

Géol 2 : La dynamique des enveloppes internes

Les attendus du programme officiel

La dynamique des enveloppes internes permet de présenter le globe terrestre comme une machine thermique libérant de l'énergie vers l'extérieur. Le bilan thermique de la Terre fait apparaître le rôle de la convection dans le transfert de l'énergie interne vers la surface. Les observations géologiques, géophysiques et géochimiques permettent de mettre en évidence les causes et les conséquences de cette dynamique. L'analyse des mouvements verticaux à différentes échelles de temps et d'espace montre l'importance des variations de densité, de température et de chimie interne. Les mécanismes conduisant à l'expansion océanique et à la dynamique de la lithosphère océanique sont à relier à l'efficacité du transfert énergétique dans le globe.

Bilan thermique et conséquences

La dynamique des enveloppes terrestres correspond à la dynamique thermique du globe (transferts de chaleur interne et externe par conduction et convection). La convection mantellique, moteur des mouvements de plaques lithosphériques, est associée à la production de chaleur interne du globe. La lithosphère est définie notamment comme une couche limite à la convection. Les mouvements horizontaux de la lithosphère ont des conséquences tectoniques (rifts, dorsales, marges passives...).

- Exploiter des données de tomographie sismique et les relier au contexte géodynamique.
- Identifier les principales sources de chaleur interne du globe.
- Discuter les possibilités de convection du manteau à partir de différentes données (tomographie sismique, géotherme du manteau, modèles analogiques et numériques).

Précisions et limites :

Lors de la mise en évidence de la convection mantellique, le nombre de Rayleigh est présenté ; la formule n'est pas à mémoriser. L'étude de la dynamique du noyau n'est pas au programme. On signale simplement que cette dynamique est à l'origine du champ magnétique terrestre.

La lithosphère en équilibre sur l'asthénosphère

L'isostasie correspond à l'équilibre vertical de la lithosphère sur l'asthénosphère selon le principe d'Archimède. Cet équilibre dynamique peut être source de mouvements verticaux. La modélisation des états d'équilibre permet de proposer des interprétations des reliefs, que les données gravimétriques valident ou questionnent. La notion d'anomalie gravimétrique est construite à partir des anomalies à l'air libre et de Bouguer. L'anomalie de Bouguer témoigne de la présence d'excès ou de déficit de masse en profondeur. Les anomalies gravimétriques permettent de discuter des variations altitudinales inaccessibles à l'observation directe ou à travers d'autres instrumentations. Les variations spatiales de petite longueur d'onde du géoïde marin permettent de repérer les reliefs sous-marins.

- Réaliser des calculs simples d'équilibre vertical archimédien dans des contextes géologiques (ex : chaîne de montagne, rift continental, plaine abyssale océanique...).
- Exploiter des données géologiques diverses permettant d'estimer une vitesse de remontée isostatique et l'ordre de grandeur de la durée d'un rééquilibrage isostatique.
- Exploiter des données gravimétriques (air libre, Bouguer) obtenues par altimétrie satellitaire.
- Relier des anomalies du géoïde à petite longueur d'onde avec la topographie sous-marine.

Précisions et limites :

L'anomalie de Bouguer est définie comme l'écart entre le champ de pesanteur terrestre mesuré, corrigé de paramètres locaux, et le champ de pesanteur théorique.

Le géoïde est volontairement défini comme la surface équipotentielle de pesanteur passant par le niveau moyen des océans. Sa forme reflète l'hétérogénéité latérale au sein des différentes enveloppes de la Terre, mais seules les anomalies de variations à petites longueurs d'onde du géoïde sont exploitées.

La géodynamique de la lithosphère

Les mouvements lithosphériques sont modélisés par le déplacement de plaques (coquilles rigides) à la surface de la Terre.

Une marge active montre des signatures géomorphologiques, géophysiques et pétrologiques. Les dorsales sont l'expression en surface des remontées du système convectif et permettent la création de croûte océanique.

La subduction de la lithosphère océanique est liée à son évolution thermomécanique et participe à la dynamique interne au sein du système convectif.

Le volcanisme actuel ou récent s'observe dans des environnements géodynamiques variés, principalement aux frontières de plaques convergentes (zones de subduction) et divergentes (zones d'accrétion) mais aussi en domaine intraplaque.

Les anomalies magnétiques résultent de la fossilisation du champ magnétique par les basaltes lors de la mise en place de la croûte océanique.

- Exploiter des données GPS pour caractériser le mouvement des plaques à la surface de la Terre.
- Identifier les indices de structure et de fonctionnement d'une marge active.
- Relier le magmatisme de dorsale et les anomalies magnétiques.
- Démontrer les causes thermogravitaires de la subduction.
- Relier diverses données permettant de discuter de la diversité des subductions : pendage du panneau plongeant, états des contraintes (compression ou extension), vitesse, âge de la lithosphère, volcanisme, ...
- Relier les conditions d'apparition des magmas aux confrontations géotherme/solidus.
- Exploiter les cartes de fonds océaniques pour estimer les taux d'accrétion.

Précisions et limites :

La construction de modèles cinématiques n'est pas au programme.

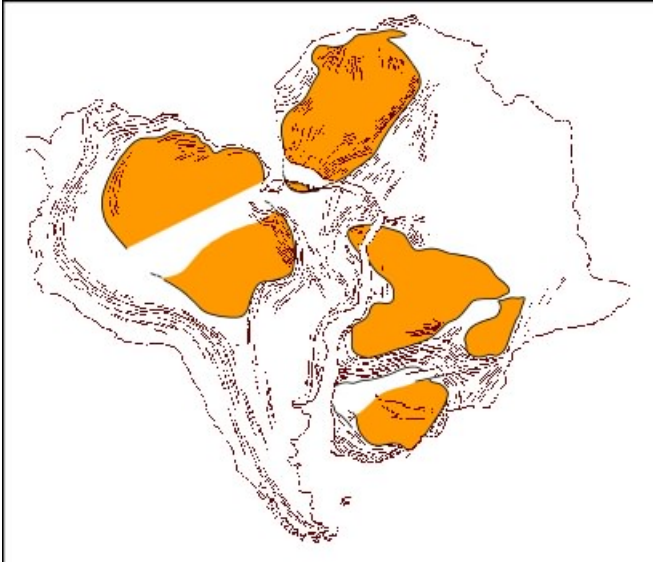
Cette partie ne détaille pas le magmatisme qui sera vu en partie ST-F Magmatisme ; elle met en relation le déplacement lithosphérique et décrit les conditions potentielles de fusion partielle des roches du manteau (comparaison géotherme vs. solidus, hydratation et décompression). La connaissance de la diversité des subductions n'est pas au programme. Le fonctionnement d'une chambre magmatique n'est pas détaillé en première année. Les anomalies magnétiques sont exploitées en TP.

I- La géodynamique de la lithosphère : la lithosphère est découpée en plaques qui se déplacent horizontalement

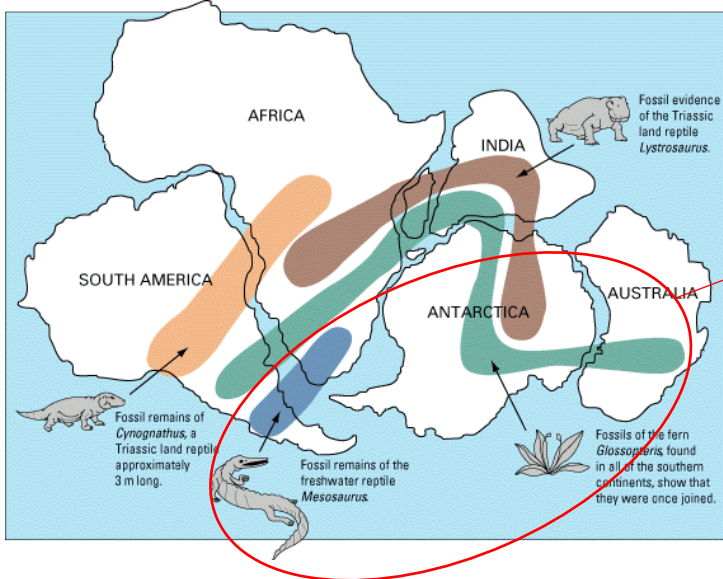
A- La tectonique des plaques : les bases d'une théorie unificatrice

1- Les observations de Wegener, 1912

- données géographiques :



- données sédimentaires et paléontologiques :



Sédiments glaciaires paléozoïques

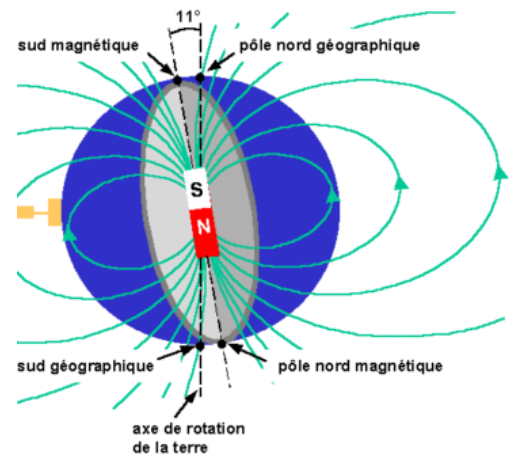
2- Les travaux de Vine et Matthews, 1960

Hypothèse : les basaltes de l'océan n'ont pas tous le même âge

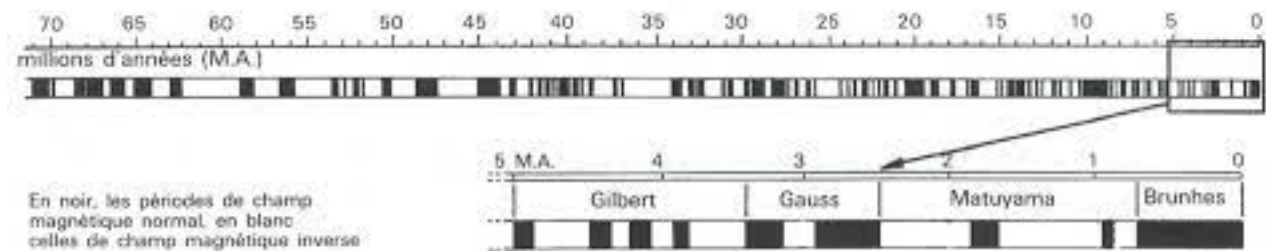
Protocole : mesure de l'intensité du champ magnétique lors d'un trajet est-ouest à travers l'océan atlantique.

