

ST-C

Texte du cours

Sciences de la Terre

Partie C : La dynamique des enveloppes internes

Les enveloppes terrestres ne sont pas figées, mais présentent au contraire un important dynamisme, qui se manifeste à différentes échelles de temps :

- A l'échelle humaine : par les variations atmosphériques (vent, etc.), par les séismes et le volcanisme...
- A l'échelle des temps géologiques : par les déplacements des plaques lithosphériques, les variations climatiques, etc.

Ce dynamisme, qui fait de la Terre une planète géologiquement active, est dû à des flux énergétiques, à la fois issus de la Terre elle-même et en provenance du Soleil.

Ce dynamisme se manifeste par des mouvements aussi bien horizontaux que verticaux.

On se limite dans cette partie du cours à la dynamique interne de la Terre (et donc aux flux d'énergie interne) : La dynamique des enveloppes externes sera abordée dans la partie BC-C.

Comment les flux énergétiques induisent-ils un dynamisme des enveloppes terrestres internes ?

I. Le bilan thermique de la Terre et ses conséquences

A. Mise en évidence d'une énergie interne à la Terre

A la surface du globe, on peut observer une **dissipation d'énergie** brutale, sous forme de **séismes** et au niveau des **volcans**. Toutefois, ces dégagements visibles d'énergie ne représentent que 1% de l'énergie totale dégagée par la Terre. L'essentiel de l'énergie est donc dissipé par un flux de chaleur, ou **flux géothermique**.

1. Un gradient géothermique, preuve d'un dégagement de chaleur interne

Dans les mines du Nord de la France, on constate que la température augmente avec la profondeur de 1°C tous les 30 mètres soit 3°C pour 100m : c'est le **gradient géothermique**. Sa valeur est variable selon les régions.

Gradient géothermique : variation de la température en fonction de la profondeur dans les enveloppes terrestres.

Voir TP BC pour l'établissement du géotherme.

2. Le flux de chaleur mesuré en surface

Le **flux géothermique** s'exprime en $\text{J.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ou, le plus souvent, en W.m^{-2} . ($1\text{W} = 1\text{J.s}^{-1}$). Il dépend du gradient géothermique et de la nature des roches traversées.

A la surface du globe, la valeur moyenne du flux géothermique est faible, elle est de l'ordre de **50 mW . m⁻²** aussi bien pour les océans que pour les continents.

Mais les très nombreuses mesures réalisées maintenant donnent des **variations significatives** :

- En **France**, le flux moyen est de 100 mW.m^{-2} , soit le double du flux mondial. Les valeurs maximales s'observent au niveau des fossés d'effondrement : Alsace, Limagnes.
- A l'échelle **mondiale**, les flux les plus élevés sont localisés aux grands fossés d'effondrement continentaux (Rift valley en Afrique) mais surtout le long des dorsales océaniques et des guirlandes insulaires, sièges de volcanisme intense.

Sur les continents, le flux est généralement plus important dans les régions granitiques que dans les régions sédimentaires. Il est exceptionnellement élevé au dessus des régions volcaniques et à l'aplomb des bassins d'effondrement.

Les mesures réalisées sur l'ensemble des continents et des océans ont permis d'évaluer le flux moyen mais aussi la quantité totale de chaleur dissipée par la Terre.

→ Cette dernière serait de l'ordre de **42 . 10¹² W**

B. L'origine de l'énergie interne

L'énergie interne a une origine multiple.

- Chaleur initiale = chaleur d'accrétion

La Terre s'est formée, il y a -4,5 Ga, par **accrétion**, c'est-à-dire par collision de poussières, de corps rocheux de taille diverses. Chacun de ces corps en tombant sur la Terre était en effet porteur d'une certaine énergie cinétique (vitesse, $1/2mv^2$) et d'énergie potentielle (attraction gravitaire, mgz).

Une quantité d'énergie considérable a été stockée de cette manière à l'intérieur de la Terre, suffisante pour faire fondre le fer contenu dans les poussières.

Cette chaleur initiale de formation diminue progressivement.

Elle est stockée sous deux formes au moment de la collision des particules qui se sont accrétées pour former la Terre :

- Soit sous forme "**haute température**" et la chaleur provient d'un refroidissement ;
- Soit sous forme "**état liquide**", et elle libérée par la chaleur latente de cristallisation du noyau interne qui grossit progressivement aux dépens du noyau externe en changeant d'état.

