TP 2 : Isostasie : la lithosphère en équilibre sur l'asthénosphère

On cherche à comprendre pourquoi la lithosphère continentale peut dépasser des âges que la lithosphère océanique n'atteint jamais.

Lycée E. Delacroix Tale S

Rappels des problèmes soulevés à la fin du TP1:

- Comment expliquer que la « croûte » (lithosphère) continentale est plus âgée que la « croûte » (lithosphère) océanique?
- Que devient la croûte océanique de plus de 200 Ma?

- Au TP 1 précédent, vous avez démontré par des techniques de datations que les roches de la croûte continentale en France dépassaient les 600 millions d'années, voire 4 Ga (dans l'ouest de l'Australie), tandis que la croûte océanique ne dépassait jamais 200 millions d'années.
- Dans ce TP, **on cherche à comprendre pourquoi la lithosphère continentale peut dépasser des âges que la lithosphère océanique n'atteint jamais.**

Hypothèse:

- La croûte continentale, ou plus rigoureusement la lithosphère continentale est trop légère pour être recyclée en subduction. Sa densité ne dépasse jamais celle de l'asthénosphère sous-jacente.

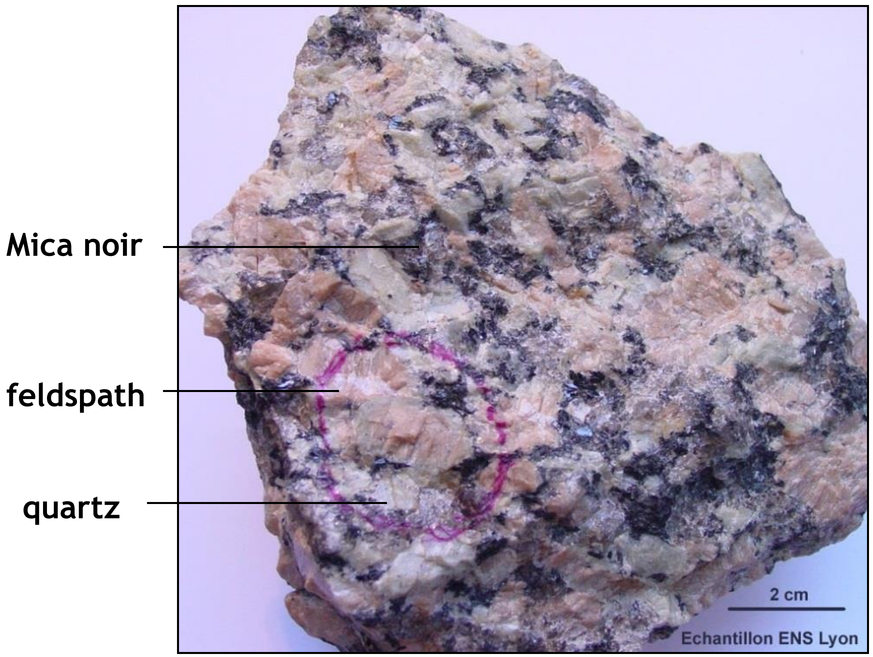
Résultats des masses volumiques de 3 roches

Valeurs attendues:

- **ρ granite = 2,7 $g.cm^{-3}$**
- **ρ basalte/gabbro = 2,9 $g.cm^{-3}$**
- **ρ péridotite = 3,3 $g.cm^{-3}$**
- **Ainsi, on constate que le granite représentatif de la croûte continentale est moins dense que le basalte/gabbro, moins dense que la péridotite mantellique.**

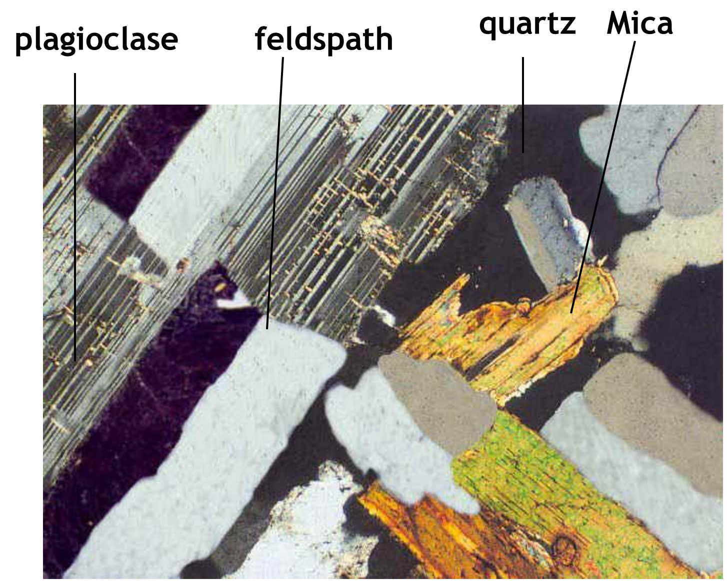
Les roches caractéristiques de la croûte continentale:

Les granitoïdes (granite, granodiorite et diorite)



Échantillon macroscopique d'un granite:

Roche à texture grenue, présentant des phénocristaux de quartz, feldspaths et micas.



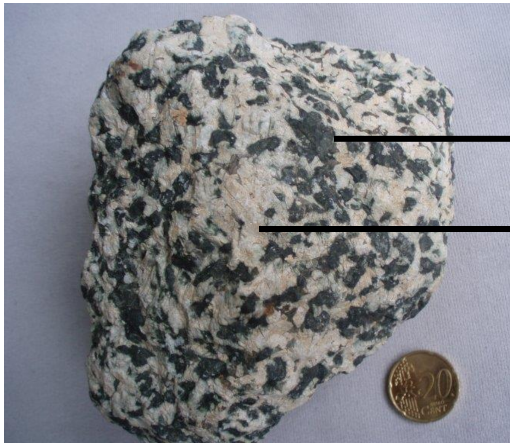
Lame mince d'un granite

observée au microscope optique à lumière polarisée analysée (LPA)

Source images: site de christian nicollet
http://christian.nicollet.free.fr/

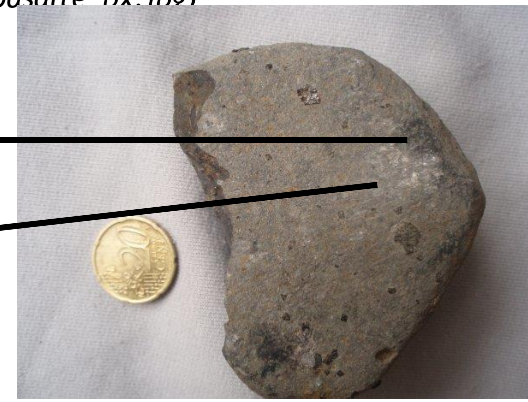
Les roches caractéristiques de la croûte océanique: gabbro et basalte

Source images: site de christian nicollet
http://christian.nicollet.free.fr/(http://geoeco.ifrance.com/echantillons/basalte_px.jpg)



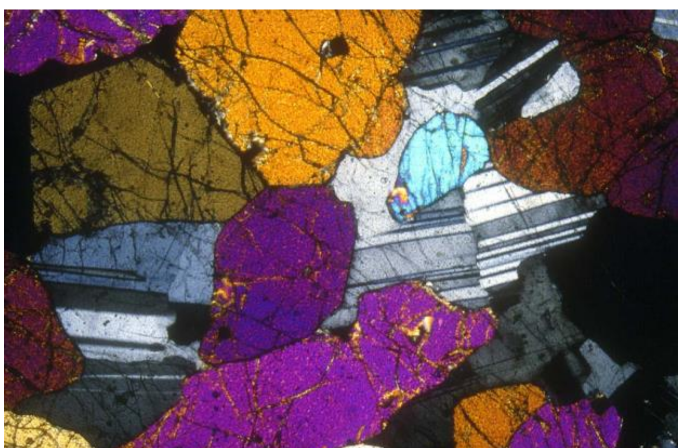
Pyroxène (noir)

Feldspath (blanc)

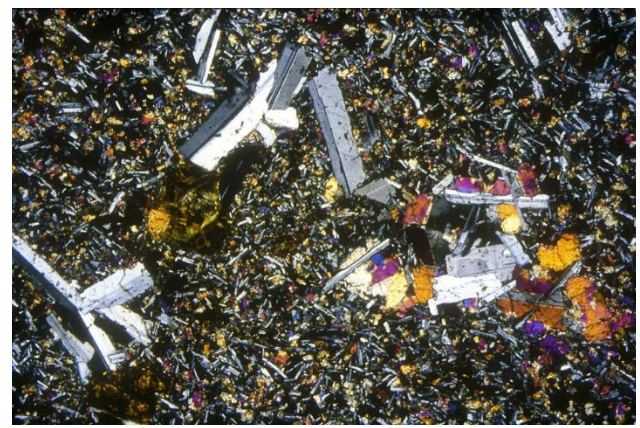


Gabbro à texture grenue, présentant des phénocristaux de pyroxènes et de feldspaths.

Échantillon de basalte à texture microlithique (phénocristaux de pyroxènes et de feldspaths)



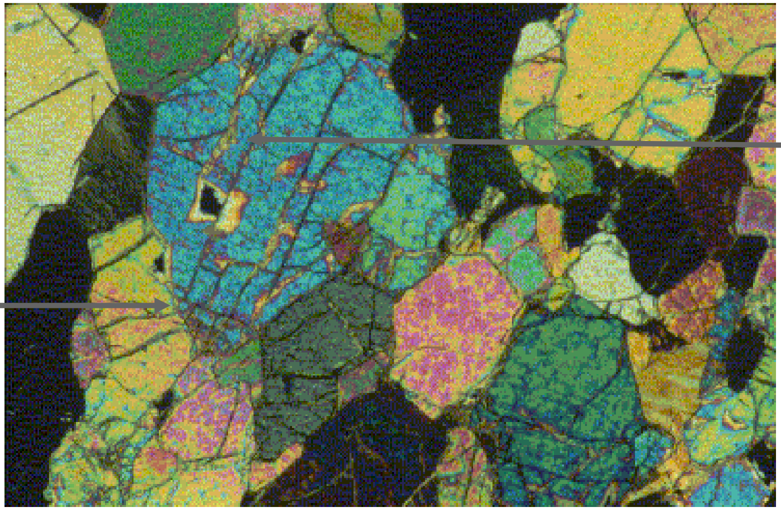
Gabbro : phénocristaux jointifs de pyroxènes aux teintes vives et de plagioclases.



Lame mince de basalte observée en LPA. Pâte ou verre avec des phénocristaux, plagioclases et pyroxènes et des microlithes d'olivine (forme globulaire rose-violet)

Identification de la péridotite

Échantillon macroscopique



Lame mince au MO LPA

La lithosphère en équilibre sur l'asthénosphère

La lithosphère est une enveloppe terrestre superficielle rigide, de 80 à 200 km d'épaisseur, qui repose en équilibre sur l'asthénosphère. *Nous allons voir ici quels modèles sont proposés par les scientifiques pour expliquer cet équilibre.*

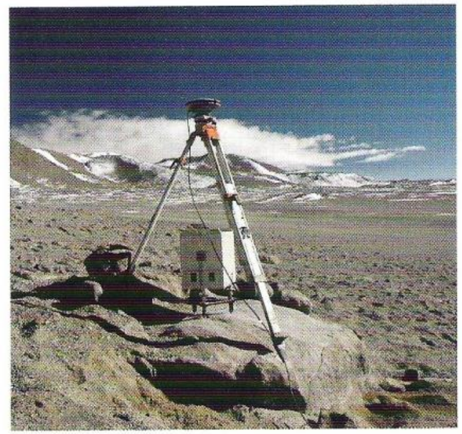
A La répartition des masses à l'intérieur du globe terrestre

Sur Terre, le poids d'un objet est la force qui résulte de l'attraction exercée par la Terre sur cet objet. Cette force dépend de l'intensité de pesanteur terrestre g (ou gravité) : la valeur moyenne de la pesanteur terrestre est 9,81 $N \cdot kg^{-1}$.

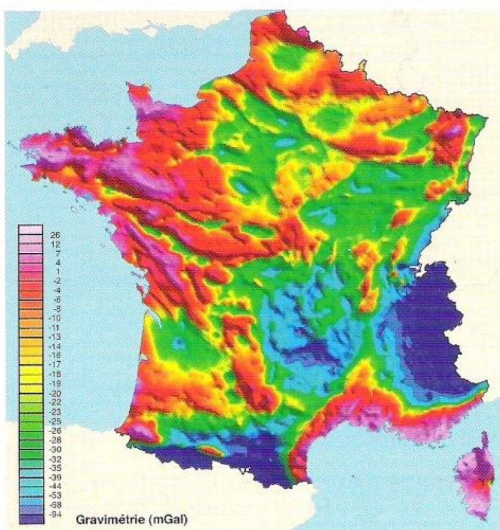
L'intensité de la pesanteur dépend de la masse de la planète (ainsi l'intensité du poids d'un objet est beaucoup plus faible sur la Lune que sur la Terre, la Lune ayant une masse plus faible).

La gravimétrie est l'étude de l'intensité de la pesanteur terrestre et de ses variations. Cette intensité peut être calculée, en tenant compte de différents paramètres : latitude (la Terre n'est pas parfaitement sphérique), altitude (qui augmente la distance à laquelle s'exerce l'attraction), excès ou déficit de masse dû aux reliefs.

La gravité peut aussi être mesurée à l'aide de **gravimètres** au sol *(photographie)* ou à partir de l'analyse des orbites de satellites.



Doc. 1 La gravimétrie, ou étude des variations de l'intensité de pesanteur terrestre.



Cartographie de l'anomalie de Bouguer, en France : à noter l'importante anomalie négative correspondant à l'arc Alpin.

- Dans les régions montagneuses, on pourrait s'attendre à mesurer une valeur plus importante de la gravité, due à l'excès de masse rocheuse. En 1738, le physicien P. Bouguer, en mission dans la Cordillère des Andes, constate une anomalie au voisinage du volcan Chimborazo : tout se passe comme si la masse montagneuse n'attirait pas suffisamment la masse de son fil à plomb.
- Les mesures gravimétriques précises réalisées par la suite confirment cette particularité : la pesanteur mesurée est inférieure à la pesanteur théorique calculée que l'on devrait enregistrer dans cette région. Cette différence, appelée **anomalie de Bouguer** négative, se constate généralement dans les régions montagneuses.

L'existence d'une telle anomalie gravimétrique négative conduit à l'idée que l'excédent de masse représenté par le relief positif d'une chaîne de montagnes doit en réalité être compensé, en profondeur, par un déficit de masse. Cette compensation, qui permet l'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère, est appelée **isostasie**.

Doc. 2 Les anomalies gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur.