Prérequis :

- le champ magnétique terrestre est équivalent à un champ magnétique dipolaire, dont l'intensité dépend de la latitude

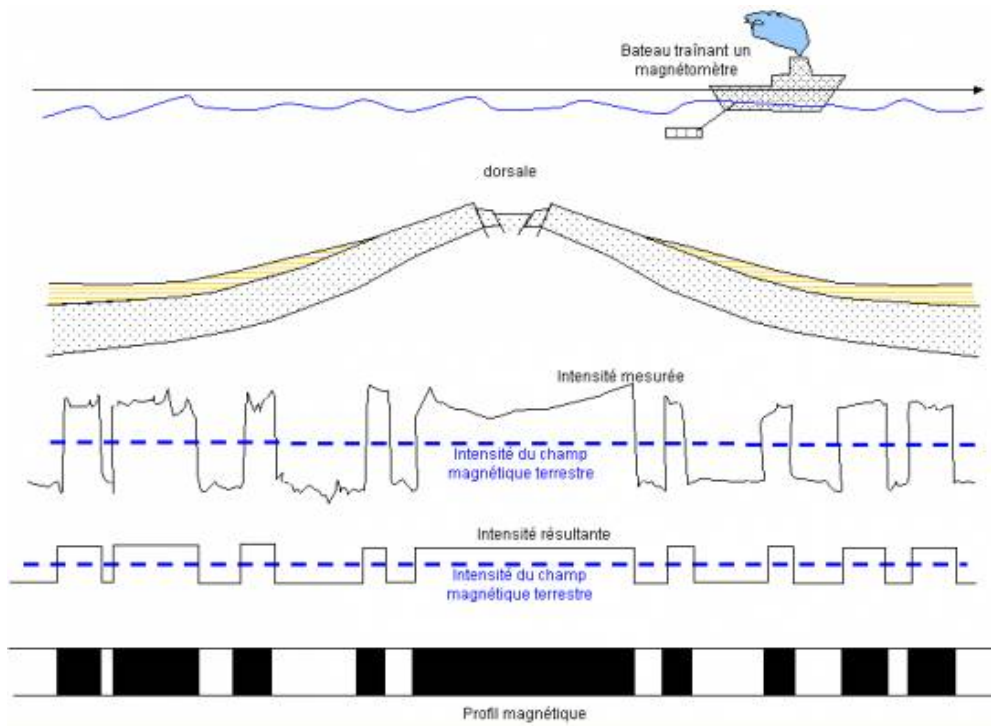


- le champ magnétique terrestre s'est inversé de nombreuses fois au cours des temps géologiques ; un calendrier des inversions magnétiques a été établi

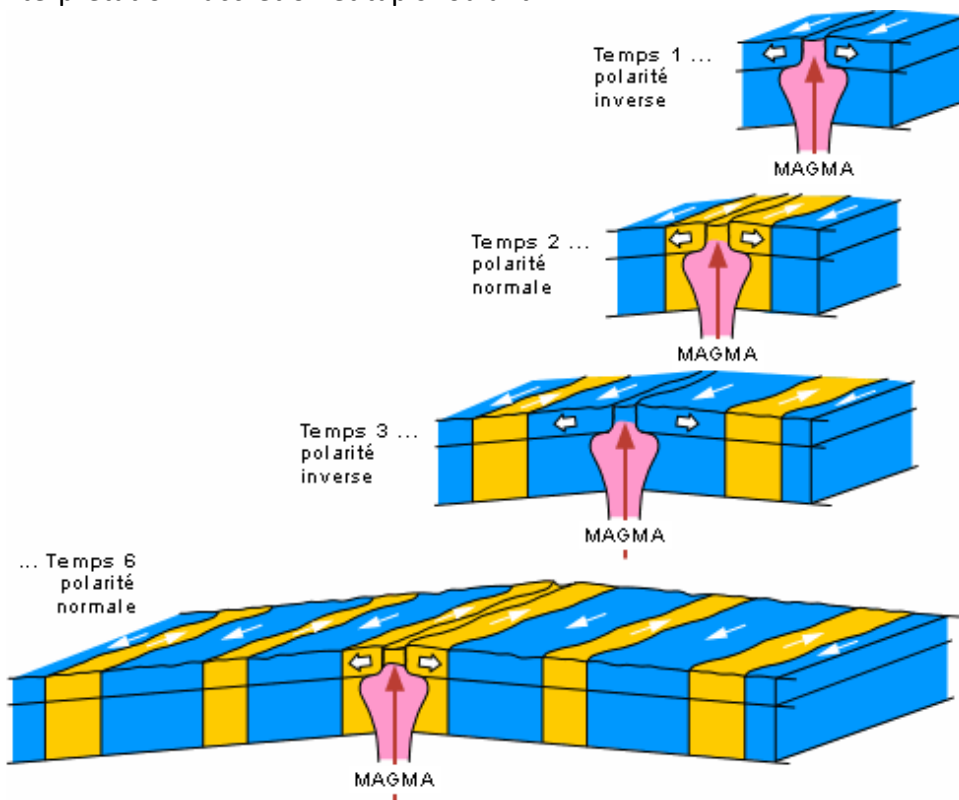


- le champ magnétique thermorémanent ou champ magnétique fossile est un champ émis par certaines roches, comme les basaltes, qui fixent la direction du champ terrestre du lieu et du moment de leur formation.

- le bateau mesure la somme du champ terrestre et du champ fossile des basaltes.



Interprétation : accrétion et tapis roulant

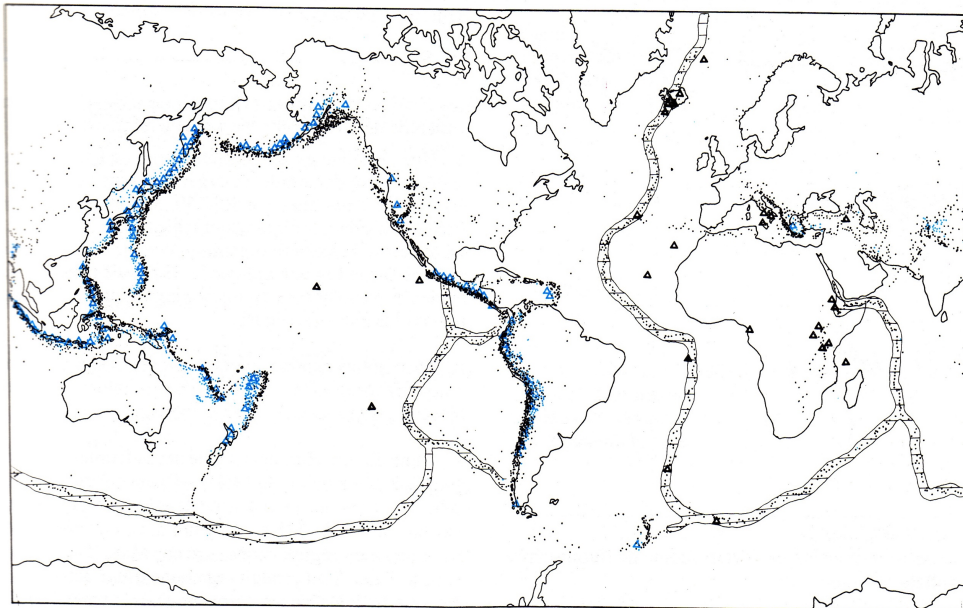


3- Le paradigme de la tectonique des plaques, 1968

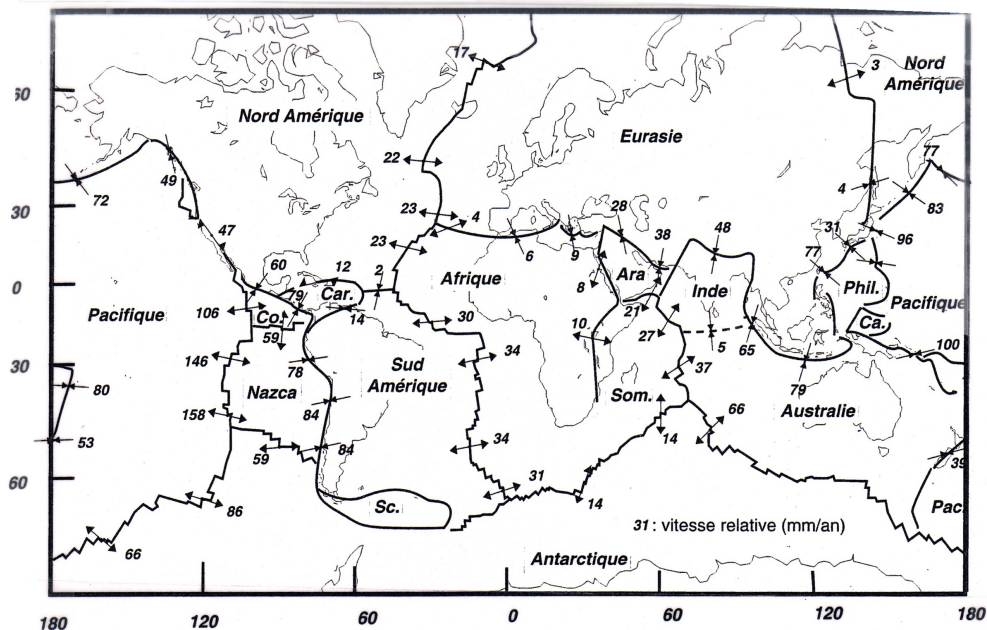
Paradigme =

Une plaque est une portion de lithosphère indéformable et calme, mobile sur l’asthénosphère sous-jacente, entourée d’une bande active (séismes et volcanisme) où elle affronte les plaques voisines. Une carte de la sismicité permet de proposer un découpage de la lithosphère en plaques juxtaposées :

les points sont les foyers sismiques ; les triangles les zones volcaniques



Le modèle NUVEL-1 donne le découpage actuel en plaques, les vitesses de celles-ci et la direction des mouvements : c’est un modèle de cinématique instantanée.



Les vecteurs vitesse le long de principales limites de plaques calculés d’après le modèle NUVEL-1 (De Mets et al., 1990).

Ce modèle peut être étendu comme modèle de cinématique finie pour les 20 derniers millions d'années.