Cette chaleur est insuffisante pour expliquer le flux géothermique => l'intervention d'autres sources de chaleur est nécessaire.

b. Désintégration des isotopes radioactifs

Un des moyens de production de chaleur le mieux connu et quantifiable est la libération de chaleur par radioactivité. Les roches contiennent en quantité suffisante trois éléments radioactifs :

Les isotopes dominants sont :

- **l'Uranium 235 et 238,**
- **le Thorium 232**
- **et le Potassium 40**

Ils peuvent fournir de la chaleur par le rayonnement qu'ils émettent lors de leur désintégration. Même en quantités faibles, ils procurent des quantités importantes de chaleur compte tenu des volumes de roche mis en jeu. On estime à **32.10¹² W** l'énergie dissipée par la désintégration de ces trois isotopes.

Bien que l'énergie libérée par la chaleur initiale soit difficile à évaluer, on considère qu'au moins les 3/4 du flux thermique proviennent de la radioactivité.

Un tiers de la chaleur produite le serait par la **croûte** terrestre où la concentration des éléments radioactifs est la plus importante et les **deux tiers** restant par le **manteau** où ils sont moins abondants mais dont le volume est nettement plus important. Ce sont donc les quelques grammes par tonne d'éléments radioactifs du manteau (et du noyau) qui, en se désintégrant libère une très grande quantité de chaleur qui se propage ensuite vers l'extérieur.

c. Autres sources

La **cristallisation du noyau**, déjà citée, libère de l'énergie.

De plus, les différentes enveloppes terrestres réagissent à l'attraction des astres (soleil et lune essentiellement). Elles sont ainsi soumises à des **marées** (comparables aux marées océaniques, mais avec des amplitudes bien moindres) : ces mouvements, décalés entre les différentes enveloppes, induisent des frottements, source de chaleurs (*sur Io, satellite de Jupiter, ces forces de marées sont tellement intenses qu'elle permettent un volcanisme important !*).

C. Un transfert énergétique par conduction et convection

1. Deux modalités de transfert de la chaleur

Plusieurs modalités d'évacuation de la chaleur existent :

- La **conduction** : il s'agit d'une propagation de l'énergie de proche en proche, sans mouvement général de la matière. L'énergie va du milieu le plus chaud vers le milieu le plus froid, avec un flux qui dépend du gradient de température et de la conductivité thermique des matériaux traversés.
- La **convection** : il s'agit d'un déplacement de matière.

On peut aussi signaler le phénomène **d'advection** : un matériau chaud en mouvement peut réchauffer un matériau froid au niveau duquel il s'écoule (l'inverse existant aussi).

La convection est expliquée par la **poussée d'Archimède** (qui dépend de la densité), qui associe ainsi un mouvement ascendant de matériel chaud (peu dense) et un mouvement descendant de matériel froid (plus dense), ce qui conduit à la mise en place de cellules de convection.

Lord Rayleigh a montré qu'un mouvement de convection pouvait s'établir dans un milieu, à partir du moment où le nombre de Rayleigh **Ra** du milieu est supérieur à 1000.

Le nombre de Rayleigh est un nombre sans dimension, qui dépend des caractéristiques du milieu :

$$Ra = \frac{g \cdot \alpha \cdot \Delta T \cdot \Delta L^3}{k \cdot \nu}$$

g = accélération de la pesanteur

α = coefficient de dilatation thermique : $3 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$

$\Delta L = 2800 \text{ km}$ = épaisseur de la couche convective. Ici c'est l'épaisseur totale du manteau

$\Delta T = 2200 \text{ K}$ différence de température entre le bas et le haut. C'est la température estimée entre le haut et le bas du manteau,

ν = viscosité dynamique ; 10^{22} Pa dans le manteau (valeur obtenue à partir des résultats de déformation de l'olivine à haute pression).

k = diffusivité thermique du fluide (ou autre) $7,8 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{S}^{-1}$

Le coefficient de dilatation thermique et la diffusivité thermique sont connus à partir d'expériences de laboratoire sur les principaux minéraux du manteau.

