

Chapitre 1 : Structure du globe terrestre

I – Un contraste entre continents et océans

ACTIVITES 1 & 2

TP 1 & 2

Livre :

- Fiche méthode p 441 (observation au microscope polarisant)

principe

Le microscope polarisant est un outil d'optique spécialement conçu pour l'observation des lames minces de roches (30 micromètres d'épaisseur environ). Les minéraux d'une roche étant difficiles à distinguer en lumière naturelle, on utilise deux filtres : le polariseur et l'analyseur, qui modifient la propagation de la lumière, lorsqu'ils sont parfaitement perpendiculaires l'un par rapport à l'autre.

Un minéral d'une roche est également un polariseur s'il est cristallisé. Placé entre les deux filtres, il polarise la lumière selon des caractéristiques qui lui sont propres. Les teintes de polarisation sont alors des couleurs artificielles.

Ces nouvelles caractéristiques dépendent également de l'orientation, cela explique pourquoi la platine du microscope polarisant est circulaire et rotative.

Le premier filtre est le **polariseur**. Le deuxième filtre, l'analyseur, se trouve au-dessus des objectifs et est escamotable, ce qui permet de passer rapidement de la **lumière polarisée non analysée (LPNA)** à la **lumière polarisée analysée (LPA)**.

Avant même d'observer une lame sur le microscope, il faut l'aligner et s'assurer de ne rien voir : cela signifie que les 2 filtres sont bien perpendiculaires : on est à l'extinction.

Méthode

- Allumer le microscope.
- Se placer en LPA et tourner le polariseur jusqu'à être à l'extinction puis retirer l'analyseur.
- Placer la lame mince et faire une mise au point avec la vis macrométrique.
- Régler le contraste avec le diaphragme et la quantité de lumière avec le variateur d'intensité lumineuse (et avec le diaphragme).
- Explorer l'ensemble de la lame pour rechercher une zone pertinente.
- Si besoin (cas des roches à texture microlithique), passer à l'objectif supérieur et mettre au point avec la vis micrométrique.

Résultats

Quatre principaux paramètres permettent de distinguer les minéraux en LPNA / LPA.

	Les nouvelles couleurs (Exemple : du pyroxène)	Une extinction du minéral en fonction ou non de l'orientation (Exemple : du quartz)	Des clivages, fissures parallèles (Exemple : de la biotite)	Des macles, association de cristaux jumeaux orientés différemment (Exemple : du plagioclase)
LPNA				
LPA				

- Fiche méthode p 222 (comparer des roches magmatiques)

Méthode

étape 1

Observer les échantillons en s'aidant d'une clé de détermination des minéraux (→ rabat de couverture).

étape 2

Réaliser un compte rendu de l'examen macroscopique (texte, tableau, schéma).

	gabbro	basalte
Couleur		sombre
Texture	holocristalline grenue	hétérocristalline microlithique
Cristaux visibles à l'œil nu	Feldspaths Plagioclases Pyroxènes	Rares pyroxènes

étape 3

Observer les lames minces à l'aide du microscope polarisant et en utilisant la clé de détermination des minéraux (→ rabat de couverture).

étape 4

Réaliser un schéma (ou rédiger un texte) soulignant les caractéristiques propres de chaque roche et leurs similitudes déduites de leur observation au microscope.

Schéma d'interprétation d'une lame mince de basalte (à gauche) et de gabbro (à droite) observée en lumière polarisée et analysée.

+ Corrige

Bilan :

La croûte continentale présente une hétérogénéité de surface avec la présence de roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires.

Le GRANITE est une roche magmatique grenue de densité proche de 2,6 (p148)

[Granite - 3D model by nate_siddle \(@nate_sid\) \[8806394\] \(sketchfab.com\)](#)

[Granite du Mont Blanc \(macromicrophoto.fr\)](#)

La croûte océanique est relativement homogène présentant en surface des sédiments surplombant des BASALTES puis des GABBROS.

[Basalte \(roche volcanique\) - 3D model by geoscience_lemans \(@geoscience_lemans\) \[d16397a\] \(sketchfab.com\)](#)

[Basalte \(macromicrophoto.fr\)](#) [Basalte à olivine \(macromicrophoto.fr\)](#)

Gabbro [Sketchfab](#)

[Gabbro \(macromicrophoto.fr\)](#)

Basalte (texture microlithique) et Gabbro (texture grenue) sont des roches magmatiques de même composition minéralogique et de densités supérieures (2,8) à celle du granite.(p148)

1 COMPARER les roches des deux croûtes

→ Méthode n° 10 p. 222
→ Rabot de couverture



Granite de la croûte continentale
- densité = 2,6
- composition minéralogique : quartz, feldspaths, micas



[biotite \(macromicrophoto.fr\)](#)

[Quartz \(macromicrophoto.fr\)](#)

[Pyroxène \(macromicrophoto.fr\)](#)

[Feldspath orthose \(macromicrophoto.fr\)](#)



Basalte de la croûte océanique
- densité = 2,8
- composition minéralogique : feldspath plagioclase, pyroxène



[Feldspath-plagioclase \(macromicrophoto.fr\)](#)

[Pyroxène \(macromicrophoto.fr\)](#)



Gabbro de la croûte océanique
- densité = 2,8
- composition minéralogique : feldspath plagioclase, pyroxène



Les principales roches des croûtes.
Les granites, les basaltes et les gabbros sont des roches magmatiques.
À gauche : échantillons ;
À droite : lames minces observées au microscope polarisant en LPA, $\times 100$.

La texture d'une roche magmatique correspond à la manière dont les minéraux sont agencés. La texture grenue correspond à une roche magmatique dans laquelle les cristaux sont jointifs, la texture microlithique à une roche partiellement cristallisée dans laquelle les minéraux ne sont pas jointifs (on distingue un verre volcanique, des microlithes et des phénocristaux).

Ce contraste est à l'origine de la distribution bimodale des altitudes, avec des valeurs moyennes de :

+ 1000 mètres pour les continents
et - 4000 mètres pour les océans.

4 QCM

1. Les altitudes terrestres se distribuent selon:

- a. deux pics, correspondant aux altitudes océaniques et continentales.
- b. un pic, d'altitude moyenne correspondant aux continents.
- c. un pic, d'altitude moyenne correspondant aux océans.

2. La croûte continentale profonde a une composition:

- a. proche de celle des granites.
- b. proche de celle des basaltes.
- c. intermédiaire entre celle des granites et des basaltes.

3. La masse volumique des granites est:

- a. supérieure à celle des gabbros et inférieure à celle des basaltes.
- b. supérieure à celle des basaltes et des gabbros.
- c. inférieure à celle des basaltes et des gabbros.

