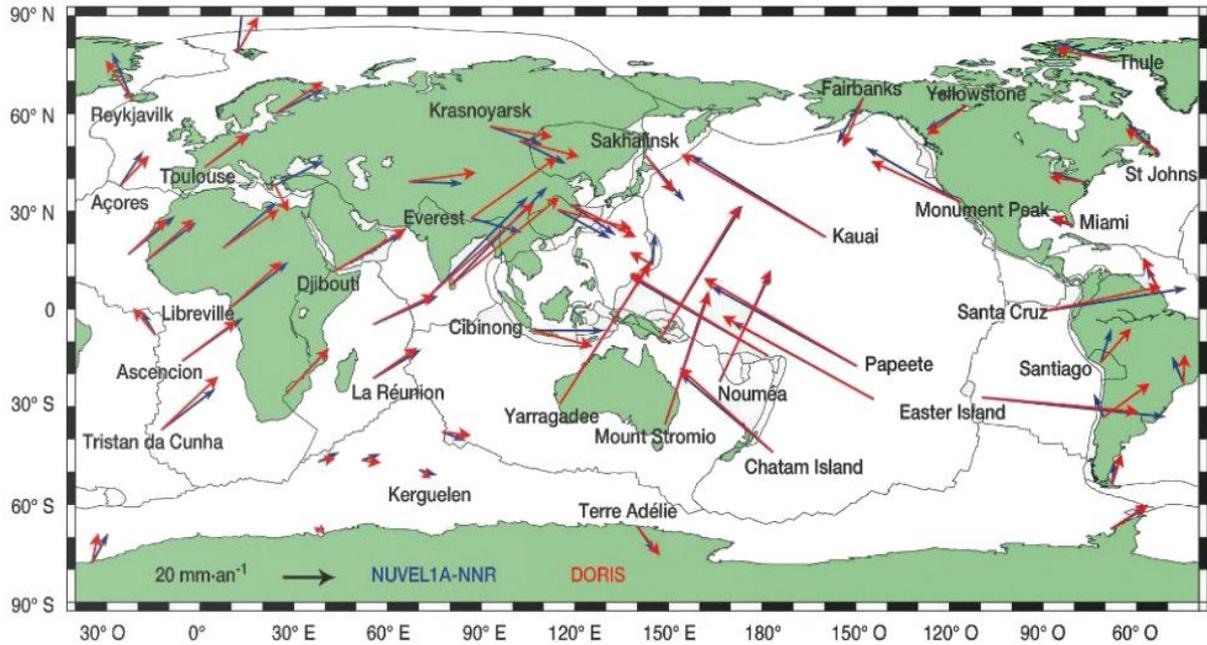


b) Évolution de la latitude et de la longitude de Reykjavik entre 2000 et fin 2006.

+ On peut comparer à un autre modèle (**modèle NUVEL 1**) mis en place en 1994 qui calcule le déplacement des plaques à partir des données relatives aux **alternances de bandes d'anomalies magnétiques** (de -3Ma jusqu'à nos jours) et les **directions des failles transformantes**.

Les vecteurs de déplacement calculés par rapport à un repère fixe (point chaud par exemple) sont représentés en bleu sur la carte suivante.

+ On notera la **concordance** des résultats donnés par les deux modèles (DORIS et NUVEL 1) => les **méthodes anciennes** de calcul de déplacement des plaques : **anomalies magnétiques, volcanisme de point chaud** sont **cohérentes** avec les mesures actuelles et instantanées.



II. Arguments actuels en faveur d'une expansion océanique : étude des sédiments (activités n° 29)

1) Les forages profonds : confirmation de l'expansion océanique (activité n° 29)

a) Campagnes de forage

+ A partir de 1968, des campagnes de **forages** ont été réalisées par des **navires océanographiques** spécialisés dans la réalisation de **forages profonds** (Ex : le navire *Glomar Challenger* (ci-contre)). 270 forages furent réalisés par le monde en mer profonde.