D'après TS SVT Bordas ed 2012 p,144

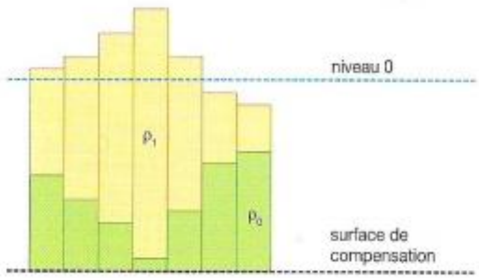
B Des modèles pour comprendre l'isostasie

Pour rendre compte des anomalies gravimétriques, les spécialistes ont admis qu'à une certaine profondeur, la lithosphère est soumise à une pression constante qui ne dépend pas des reliefs superficiels. À cette profondeur dite **surface de compensation**, la lithosphère est en équilibre « isostatique ». Cela signifie que la masse de chaque colonne rocheuse surplombant cette surface est la même en tout point.

Plusieurs modèles permettent d'illustrer cette théorie.

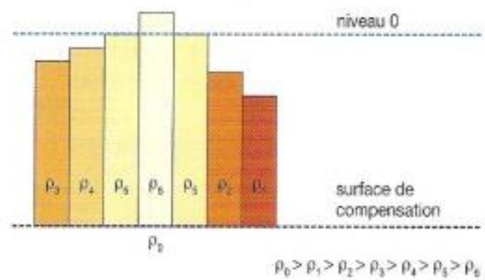
• Le modèle d'Airy

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.



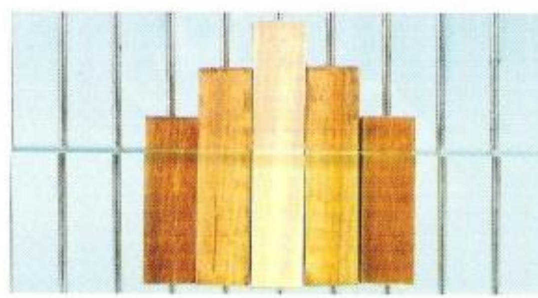
• Le modèle de Pratt

Dans ce modèle, les variations d'altitude s'expliquent par des différences latérales de masses volumiques. Plus celle-ci est importante, plus la hauteur de la colonne de roche est faible. Ce modèle est assez bien adapté à la lithosphère océanique : en s'éloignant de la dorsale océanique, elle se refroidit et sa densité augmente. Les fonds océaniques deviennent alors plus profonds.



• Réaliser des modèles analogiques

Une série de tasseaux d'un même bois, percés dans le sens de la longueur, sont enfilés sur des tiges métalliques le long desquelles ils peuvent glisser. L'ensemble est placé dans un aquarium contenant de l'eau.



Dans ce second montage *(ci-dessus)*, comparable au premier, les tasseaux sont constitués de bois de différentes **densités**. Leur longueur est telle que l'extrémité inférieure des tasseaux est à peu près au même niveau.

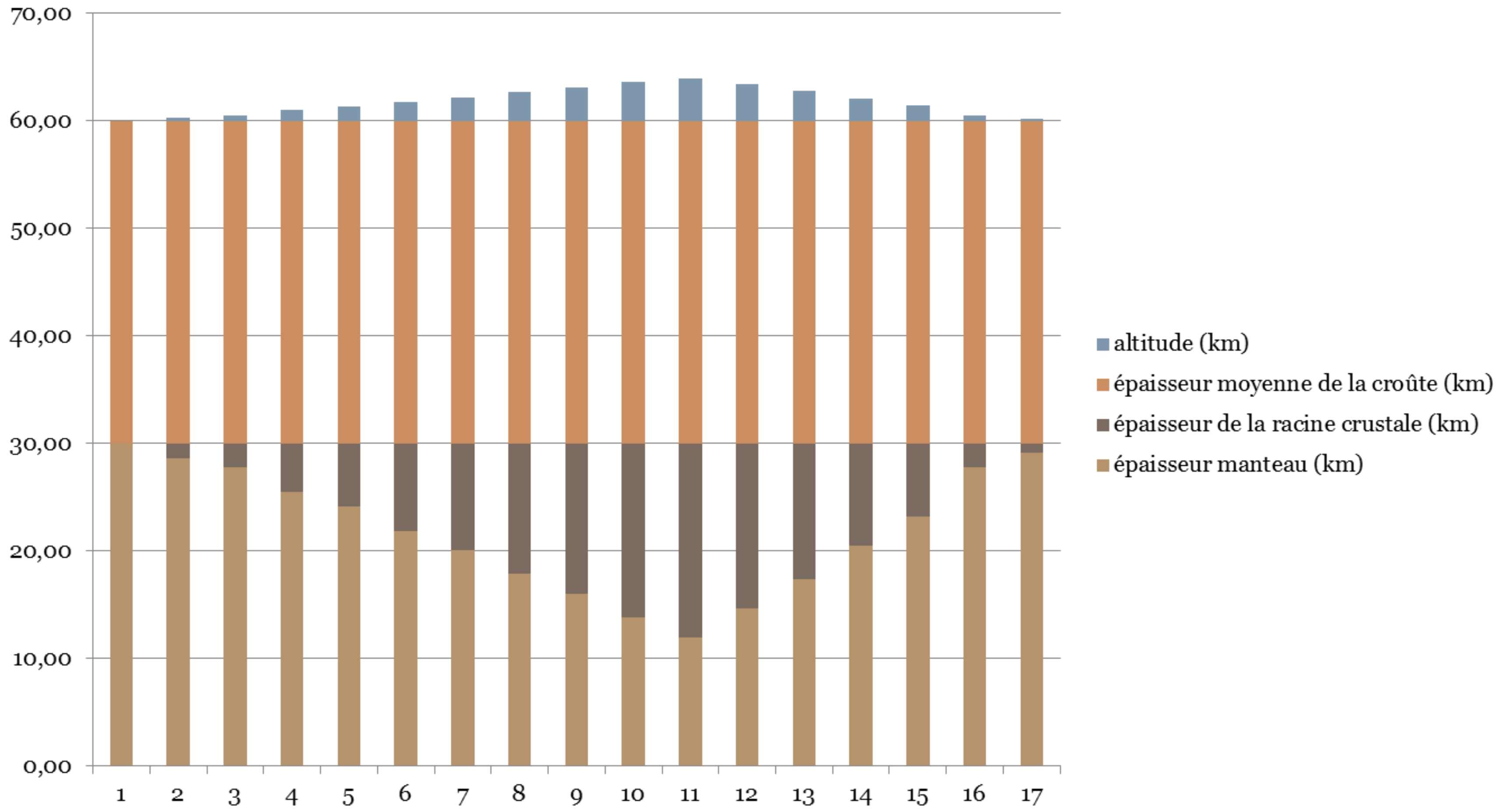
Doc. 3 Des modèles réalisables en classe illustrant l'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère.

D'après TS SVT Bordas ed 2012 p,145

Exercice d’application du modèle de Airy (utilisation du tableur Excel)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R
1	densité moyenne de la croûte continentale :					2,7		densité moyenne du manteau lithosphérique					3,3					
2	épaisseur minimale de la croûte continentale : 30 km pour une altitude nulle.																	
3	**Blocs**	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
4	**altitude (m)**	0	300	500	1000	1300	1800	2200	2700	3100	3600	4000	3400	2800	2100	1500	500	200
5	**altitude (km)**	0,00	0,30	0,50	1,00	1,30	1,80	2,20	2,70	3,10	3,60	4,00	3,40	2,80	2,10	1,50	0,50	0,20
6	**épaisseur moyenne de la croûte (km)**	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00
7	**épaisseur de la racine crustale (km)**	0,00	1,35	2,25	4,50	5,85	8,10	9,90	12,15	13,95	16,20	18,00	15,30	12,60	9,45	6,75	2,25	0,90
8	**épaisseur manteau (km)**	30,00	28,65	27,75	25,50	24,15	21,90	20,10	17,85	16,05	13,80	12,00	14,70	17,40	20,55	23,25	27,75	29,10

Modélisation de l'épaisseur de la croûte continentale au niveau des Alpes (application du modèle de Airy)



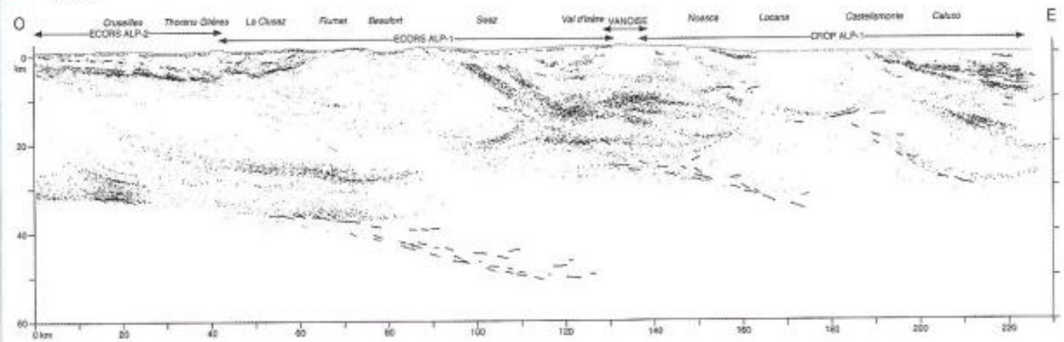
Mise en évidence d’une racine crustale sous les montagnes, via la technique de sismique réflexion

A Des lithosphères continentales qui se chevauchent

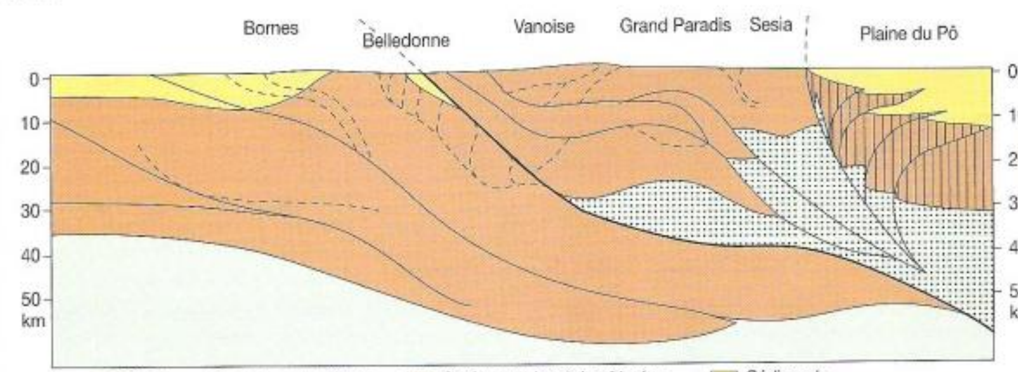
tracé du profil sismique ECORS

En provoquant des explosions ou des vibrations mécaniques en surface, les géophysiciens déclenchent la naissance d’ondes sismiques qui se propagent alors en profondeur. Si elles atteignent une interface séparant des roches aux propriétés physiques différentes, elles sont réfléchies et regagnent la surface. Ces zones, appelées réflecteurs, peuvent être par exemple des limites de strates sédimentaires ou des contacts anormaux entre des **nappes de charriage**. Une étude systématique des échos sismiques permet aux spécialistes de localiser ces différents réflecteurs et d’avoir ainsi une idée de la structure profonde de la chaîne.

Un ensemble de profils sismiques réalisés en 1986-1987 et repérés sur la *carte ci-contre* (programme « ECORS ») a permis d’obtenir une coupe nord-ouest / sud-est de la chaîne alpine (profil **a**). Le profil **b** est une interprétation synthétique de ces données.



Profil a



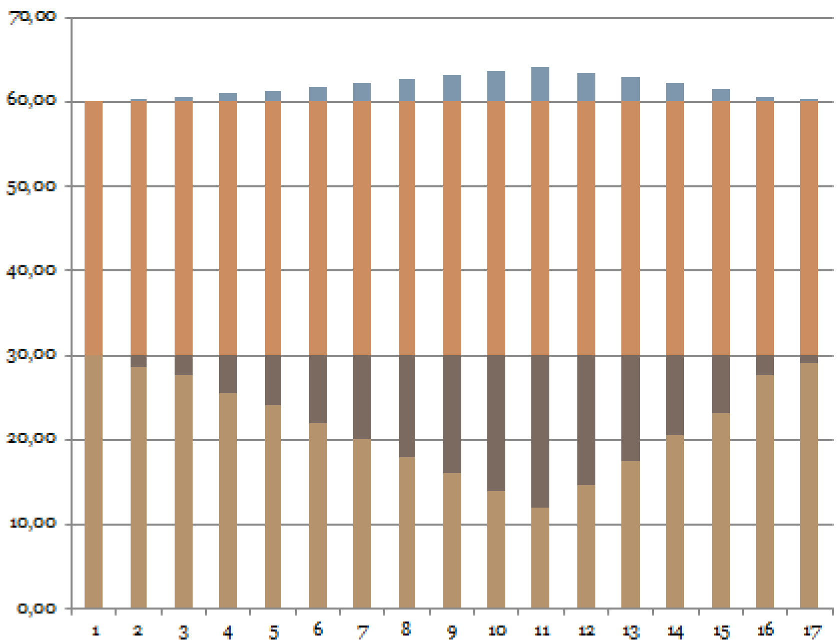
Croûte continentale européenne
Manteau supérieur européen
Croûte continentale africaine
Manteau supérieur africain
Sédiments

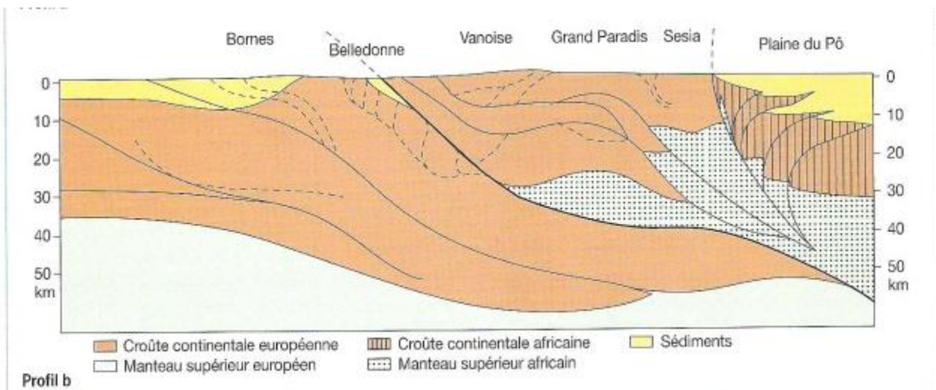
Profil b

Doc. 1 L’échographie sismique des Alpes permet de mettre en évidence les structures profondes.