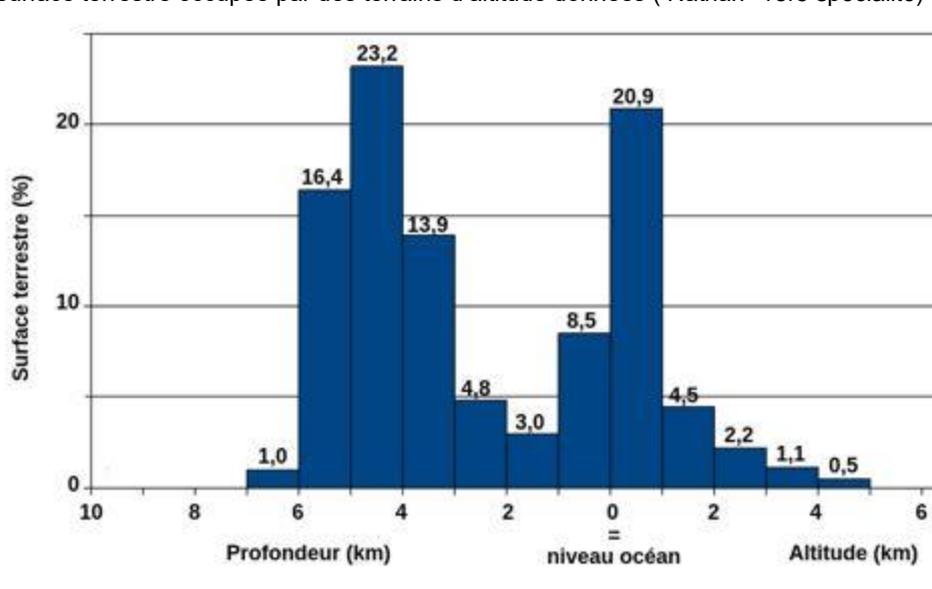


▲ Photo d'une roche magmatique observée au microscope (en LPA)

4. La roche présentée ci-dessus est:

- a. grenue, il s'agit d'un gabbro.
- b. microlitique, il s'agit d'un basalte.
- c. grenue, il s'agit d'un granite.

Doc : Pourcentage de surface terrestre occupée par des terrains d'altitude données (Nathan- 1ere spécialité)



1a

2a

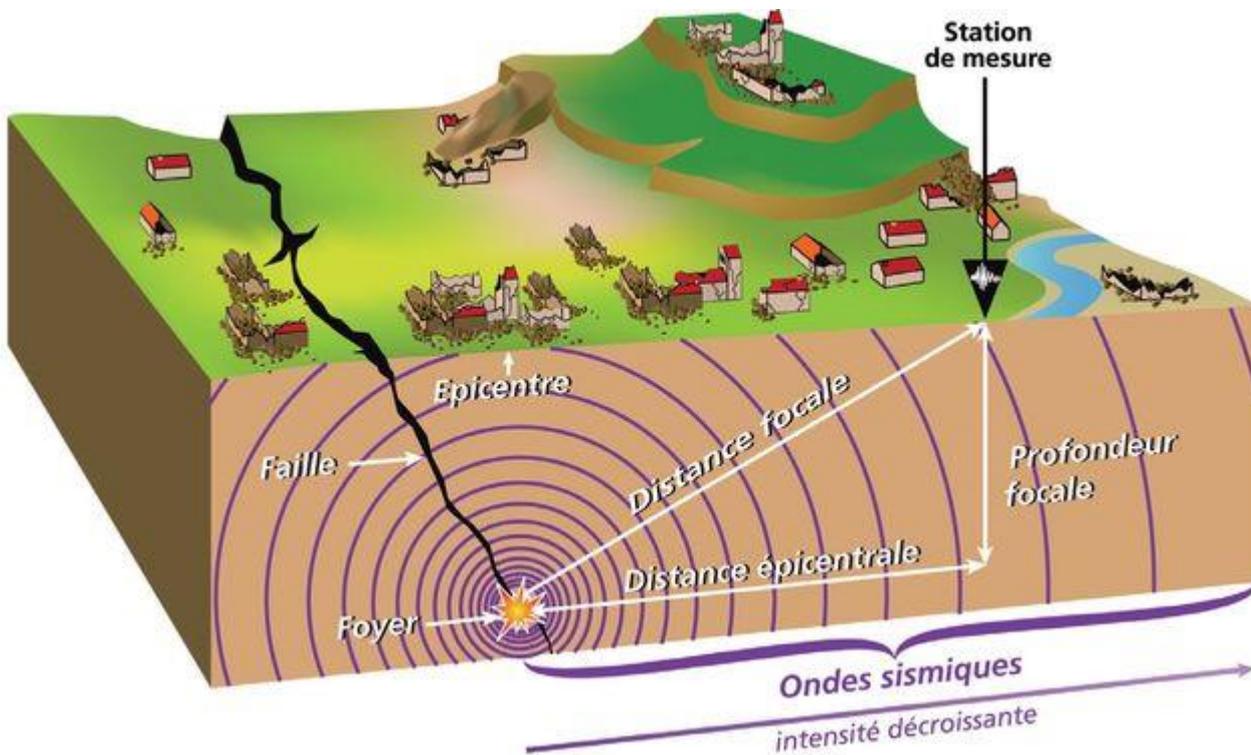
3c

4b

II – Apports des études sismologiques et thermiques à la connaissance de la Terre.

ACTIVITES 3 & 4 et TP 3

A) Les études sismiques



Rappels :

Lorsque la limite d'élasticité de la roche est atteinte, celle-ci se casse. Le lieu de rupture correspond au **foyer (hypocentre)**.

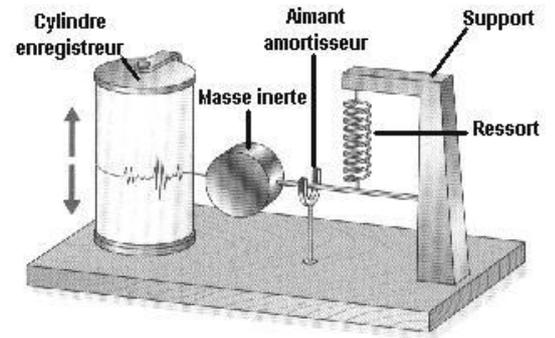
L'énergie emmagasinée dans ces roches est alors **libérée** et se dissipe sous forme **d'ondes sismiques (vibrations)** qui se propagent à l'intérieur et à la surface du globe. (Ces ondes se déplacent différemment selon les milieux traversés.)

L'épicentre est le point de la surface situé à la verticale du foyer.

La magnitude (Richter - 1935) évalue **l'énergie libérée**

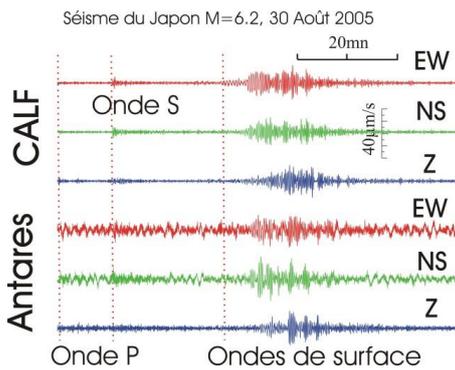
Principe du sismographe

La déformation du sol provoque le déplacement du socle du sismographe et du cylindre enregistreur tandis que la masse et le stylet restent fixes. Le stylet va donc dessiner sur le cylindre enregistreur le tracé des déformations du sol : **un sismogramme**.