2. La convection mantellique

Dans le manteau, Ra vaut entre 10^6 et 10^8 selon les valeurs considérées, ce qui est largement supérieur à 1000 : Il y a donc des mouvements de convection dans le manteau terrestre.

a. Mise en évidence de mouvements mantelliques

La mise en évidence des mouvements de convection du manteau peut être réalisée par des études de tomographie sismique (voir TP BC pour le principe de la tomographie sismique), qui permet de reconstituer l'orientation des cristaux d'olivine dans le manteau (cette orientation est supposée être conditionnée par les flux mantelliques). La convection est surtout mise en évidence par ses relations avec les déplacements des plaques lithosphériques :

- Remontées de chaleur importantes au niveau des dorsales océaniques (cf. géotherme) ;
- Enfouissement des lithosphères océaniques dans le manteau au niveau des subductions (cf. tomographie sismique) ;
- Tomographie sismique de l'ensemble du manteau terrestre, montrant des hétérogénéités de température dans le manteau supérieur comme dans le manteau inférieur.

b. Modèles de la convection mantellique

La convection implique une circulation organisée en cellules fermées, la chaleur est transportée des parties chaudes profondes vers les parties froides de surface par des mouvements de matière.

Ce mouvement est induit et entretenu par la force d'Archimède s'exerçant sur la branche chaude et plus légère montante que sur la branche froide et plus lourde descendante.

S'il est admis par tous que des cellules de convection existent dans le manteau, il s'avère que la **dynamique mantellique est complexe** :

- couplage entre différents systèmes de la lithosphère, du manteau, du noyau ;
- variation de la viscosité du manteau avec la profondeur en fonction des transitions de phases cristallines.....

Ce qui est admis dans tous les modèles, c'est l'existence de **deux couches limites** :

- **l'interface avec la lithosphère** vers le haut ;
- la **couche D''**, interface avec le noyau, vers le bas.

Les données géophysiques suggèrent que le manteau est nettement **scindé** en deux enveloppes : le **manteau supérieur** (dit appauvri : la croûte continentale a été formée par fusion partielle de ce manteau, et sa composition chimique est donc différente de celle du manteau primitif) et le **manteau inférieur** (d'une composition proche de celle du manteau primitif de la Terre). La zone de transition (à **670 km**) peut donc être considérée comme une « barrière » empêchant les échanges entre les manteaux supérieur et inférieur. Ceci conduit alors à un **modèle de convection à un niveau**.

Toutefois, il a été montré que les plaques plongeantes peuvent pénétrer dans le manteau inférieur, jusqu'à atteindre la couche D''. De même, les points chauds profonds sont issus de cette même couche D''.

Ceci amène à proposer un **modèle de convection pénétrative**, avec des échanges réalisés entre deux couches, présentant chacune des cellules de convection.

3. La dynamique du noyau

Le noyau externe étant liquide, il est animé de mouvements importants et complexes. Ces mouvements sont à l'origine du champ magnétique terrestre.

La graine, solide, n'est a priori pas affecté de mouvements internes ; les modélisations récentes proposent qu'elle soit toutefois en rotation sur elle-même.

4. La lithosphère, couche limite et conduction

La lithosphère représente une **couche limite** à la convection mantellique : Alors que le gradient géothermique est faible dans le manteau (grâce à la convection), ce gradient est très élevé dans la lithosphère, qui présente dans l'ensemble un comportement trop rigide pour être affectée de convection.

Le transfert de chaleur se réalise ainsi par **conduction** dans la lithosphère.

On peut noter des différences entre les lithosphères océanique et continentale :

- La **lithosphère océanique, mince, présente un flux important**, en particulier au niveau des dorsales (la circulation hydrothermale permet à ce niveau une évacuation de chaleur par advection).
- La lithosphère **continentale**, épaisse, est à la fois productrice de chaleur (par radioactivité) et isolante : le **flux de chaleur y est moindre**.

D. Mouvements horizontaux et conséquences tectoniques

Les mouvements de convection du manteau supérieur asthénosphérique sont couplés à une mobilité horizontale de la lithosphère. Ce couplage met en jeu :

- Des forces de frottement entre le manteau asthénosphérique et la lithosphère.
- Des forces de glissement au niveau des dorsales.
- Et surtout des **forces de traction par les panneaux plongeant** des subductions.

