

Chapitre 2 : structure et mécanismes

I Une coupe de la Terre

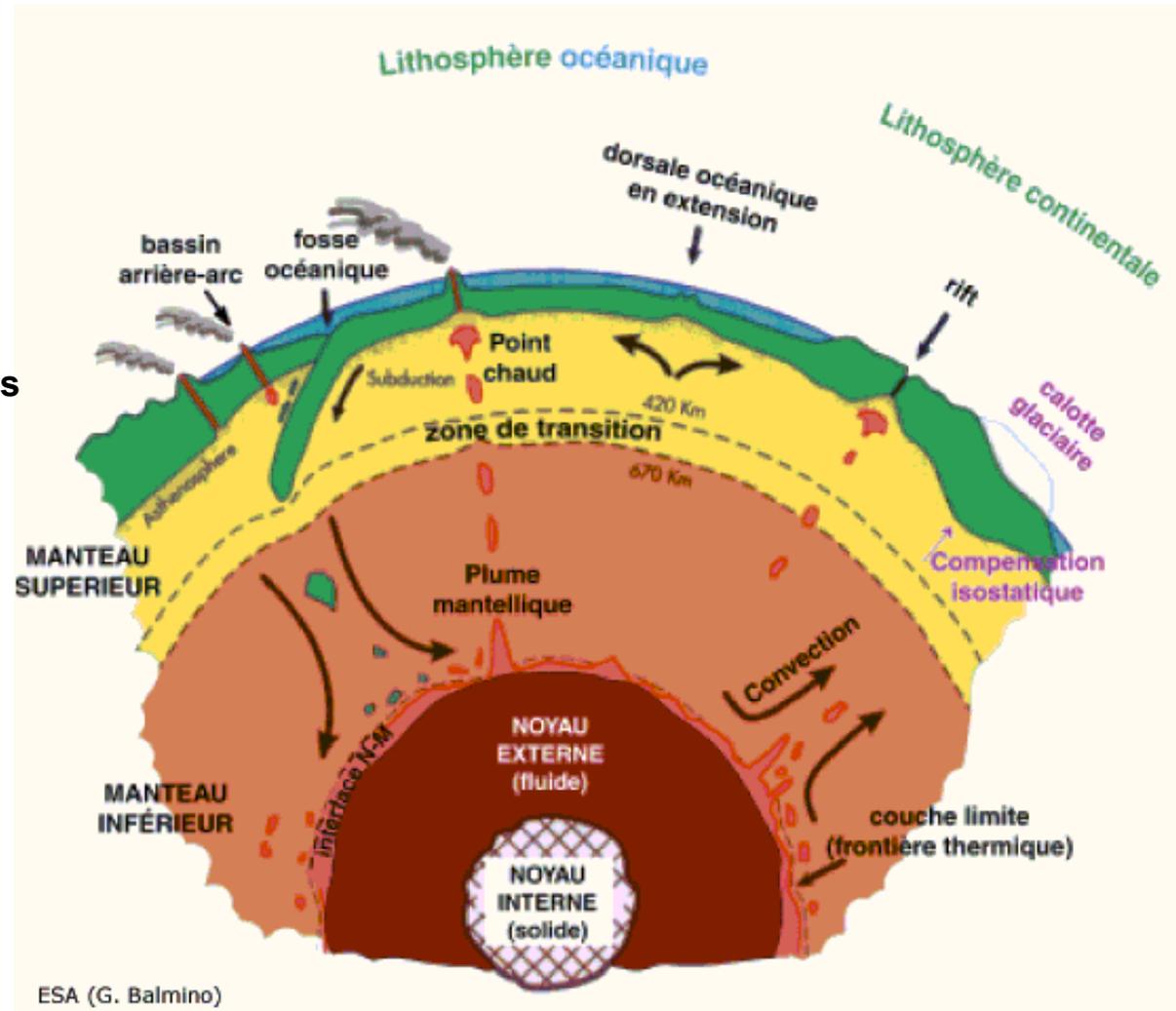
1. Méthodologie : la sismologie
2. Le noyau
3. Le manteau
- 4 Lithosphère et asthénosphère
5. La croûte océanique / continentale
6. L'isostasie

II La lithosphère fracturée en plaques

1. Différentes plaques
2. Contacts inter-plaques
3. Les marges continentales
4. Séismicité et volcanisme

III La Terre : machine thermique

1. Pertes et production de chaleur
2. La convection terrestre
3. Les points chauds



Comment connaître la structure interne de la Terre ?

- avant : idée du feu central (enfer)
- XX^{ème} siècle : une connaissance indirecte ... : **la sismologie** (étude de la propagation des ondes sismiques provoquées par la libération d'énergie lors d'un séisme. A la base de la connaissance de la structure interne de la géosphère).
- la vitesse des ondes dépend de la densité et des propriétés mécaniques.
- 2 types d'ondes :

Ondes P (Premières) :

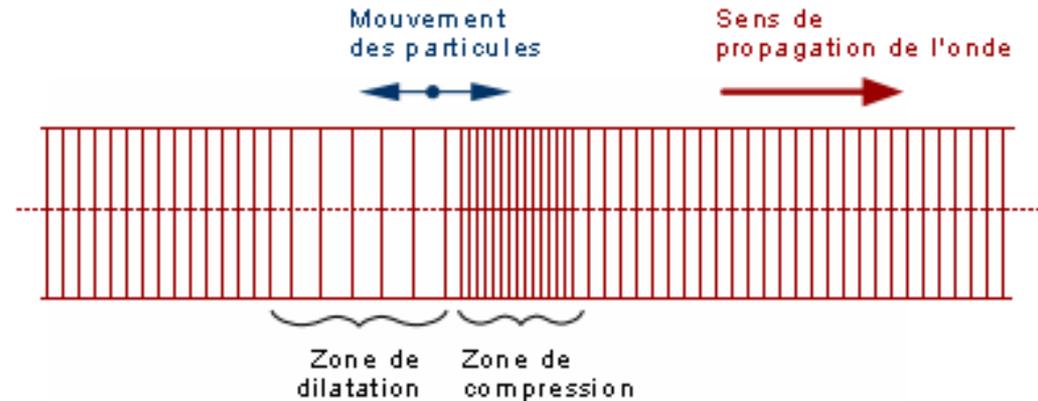
ondes de compression ou

ondes longitudinales

(compression dilatation dans le sens de propagation de l'ébranlement)

Se propagent dans tous les milieux.

Onde P (compression)



Ondes S (Secondaires) :

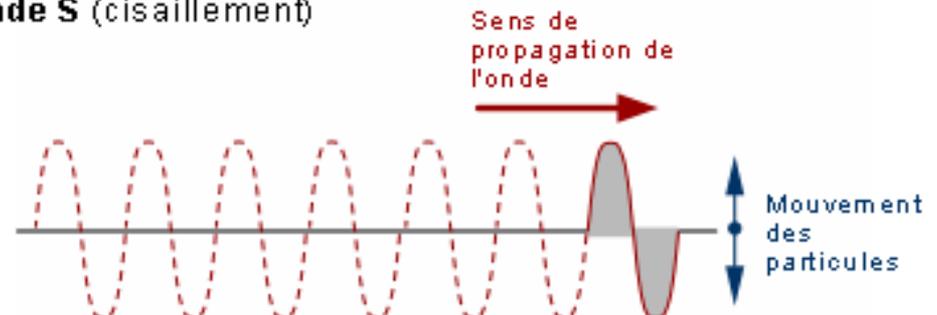
ondes de cisaillement ou

ondes transversales

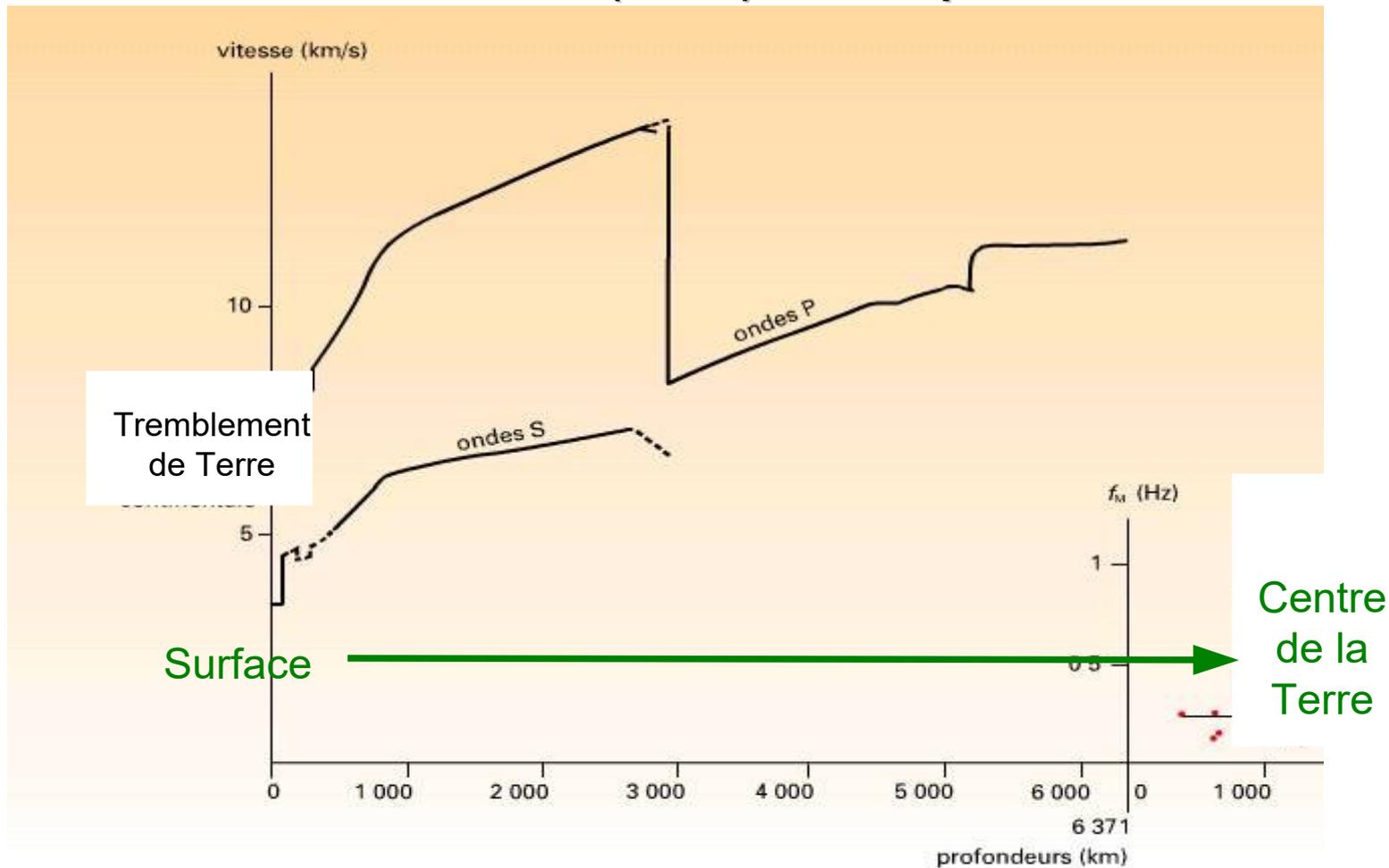
(perpendiculaires à la direction de propagation de l'ébranlement)

Ne traversent pas les milieux ayant les propriétés des liquides

Onde S (cisaillement)



La vitesse des ondes (P et S) selon la profondeur



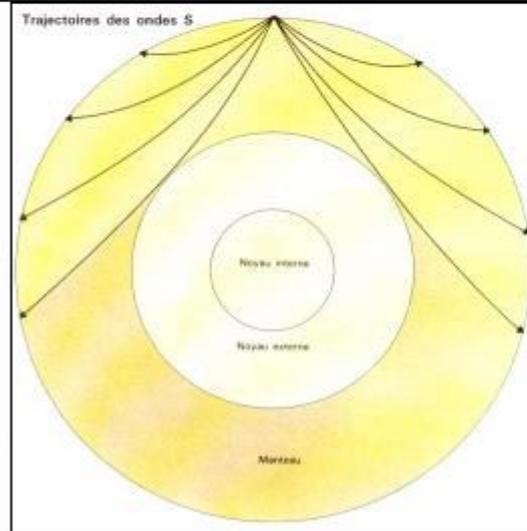
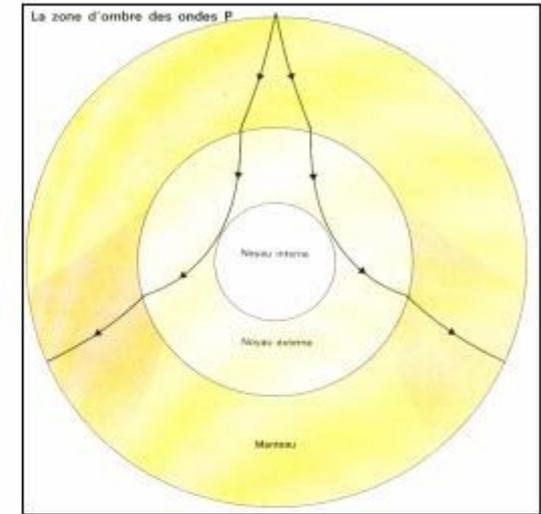
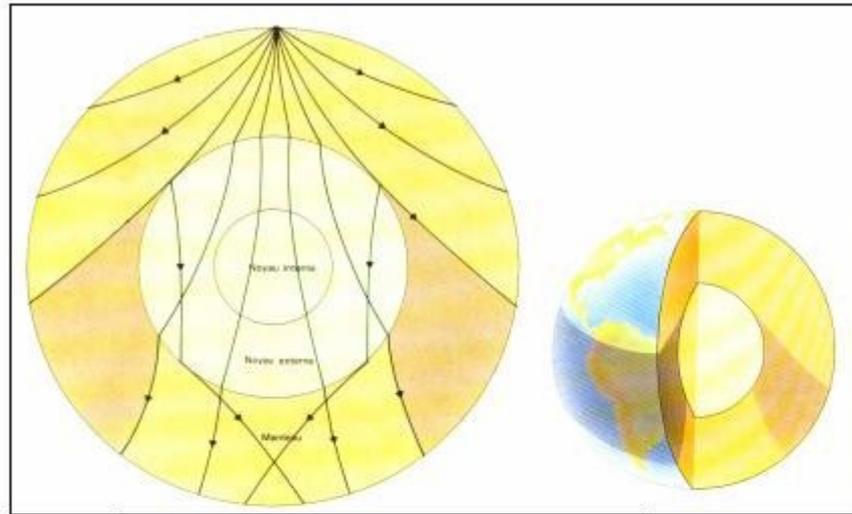
La vitesse augmente en fonction de la densité : donc augmente en profondeur

Mais :

- 1/ Cette accélération n'est pas régulière et s'accompagne de brutales décélérations
- 2/ Les ondes S s'arrêtent vers 2900 Km de profondeur

=> La Terre est stratifiée

L'étude de la vitesse de propagation, différente suivant le milieu, de ces ondes de volume, et de leur réfraction/réflexion sur des discontinuités physiques a permis de mettre en évidence la structure interne de la géosphère.



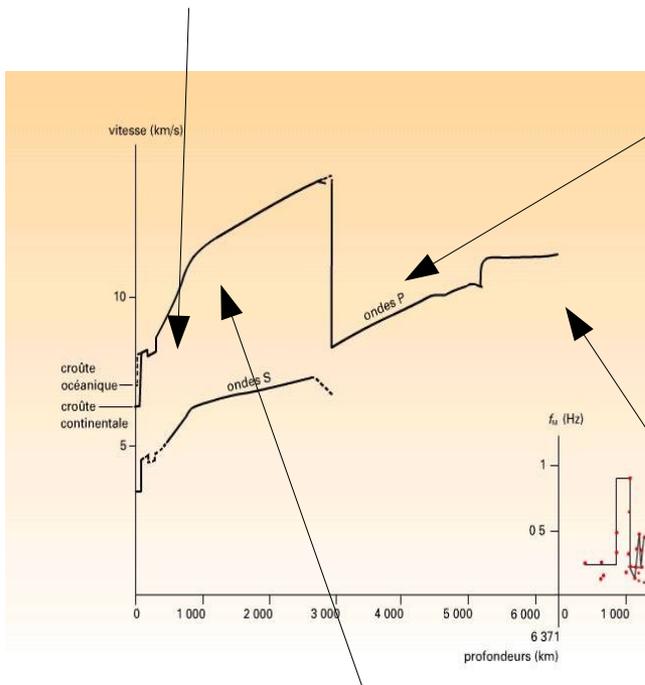
Ondes de volume
Trajets, réfractions des ondes P et S
et zone d'ombre des ondes P.

Trois discontinuités majeures ont pu être mises en évidence:

- **Mohorovicic**, ou Moho, qui sépare, entre 0 et 70 km de profondeur la croûte et le manteau ;
- **Gutenberg**, séparant vers 2900 km de profondeur le manteau du noyau ;
- **Lehman**, qui sépare le noyau externe du noyau interne vers 5100 km de profondeur.

Moho :

La vitesse de propagation des ondes (ébranlements provoqués par les tremblements de terre) diminue d'environ 10% (Zone à moindre vitesse ou Low Velocity Zone (LVZ)).



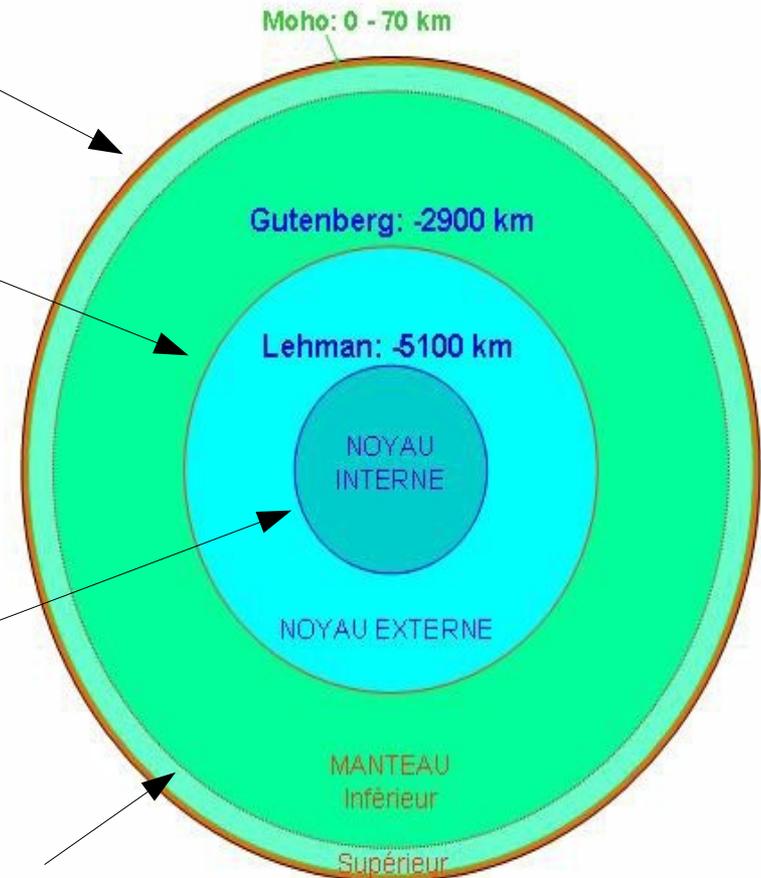
Gutenberg

Ondes P décélèrent brutalement. Ondes S sont stoppées

Lehman

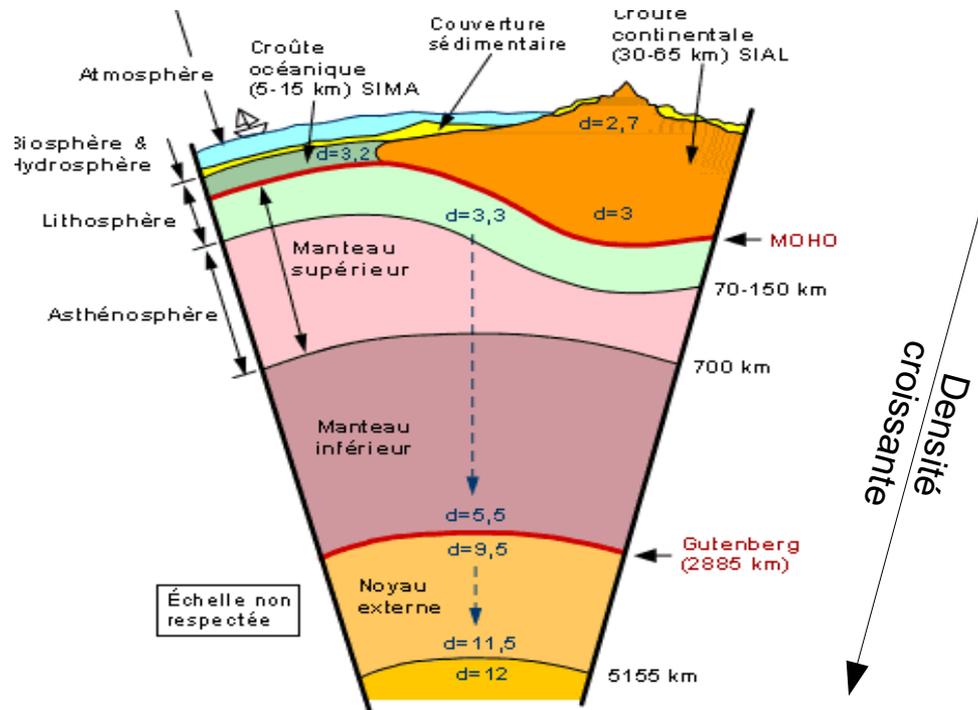
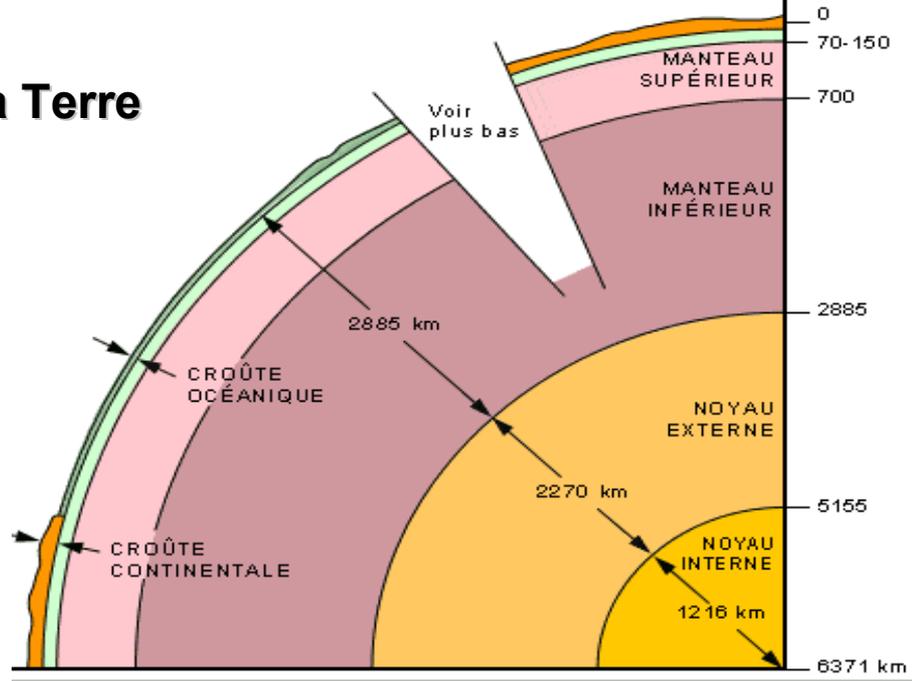
Ondes P accélèrent