Les sismogrammes.

Un sismogramme correspond donc aux inscriptions successives de vagues d'ondes qui se sont propagées à travers le globe suivant des trajectoires diverses et à des vitesses plus ou moins importantes selon les propriétés des zones traversées. Son aspect dépend de la source, de la distance épacentrale, des milieux traversés, de la station.



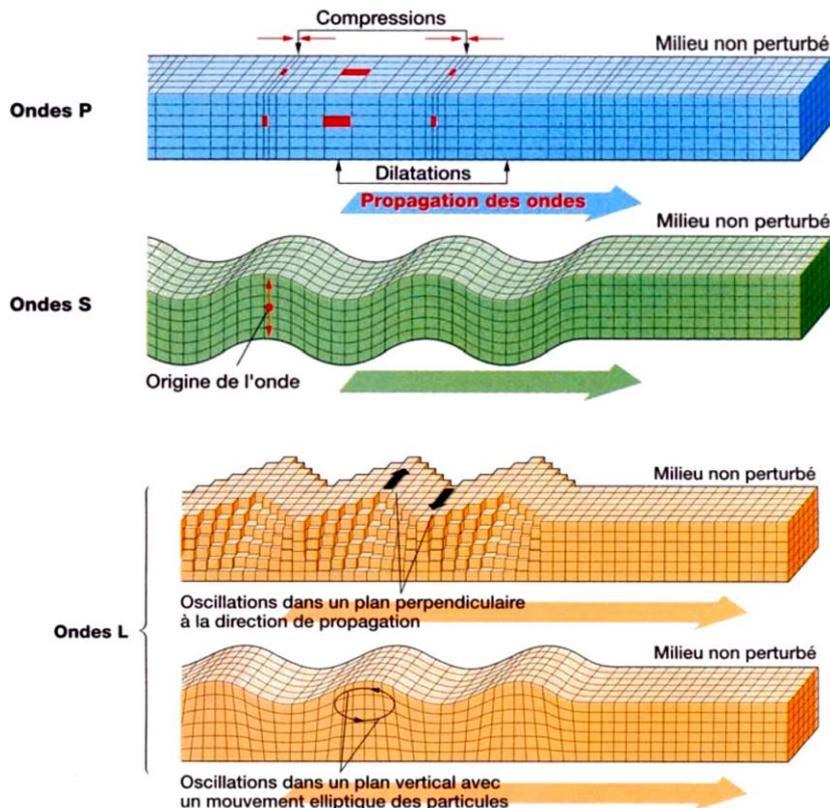
Pourquoi installe-t-on 3 sismomètres ou sismographe dans une station d'enregistrement ?

Pour avoir un enregistrement dans les trois directions orthogonales : composante verticale, et deux composantes horizontales perpendiculaires : E/O et N/S.

Une station sismique possède 3 sortes de sismographe très sensibles :

- Deux enregistrent les mouvements horizontaux
- Un enregistre les mouvements verticaux (Z)

Les différentes ondes sismiques



L'analyse d'un sismogramme montre trois types d'ondes décalées dans le temps :

-les ondes **P, ondes premières, sont de faible amplitude**. Ce sont des ondes de compression décompression qui **se propagent dans tous les milieux**.

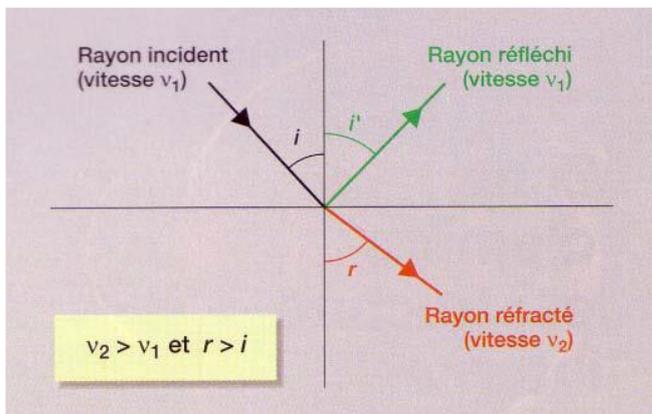
-les ondes **S, ondes secondes** ; lors de leur passage les matériaux se déplacent perpendiculairement à la direction de propagation. Elles ont la particularité **de ne pas traverser les liquides**.

Ces deux premiers types d'onde traversent l'intérieur du globe et donnent ainsi des informations sur ses structures profondes, ce sont des ondes de volume.

-les ondes **L ou ondes de surface sont tardives et de forte amplitude**. Elles sont à l'origine des principaux dégâts et ne se déplacent **que dans les couches superficielles du globe**.

Lorsqu'une onde sismique passe d'un milieu à un autre aux propriétés différentes (densités différentes liquide solide) sa vitesse et sa trajectoire sont déviées. La limite entre ces 2 milieux différents est appelée **une discontinuité**.

Activité 3 :



Exercice lois de Descartes

Rappel de la loi de Descartes : $\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V1}{V2}$

1. Calculez la vitesse v_2 d'une onde P dans le milieu 2, sachant que l'onde P arrive du milieu 1 avec une vitesse $v_1 = 5,5$ km/s, avec un angle d'incidence $i = 20^\circ$ et un angle de réfraction $r = 29^\circ$.

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V1}{V2} \quad v_2 = \frac{\sin r \times v_1}{\sin i} \quad v_2 = \frac{\sin 29 \times 5,5}{\sin 20} \quad v_2 = 7,8 \text{ km/s}$$

2. Que pouvez-vous conclure sur la vitesse des ondes P lors d'un changement de milieu ?

Lors d'un changement de milieu des ondes P ont une vitesse de propagation qui change.

Vous imaginez qu'une onde P passe d'un milieu 1 vers un milieu 2 avec différents angles d'incidence.

3. À l'aide de la loi de Descartes, calculer l'angle de réfraction r , pour un angle d'incidence $i = 40^\circ$, une vitesse $v_1 = 5,6 \text{ km/s}$ et une vitesse $v_2 = 8 \text{ km/s}$.

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} \quad \sin r = \frac{\sin i \times v_2}{v_1} \quad \sin r = \frac{\sin 40 \times 8}{5,6} \quad \sin r = 0,92 \quad r = 66,9^\circ$$

4. Même question pour un angle d'incidence $i = 60^\circ$.

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} \quad \sin r = \frac{\sin i \times v_2}{v_1} \quad \sin r = \frac{\sin 60 \times 8}{5,6} \quad \sin r = 1,22$$

Dans cette configuration de vitesse, un angle supérieur à $44,4^\circ$ entraîne une réflexion du rayon et plus de réfraction.