La mobilité horizontale de la lithosphère a ainsi des conséquences tectoniques :

- En contextes extensifs :
 - **Dorsales** océaniques
 - **Rifts** (= fossés d'effondrement) continentaux, pouvant être parfois le prélude à l'océanisation : les bordures de ces rifts donnent alors les **marges passives** du nouvel océan, qui conserve ainsi les traces de l'extension initiale
- En contextes compressifs :
 - Des **subductions océan-continent** (panneau plongeant = lithosphère océanique)
 - Des **subduction océan-océan** (panneau plongeant = lithosphère la plus âgée, plus dense)
 - Des **collisions continentales**
- Etc.

II. La lithosphère est en équilibre sur l'asthénosphère

A. L'isostasie, un équilibre archimédéen

1. Principe général

Voir TP BC.

L'isostasie est l'**équilibre hydrodynamique dû à la superposition d'enveloppes de densités différentes**, réalisé en particulier au niveau des enveloppes terrestres. En géologie, il s'agit donc de l'étude des conditions d'équilibre des enveloppes terrestres, conditions qui expliquent en particulier les épaisseurs des enveloppes les plus externes (croûtes, lithosphères).

Les enveloppes terrestres sont en équilibre à long terme. Ces équilibres expliquent, par exemple, que la croûte océanique (dense) soit moins épaisse que la croûte continentale (moins dense) : il y en réalité des compensations de masses, en profondeur.

En effet, on postule que la **répartition hétérogène des masses n'est que superficielle**, et qu'il existe, à une certaine profondeur sous la surface de référence, une surface, dite **surface de compensation**, au-dessous de laquelle la distribution des masses deviendra homogène.

Tous les calculs isostatiques reposent sur l'utilisation de cette **surface de compensation** : les masses situées en-dessous étant homogènes, seules les masses situées au-dessus sont à prendre en compte dans les calculs. Concrètement, cette surface de compensation sera pour nous, en général, soit la base de la croûte soit la base de la lithosphère. *Les géophysiciens se placent en général à 50 ou 100 km de profondeur.*

Le **modèle de Pratt (1855)** postule que la croûte est découpée en prismes de **densité variable**. La variation des densités est dans ce modèle liée à des différences thermiques : si la température est élevée, la roche se dilate, sa densité diminue. Ainsi, une montagne serait associée à une dilatation et donc à une densité plus faible. Un bassin sédimentaire (dépression topographique) est lié à une contraction, donc à une densité plus élevée.

Le **modèle d'Airy (1855)** considère la croûte comme un ensemble de prismes de densité égale : ρ_c , mais de **hauteurs différentes**. Une zone de fort relief comme les chaînes de montagne présentent une croûte plus épaisse que la normale : une racine profonde moins dense que le manteau environnant moins rigide et plus dense. Au contraire, les dépressions topographiques (bassins sédimentaires par exemple) ont une croûte plus mince, associée à une remontée de la limite de la croûte (le Moho).

Ces deux modèles sont bien sûr très simplificateurs, ne serait-ce que par le découpage en prismes discrets... mais ils permettent de décrire les variations de gravité à proximité des reliefs :

- Les **chaînes de montagnes sont effectivement associées à une racine de matériau crustale** : on a pu mesurer un Moho plus profond sous les chaînes de montagnes. (Modèle Airy)
- La **croûte continentale** (moins dense) **est située en plus haute altitude que la croûte océanique plus dense** (Modèle de Pratt)

Ainsi, les variantes du modèle d'Airy sont utilisées plutôt dans l'étude des chaînes de montagne alors que ceux de Pratt dans l'étude des répartitions de masse vers une dorsale océanique

Le modèle de **Vening-Meinesz (1964)** est du même type que le modèle d'Airy, mais avec un étalement latéral de la racine sur une région plus étendue du relief.

2. Des mouvements verticaux

Dans les situations où l'on réalise des calculs en utilisant les principes de l'isostasie, on se place dans des situations d'équilibre. En réalité, l'équilibre isostatique est rarement atteint (ce qui se traduit par des anomalies au niveau de la gravité : voir II-B). La lithosphère est ainsi souvent affectée d'une mobilité verticale, du fait du **déséquilibre isostatique**.

Exemple : l'érosion des chaînes de montagne

L'érosion des chaînes de montagnes est un autre exemple de réajustement. L'érosion pour une chaîne de montagnes jeune est de 200 m par million d'années. S'il n'y a pas de surrection, l'ensemble du relief est abrasé en moins de 100Ma.