Discontinuités majeures



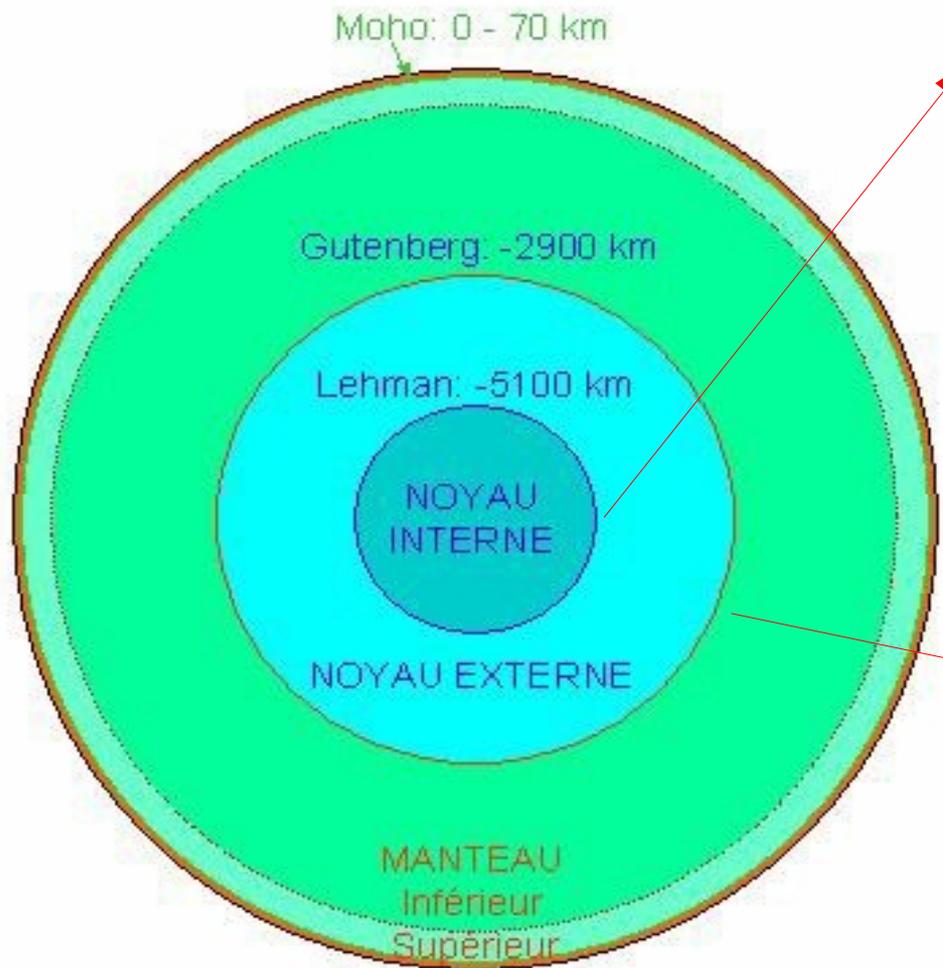
Une quatrième discontinuité (mineure) : entre manteaux inférieur et supérieur

Structure interne de la Terre



Le noyau

Discontinuités majeures



Le Noyau:

2 **Discontinuité de Lehman**
Augmentation brutale de densité et de vitesse des ondes P

Noyau interne:

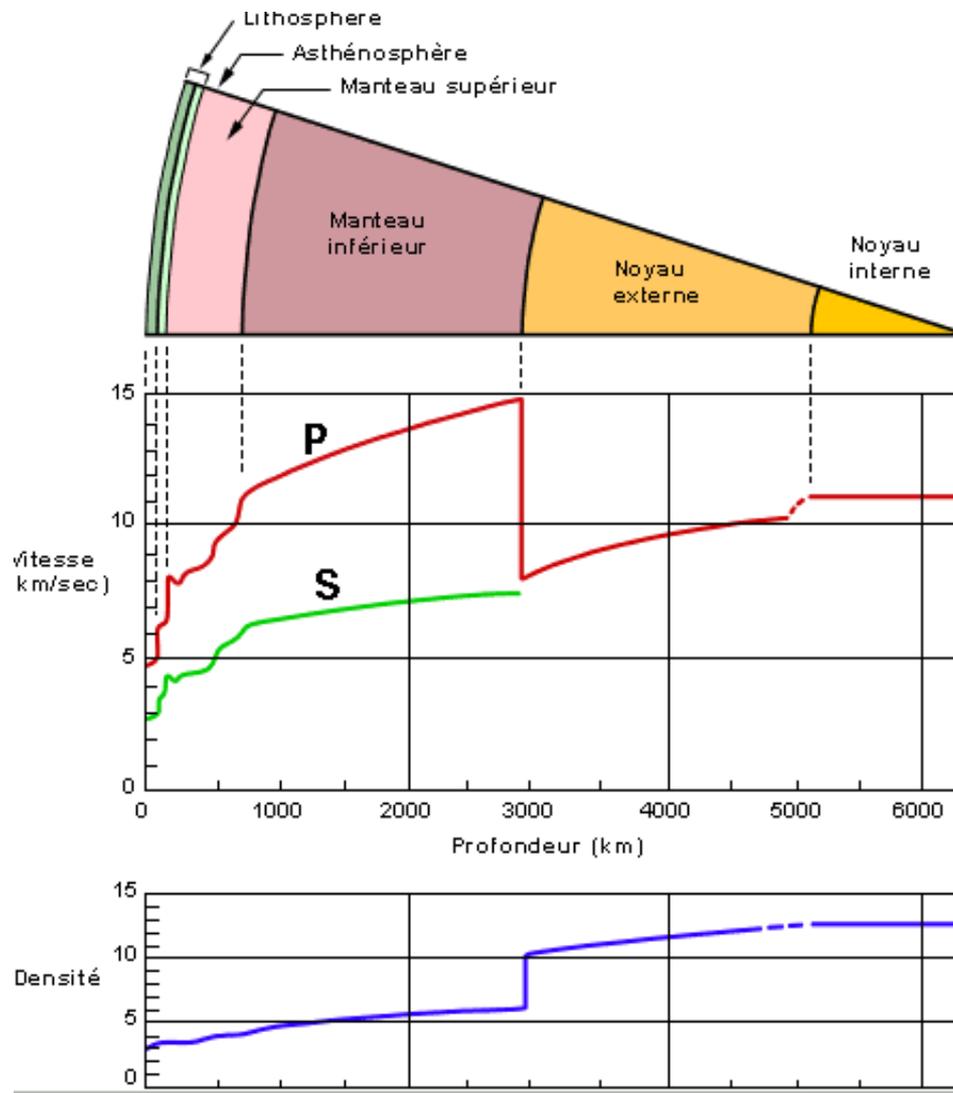
Etat solide
Densité entre 12.3 et 13.3
Pression entre 3200 et 4000 kbar
Composition chimique: 80% Fe, 20% Ni, O et C en faible quantité, quelques éléments légers à l'état de traces.

1 **Discontinuité de Gutenberg**
Non traversée par ondes S

Noyau externe:

Etat «liquide»
Densité entre 10 et 11.8
Pression entre 1350 et 3200 kbar
Composition chimique: 86% Fe, 12% S, 2% Ni.

Le noyau



Noyau métallique (graine + noyau externe) = plus de la moitié du rayon de la Terre

17 % de son volume ... séparée du manteau par la discontinuité de Gutenberg

Le noyau

Solide vs fluide ?

La processus de cristallisation (transition d'un métal de la phase liquide à la phase solide) de l'alliage Fer/Nickel constituant le noyau dépend de manière non-linéaire de la T et P.

Conditions de cristallisation sont réunies dans la graine du fait des très hautes pressions (3.6 Mbar) malgré les très hautes températures

Refroidissement de la Terre au cours du temps = accroissement de la graine aux dépends du noyau externe

La graine serait apparue 2.8 Ga après la formation du noyau (dc graine = 4.5 – 2.8 = 1.7 Ga)

À ce rythme, le noyau serait entièrement solidifié dans 7 Ga (plus que l'espérance de vie du système Solaire !)

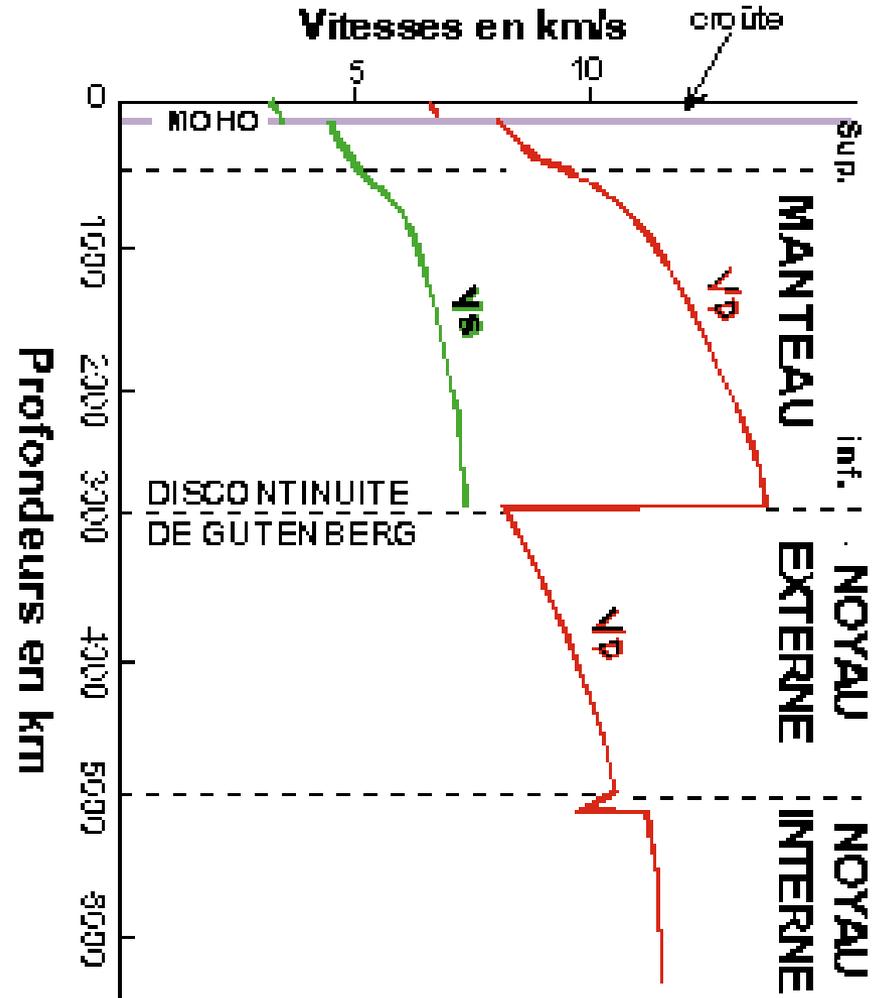
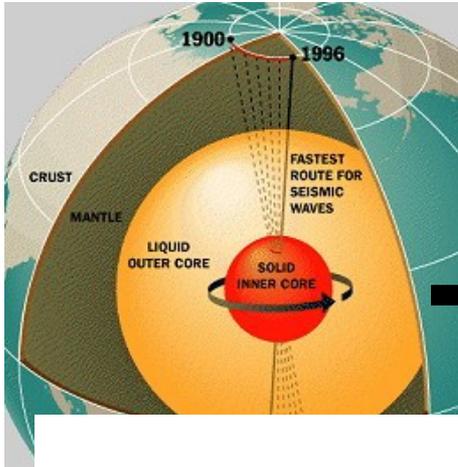
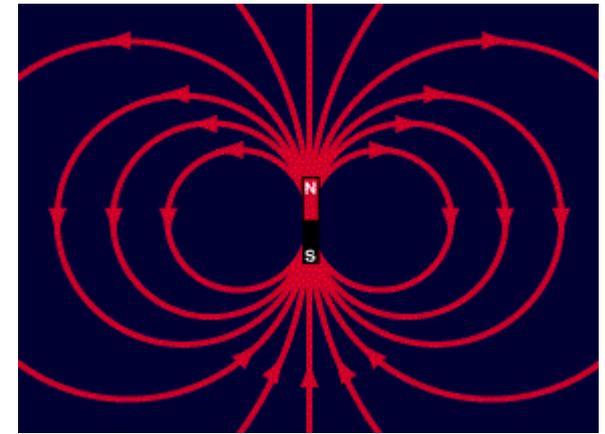


Fig. 3.10 : Vitesse des ondes sismiques P et S à l'intérieur du globe terrestre

Le noyau

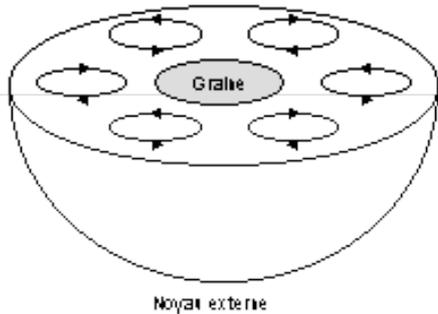
Le champ magnétique induit

Rappel : la terre possède un champ magnétique (dipôle)



La graine tourne de $0,2^\circ$ de longitude / an plus vite que la surface de la Terre

Le noyau externe (liquide, formé de fer – conducteur -) est animé de mouvements de convections (comme l'atmosphère chauffée par le bas ...), déviés par la force de Coriolis (idem atmosphère)



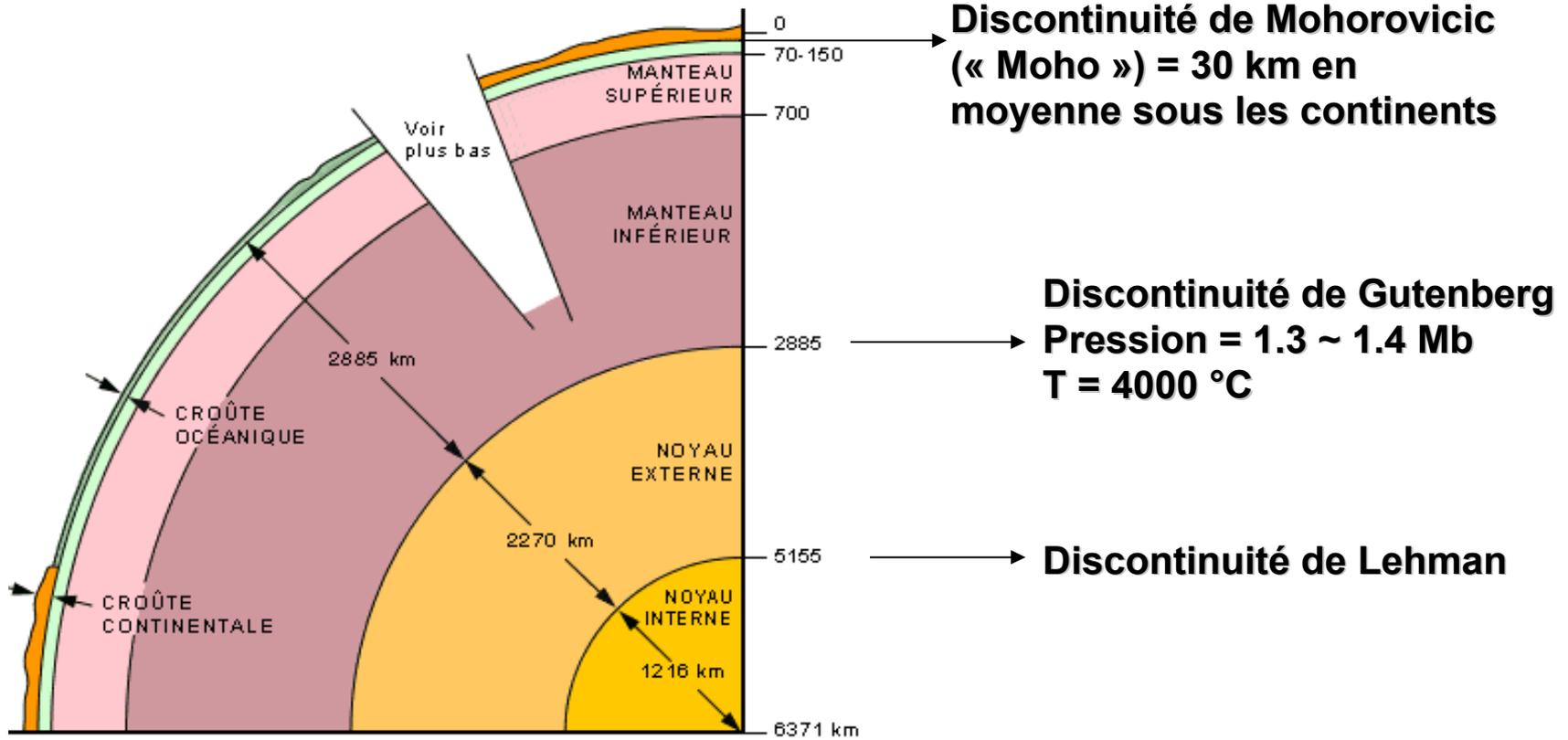
Noyau externe

Ces mouvements complexes génèrent le magnétisme au travers d'un processus appelé **effet dynamo auto-entretenu**

(mouvements = courant = champ magnétique = mouvements = courant ...)

Le manteau

- animé de mouvements de convection (comme le noyau externe) → que l'on verra plus en détail dans la partie IV du cours ;
- divisé également en manteau inférieur et supérieur ;
- manteau supérieur procède à des échanges directs de matière avec la croûte.



Notes sur le comportement mécanique du manteau

Le manteau n'est pas constitué de roches en fusion (*sauf très ponctuellement au niveau des dorsales et des points chauds*)

Mais son comportement mécanique est celui d'un fluide lorsque de longues échelles de temps sont considérées ...

C'est la même chose pour un glacier (aux échelles de temps près) ...

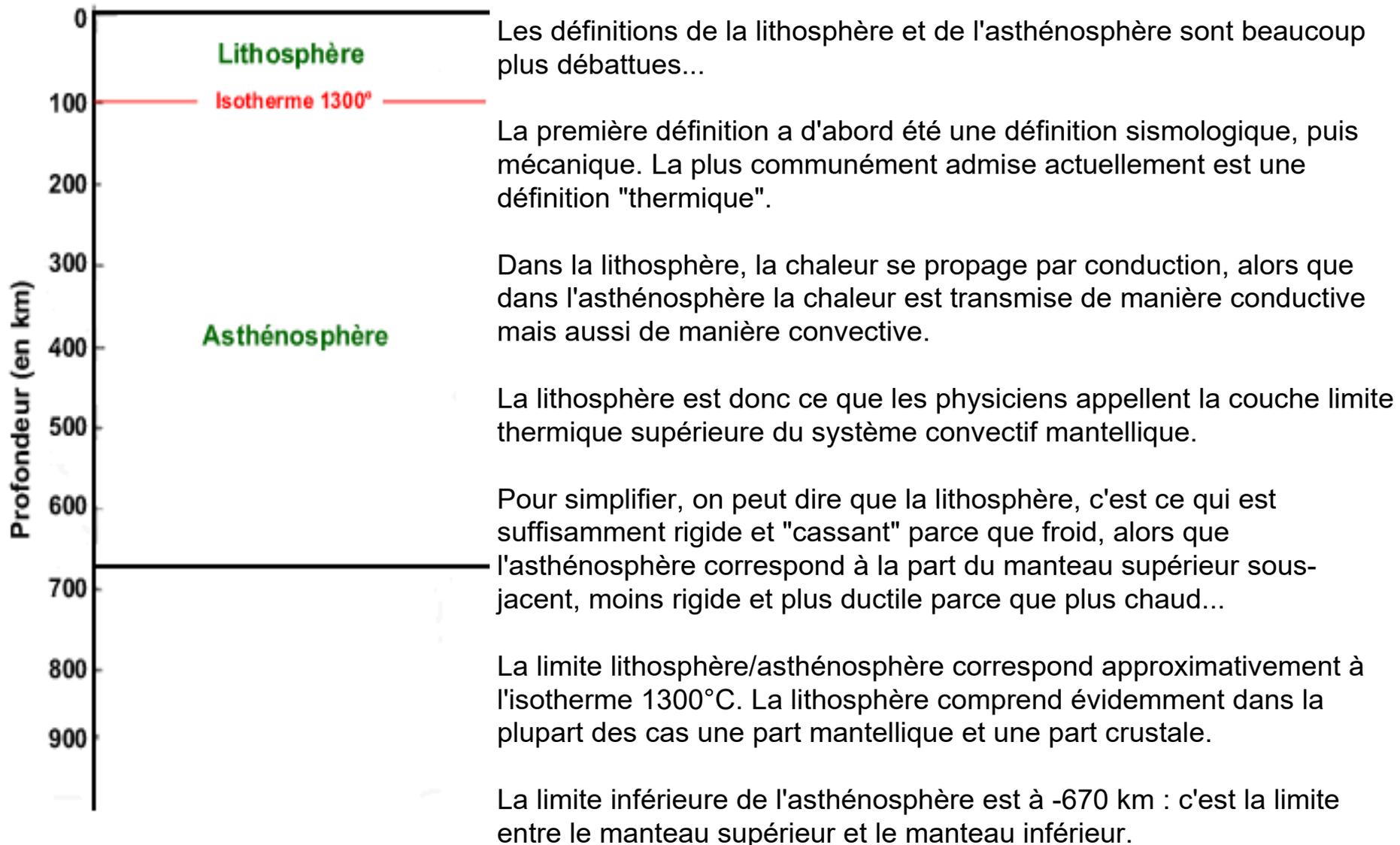


Aux échelles de temps courtes = solide

Aux échelles de temps longues (plusieurs années) = liquide

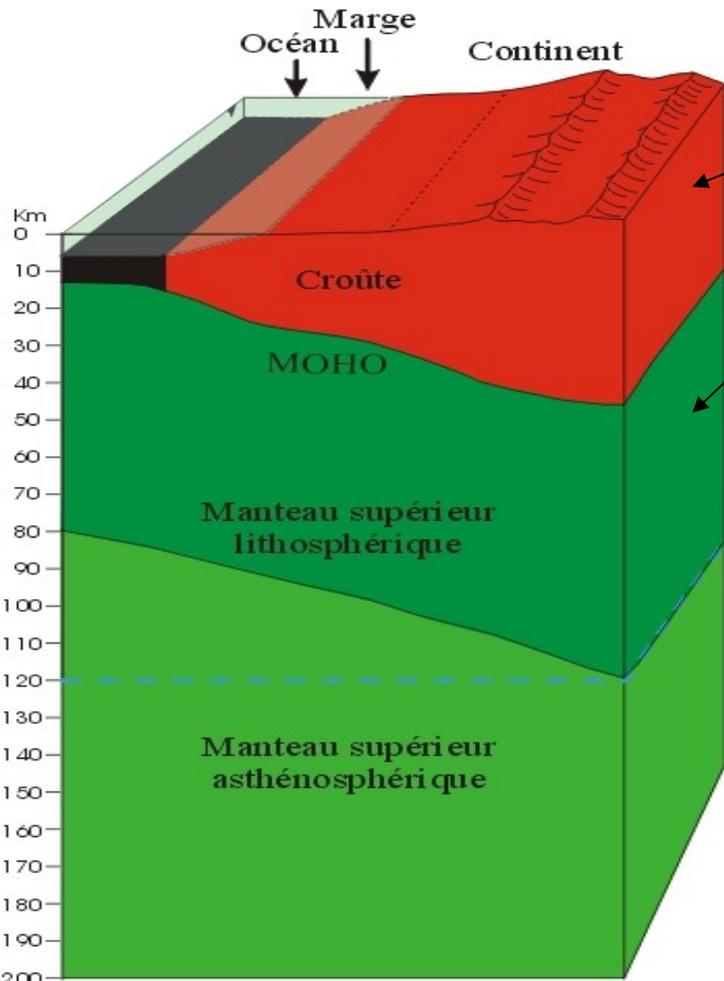
➔ fluage d'un solide

Asthénosphère et lithosphère



LA LITHOSPHERE

L'épaisseur de la lithosphère est de 100 à 120 km en moyenne. Cette épaisseur varie de 0 à l'axe des dorsales à 200 km sous les continents âgés de plus de 1 milliard d'années.