D’après TS SVT Bordas ed 2012 p,176

Confrontation du modèle aux données de terrain…

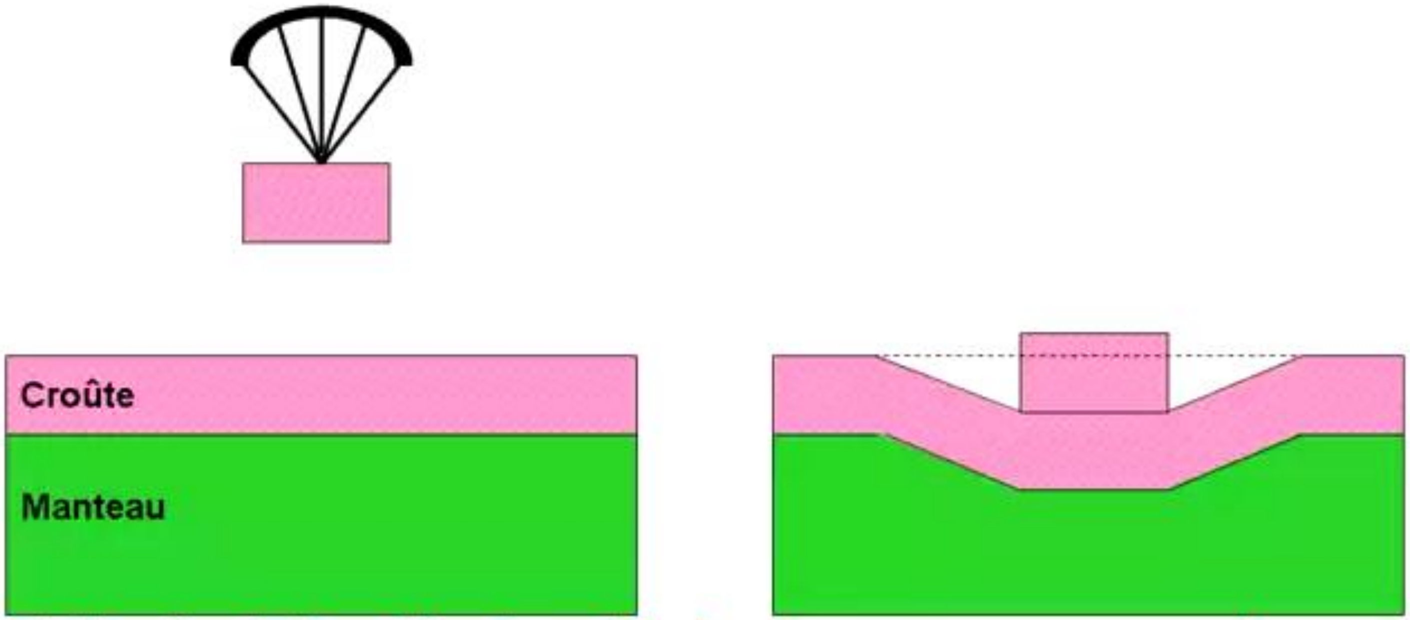




Doc. 1 L'échographie sismique des Alpes permet de mettre en évidence les structures profondes.

Sous les chaînes de montagne, il existe effectivement une racine crustale, pouvant induire une épaisseur crustale totale de 60 km. Cette racine, compense l'excès de relief en surface, par principe d'isostasie, la densité de la cc étant constante? Cependant la profondeur maximale de la racine ne correspond pas à l'altitude maximale du relief. Flexuration mise en évidence par Vening et Meinesz…

La flexuration de Vening et Meinesz



Felix Andries Vening Meinesz propose que la surface de la Terre a une certaine élasticité. L’enfoncement conséquence de la surcharge se répartit sur une surface plus grande, par « flexure » autour de la surcharge (même chose en cas de « décharge »).

✍ Traces écrites

- Près des chaînes de montagne de la croûte continentale, on enregistre des anomalies négatives de la pesanteur. Cette anomalie gravimétrique suppose l'existence en profondeur d'un déficit de masse. Cette compensation qui permet l'équilibre de la croûte continentale sur le manteau lithosphérique, et l'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère est appelé isostasie.
- Deux modèles possibles sont alors proposés pour rendre compte de l'équilibre de la croûte continentale sur le manteau lithosphérique.
- Le modèle d'Airy, propose une croûte continentale de densité faible mais uniforme, avec des reliefs positifs compensés en profondeur par des racines crustales. Le modèle de Pratt propose une densité non uniforme de la croûte continentale, avec des zones de reliefs positifs à faible densité, et des zones aux reliefs négatifs à forte densité.
- Les études de sismique réflexion, révèlent la présence d'un Moho anormalement profond sous les chaînes de montagne (par ex: >50 km sous les Alpes). Cette mise en évidence d'une racine crustale permet de valider le modèle d'Airy pour la croûte continentale.

Archimède ou Pascal à vous de choisir !

- **Allons voir chez les Grecs… et les Bretons …**
- Jean Yves Menez, sculpteur, a eu l'idée de donner vie à une légende qui raconte que des moines irlandais auraient traversé la mer dans des auges de pierre au VI^{ème} siècle.

Pour cela, il a utilisé un bloc de granite (densité du granite = 2,7) dans lequel il a sculpté une véritable embarcation de 3,5 tonnes capable de transporter une charge de 1,7 tonne !

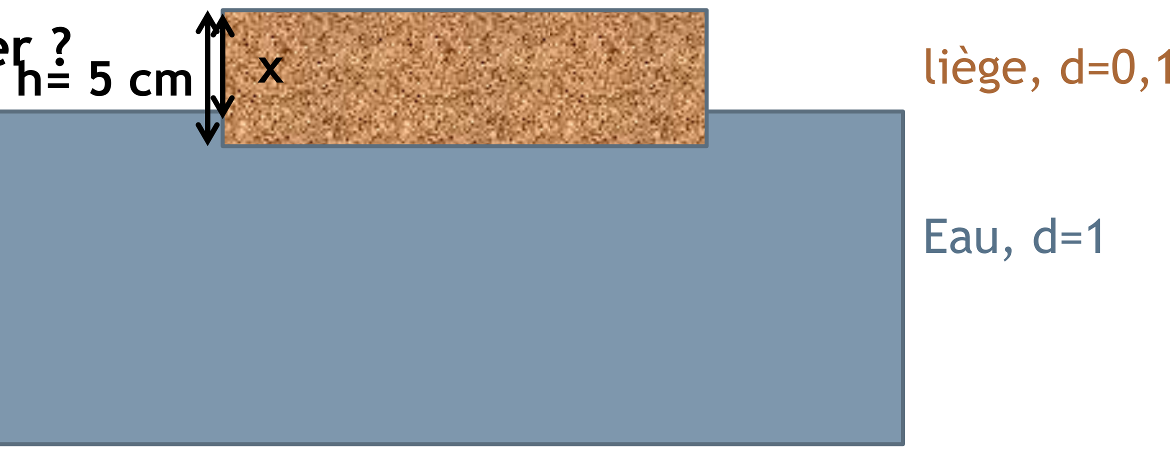
Q°1 : à quelle condition un tel bateau peut-il flotter ?

Pensez à Archimède bien sûr! Un corps est à l'équilibre (i.e. flotte) lorsque son Poids est égal à la Poussée d'Archimède. Celle-ci correspond au poids du fluide déplacé par le corps émergé. Pour qu'un tel bateau, constitué d'un élément très dense flotte, il faudra que celui-ci déplace un grand volume d'eau afin que le fluide exerce une force suffisant (=Pa) pour le maintenir en surface.

- Pour cela, il a utilisé un bloc de granite (densité du granite = 2,7) dans lequel il a sculpté une véritable embarcation de 3,5 tonnes capable de transporter une charge de 1,7 tonne !
- **Q°1 : à quelle condition un tel bateau peut-il flotter ?**
- **Le paramètre à prendre en compte pour résoudre ce calcul est la masse du bateau et donc le poids de l'embarcation, pour ainsi connaître le volume d'eau déplacé.**
- **Ce bateau flotte ssi:**
- **$(3,5 + 1,7) \times 10^3 \times g = Pa$**
- **$5,2 \times 10^3 \times g = P\ V\ g$**
- **$5,2 \times 10^3 = 10^3\ V$**
- **$\underline{V = 5,2\ m^3}$**

- **<u>Ainsi le volume d'eau déplacé par le bateau est de $5,2\ m^3$.</u>**

- Une plaque de liège de densité 0,1 et de 5 cm d’épaisseur est placée sur l’eau contenue dans un cristallisoir.
- **Q°2 : que va-t-il se passer ?**



Le liège moins dense que l’eau flotte. On peut calculer la partie émergée (x).

D’après le principe d’Archimède: $\vec{P} + \vec{Pa} = \vec{0}$

$\vec{P} = m\vec{g}$; $\vec{P} = \text{Þ}_{liège}\, V_{liège}\, \vec{g} = \text{Þ}_{liège} S_{liège} h\vec{g}$

$\vec{Pa} = -\text{Þ}_{eau}\, S_{liège}\, (h-x)\vec{g}$

$\vec{P} = -\vec{Pa}$ d’où $\text{Þ}_{liège} \cancel{S_{liège}} h\cancel{g} = \text{Þ}_{eau} \cancel{S_{liège}} (h-x)\cancel{g}$ **ce qui revient à écrire qu’à l’équilibre:**

$$\mathbf{h\, d_{liège} = (h-x)\, d_{eau}}$$

$x d_{eau} = h\,(d_{eau} - d_{liège})$

$x = 5.\,(1-0{,}1)/1$

<u>x = 4,5 cm</u>

On fixe désormais sous la plaque de liège une plaque de métal de même surface (densité du métal = 7).

- **Q°3 : que va-t-il se passer ? La plaque (métal + liège) peut flotter ou bien plonger… tout dépend de l'épaisseur de la plaque de métal…**

L'ensemble continuera de flotter si d «ensemble » = d eau

A l'équilibre:

$hd_{liège} + y\, d_{métal} = (h + y)\, d_{eau}$

$y\ (d_{métal} - d_{eau}) = h\ (d_{eau} - d_{liège})$

$y = 5x0,9/6$

<u>y = 0,75 cm</u>

$(hd_{liège} + y\, d_{métal}) = (h-x2 + y)\, d_{eau}$ soit x2deau = hdeau + ydeau –hdliège - ydmétal

x2. deau = h (deau –dliège) - y (deau- dmétal) soit x2deau = 5*(1-0,1) – 0,75*(1-7)

<u>x2 = 0 cm</u>

- **Q°4 : Faîtes le lien entre la situation qui précède (plaque de liège lestée par une plaque de métal) et ce qui se produit au niveau d'une « vieille » lithosphère océanique.**

Densité de la croûte océanique = 2.9

Densité du manteau lithosphérique rigide = 3.3

Densité du manteau asthénosphérique ductile = 3.25

Epaisseur de la croûte océanique = 5 km

Les géophysiciens ont montré que la « vitesse » à laquelle la partie lithosphérique du manteau s'épaissit en raison des pertes thermiques par conduction est donnée par la relation suivante :

Epaisseur de la partie lithosphérique du manteau (en km) = 9,2 $\sqrt{t}$ (t en millions d'années)

La lithosphère océanique subduit lors que $d_{\text{lithosphère}} > d_{\text{asthénosphère}}$

$(d_{ML} \times e_{ML} + d_{CO} \times e_{CO})/(e_{ML} + e_{CO}) > d_A$

$(d_{ML} \times e_{ML} + d_{CO} \times e_{CO}) > d_A \times (e_{ML} + e_{CO})$

$e_{ML} \times (d_{ML} - d_A) > d_A \times e_{CO} - d_{CO} \times e\ co$

$e_{ML} > (d_A \times e_{CO} - d_{CO} \times e\ co) / (d_{ML} - d_A)$

$e_L > (3{,}25 \times 5 - 2{,}9 \times 5) / (3{,}3 - 3{,}25)$

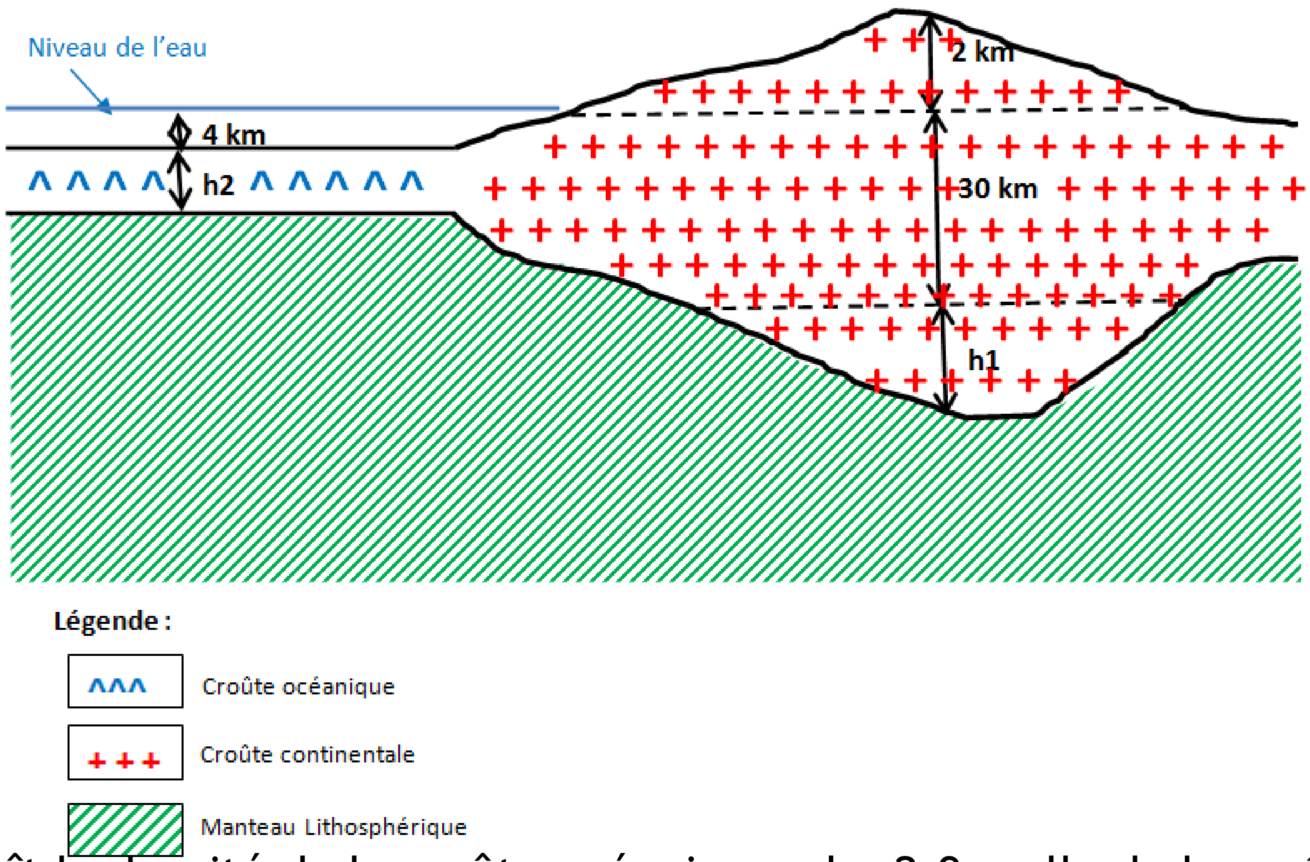
$e_L > 35$ km

Or $e_L = 9{,}2 \sqrt{t}$ d'où $t = (e_L / 9{,}2)^2$

$t = (35/9{,}2)^2$

t = 15 millions d'années!!! Si la LO peut atteindre 200 millions d'années, c'est entre autre grâce aux « flotteurs » de part et d'autre de la plaque (flotteur au niveau de la dorsale, et flotteur au niveau des marges passives)

Utiliser Pascal et le principe d'isostasie



On connaît la densité de la croûte océanique, d_{co}=2,9, celle de la croûte continentale, d_{cc}=2,7, de l'eau d_{eau}=1 et du manteau lithosphérique, d_{ML}= 3,3. Par principe d'isostasie, en supposant la croûte continentale et la croûte océanique à l'équilibre, trouver l'épaisseur de la racine crustale dans le cas d'une chaîne de montagne de 2km de hauteur, ainsi que l'épaisseur de la croûte océanique.