Au cours du temps l'érosion décape la montagne d'une épaisseur h , elle s'allège et tend à s'élever. La disparition de matière légère en surface est compensée en profondeur par l'arrivée de matière dense, le soulèvement n'est pas h mais h' tel que $h' < h$: le relief diminue, la hauteur de matière légère aussi : après érosion les montagnes sont réduites à leur racines granitisées et métamorphisées. L'érosion détruit non seulement les reliefs que l'on voit aujourd'hui mais également leurs racines compensatrices lorsqu'elles seront portées à l'affleurement.

B. Données gravimétriques et mobilité verticale

1. Principe général des études gravimétriques

La **gravimétrie** a pour objet la mesure de l'intensité de la pesanteur. Elle a pour but d'interpréter la pesanteur à la surface du globe. Elle constitue une des disciplines de la **géodésie** qui correspond à **l'étude de la forme générale de la Terre et de son champ de pesanteur ainsi que des causes qui déterminent leur variation**.

De plus, les variations de la pesanteur permettent de déterminer les répartitions des masses en profondeur.

La pesanteur terrestre dépend de plusieurs paramètres, dont le principal est la gravité. La valeur moyenne de la pesanteur de la surface du globe est de l'ordre de $9,81 \text{ m.s}^{-2}$.

Cette pesanteur varie très légèrement à la surface du globe, avec des variations comprises entre 10^{-8} et 10^{-3} m.s^{-2} , il est donc peu commode d'utiliser l'unité du Système International : le m.s^{-2} . Les géophysiciens utilisent une unité plus pratique : le **milligal** (ou microgal). Ce sont des sous-multiples du Gal. Le Gal, ainsi nommé en l'honneur de Galilée est égal à 1 cm.s^{-2} . On a :
 $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$ et $1 \text{ } \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$

La valeur moyenne de la pesanteur de la surface du globe est donc de

$$9,81 \text{ m.s}^{-2} = 981 \text{ gals} = 981\,000 \text{ mGal}.$$

La valeur moyenne de la pesanteur est susceptible de variations à la surface de la Terre en fonction de :

- **l'altitude** : car la distance au centre de la Terre augmente ce qui diminue l'effet de la gravitation universelle mais augmente celui lié à la rotation terrestre;
- **la latitude** : du fait de l'aplatissement terrestre, le rayon polaire est inférieur au rayon équatorial. La force de gravitation est donc plus grande au pôle qu'à l'équateur. L'intensité de la force axifuge dépend aussi de la latitude (nulle au pôle, maximale à l'équateur).

la topographie : effet de masse. En particulier, la masse d'une montagne par l'attraction qu'elle exerce sur les masses situées dans une plaine voisine produit une faible déviation de la verticale accompagnée d'une légère diminution de la pesanteur.

2. Les anomalies gravimétriques : (1) l'anomalie à l'air libre

Lorsque les techniques de mesure ont acquis suffisamment de précision, dans le courant du XVIII^{ème} siècle, il est apparu que la valeur de la gravité g mesurée en un point était parfois différente de la valeur théorique calculée. Cette valeur calculée est en première approximation basée sur **l'ellipsoïde de Clairaut**, qui prend en compte l'aplatissement du globe aux pôles.

Comme la valeur théorique de la gravité ne prend pas en compte **l'altitude**, il est alors apparu qu'il devait être nécessaire de la prendre en compte. En effet, la gravité étant due à l'attraction réciproque entre la Terre et un corps présent à surface, elle dépend de la distance au centre de gravité de la Terre : plus un corps est en altitude, plus il est éloigné du centre de gravité terrestre, et donc plus la gravité qui s'exerce sur ce corps est faible.

La **correction à l'air libre** permet de prendre en compte **l'altitude**. Cette correction correspond à une **diminution** de la valeur de g de **30,86 mGal par 100 mètres d'élévation**.

Il est ainsi possible de déterminer une **anomalie à l'air libre** :

Il s'agit de la différence entre g mesuré au point A et le g associé à la correction à l'air libre.

$$\Delta_{\text{(air libre)}} = g(M) - [g(\text{th}) - \delta g_{\text{(altitude)}}]$$

(c'est à dire g mesuré - g théorique corrigé à l'air libre)

En cas d'équilibre isostatique, cette anomalie à l'air libre est censée être nulle.

On constate en général que cette anomalie n'est pas nulle, ce qui traduit un **déséquilibre isostatique** : le relief superficiel n'est pas compensé en profondeur, et peut alors supposer que la croûte subit une mobilité verticale.

