

ANNEXE POUR ALLER PLUS LOIN : ISOSTASIE ET GRAVIMETRIE

DE LA GRAVIMÉTRIE À L'ISOSTASIE

Pour introduire l'**isostasie**, il faut aborder la **gravimétrie** (science d'étude et de la mesure de la valeur de l'intensité du vecteur pesanteur en tout point du globe).

Le champ de pesanteur est le champ attractif exercé sur tout corps doté d'une masse au voisinage de la Terre ou d'un autre astre, plus simplement appelé pesanteur., défini en 1901, de valeur moyenne environ $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ (ou $9,81 \text{ N} \cdot \text{kg}^{-1}$). Selon la **théorie de la gravitation universelle de Newton, à tous les corps massifs (dont la Terre) est associé un champ de gravitation (ou gravité) responsable d'une force attractive sur les autres corps massiques.**

La force à laquelle est soumis un corps en raison de la pesanteur est appelée poids de ce corps et est directement reliée à la pesanteur par sa masse ; son unité de mesure est le newton, comme pour toute force. Cette force permet de définir la notion de verticalité : on observe qu'en un lieu donné tous les corps libres tombent en direction du sol suivant la même direction appelée verticale du lieu.

La gravimétrie est la mesure des variations et des irrégularités de la gravité : non directement mesurable, il faut d'abord mesurer la pesanteur et lui affecter les corrections nécessaires (comme les effets dus à la rotation de la Terre ou aux marées) – le déplacement des masses d'eau produit des variations périodiques de la pesanteur. **Les mesures gravimétriques permettent de décrire l'inégale distribution des masses à l'intérieur de la Terre qui induit des irrégularités de la pesanteur selon le lieu.**

HISTOIRE DES IDÉES (⇒ JUSTE À LIRE)

Antiquité	Archimède : tout corps plongé dans un fluide reçoit de la part de ce fluide une poussée de bas en haut égale au poids du fluide déplacé / la Terre est reconnue comme une sphère
XVI ^e S	Le 1er qui semble avoir eu confusément l'idée de ce qu'est l'isostasie fut probablement Léonard de Vinci (1452–1519) . Son raisonnement s'inscrit encore dans le cadre du système géocentrique de Ptolémée, mais stipule que la densité des montagnes est inférieure à celle des terres plus basses : cette idée rejoint le modèle d'isostasie « à la Pratt » exposé ci-dessous.
1519–1522	Mission Magellan : la Terre est bien ronde
1687	Newton émet la loi de la gravitation universelle confirmée ensuite par les lois de Kepler décrivant le mouvement des planètes
pendant 200 ans, cette loi n'a pas permis de calculer la masse de la Terre parce que la valeur de la gravitation universelle était inconnue.	
Roger Boscovich (1711–1787) explique le phénomène de Bouguer en écrivant : « Les montagnes, je pense, doivent s'expliquer principalement comme étant dues à la dilatation thermique du matériau en profondeur, ce qui fait remonter les couches rocheuses proches de la surface : le vide à l'intérieur de la montagne compense pour les masses situées au-dessus ». C'est la 1ère utilisation du mot « compenser », et son point de vue approche l'hypothèse d'isostasie émise plus tard par John Henry Pratt (1809–1871)	
1749	Pierre Bouguer (1698–1758) : détermination de la longueur d'un degré d'arc de méridien dans le but de clarifier la figure de la Terre, exprime dans un livre : sa conviction est que l'attraction de l'énorme masse des Andes est bien plus faible que celle à laquelle on s'attendrait de la part du volume de matière représenté par ces montagnes.
1798	détermination de g par Cavendish avec une précision de 10^{-4}
Louis XV décide de 2 expéditions : une en Laponie (faite par Clairaut et de Maupertuis), l'autre en Equateur (faite par Bouguer et de La Condamine)	
1737 à 1740	Pierre Bouguer au Pérou : la densité de la Terre est 4 à 5 fois celle des roches crustales. Puis il mesure les déviations de la verticale en haute montagnes et trouve un rapport densité de la Terre / densité des roches crustales = 12. Selon lui, le fil à plomb n'est pas dévié de sa verticale en montagnes.
1823 à 1843	Georges Everest confirme que l'Himalaya non plus ne déviait pas le fil de sa verticale

Comment varie la gravité à une altitude constante au-dessus de la surface terrestre à montagnes et océans ?

XIX^e S

⇒ elle est quasi-constante !

on mesure la gravité au niveau du sol (par la suite, casera par avion puis satellite), on trouve des variations. **On compare mesuré dans les plaines avec ceux au niveau des reliefs positifs (chaînes de montagnes) : on trouve des écarts, des anomalies (éloignement vis-à-vis de la valeur attendue).**

La mesure au sol était corrigé par l'effet de l'altitude et de la latitude : g mesuré et g corrigé était à 1/10 000 près les mêmes pour 95% de la Terre.