+ Le **plancher océanique** est carotté (photo vue a) sur une épaisseur qui dépasse les **1700m** à une profondeur de 3000m. Les carottages se font par **segments de 9,5 m** (préparation de l'un des tubes de carottage, vue b). Les carottes de sédiments sont ensuite découpés en petits segments (une moitié étant conservée pour archivage, l'autre étant analysée, vue c).

+ Les **forages** atteignent le plus souvent le **fond basaltique**. On peut donc dater à l'aide des **microfossiles** contenus dans les sédiments l'âge des basaltes au contact de ces sédiments. On peut aussi étudier avec les sédiments la nature des roches (donc la **pétrographie**) et leur condition de dépôt (donc la **stratigraphie**).

+ Mais l'étude des sédiments doit vérifier le modèle de la tectonique des plaques.



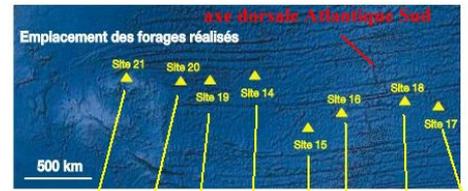
b) Que dégager des études sédimentologiques ?

+ Les études réalisées montrent que plus on s'éloigne de la dorsale (et de part et d'autre de cette dorsale), plus l'âge du contact sédiment / basalte augmente, plus l'épaisseur des sédiments augmente (du fait d'un temps de dépôt de plus en plus important), et plus le plancher océanique est profond.

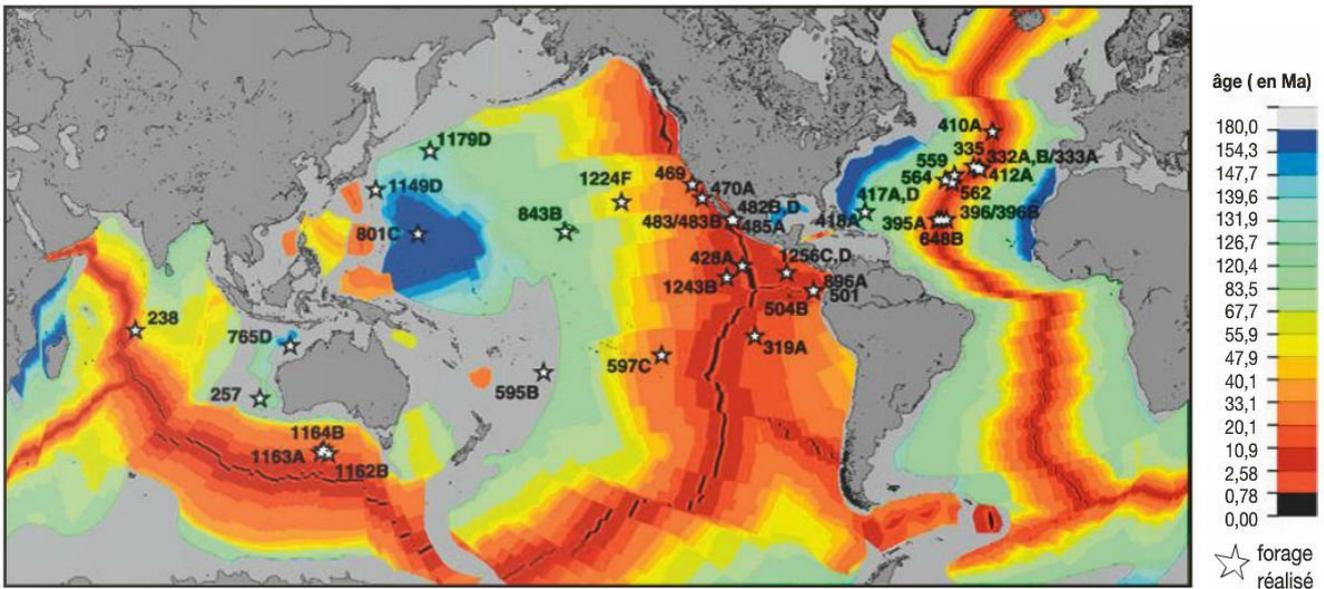
+ Les âges des sédiments (voir carte-ci-dessous), sont jeunes par rapport aux âges des continents et ne dépassent pas 180 Ma. Cela confirme la théorie énoncée par Hess que la destinée de la lithosphère océanique est de disparaître par les mécanismes de subduction.