Croûte continentale

Lithosphère

Manteau lithosphérique

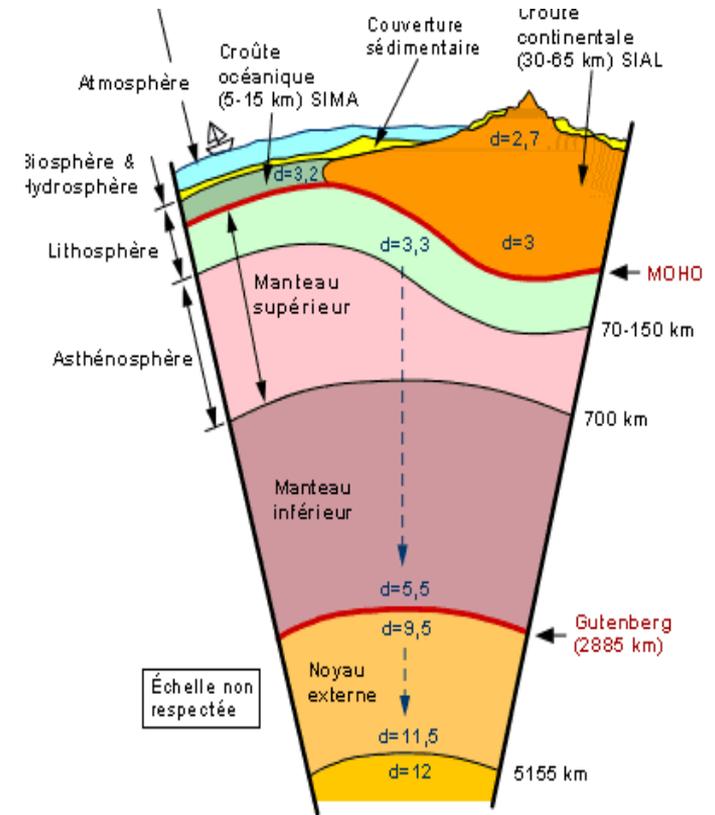
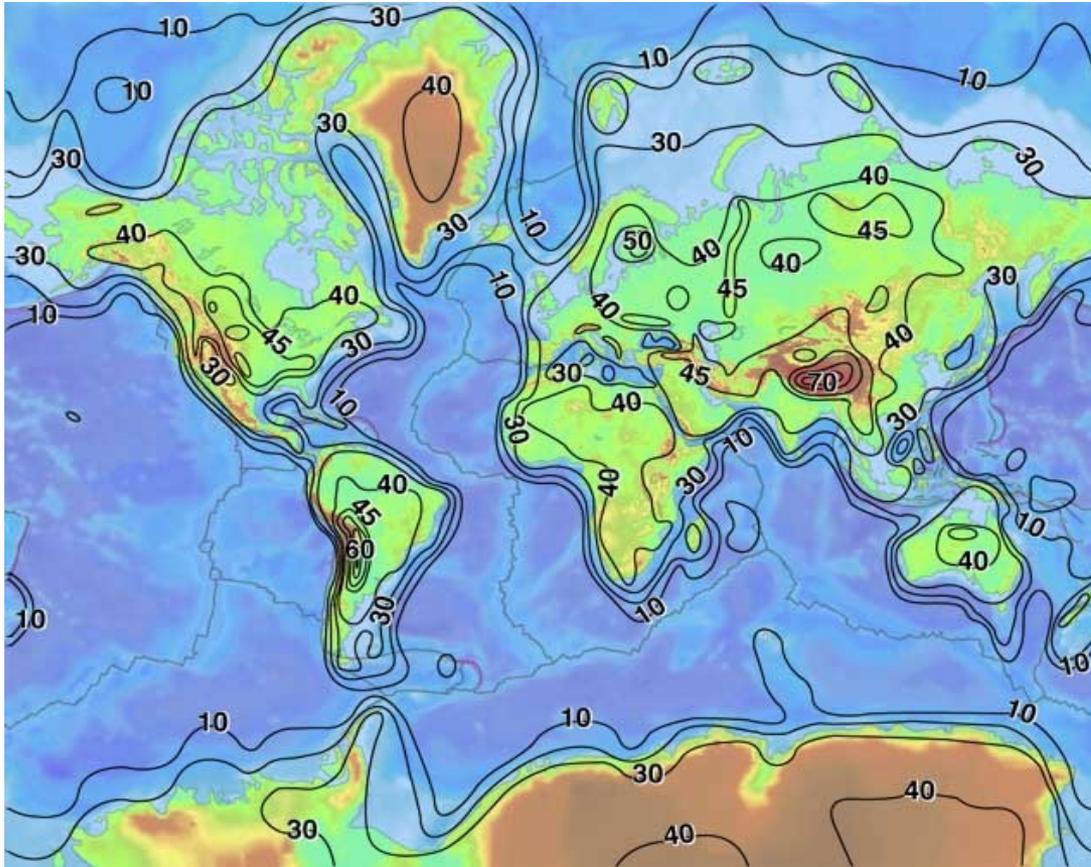
La **lithosphère** (solide) repose sur l'**asthénosphère**, (en vert clair sur le schéma), qui est un milieu se déformant facilement à l'échelle géologique: on dit qu'il est plastique.

En général, l'asthénosphère n'est pas constituée de roches en fusion. Sa plasticité résulte des conditions de pression et de température (1300° environ) qui règnent sous la lithosphère.

Une croûte d'épaisseur variable

croûte océanique : moyenne : 7 km

croûte continentale : moyenne : 40 km (plaines 30 – 35 km / montagnes 50 – 70 km)



Deux types de croûtes

Composit

Croûte Océanique

Les 5 oxydes dominants

SiO ₂ :	41,7%
Al ₂ O ₃ :	14,2%
MgO:	12,7%
FeO:	11,0%
CaO:	9,9%

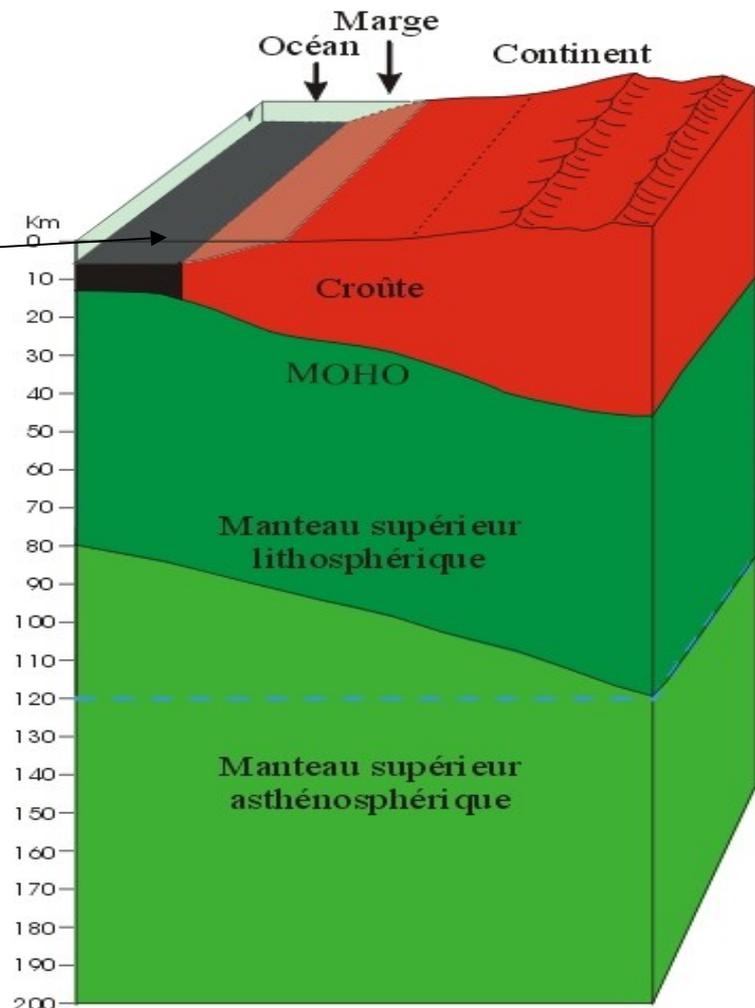
LA CROÛTE OcéANIQUE



Basaltes en coussins (pillows-lava figés) observés en plongée au sommet de la croûte océanique

La croûte océanique (en noir sur le schéma) est mince (7 km en moyenne). Elle est constituée principalement de **basaltes** et de **gabbros** (du basalte cristallisé).

Cette croûte est relativement jeune puisque créée par la tectonique des plaques actuelle. Sa densité est de 3 environ.



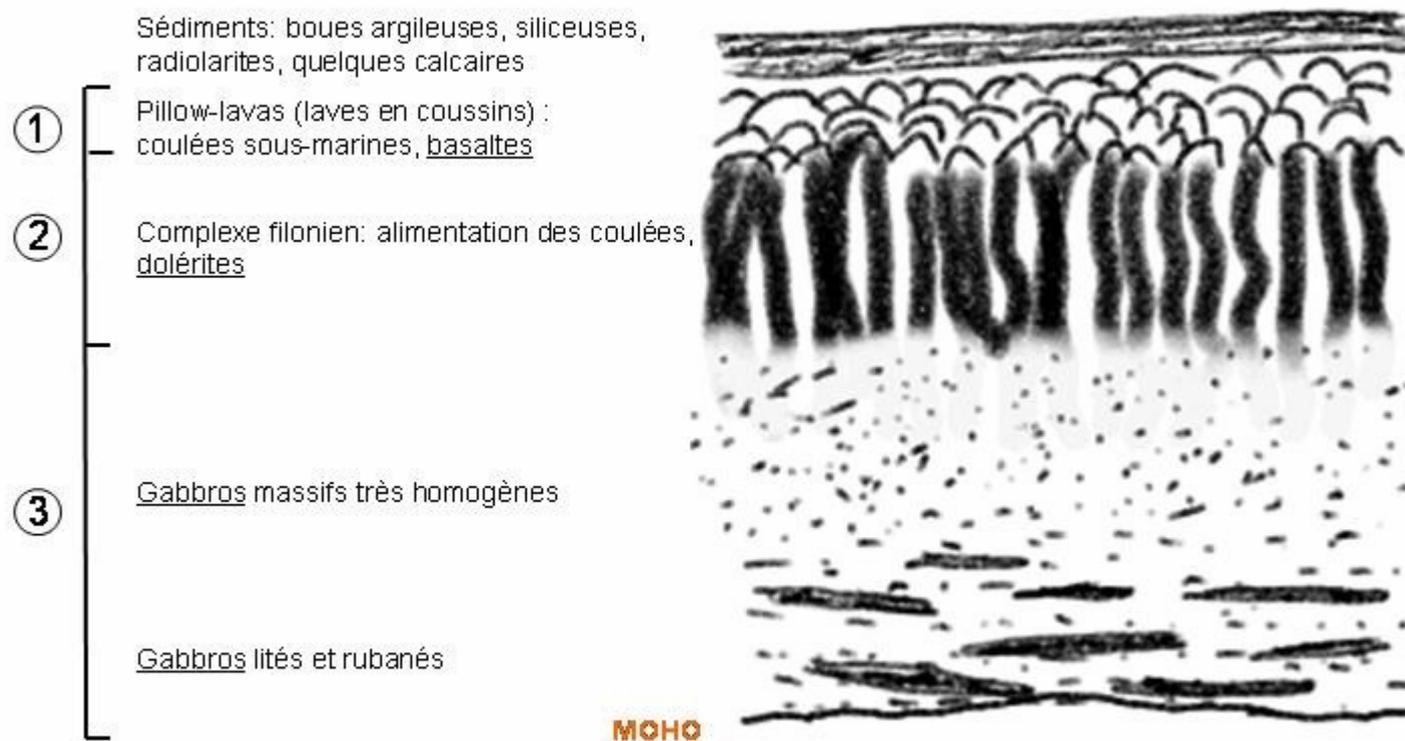
Basaltes et gabbros sont composés
Principalement
de **Silice** et de **Magnésium**
« SIMA »

LA CROÛTE OcéANIQUE

S'étend sur 55% de la surface de la géosphère. Sa structure, simple, et sa composition, basaltique, sont connues par forages, sismique et grâce aux parties de croûte océanique qui ont été engagées dans des phénomènes d'obduction, les Ophiolites.

La croûte océanique se forme à partir de magmas basaltiques à l'aplomb des rides médio-océaniques

Coupe schématique de la croûte océanique

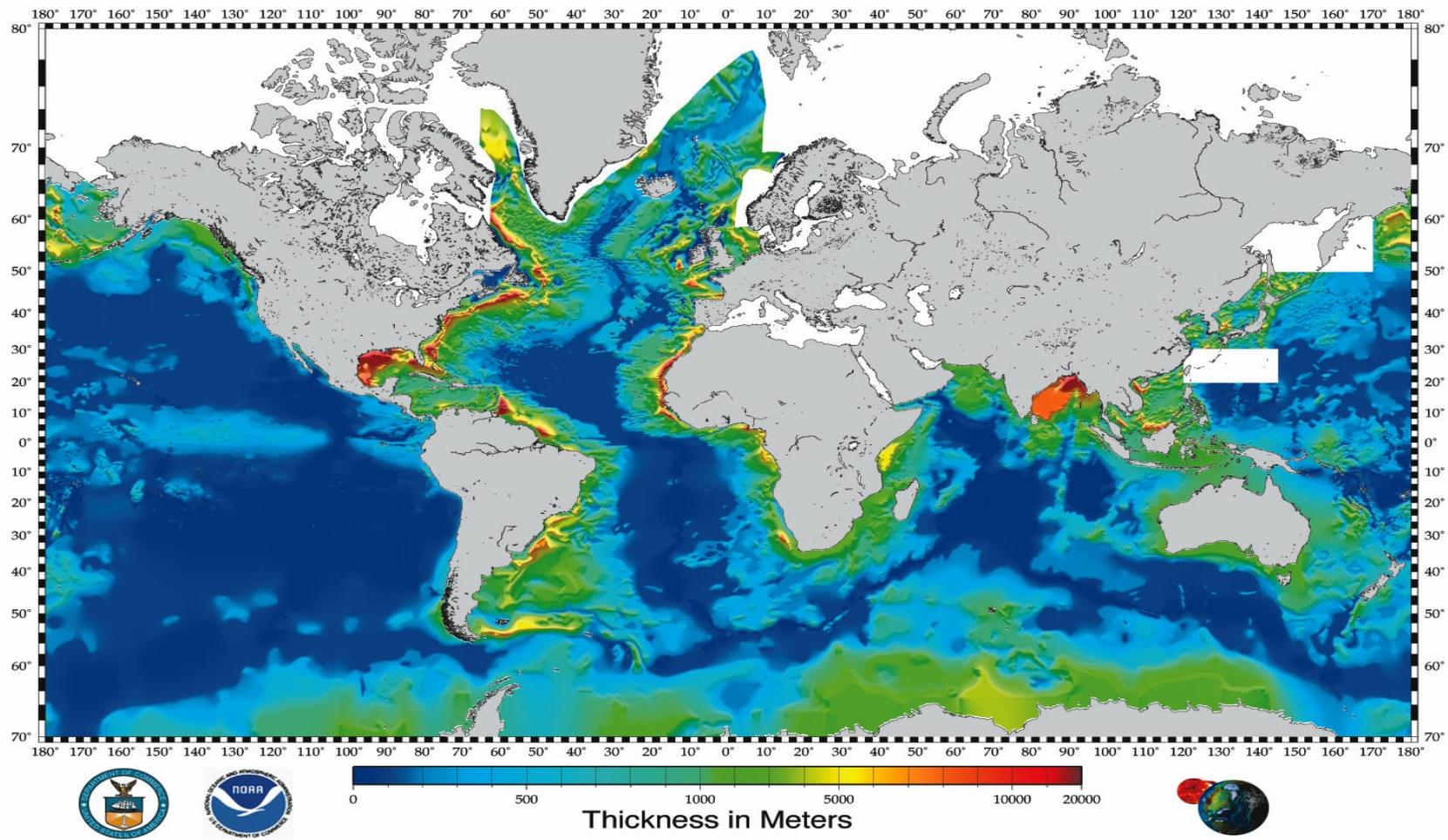


Manteau lithosphérique: péridotites

LA CROÛTE OCEANIQUE

L'épaisseur des sédiments recouvrant le plancher océanique

Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas



A digital total sediment thickness database for the world's oceans and marginal seas is being compiled by the National Geophysical Data Center (NGDC), Marine Geology & Geophysics Division. The data are gridded with a spacing of 5 arc-minutes by 5 arc-minutes. Sediment thickness data were compiled from three principle sources: previously published isopach maps; ocean drilling results, both ODP and DSDP; and seismic reflection profiles archived at NGDC as well as seismic data and isopach maps available as part of the IOC's Geological/Geophysical Atlas of the Pacific (GAPA) project.

The distribution of sediments in the oceans is controlled by five primary factors:
1) Age of the underlying crust
2) Tectonic history of the ocean crust
3) Structural trends in basement
4) Nature and location of sediment sources, and
5) The nature of the sedimentary processes delivering sediments to depocenters

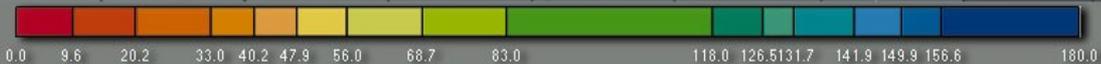
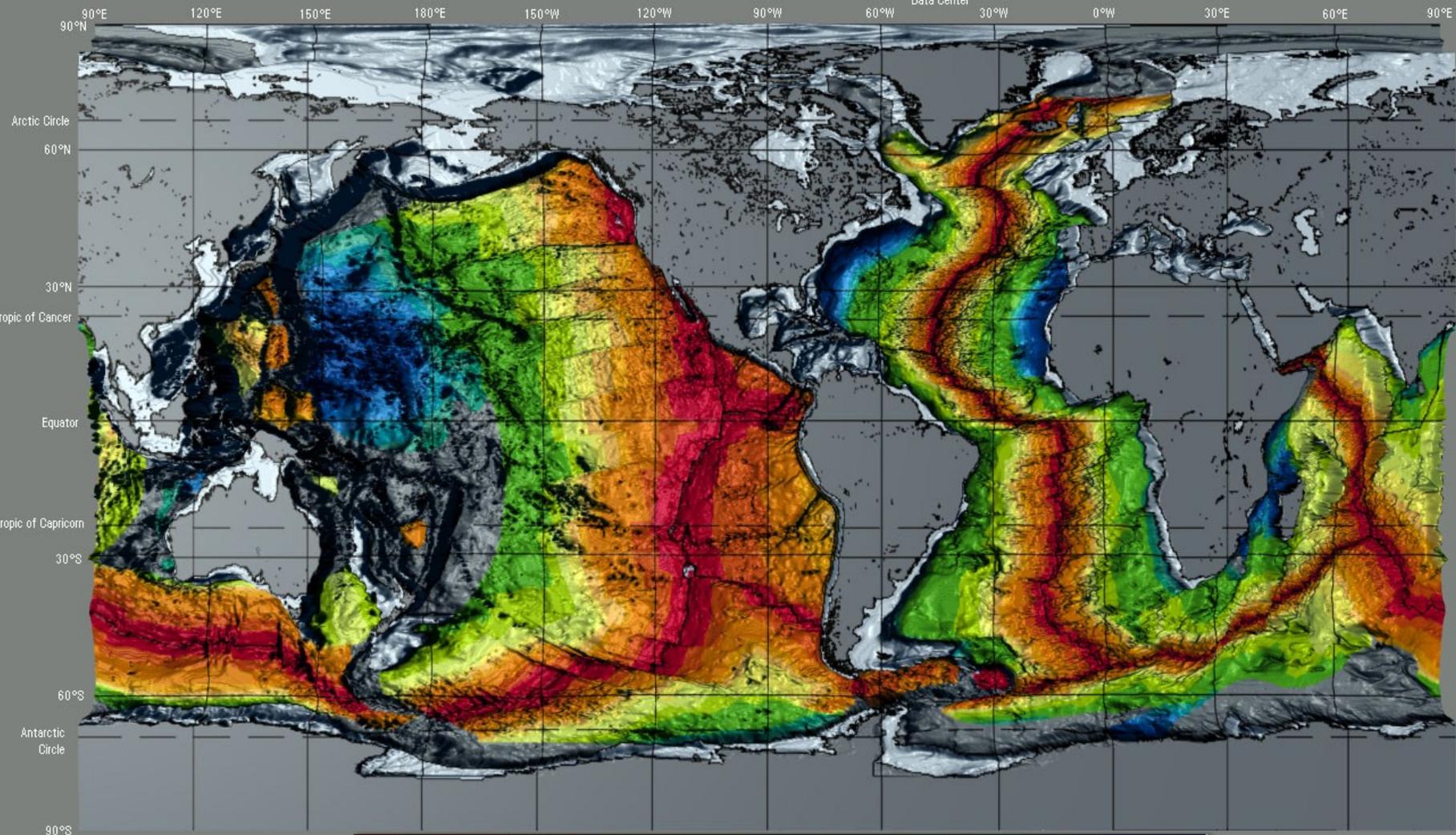
The data values are in meters and represent the depth to acoustic basement. It should be noted that acoustic basement may not actually represent the base of the sediments. These data are intended to provide a minimum value for the thickness of the sediment in a particular geographic region.

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html>

Crustal Age



National Geophysical
Data Center



Million Years B. P.

Data for the image from "Digital Age Map of the Ocean Floor" by Müller, Roest, Royer, Gahagan, and Schlater, Scripps Institution of Oceanography Ref. Series No. 93-30

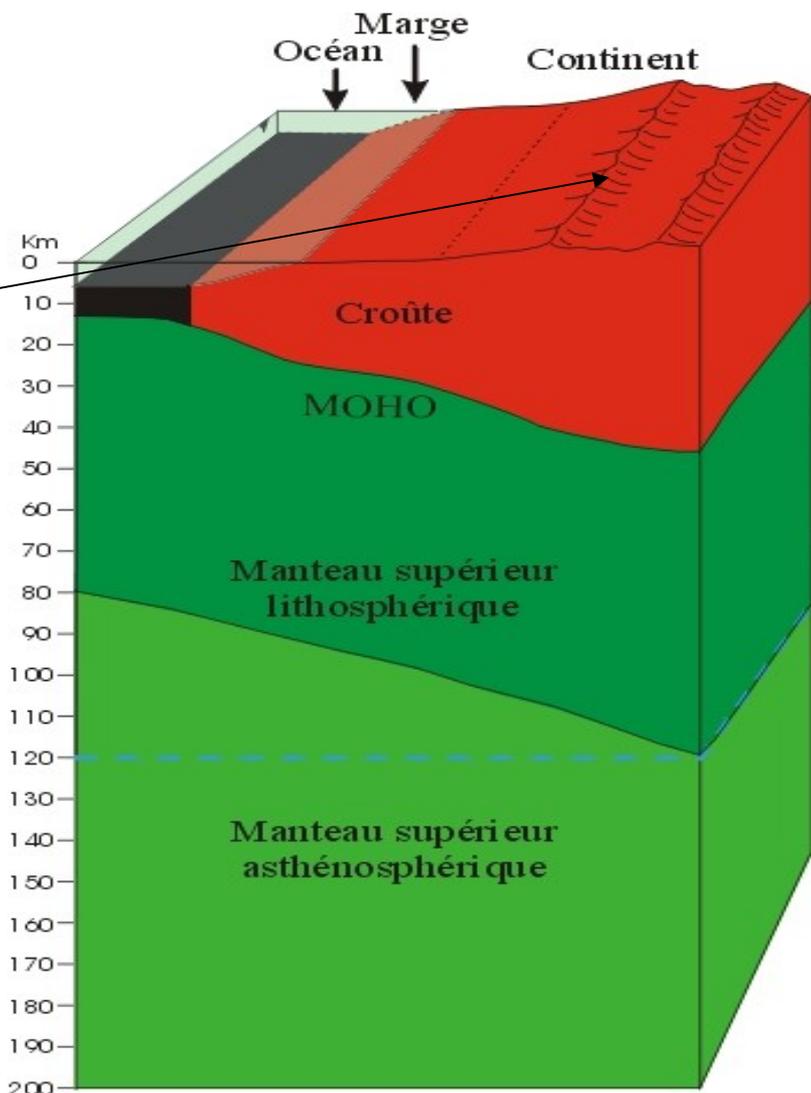
For information on this and other images produced by NGDC's Marine Geology and Geophysics Division, contact Peter Sloss at plsoss@ngdc.noaa.gov

LA CROÛTE CONTINENTALE



Le sommet granitique de la cime de Tavel, au-dessus du lac des Terres rouges, Massif du Mercantour, Alpes-Maritimes.