- En cas d'anomalie positive : le g théorique corrigé à l'air libre est moins important que le g mesuré → ceci traduit un excès de masse pas encore compensé.
- En cas d'anomalie négative : le g théorique corrigé à l'air libre est plus important que le g mesuré → ceci traduit un déficit de masse pas encore compensé.

Si on se place au niveau des Alpes, par exemple à Chamonix, on peut calculer une anomalie à l'air libre négative, qui traduit un déséquilibre isostatique et plus précisément un déficit de masse. Celui-ci est dû à l'érosion, qui « retire de la matière » : Cette érosion est compensée par une remontée isostatique de la racine crustale, en cours à l'heure actuelle.

3. Les anomalies gravimétriques : (2) l'anomalie de Bouguer

Pierre **Bouguer** (1698-1758), en réalisant des mesures gravimétriques au Pérou, constate l'anomalie à l'air libre et tente de corriger la valeur de g calculée théoriquement afin de prendre en compte les masses présentes entre l'altitude de mesure et l'altitude de référence (niveau de la mer), ainsi que les masses présentes ou absentes à proximité.

Il introduit ainsi deux corrections gravimétriques supplémentaires : la **correction de plateau** (qui augmente le g théorique) et la **correction topographique**.

La somme des trois corrections (air libre + plateau + topographique) correspond à la **correction de Bouguer**.

La présence d'une anomalie de Bouguer traduit le fait que les corrections effectuées n'étaient en réalité pas utiles : le relief présent était, au moins partiellement, déjà compensé en profondeur d'un point de vue isostatique.

- En cas d'**anomalie de Bouguer négative** : on est en présence d'un **déficit de masse en profondeur** ; on peut poser comme hypothèse que le relief présent est compensé par un déficit de masse en profondeur – cas des racines crustales des chaînes de montagne.
- En cas d'**anomalie de Bouguer positive** : on est en présence d'un **excès de masse en profondeur** ; on peut poser comme hypothèse que le relief présent est compensé par un excès de masse en profondeur – cas de la croûte océanique, avec une faible profondeur du manteau.
- En cas d'**anomalie de Bouguer nulle ou proche de zéro** : cette situation traduit une **absence de compensation** des masses en profondeur, et donc un **déséquilibre isostatique** marqué.

En reprenant l'exemple de Chamonix, on obtient une anomalie de Bouguer fortement négative, ce qui traduit la présence d'une racine crustale importante sous la chaîne alpine.

4. Le géoïde

a. Définition du géoïde

En première approximation, la Terre est un ellipsoïde de révolution (ellipsoïde de Clairaut) : la gravité est ainsi à une valeur minimum à l'équateur (en moyenne 978 049 mGal) et maximum aux pôles. Toutefois, la gravité réelle à la surface du globe ne correspond que rarement aux valeurs calculables sur la base de l'ellipsoïde de Clairaut : Il est donc nécessaire de définir une autre surface, le géoïde.

Le géoïde est une **surface équipotentielle de pesanteur**, passant par le niveau moyen des océans.

Une surface équipotentielle est toujours une surface où le potentiel U est **constant**, et **perpendiculaire** au vecteur.

Si le géoïde diffère de l'ellipsoïde, c'est que la répartition des masses n'est pas homogène dans la Terre : **une bosse signifie un excès de masse, un creux un déficit de masse**. L'amplitude relative des creux et bosses est de l'ordre de la centaine de mètres.

b. Les variations du géoïde aux petites longueurs d'ondes

Le géoïde présente une structure sphérique dans son ensemble, mais « bosselée ». Les variations du géoïde peuvent, mathématiquement, être décomposées en fonction de leur longueur d'onde.

Les variations de grande longueur d'onde traduisent des hétérogénéités profondes dans le manteau terrestre.

Les variations de **courte longueur d'ondes** sont, **au niveau des océans**, le reflet de la **topographie des fonds marins** (on rappelle qu'au niveau des océans, le géoïde se confond avec le niveau moyen des mers, étant donné que la valeur de référence choisie pour le géoïde est, justement, le niveau marin moyen).