Par principe d'isostasie, les colonnes A, et B étant à l'équilibre, on peut écrire :

$30 x d_{cc} + h1 x d_{ML} = (2 + 30 + h1) x d_{cc}$

En isolant l'inconnue h1 :

$h1 \, x d_{ML} - h1 x d_{cc} = 32 x d_{cc} - 30 x d_{cc}$

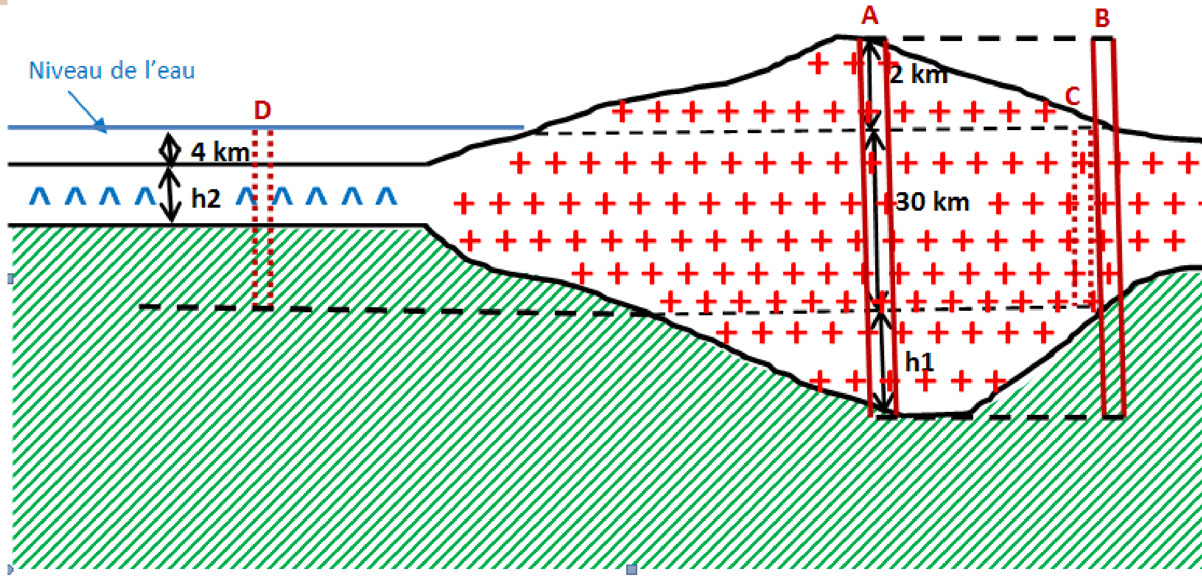
$h1 x \, (d_{ML} - d_{cc}) = 2 x d_{cc}$

$h1 = (2 d_{cc}) / (d_{ML} - d_{cc})$

A.N. : $h1 = (2x2.7)/(3.3-2.7)$

$h1 = 5.4/0.6$

h1= 9 km



Ainsi une montagne de 2km de hauteur est compensée en profondeur par une racine crustale de 9 km d'épaisseur.

Les colonnes C et D étant à l'équilibre, par principe d'isostasie :

$30 x d_{cc} = 4 x d_{eau} + h2 x d_{co} + (30-4-h2) x d_{ML}$

En isolant l'inconnue h2 :

$h2 x d_{ML} - h2 d_{co} = - 30 x d_{cc} + 4 x d_{eau} + 26 x d_{ML}$

$h2 \, x(d_{ML} - d_{co}) = 26 d_{ML} + 4 d_{eau} - 30 \, x d_{cc}$

A.N. $h2 \, (3.3 - 2.9) = 26x3.3 + 4 - 30x2.7$

$h2 = 8.8/0.4$

h2 = 22 km

Dans le cas d'une croûte continentale de densité 2.7 et d'épaisseur 30 km à l'équilibre sur le manteau lithosphérique, la croûte océanique de densité 2.9 possède une épaisseur de 22 km (cette valeur est très élevée, par rapport à la valeur moyenne de 10km). Dans le cas de la LO, c'est davantage le modèle de Pratt qui s'applique…

Bilan

- La lithosphère océanique et continentale n'atteignent pas les mêmes âges car elles n'ont pas la même densité. En effet, la densité d'une lithosphère est une moyenne pondérée de la densité de sa croûte et de son manteau lithosphérique. Or la densité de la co est plus élevée que celle de la cc. De plus, l'épaisseur de la cc est bien plus grande que celle de laco, ce qui induit qu'une lithosphère continentale sera moins dense qu'une lithosphère océanique. Avec l'âge, le manteau de la LO s'épaissit induisant alors une augmentation globale de sa densité. Elle finit par devenir plus lourde que l'asthénosphère sous-jacente. Quant à la LC, si elle atteint des âges >4Ga, ceci s'explique par une densité faible qui réduit sa subduction. Dans le cas de mouvements de convergence, deux LC entreront alors en collision, induisant leur épaississement.

Pour aller plus loin :

L'activité 1 ne répond que partiellement au problème posé. En effet, au travers de cette activité vous avez focalisé votre étude sur la croûte continentale et non sur la lithosphère continentale qui repose sur l'asthénosphère sous-jacente.

Pourrait-on imaginer qu'une lithosphère continentale subduise ?

Pour le savoir, en appliquant le principe d'isostasie au modèle d'Airy, chercher l'épaisseur totale de lithosphère continentale qu'il faudrait pour que celle-ci plonge dans l'asthénosphère sous-jacente.

On prendre une croûte continentale de 30m d'épaisseur et les valeurs de densité suivantes : $d_{cc} = 2.7$; $d_{ML} = 3.3$; $d_{MA} = 3.25$

$(e_{cc} \times d_{cc} + e_{ML} \times d_{ML}) / (e_{cc} + e_{ML}) > d_{MA}$

$(e_{cc} \times d_{cc} + e_{ML} \times d_{ML}) > d_{MA} \times (e_{cc} + e_{ML})$

$e_{ML} \times d_{ML} - d_{MA} \times e_{ML} > d_{MA} \times e_{cc} - e_{cc} \times d_{cc}$

$e_{ML} \times (d_{ML} - d_{MA}) > e_{cc} \times (d_{MA} - d_{cc})$

A.N.

$e_{ML} \times (3.3 - 3.25) > 30 \times (3.25 - 2.7)$

$e_{ML} > 30 \times (0.55)/0.05$

$e_{ML} > 330$ **km!!!**

Soit une épaisseur de lithosphère continentale supérieure à 360 km (330 + 30) ! C'est impossible.

Pour aller plus loin :

Effectuer alors le même raisonnement, pour connaître l'épaisseur d'une lithosphère océanique nécessaire à sa subduction dans l'asthénosphère. On prendre les mêmes valeurs que précédemment, et on choisira une épaisseur crustale de 10 km avec une densité d_{CO} de 2.9.

$(e_{co} x d_{co} + e_{ML} x d_{ML}) / (e_{co} + e_{ML}) > d_{MA}$

$(e_{co} x d_{co} + e_{ML} x d_{ML}) > d_{MA} x (e_{co} + e_{ML})$

$e_{ML} x d_{ML} - d_{MA} x e_{ML} > d_{MA} x e_{co} - e_{co} x d_{co}$

$e_{ML} x (d_{ML} - d_{MA}) > e_{co} x (d_{MA} - d_{co})$

A.N.

$e_{ML} x (3.3 - 3.25) > 10 x (3.25 - 2.9)$

$e_{ML} > 10 x (0.35)/0.05$

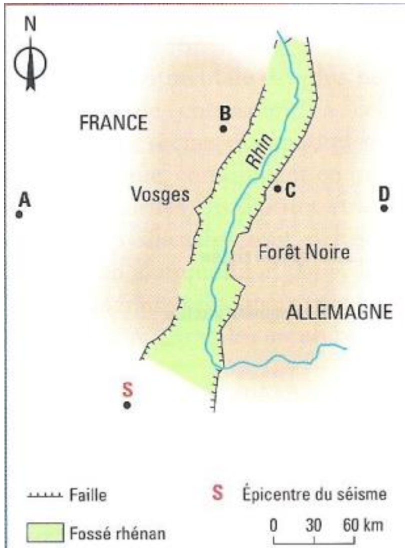
$e_{ML} > 70$ km

Soit une épaisseur de lithosphère océanique supérieure à 80 km (70 + 10) ! On comprend pourquoi la lithosphère océanique ne peut dépasser 200 Millions d'années. En effet, son manteau lithosphérique s'épaississant au cours du temps, au détriment du manteau asthénosphérique, cette lithosphère océanique devient plus dense que l'asthénosphère sous-jacente et alors subduit.

Pour aller plus loin : Profondeur du Moho sous un fossé (relief négatif)

Vous avez vu que le modèle de Airy appliqué à la croûte continentale, explique qu'un relief positif induit en profondeur une compensation par l'existence d'une racine crustale. Qu'en est-il dans le cas de reliefs négatifs ?

Pour le savoir, répondez aux questions du document suivant.



Doc. 1. Localisation de l'épicentre du séisme et des stations d'enregistrement.

La profondeur de la discontinuité de Mohorovicic

Les ondes issues d'un séisme survenu en Alsace sont enregistrées par différentes stations (**doc. 1**). On dispose ainsi du temps de parcours des ondes P réfléchies jusqu'à chacune de ces stations (**doc. 2**). Le foyer de ce séisme est superficiel.

À partir de l'exploitation des documents proposés, montrez qu'il existe des variations locales de la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic. Le milieu traversé étant supposé homogène, on pourra considérer la vitesse des ondes P comme constante et égale à 6,25 $km.s^{-1}$.

Station	Distance à l'épicentre (km)	Temps de trajet des ondes P réfléchies (s)
A	177,2	29,6
B	234,5	38,3
C	208,7	34,2
D	374,9	60,7

Doc. 2. Temps de parcours des ondes P réfléchies jusqu'aux stations d'enregistrement.

D'après 1S SVT Belin, ed.2005, p34

Conseils

Mobiliser ses connaissances

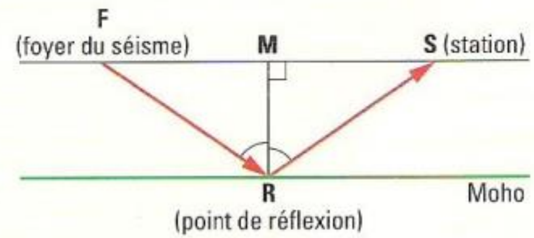
• Expliquer pourquoi le Moho est une surface de discontinuité en profondeur et comment elle dévie la trajectoire des ondes.

Raisonner

• En considérant la faible distance entre les différents points et le caractère superficiel du séisme, construire un schéma selon les lois de l'optique, qui montre à la fois le trajet des ondes P directes et celui des ondes P réfléchies par le Moho.
• À partir du tableau et de la vitesse des ondes P, calculer la distance parcourue par les ondes P réfléchies.
• Utiliser un théorème mathématique simple pour calculer la profondeur du Moho pour les stations considérées.
• Comparer ces profondeurs.

Solution

• Le Moho représente une surface de discontinuité sous la croûte, qui réfléchit les ondes et/ou les réfracte.
• Le foyer du séisme étant superficiel, on peut considérer qu'il se confond pratiquement avec l'épicentre. Le trajet des ondes P réfléchies est alors donné par le **schéma a**.



a. Le trajet des ondes P réfléchies.

• La distance FR+RS parcourue par l'onde réfléchie est calculée grâce à la formule mathématique : $d = v \times t$ (**tableau a**).

a Station	Distance parcourue par les ondes P réfléchies pour chaque station (km)
A	185,0
B	239,4
C	213,8
D	379,4

• Sur le schéma a, on voit qu'il existe un triangle rectangle FMR dont :
– le côté FM représente la moitié de la distance à l'épicentre ;
– le côté FR représente la moitié de la distance parcourue par les ondes P réfléchies calculée précédemment ;
– le côté MR représente la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic que l'on veut calculer.

b Station	FR	FM	MR = profondeur du Moho (km)
A	92,5	88,6	26,5
B	119,7	117,3	24,0
C	106,9	104,4	23,0
D	189,7	187,5	29,0

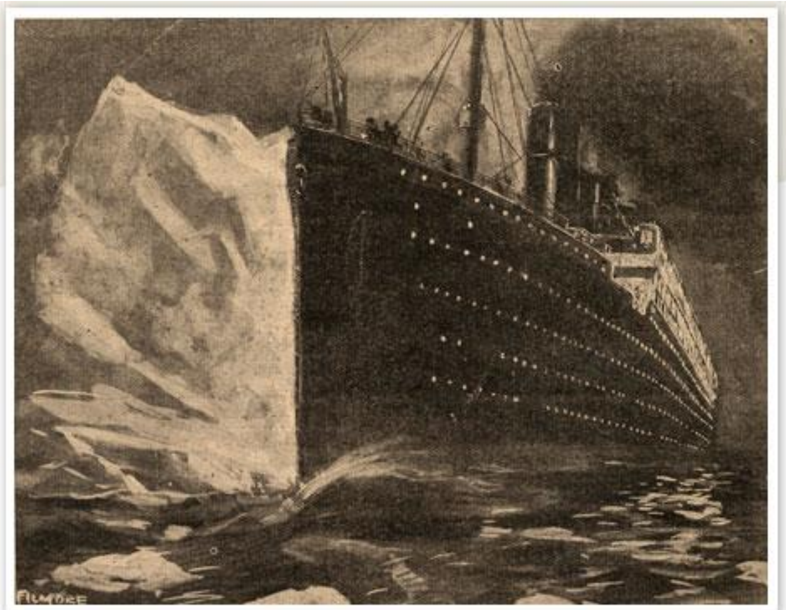
Selon le théorème de Pythagore, on peut écrire que : $FR^2 = FM^2 + MR^2$. On en déduit que $MR = \sqrt{(FR^2 - FM^2)}$ **(tableau b)**.
• Ces résultats montrent que, au sein de la croûte continentale, la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic varie de façon non négligeable.