La croûte continentale (en rouge sur le schéma) est épaisse (40 km en moyenne, jusqu'à 80 km sous les chaînes de montagnes). Elle est constituée principalement de roches granitiques et de roches sédimentaires. Sa densité moyenne est de 2,7 à 2,8. Cette croûte porte les roches les plus vieilles sur Terre (au-delà de 4 milliards d'années).



Granites, Gneiss + roches sédimentaires constituées de **Silicates** et **Alumine**

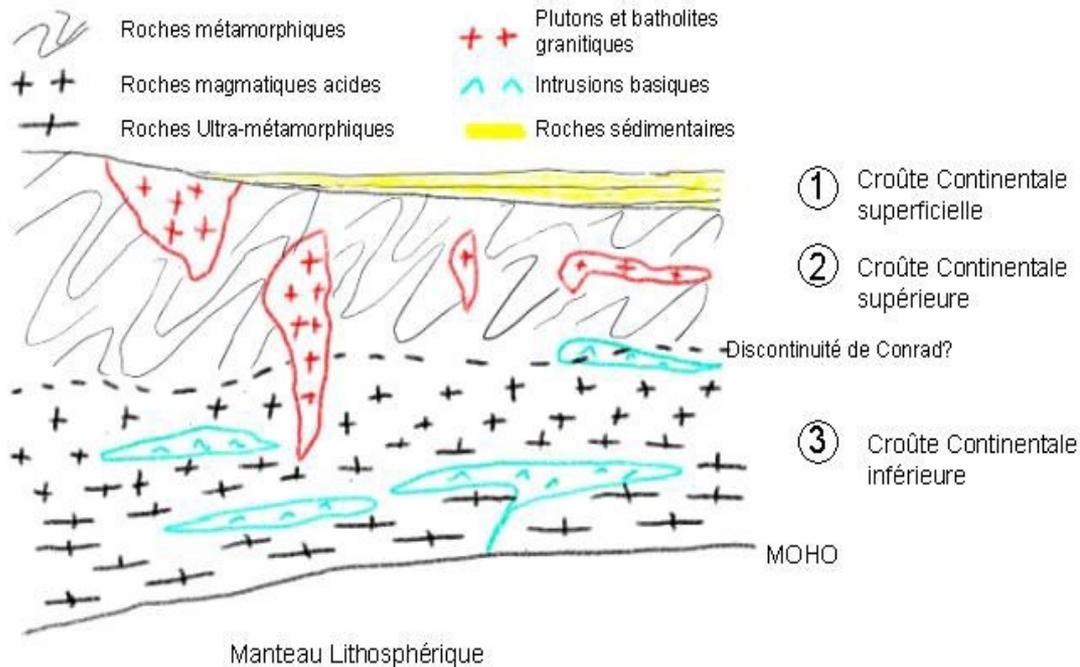
« SIAL »

LA CROÛTE CONTINENTALE

Recouvrant 45% de la surface de la géosphère (30% émergée, 15% immergée), sa densité est 2,7 et son épaisseur moyenne 40 km (mais avec de grandes variations, de 20 à 70 km).

La structure de la croûte continentale est très complexe, très hétérogène aussi bien verticalement qu'horizontalement, et reflète une histoire longue et multi-épisode.

Coupe schématique de la croûte continentale



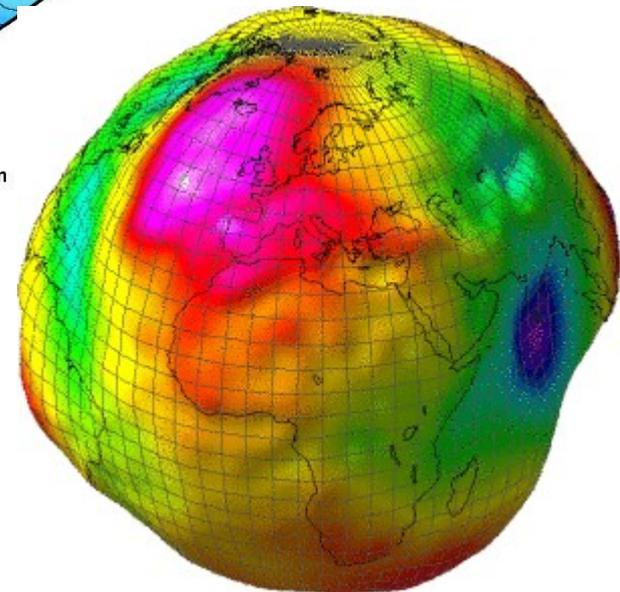
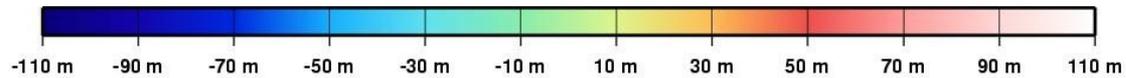
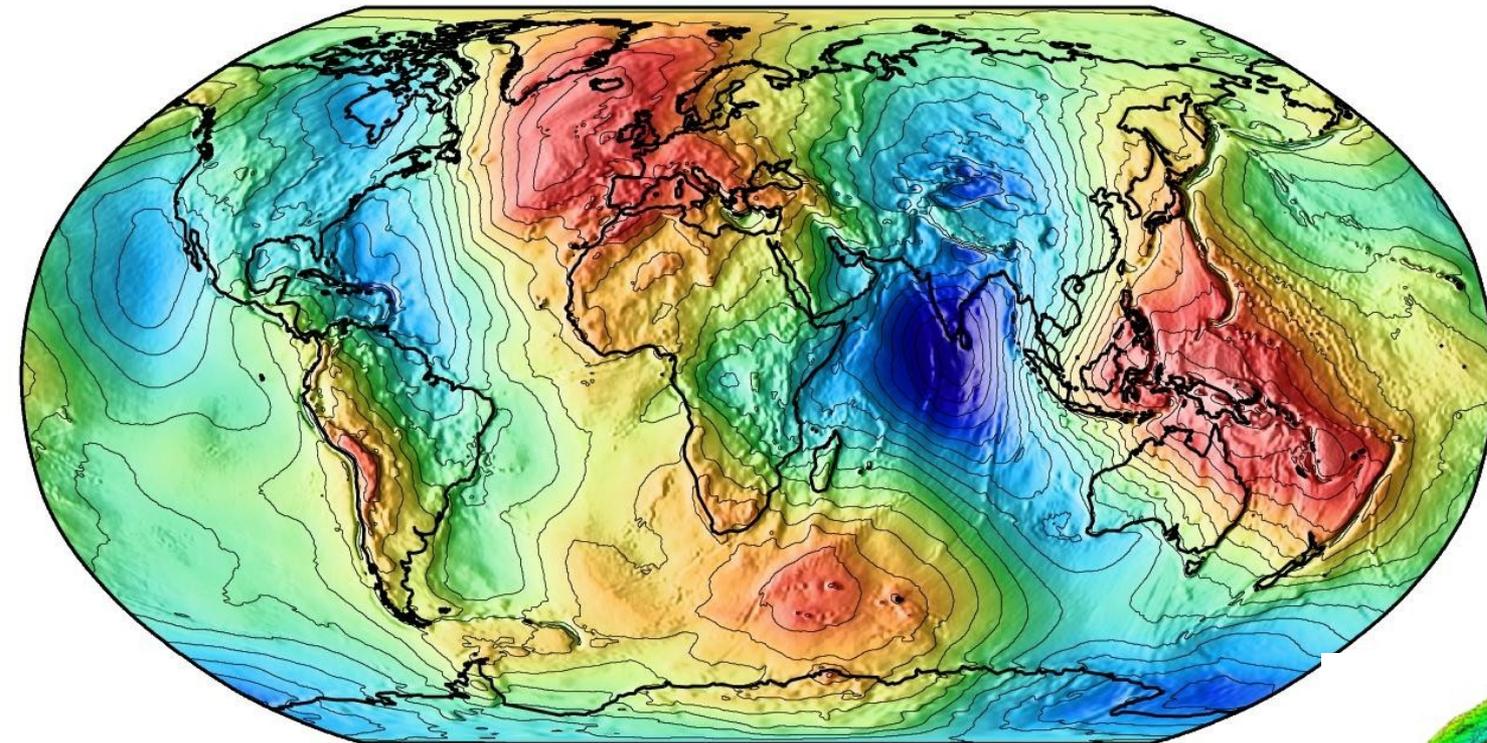
La croûte continentale superficielle, dont l'épaisseur varie de 0 à quelques milliers de mètres, est constituée de roches de nature très variée, formées à la surface de la géosphère, et que l'on appelle les Roches Sédimentaires.

La croûte continentale supérieure est formée de Roches Métamorphiques, roches d'origines variées ayant recristallisé en profondeur sous l'action de l'élévation de la température et de la pression. Dans ces roches métamorphiques sont venues se mettre en place des magmas essentiellement granitiques, provenant de la fusion partielle de la croûte continentale en profondeur, qui ont cristallisé en Plutons et Batholites de granite.

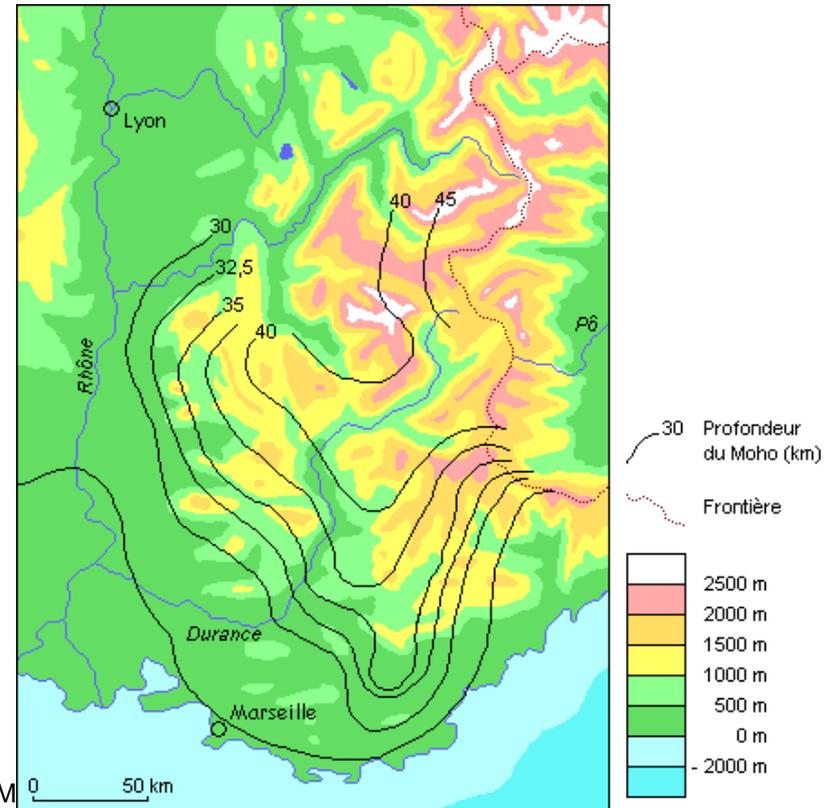
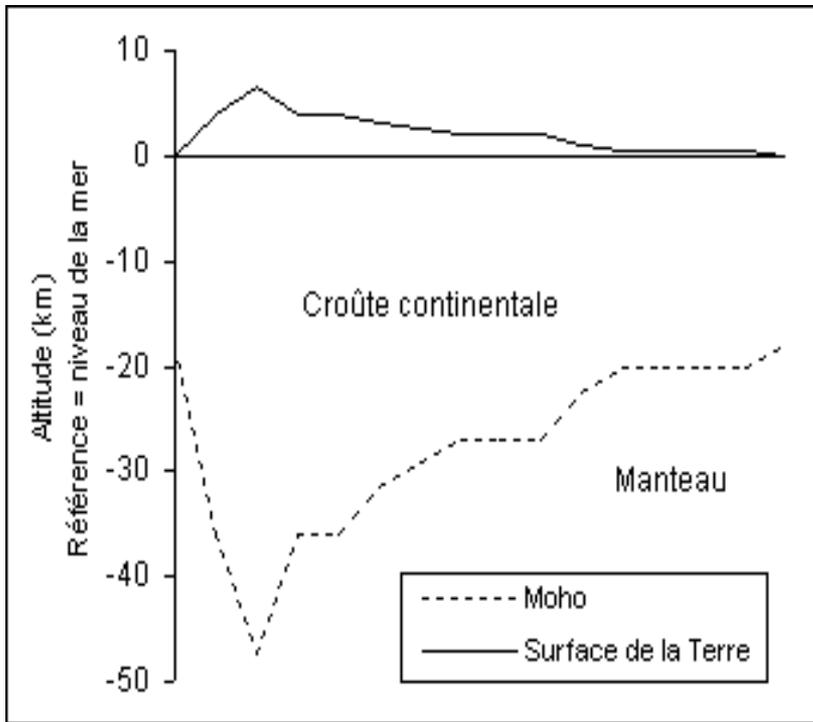
La croûte continentale inférieure est composée de roches ultra-métamorphiques (Granulites n'ayant pas fondu malgré la température et la pression car très peu hydratées) et d'intrusions basiques provenant de magmas mantelliques.

LA SURFACE DU GÉOÏDE

Du fait des hétérogénéités de masse au sein du globe, la surface du géoïde n'est pas régulière



Isostasie et racines crustales



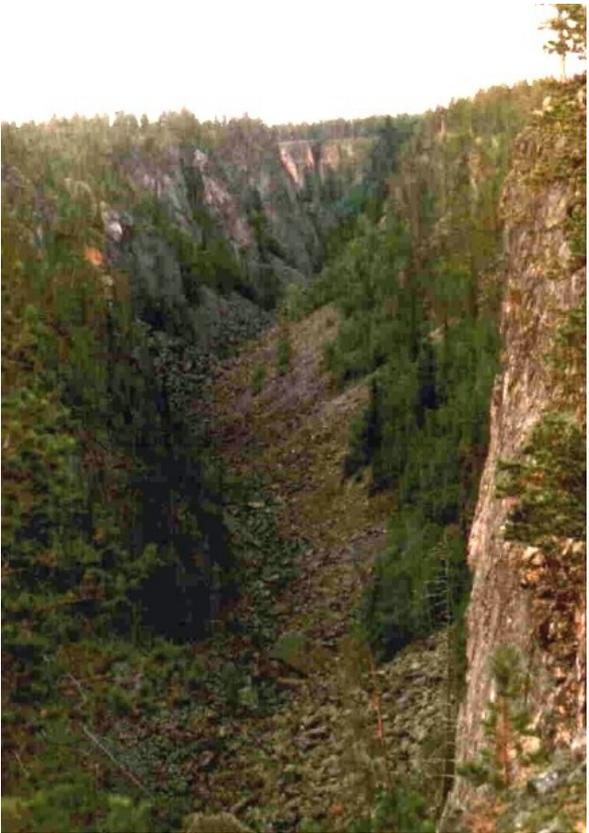
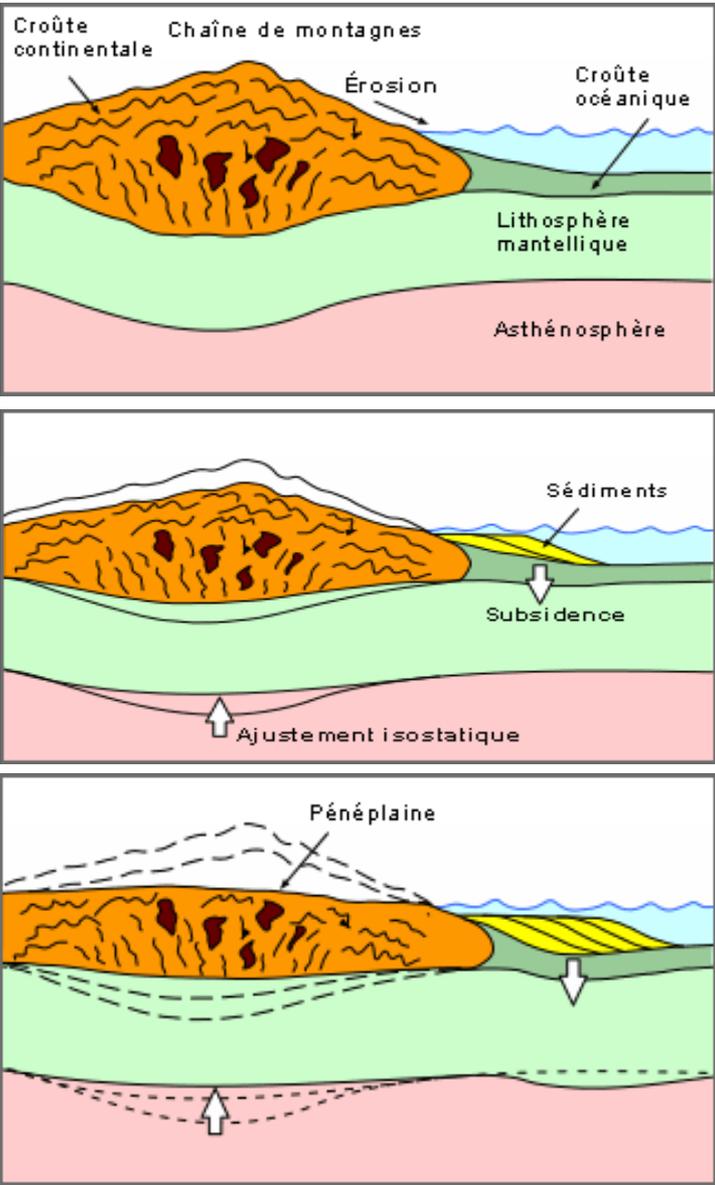
<http://www.ac-versailles.fr/etabliss/lyc-lecorbusier-poissy/SVT/MOHO/MOHO.HTM>

Le concept **d'isostasie** (ou **équilibre isostatique**) a été formulé afin d'expliquer que les chaînes de montagnes exercent sur un fil à plomb ou sur un gravimètre une attraction moindre que celle à laquelle on devrait s'attendre compte tenu de leur masse.

Le nom « **isostasie** » fut proposé qu'en 1889 par le géologue américain Clarence Edward Dutton (1841–1912). Ce néologisme est dérivé du mot grec isostasios, de iso (égal) et statikos (stable) : il signifie en gros « même équilibre stable partout ».

« **Équilibre isostatique** » signifie que les éléments de la croûte ou, plus généralement, de la lithosphère qui se trouvent enfouis à des profondeurs pas trop grandes (de l'ordre de 100 km, par exemple) sont soumis à la même pression indépendamment des irrégularités topographiques en surface. La profondeur à laquelle l'équilibre isostatique est atteint s'appelle « profondeur de compensation ». Cette dernière peut varier d'un endroit à l'autre. (D'après Wikipedia)

Rééquilibrage et rebond isostatiques



Vers - 18 000 ans, les glaciers exercent une pression d'environ 2000 tonnes au mètre carré sur la Scandinavie qui, dès lors, s'enfonce dans le magma de l'asthénosphère.

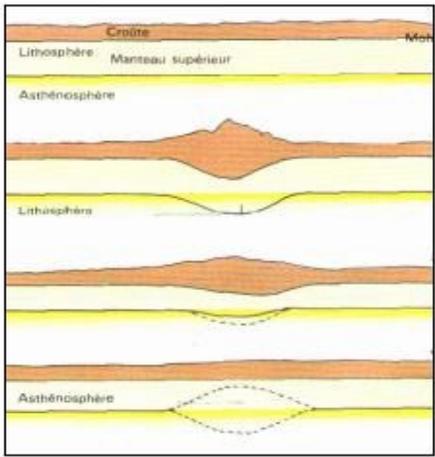
Depuis que les glaciers ont fondu, on assiste à une remontée de la croûte terrestre, On peut observer des curiosités paysagères et géologiques découlant de cette surrection de la croûte terrestre, comme cette immense lèvre de plusieurs dizaines de mètres de largeur et de plusieurs centaines de mètres de longueur qui s'ouvre au beau milieu du parc national du Muddus, en Suède.

<http://www.univ-ubs.fr/ecologie/wurm.html>

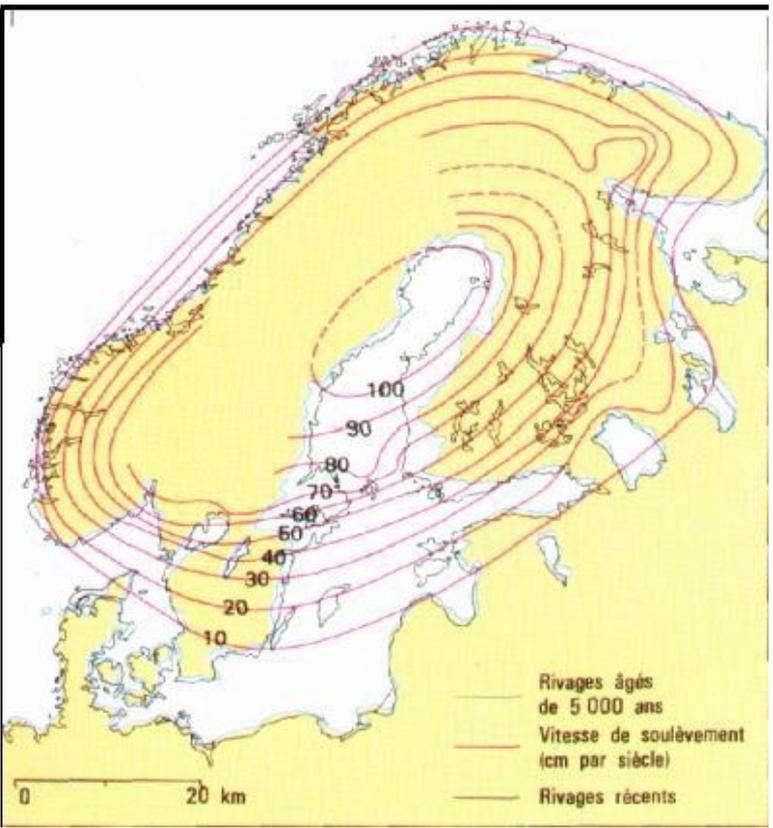
<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/erosion.isostasie.html>

L'ISOSTASIE

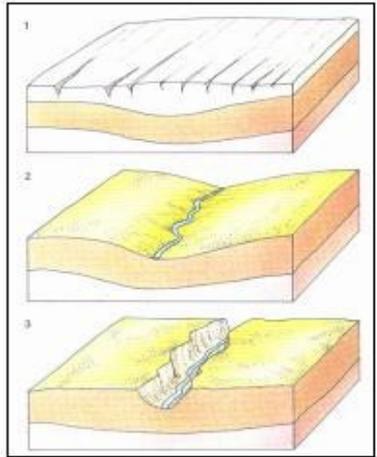
L'équilibre isostatique possède une grande inertie. Lorsque des phénomènes de charge et de décharge sont rapides à l'échelle géologique il peut persister un déséquilibre isostatique. Le meilleur exemple actuel est donné par la Scandinavie, qui a été recouverte par une épaisse calotte glaciaire lors de la dernière glaciation. Elle s'était alors "enfoucie" dans le manteau sous la charge de la glace. La calotte ayant fondu très rapidement il y a 10.000 ans la péninsule scandinave "remonte" depuis à une vitesse actuelle de 1cm par an (1 m par siècle!). L'anomalie gravitaire négative actuelle montre que le réajustement n'est pas terminé et qu'il reste encore 200m de hauteur à parcourir avant que l'équilibre soit rétabli.