+ On peut pour chaque période géologique mesurer la vitesse de formation de la lithosphère océanique (rapport de la largeur de la lithosphère pendant cette période sur la durée de cette période).

On observe alors que la vitesse d'expansion peut varier selon les périodes géologiques, selon les côtés de la dorsale (la dorsale Pacifique est plus productive côté Est que côté Ouest), selon la localisation des dorsales. En effet, certaines dorsales sont qualifiées de dorsales lentes (ex : dorsale medio-atlantique, 2 cm/an) : ce sont celles qui ne subduisent pas ; d'autres sont qualifiées de dorsales rapides (ex : dorsale pacifique, 17 cm / an) : ce sont celles qui subduisent.



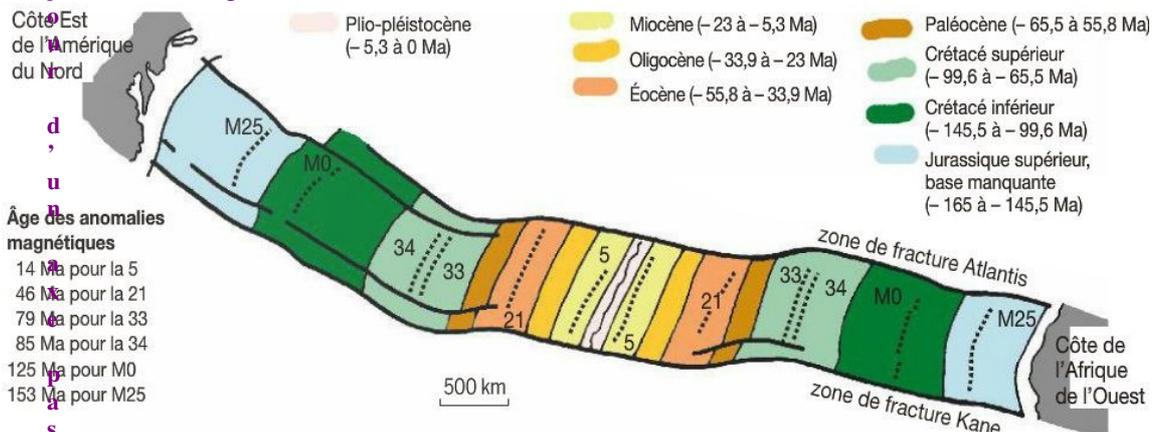
	Site n° 21	Site n° 20	Site n° 19	Site n° 14	Site n° 15	Site n° 16	Site n° 18	Site n° 17
Âge du sédiment en contact avec le basalte (en Ma)	75	65	48	40	23	11	23	35
Distance à la dorsale (en km)	1700	1300	1000	800	400	250	500	750
Épaisseur des sédiments (en m)	3200	3000	2500	2200	1100	750	1200	1700
Profondeur moyenne du toit du basalte (en m)	-7200	-6800	-6000	-5700	-4600	-3650	-4700	-5100



+ Ainsi le mécanisme d'épanchement des dorsales est géré uniquement par l'existence ou non d'une subduction. C'est la plaque qui subducte qui crée un vide que les dorsales par leur production compensent.

2) Confrontation des données sédimentaires et paléomagnétiques (activité n° 29)

+ Si on confronte la vitesse d'expansion de la lithosphère océanique calculée à partir des anomalies magnétiques (quotient de la distance de l'anomalie par l'âge de l'anomalie) à celle calculée par l'âge des sédiments, on constate que les vitesses sont identiques => les données du paléomagnétisme sont donc validées par la sédimentologie.