Comment expliquer cela ? g devrait être forte au niveau des bosses et faible au niveau des creux.

hypothèses explicatives :

- les bosses et les creux sont liés à des inégalités de densité : les mesures donnent g constante et la masse aussi !
- les bosses et creux sont liées à des corps flottants de même densité et d'inégale épaisseur : même résultat
- celle qu'on a faite tout de suite : c'est un effet de l'altitude $g = GM/D^2$ selon Newton et sa loi de l'attraction gravitationnelle exercée par la Terre sur le corps en question) : ainsi on a crée une **1^{ère} correction dite d'altitude ou à l'air libre : un peu comme si on aplatissait la montagne en la comprimant**
- la masse du relief et des reliefs autour exerce une attraction à ajouter : la première est la correction dite de plateau et la 2^e topographique : un peu comme si on enlevait la montagne, on crée ainsi une 2^e et 3^e corrections
- Lorsqu'on les prend toutes en compte, la valeur corrigée s'éloigne encore plus de la valeur attendue, théorique : cette différence a été appelée **anomalie de Bouguer (150 avant, Bouguer avait observé qu'un fil à plomb de mesure de la gravité n'était pas dévié pratiquement au niveau des Andes comme si elle n'avait pas de masse).**

hypothèse explicative : il existe naturellement une compensation verticale dans la répartition des masses au sein de la lithosphère ou compensation isostatique.

Le fait que g soit quasi-constante sur 95% de la surface de la Terre indiquent qu'elle est en équilibre isostatique (= hydrosatique) et que les masses continentales et océaniques « flottent » sur un manteau réformable (ductile, plus plastique, malléable, épousant les contraintes)

Preuve : les mouvements verticaux observés sur Terre liés à une surcharge de masse ou une décharge.

L'anomalie de Bouguer indique un excès (anomalie >0) ou un déficit (anomalie <0) de masse en profondeur, qu'on peut interpréter en terme d'épaisseur de croûte, ou autrement ... : c'est là que Meinesz propose que la surface de la Terre a une certaine élasticité : l'enfoncement conséquence d'une surcharge se répartit sur une surface plus grande, par « flexure » autour de la surcharge (idem pour une décharge) : cette couche déformable est la lithosphère élastique s'enfonçant dans l'asthénosphère plastique et ductile.

milieu XIX^e S

on a la mesure de la densité terrestre moyenne : $d = 5,52 \text{ kg.m}^{-3}$ et les déviations anormales de la verticale près des chaînes de montagnes sont expliquées : **l'idée d'une zone de racine de densité moindre sous la chaîne. La déviation en serait pas uniquement due à l'attraction horizontale du relief : le déficit de masse en profondeur signifie que la partie cachée de la chaîne exerce une attraction latérale réduite masquant partiellement les effets du relief et diminue la déviation de la verticale.**

1851	<p>l'astronome royal Georges Airy avait tenté d'expliquer pourquoi la masse de l'Himalaya n'attirait pas autant un pendule dans son voisinage qu'elle n'aurait dû le faire en introduisant l'idée d'une croûte continentale légère, flottant sur un manteau plus lourd tel un iceberg</p> <p>⇒ tout relief positif important avait des prolongements de plus en plus profonds, en fonction de son altitude au-dessus du niveau de la mer : une chaîne de montagne devait avoir des « racines » (grosses épaisseurs de croûte) plongeant dans le manteau. Ainsi, le champ de gravitation résultant n'était plus celui d'un simple relief posé sur une croûte au dessus d'un manteau homogène et les calculs reproduisaient assez bien les observations.</p>
1854	<p>2 modèles interprétatifs</p> <p>modèle d'Airy :</p> <ul style="list-style-type: none"> - des colonnes de même densité rendant discrète une couche homogène - on fait les calculs sur 2 colonnes judicieusement choisi jusqu'à la surface de compensation (trait pointillés) et on isole l'inconnue pour la déterminer <p>La croûte terrestre flotte sur une matière de forte densité comme des glaçons dans un verre d'eau. Les élévations de terrain sont compensées en profondeur par des racines de matériaux légers, et plus le relief est élevé, plus la racine est profonde. Dans les 2 cas, le phénomène de compensation ne se fait plus sentir en profondeur. La surface de compensation représente le niveau où les masses sont homogènes et où les gravités théoriques et mesurées sont identiques : c'est une surface mathématique et non une discontinuité physique.</p>
1855	Pratt : calculs : la déviation causée par la chaîne himalayenne devrait être 3 fois celle mesurée par Everest
1859	Pratt : met en jeu des colonnes de terrain de densités différentes, donc d'épaisseurs différentes.
<p>Les 2 modèles s'accordent sur la nécessité d'une compensation du relief par une racine crustale de faible densité mais différent sur les modalités du mécanisme de compensation. Dans ces modèles, la réalisation de la compensation isostatique se fait par égalisation des pressions à partir d'une profondeur dite de compensation.</p>	
1889	<p>Dutton (USA) : 1er emploi du mot isostasie (iso = même / stasie => stase = état => = équilibre)</p> <p>il qualifie le mécanisme de compensation d'une surcharge de terrain (relief) par une structure profonde de moindre densité.</p>
<p>Les 2 modèles permettent d'atteindre cet équilibre. dit isostatique.</p>	
1910	John Hayford (USA) : description mathématique du modèle de Pratt
1924-1938	Heiskanen établit des tables de calcul pour déterminer les corrections isostatiques selon le modèle d'Airy.
<p>Mais les 2 modèles émettent des difficultés à interpréter les contextes des compensations</p>	
1931	<p>ainsi, Felix A. Vening Meneisz : 3è modèle considérant que la croûte comme une plaque élastique</p> <p>la réponse élastique de la croûte est d'une amplitude beaucoup plus importante que la dimension des reliefs qu'elle porte. Autrement dit, la compensation isostatique d'un relief est régionale.</p>

Plusieurs modèles ont vu le jour pour décrire ce positionnement de la matière en surface et en profondeur. Tous admettent que la croûte, rigide et moins dense que le manteau fluide, flotte sur celui-ci (Archimède). L'équilibre des poids des différentes colonnes de terrain est donc parfaitement réalisé au-delà d'une certaine profondeur, dite de compensation. Le modèle de Pratt, (1855) met en jeu des colonnes de terrain de densités différentes, donc d'épaisseurs différentes. Celui de Airy (1854), quelques années plus tard, mettait en jeu des colonnes de même densité discrétisant une couche homogène.