Limite lithosphère-asthénosphère



Déséquilibres isostatiques



➤ La lithosphère fracturée en plaques

Les Plaques lithosphériques

limites divergentes

limites convergentes

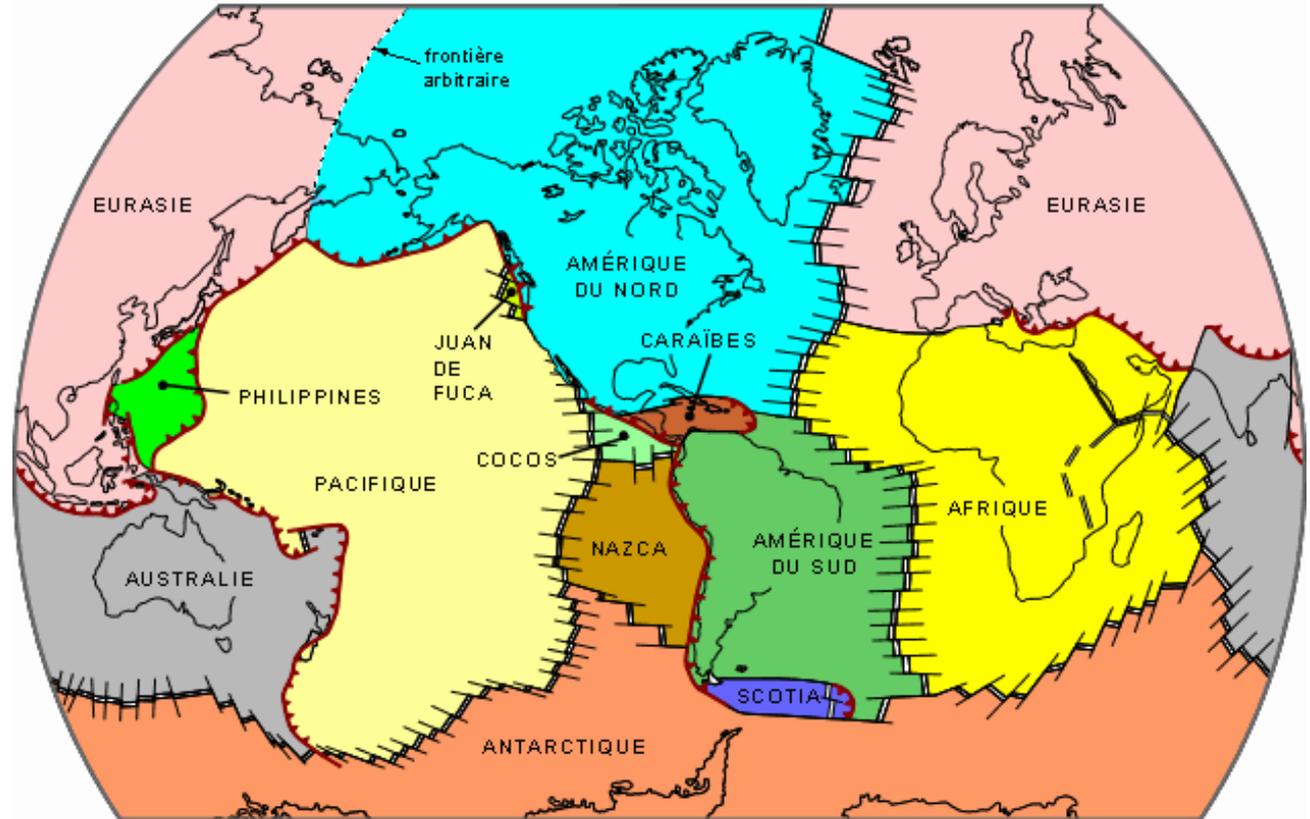
limites transformantes

7 plaques principales:

1. Pacifique,
2. Amérique Nord,
3. Amérique Sud,
4. Africaine,
5. Eurasiatique,
6. Antarctique,
7. Indienne

+ micro-plaques:

Arabique,
Cocos,
Nazca,
Philippines ...



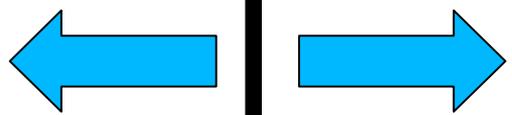
Sur les sept plaques principales **six** possèdent à la fois des secteurs de lithosphère océanique et de lithosphère continentale, l'exception est le Pacifique (lithosphère océanique)

Il ne faut pas confondre limite de plaque et limite continent / océan

Ex : plaque Africaine

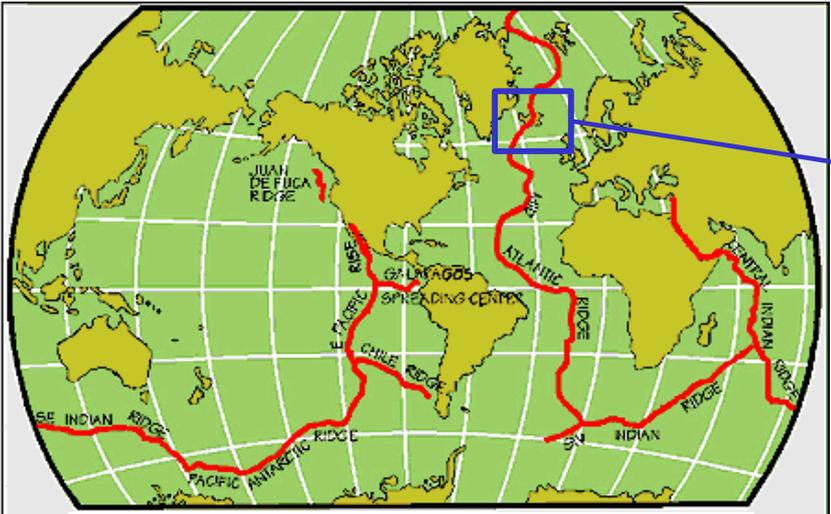
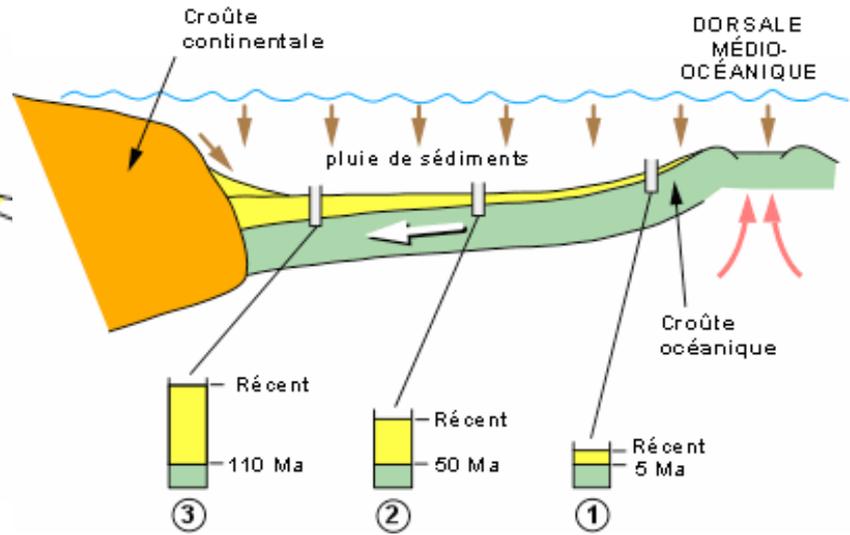
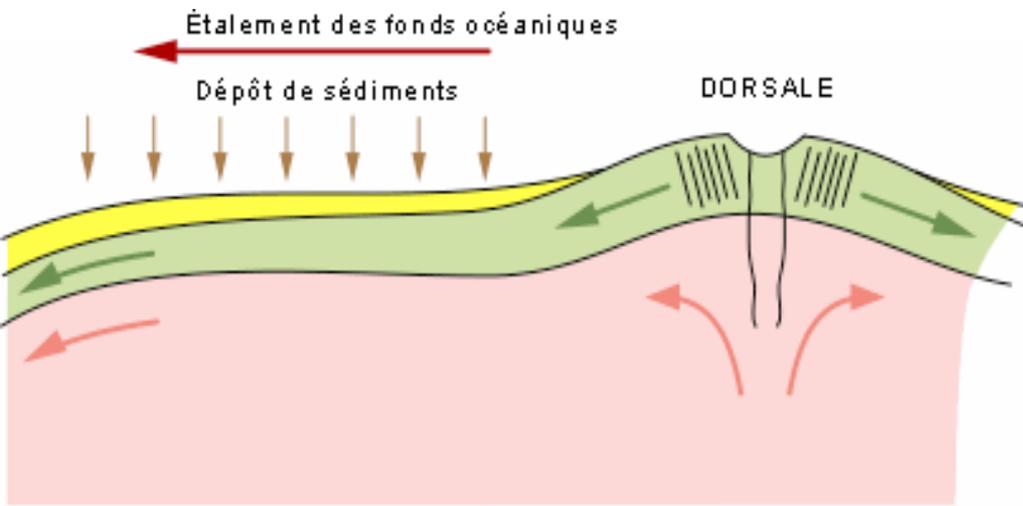
La nature des limites de plaques : divergence

1

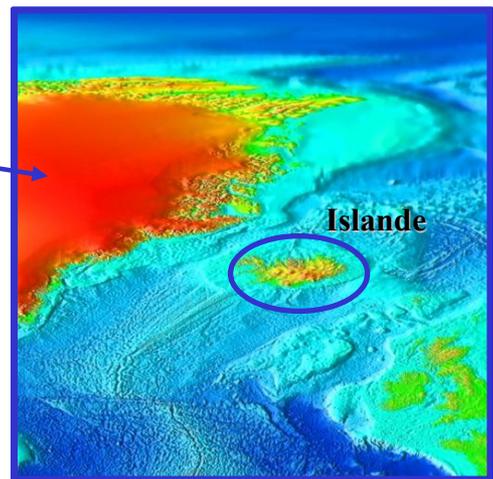


Frontières de divergence :
zones actives où il y a création de nouvelle
lithosphère océanique (on parle d'accrétion océanique)

= rides océaniques / rifts océaniques / dorsales



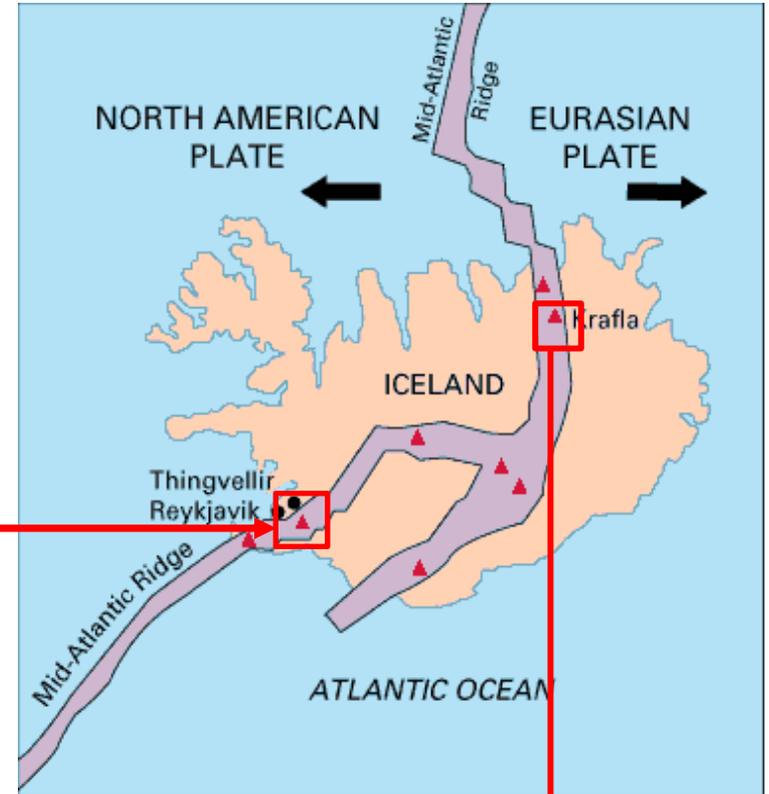
Atlantique Nord



Islande

adapted from *This Dynamic Earth* by WJ Kious & RI Tilling, USGS General Interest Publication (1996)

L'Islande : un morceau émergé de la dorsale médio-Atlantique



faille de Thingvellir

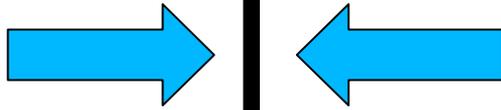


faille de Krafla

Photo : H. Bertrand

La nature des limites de plaques : convergence 1

2

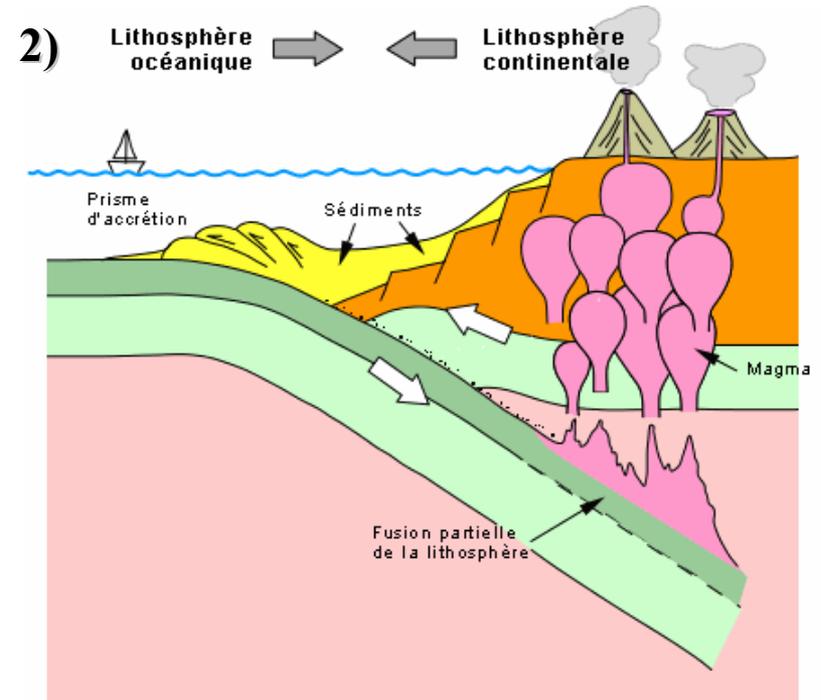
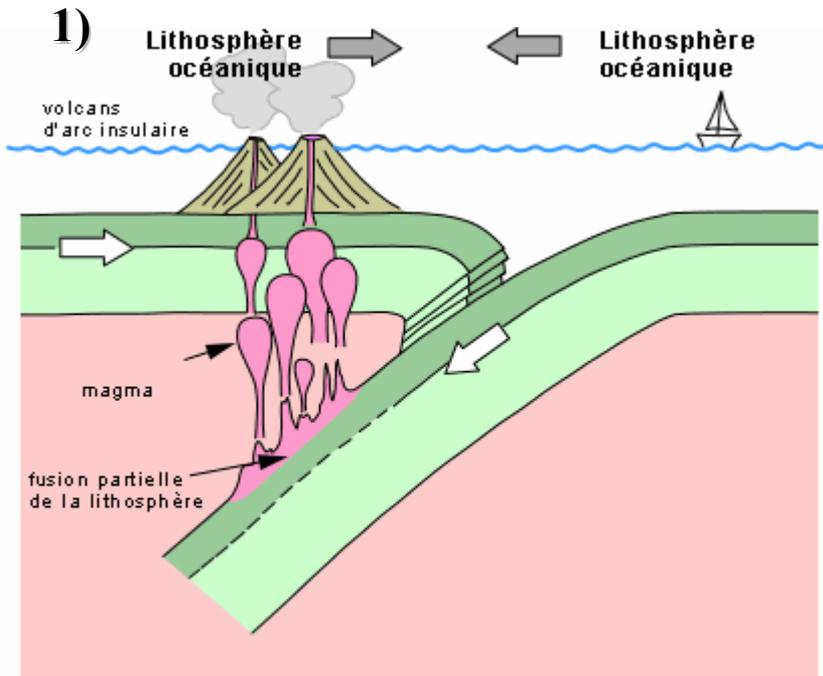


Frontières de **convergence** :

La planète a un volume et une surface constante : dès lors que de la nouvelle lithosphère océanique est créée à l'axe des dorsales, une surface équivalente doit disparaître : elle le fait au niveau des zones de **subduction**, c'est pourquoi on ne rencontre jamais de lithosphère océanique datée de plus de 180 Ma

Cette **subduction** se fait :

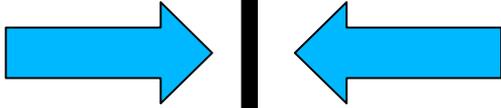
- 1) Si une plaque lithosphérique supportant de la croûte océanique plonge sous une autre plaque
- 2) Si une plaque lithosphérique supportant de la croûte océanique plonge sous une plaque supportant de la croûte continentale



Exemple : ouest du Pacifique (Philippines) Exemple : est du Pacifique (Andes)

La nature des limites de plaques : convergence 2

2

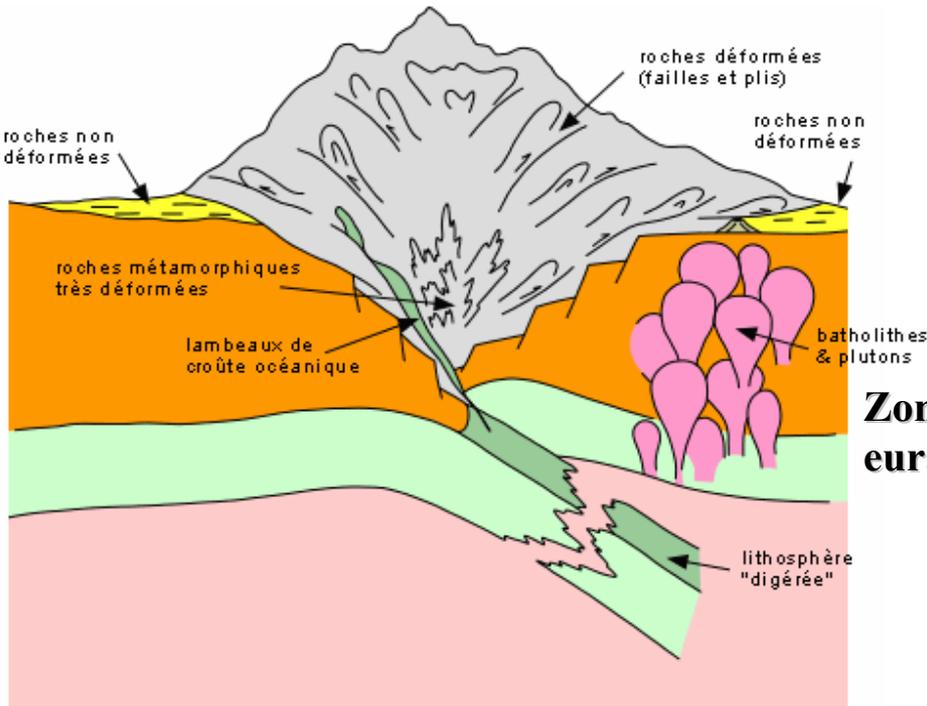


Les frontières de plaques **convergentes** peuvent également être caractérisées par :

- des zones de collision où la lithosphère continentale d'une plaque s'enfonce sous la lithosphère continentale d'une autre plaque ce qui conduit à la formation d'une chaîne de montagne (ex. collision entre plaque indienne et eurasiatique = Himalaya)

- des zones où la lithosphère océanique est charriée sur une marge continentale, ce mécanisme portant le terme **d'obduction**

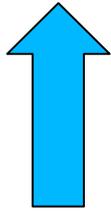
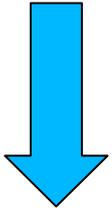
Chaîne de montagnes



Zone de collision entre plaque Indienne et eurasiatique (formation de l'Himalaya)

La nature des limites de plaques : coulissement

3



Frontières de **coulissement** :

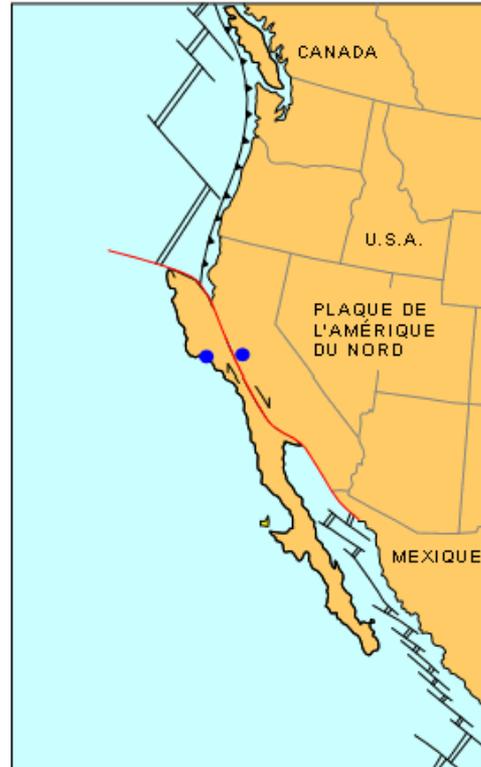
Zones où il n'y a **ni formation ni destruction** de la lithosphère :
failles transformantes

Ces failles sont parallèles à la direction de déplacement des deux plaques adjacentes

Aujourd'hui

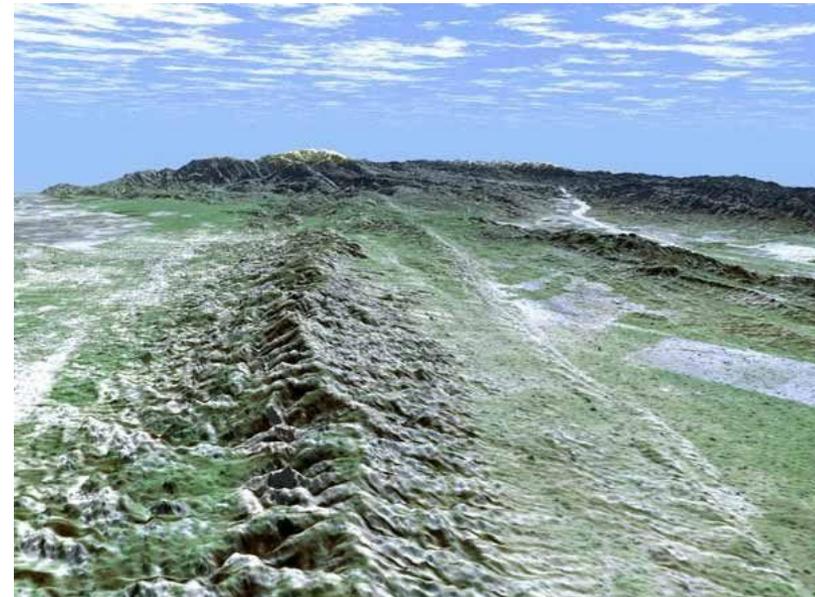


Dans 10 millions d'années



La faille transformante de San Andreas assure le **relais** du mouvement entre la limite **divergente** de la dorsale du Pacifique-Est, la limite **convergente** des plaques Juan de Fuca-Amérique du Nord et la limite **divergente** de la dorsale de Juan de Fuca.

Faille de **San Andreas** en Californie



Les vitesses de déplacement des plaques

Les taux de **divergence** et de **convergence** ne sont pas identiques partout.