B- Estimation de la vitesse et du sens de déplacement des plaques

La minute physique : mouvement absolu, mouvement relatif

En physique newtonienne, on distingue :

le mouvement absolu : mouvement d'un corps considéré par rapport au référentiel absolu qui est « fixe ». On choisit souvent un référentiel géocentré donc un axe passe par les pôles et le second par l'équateur

le mouvement relatif : mouvement d'un corps considéré par rapport à un autre référentiel quelconque, qui n'est pas « fixe ».

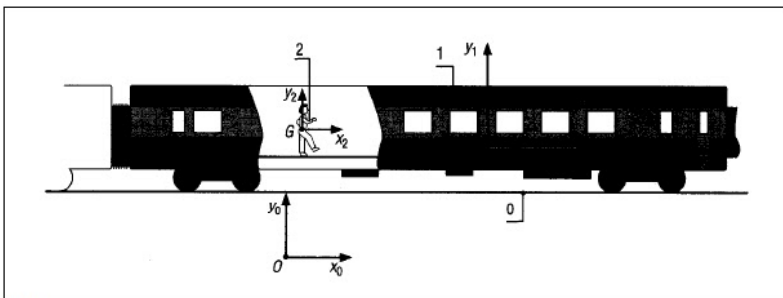


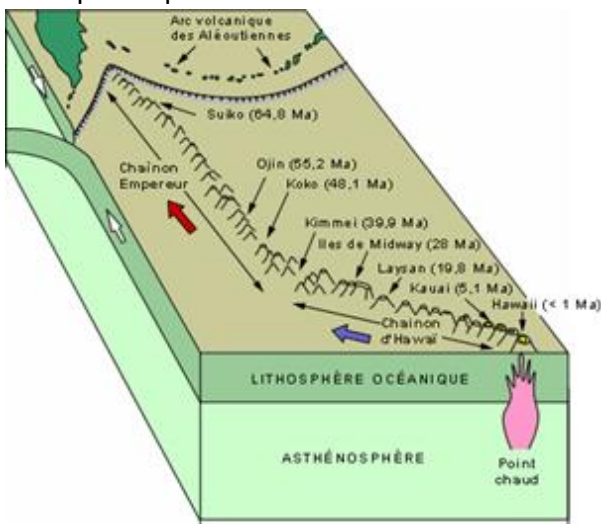
Fig. 4

1- Le référentiel points chauds et le mouvement absolu des plaques

Les points chauds sont un ensemble de points fixes du manteau : ancrés dans la couche D'' ils sont répartis de façon aléatoire sous les plaques et sont à l'origine d'un magmatisme intra-plaque.

Les points chauds constituent un référentiel indépendant de la surface de la Terre : dans ce référentiel on peut décrire le mouvement absolu des plaques. On obtient des directions et des vitesses absolues de mouvements anciens.

Exemple du point chaud Hawaï :



2- L'apport des mesures GPS

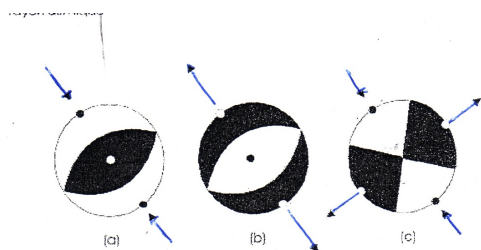
Le système GPS est un système de positionnement par 24 satellites appartenant aux USA : chaque instrument de mesure sur Terre capte les signaux de 4 satellites et est localisé par triangulation à la surface de la Terre. Des coordonnées en latitude et longitude sont obtenues. Ce référentiel est indépendant de la lithosphère.

En tectonique on peut repérer la position annuelle de bornes intra plaques dans le référentiel GPS et calculer leur déplacement absolu en latitude et longitude. La direction et la vitesse caractérise le mouvement instantané actuel.

3- Les mécanismes aux foyers

Tout séisme se déroule sur une faille : la nature de la faille influence la propagation des ondes sismiques. On peut remonter à la nature et à la direction de la faille en étudiant divers sismogrammes associés au même séisme.

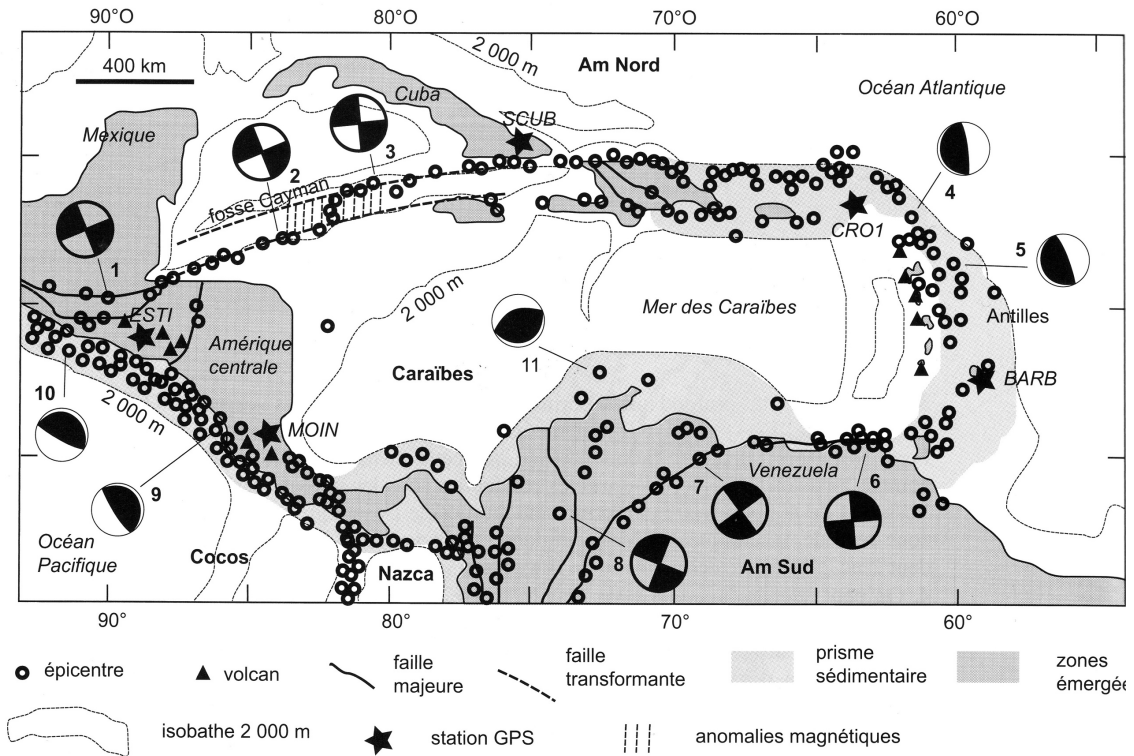
Les informations sont conventionnellement représentées sous forme de macaron :



Les trois principaux types de diagrammes des mécanismes au foyer avec la position des axes P et T correspondant. Les quadrants en compression sont en noir et les quadrants en dilatation sont en blanc. (a) faille inverse, (b) faille normale et (c) faille décrochante. Le mouvement des flèches représentant le double couple laisse intuitivement supposer que les particules des quadrants noirs sont comprimées alors que celle des quadrants blancs sont dilatées.

Exercice d'application : la plaque Caraïbe

- a- A partir de la carte, justifier que les Caraïbes constituent une plaque.
- b- A partir des mécanismes au foyer, identifier les frontières de plaque
- c- Le tableau fournit les vitesses annuelles de déplacement de 5 stations de cette zone par rapport à un référentiel géocentré, déduites de mesures GPS réalisées entre 1996 et 2001. Utiliser les données GPS pour calculer la vitesse de déplacement en latitude et en longitude des stations situées sur la plaque Caraïbes par rapport à la station SCUB.



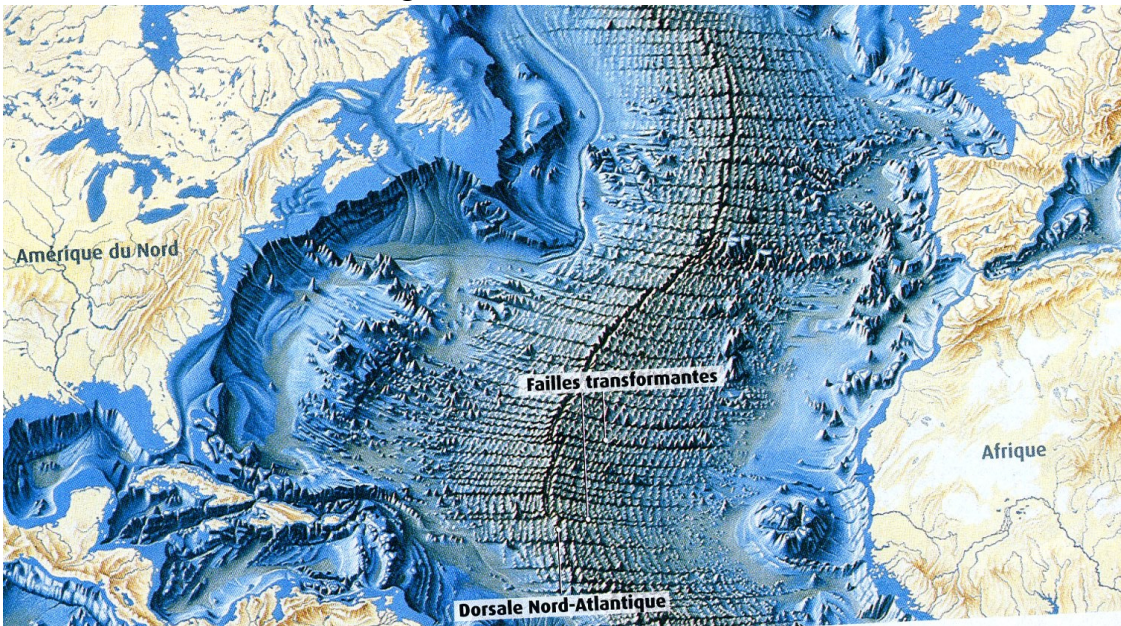
Station	V latitude en mm/an	V longitude en mm/an
SCUB (Cuba)	5,4	- 8,9
CRO1	12,8	9,8
BARB	14,6	10,5
ESTI	13,5	11,0
MOIN	1,9	13,0