L'isostasie est l'application à la terre du principe d'Archimède, le fluide étant l'asthénosphère et le solide flottant la lithosphère sus-jacente : c'est le comportement hydrostatique de la lithosphère sur l'asthénosphère

[HTTPS://WWW.YOUTUBE.COM/WATCH?V=AFVW7PMPHR0](https://www.youtube.com/watch?v=AFVW7PMPHR0)
[HTTP://WWW.AC-NANTES.FR:8080/PEDA/DISC/SVT/ISOSTASIE/MODELTHEO.HTM](http://www.ac-nantes.fr:8080/peda/disc/svt/isostasie/modeltheo.htm)
[HTTP://WWW.GEO.CORNELL.EDU/HAWAII/220/PRI/ISOSTASY.HTML](http://www.geo.cornell.edu/hawaii/220/pri/isostasy.html)

L'ÉQUILIBRE ISOSTATIQUE (⇒ À SAVOIR)

animation-principe de l'isostasie : <http://florimont.info/flash/isostasie.swf>

constat : il y a -20 000 ans, le bouclier scandinave était recouvert d'une lourde calotte glaciaire et après -15 000 ans, la déglaciation a commencé pour disparaître à -10 000 ans. aujourd'hui : le bouclier augmente d'altitude (des plages de 12 000 ans sont à 400 m aujourd'hui) à environ 1 cm.an⁻¹

interprétation : la lithosphère continentale, enfoncée par la surcharge de glace s'est ensuite élevée et continue de le faire après la disparition de cette glace

analogie : c'est comme un solide placé dans un liquide obéissant au principe d'Archimède ou pour une péniche dont la partie immergée augmente si on rajoute de la charge et qu'elle diminue à la décharge

=> il y a un réajustement du bouclier scandinave après la déglaciation

GÉNÉRALISATION : PRINCIPE D'ARCHIMÈDE ET GLOBE TERRESTRE

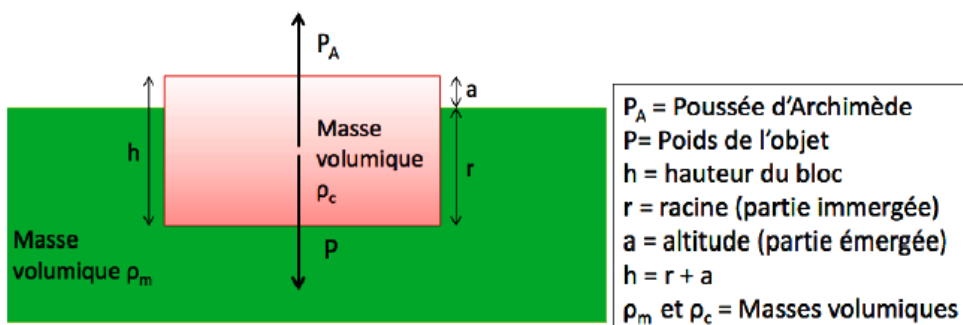
rappel : principe d'Archimède : « Tout corps, plongé dans un fluide au repos en partie ou en totalité reçoit une force verticale exercée de bas en haut et d'intensité « le poids du volume déplacé »

si poids d'un corps < intensité de la poussée d'Archimède : il flotte avec une partie immergée et une émergée : la part de la partie immergée dépendant de la densité et l'épaisseur (hauteur) du corps : la densité d'un corps doit être à celle du fluide pour flotter et il flottera d'autant plus que sa densité est faible

à densité égale : les hauteur émergée et immergée sont équivalents et d'autant plus grandes que le corps est haut

L'écart entre la pesanteur théorique calculée et la pesanteur mesurée et corrigée peut être fort : il est négatif au niveau des chaînes de montagnes et positif au niveau des océans. Tout se passe donc comme si le calcul de la réduction de cet écart était inutile et que l'excès de masse du relief montagneux au-dessus était déjà quasi compensé en-dessous de la surface, la correction introduisant alors un « déficit » apparent de masse en dessous avec une racine crustale plus grande à la place du manteau plus dense dans les colonnes de masse du modèle de Airy à côté par exemple.. Cette anomalie < 0 résulte donc largement du calcul de correction lui-même et le poids d'une colonne de terrain apparaît finalement constant d'une verticale à l'autre. Il s'opère donc, d'une verticale à l'autre, une compensation de type hydrostatique, appelée isostasie.

RETOUR SUR LA POUSSÉE D'ARCHIMÈDE (CONVERGENCE SCIENCES PHYSIQUES / SVT)



Poids de l'objet = $P = m_c \cdot g = \rho_c \cdot V_c \cdot g = \rho_c \cdot h \cdot g$ si pour simplifier, largeur et longueur sont supposées égales à l'unité.