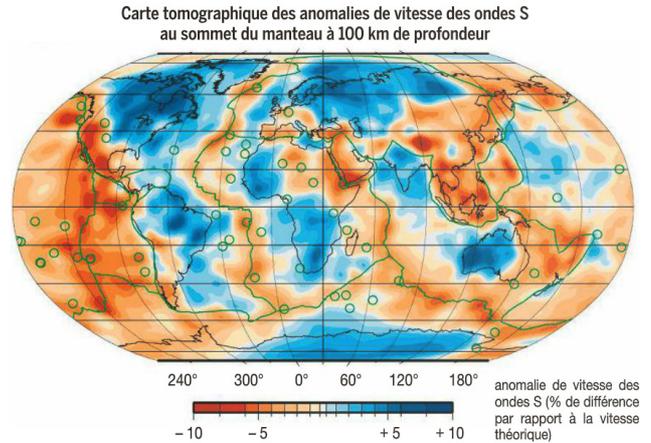
III. Formation de la lithosphère océanique : l'accrétion au niveau des dorsales (activités n° 30)

1) Les péridotites asthénosphériques à l'aplomb des dorsales (activité n° 30)

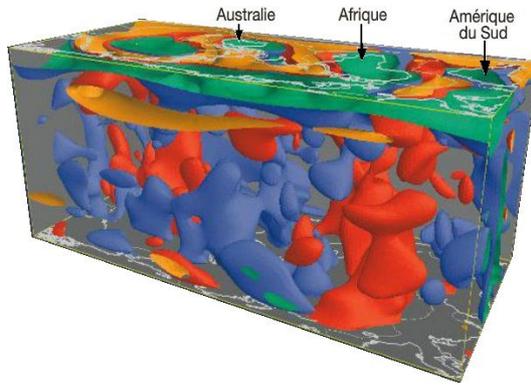
a) La tomographie sismique 3D

+ La vitesse des ondes (P et S) est connue aux divers profondeurs du globe terre (par l'étude des temps de parcours de ces ondes lors de séismes). Nous avons vu qu'il pouvait y avoir des **variations de la vitesse des ondes** du fait de **zones froides** (vitesse accélérée) ou des **zones chaudes** (vitesse diminuée).

+ A partir des **années 1990** les sismologues ont regroupé toutes ces informations et sont parvenus à fournir des **cartes tomographiques de la Terre** pour des **profondeurs données** (ci-contre : carte 100 Km). On montre alors qu'à l'aplomb des dorsales, il existe des **zones anormalement chaudes**. Ainsi à 100 Km, les zones les plus chaudes peuvent être **rapportées aux dorsales** (ainsi qu'aux zones de subduction). Les zones les plus froides correspondant aux continents et plateaux continentaux.

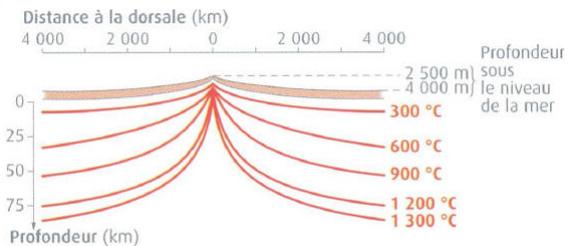


b) Tomographie sismique 3D et tectonique des plaques



+ L'ensemble des tranches effectuées dans la terre aux diverses profondeurs permettent de reconstituer un **bloc diagramme des anomalies thermiques** au sein du **manteau** (cf. ci-contre).

+ A la verticale de la dorsale médio-atlantique par exemple on **interprète encore** ces anomalies comme des



La répartition des isothermes sous la croûte océanique.

ascendances chaudes de péridotites

asthénosphériques => la lithosphère océanique se

formerait donc à partir des **remontées de l'asthénosphère chaude**. En fait, les géologues actuellement **contestent** cette **hyperactivité des dorsales**. Pour eux, les **zones de subduction** se traduisent par un **enfouissement**, une **disparition de la lithosphère océanique** dans l'asthénosphère, une « **descente spontanée qui met les plaques en mouvement et qui organise la convection mantellique**. Les dorsales ne sont pas alors liées à des courants chauds montant du manteau profond mais correspondent uniquement à des épanchements passifs de matière dans un espace laissé libre entre deux plaques divergentes ».