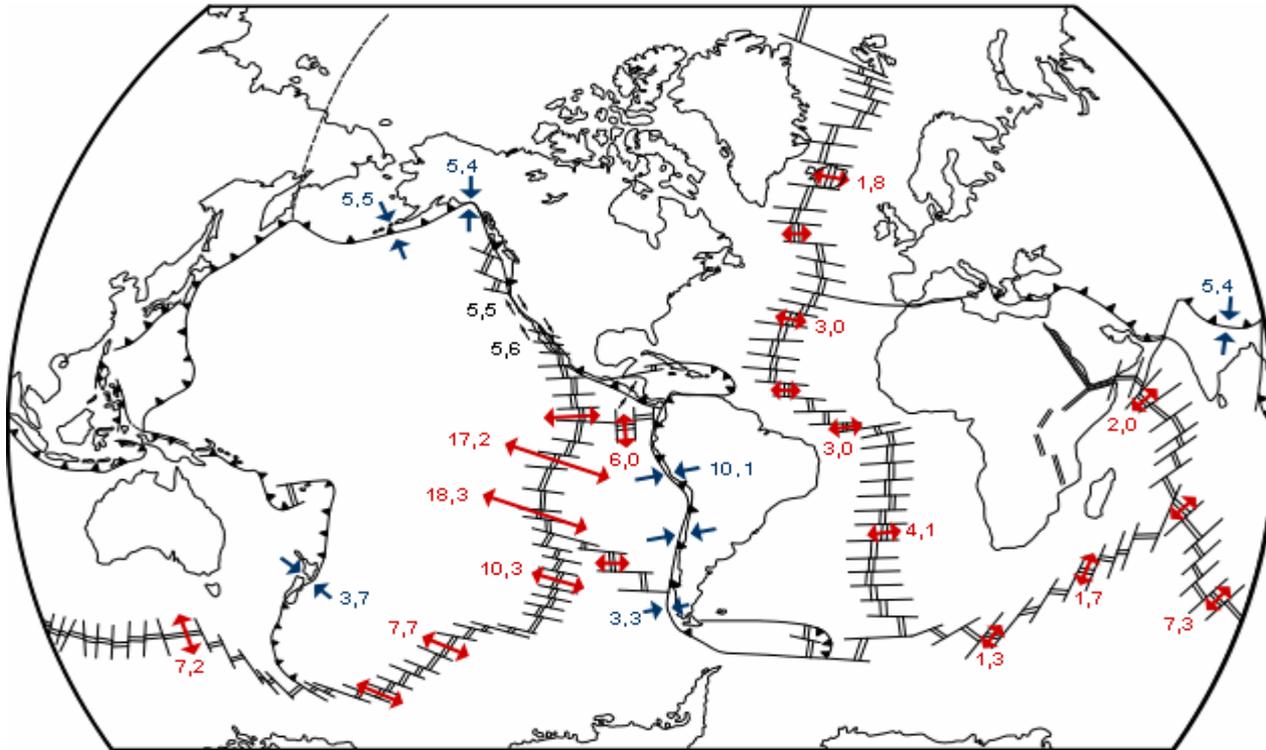
La **divergence** varie :

- de 1,8 à 4,1 cm/an dans l'Atlantique
- de 7,7 à plus de 18 cm/an dans le Pacifique.

La convergence se fait à raison de 3,7 à 5,5 cm/an dans le Pacifique.

À noter le taux de déplacement latéral relatif le long de la faille de San Andreas en Californie (~ 5,5 cm/an).

La longueur des flèches est proportionnelle aux taux de divergence ou de convergence exprimés en cm /année.



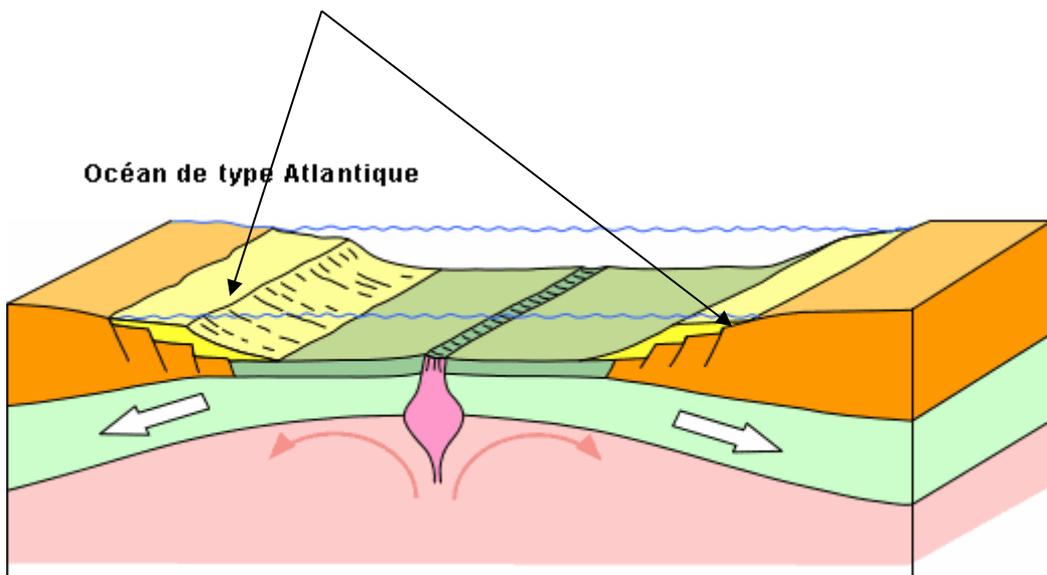
Les marges continentales **actives** et **passives**

On a dit plus haut qu'il ne fallait pas confondre limite de plaques et limites océans – continents :

✓ **marge continentale active** : la limite continent / océan correspond à une zone de subduction : ex. plaque Nazca et plaque Américaine

✓ **marge continentale passive** : la limite continent – océan correspond à d'anciennes limites de plaques coulissantes ou divergentes, exemple Europe ou Afrique / Atlantique

Marges continentales passives



Marge continentale active

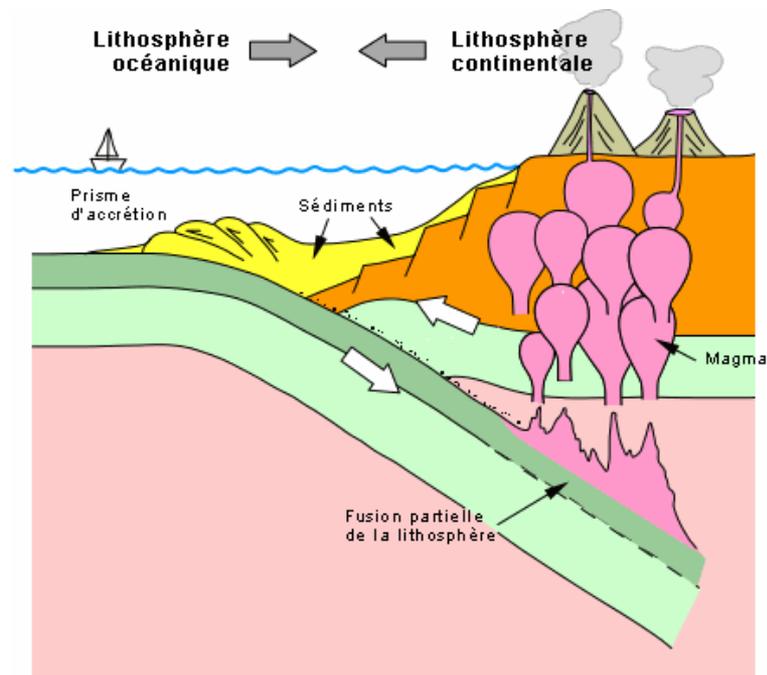
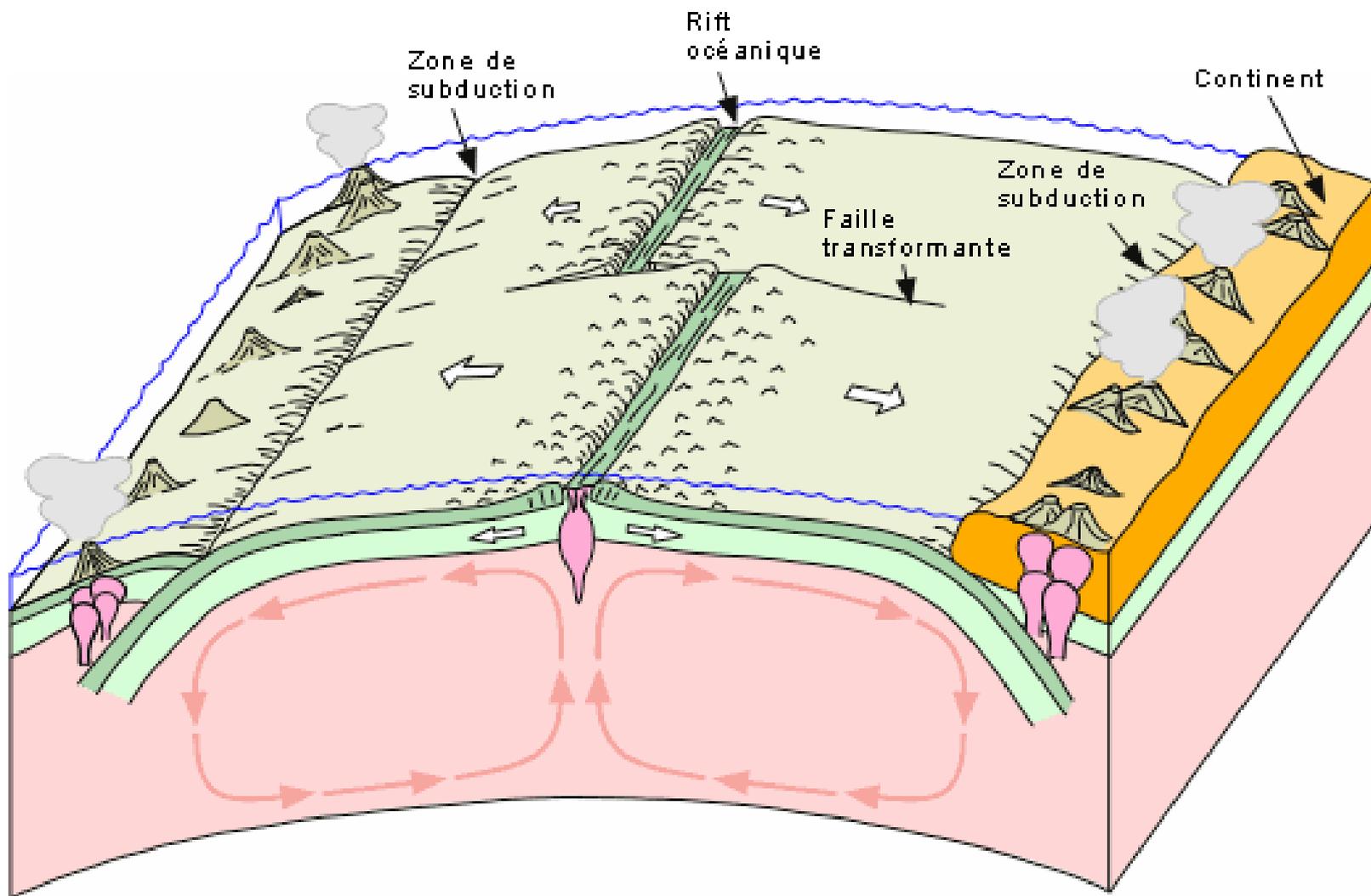
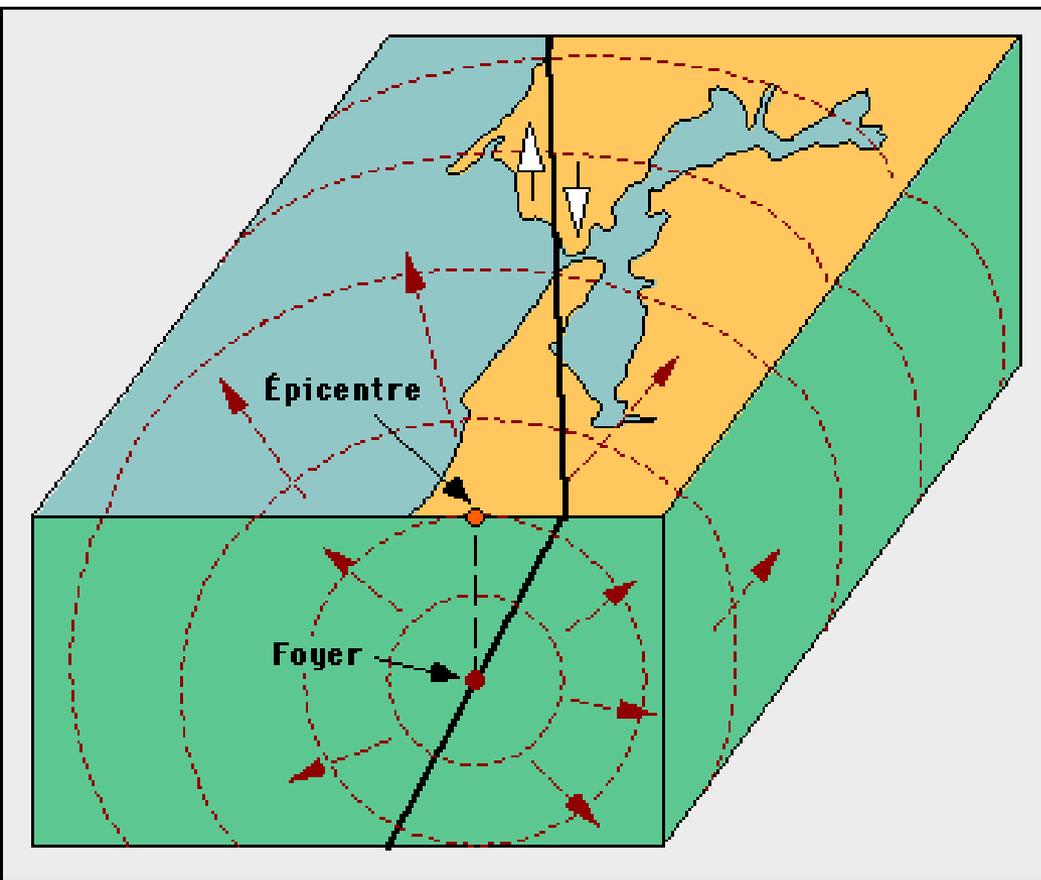


Schéma de synthèse



➤ Plaques, sismicité et volcanisme

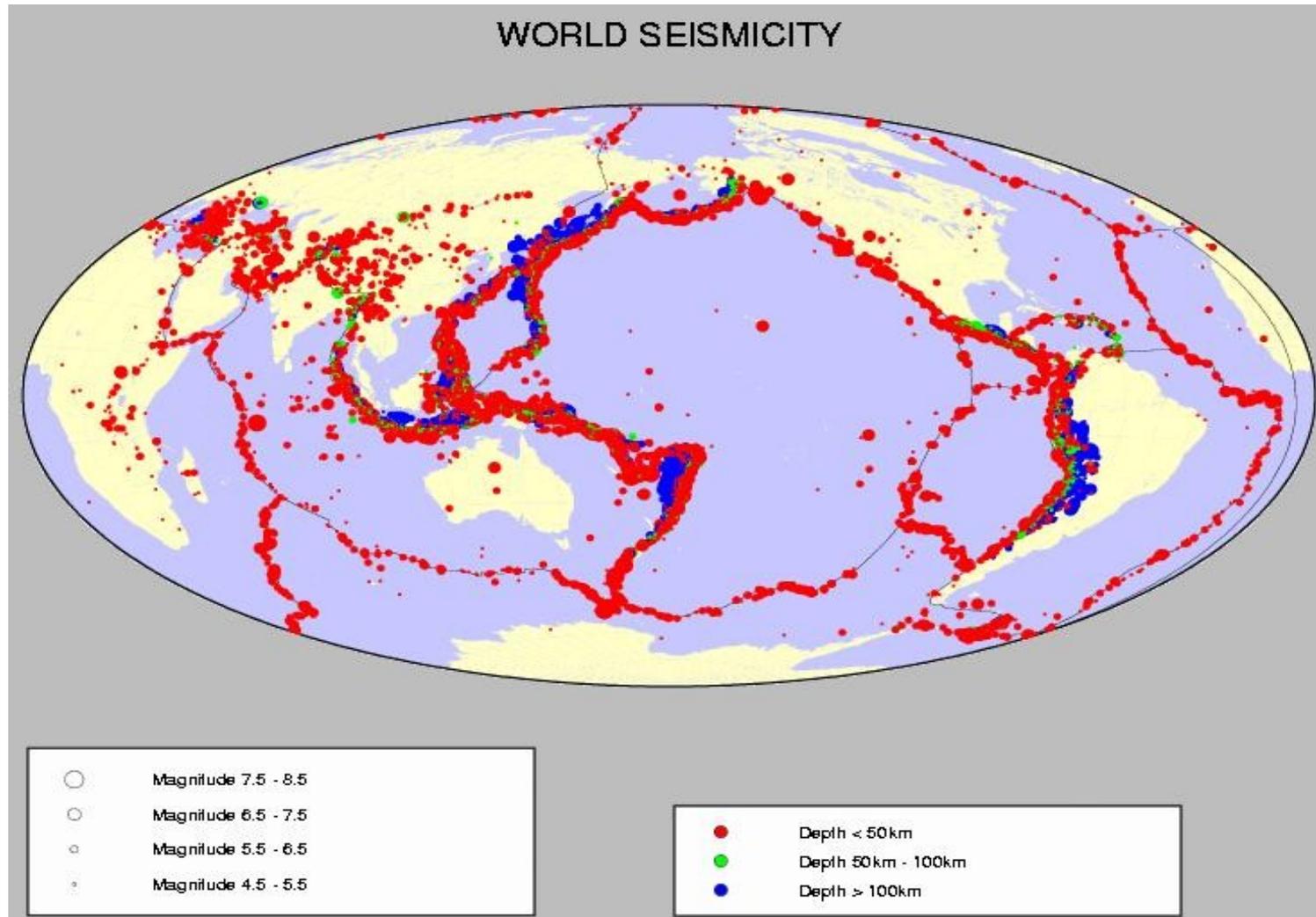
Qu'est-ce qu'un séisme ?



- c'est une rupture de la croûte terrestre le long d'une faille provoquée par un relâchement de contraintes ...
- qui émet des vibrations qui se propagent (ondes sismiques)
- sa durée est d'environ 0.1 secondes à 1 minute

foyer (origine du séisme) / épïcentre (projection verticale en surface)

➤ Carte des séismes

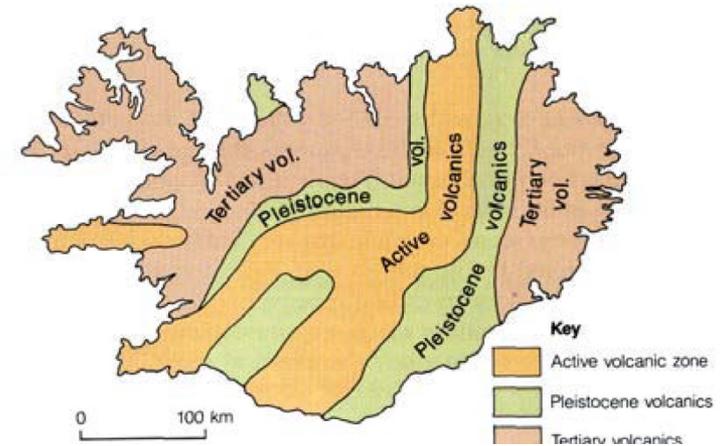
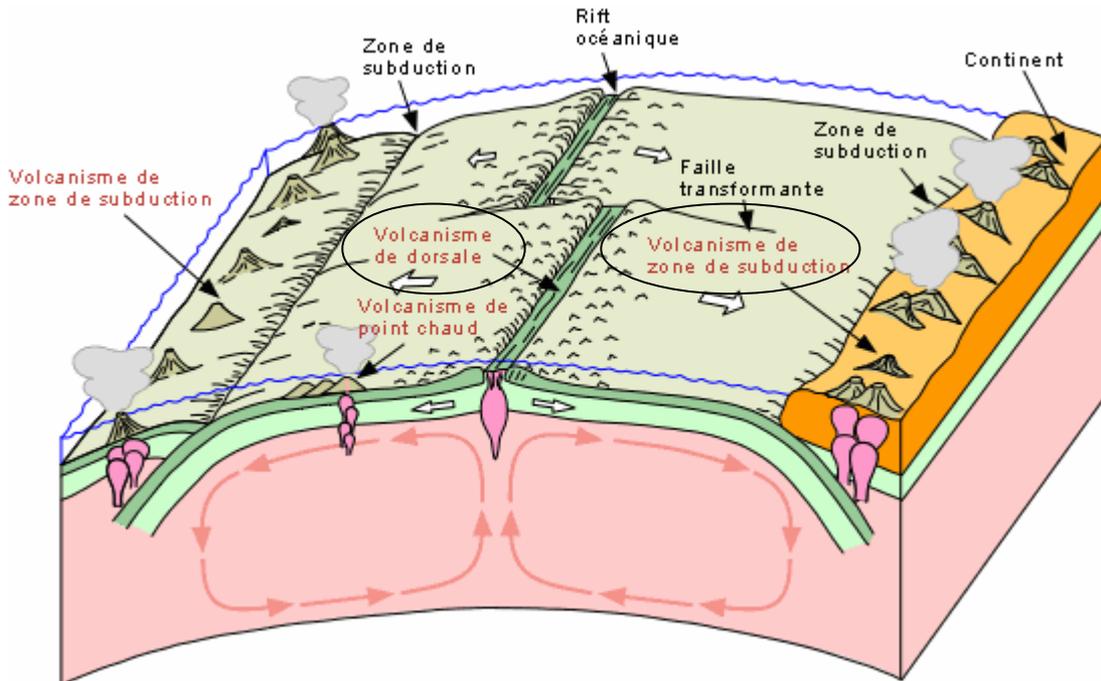


- Bonne corrélation entre limites de plaques et localisation des séismes
- Limites de plaques convergentes (zones de subduction) associées à séismes plus Intenses et plus profonds ➔ **80 %** de l'énergie sismique totale

1. Volcanisme de dorsale

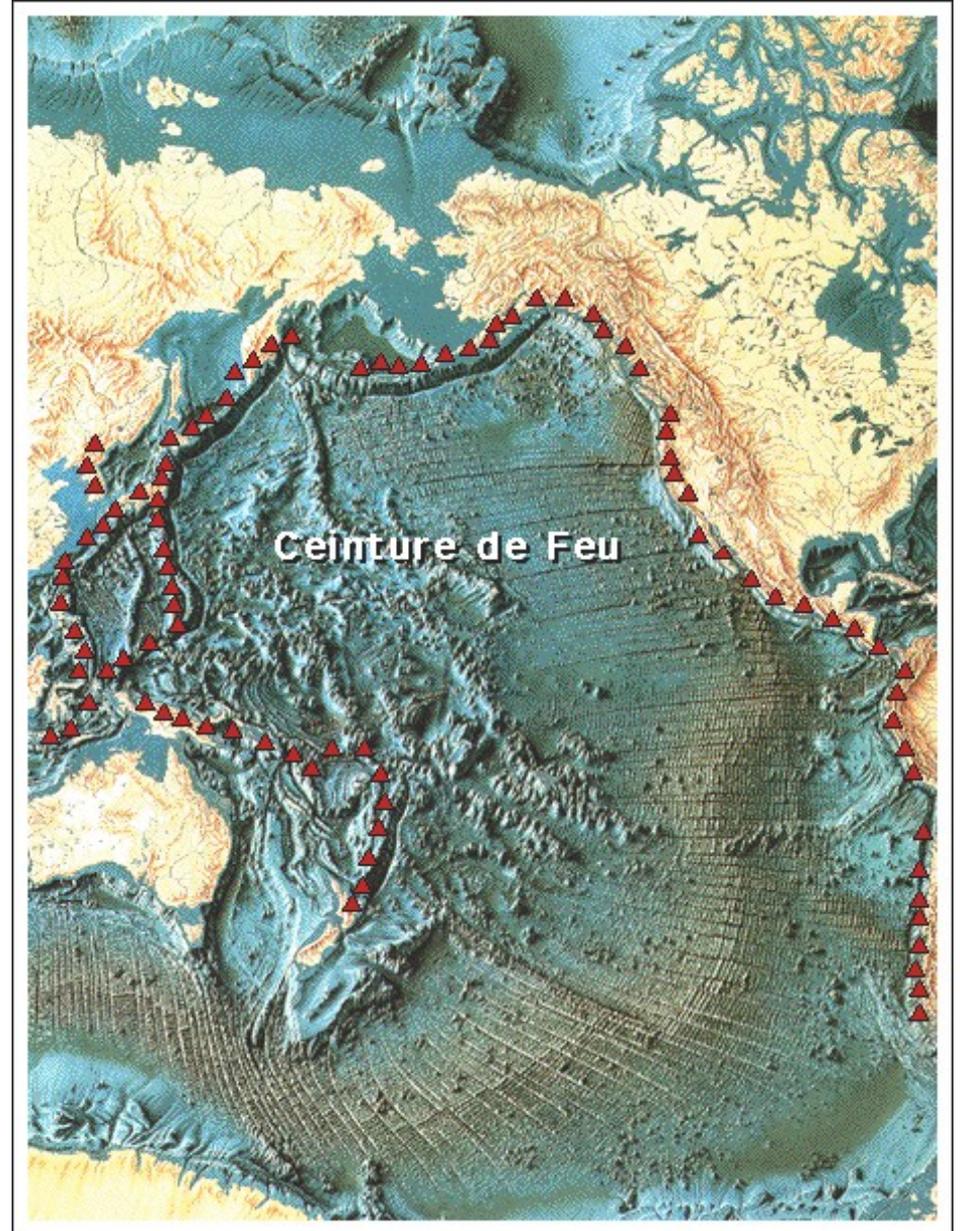
Connu par l'exploration des fonds océaniques mais aussi dans un cas particulier

→ **l'Islande** : située sur la dorsale de l'Atlantique Nord et formée uniquement de volcans (d'autant plus jeunes qu'on est vers le centre de l'île ...)