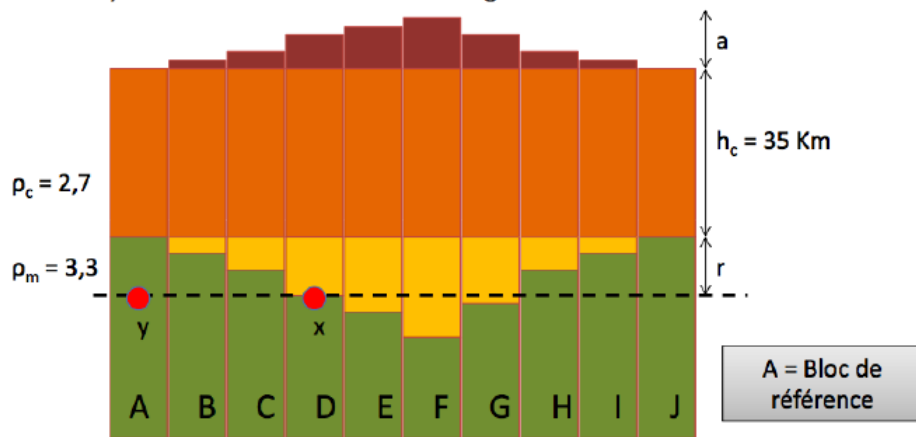
De même, la poussée d'Archimède = $P_A = \rho_m \cdot V_m \cdot g$

avec V_m = volume de liquide déplacé

$$P_A = \rho_m \cdot r \cdot g$$

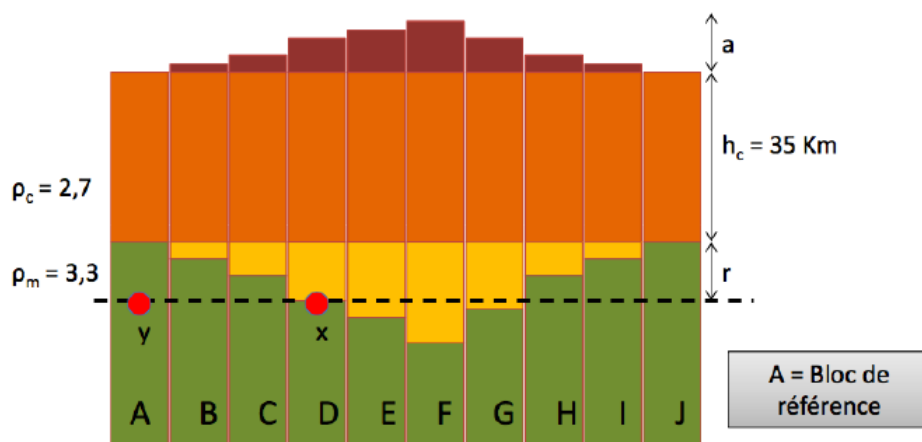
Si $P = P_A$ alors $\rho_c \cdot h \cdot g = \rho_m \cdot r \cdot g$ donc $\rho_c \cdot h = \rho_m \cdot r$ ou encore $r/h = \rho_c / \rho_m$

Application: Utiliser un tableau pour déterminer la profondeur du Moho (profondeur de la racine crustale) au niveau d'une chaîne de montagne.



Pour une surface de compensation donnée, la pression à la base de la croûte (point x) est la même à la même profondeur pour le bloc de référence (point y)

On a donc: $\rho_c \cdot (a + h_c + r) = (\rho_c \cdot h_c) + (\rho_m \cdot r)$



$$\rho_c \cdot (a + h_c + r) = (\rho_c \cdot h_c) + (\rho_m \cdot r)$$

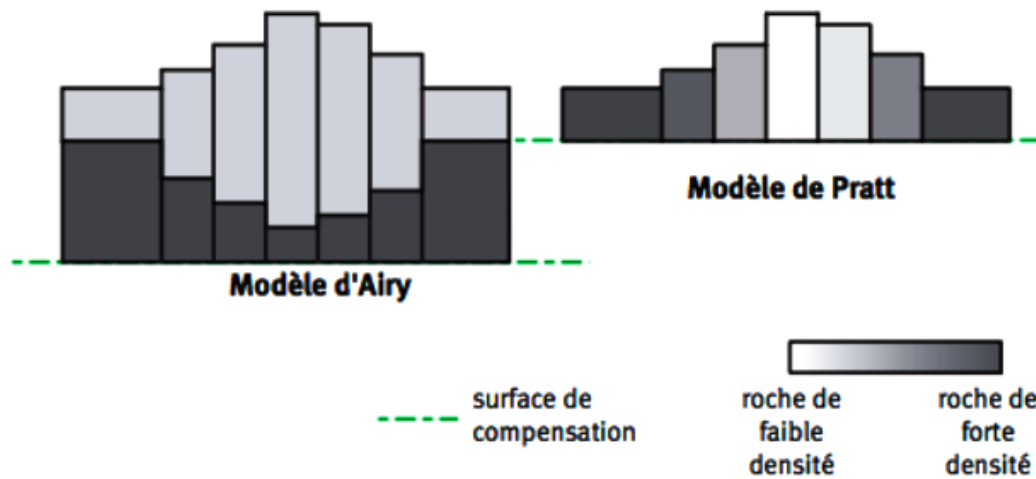
$$2,7 \cdot (a + 35 + r) = (2,7 \cdot 35) + (3,3 \cdot r) \text{ donc } 2,7 (r + a) = 3,3 r \text{ donc } 2,7 a = (3,3 - 2,7) r$$

$$\text{Donc } r = 2,7 a / 0,6$$

En connaissant l'altitude a , on peut donc déterminer l'épaisseur de la racine crustale r