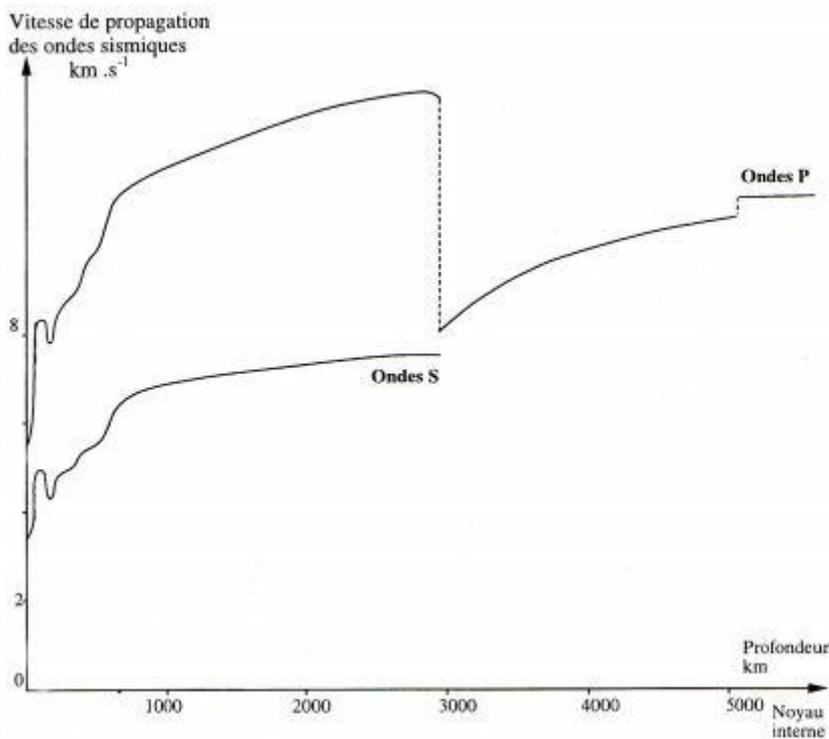
5. Qu'a-t-il pu se passer, dans le cas où $i = 40^\circ$, pour l'onde P, dans le cas où $i = 60^\circ$, pour l'onde P?

Au niveau d'une discontinuité l'onde sismique (trajectoire de l'onde) est déviée et donne naissance à une onde réfractée qui traverse le nouveau milieu et une onde réfléchi qui reste dans le milieu d'origine. Pour un angle $i = 60^\circ$ on n'a pas de rayon réfracté, mais uniquement un rayon réfléchi.

Activité 4 :

PREM

La structure du globe peut être modélisée à partir de l'étude de la propagation des ondes sismiques.



Le modèle sismique ou PREM (Preliminary Reference Earth Model) est le plus récent.

L'augmentation de la vitesse des ondes P et S avec l'augmentation de la profondeur montrent qu'elles ont traversé des milieux plus denses et / ou plus rigides. Les courbes obtenues ont toujours la même forme quelque soit le lieu du séisme et le lieu de l'enregistrement : - les variations de vitesse se produisent toujours à la même profondeur - l'augmentation de densité des matériaux se fait donc de manière concentrique

La Terre étant assimilée à une sphère aplatie au deux pôles, sa structure interne est faite d'enveloppes concentriques de densités différentes (Les enveloppes sont séparées par des discontinuités)

Il existe pour chaque séisme une zone d'ombre entre 105 et 140° de distance angulaire à l'épicentre où celles-ci ne sont pas reçues. Ceci fait suite à un changement de milieu qui entraîne une réfraction de l'onde et change son angle de propagation selon la loi de Descartes $\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$. Ce changement de milieu est appelé une discontinuité.

Cette zone d'ombre révèle la présence d'une discontinuité majeure à **2 900 km** de profondeur : **la discontinuité de Gutenberg**, marquant la limite entre manteau profond et noyau. Les ondes S ne traversent pas cette discontinuité.

Gutenberg déduit de toutes ces informations que la Terre est solide jusqu'à cette discontinuité. Plus tard d'autres discontinuités seront mises en évidence comme celle de **Lehmann à 5100 km** de profondeur entre le noyau liquide et la graine solide.

Exercice d'application :

A partir de l'exploitation des documents ci-dessous, donnez pour les deux séismes, la profondeur du MOHO et comparez la à l'épaisseur moyenne de la croûte terrestre (Cf TP ondes sismiques).

Pour calculer la profondeur du Moho, on utilisera la méthode basée sur l'application du théorème de Pythagore. On considère que les foyers de ces séismes sont peu profonds et que la vitesse des ondes P est de 6km/s.

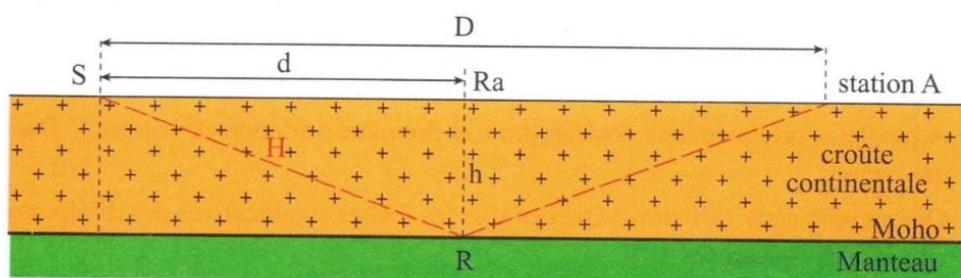


Figure 4.25 - Document 1 : Propagation des ondes P réfléchies (ondes PMP) dans la croûte terrestre

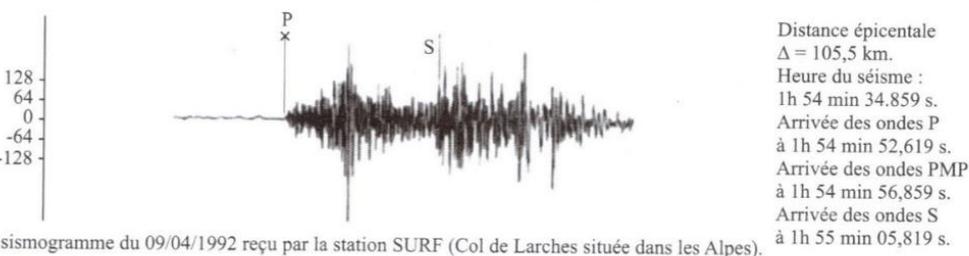
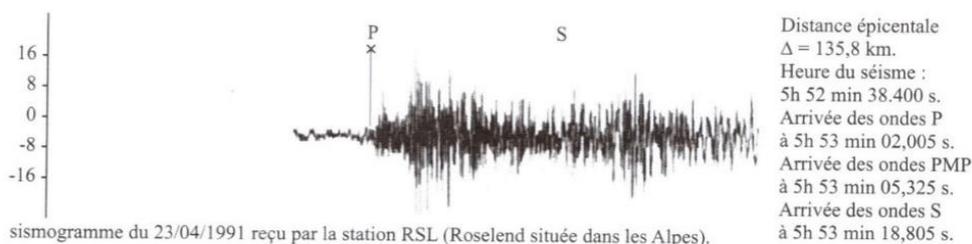