✍ Traces écrites

- En appliquant le principe d'isostasie non pas à la croûte mais à la lithosphère continentale et océanique; on comprend:

- La lithosphère continentale, quelle que soit l'épaisseur de la CC, est de densité toujours inférieure à celle de l'asthénosphère, **elle reste en équilibre sur l'asthénosphère**. Une possible subduction de la LC demande des forces de compression de grandes ampleurs.

- La lithosphère océanique, du fait d'une densité plus élevée de la co par rapport à la cc (2,9>2,7), voit sa densité totale rapidement augmenter au fur et à mesure de l'enfoncement de l'isotherme 1300)C (du fait de l'éloignement de la dorsale). Ainsi, au bout d'un certain âge, la LO trop dense, finit par subduire dans l'asthénosphère sous-jacente, ce qui explique qu'on ne trouve pas à la surface du globe terrestre de LO plus âgée que 200 Ma.



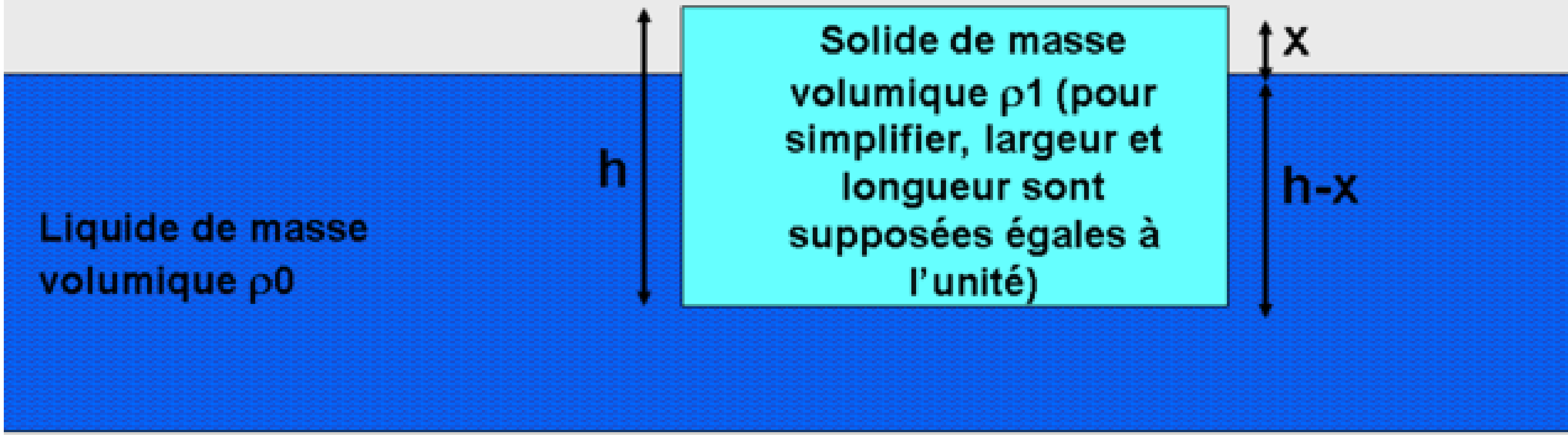
1912, naufrage du Titanic

Premier personnage de cette histoire : Archimède (287 - 212 avant JC).

Que signifie cette célèbre phrase d'Archimède ?

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

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



Poids de l'objet (force vers le bas) : $P = m.g = \rho 1.V.g = \rho 1.h.g$

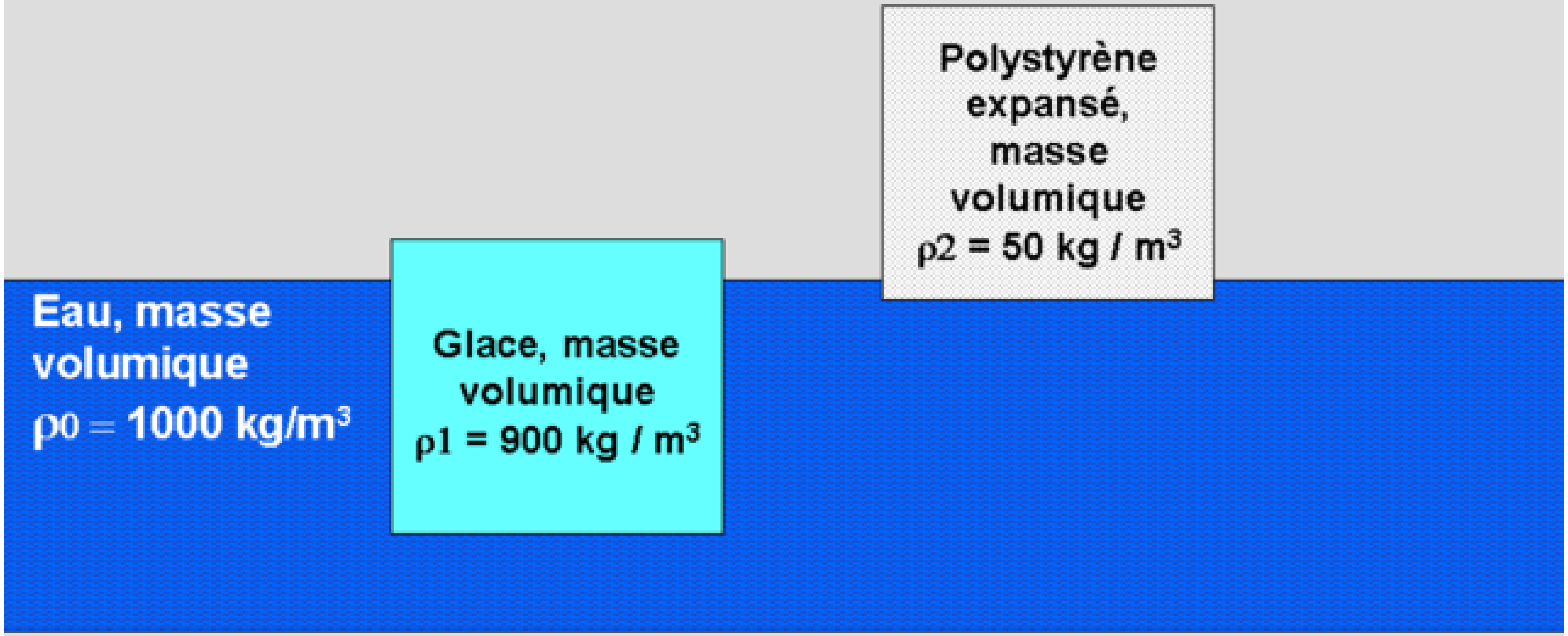
Poussée d'Archimède (force vers le haut) : $Pa = \rho 0.(h-x).g$

Equilibre si $P = Pa$

$\rho 1.h.g = \rho 0.(h-x).g$ ➡ $\boxed{x = h.(\rho 0 - \rho 1) / \rho 0}$

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Que signifie cette formule $x = h.(\rho 0-\rho 1) / \rho 0$?



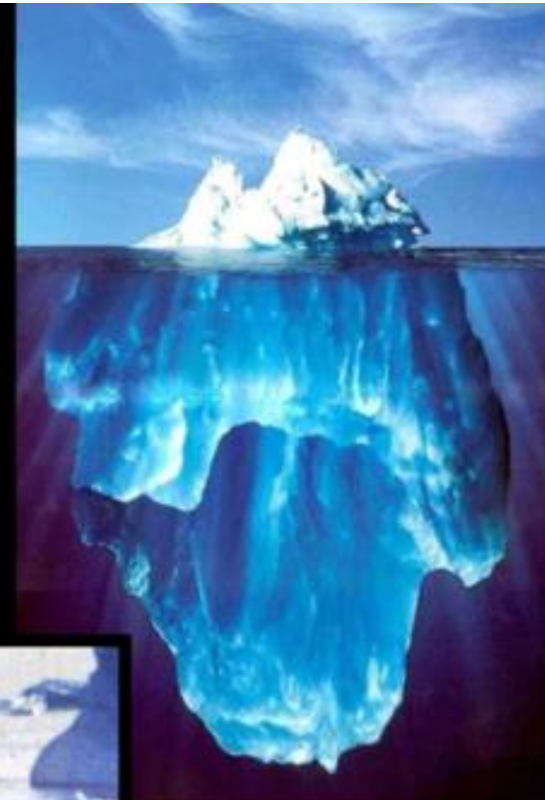
Un iceberg dépasse de h . (1000 - 900) / 1000 = h . 1/10
Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

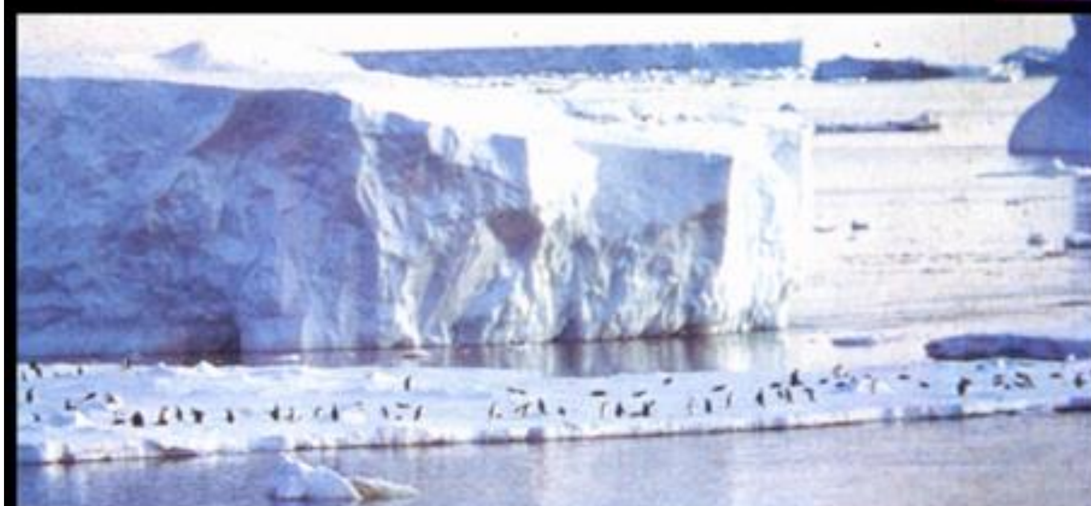
Un bloc de polystyrène dépasse de h . (1000 – 50) / 1000 = h . 95/100
Un bloc de polystyrène dépasse de 95% de son épaisseur.

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

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Avec la hauteur de la partie émergée de l'iceberg ou de la banquise, on peut connaître la hauteur totale de la glace, de ce qu'on peut appeler la racine de l'iceberg (ou de la banquise).



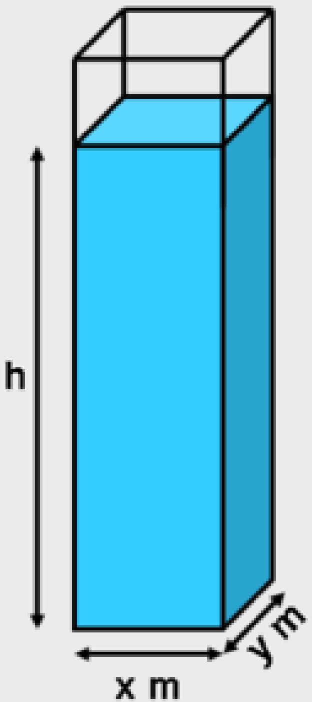


http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Deuxième personnage : un grand Auvergnat, Blaise Pascal (1623, 1662) et son théorème sur « l'équilibre des liqueurs » (on dit maintenant principe de l'hydrostatique).

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

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 :

$P = h \cdot S \cdot \rho \cdot g / S = h \cdot \rho \cdot g$

$$\boxed{P = \rho g h}$$

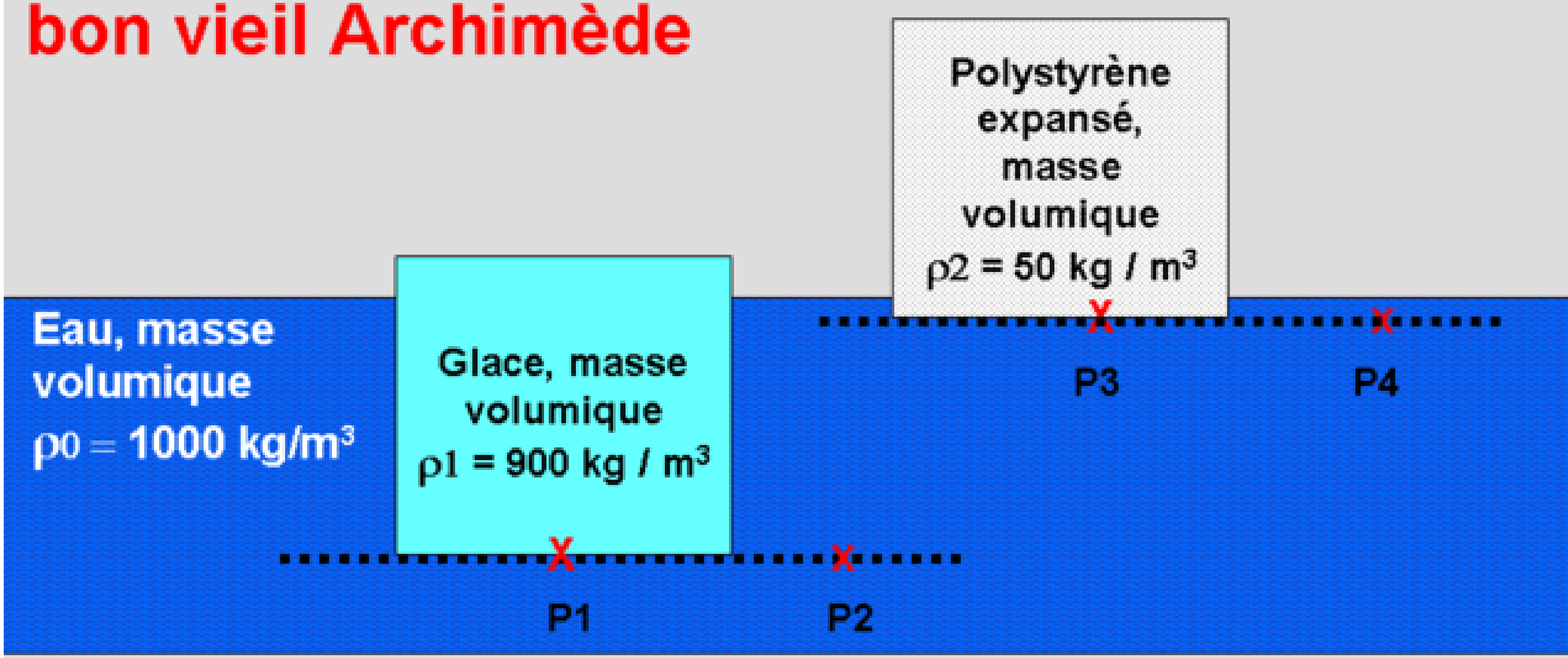
Application numérique :

1 km (1000 m) d'eau (ρ = 1000 kg/m^3) sur Terre (g ~ 10 m/s^2) applique une pression de :
1000 x 1000 x 10 = 10^7 Pa = 0,1 kb ~ 100 atmosphères.