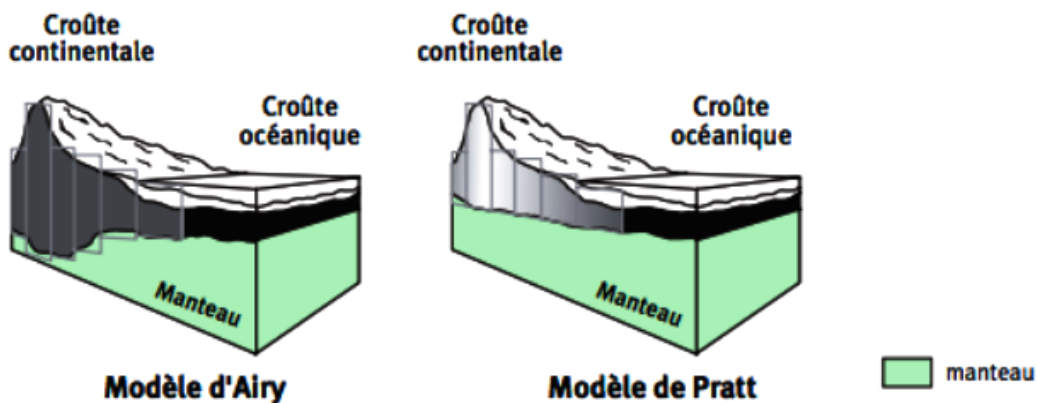
BAC : cf logiciel Simulairy

Présentation des modèles d'Airy et Pratt



Modèle d'Airy : la compensation du relief topographique est assurée par la présence d'une racine crustale causée par l'épaississement de la croûte.

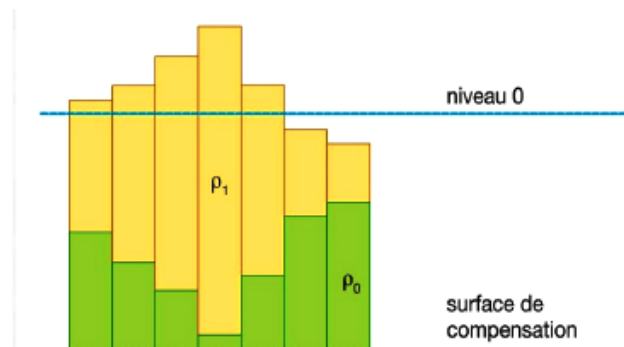
Modèle de Pratt : la compensation est assurée par une variation latérale de la densité dans la lithosphère.



• Le modèle d'Airy

Ce modèle postule que la **masse volumique** de la croûte est constante et que cette dernière repose sur des roches de masse volumique plus importante ($\rho_0 > \rho_1$).

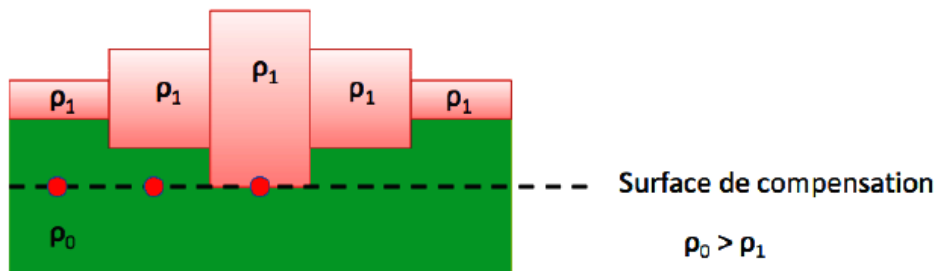
Ce modèle est bien adapté à la lithosphère continentale. En effet, les études sismiques révèlent l'existence de « racines crustales » sous les reliefs montagneux.



RETOUR AU MODÈLE DE AIRY

Dans le modèle de Airy, la masse volumique des blocs ne varie pas. Les blocs, de hauteur variable, « flottent » sur un milieu de densité plus élevée.

Au niveau de la surface de compensation, la pression est la même.



La lithosphère (manteau supérieur surmonté de la croûte terrestre, rigide) repose sur l'asthénosphère (manteau inférieur, un peu moins rigide). Du fait que l'asthénosphère est un peu moins rigide que la lithosphère, elle va se déformer sous le poids de la lithosphère si celui-ci est important (en dessous d'une montagne par exemple, étant donné qu'elle a une importante racine crustale : voir exercice BAC de calculs de la profondeur du MOHO jusqu'à 2 fois plus bas que la moyenne de 30 km), ce qui fait que le Moho (limite entre la croûte terrestre et le manteau, donc la lithosphère ici) va s'enfoncer plus profondément sous les montagnes, par conséquent la lithosphère va s'enfoncer dans l'asthénosphère elle aussi. Si l'asthénosphère était rigide comme la lithosphère, il n'y aurait pas de déformation.