Figure 4.26 - Sismogrammes à étudier

Correction exercice d'application :

Ce que l'on sait :

- *on considère que les foyers sont peu profonds, on peut faire l'approximation que le foyer se confond avec l'épicentre.*
- *A la suite d'un séisme, les ondes P se propagent dans toutes les directions. Certaines vont directement à la station d'enregistrement, ce sont les ONDES DIRECTES qui se déplacent à 6km/s. D'autres se réfléchissent sur la limite entre la croûte et le manteau (= le Moho). Ce sont les ONDES REFLECHIES qui se déplacent à 6km/s, on leur donne le nom de PMP*
- *On connaît :*
 - *La vitesse des ondes sismiques : 6km/s*
 - *La distance D à l'épicentre (distance entre épicentre et donc foyer dans ce cas et station d'enregistrement)*
 - *L'heure du séisme*
 - *L'heure d'arrivée des ondes*

Cas du premier séisme :

D= 135.8km

Durée du trajet des ondes PMP : de 5h52min38.400s à 5h53min05.325s c'est-à-dire 26.925s

Les ondes PMP ont parcouru la distance de 2H en 26.925s à une vitesse de 6km/s

$$V = d/t \rightarrow 6 = 2H/26.925 \rightarrow H = (6 \times 26.925)/2 \rightarrow H = 80.775\text{km}$$

En utilisant Pythagore :

$$H^2 = h^2 + (d)^2 \quad \text{or } d = D/2$$

$$H^2 = h^2 + (D/2)^2$$

$$h^2 = H^2 - (D/2)^2$$

$$h^2 = (80.775)^2 - (135,8/2)^2$$

h = 43,75 km

Cas du deuxième séisme :

D= 105,5km

h = 39,6km

La croûte continentale est donc plus épaisse à la station RSI qu'à la station Surf



Le MOHO est profond car nous sommes au niveau d'une chaîne de montagnes

III – La mobilité horizontale

ACTIVITES 5,6 & 7

1) La mesure du déplacement des plaques par satellites.

Depuis les années 80, le déplacement des plaques peut-être mesuré en temps réel à l'aide des satellites. Le GPS (Global Positioning System = système de positionnement par satellite) utilise les satellites qui émettent des signaux pour positionner (latitude, longitude et altitude) un point localisé n'importe où dans le monde.

Des mesures successives permettent de détecter en temps réel un déplacement de ce point par rapport à un repère.

Les mesures faites au milieu des plaques à l'aide des satellites confirment les résultats obtenus par les autres méthodes. L'ensemble de ces mesures montrent que :

-la dorsale Pacifique est une dorsale rapide : de 10 à 16 cm/an

-la dorsale Atlantique est une dorsale lente : de 2 à 3 cm/an

Ces travaux ont permis dans les années 1995 d'affiner le modèle initial à 6 plaques vers un modèle actuel qui contient 14 plaques lithosphériques principales.

2) Le paléomagnétisme.

Des flux de fer et de nickel dans le noyau externe créent des courants électriques à l'origine du champ magnétique terrestre. Ce champ magnétique est représenté par un vecteur qui matérialise la direction, le sens et l'intensité du champ.

Actuellement le pôle nord magnétique correspond à peu près au pôle nord géographique.

Certaines roches, comme les basaltes contiennent des minéraux qui acquièrent une aimantation lorsque le magma dépasse la température dite de Curie du minéral considéré (585°C pour les minéraux du basalte). Le champ magnétique du basalte en formation s'oriente alors selon le sens du champ magnétique de l'époque. Les caractéristiques de ce champ magnétique sont conservées lors du refroidissement du magma.

A l'aide d'un magnétomètre on peut détecter la trace de ce champ magnétique ancien, on parle d'un champ paléomagnétique.

L'étude de roches d'âges variés a montré que la polarité du champ magnétique terrestre a subi des inversions au cours des temps géologiques.

On qualifie certaines périodes :

- **D'inverses**, lorsque le pôle nord et le pôle sud sont inversés par rapport à la situation actuelle,

- **De normale** avec le pôle nord magnétique proche du pôle nord géographique.

A la fin des années 1950, les relevés magnétiques effectués au niveau du plancher océanique montrent des anomalies remarquables du champ magnétique. On distingue des anomalies :

- **positive** correspond à une intensité du champ magnétique mesurée supérieure à l'intensité moyenne du champ magnétique actuel. Cette anomalie s'explique parce que la roche (basalte) a enregistré un champ magnétique (fossile) de même sens que le champ magnétique actuel, les deux champs s'ajoutent.

- **négative** correspond à une intensité du champ magnétique mesurée inférieure à l'intensité moyenne du champ magnétique actuel. Cette anomalie s'explique parce que la roche (basalte) a enregistré un champ magnétique (fossile) de sens opposé au champ magnétique actuel, les deux champs se soustraient.

Les anomalies du champ magnétique enregistrées sur le fond de l'océan forment des bandes parallèles et symétriques par rapport à la dorsale (anomalie positive bande noire et anomalie négative bande blanche), on obtient des profils « en peau de zèbre » qui sont restés incompris jusqu'en 1963.

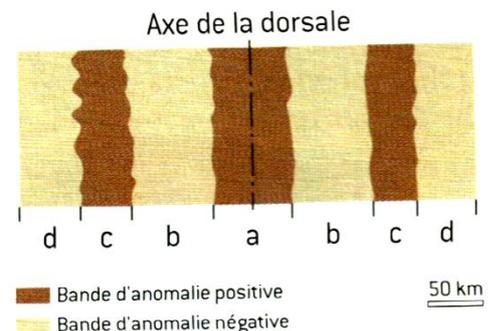
Activité : Travaux de Vine et Matthews, l'expansion océanique

Le document ci-dessous illustre les anomalies magnétiques enregistrées au niveau de la dorsale pacifique sud ainsi que la chronologie des inversions du champ magnétique établie à partir d'analyse de coulées basaltiques.

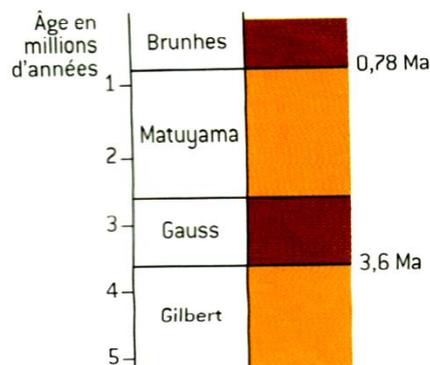
1) A partir de la bande d'anomalie située à l'axe de la dorsale, calculer la vitesse moyenne d'expansion océanique durant la période correspondante.