C- Les principaux contextes géodynamiques

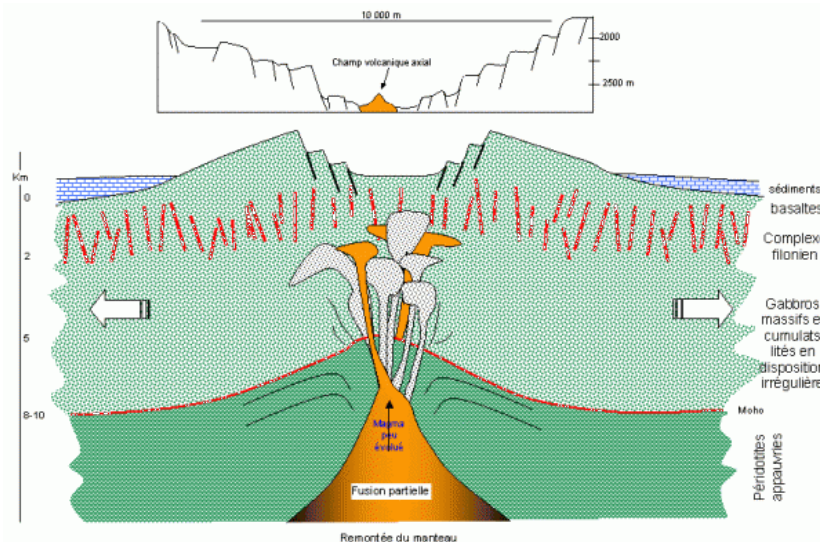
1- Les dorsales, frontières en divergence

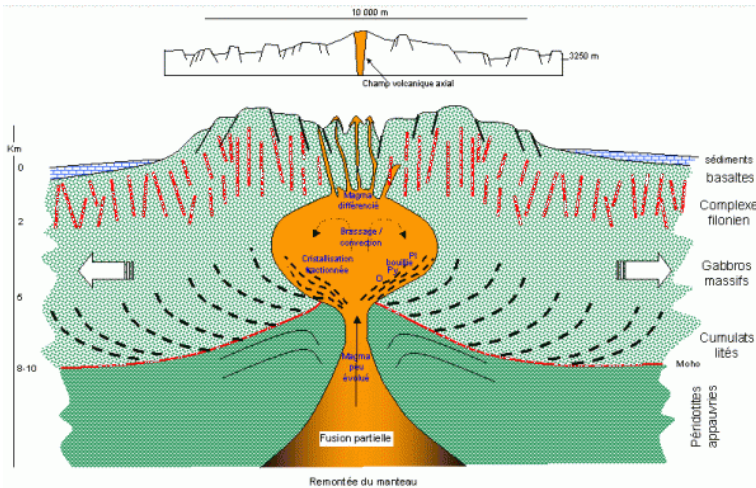
a- Un mouvement d'écartement à l'aplomb d'un panache mantellique chaud

- un relief sous-marin large

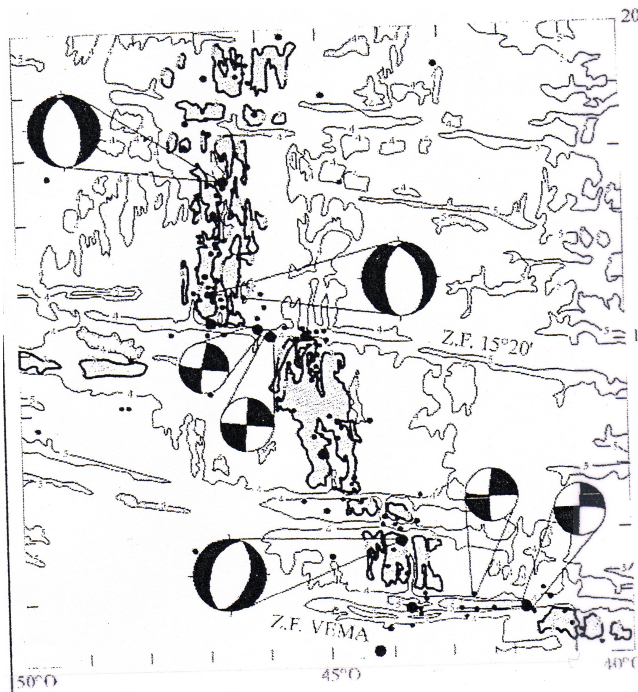


- une zone centrale (le rift) marquée par des failles normales





- des failles normales et des failles transformantes



b- Une zone d'accrétion océanique

De la croute océanique (gabbro, basalte) est formée par magmatisme au niveau de l'axe de la dorsale : l'accrétion de la croute est symétrique par rapport à l'axe et est suivi d'un recouvrement progressif par les sédiments océaniques. Dater les basaltes ou dater les sédiments qui les recouvrent permet de mesurer la vitesse d'expansion de l'océan.

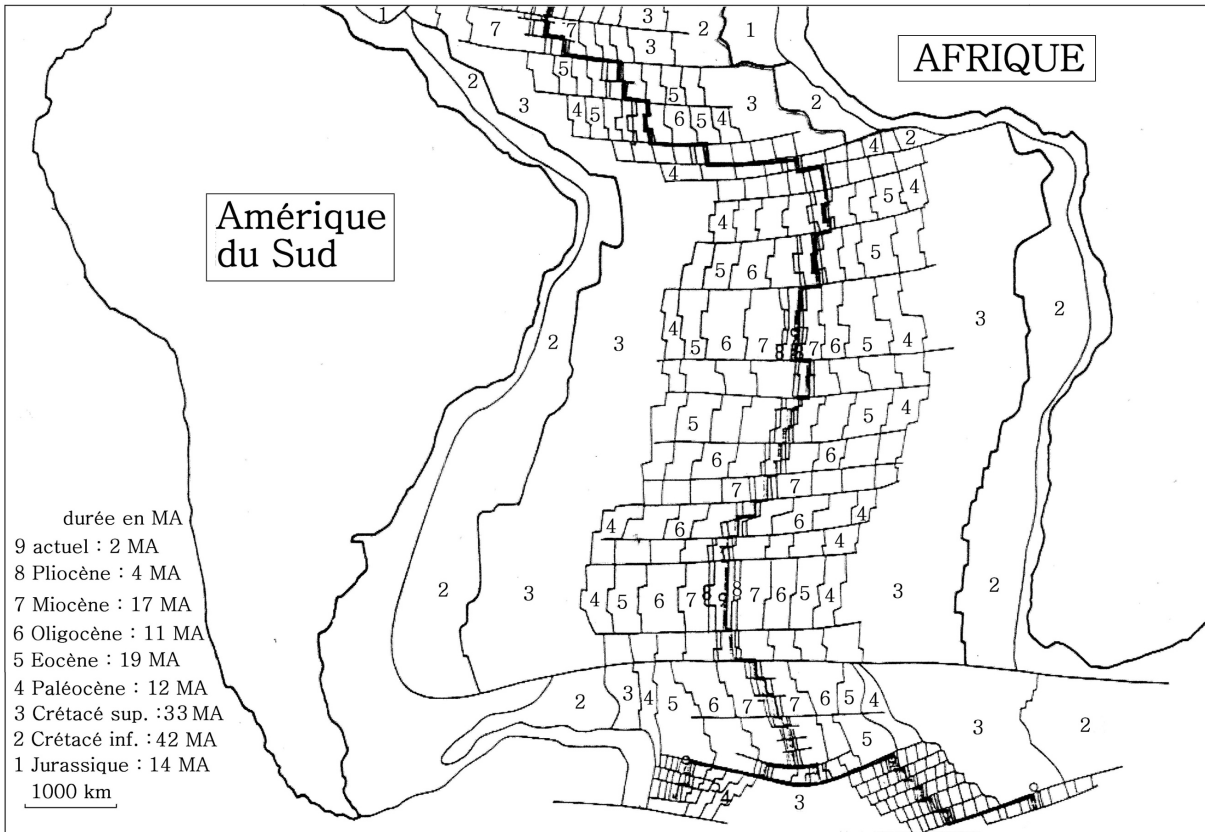
La carte du fond des océans fournit l'âge des sédiments en contact avec le socle océanique.

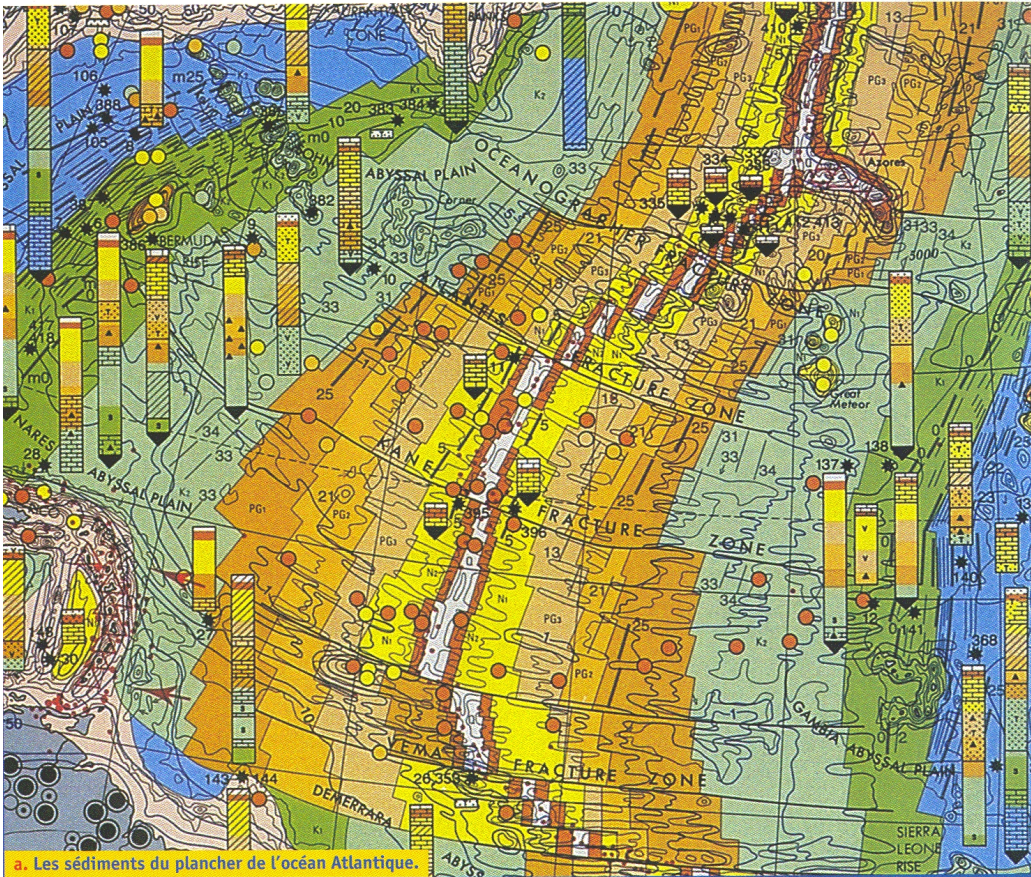
⇒ Expliquez les carottes et la disposition des sédiments