1 km de roches (ρ ~ 3000 kg/m^3) applique une pression de :
3.10^7 Pa = 0,3 kb ~ 300 atmosphères.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Et ça permet de retrouver ce qu'avait dit ce bon vieil Archimède



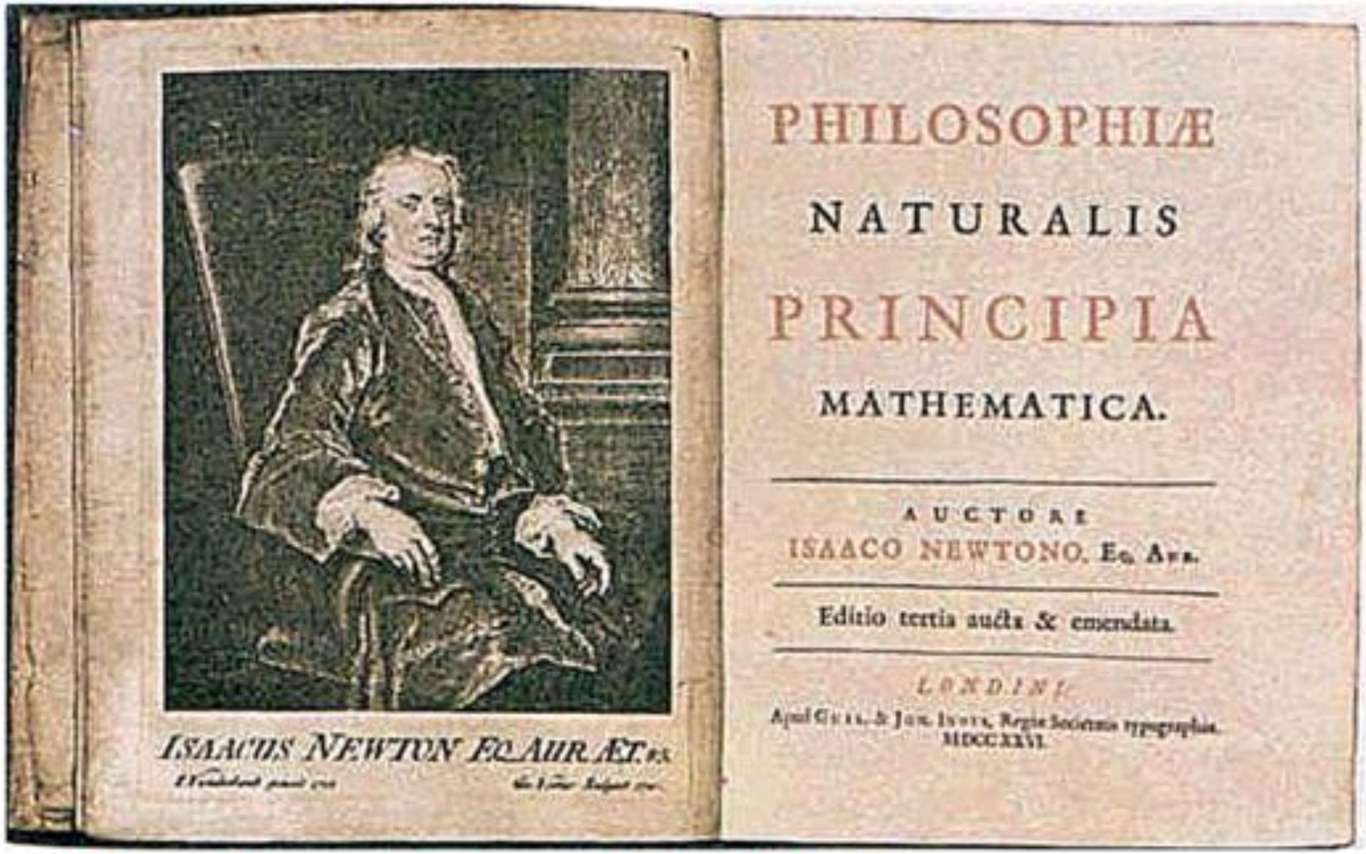
P1 = P2 → h . 900 = (h-x) 1000 → x = h (100 / 1000)
Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

P3 = P4 → h . 50 = (h – x) . 1000 → x = h (950 / 1000)
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 grâce à Archimède ou Pascal.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Troisième personnage :
Isaac Newton (1643 -1727).



Isaac Newton a formalisé la force gravitationnelle et le champ de pesanteur.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

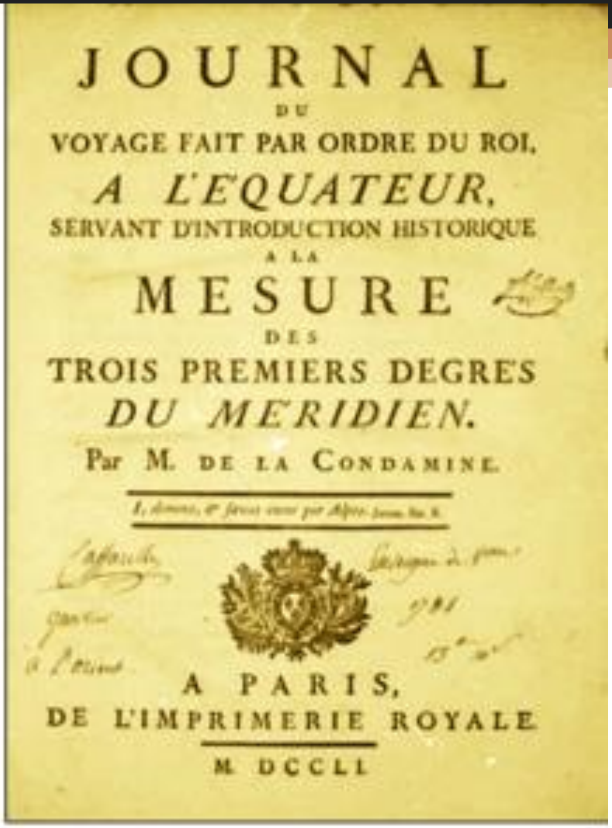
La force créée entre elles par 2 masses M et M' séparées d'une distance d est égale à : $\boxed{F = G \cdot M \cdot M' / d^2}$
avec G = constante de gravitation universelle
$= 6{,}67 \cdot 10^{-11}\ m^3\ kg^{-1}\ s^{-2}$

Le champ de pesanteur g créé par une masse ponctuelle (ou sphérique) de masse M à une distance d est égal à :
$\boxed{g = G \cdot M / d^2}$

Il a calculé que la surface de la Terre (supposée fluide), dont la surface de la mer devait être une bonne approximation, devait avoir la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

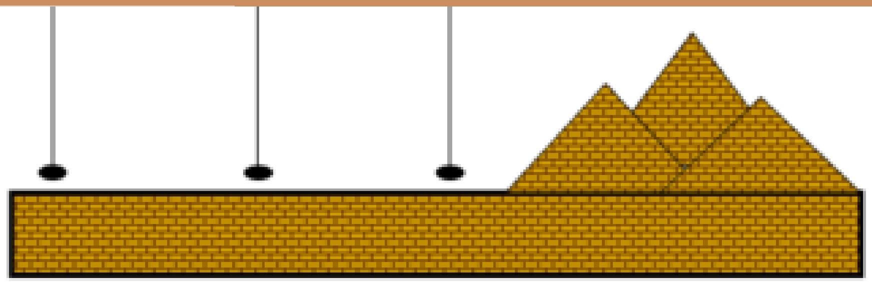
Quatrième personnage donc : Pierre Bouguer (1698 – 1758)


JOURNAL
DU
VOYAGE FAIT PAR ORDRE DU ROI,
A L'EQUATEUR,
SERVANT D'INTRODUCTION HISTORIQUE
A LA
MESURE
DES
TROIS PREMIERS DEGRES
DU MERIDIEN.
Par M. DE LA CONDAMINE.

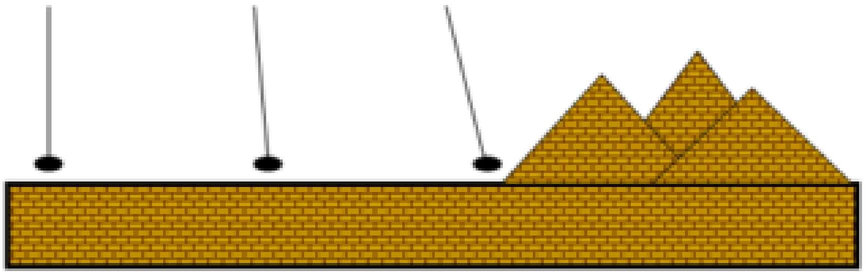
A PARIS,
DE L'IMPRIMERIE ROYALE
M. DCCLI

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

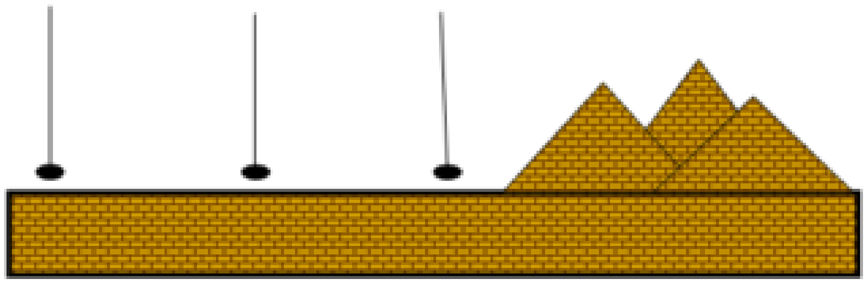
Pour que ses mesures géodésiques soient « irréprochables », Bouguer avait besoin d'avoir une grande précision sur la verticale. Or, si Newton avait raison, la cordillère des Andes devait dévier le fil à plomb. Il vérifie cela avec l'astronomie.



Position des fils à plomb si les masses ne s'attirent pas (Newton aurait tort)

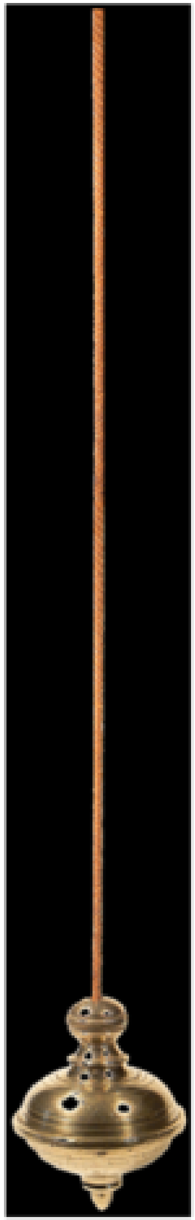


Position des fils à plomb si les masses s'attirent (Newton aurait raison)



Bouguer constate que les Andes … n'attirent presque pas le fil à plomb.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

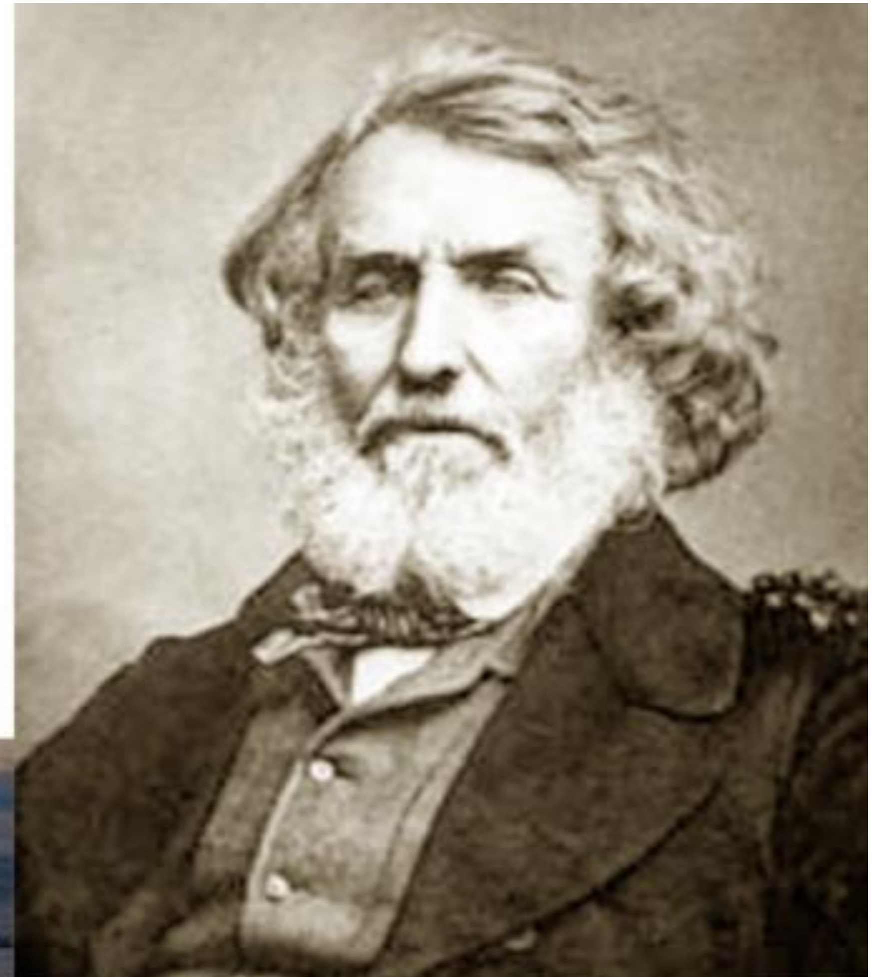


Les Andes ne dévient (presque) pas les fils à plomb, comme si ces montagnes n’avaient pas de masse ! Bouguer ne comprend pas. Mais comme ça simplifie ses mesures, il ne cherche pas à comprendre plus que ça ! Et on a oublié ce problème pendant des décennies.

Mais quand on a compris 150 ans plus tard, on a donné le nom <u>d’*anomalie de Bouguer*</u> à une conséquence physique de ce qu’avait observé Bouguer.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Cinquième personnage : George Everest (1790 – 1866), qui a redécouvert près d'un siècle plus tard ce qu'avait trouvé Bouguer :



L'Himalaya lui non plus ne dévie le fil à plomb.