2) A partir de la bande d'anomalie d et de sa distance à l'axe de la dorsale, calculer la vitesse moyenne d'expansion océanique durant la période de temps correspondante.

3) Comparer les valeurs obtenues.



Anomalies magnétiques au-dessus de la dorsale du Pacifique Sud.



Echelle : 50km pour 7mm sur le doc

Soit 7,1km/mm

Anomalies de Brunhes :

5mm sur le doc donc 35,5 km dans la réalité en 0.78Ma.

$35,5 \text{ km} = 35,5 \cdot 10^5 \text{ cm}$
Et $0,78 \text{ Ma} = 0,78 \cdot 10^6 \text{ a}$

$V = d/t$

$V = 35,5 \cdot 10^5 / 0,78 \cdot 10^6$

$V = 4,55 \text{ cm/a}$

ATTENTION vitesse à multiplier par 2 ! puisque expansion de chaque côté de la dorsale

Donc $V = 9,1 \text{ cm/an}$

Anomalies de Gauss :

20mm sur le doc à partir de la dorsale donc 140 km dans la réalité en 3.6Ma.

$V = 140 \cdot 10^5 / 3,6 \cdot 10^6$

$V = 3,88 \text{ cm/a}$ soit $7,7 \text{ cm/an}$

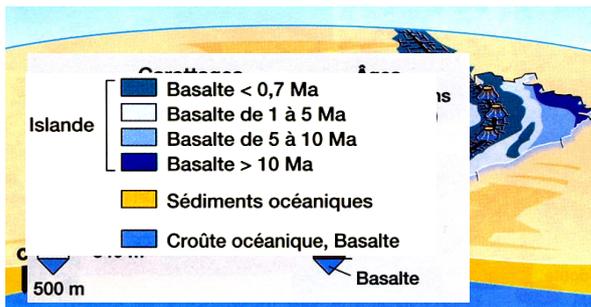
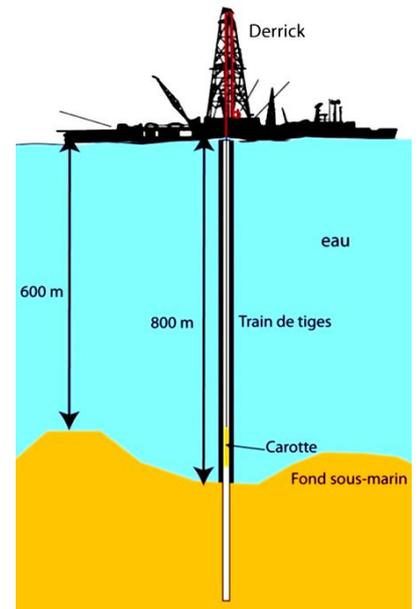
Activité : Le JOIDES Resolution : une mission de haute importance

A partir des informations des documents présenter le rôle de ce navire et l'intérêt de ses missions.

Le JOIDES Resolution (de l'anglais Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling) est un bateau de recherche scientifique utilisé pour des forages en mer.

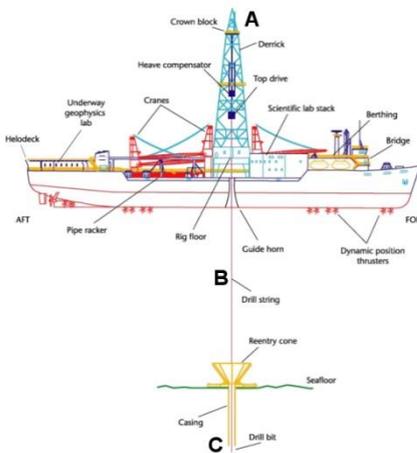
Unique en son genre, il est spécialement équipé pour les forages carottés profonds en pleine mer. Chaque expédition dure deux mois et répond à un projet scientifique spécifique. Environ 30 scientifiques des pays participants sont engagés sur chaque expédition pour effectuer des observations et analyses systématiques et préparer les recherches avancées sur les carottes.

Le bateau fait 144 m de long, et il est surmonté d'un derrick de 60 m qui lui permet de mettre bout à bout jusqu'à 9 000 m de tubes. Il est stabilisé par 12 moteurs commandés par ordinateur sur la base d'informations GPS. Il a foré le fond océanique jusqu'à 2 000 m sous une couche d'eau pouvant atteindre 7 000 m².



au fond
nique de

Les fonds océaniques sont eux aussi de nature basaltique. Ils sont recouverts de sédiments qui peuvent être datés grâce aux fossiles qu'ils contiennent.



Les forages océaniques scientifiques permettent aux géologues d'atteindre et d'étudier les roches qui constituent en profondeur le plancher des océans.

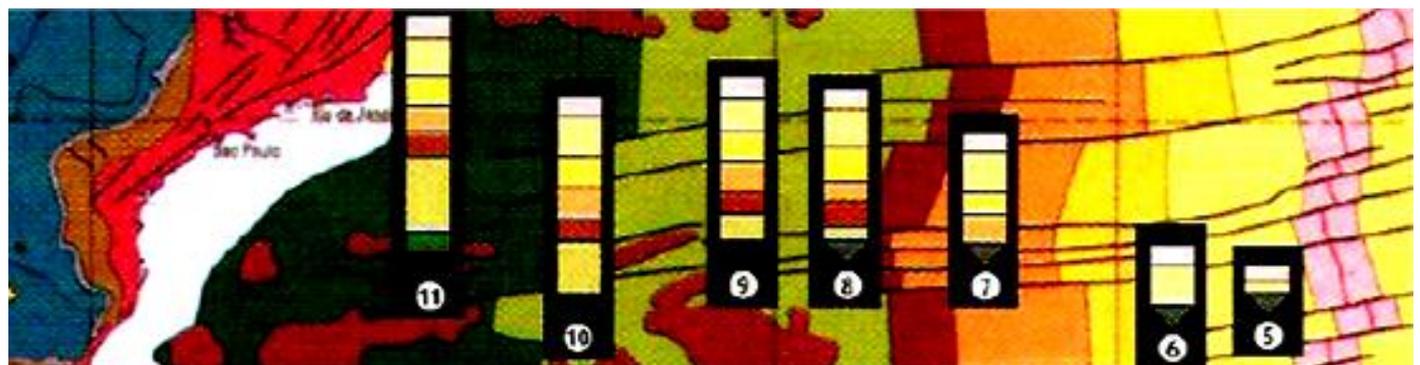
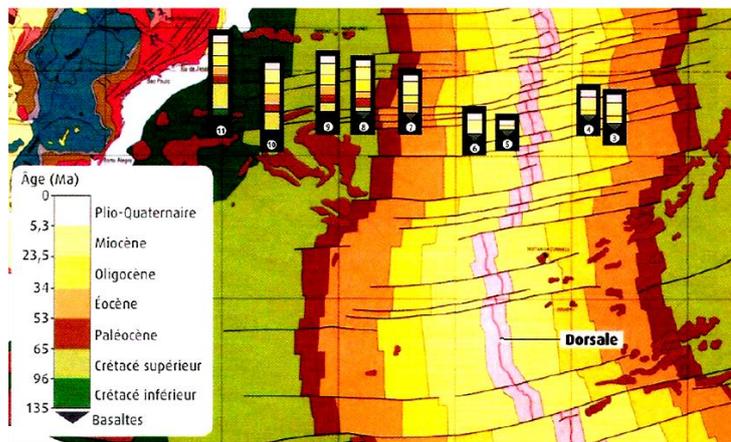
En 1963 Vine et Matthews réalisent une synthèse des différentes données (Inversion des pôles, anomalies magnétiques de la CO, reliefs des fonds océaniques, hypothèse de Hess) et proposent une explication à l'expansion océanique. Au niveau de la dorsale, il y a une activité magmatique qui conduit à la fabrication de nouveaux basaltes qui repoussent les basaltes plus anciens de part et d'autre de la dorsale. L'âge des différents basaltes et la symétrie par rapport à la dorsale prouvent que la dorsale est le siège d'une accrétion permanente de matériaux qui provoque une expansion océanique. Le calendrier des inversions magnétiques étant connu, on peut calculer la vitesse d'expansion de l'océan ($V = D/T$ en cm/an).