Cette déformation se fait à l'échelle des temps géologiques, dont l'unité est le million d'année (!). Il existe donc un équilibre permanent

Définition : isostasie : état d'équilibre de la lithosphère rigide sur la couche profonde plus déformable qu'est l'asthénosphère : Il existe donc un équilibre vertical permanent entre l'épaisseur de la croûte terrestre et l'enfoncement dans l'asthénosphère qui se produit en dessous.

La croûte océanique étant beaucoup moins épaisse que la croûte continentale (5 à 7 km en moyenne contre 30 environ), l'asthénosphère (et donc le manteau) sera donc un peu plus enfoncée au niveau des continents d'une manière générale. C'est la même chose lorsqu'un glacier très étendu (comme à la dernière période glaciaire) fond : le manteau remonte. Par contre, si une montagne ou un glacier très étendus se forment, l'asthénosphère va finir par s'enfoncer en dessous du fait de l'augmentation du poids.

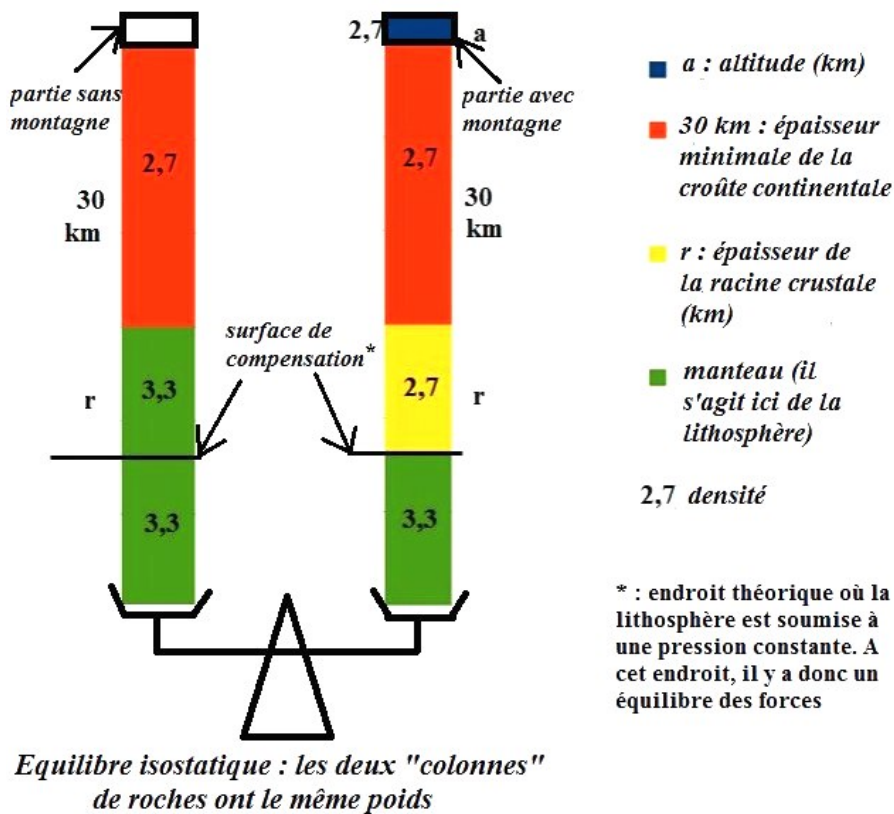
ISOSTASIE LOCALE : CAS D'UNE MONTAGNE

La formation d'une montagne (Alpes ou Himalaya) est due à la collision de 2 masses continentales car il existe une zone de compression. Cela se produit lorsque 2 plaques entrent en collision. La croûte océanique, qui formait le fond de l'océan qui séparait tout d'abord ces 2 morceaux de continents, entre en subduction et finit par disparaître complètement grâce à celle-ci (obduction). Si le mouvement de compression continue, les 2 masses continentales entrent alors en collision, ce qui produit des déformations, des empilements de couches qui conduisent à la formation de la montagne. Si ce mouvement continue, la montagne continuera à grandir. Cela se passe bien-sûr à l'échelle des temps géologiques, soit en plusieurs millions d'années (voire dizaines de millions d'années).

Quand une montagne se forme, il y a un enfoncement progressif de l'asthénosphère (et donc de la lithosphère qui la surmonte, donc du manteau en général) sous le poids de celle-ci. Au fur et à mesure que la montagne s'élève, l'enfoncement continue, proportionnellement.

CALCUL DE L'ÉPAISSEUR DE LA RACINE CRUSTALE GRÂCE À L'ALTITUDE ET L'ISOSTASIE (⇒ À SAVOIR)

Lorsqu'une montagne est « en place », sa racine crustale peut aller jusqu'à 70 km de profondeur ! Plus la racine crustale est importante, plus l'altitude l'est aussi. On peut donc calculer la profondeur du Moho sous cette montagne si on connaît son altitude. La



densité de la croûte continentale est d'environ 2,7 car elle est composée principalement de roches de type granitique. La densité du manteau lithosphérique est de 3,3.