On observe ainsi quatre classes de structures en domaine océanique :

- **Les monts et volcans sous-marins :**

Au dessus des volcans sous-marins le géoïde se bombe de quelques mètres. Le mont sous-marin correspond à un excès de matière, donc un excès de gravité. Il y a localement accroissement de l'énergie potentielle de gravitation. Cette énergie est proportionnelle à l'excès de masse dû à la montagne sous-marine et inversement proportionnelle à la distance entre cette surface et la surface de la mer. L'excès d'énergie causée par la présence de la montagne sous-marine est compensé par un accroissement de la surface qui la sépare de la surface de l'océan.

- **Les dorsales océaniques :**

Les dorsales, surtout celles à expansion lente (ex: nord atlantique), produisent sur le géoïde un bourrelet de 10 m d'amplitude sur des milliers de km de long.

- **Les zones de subduction :**

A ce niveau le géoïde présente une profonde dépression pouvant atteindre 10 à 20 mètres d'amplitude. Le raisonnement inverse à celui des volcans s'applique ici.

- **Les failles transformantes et les zones de fracture :**

Les zones de fracture laissent une signature en marche d'escalier de 1 à 5 m d'amplitude sur une distance de 50 à 100 km.

III. La géodynamique de la lithosphère

A. Des plaques lithosphériques en mouvement

L'étude des manifestations externes de l'activité de la Terre peut nous renseigner sur les plaques lithosphériques. Les séismes sont distribués de façon hétérogène à la surface du globe : ils sont concentrés en **ceintures étroites** comme la ceinture péri-Pacifique, plutôt en bordure des continents ou alors au milieu des océans, au niveau des dorsales. A l'inverse, de larges zones ne connaissent pas ou peu de séismes. L'énergie mécanique est donc dissipée, à la surface du globe, dans des zones restreintes.

L'activité volcanique est elle aussi concentrées en ceintures : ceinture de feu du Pacifique ou les dorsales océaniques. **Ces zones volcaniques se superposent aux zones d'activité sismiques**. Si on considère les volcans comme des zones d'évacuation de l'énergie thermique, celles-ci sont aussi concentrées à la surface de la Terre.

On peut tout de même remarquer qu'il y a de plus un volcanisme plus isolé (volcanisme intraplaque, correspondant aux points chauds)

On remarque enfin que ces zones actives sont marquées par des reliefs importants : les dorsales océaniques sont de longues montagnes sous-marines, la ceinture péri-Pacifique est marquée par des reliefs montagneux sur les continents (cordillères des Andes

par exemple), associées à des fosses sous-marines très profondes (fosses des Mariannes, -11000m sur la façade ouest du Pacifique). Ou encore, on trouve des zones sismiques au niveau des chaînes de montagnes intracontinentales comme l'Himalaya.

On arrive donc à considérer la Terre comme un ensemble de plaques, vastes surfaces stables, limitées par des frontières où se concentrent les activités sismique et volcanique.

Certaines plaques sont uniquement **océaniques** (croûte océanique + manteau supérieur, plaque Nazca, Pacifique...), ou **mixte** (croûte continentale, océanique + manteau supérieur, plaque Afrique, Européenne, Américaine...). Quelques rares plaques sont uniquement **continentales** (plaques Iranienne et Turquie).

B. Des frontières de plaques aux caractéristiques diverses

1. Les marges actives : subductions

Les marges océaniques actives présentent une activité sismique et une activité volcanique. Elles sont le siège de subductions.

Ces subductions se caractérisent au niveau **géomorphologique** :

- Par la présence d'une fosse océanique
- Par la présence d'un arc volcanique, parallèle à la fosse
- Océan-océan : arc insulaire et parfois bassin d'arrière-arc
- Océan-continent : cordillère

D'un point de vue **géophysique**, on note la présence :

- D'un plan formé par l'alignement des foyers sismiques : le plan de Wadatti-Benioff (foyers sismiques au sein de la plaque plongeante).
- Des anomalies gravimétriques : négatives au niveau de la fosse, (déficit de masse du fait de la présence d'eau et de sédiments peu denses), et positives au niveau de la plaque chevauchante (excès de masse de la lithosphère océanique plongeante, dense et froide).
- Des anomalies thermiques : négatives au niveau de la fosse (du fait du panneau subduit, froid) et positives au niveau du magmatisme. Le slab (= panneau subduit) reste froid.

Le phénomène de subduction met en jeu une différence de densités entre la lithosphère plongeante et la lithosphère chevauchante : Ainsi, dans le cas d'une subduction océan-continent, c'est la lithosphère océanique, plus dense, qui est plongeante.