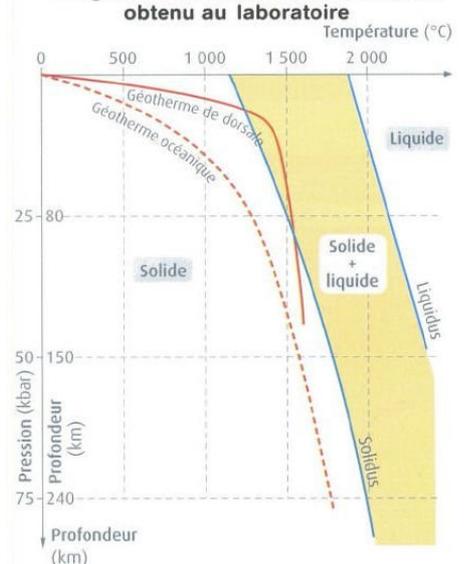
+ Ces données sont toutefois conformes au **flux géothermique élevé** au niveau des dorsales ainsi qu'aux tracés des **isothermes** au niveau de la dorsale qui **convergent** vers la dorsale.

c) Diagramme P/T et géotherme au niveau de la dorsale : fusion partielle

+ Ce type de graphique a déjà été vu lors de l'étude de la LVZ. Un géotherme océanique c'est-à-dire **l'ensemble des conditions P et T** quand on s'enfonce à l'aplomb d'un point quelconque de la croûte océanique (à l'exception de la dorsale !) montre que l'on reste dans le domaine des solides.

+ A l'approche de la surface terrestre, les **péridotites asthénosphériques entraînées passivement vers la surface**, suivent alors un **géotherme de dorsale**. Or en s'approchant de la surface vers 100 Km de profondeur, le géotherme coupe le « solidus » et pénètre dans le domaine des solides + liquides => les péridotites asthénosphériques **commencent donc à fondre partiellement** (10 % de fusion) et ce jusqu'à la profondeur de 20 Km. C'est la **baisse rapide de pression** de ces matériaux au cours de ce mouvement ascendant passif, pour une **température qui reste globalement constante** et chaude qui est **responsable de cette fusion partielle**. Le liquide forme une **lentille de magma** (et non une chambre magmatique !) à la base de la **croûte océanique**.

Diagramme de fusion d'une péridotite obtenu au laboratoire



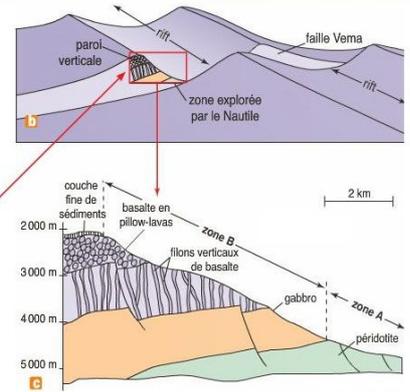
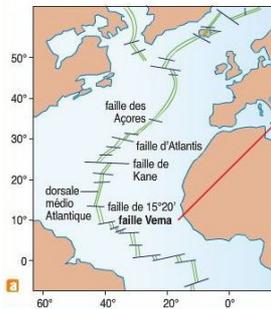
2) Les roches de la lithosphère océanique et leur formation (activité n° 30)

a) Les failles transformantes permettent d'étudier *in situ* les roches de la lithosphère océanique

+ La **faille Vema** dans l'Atlantique Sud permet d'observer du fait du décalage de dorsale de part et d'autre de cette faille la composition de la lithosphère.

+ 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** et enfin des **gabbros**. Il s'agit des constituants d'une **croûte océanique** (zone B). En continuité avec cet ensemble, les **péridotites du manteau lithosphérique** (zone A). Le **moho** sépare donc ces deux ensembles.