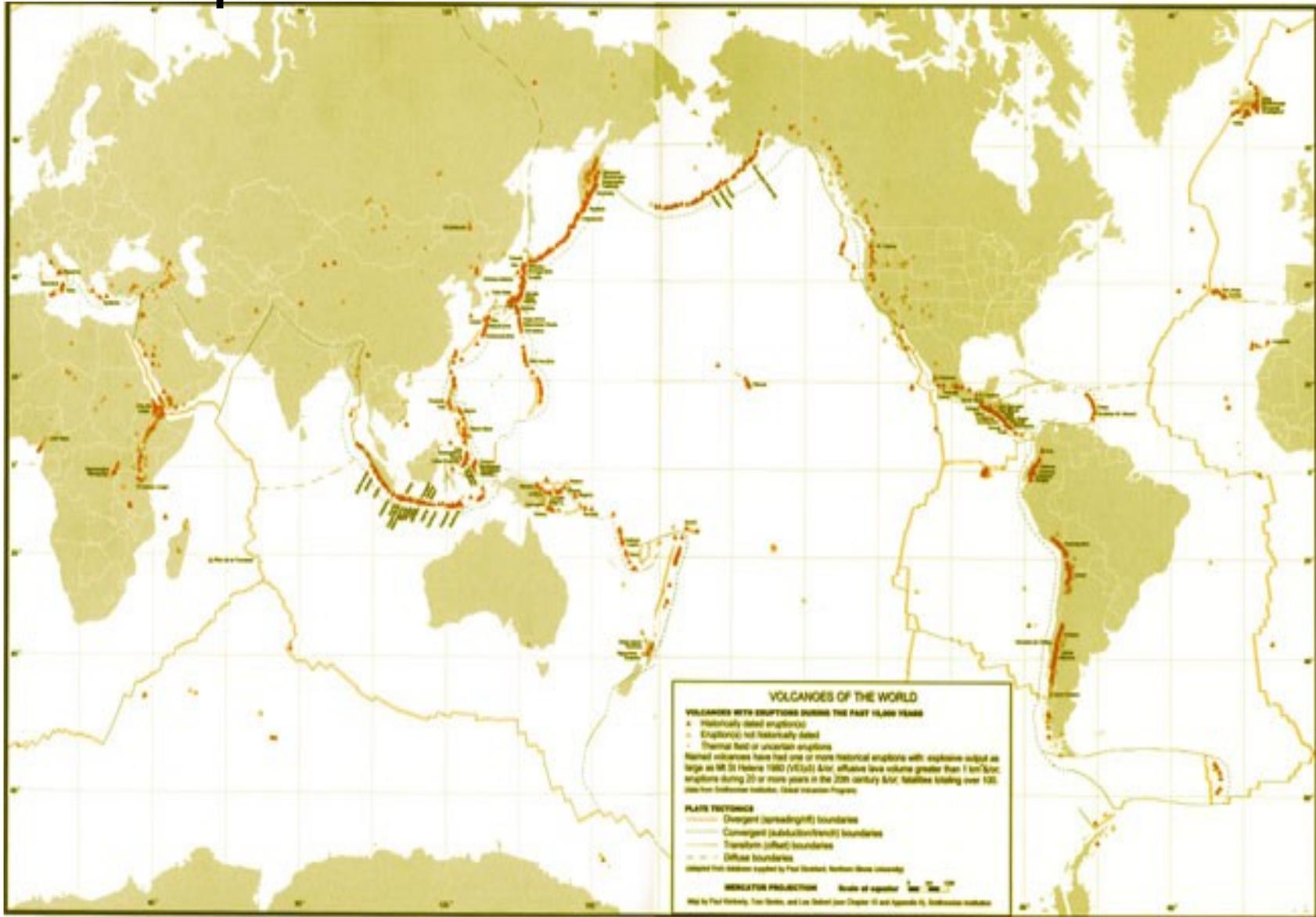


2. Volcanisme de zone de subduction

volcanisme relié à l'enfoncement
d'une plaque sous une autre
Ceinture de feu du Pacifique

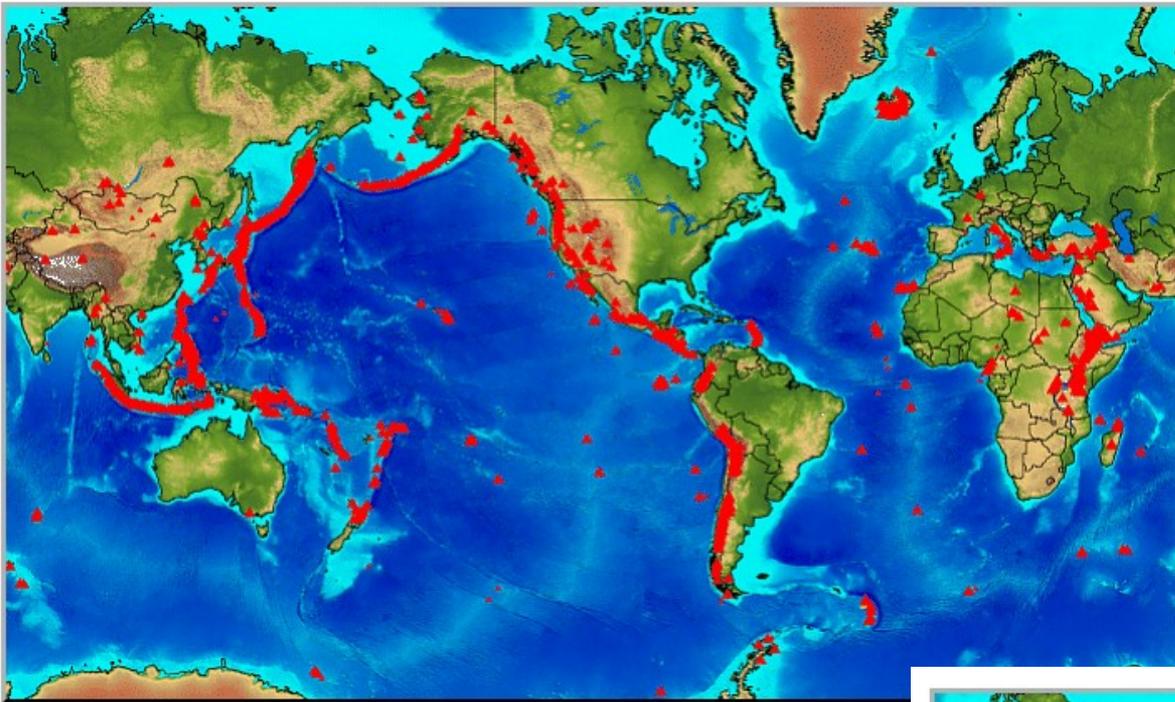


Carte de répartition des volcans actifs à la surface de la Terre



On compte environ 1500 volcans, points rouges, ayant eu au moins une éruption depuis 10.000 ans.
Carte réalisée par Paul Kimberly, Tom Simkin, et Lee Siebert - Smithsonian Institution

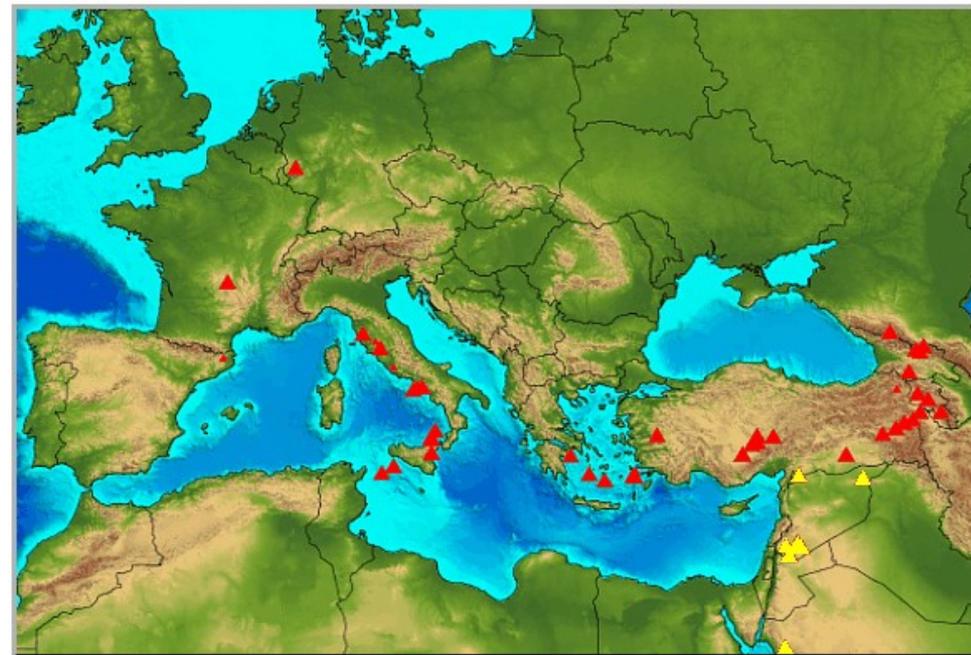
Carte du volcanisme dans le monde



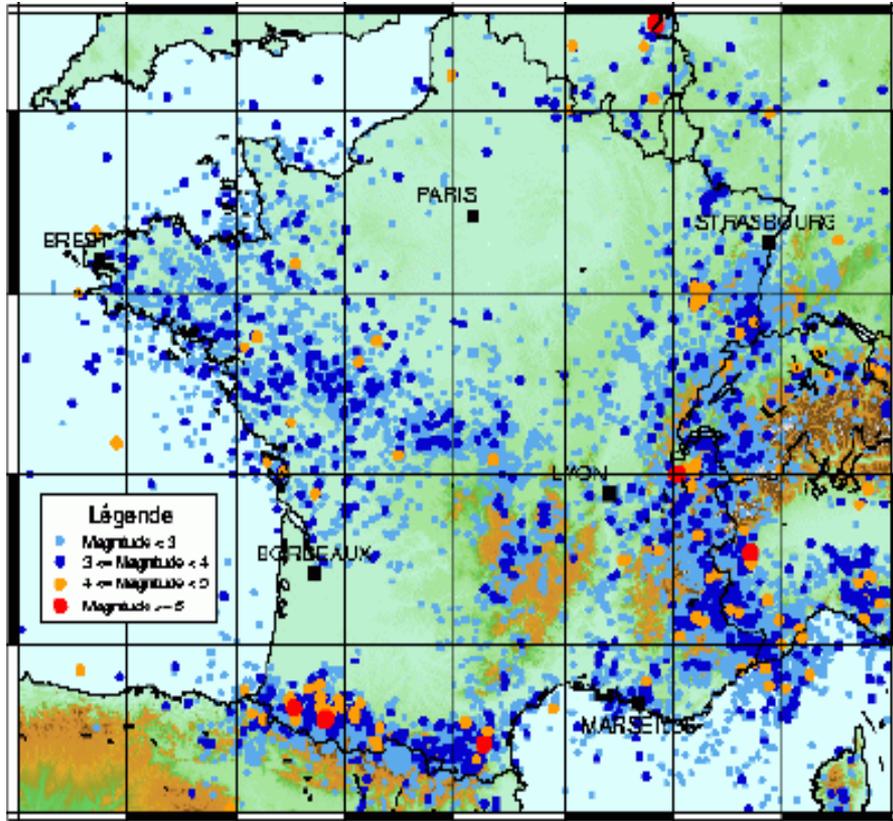
Carte du volcanisme
en Europe, en Méditerranée
et au Proche Orient

▲ Volcan

Source : Global Volcanism Program



La France métropolitaine : un pays à sismicité modérée



En Europe, comparée à la Grèce ou à la Turquie, la France métropolitaine est une région à sismicité moyenne. Les séismes y sont essentiellement superficiels, leur foyer se situe dans la croûte terrestre. Ils résultent du rapprochement lent entre la plaque africaine et la plaque eurasienne et sont répartis le long des zones de failles et de plissements souvent anciennes.

On dénombre en moyenne chaque année une vingtaine de séismes de magnitude supérieure à 3.5 alors que plusieurs milliers sont ressentis dans l'ensemble du bassin méditerranéen. Néanmoins, la France a subi dans le passé des séismes destructeurs qui se sont produits sur le territoire national ou dans des régions frontalières.

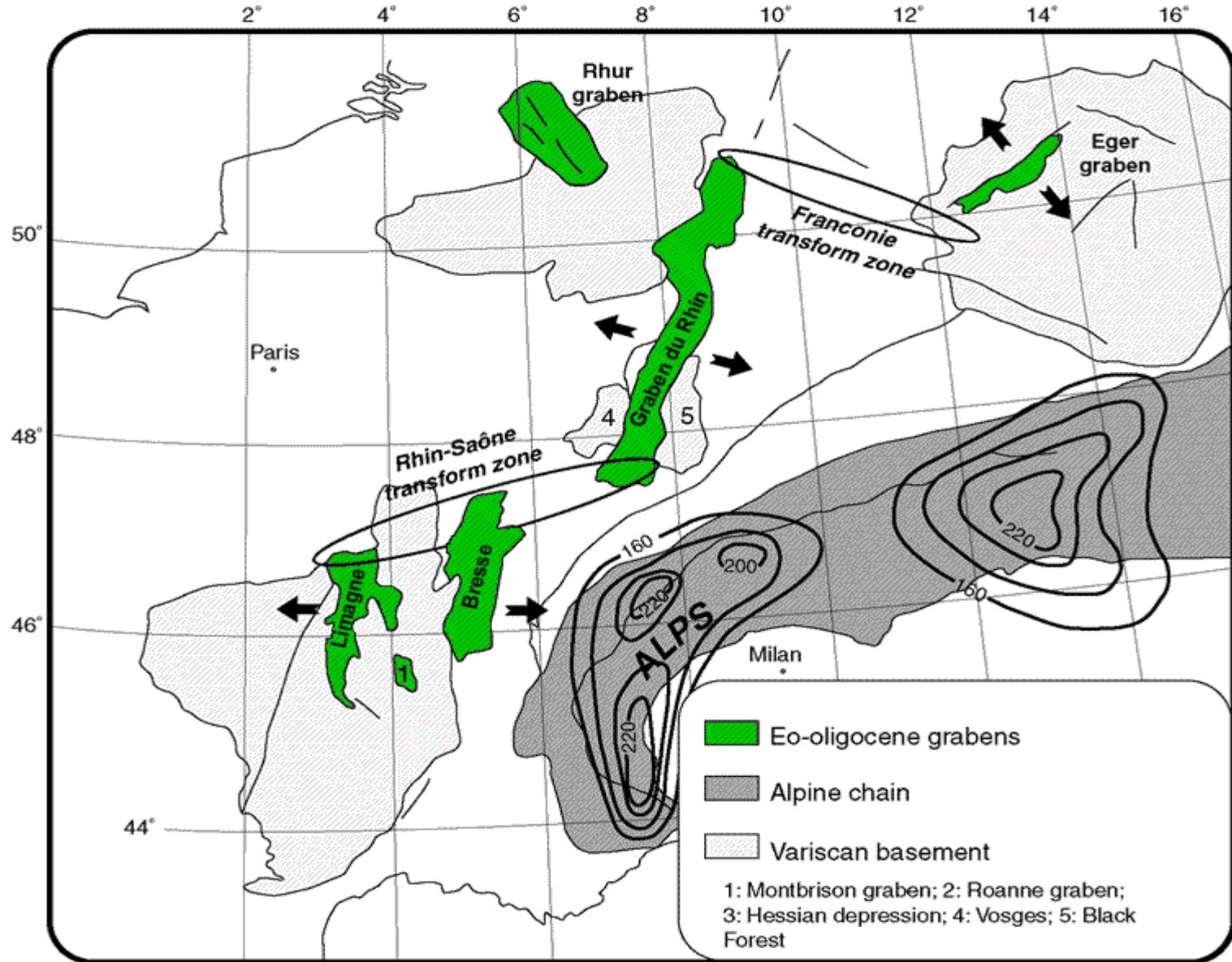
Cette sismicité est concentrée sur quelques régions :

- Le sud-ouest pyrénéen sur le versant Nord au niveau du contact entre la zone axiale des Pyrénées d'âge primaire et les terrains plissés de l'avant-pays d'âge secondaire ;
- Le sud-est avec en particulier la zone des plis alpins, les séismes du Briançonnais et de l'arrière pays niçois ;
- La zone du socle hercynien de la Bretagne, de la Vendée, du détroit du Poitou, du Massif Central et du sud-ouest des Vosges. Ainsi la vieille cicatrice hercynienne coupe la France en diagonale de l'île d'Oléron aux Cévennes (plus des ramifications) ;
- Les fossés d'effondrement d'âge tertiaire, Fossé Rhénan, Limagnes d'Allier et de Loire.

Les deux grands bassins sédimentaires parisien et aquitain sont quasiment asismiques.

Enfin, la Corse reste très peu sismique bien qu'elle ait connu un séisme de magnitude 4.4 en 1978.

Le Rift Ouest-Européen



III LA TERRE : UNE MACHINE THERMIQUE

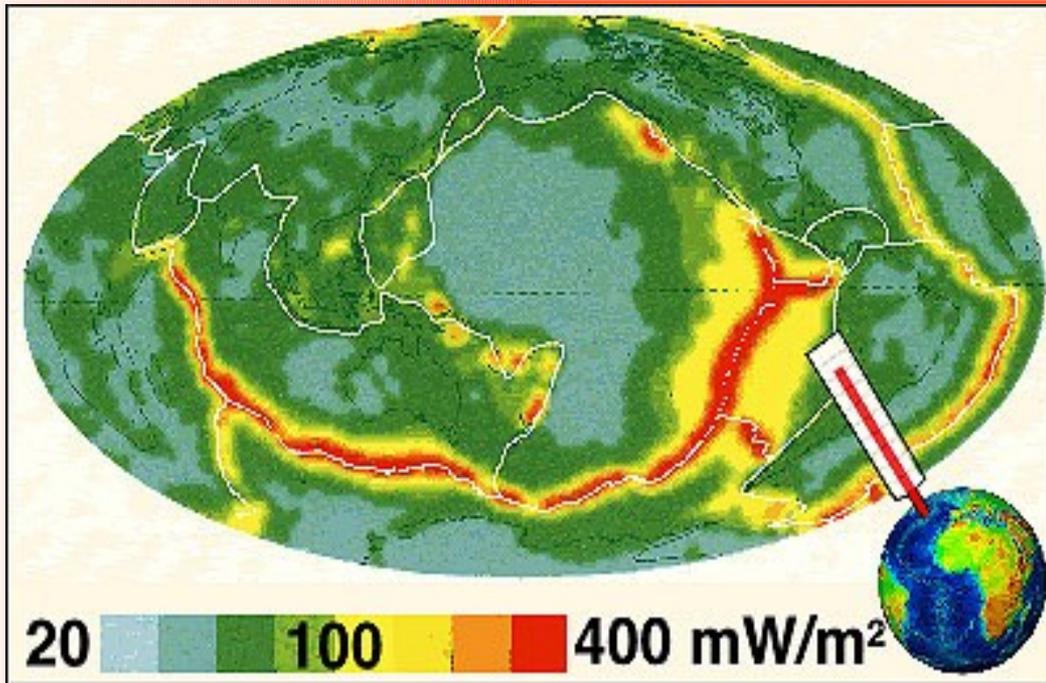
ENERGIE ?



activité géologique (volcanisme, séismes) et mouvements des plaques

➤ L'énergie interne (production et pertes de chaleur)

1) Les pertes



1) Ordre de grandeur 1000 fois moins important que l'énergie apportée du Soleil

2) Important au niveau des dorsales

3) Faible au niveau des zones de subduction

Flux de chaleur dégagé par le globe « mesuré » au travers de la croûte terrestre

2) La production

2 sources de chaleur interne:

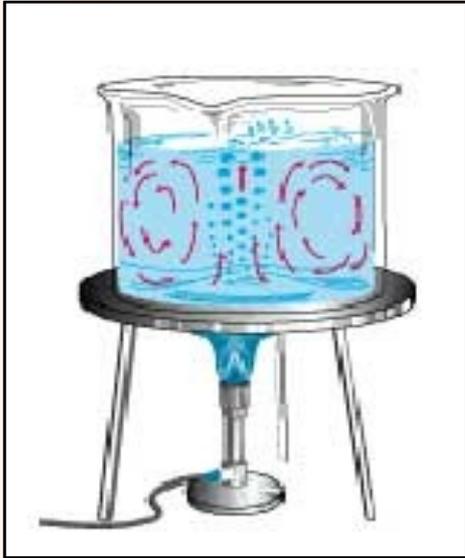
- **la radioactivité** (désintégration des éléments radioactifs)
 - potassium, uranium et thorium
- **la cristallisation** (solidification) du fer liquide à la base du noyau externe
 - le noyau interne de fer solide augmente en volume
 - changement de phase du fer (liquide -> solide)

La Terre évacue plus de chaleur qu'elle n'en produit = elle se refroidit au cours du temps

3) Les modes de transfert de la chaleur

- **la conduction** milieu solide (lithosphère et graine)
- **la convection**
 - Mode de transfert de chaleur très efficace (manteau et partie externe du noyau)
 - Se traduit par des mouvements verticaux de matière liés à des différences de densité : ce qui est chaud monte (plus léger), ce qui est froid descend (plus lourd) = analogie avec mouvements de l'atmosphère.

➤ La convection : le moteur de la tectonique des plaques



analogie

Convection = au sein du manteau et (secondairement) dans la partie supérieure du noyau externe (liquide)

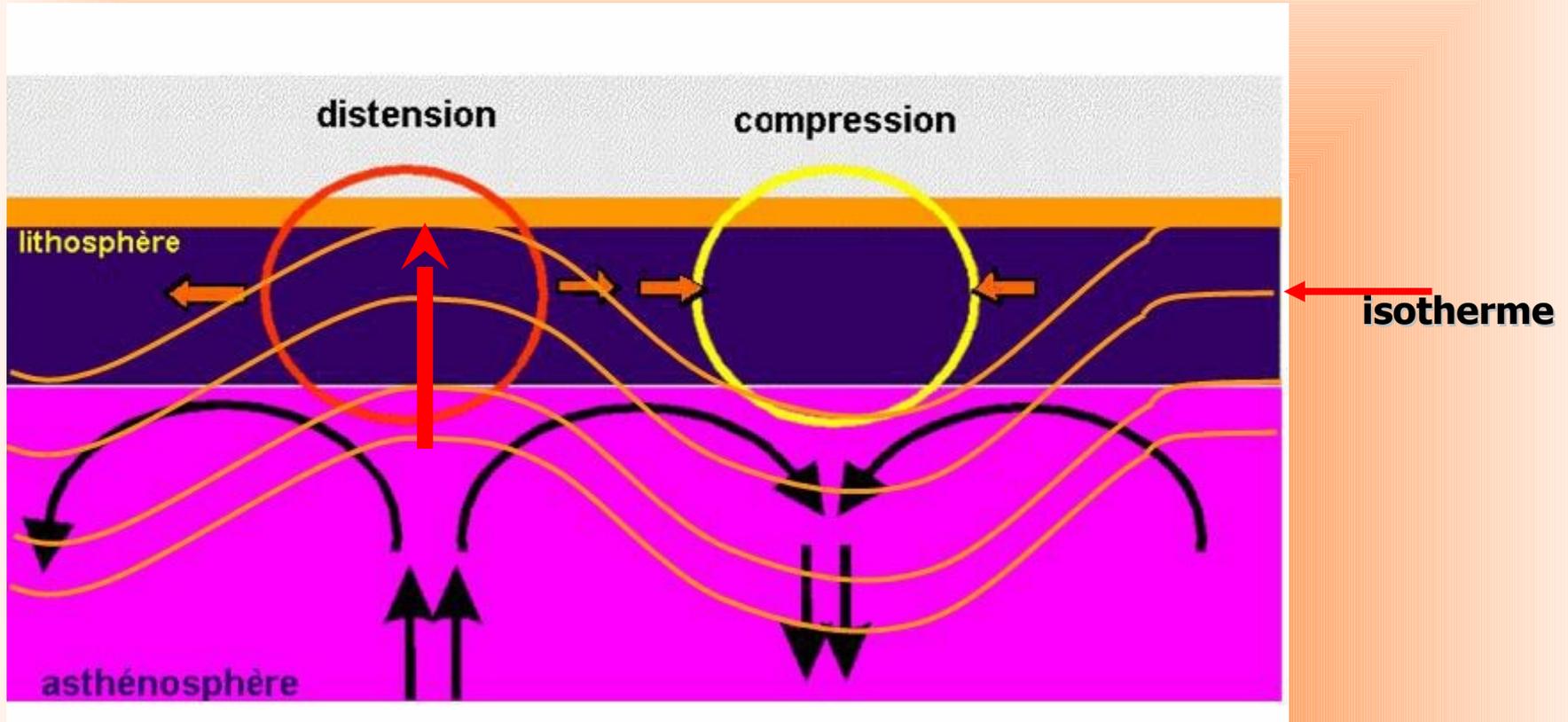
Implique des mouvements ascendants et descendants

- **Zones de remontées correspondent à deux contextes :**
 - dorsales (~linéaires) : mouvements qui concernent le manteau supérieur**
 - points chauds (ponctuels) : instabilité à la limite noyau / manteau**

Dans les deux cas les remontées chaudes, lorsqu'elles atteignent la lithosphère, provoquent la fusion de la péridotite et la formation d'un magma.