Dans le cas d'une subduction océan-océan, on peut déterminer une origine **thermogravitaire** : Plus une lithosphère océanique est âgée, plus est froide et dense. On n'observe pas ainsi de lithosphère océanique plus âgée que 185 Ma (hors lithosphères des ophiolites).

2. Les dorsales : accréation océanique

Les dorsales océaniques sont le lieu de **l'accréation océanique** : les remontées mantelliques sous l'axe de la dorsale conduisent à la formation de la lithosphère océanique, dans un contexte extensif.

D'un point de vue **géophysique**, on peut observer :

- Une anomalie thermique positive, due à la remontée mantellique.
- Une anomalie gravitaire : l'anomalie de Bouguer est moins importante au niveau de l'axe de la dorsale, par rapport aux plaines abyssales, ce qui correspond à une nette diminution de l'excès de masse, du fait de la présence d'un manteau chaud, de faible densité.

Géomorphologiquement, les dorsales forment un relief positif, dû à la faible densité de la lithosphère formée (car chaude). Ce relief est marqué par un rift central, dans le cas des dorsales lentes (type Atlantique), alors qu'il forme un simple bombement dans le cas des dorsales rapides (type Pacifique).

L'accréation océanique peut être mise en évidence par la disposition des anomalies magnétiques, qui sont parallèles entre elles et par rapport à l'axe de la dorsale, et symétriques par rapport à ce dernier. *Voir TP BC.*

3. Autres frontières de plaques

La convergence entre deux plaques continentales a pour conséquence une collision conduisant à une **orogénèse** (= formation de chaîne de montagne). L'accumulation d'écaïlles crustales ainsi que les plis et chevauchements conduisent à une surrection (gain d'altitude) couplée au développement d'une racine crustale.

Il existe aussi des frontières marquées par un mouvement de coulissage horizontal : les failles transformantes.

C. Une diversité des volcanismes

Le volcanisme correspond à l'émission d'un magma en surface (ou près de la surface). Tout volcanisme nécessite la présence préalable d'un magma, et donc qu'une **fusion partielle** de roches ait produit ce magma.

Les différents volcanismes correspondent initialement à une fusion partielle des péridotites mantelliques.

La fusion partielle des péridotites se réalise lorsque ces roches franchissent leur solidus, c'est-à-dire la courbe séparant les conditions dans lesquelles la roche est solide et celles dans lesquelles elle est partiellement fondue.

1. Le volcanisme est principalement localisé aux frontières de plaques

a. Volcanisme des dorsales océaniques

La remontée des péridotites sous l'axe de la dorsale correspond à une **décompression** de ces péridotites. Elle se réalise de manière **adiabatique**, c'est-à-dire à quantité de chaleur globalement constante.

Cette remontée rapide des péridotites mantelliques, de par cette **décompression adiabatique**, permet le franchissement du solide de la péridotite et ainsi une fusion partielle, à l'origine du volcanisme de la dorsale.

Ce magma produit les basaltes (par refroidissement rapide) et les gabbros (par refroidissement lent) de la croûte océanique. Le volcanisme présente un dynamisme effusif.

b. Volcanisme des subductions

L'enfoncement du panneau plongeant conduit à une succession de réactions métamorphiques (faciès schiste vert, puis faciès schiste bleu, et enfin faciès écolgite), qui se traduisent en particulier par une déshydratation de la lithosphère plongeante.

Cette déshydratation cause l'hydratation des péridotites mantelliques situées au-dessus du panneau plongeant.

L'hydratation des péridotites modifie leur solidus, ce qui conduit à leur fusion partielle.

Ce magma cristallise en profondeur (formant par exemple des granodiorites) ou en surface (formant des basaltes et des andésites en majorité). Le volcanisme présente souvent un dynamisme explosif.

2. Le volcanisme intraplaque

On observe aussi un volcanisme intraplaque, au niveau de fossés d'effondrement (rifts continentaux) et au niveau de points chauds.

Le volcanisme des rifts continentaux est dû à la remontée de l'asthénosphère.

Les points chauds sont la conséquence de remontées mantelliques, qui peuvent avoir leur origine au niveau de la couche D'' (pour les points chauds profonds). Ces panaches mantelliques réchauffent les roches du manteau supérieur et conduisent à leur fusion partielle. Le volcanisme produit présente souvent un dynamisme effusif au niveau des points chauds.