⇒ Calculez la vitesse de l'ouverture de l'océan atlantique au cours du crétacé supérieur

⇒ Calculez la vitesse moyenne d'ouverture de l'océan depuis l'éocène

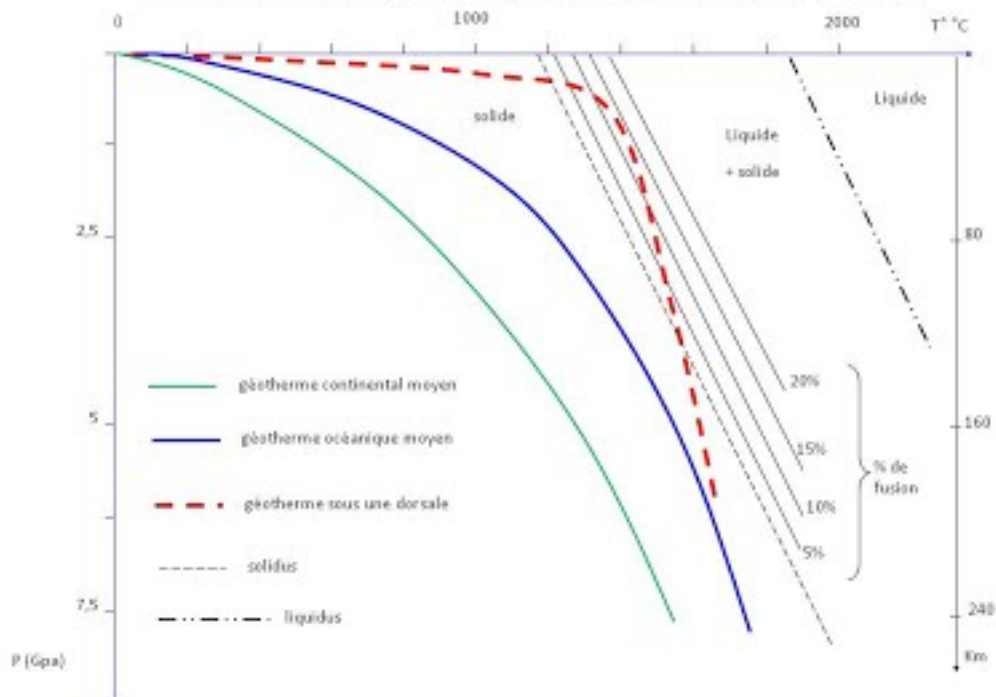
⇒ Calculez la vitesse moyenne de déplacement de la plaque américaine par rapport à l'axe de la dorsale depuis le miocène





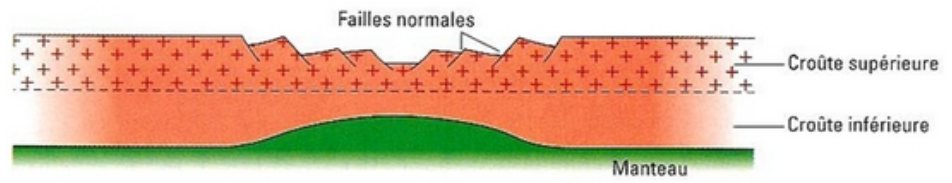
a. Les sédiments du plancher de l'océan Atlantique.

L'anomalie thermique positive est responsable d'une fusion partielle de la péridotite du manteau vers 50-80 km de profondeur.

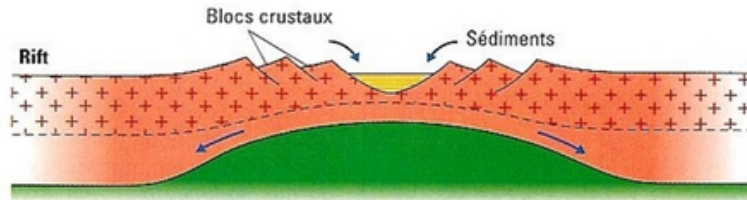


c- Le résultat de la cassure d'une plaque ancienne

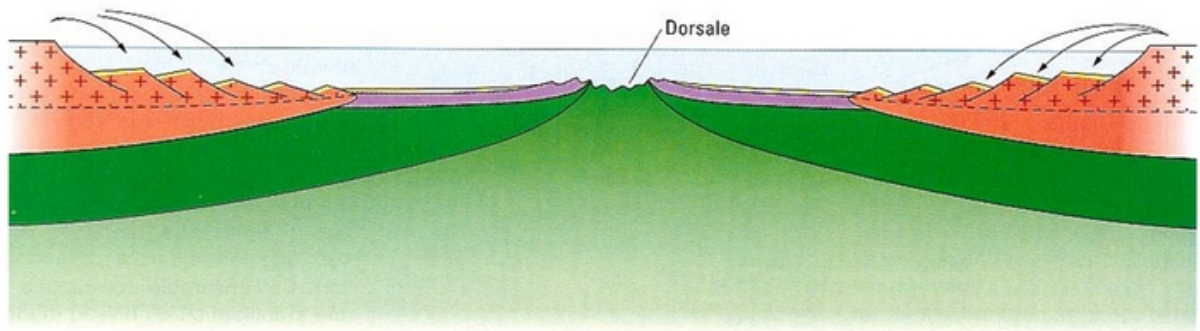
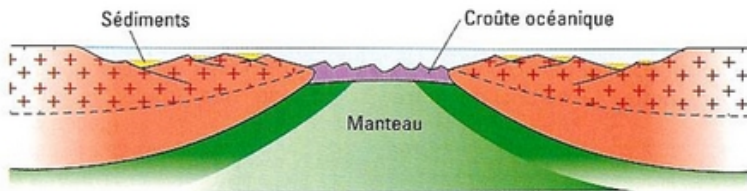
1) Rifting :
fracturation de la
croûte



2) Rifting et
sédimentation



3) Accrétion
océanique.
Sédimentation.



2- Les zones de subduction

a- Diverses signatures du panneau lithosphérique plongeant

- une fosse de subduction bordant la frontière de plaque (-6000 à -12000 m)
- un alignement de volcans sur la plaque chevauchante

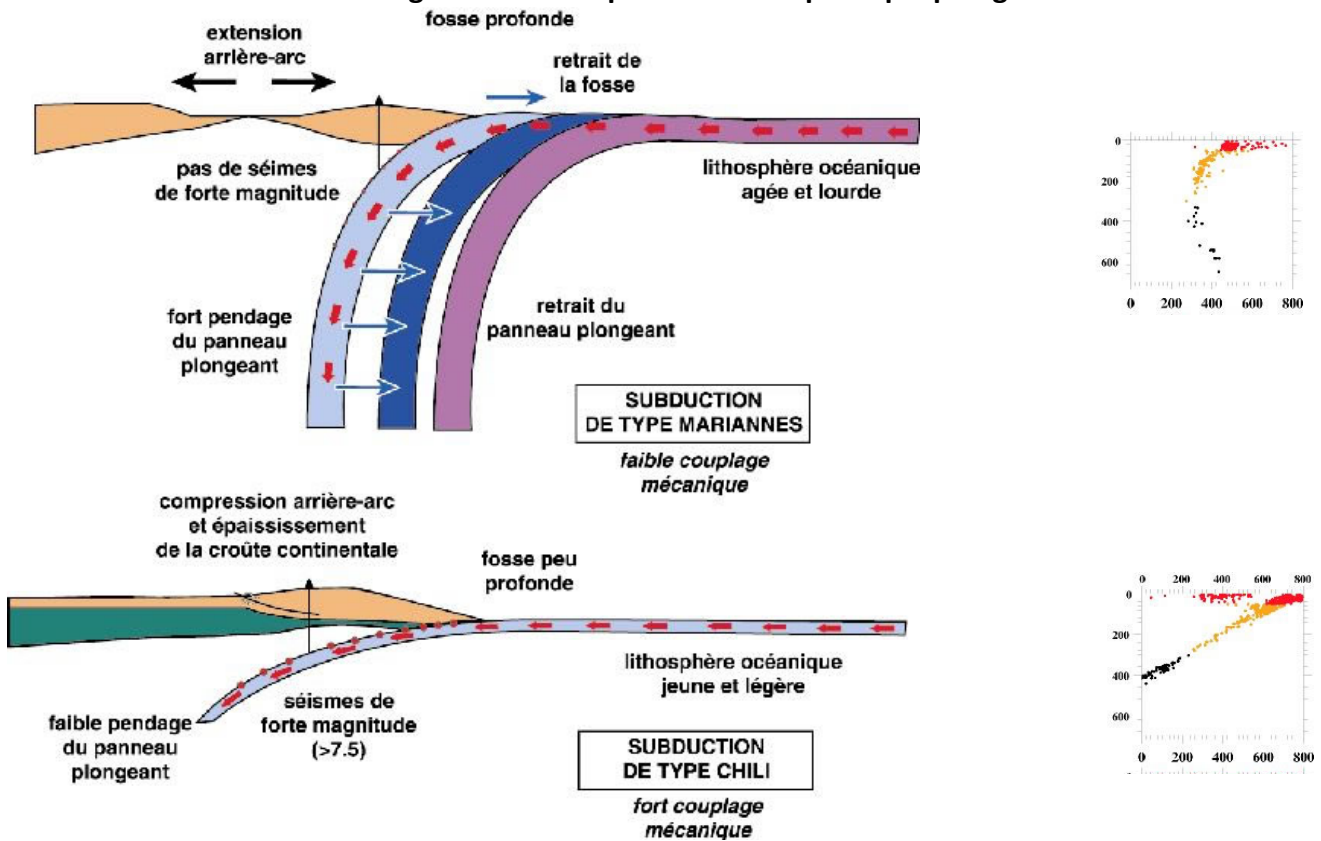
Ces deux points permettent d'identifier la plaque qui plonge et la plaque qui chevauche : la plaque qui plonge est toujours la plus dense ; la plaque chevauchante est la moins dense et porte les volcans¹.

Les deux plaques se rapprochent et sont affectées d'un mouvement relatif de convergence.

- un alignement de foyers sismiques : le plan de Bénihoff (ou Wadati-Bénihoff)
- une bande froide, repérable comme une anomalie thermique négative.

Les deux derniers points permettent de caractériser la géométrie du panneau lithosphérique plongeant (le slab) : pendage, profondeur atteinte...

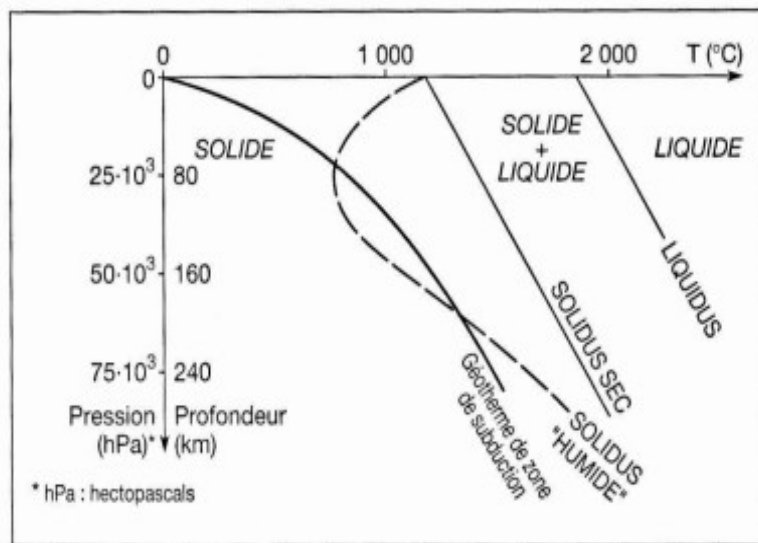
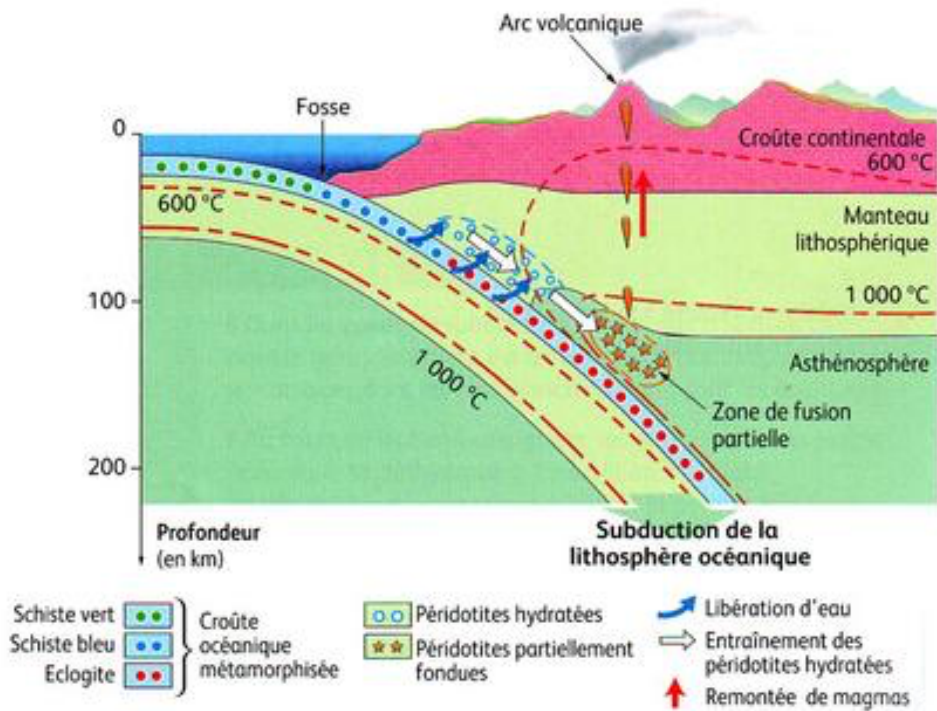
b- Diversité des géométries du panneau lithosphérique plongeant



c- Une zone d'accrétion continentale

Du côté de la plaque chevauchante la péridotite est hydratée en profondeur : elle peut alors fondre dans les conditions de pression et température règnent entre 50 et 150 km et génère un magma basaltique calcoalcalin. Ce magma permet la mise en place de roches magmatiques variées en bordure du continent.

¹ Deux situations géologiques provoquent des alignements de volcans : les points chauds génèrent une ligne de volcans d'âge différent ; la subduction est associée à une ligne de volcans actifs simultanément.



3- Les frontières en collision : voir cours de 2^{ème} année

Convergence de deux plaques continentales après fermeture d'un océan. Frontière large et paysage de montagne.

4- Les frontières en coulissage : failles décrochantes

II- Le manteau terrestre est une machine thermique en mouvement

La minute physique

Les échanges de chaleur sont des échanges d'énergie (Joule) entre deux corps. On décrit 3 modes de transfert de chaleur :

- La conduction thermique ou diffusion de chaleur : le transfert par conduction est un échange d'énergie se réalisant sans déplacement de matière : il concerne donc les solides et les fluides immobilisés. Ce transfert peut se réaliser au sein d'un seul corps ou par contact entre deux corps.

Chaque matériau est caractérisé par sa conductivité thermique (λ en $\text{W.m}^{-1}\text{.K}^{-1}$) ; lorsque λ est petit le matériau est qualifié d'isolant.

Le flux thermique répond à la loi : $F = \lambda \cdot S \cdot \Delta T / e$

- La convection thermique est spécifique aux fluides (liquide, gaz, air), ainsi qu'aux éléments déformables (comme les roches à hautes pressions dans le manteau terrestre), elle est liée au mouvement du fluide, donc à un transport de matière. par de nouvelles molécules à plus basse température).

On définit une cellule de convection comme l'ensemble constitué d'un panache de matériau chaud ascendant et d'une colonne de matériau froid descendant, relié par des déplacements horizontaux le long de couches limites.

Le nombre de Rayleigh permet de prévoir l'efficacité de la convection : ce nombre sans unité doit être supérieur à 1700 pour que la convection soit possible.

$$R_a = \frac{\alpha \rho_0^2 \Delta T C_p g h^3}{\eta k}$$

avec

α défini par l'équation de la masse volumique ($\approx 10^{-5}$ pour les solides)

ρ_0 masse volumique à la température T_0

g constante d'accélération de la pesanteur ($g = 9.81 \text{m.s}^{-2}$ sur terre)

$C_p = \frac{\partial H}{\partial T_p}$ capacité thermique

η viscosité

k coefficient de diffusion thermique

- Le rayonnement thermique est une émission de rayonnement électromagnétique par un corps chaud, le rayonnement a la particularité de se déplacer dans le vide (rayonnement solaire, infrarouge émis par les animaux).

A- Les données thermiques

1- Le géotherme, courbe modèle reliant la température et la profondeur

Le géotherme est par définition l'évolution de la température avec la profondeur dans la Terre.

$$\theta = f(P)$$

On dispose des informations suivantes :

- une donnée directe : les mesures dans des mines donnent un gradient géothermique superficiel de 30°C par km
- des données de laboratoire concernant certains points remarquables du modèle PREM comme le passage du comportement cassant au comportement ductile de la péridotite ou la température du changement d'état du mélange fer-nickel.

► *A partir de ces informations tracez la courbe géotherme.*

Profondeur (km)	Nature de l'ancrage	Type d'extrapolation	Température proposée (K)
100	Limite lithosphère -asthénosphère	-	1 600 ± 50
400	Transition olivine - olivine à structure de spinelle	-	1 750 ± 50
670	Transition olivine à structure de spinelle - perovskite	-	1 900 ± 100
2 700	-	À partir de l'ancrage à 670 km, en utilisant le gradient adiabatique pour la péridotite	2 500 à 3 000
2 900	-	À partir de l'ancrage à 5 150 km, en utilisant le gradient adiabatique pour l'alliage Fe-Ni	3 500 à 4 800
5 150	Température de changement d'état d'un alliage Fe-Ni, aux pressions envisagées	-	4800 ± 1 000

On mesure par ailleurs :

- la quantité de chaleur transmise du manteau à la croûte au niveau du Moho : 13 mW.m⁻² en moyenne
- la conductivité thermique de la péridotite : 2,5 W.m⁻¹.K⁻¹

- *Calculez le gradient géothermique associé à ces valeurs mesurées.*
- *Calculez la température régnant à 2000 km de profondeur, dans le manteau inférieur, en supposant que la chaleur se transmet uniquement par conduction.*
- *Discutez de la valeur obtenue.*

2- Le flux géothermique

Le flux géothermique, c'est la perte de chaleur émise par la lithosphère vers les enveloppes externes. Cette perte s'effectue par diffusion de chaleur (conduction) entre le sol et l'atmosphère.

Ce flux s'exprime en W. m⁻² et est calculé selon la formule :

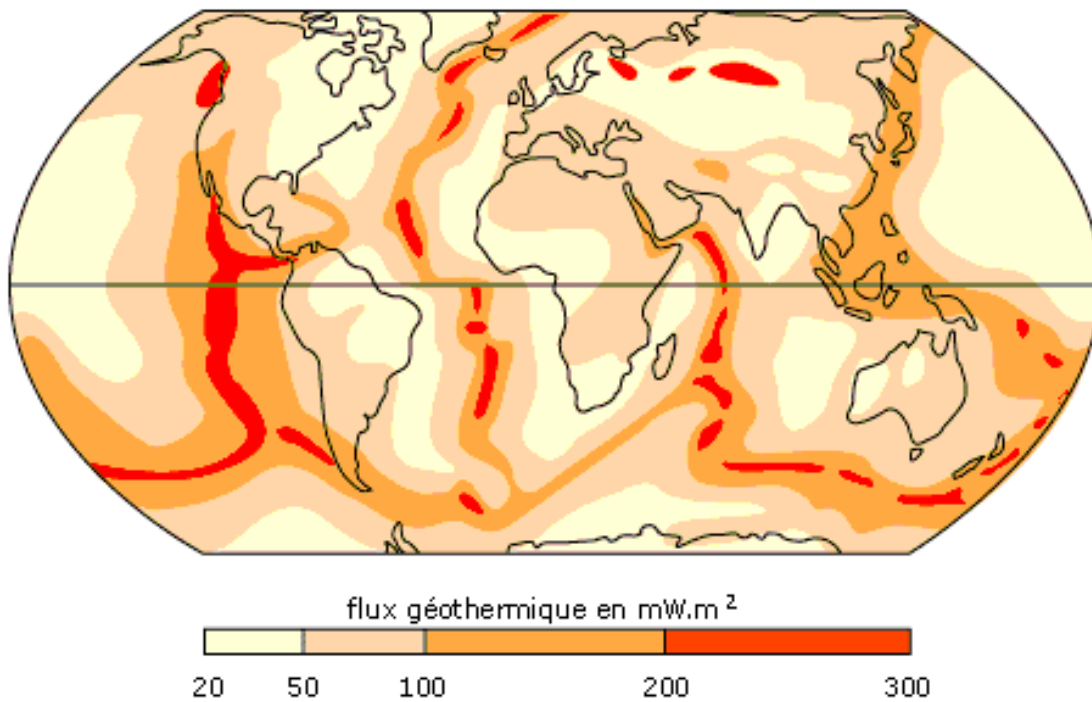
$$\Phi = - k \cdot d\theta/dz$$

où k est le coefficient de conductivité thermique, dépendant du matériau (2,5 W.m⁻¹.K⁻¹ pour le granite)

et dθ/dz est le gradient géothermique de surface, mesuré dans un forage au travers des premiers mètres de roches.