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

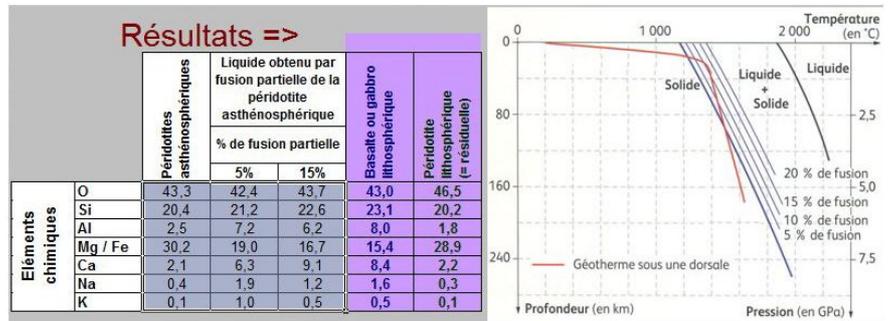


b) Formation des roches lithosphériques à partir des péridotites asthénosphériques

+ La comparaison de la composition chimique en atome des **péridotites asthénosphériques**, des **liquides** issus des péridotites (15%), des **roches de la croûte** (**gabbros et basaltes**) et des **péridotites lithosphériques** montre que :

=> les gabbros et basaltes de composition proche des liquides de fusion sont donc **formés à partir de ces liquides** (dans le **réservoir magmatique crustal**).

=> ce sont les **résidus infusibles des péridotites asthénosphériques** qui constituent les péridotites lithosphériques à partir des éléments **non entraînés** dans les liquides..



c) **Basaltes et gabbros** : deux roches de même chimisme et de même minéralogie mais de structure différente (donc d'origine identique mais de formation différente)

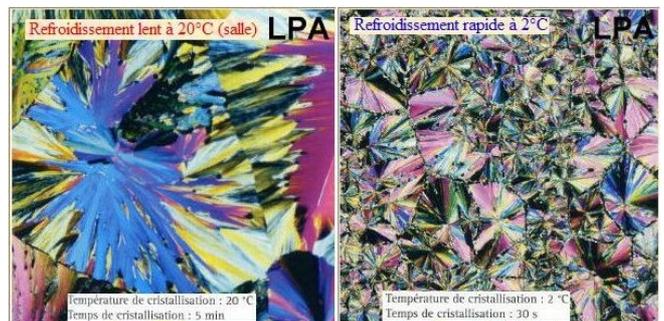
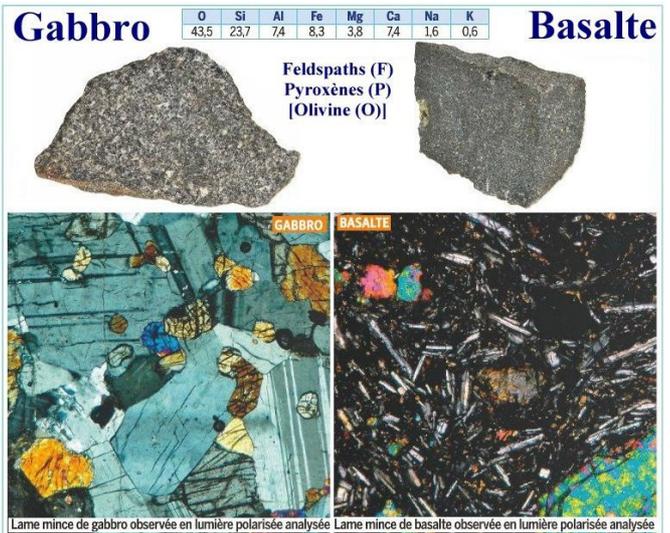
+ L'étude des deux roches de la croûte océanique montre que gabbro et basalte ont **même composition chimique** et donc **même composition minéralogique**. En effet ces deux roches sont issues de la **crystallisation du liquide magmatique** issu de la **fusion partielle des péridotites asthénosphériques**.

+ La différence essentielle entre ces deux roches tient à leur **structure** que l'on peut étudier au **microscope polarisant** :

=> le **gabbro** a une **structure grenue** : tous les minéraux, visibles à l'œil nu, ont une taille plus ou moins comparable,

=> le **basalte** a une **structure microlitique** : on observe des minéraux de taille importante (= **phénocristaux** ou **macrocristaux**), des minéraux qui présentent l'aspect de petite baguettes (= **microlites**) noyées dans une structure amorphe (= **verre**).

+ Une expérience réalisée avec la **vanilline fondue** montre que sa **re-cristallisation** dépend de la vitesse du refroidissement du liquide.



+ Refroidie lentement les cristaux obtenus sont énormes alors que refroidie rapidement (au réfrigérateur par exemple) les cristaux sont de petite taille.