D'après le principe de l'isostasie, la colonne « sans montagne » a la même masse que la colonne « avec montagne » :

$m(A) = m(B)$, on peut donc écrire :

Épaisseur croûte continentale x densité croûte + épaisseur racine crustale (en vert de ce côté puisqu'il s'agit du manteau lithosphérique*) x densité manteau lithosphérique = (altitude + épaisseur croûte continentale + épaisseur racine crustale (en jaune ici car il s'agit de la racine crustale faite de croûte continentale)) x densité croûte continentale

* c'est juste un équivalent en hauteur pour atteindre l'équilibre isostatique au niveau de la surface de compensation

$$30 \times 2,7 + r \times 3,3 = (a + 30 + r) \times 2,7$$

$$81 + 3,3r = 2,7a + 81 + 2,7r$$

$$3,3r = 2,7a + 2,7r$$

$$0,6r = 2,7a$$

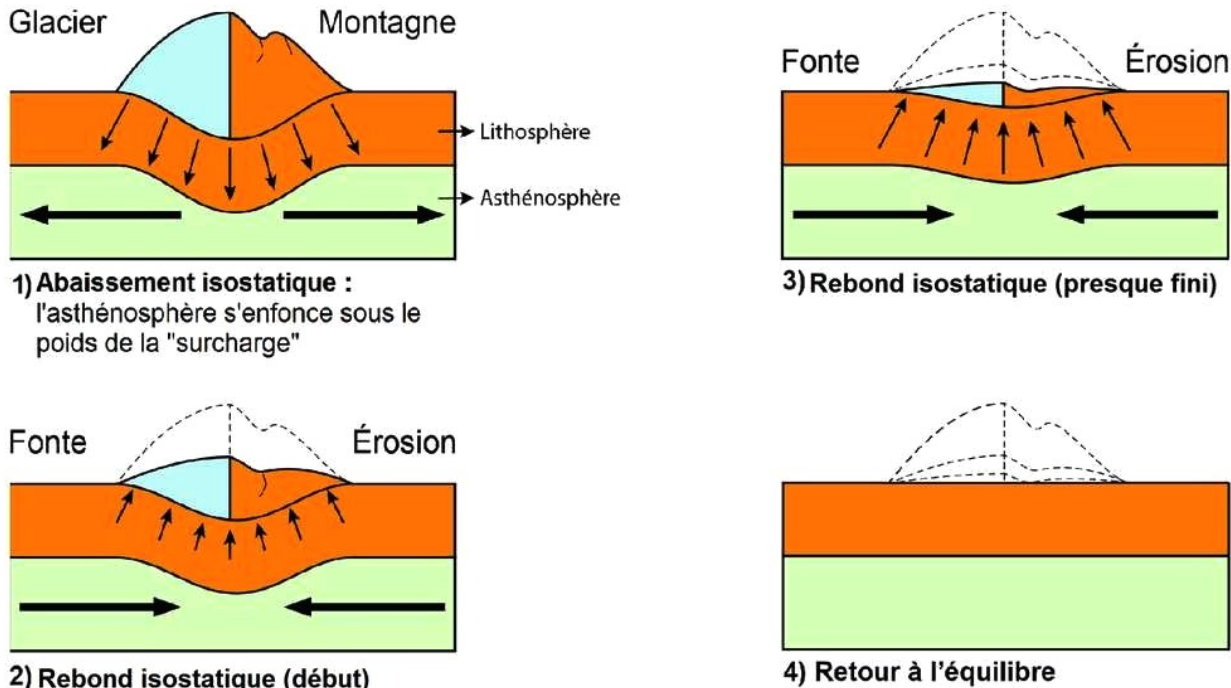
$$R = 2,7 / 0,6 \text{ h} = 4,5 a \quad \Rightarrow \text{la racine crustale est égale à 4,5 fois l'altitude}$$

Pour une altitude de 3 km : $r = 4,5 \times 3 = 13,5$ km, le Moho sera donc à une profondeur de $(13,5 + 30 + 3) = 46,5$ km

Si une montagne subit de l'érosion, l'asthénosphère va remonter progressivement, au fur et à mesure de l'érosion car le poids qu'elle subit diminue, de manière proportionnelle. Il va donc y avoir progressivement une remontée de la croûte continentale pour rétablir l'équilibre isostatique : on parle de rebond isostatique. Les roches plutoniques comme le granite vont donc affleurer non seulement à cause de l'érosion (enlèvement des matériaux au-dessus d'elles) mais aussi à cause de la remontée de la croûte continentale due au rebond isostatique.

estimation : pour 100m d'érosion, il y a une remontée de la chaîne de 80m. Voilà pourquoi les chaînes de montagne restent « jeunes » très longtemps : la baisse d'altitude engendrée par l'érosion est en grande partie compensée par la remontée isostatique.

ISOSTASIE RÉGIONALE : CAS DE LA SCANDINAVIE



source : <http://www.terre.uottawa.ca/geodictio/termdetail.php?lang=fr&id=17>

Constat : en Scandinavie : le littoral est plus bas aujourd'hui qu'il ne l'était avant (+15m en 500 av. JC et +30 m 1700 ans av. JC). Le déplacement vertical moyen de la Scandinavie est de 4 mm/an.

La lithosphère peut être affectée de **mouvements verticaux consécutifs à la mise en place ou la disparition d'une surcharge**. Ainsi, en Scandinavie, observe actuellement un **soulèvement de la lithosphère, qui fait suite à la fonte d'une calotte glaciaire entre -15 000 et -7 000 ans**.

interprétation : attestent de la rupture provisoire d'un équilibre lithosphère / asthénosphère : **le retour à l'équilibre se fait petit à petit, à l'échelle des temps géologiques**.