La valeur moyenne du flux géothermique de surface vaut 0,08 W.m⁻².

Sur une carte du monde :

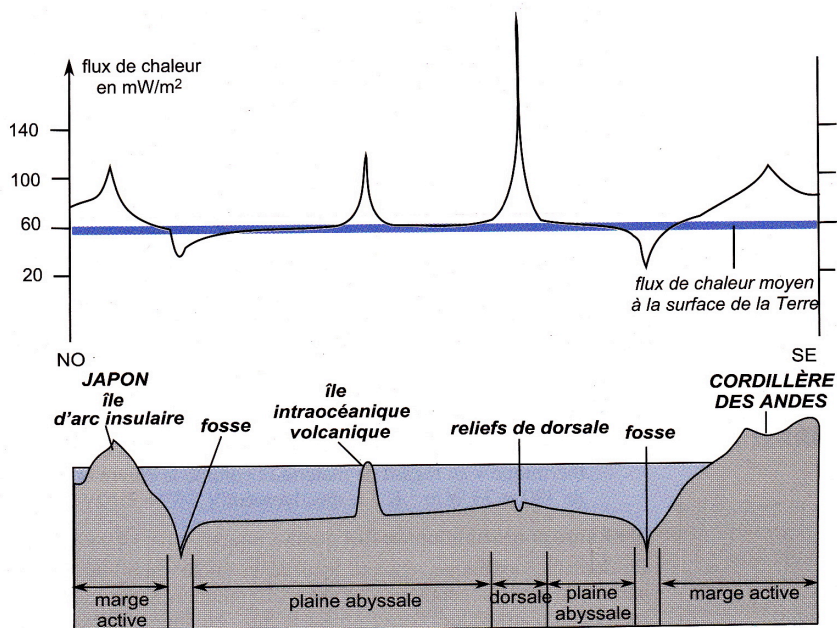


On observe des anomalies thermiques de surface :

- anomalies positives =
- anomalies négatives =

Les anomalies démontrent que le géotherme moyen calculé précédemment admet des variations ; il y a en particulier des zones étroites chaudes et des zones étroites froides dans le manteau supérieur, qui débouchent sur les frontières de plaques.

Autre représentation de ce phénomène : en coupe

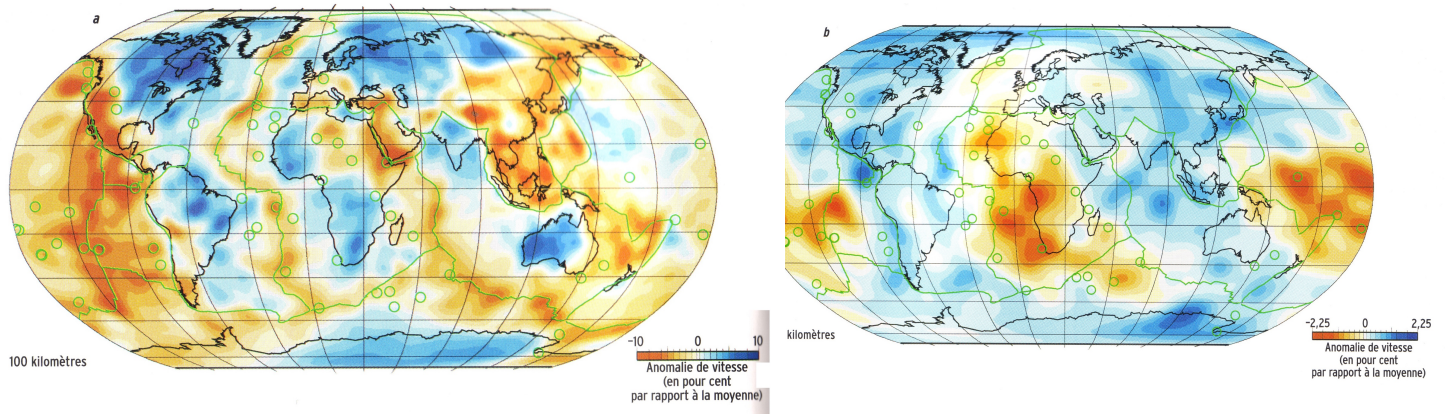


B- Le manteau sous-lithosphérique convecte et la lithosphère est une couche limite

1- Un modèle à une ou deux couches convectives

La base de la lithosphère (isotherme 1350°C) est une couche limite qui impose la conduction. En dessous le manteau asthénosphérique convecte.

Tomographies sismiques : elle suggèrent une structure thermique indépendante du manteau supérieur et du manteau inférieur et valident le modèle à 2 couches.



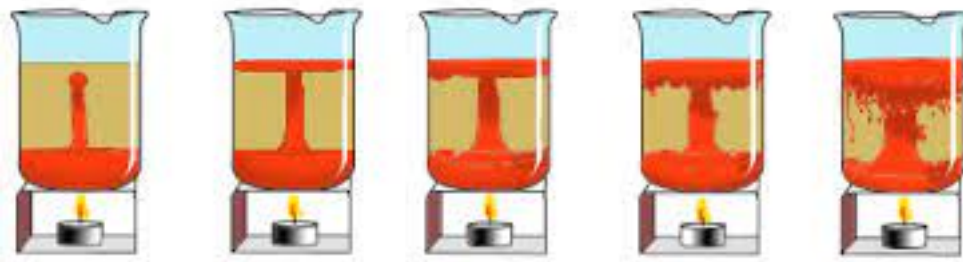
Cependant d'autres observations : suivi des slabs au delà de 670 km ; remontée des points chauds, suggèrent une continuité entre les colonnes des deux manteaux : modèle à une couche.

2- Des conséquences tectoniques

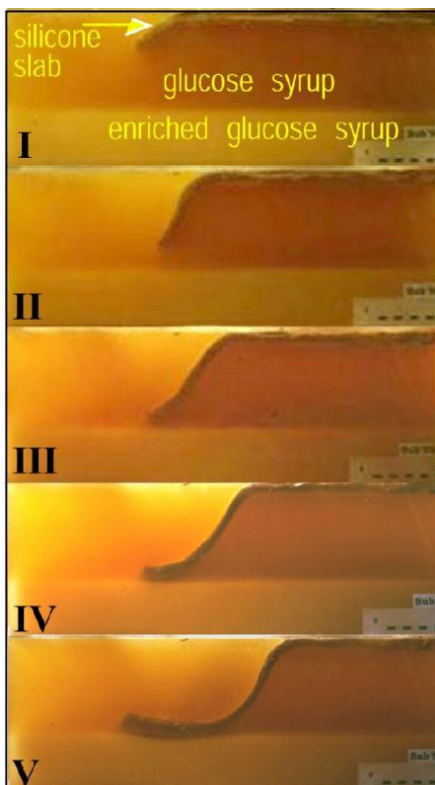
Le manteau terrestre est animé de mouvements de convection de grande échelle, permettant de transmettre la chaleur profonde à l'interface asthénosphère-lithosphère.

La branche horizontale supérieure fonctionne aussi comme un tapis roulant, entraînant mécaniquement la lithosphère sus-jacente : on parle de couplage mécanique.

La lithosphère est aussi soumise à des forces aux limites, efficaces dans un contexte de subduction.

Modèles analogiques :

Simulation d'un mouvement de convection

**C- Les principales sources de chaleur**

Le manteau transmet l'énergie calorifique issue de 3 sources indépendantes :

- chaleur primitive : l'énergie des chocs mous ayant contribué à la construction de la Terre, puis l'énergie de la séparation noyau-silicates ont été transformées en énergie calorifique, qui représente environ 20% de la chaleur évacuée aujourd'hui.
- chaleur due à la solidification du noyau externe au contact de la discontinuité de Lehmann, changement de phase exothermique : elle représente environ 5% de la chaleur totale

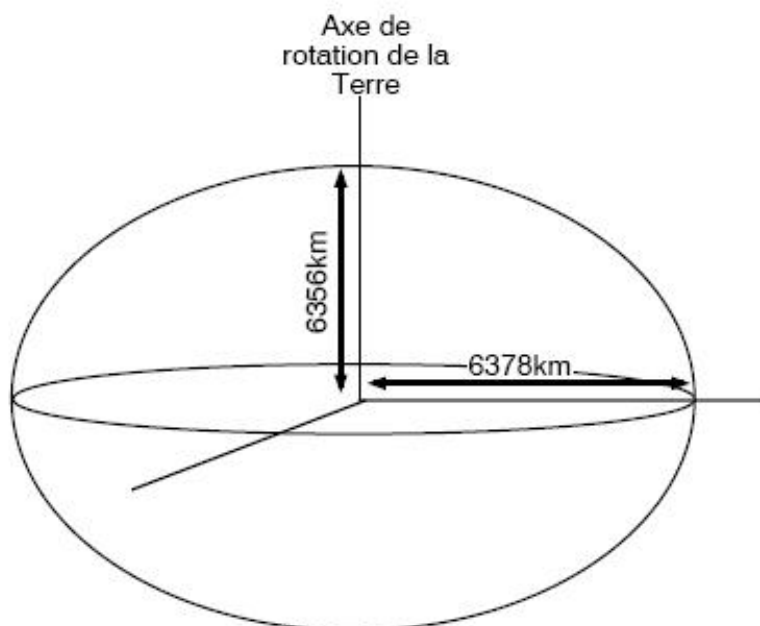
- chaleur due à la désintégration des éléments radioactifs, réactions spontanées exothermiques. Dans les roches on trouve surtout quatre isotopes en grande quantité : ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{40}K , alcalins ou assimilés, dont la proportion dépend de la minéralogie.

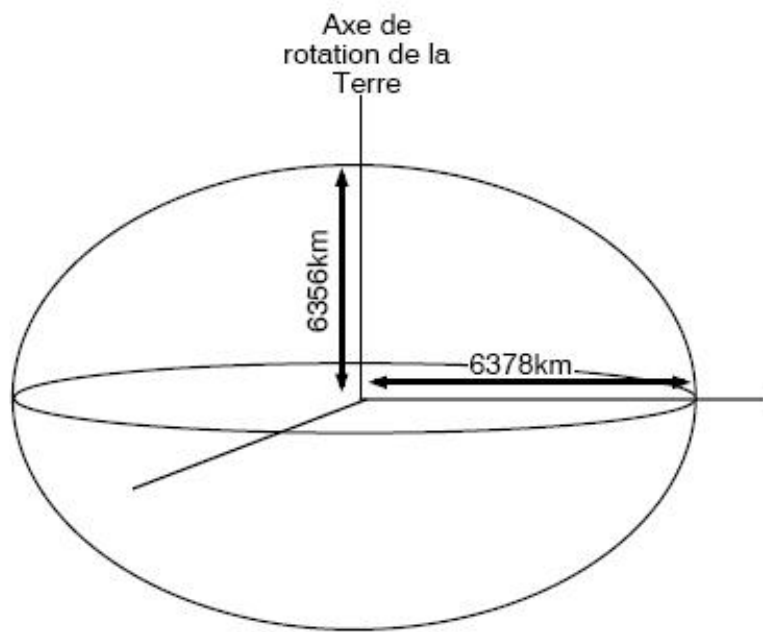
Ainsi la croûte continentale est très riche en éléments radioactifs : libération de 6 TW ; le manteau est peu concentré mais son volume est tel qu'il libère 20 TW ; la croûte océanique et le noyau sont très pauvres en ces éléments. Les 26 TW représentent 75% de la chaleur émise par la Terre.

Ces trois sources calorifiques sont des sources non renouvelables. Leur fonctionnement a déjà fluctué au cours des temps géologiques : pendant l'Archéen (avant 2,7 Ga) régnaient sur terre des conditions de chaleur telles qu'elles ont provoqué des fusions totales de la péridotite, alors que seules des fusions partielles se déroulent aujourd'hui.

III- Les mouvements verticaux de la lithosphère

Document 1 : l'ellipsoïde de Clairault





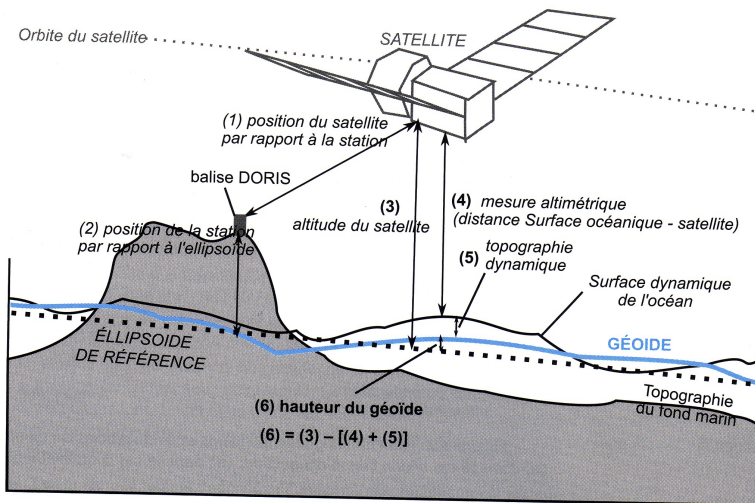
Document 2 : mesure altimétrique par satellite

Le principe (figure 3.3) est d'évaluer la distance séparant un satellite, installé sur une orbite connue et géoréférencée, de la surface moyenne des océans au repos (surface débarrassée des effets de courants et de marées) qui a valeur de géoïde.

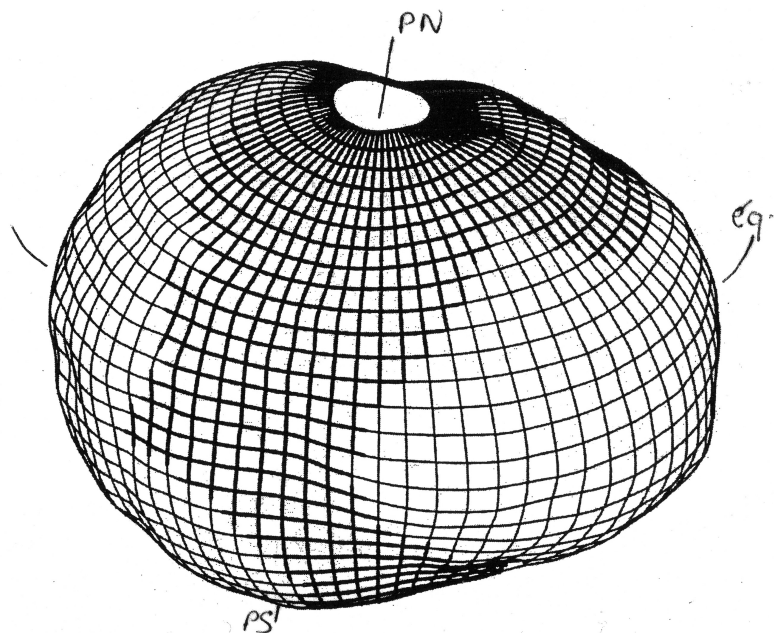
Des mesures de distance, établies par télémétrie laser (calcul d'une distance à partir de la mesure du temps de parcours d'un signal laser réfléchi par un satellite à miroirs) (1) ou par technique radioélectrique (calcul d'une distance à partir de la mesure du temps de parcours d'un signal radio) et utilisant au sol un réseau de stations ou de balises (par exemple, le réseau européen de balises Doris) positionnées par rapport à un ellipsoïde de référence (2), permettent de connaître à tout moment la position d'un satellite en orbite autour de la Terre, notamment son altitude (3) par rapport à cet ellipsoïde.

Ce satellite est équipé par ailleurs d'un radar pour étudier la surface de l'océan (par exemple le satellite européen Topex Poséidon) : il émet des ondes radar traversant les nuages qui se réfléchissent à la surface de l'océan et qu'il capte en retour. Le délai séparant l'émission de la réception permet de mesurer l'altitude du satellite par rapport à la surface instantanée de l'océan - on parle de mesure altimétrique radar - (4).

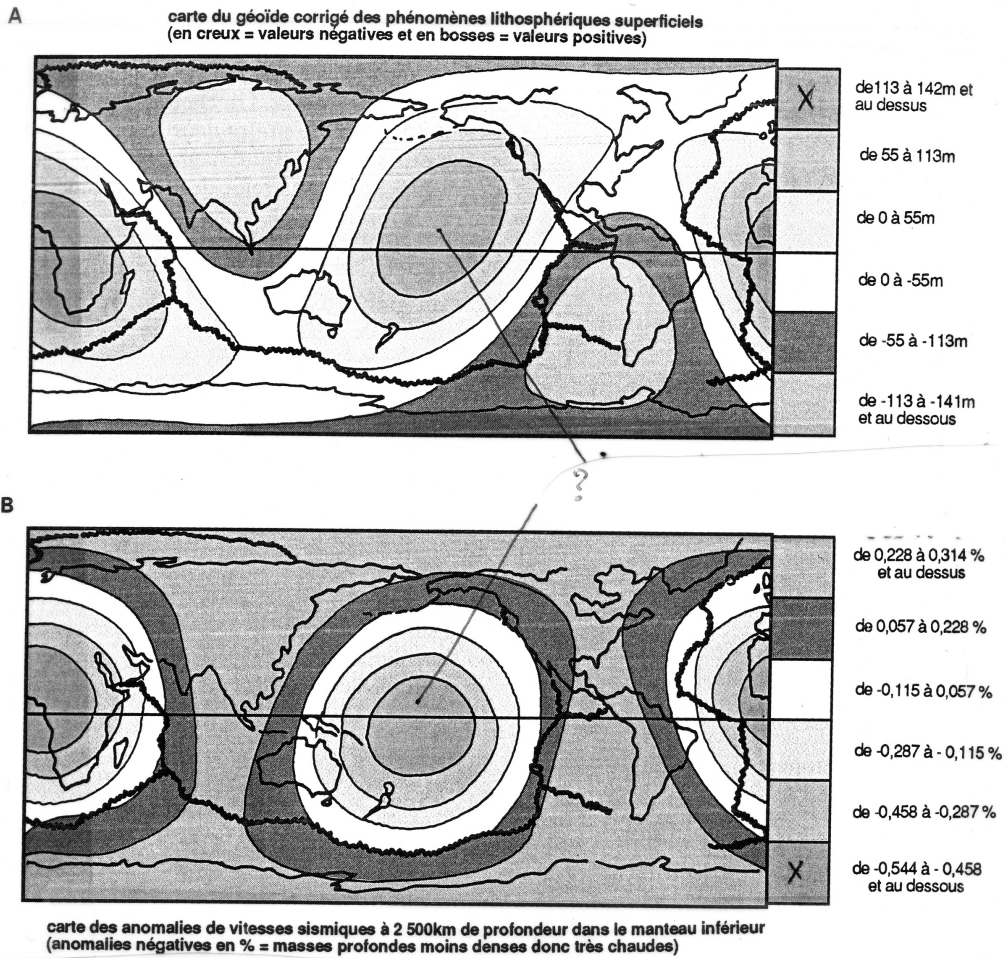
En moyennant pour un lieu donné les résultats de différentes mesures réalisées lors des passages répétés du satellite, il est possible de s'affranchir des effets de la topographie dynamique (5) (effets de courants et effets de marées) et d'obtenir alors la position du géoïde (6) par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé.



Document 3 : le géoïde lissé



Document 4 : carte du géoïde



Document 5 : les ondulations de faible longueur d'onde du géoïde

Exemple de la zone volcanique du Krakatoa