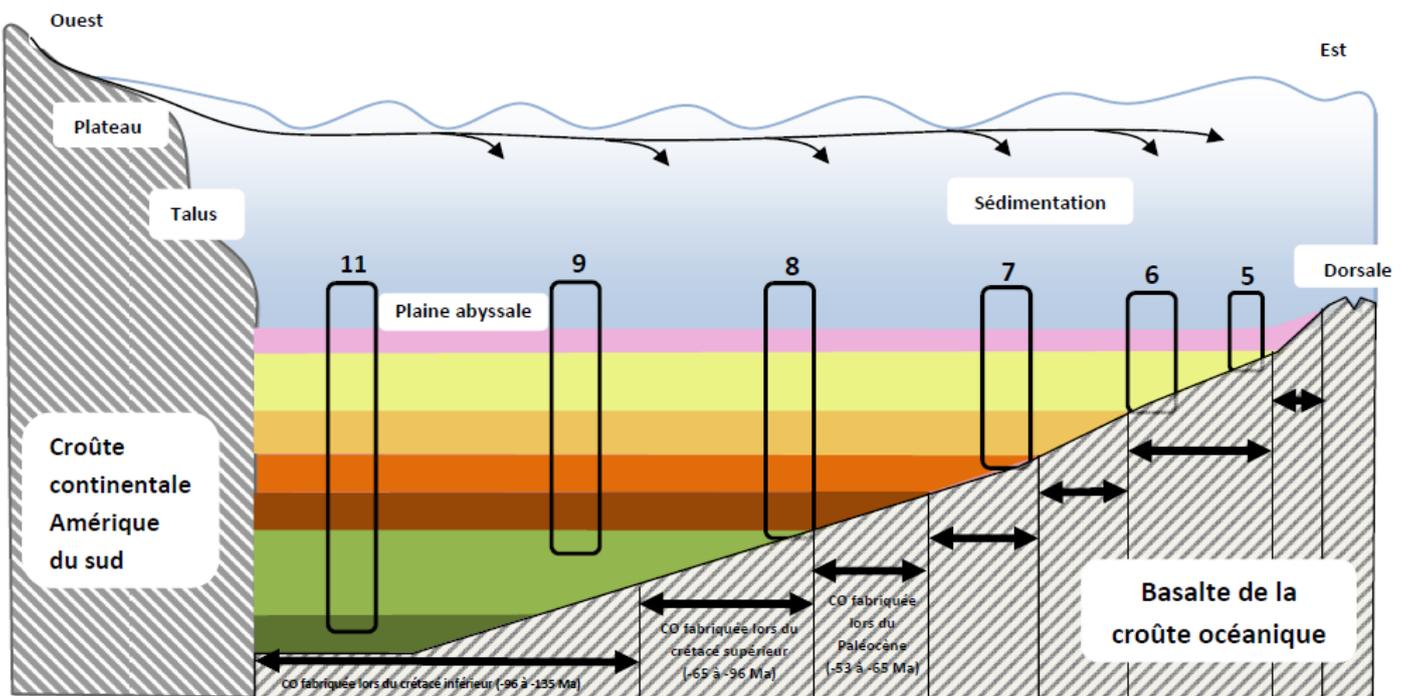
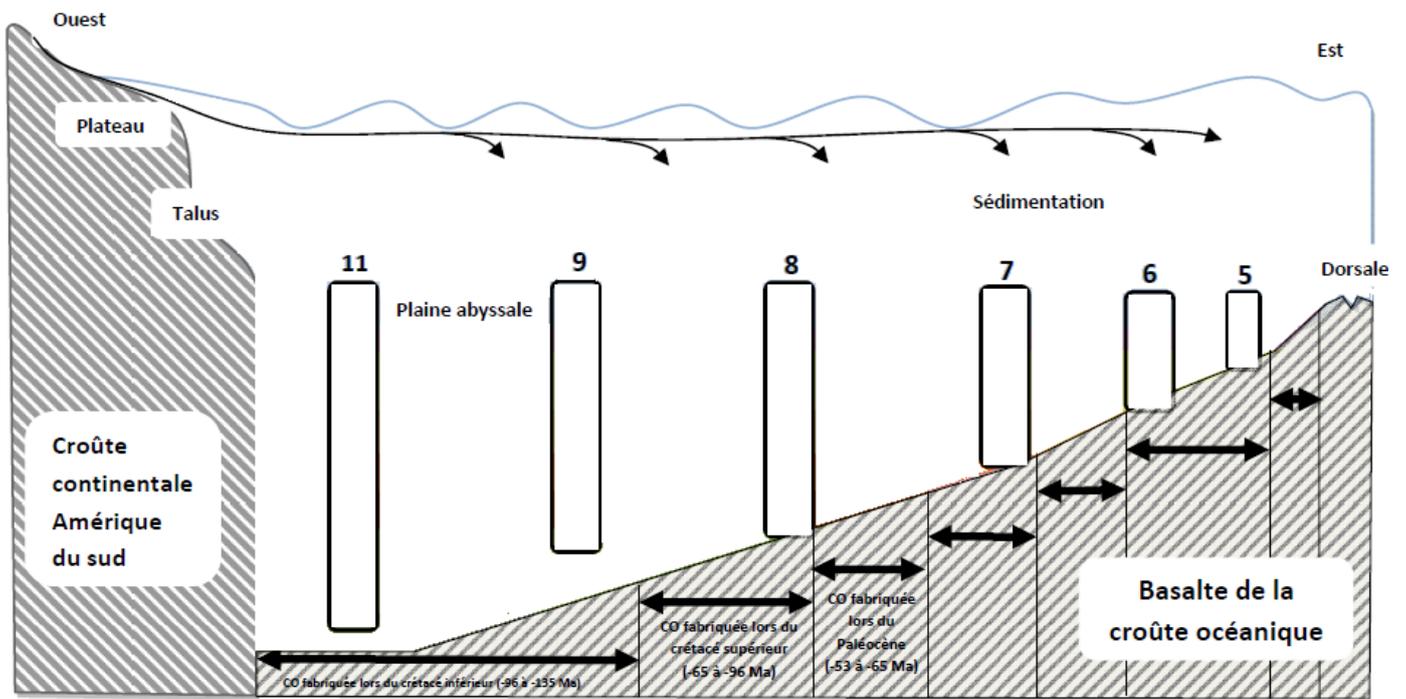
3) L'âge des sédiments

A partir du document projeté, compléter les couches du profil topographique ci-dessous.