- **Zones de descentes correspondent aux zones de subduction**

➤ Les mouvements convectifs et leurs effet tectoniques sur la lithosphère



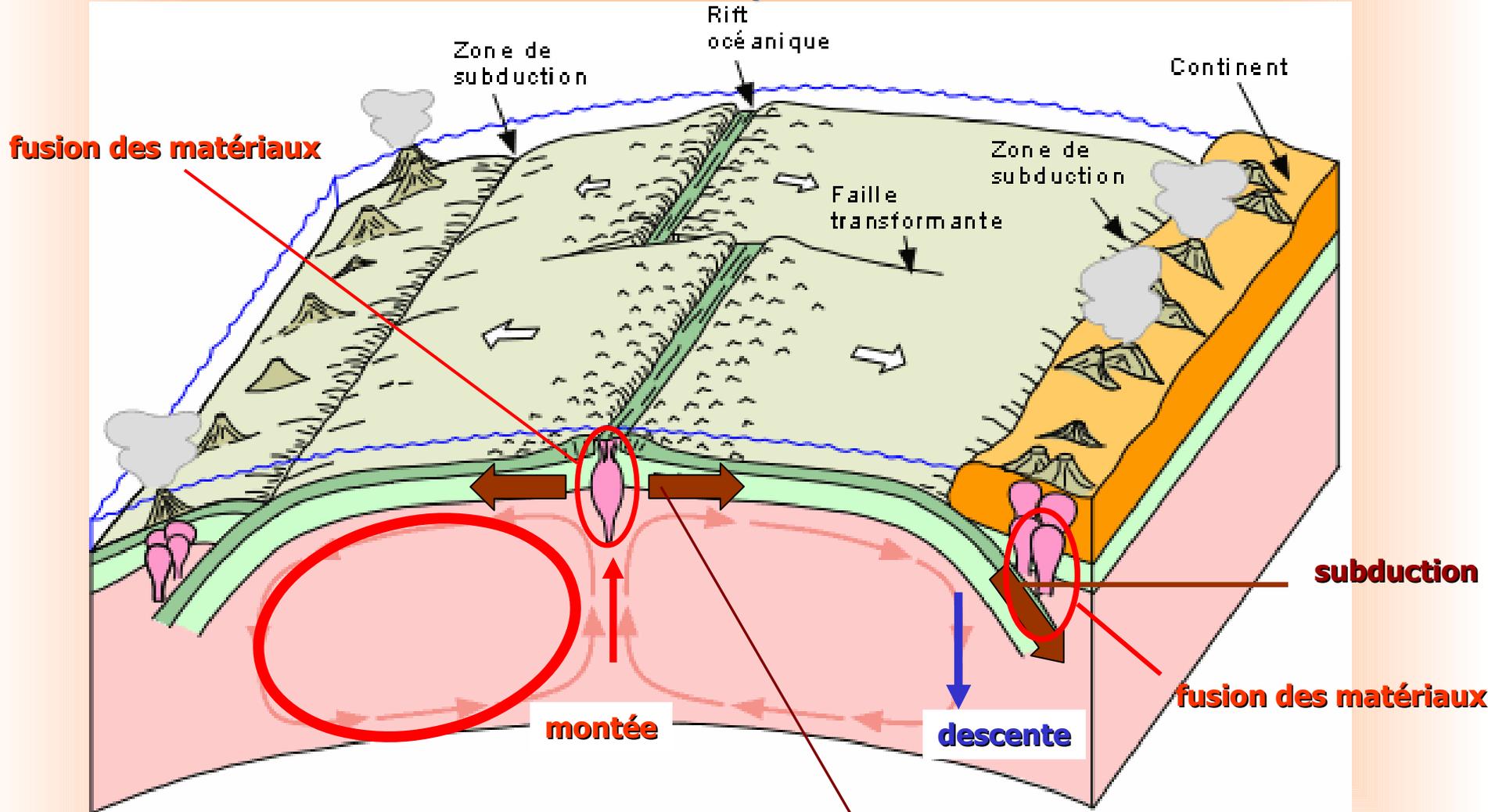
Distension au niveau des zones de montée de matériaux mantelliques

Compression au niveau des zones de descente

Remontée des isothermes = fusion partielle des matériaux du manteau (formation d'un magma)

Couplage entre convection dans le manteau et les mouvements horizontaux de la lithosphère

schéma de synthèse



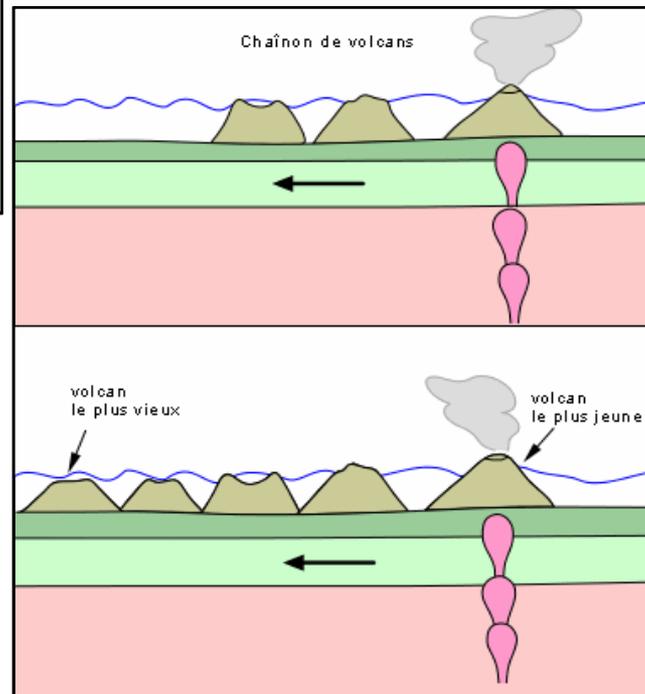
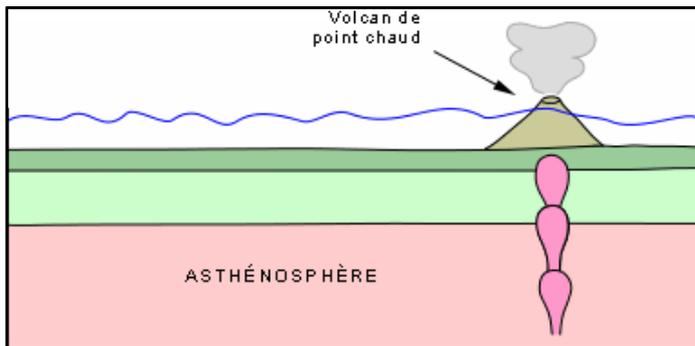
Accrétion + écartement des plaques

• Le volcanisme intra-plaque

Volcanisme dit de « point chaud »

En certains points du manteau une concentration locale de chaleur amène une fusion partielle du matériel. C'est ce qu'on appelle un **point chaud**.

Les points chauds sont stationnaires et peuvent fonctionner pendant plusieurs millions d'années, jusqu'à 100 Ma.



Point chaud fixe (??)

+

Déplacement de la plaque lithosphérique

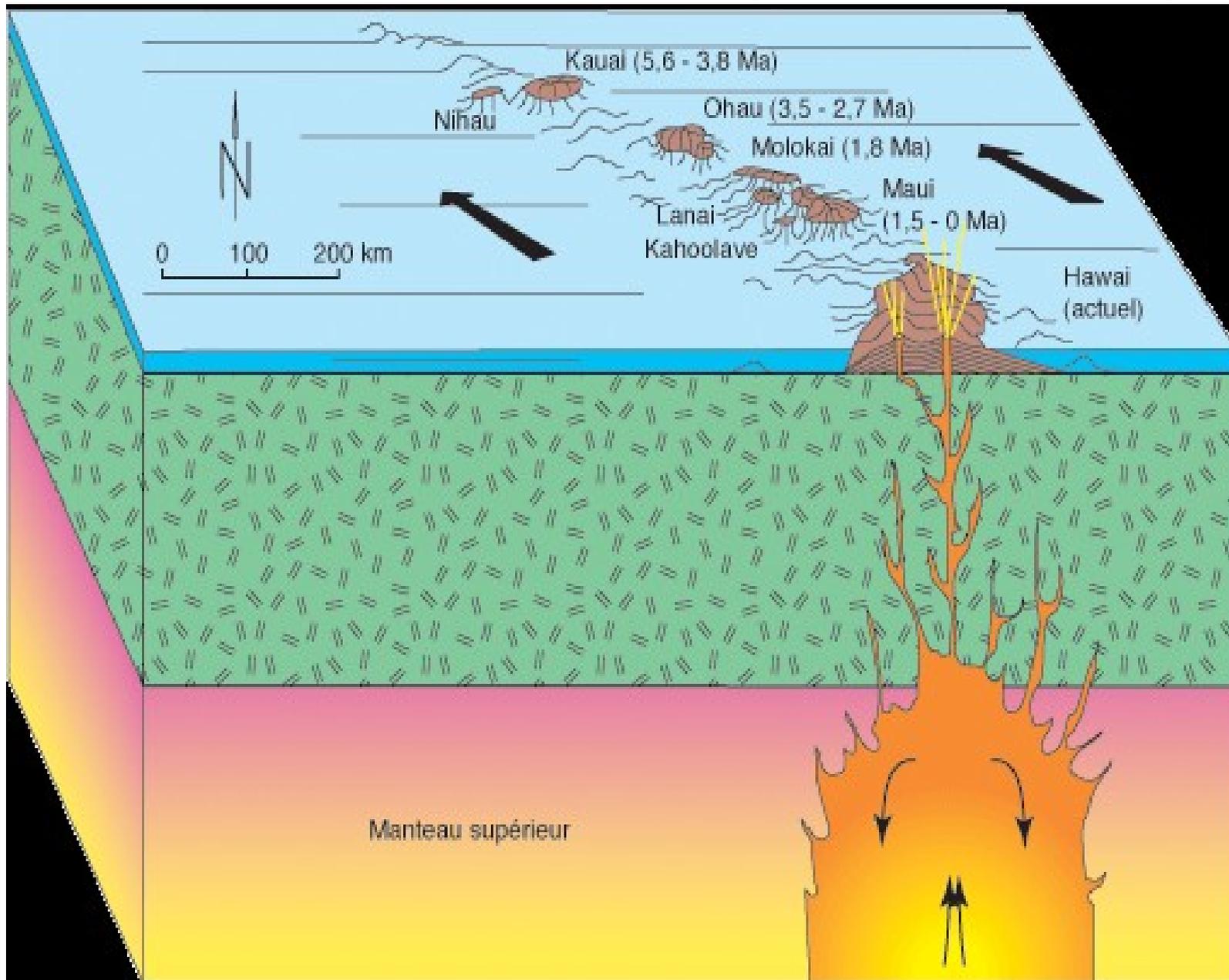
=

Formation d'un chaînon volcanique



**Exemple :
Chaînon Hawaï - Empereur**

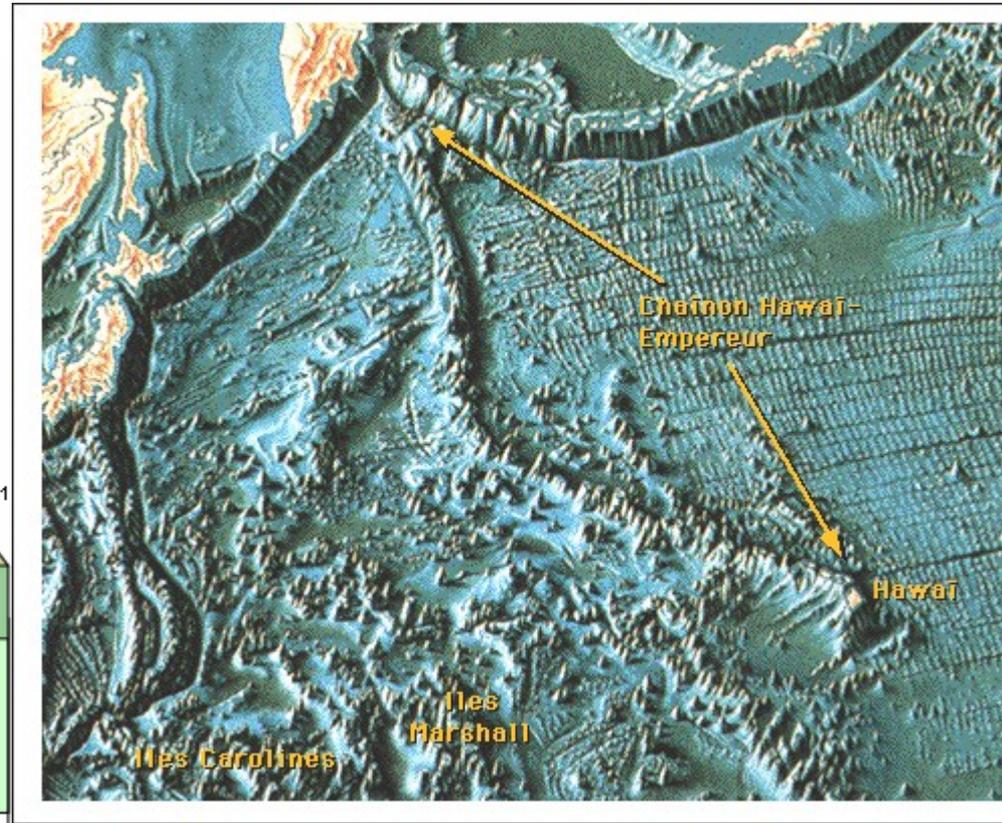
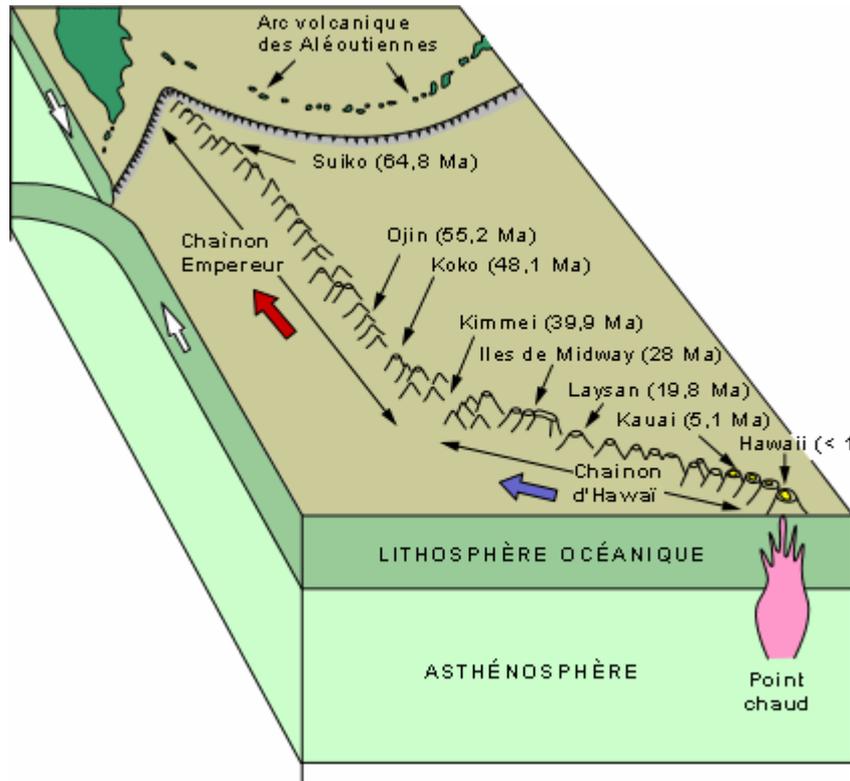
Volcanisme de points chauds (exemple hawaïen)



• Les points chauds et le déplacement des plaques sus-jacentes

Exemple :

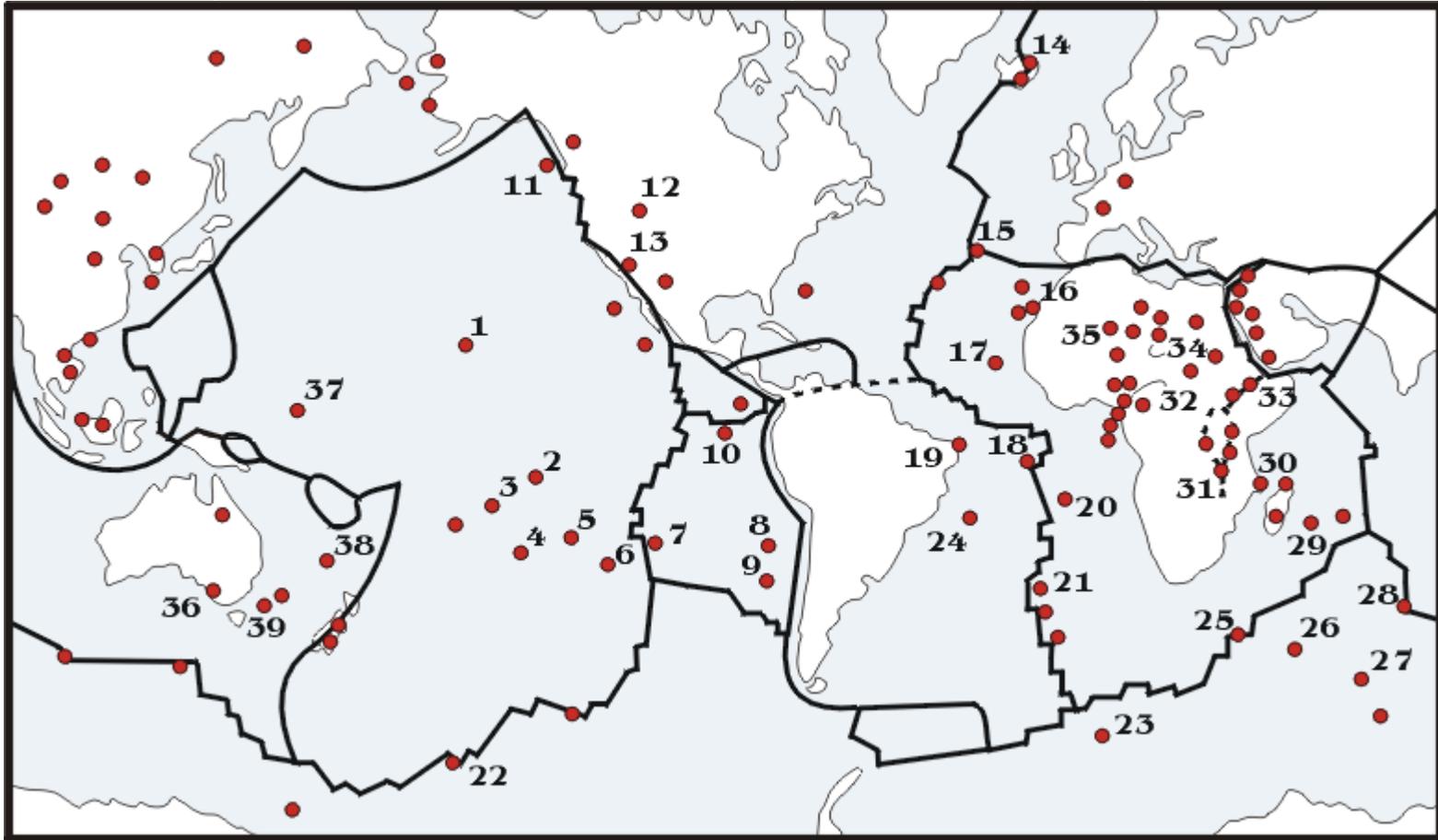
Chaînon Hawaï - Empereur



la direction du déplacement de la plaque Pacifique s'est brusquement modifiée durant le déplacement de la plaque, il y a 40 Ma

Quelques points chauds dans le monde.

Les 11 points chauds sous l'Antarctique ne sont pas représentés.



- | | | | | | |
|----------------------|------------------|----------------------|--------------|-----------------|--------------|
| 1-Hawaï | 8-San Felix | 15-Açores | 22-Bellemy | 29-Réunion | 36-Melbourne |
| 2-Îles Marquises | 9-Juan Fernandez | 16-Îles Canaries | 23-Bouvet | 30-Comores | 37-Caroline |
| 3-Îles de la Société | 10-Galapagos | 17-Cap Vert | 24-Trinidad | 31-Zambria | 38-Lord Howe |
| 4-Guyot Macdonald | 11-Guyot Bowie | 18-Ascension | 25-Marion | 32-Mt. Cameroun | 39-Tasmanie |
| 5-Tuamotou | 12-Yellowstone | 19-Fernando de Nor. | 26-Crozet | 33-Afar | |
| 6-Pitcairn | 13-Long Valley | 20-Sainte-Hélène | 27-Kerguelen | 34-Tibesti | |
| 7-Île de Paques | 14-Islande | 21-Tristant da Cunha | 28-Amsterdam | 35-Mont Tahat | |

Points chauds : l'exemple des Galapagos



Ce sont des îles d'origine volcanique qui ont émergé à partir du plateau basaltique depuis 4 millions d'années. Elles ne sont en aucune façon reliées à la masse continentale de l'Amérique du Sud. Les îles se sont donc constituées à partir de volcans surgis du fond de l'océan. Les Galapagos sont l'un des "points chauds" du globe terrestre, qui sont des zones de fragilité de la plaque tectonique. Les fonds sous-marins sont fissurés et le magma en fusion qui est emprisonné en-dessous parvient à percer la croûte terrestre pour former un volcan. Celui-ci va mettre plusieurs millions d'années pour émerger et former une île. Toutes les îles n'ont pas le même âge ! La plaque tectonique sur laquelle se trouve l'archipel, la plaque de Nazca, migre donc doucement (5 cm par an) vers l'est. Le point chaud des Galapagos étant, lui, fixe (?), les îles qui sont créées avancent vers l'est. La plus ancienne des îles est donc à l'est, San Cristobal, alors que les plus récentes sont à l'ouest comme Fernandina.

En conclusion de cette partie du cours

- La surface du globe est subdivisée en plaques rigides → **Les plaques lithosphériques (ou plaques tectoniques)**.
- **Les plaques naissent au niveau des dorsales**. Elles glissent sur un substratum visqueux que l'on appelle l'asthénosphère.
- Les plaques sont détruites au niveau des fosses océaniques : **les zones de subduction**.
- Les plaques peuvent glisser les unes contre les autres : **Les failles transformantes**.
- Aux frontières de plaques, **de l'énergie est dissipée**, soit de manière mécanique (séismes, montagnes), soit de manière thermique (volcans).
- Les plaques lithosphériques se déplacent à une **vitesse comprise entre 0 et 15 cm/an**.