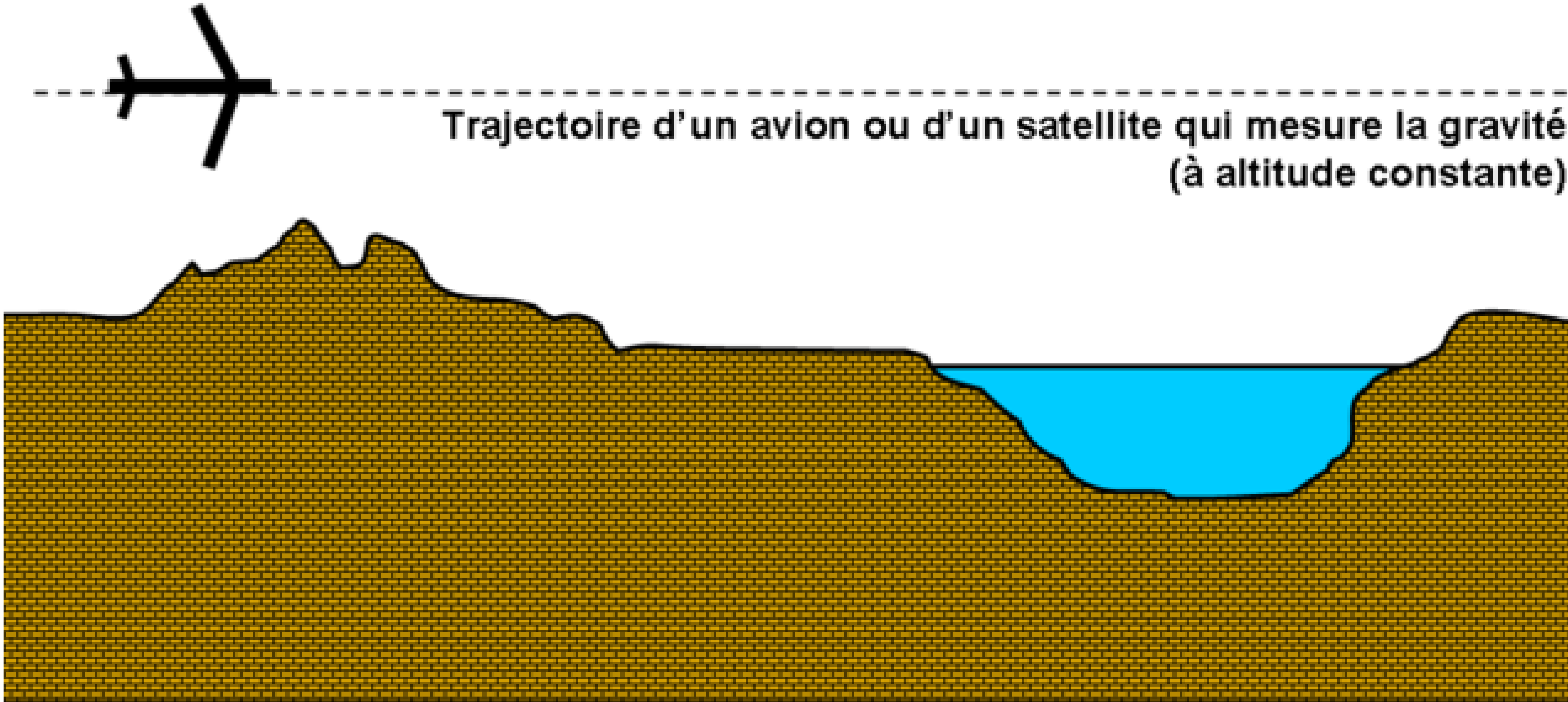
http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Au milieu du XIXème siècle, on connaît la masse volumique de la Terre : 5520 kg/m³. Comme les roches superficielles sont moins denses (de 2500 à 3000 kg/m³), on déduit donc qu'il y a une « croûte » peu dense posée sur un intérieur plus dense.

L'expansion coloniale fait qu'on commence aussi à mesurer la gravité un peu partout sur terre et sur mer. Une fois corrigés les effets de l'altitude et de la latitude (distance au centre de la Terre), on s'aperçoit que :

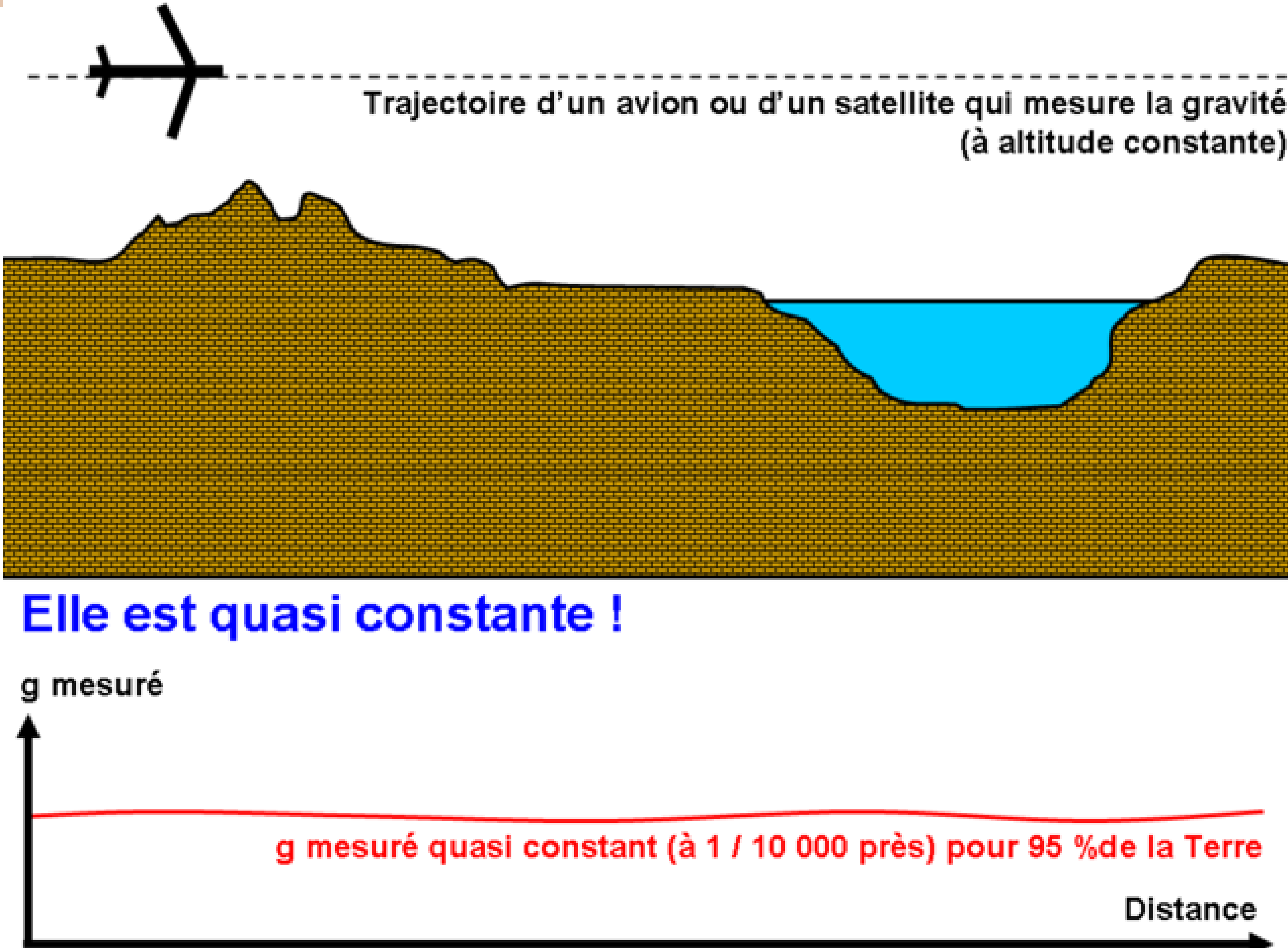
LA GRAVITE EST APPROXIMATIVEMENT CONSTANTE À LA SURFACE DU GLOBE .

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf



Comment varie la gravité mesurée à une altitude constante au-dessus de la surface de la Terre, qui présente des montagnes et des océans ?

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf



http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

George Biddel Airy (1801 – 1892)

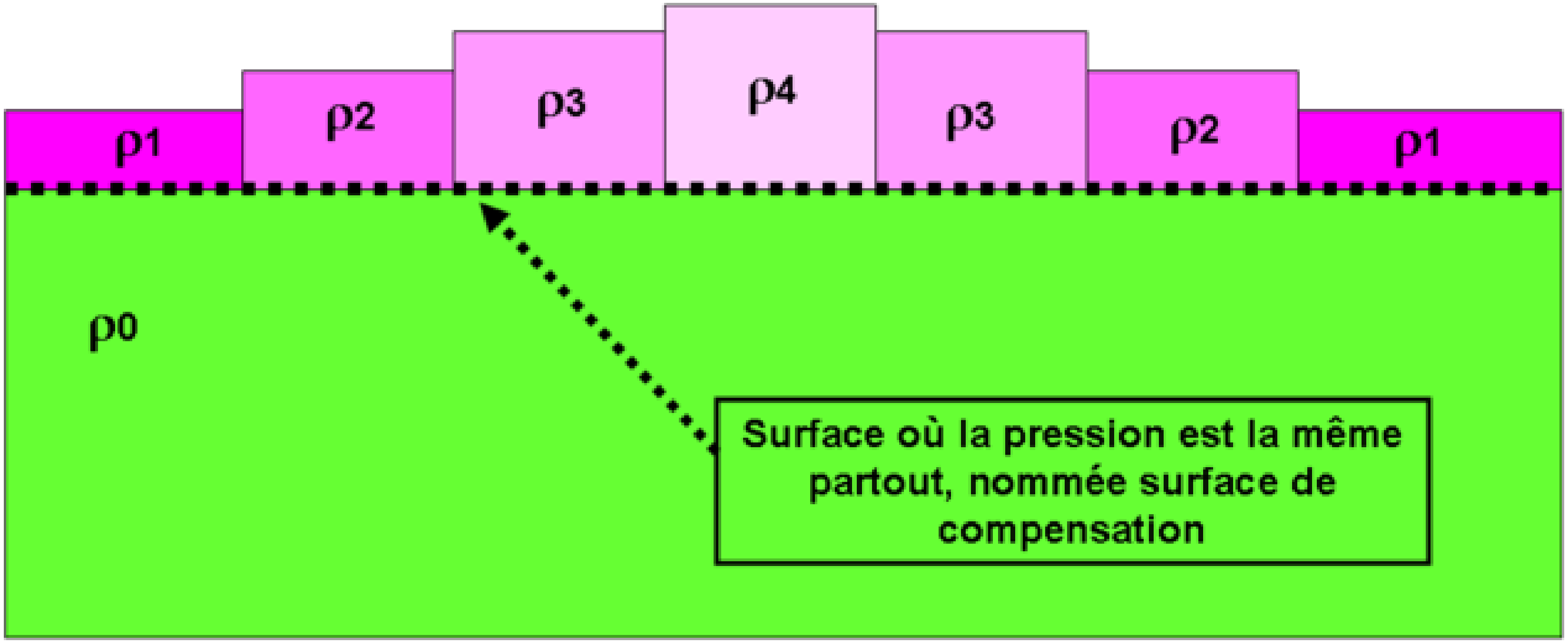
John Henry Pratt (1809 – 1871)

C'est là qu'interviennent les sixième et septième personnages, Airy et Pratt, en appliquant à la Terre les deux solutions qui précédent.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Le modèle de Pratt :

la masse de chaque « élément » rose est la même car les densités sont différentes. Les éléments denses sont minces, les éléments peu denses épais. La différence de topographie ne s'accompagne pas de différence de masse, donc la gravité est quasi constante.