A projeter : Document carte et coupe dorsale-Brézil et sédiments

Carte géologique : Âge des sédiments marins au contact du basalte de la croûte océanique.
Les carottes sédimentaires correspondent aux endroits où les forages ont été effectués.





Coupe des fonds océaniques entre le Brésil et la dorsale de l'Atlantique sud.
Répartition des sédiments océaniques

La subduction donne une explication aux jeunes âges des fonds océaniques qui ne dépassent jamais 180 millions d'années alors que pour des continents on mesure jusqu'à 3.8 milliards d'années. Les plaques lithosphériques océaniques âgées disparaissent par subduction, ce que ne réalise que très difficilement la lithosphère continentale.

Au niveau des zones de subduction, les données du flux thermique et de la tomographie sismique témoignent de la disparition d'un fragment de lithosphère océanique froid et cassant. La lithosphère en profondeur, à partir de 700 Km ou plus, se réchauffe et s'incorpore au manteau.

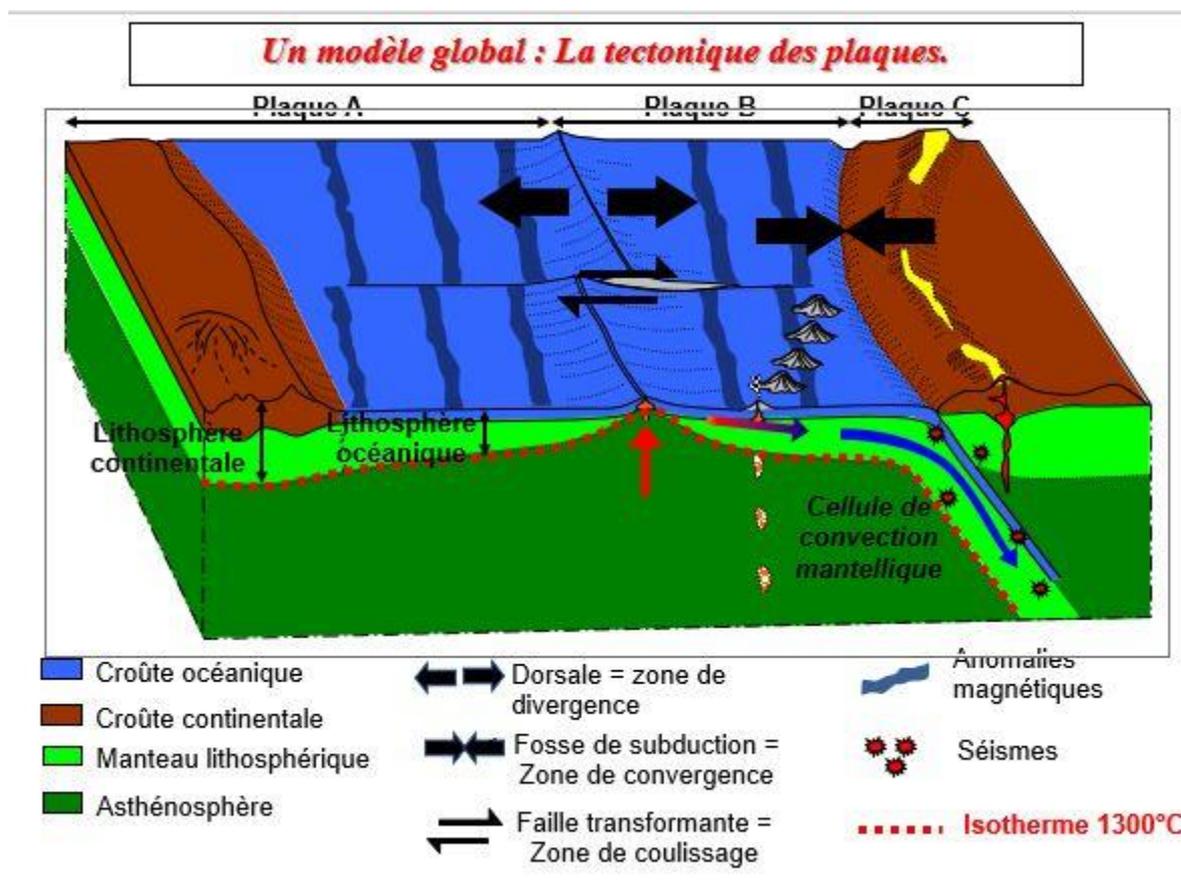
Conclusion du Chapitre :

Plusieurs études viennent confirmer le modèle de la tectonique des plaques. L'âge des sédiments océaniques en contact avec le basalte, ainsi que l'épaisseur de ces sédiments, confirme les données du paléomagnétisme.

Plus récemment, les études par GPS permettent d'observer directement le mouvement des plaques et de confirmer là aussi leurs déplacements et leurs vitesses.

La divergence des plaques de part et d'autre de la dorsale permet la mise en place d'une lithosphère nouvelle à partir de matériaux d'origine mantellique.

Dans les zones de subduction, les matériaux de la lithosphère océanique âgée sont détruits et s'incorporent au manteau.



Vers la fin des années 60, des forages sont réalisés dans les océans pour étudier l'âge des couches sédimentaires qui reposent sur le basalte de la croûte océanique.

La répartition des sédiments des fonds océaniques conduit à deux remarques :

Les sédiments les plus anciens se trouvent au plus loin de la dorsale et ne recouvrent pas la totalité du fond océanique.

Les zones les plus éloignées de la dorsale présentent une épaisseur plus importante de sédiments. Au niveau de la dorsale, il n'y a pas de sédiments.

Ces observations confirment les prédictions permises par la théorie de la tectonique des plaques. La répartition des sédiments prouve que l'océan grandit au cours du temps. Les sédiments au contact du basalte prouvent que le basalte est d'autant plus vieux qu'il est situé loin de la dorsale. Il y a donc bien une expansion océanique par accréation de nouveau basalte au niveau de la dorsale.

L'âge des sédiments et leur distance à la dorsale permettent de calculer des vitesses d'expansion qui corroborent les vitesses mesurées grâce au paléomagnétisme.

Au milieu des années 1990, les scientifiques considèrent que la « théorie des plaques » constitue un ensemble de faits scientifiquement démontrés, elle devient le modèle de la tectonique des plaques.