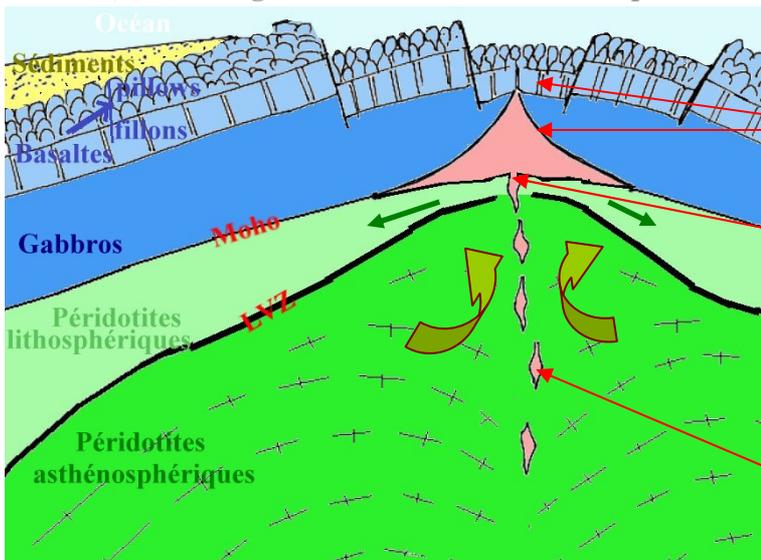
+ Ces observations permettent de **reconstituer** la formation de ces roches à partir du liquide magmatique contenu dans le réservoir magmatique :

=> En profondeur, le liquide cristallise sur les parois du réservoir magmatique en gabbros.

=> la pression exercée par les péridotites créent de nombreuses failles dans lesquelles s'engouffre le magma qui, quand il atteint la surface, cristallise brutalement au **contact de l'océan à 2°C** pour former les **pillow-lavas** (voir photographie ci-contre). Les **macrocristaux** qu'ils contiennent se sont formés dans le **réservoir magmatique**, les **microlites** au cours de **l'injection du magma** dans les **fissurations** et enfin le **verre** lors de la dernière phase au contact de l'océan.



d) Chronologie de la formation de la lithosphère océanique



3. En profondeur, le magma cristallise en **gabbros** au contact des parois. Plus haut des **injections** de magmas forment les **basaltes**.

2. Les liquides issus de la fusion partielle se rassemblent dans le **réservoir magmatique intra-crustal**. Les péridotites asthénosphériques non fondues migrent latéralement et constituent les **péridotites du manteau lithosphérique**.

1. Fusion partielle des péridotites asthénosphériques



Conclusion

Tectonique des plaques : le schéma actuel retenu par les scientifiques

« Les plaques ne sont pas entraînées passivement à la surface des cellules de convection comme sur des tapis roulants, mais prennent une part active dans la convection. La lithosphère océanique, au fur et à mesure qu'elle se refroidit en s'éloignant des dorsales, devient plus dense que l'asthénosphère sous-jacente. Au niveau des subductions, elle s'enfonce spontanément dans le manteau et c'est cette descente spontanée qui met les plaques en mouvement et qui organise la convection mantellique. Les dorsales ne sont pas alors liées à des courants chauds montant du manteau profond mais correspondent uniquement à des épanchements passifs de matière dans un espace laissé libre entre deux plaques divergentes. »

« Ce schéma insiste sur l'importance des subductions, qui mettent en mouvement la lithosphère, et sur le côté superficiel et passif des dorsales, qui ne font que combler l'écartement engendré par le mouvement des plaques. Dans ce schéma, la taille des flèches blanches indique la vitesse des mouvements. La petite taille des flèches sous-lithosphériques montre que le manteau asthénosphérique est mis en mouvement par la lithosphère, et non l'inverse comme couramment dit. Les plaques qui subduisent vont vite (≈ 10 cm/an), alors que les plaques qui ne subduisent pas sont très lentes (≈ 1 cm/an). L'ascension des panaches sous les points chauds est également actif et très rapide (> 10 cm/an). »