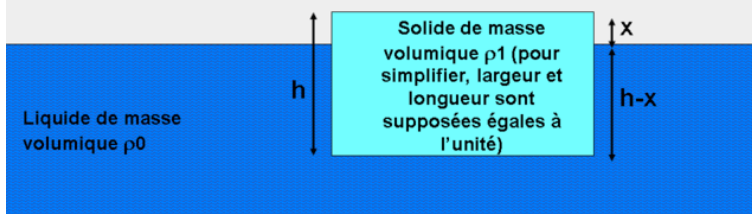
fin d'une ère glaciaire : le niveau des océans a tendance à monter du fait de la fonte des glaciers qui apporte de l'eau liquide dans l'océan (niveau qui avait baissé auparavant du fait de ce manque d'eau liquide, gelée). Or on sait maintenant que cette montée des eaux est en partie compensée, sur le long terme, régionalement comme en Scandinavie, par la baisse du niveau de l'océan due au rebond isostatique.

ISOSTASIE ET DIFFÉRENCE D'ALTITUDE ENTRE LES 2 LITHOSPHÈRES

Considérons un plaque lithosphérique avec une partie continentale et une partie océanique : toutes les 2 flottent sur l'asthénosphère : cela signifie que l'asthénosphère exerce une poussée d'Archimède sur la plaque aussi bien dans sa partie continentale qu'océanique : la croûte de la lithosphère océanique a une densité (2,9) supérieure à celle (2,7) de la croûte continentale : la lithosphère océanique est donc plus dense que la continentale. De plus, la continentale a une épaisseur supérieure (150 km) à celle de l'océanique (70km) : c'est pourquoi la lithosphère continentale a une partie « émergeant » de l'asthénosphère plus grande que celle de la lithosphère océanique : il en résulte que tout changement de densité et/ou d'épaisseur des lithosphères entraînera des mouvements verticaux qualifiés de réajustement isostatique.

la compensation isostatique contrecarre l'érosion.

Elle explique pourquoi et de combien flotte un corps, par exemple un iceberg sur la mer.



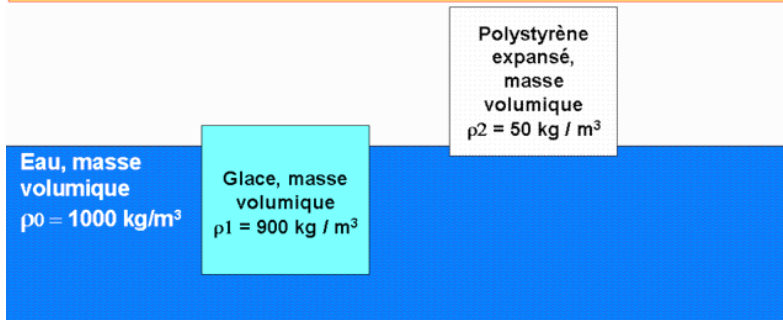
Poids de l'objet (force vers le bas) : $P = m \cdot g = \rho_1 \cdot V \cdot g = \rho_1 \cdot h \cdot g$

Poussée d'Archimède (force vers le haut) : $P_a = \rho_0 \cdot (h-x) \cdot g$

Equilibre si $P = P_a$

$\rho_1 \cdot h \cdot g = \rho_0 \cdot (h-x) \cdot g \rightarrow x = h \cdot (\rho_0 - \rho_1) / \rho_0$

Que signifie cette formule $x = h \cdot (\rho_0 - \rho_1) / \rho_0$?



Un iceberg dépasse de $h \cdot (1000 - 900) / 1000 = h \cdot 1/10$
 Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

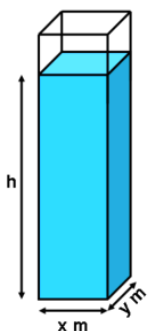
Un bloc de polystyrène dépasse de $h \cdot (1000 - 50) / 1000 = h \cdot 95/100$
 Un bloc de polystyrène dépasse de 95% de son épaisseur.

En mesurant ce qui dépasse, si on connaît les masses volumiques, on peut calculer ce qui est immergé.

BLAISE PASCAL : THÉORÈME SUR L'ÉQUILIBRE DES LIQUEURS OU PRINCIPE DE L'HYDROSTATIQUE

Pascal a défini ce qu'est la pression. La pression, c'est le rapport entre une force et la surface sur laquelle elle s'applique. Elle se mesure en Pascal, avec

1 Pascal = 1 Newton par mètre carré.



Poids de la colonne de liquide :
 $F = h \cdot x \cdot y \cdot \rho \cdot g = h \cdot S \cdot \rho \cdot g$

Pression à la base de la colonne de liquide :
 $P = h \cdot S \cdot \rho \cdot g / S = h \cdot \rho \cdot g$

$P = \rho g h$

Application numérique :
 1 km (1000 m) d'eau ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$) sur Terre ($g \sim 10 \text{ m/s}^2$) applique une pression de :
 $1000 \times 1000 \times 10 = 10^7 \text{ Pa} = 0,1 \text{ kb} \sim 100 \text{ atmosphères}$.
 1 km de roches ($\rho \sim 3000 \text{ kg/m}^3$) applique une pression de :
 $3 \cdot 10^7 \text{ Pa} = 0,3 \text{ kb} \sim 300 \text{ atmosphères}$.