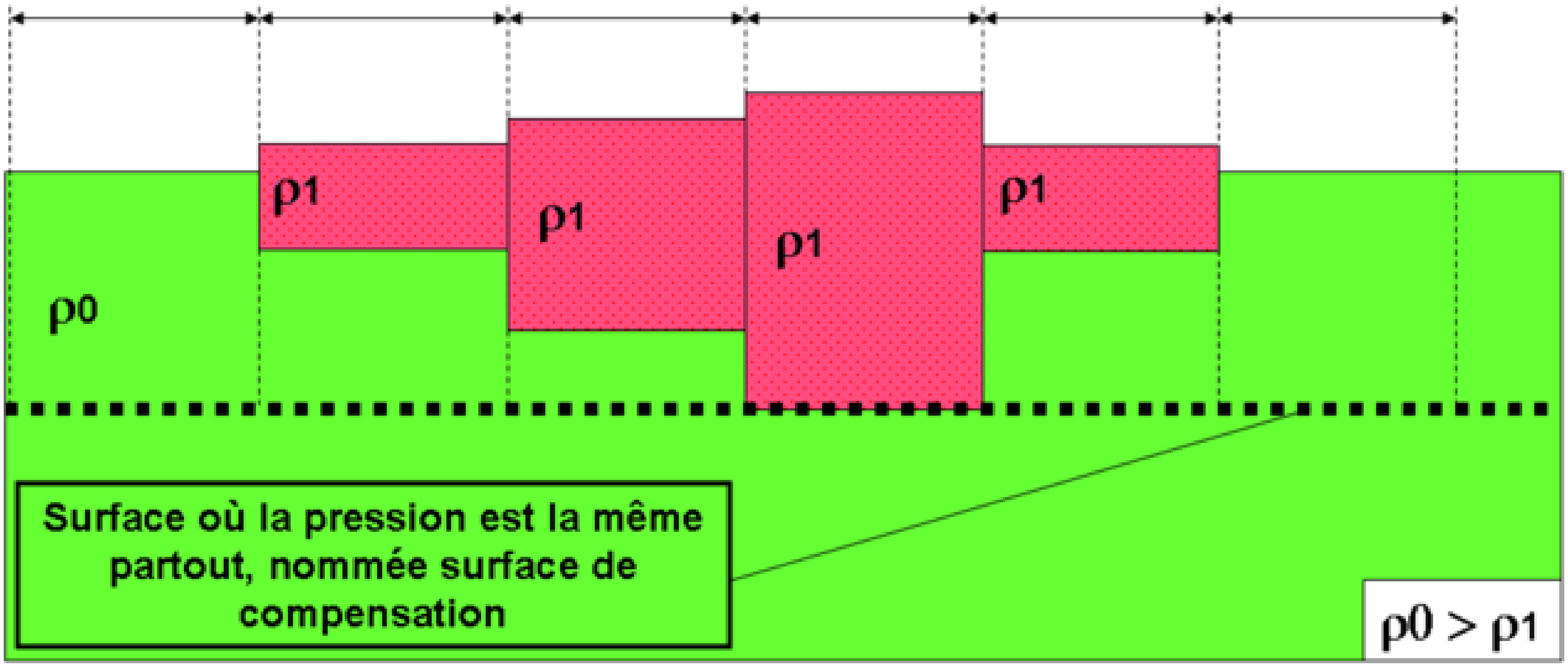


$\rho 0 > \rho 1 > \rho 2 > \rho 3 > \rho 4$

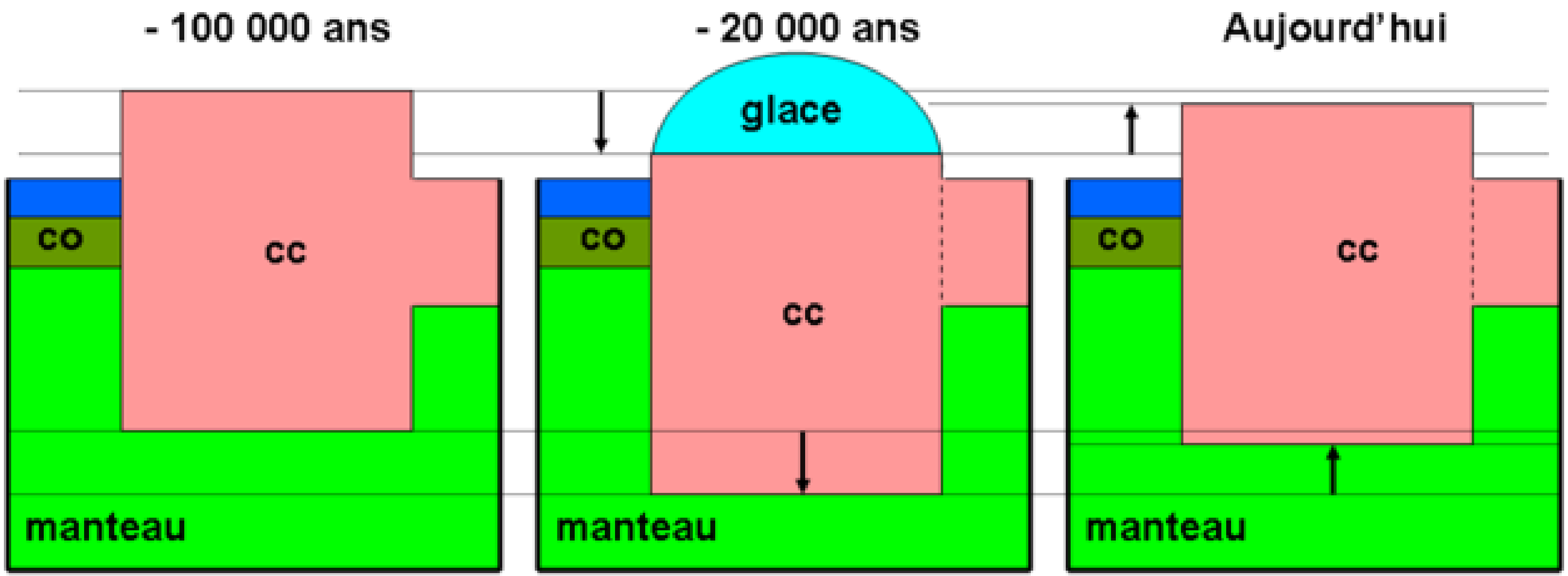
http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

Le modèle de Airy :

la masse volumique de chaque « élément » rose est la même, inférieure celle de la couche verte. Les éléments minces ont un sommet à basse altitude ; les éléments épais ont un sommet élevé. La masse de chaque « colonne » est la même. La différence de topographie ne s'accompagne pas de différence de masse, donc la gravité est quasi constante.



http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

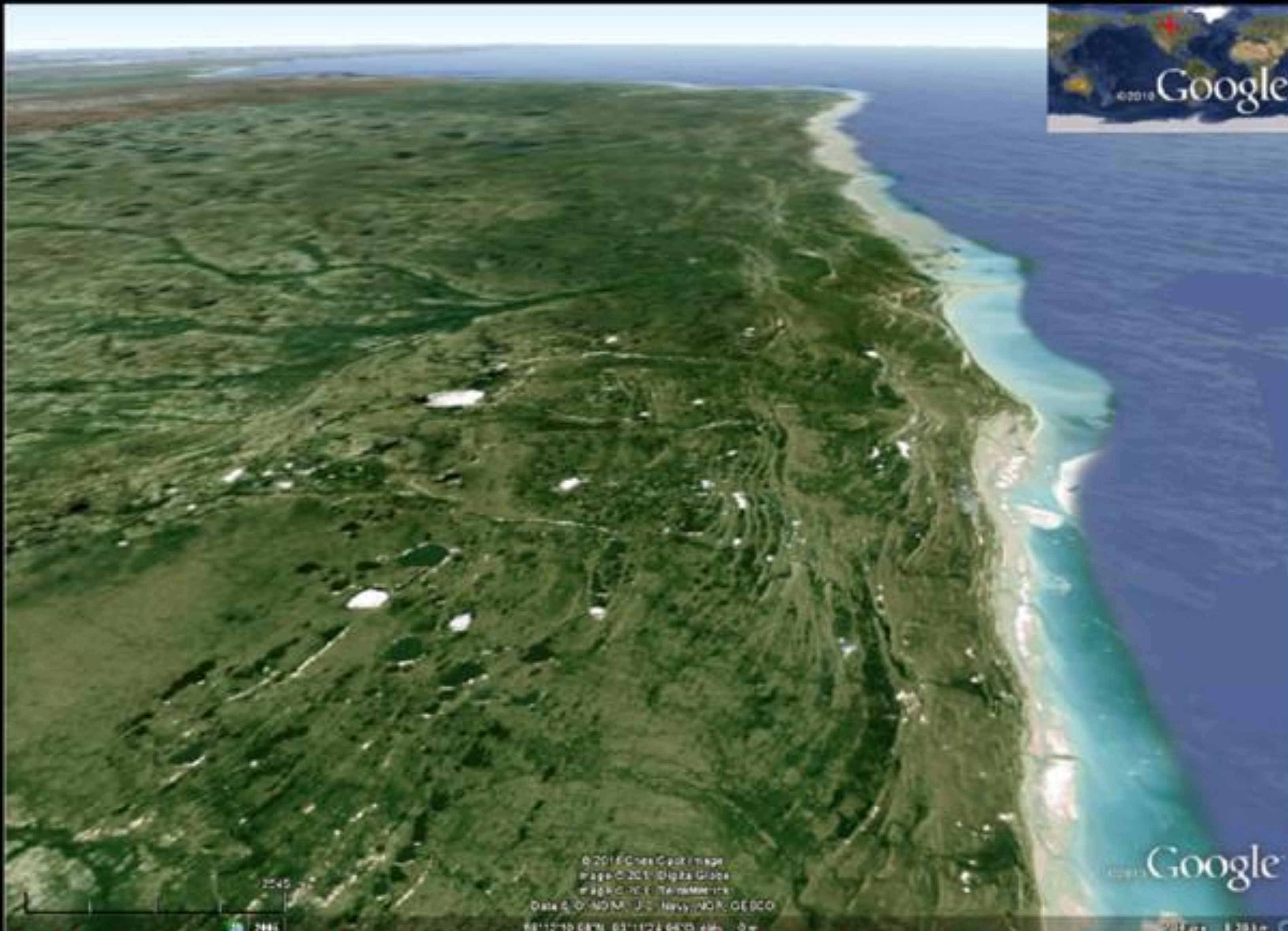


Si des glaciers « chargent » un continent (la Scandinavie, le Canada ...), il s'enfonce. Quand les glaciers fondent, il remonte. Avec des arguments géologiques, on voit que l'établissement du nouvel équilibre se fait en quelques dizaines de milliers d'années (ce qui est géologiquement « instantané »). Depuis 18 000 ans (fonte des glaciers), le Canada a déjà fait les 3/4 de sa « remontée ».

Ca permet de calculer la viscosité du manteau :

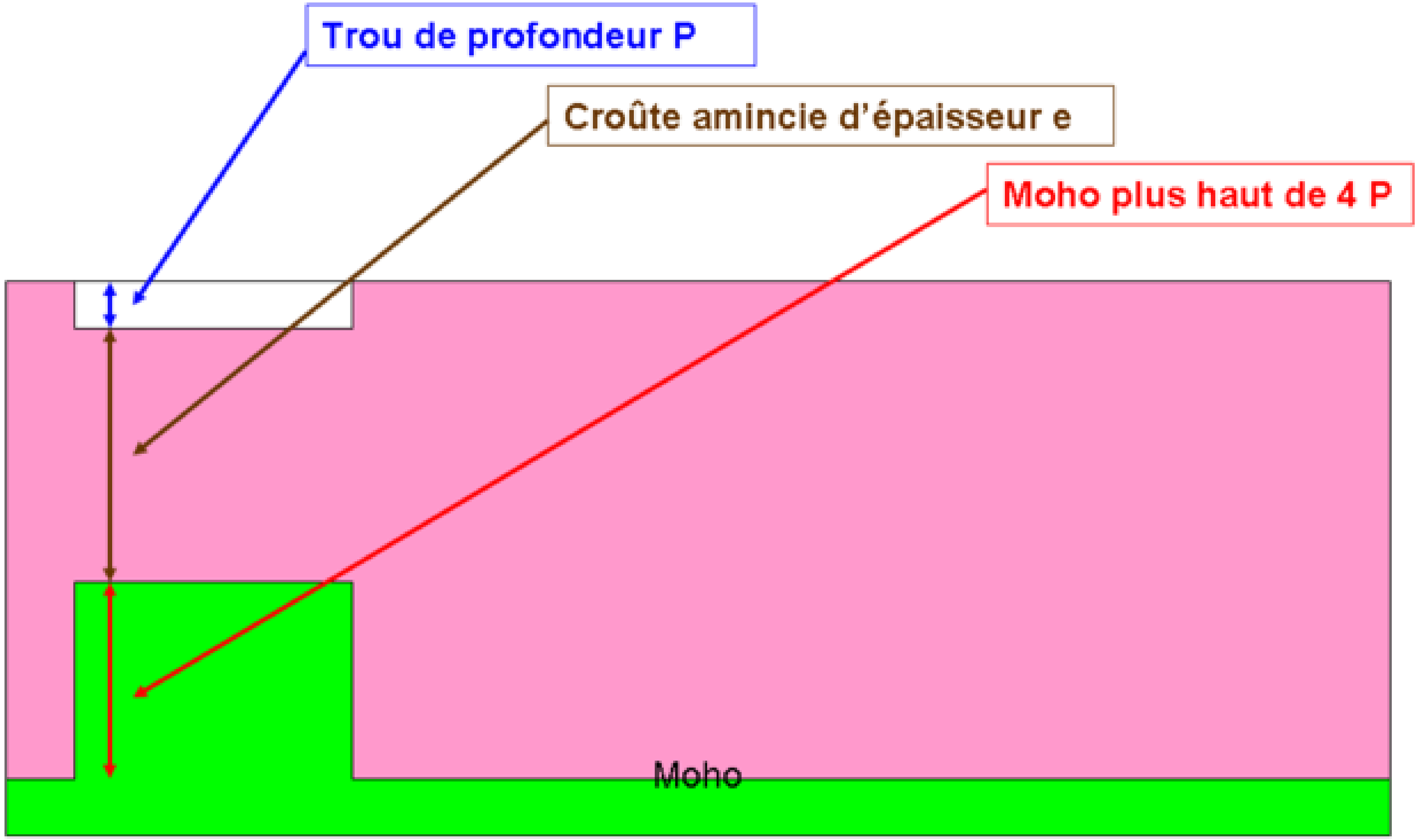
$\nu = 10^{18 \text{ à } 20}$ Pa.s (10^{22} fois plus visqueux que de l'eau).

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

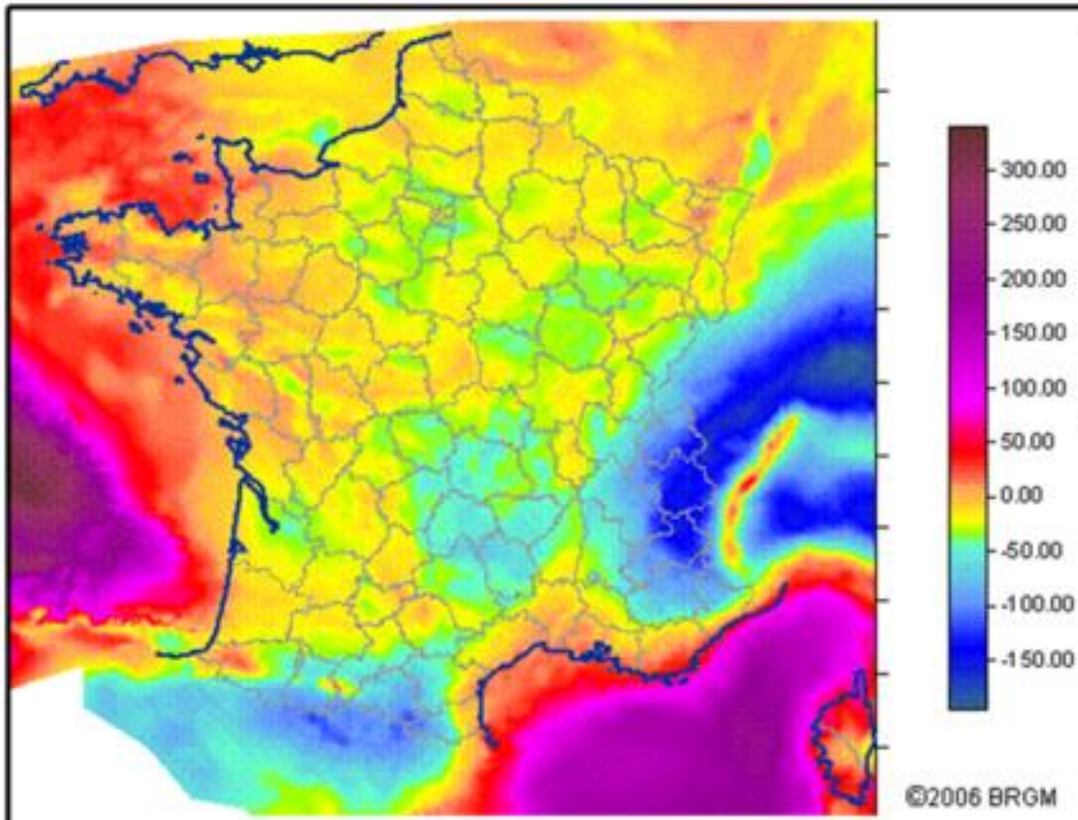


Plages soulevées en baie d'Hudson (Canada)

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf



http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf



Si la gravité (corrigée de effets d'altitude) est quasi constante, l'anomalie de Bouguer peut être importante.

Carte des anomalies de Bouguer en France métropolitaine. Unité : le milligal (mgal), avec 1 mgal = 10^{-5} m.s^{-2} ~ 10^{-6} g terrestre

L'anomalie de Bouguer indique donc 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.

http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf