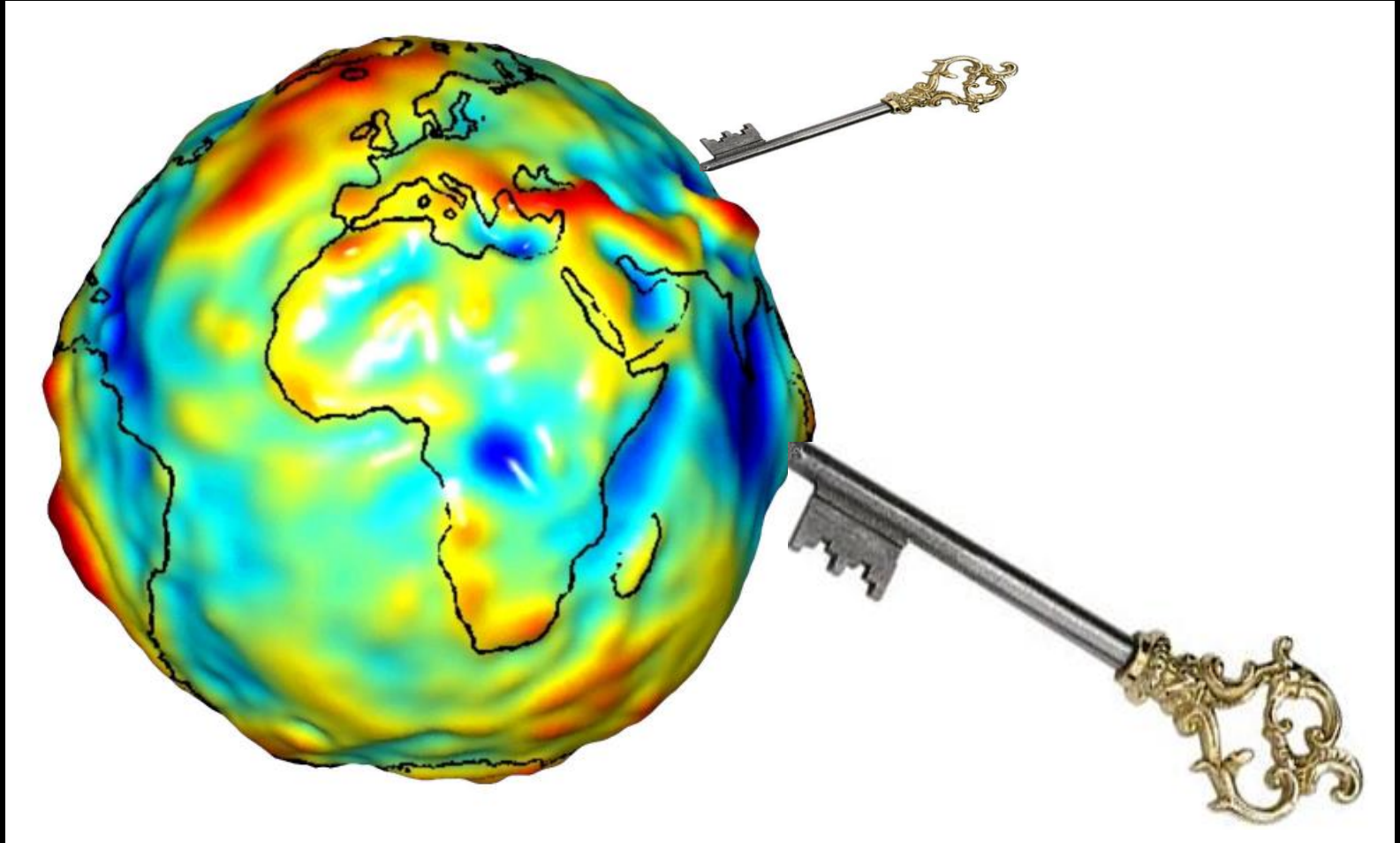


Pesanteur et gravimétrie, deux vieilles clés pour comprendre le fonctionnement de la Terre, vieilles mais indispensables.



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



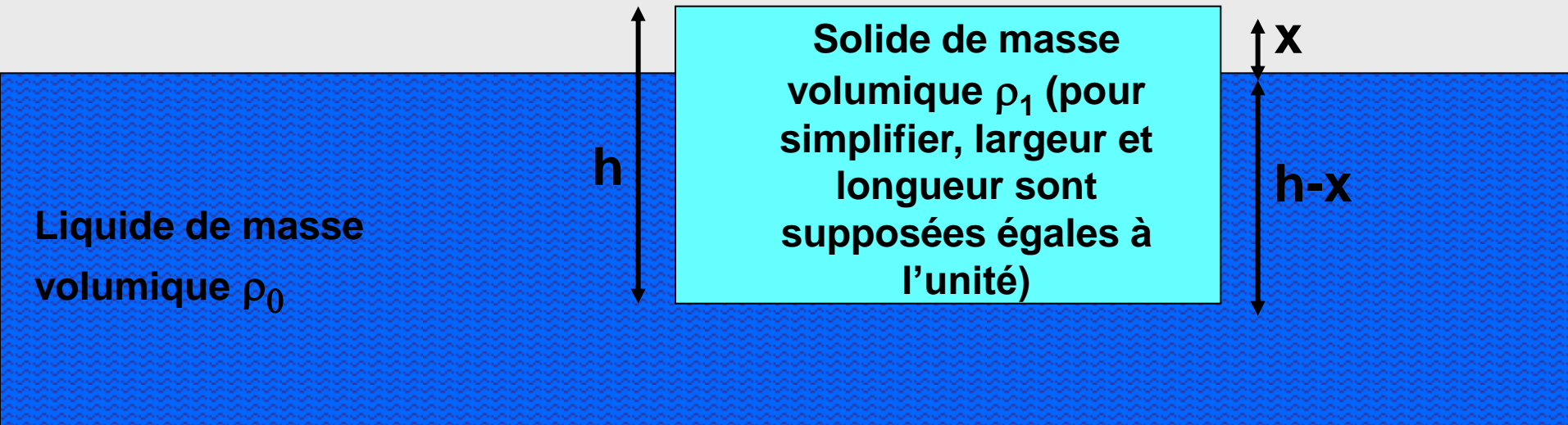
ARCHIMEDE

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



Que signifie cette célèbre phrase d'Archimède ?

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) : $P_a = \rho_0.(h-x).g$

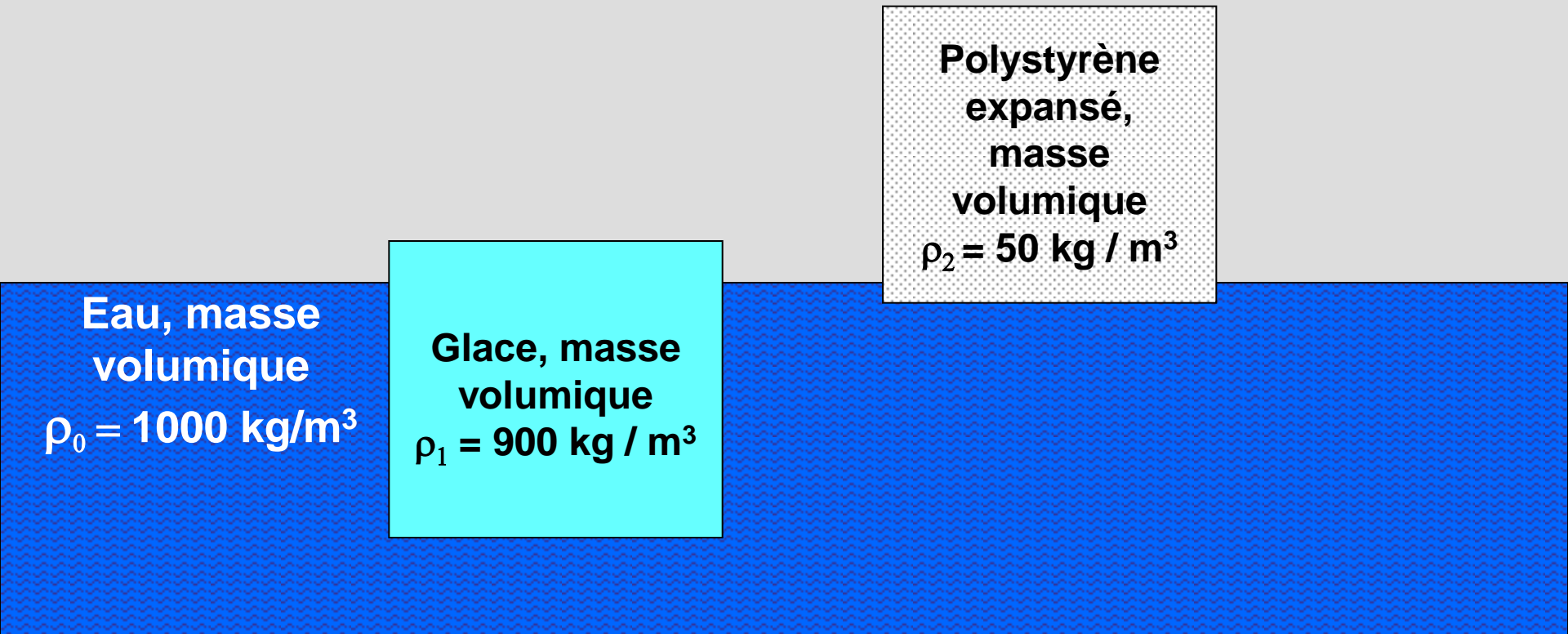
Equilibre si $P = P_a$

$$\rho_1.h.g = \rho_0.(h-x).g$$



$$x = h.(\rho_0 - \rho_1) / \rho_0$$

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



Eau, masse
volumique

$$\rho_0 = 1000 \text{ kg/m}^3$$

Glace, masse
volumique

$$\rho_1 = 900 \text{ kg/m}^3$$

Polystyrène
expansé,
masse
volumique
 $\rho_2 = 50 \text{ kg/m}^3$

Un iceberg dépasse de $h \cdot (1000 - 900) / 1000 = h \cdot 1/10$

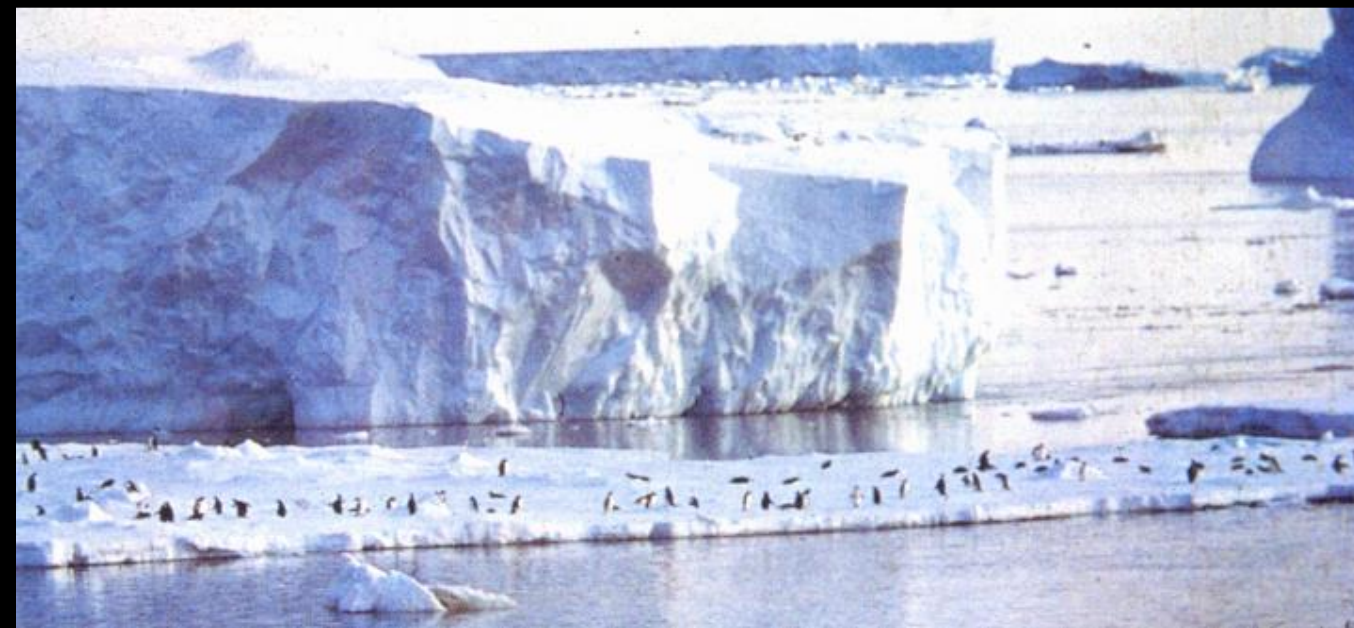
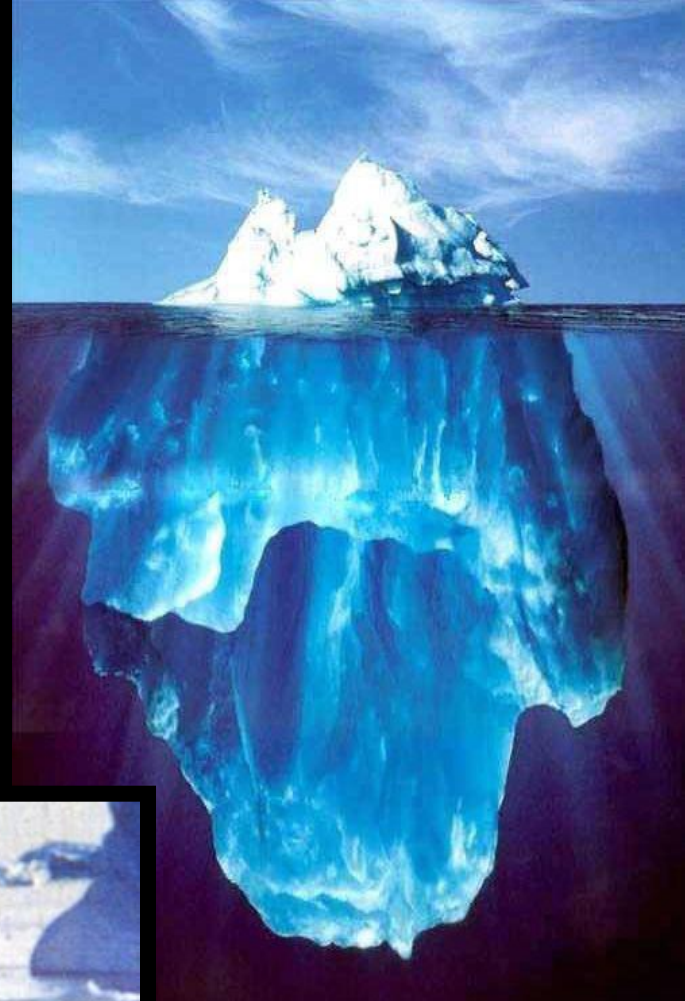
Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

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.

Si on connaît les densités, 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).



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

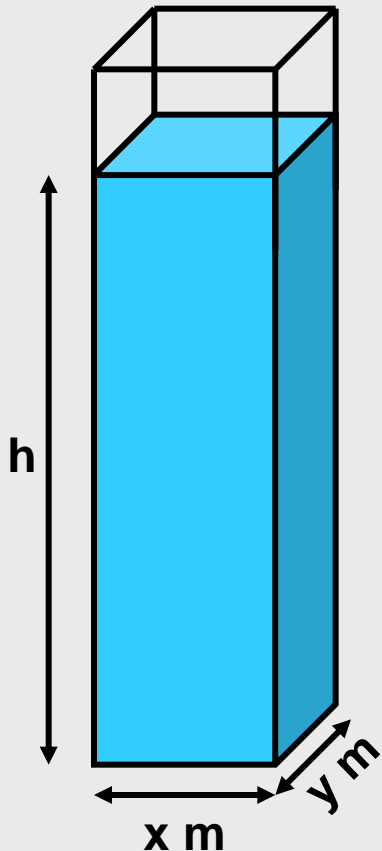


Deuxième personnage : un grand Auvergnat, Blaise Pascal (1623 - 1662) et son théorème sur « l'équilibre des liqueurs » (on dit maintenant principe de l'hydrostatique).



Voici Florin Périer, montant au Puy de Dôme le 19 septembre 1648, pour vérifier ce que lui a demandé Blaise Pascal, son beau frère, à savoir que la pression atmosphérique variait avec l'altitude.

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 ($g \approx 10 \text{ m/s}^2$) applique une pression de :

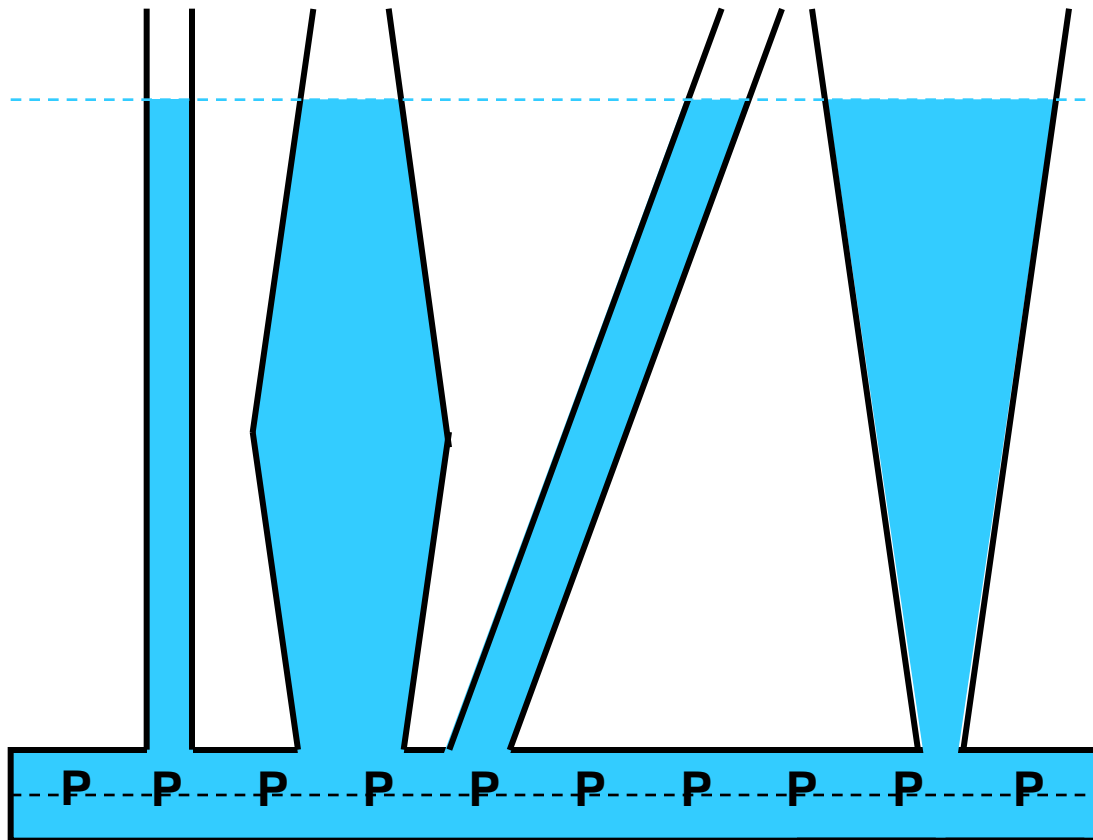
$1000 \times 1000 \times 10 = 10^7 \text{ Pa} = 0,1 \text{ kb} \approx 100 \text{ atmosphères.}$

1 km de roches ($\rho \approx 3000 \text{ kg/m}^3$) applique une pression de :
 $3 \cdot 10^7 \text{ Pa} = 0,3 \text{ kb} \approx 300 \text{ atmosphères.}$

Pascal a démontré deux autres choses :

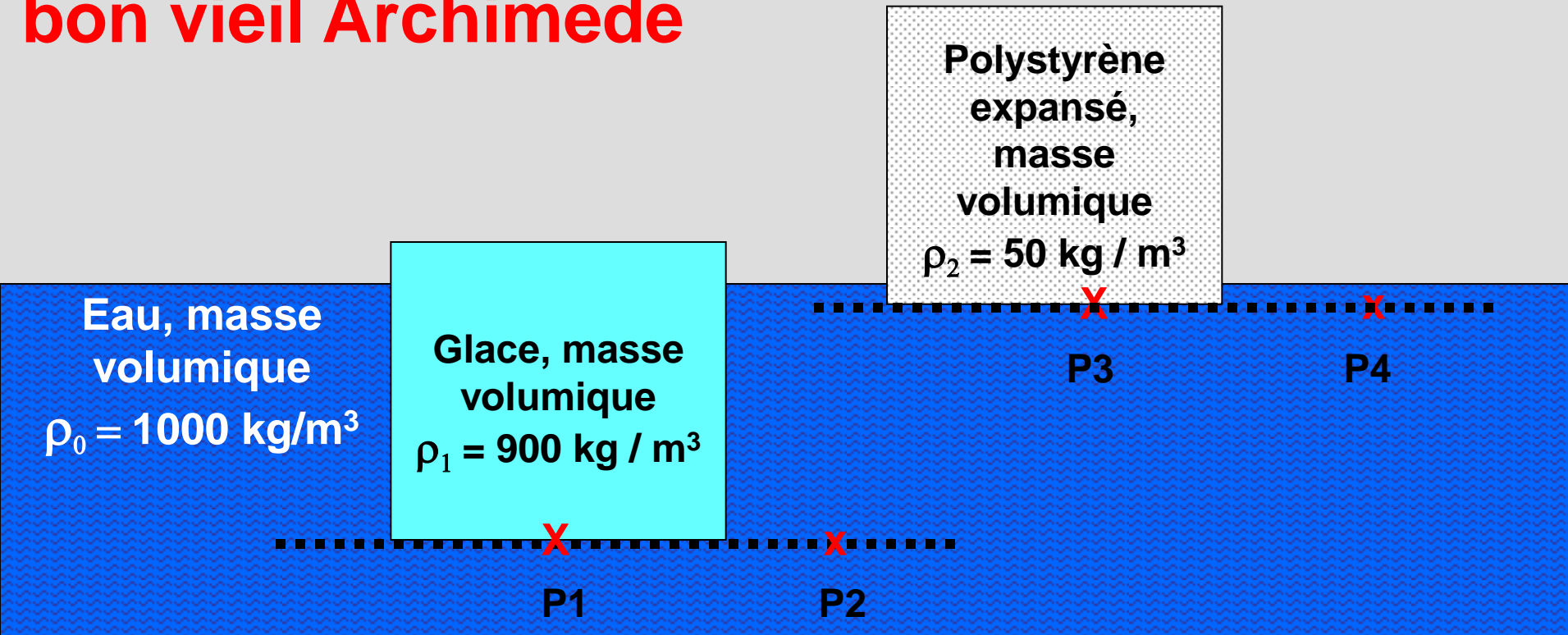
(1) Cette relation $P = \rho g h$ est vraie quelle que soit la « forme du récipient ».

(2) Dans un fluide à l'équilibre, la pression est la même sur une même horizontale



Tout cela n'est que la formulation d'un vieux principe, celui des vases communicants.

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



$$P1 = P2 \rightarrow h \cdot 900 = (h-x) 1000 \rightarrow x = h (100 / 1000)$$

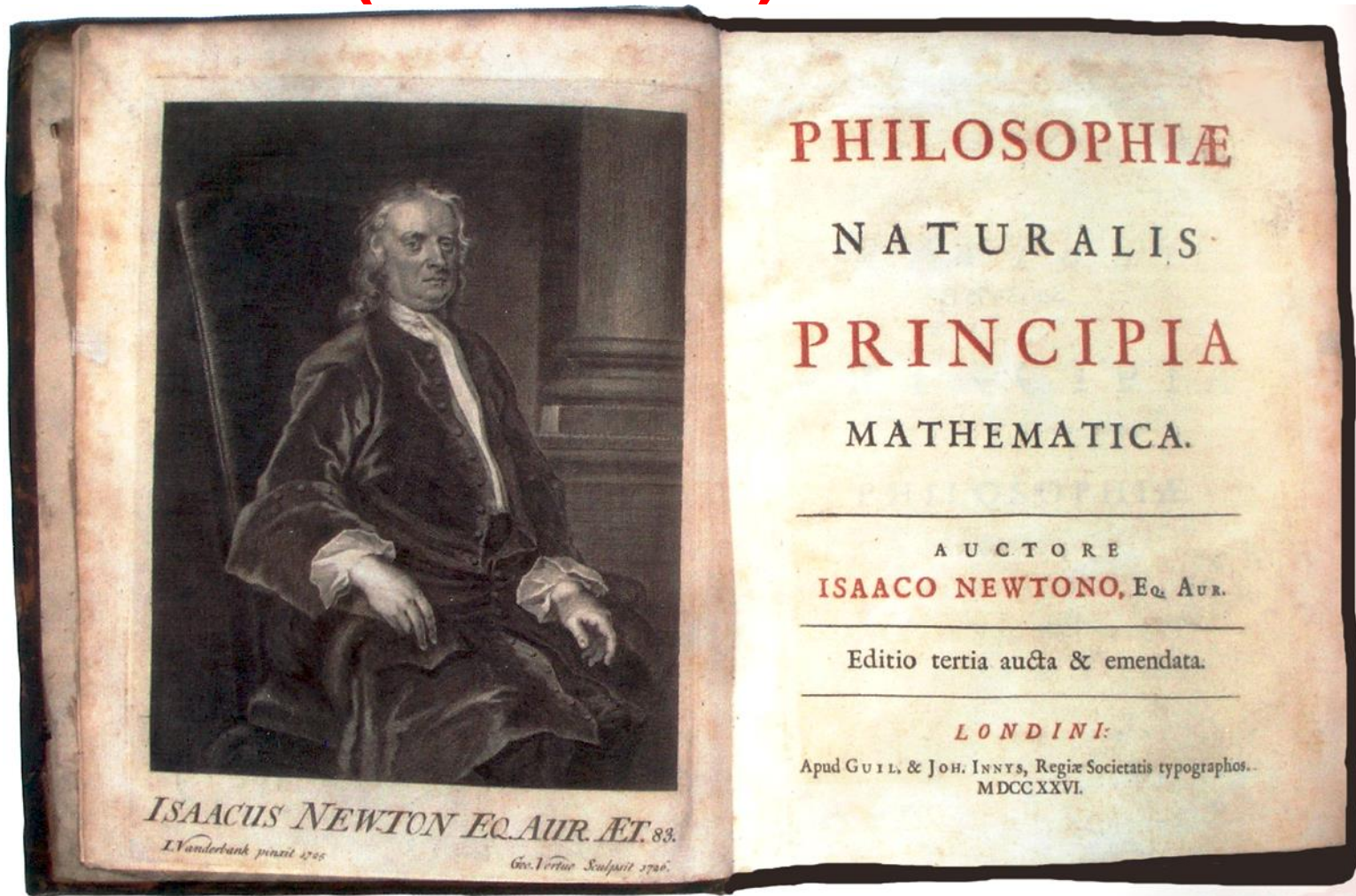
Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

$$P3 = P4 \rightarrow h \cdot 50 = (h - x) \cdot 1000 \rightarrow x = h (950 / 1000)$$

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.

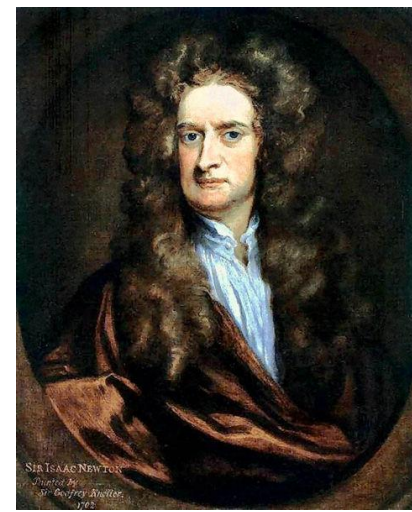
Troisième personnage : Isaac Newton (1643 -1727).



En 1687, Isaac Newton a formalisé la force gravitationnelle et le champ de pesanteur.

La force créée entre elles par 2 masses M et M' séparées d'une distance d est égale à : $F = G \cdot M \cdot M' / d^2$

avec G = constante de gravitation universelle
 $= 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$



Le champ de pesanteur g créé par une masse ponctuelle (ou sphérique) de masse M à une distance d est égal à :

$$g = G \cdot M / d^2$$

Avec son collègue Alexis Clairaut, 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.

Cette surface a approximativement la forme d'un ellipsoïde de révolution. Elle est appelée géoïde. Sur cette surface, le champ de gravité varie ; il est plus fort aux pôles car on est plus près du centre de la Terre et il n'y a pas de « force centrifuge ». Mais ce qu'on appelle le potentiel de gravité y est constant. Cette surface est « épousée » par le niveau de la mer. Elle définit l'horizontale ; la verticale y est en tout point perpendiculaire.

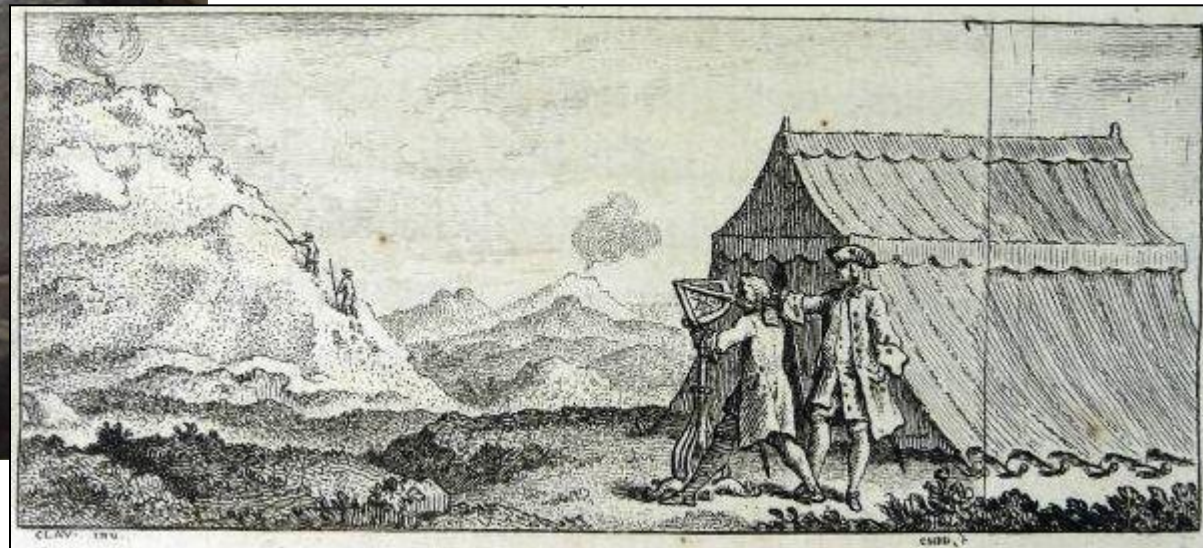
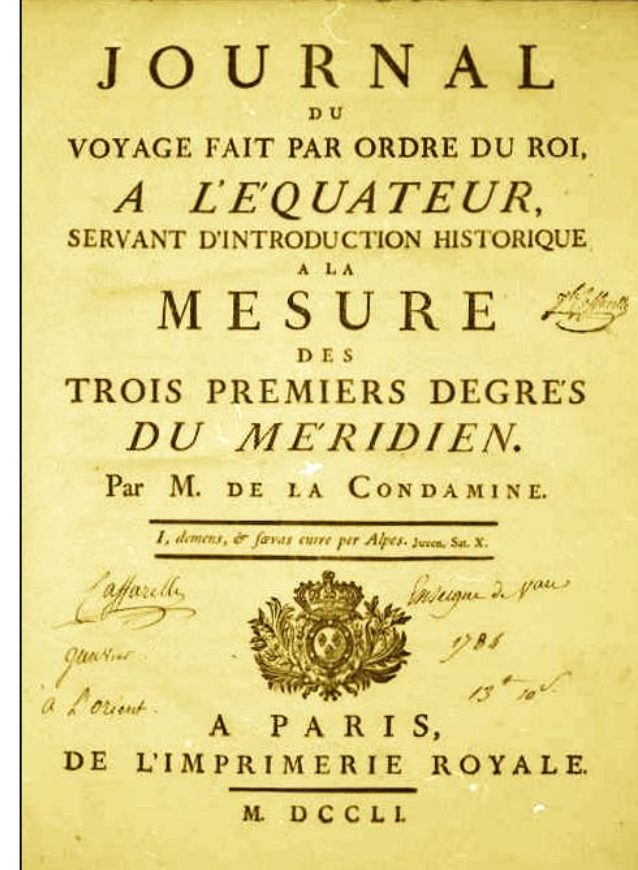
Cette surface sert de référence à toutes les études gravimétriques modernes. Elle est maintenant déterminée par satellite.



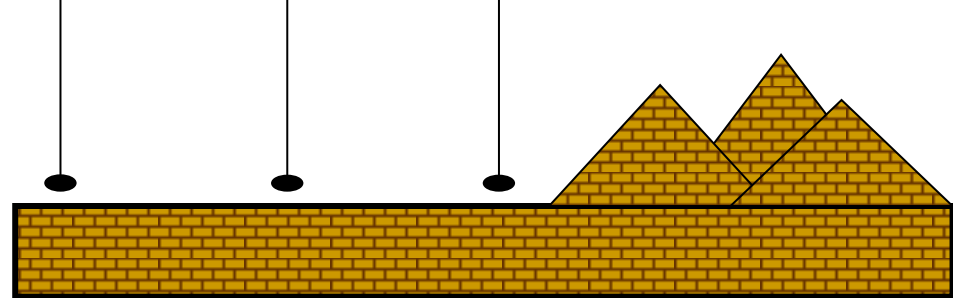
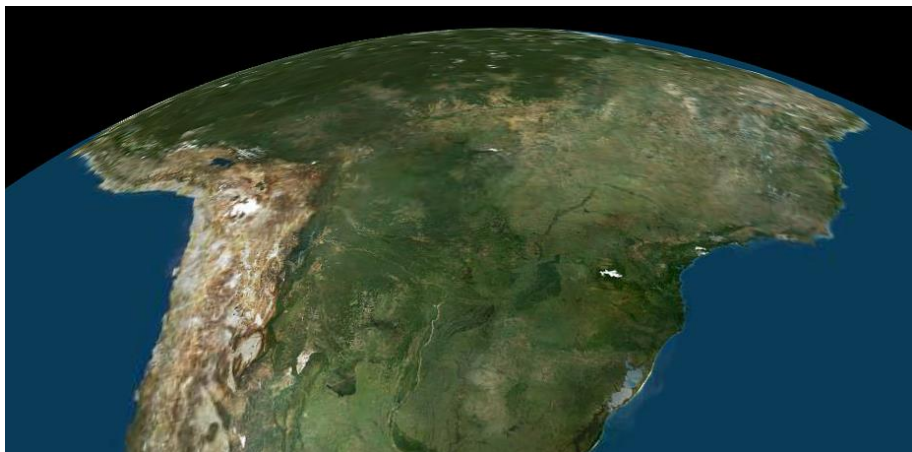
Pour savoir si oui ou non la Terre est aplatie aux pôles comme le proposaient Newton et Clairault (Descartes proposait le contraire), Louis XV envoie deux expéditions mesurer la longueur d'un degré de longitude. Une expédition va faire cette mesure d'un degré d'arc en Laponie, l'autre en Equateur. Pierre Bouguer faisait partie de cette deuxième expédition (1735 – 1745).



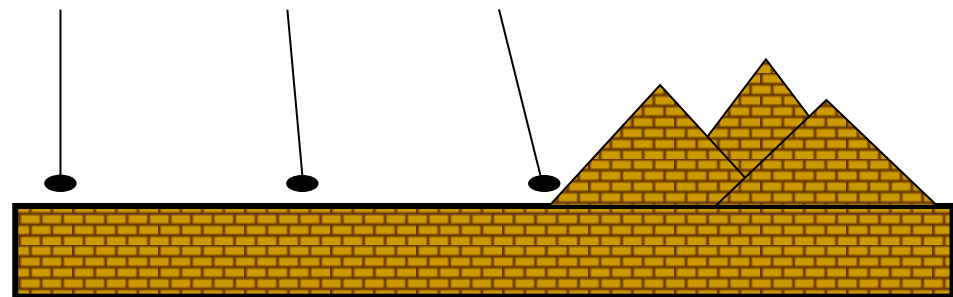
Quatrième personnage donc : Pierre Bouguer (1698 – 1758)



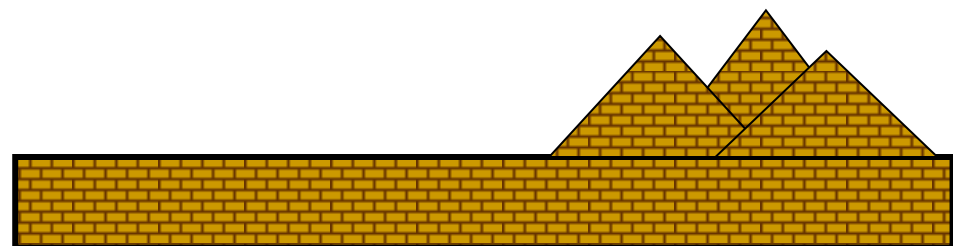
Pour que ses mesures géodésiques soient « irréprochables », Bouguer avait besoin d'avoir une grande précision sur la verticale. Or, si Newton avait raison, la cordillère des Andes devait dévier le fil à plomb. Il vérifie cela avec l'astronomie.



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



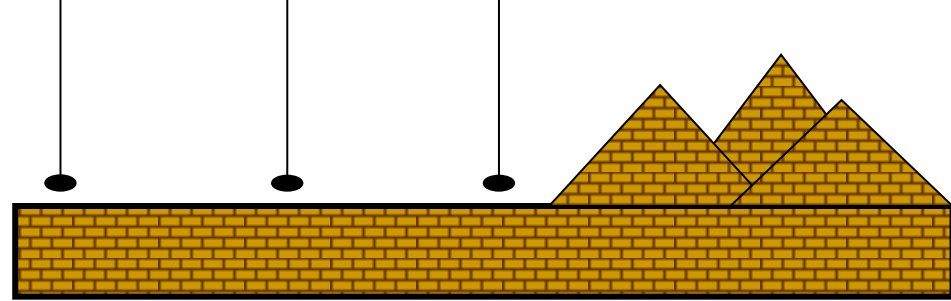
Position des fils à plomb si les masses s'attirent (Newton aurait raison)



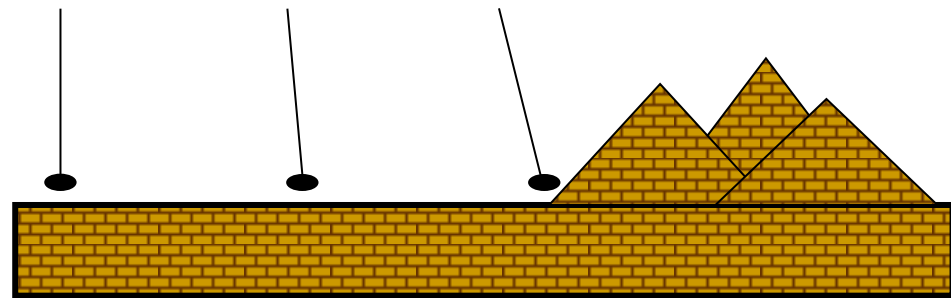
Bouguer constate que les Andes ...

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.

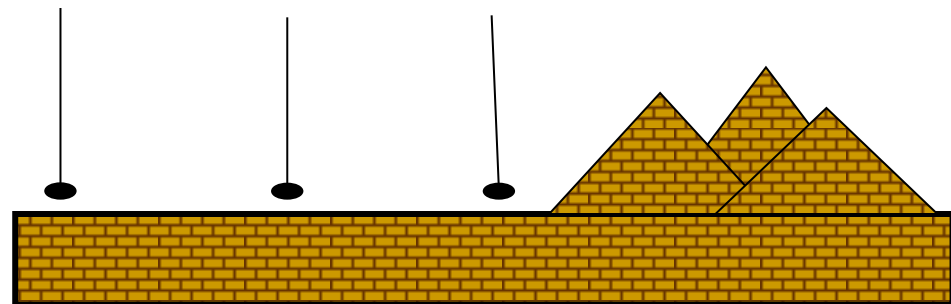
Cette non attraction est vraie à l'échelle de la chaîne des Andes, pas d'une montagne isolée.



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



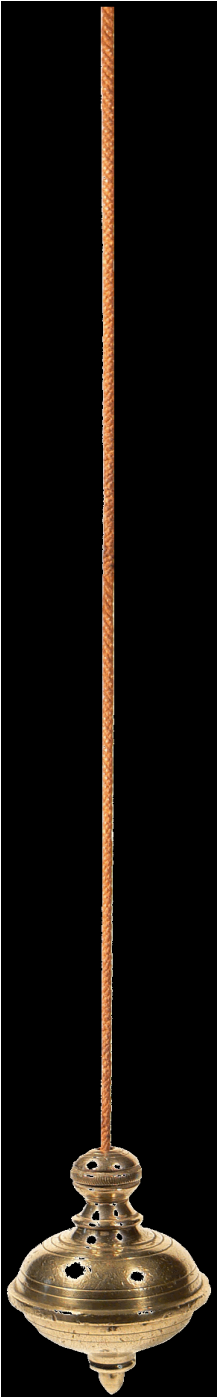
Position des fils à plomb si les masses s'attirent (Newton aurait raison)



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

Les Andes ne dévient (presque) pas les fils à plomb, comme si cette chaîne de 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 d'anomalie de Bouguer à une conséquence physique de ce qu'avait observé Bouguer.



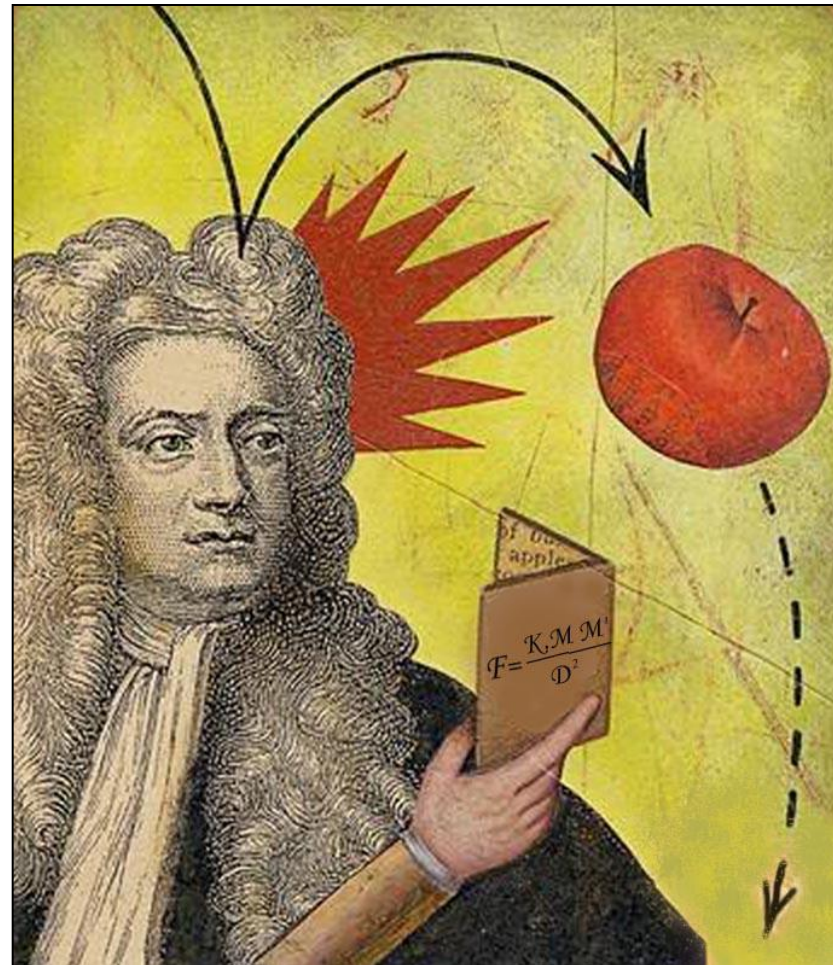
**Cinquième
personnage :
George Everest
(1790 – 1866), qui a
redécouvert près
d'un siècle plus tard
ce qu'avait trouvé
Bouguer :**



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

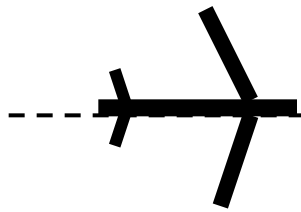


Au milieu du XIX^{ème} siècle, on a alors assez de « ré pondant » scientifique. Le fruit est mûr, et on peut commencer à étudier « sérieusement » la gravité à la surface de la Terre.

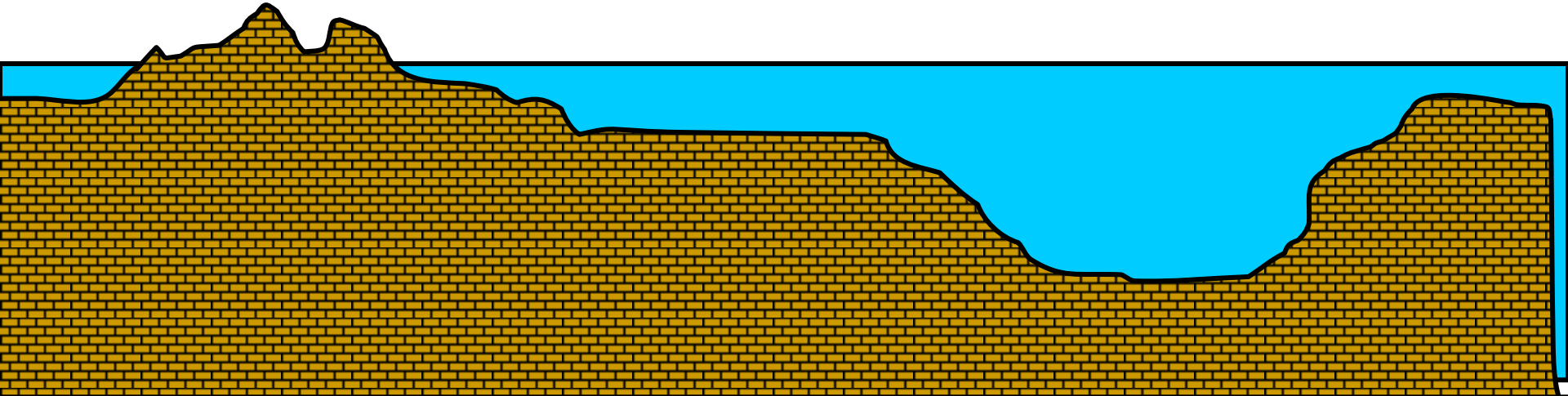


Au milieu du 19^{ème} siècle, on connaît la masse volumique de la Terre : 5520 kg/m^3 . Comme les roches superficielles sont moins denses (de 2500 à 3000 kg/m^3), on déduit donc qu'il y a une « croûte » peu dense posée sur un intérieur plus dense. L'expansion coloniale fait qu'on commence aussi à mesurer la gravité un peu partout sur terre et sur mer (il fallait faire de la géodésie pour tracer les frontières). Une fois corrigés les effets de l'altitude et de la latitude (qui font varier la distance au centre de la Terre), on s'aperçoit que :

LA GRAVITE (CORRIGÉE) EST APPROXIMATIVEMENT CONSTANTE A LA SURFACE DU GLOBE.

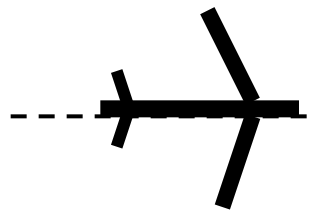


Trajectoire d'un avion ou d'un satellite* qui mesure la gravité (à altitude constante)

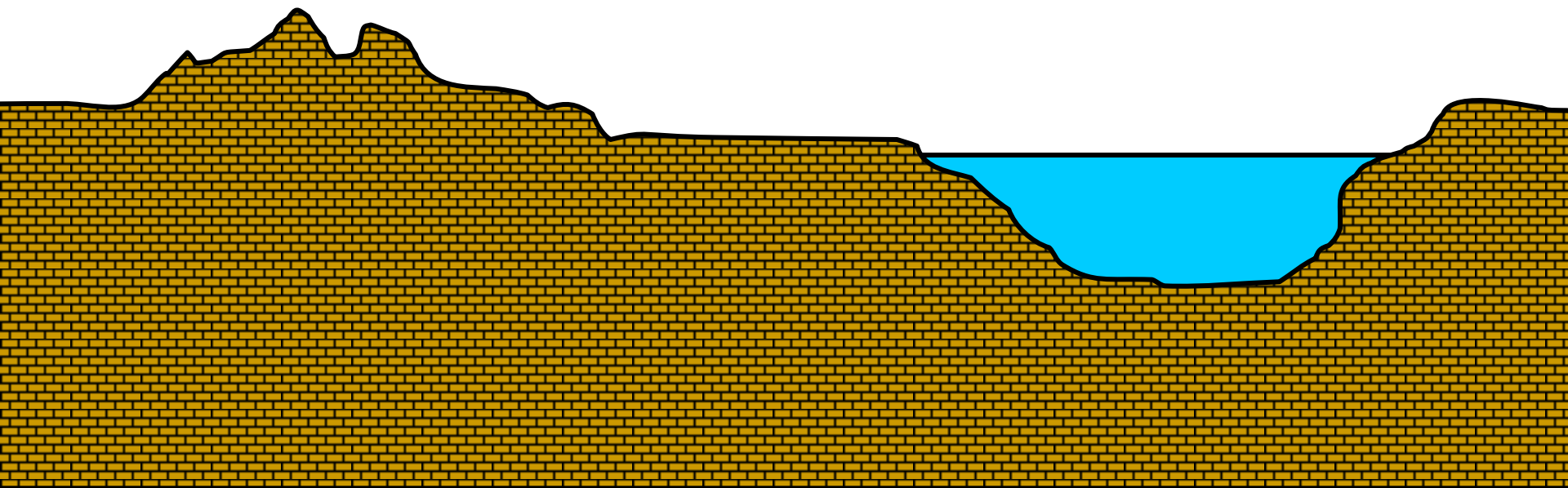


Comment varie la gravité mesurée à une altitude constante au dessus de la surface de la Terre, qui présente des bosses (montagnes) et des creux (océans) ?

* On ne mesure pas « directement » g dans un satellite

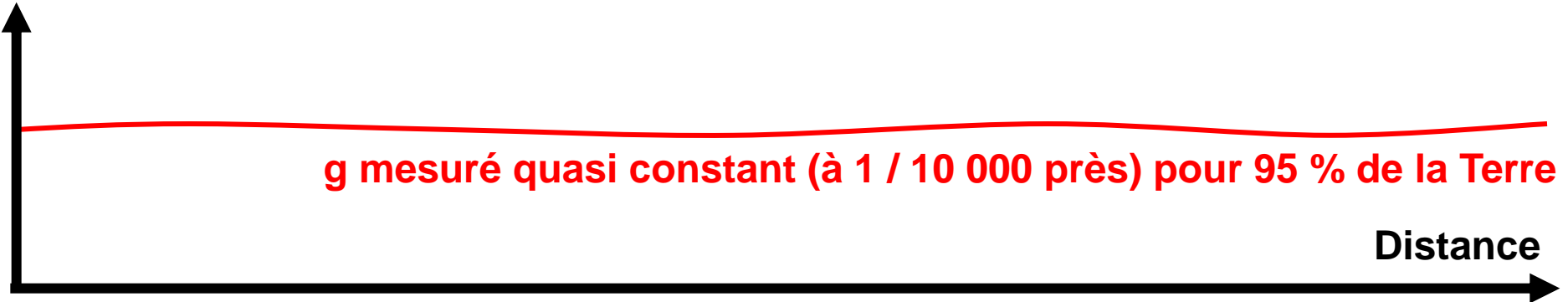


Trajectoire d'un avion ou d'un satellite* qui mesure la gravité (à altitude constante)



Elle est quasi constante !

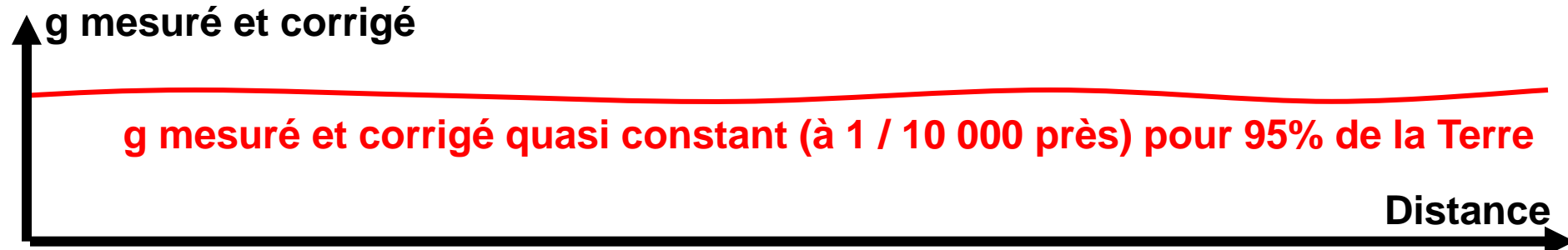
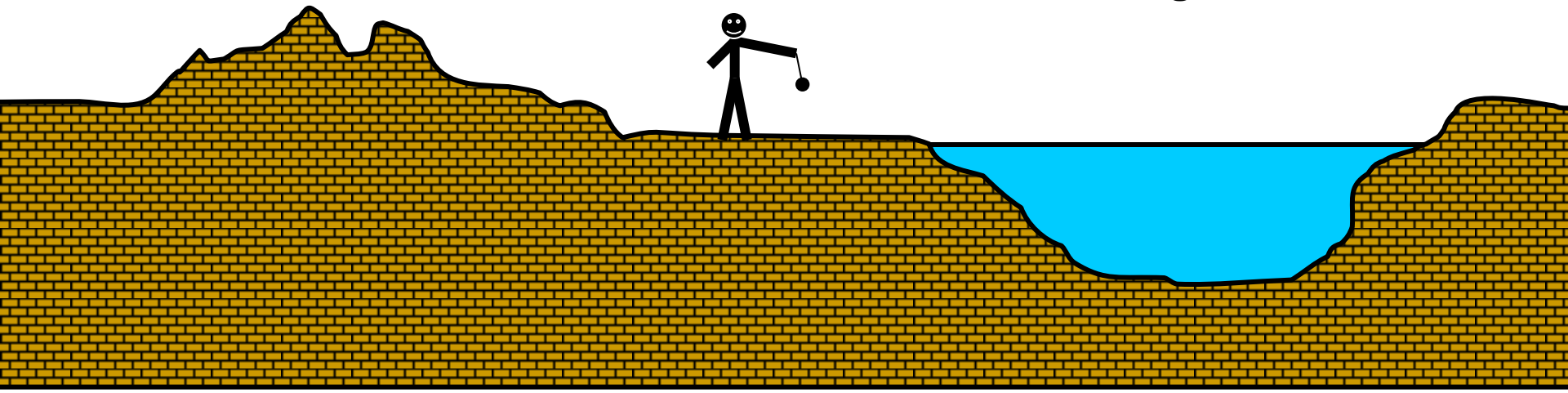
g mesuré



g mesuré quasi constant (à 1 / 10 000 près) pour 95 % de la Terre

Distance

Géomètre mesurant g

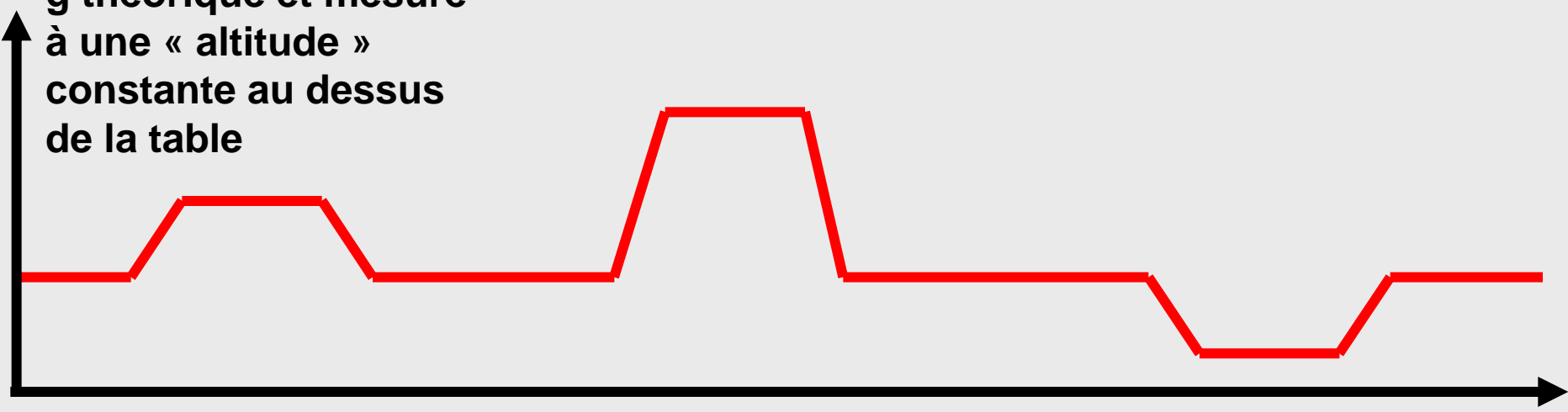


Bien sûr, au 19^{ème} siècle, on ne mesurait pas g par avion ou satellite. On le mesurait au sol, et on corrigeait la mesure de l'effet de l'altitude et de la latitude (distance au centre de la Terre, $g = G.M/d^2$) pour pouvoir comparer. Le résultat était le même.

Comment expliquer ce résultat surprenant ?

La gravité devrait être forte au niveau des bosses et faible au niveau des creux !

g théorique et mesuré
à une « altitude »
constante au dessus
de la table



« altitude » de mesure de g

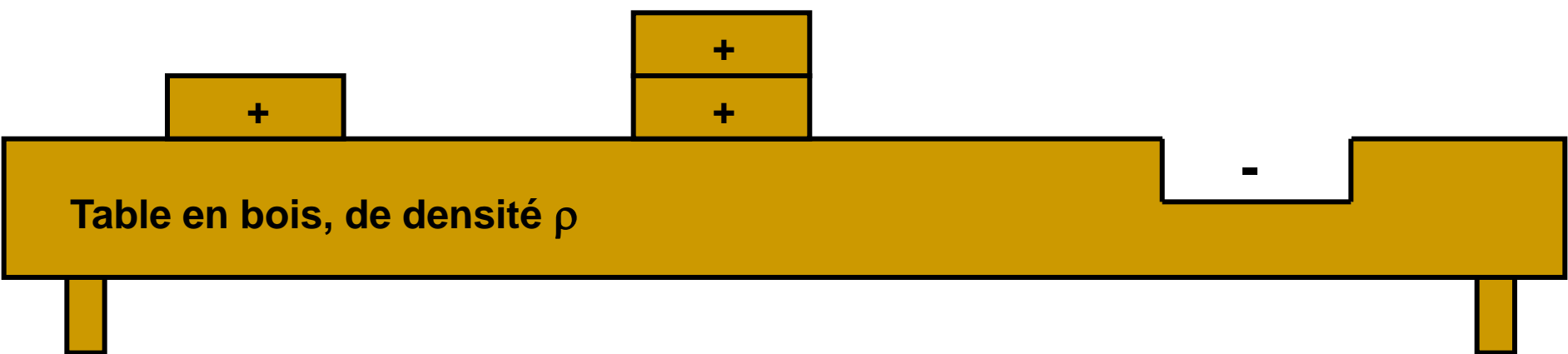
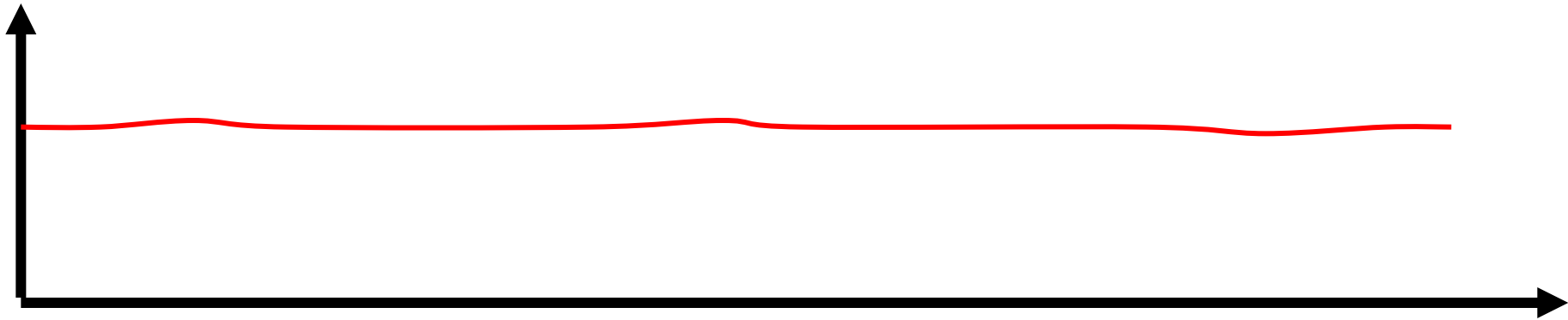


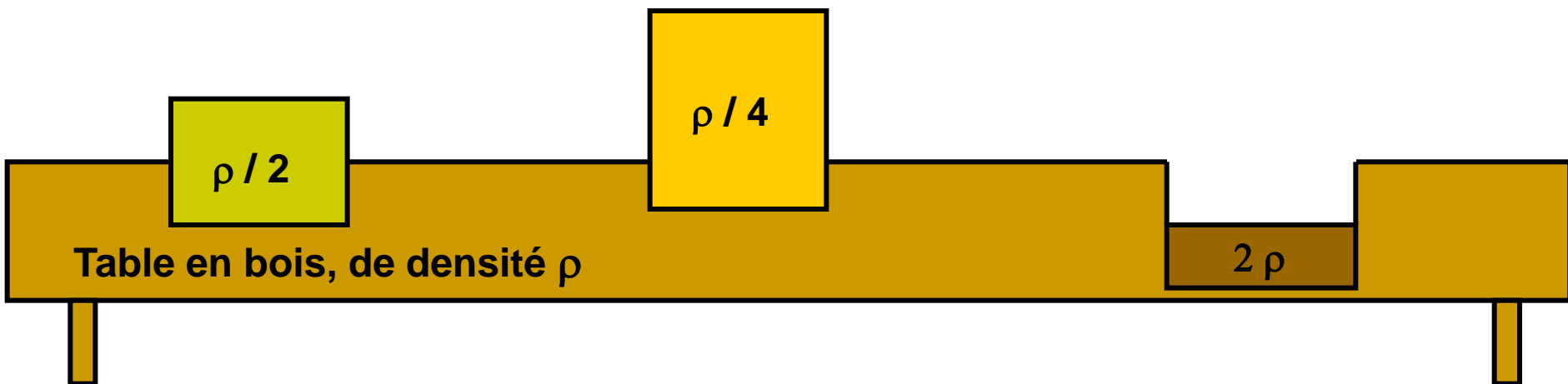
Table en bois, de densité ρ

Première solution : les bosses et les creux sont associés à des inégalités de densité.

g mesuré

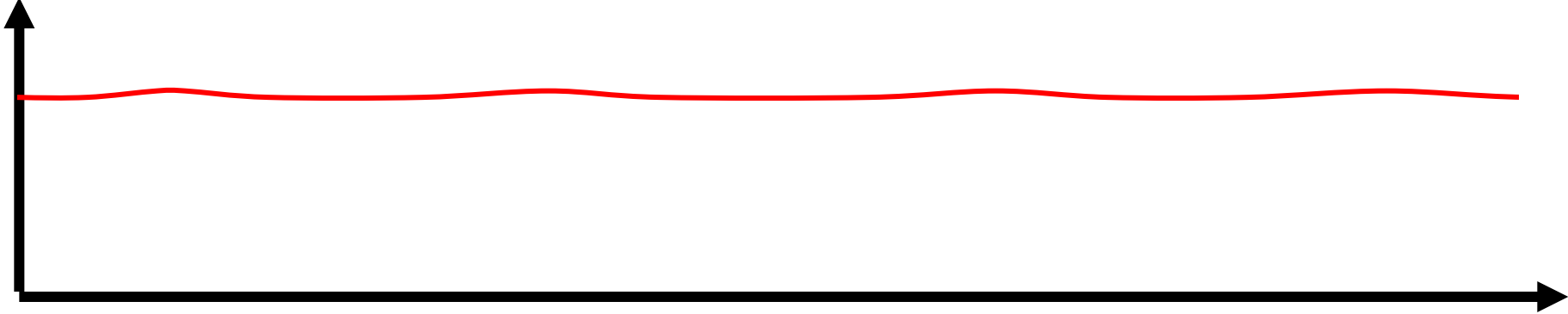


La masse est constante sur toute la longueur de la table ; la gravité aussi !

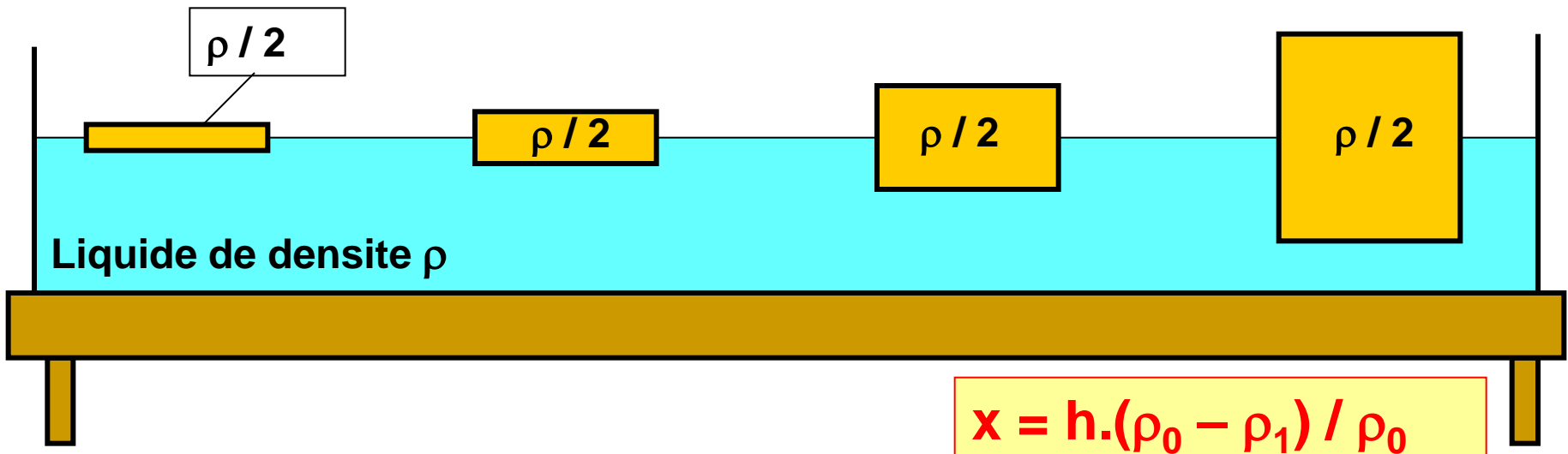


Deuxième solution : les bosses et les creux sont associés à des corps flottants de même densité « faible » mais d'inégale épaisseur.

g mesuré



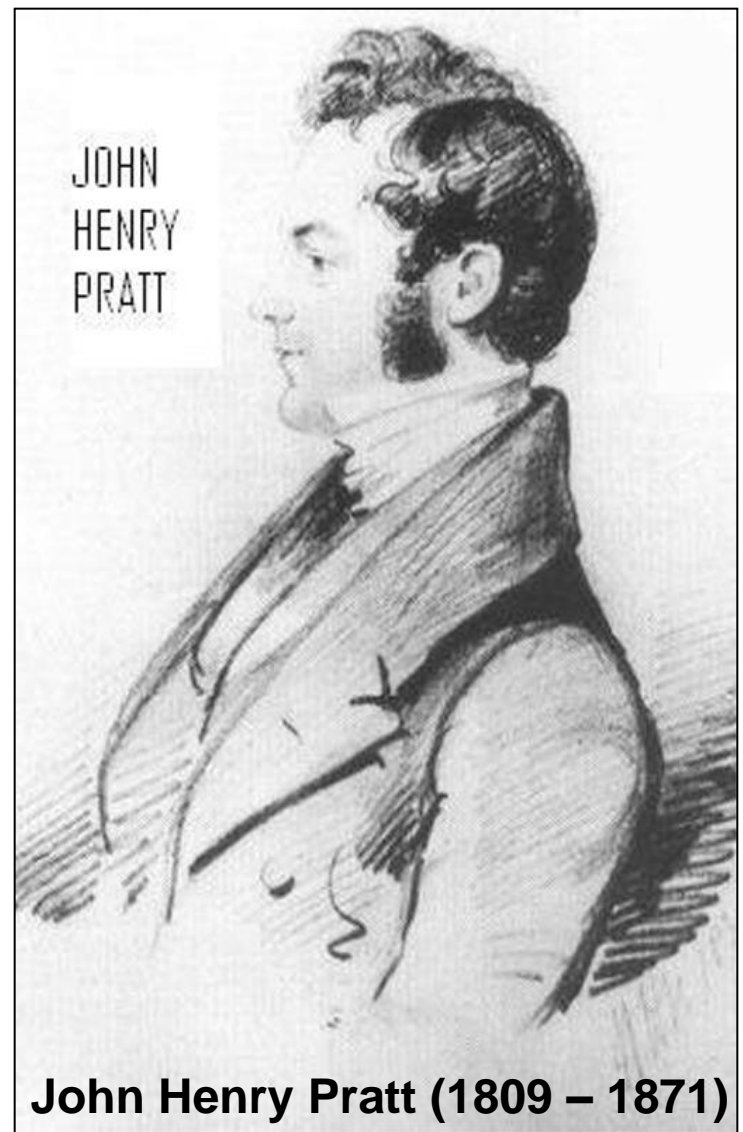
La masse est constante sur toute la longueur du bassin ; la gravité aussi !



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



George Biddell Airy (1801 – 1892)

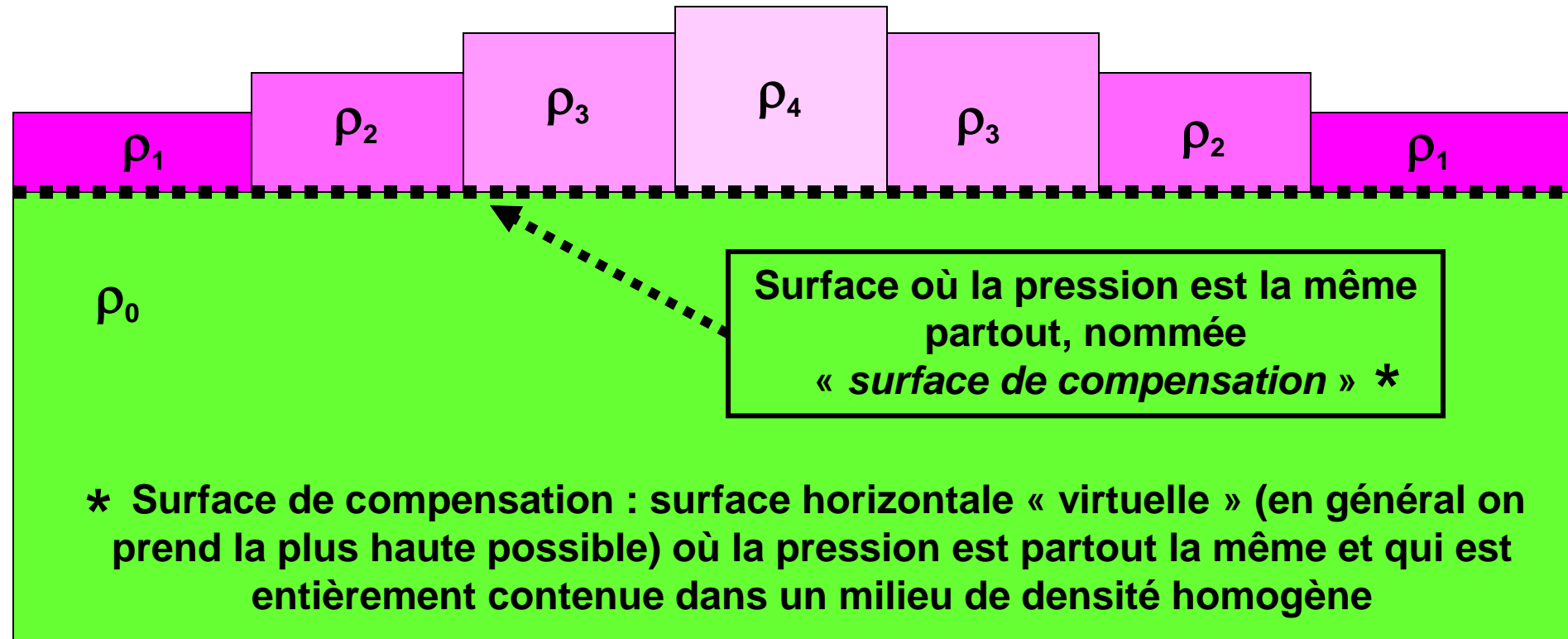


John Henry Pratt (1809 – 1871)

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

Le modèle de Pratt :

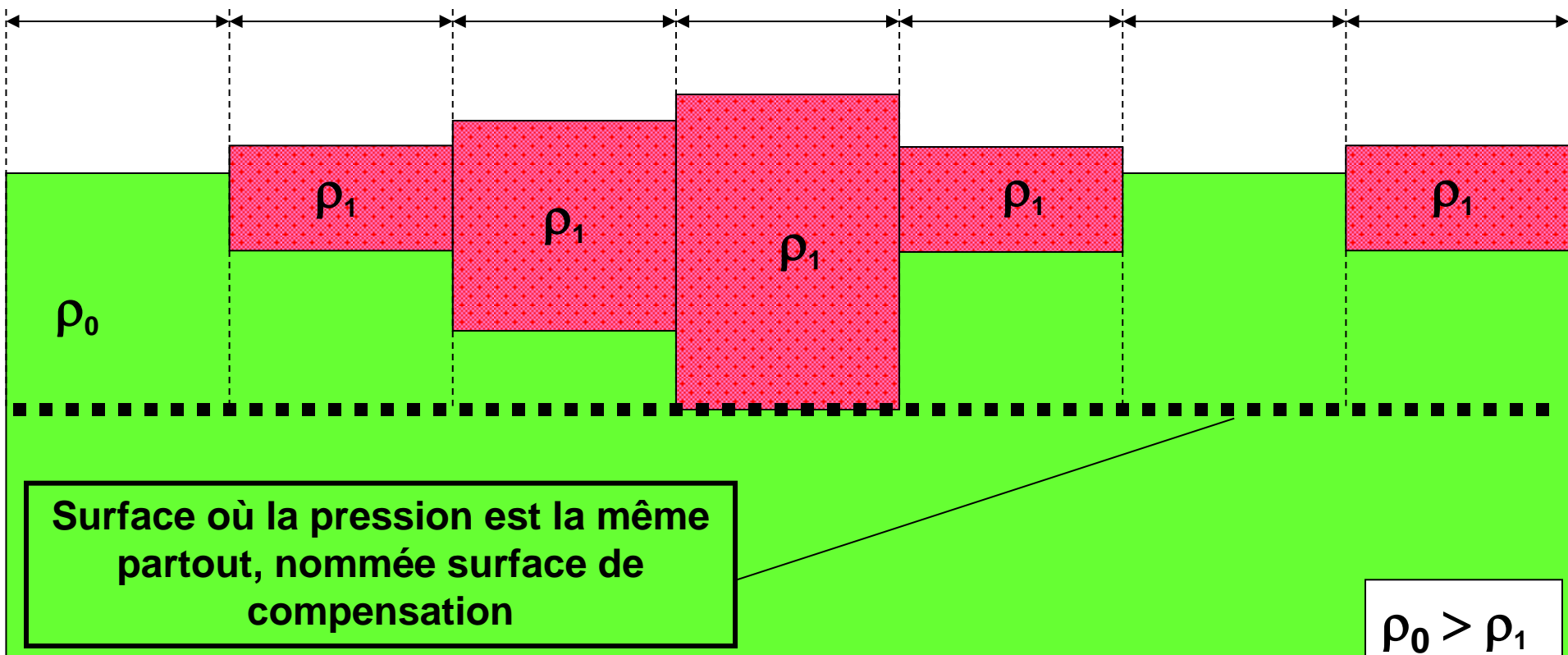
la masse de chaque « élément » rose est la même car les densités sont différentes. Les éléments denses sont minces, les éléments peu denses épais. La différence de topographie ne s'accompagne pas de différence de masse, donc la gravité est quasi constante.



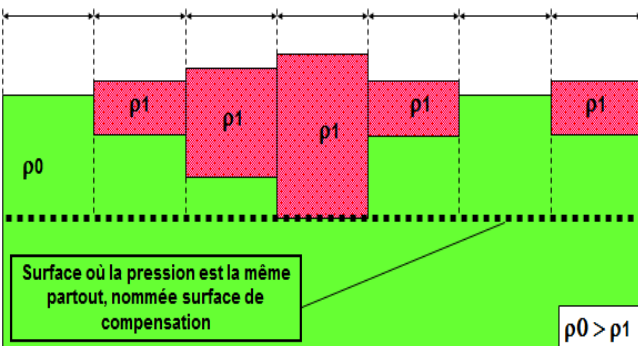
$$\rho_0 > \rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$$

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.

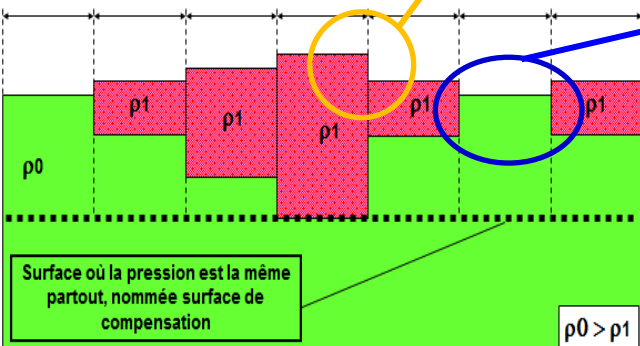
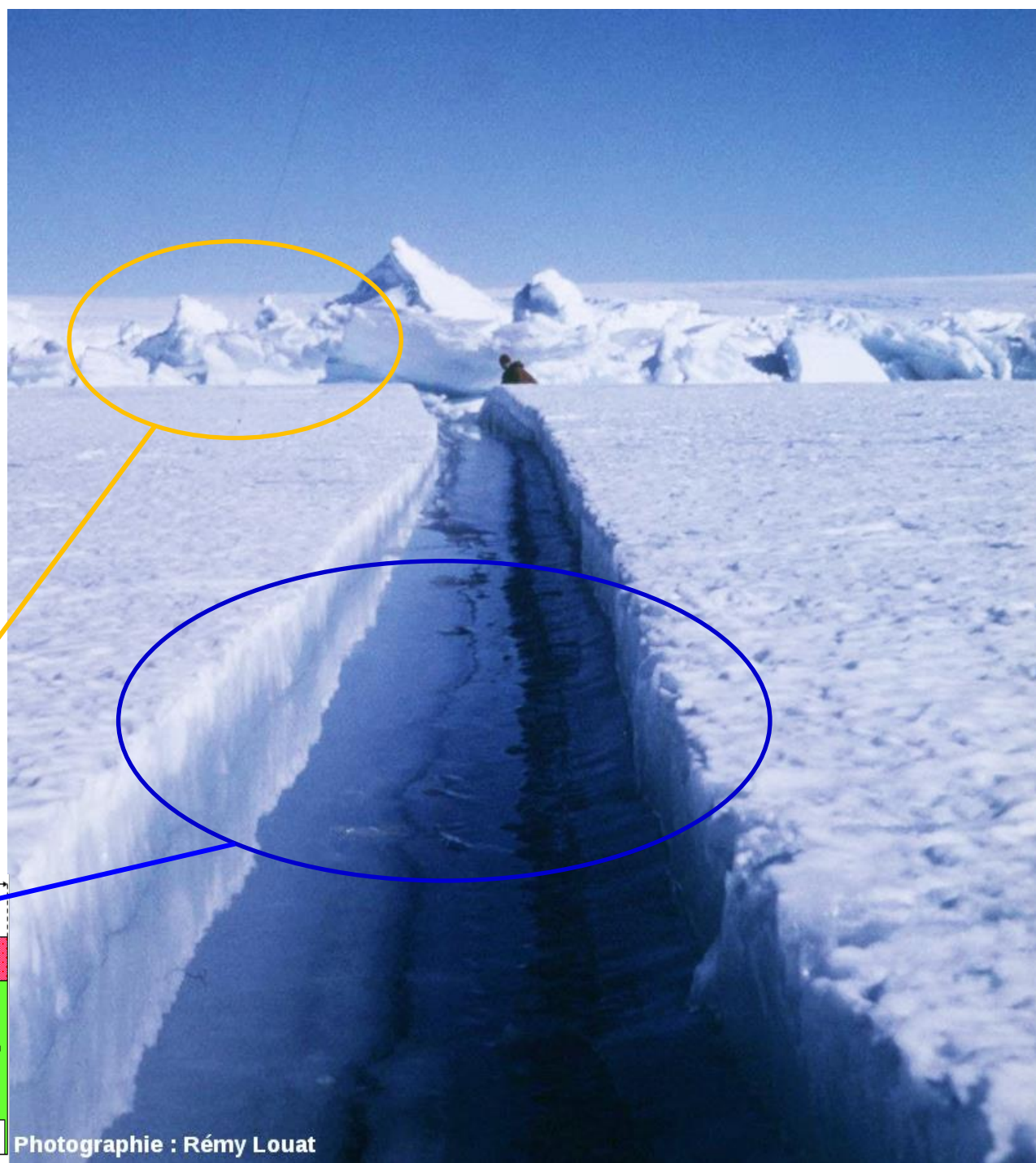


Une analogie naturelle de Airy pour faire comprendre



Photographie : Rémy Louat

Une analogie naturelle pour faire comprendre

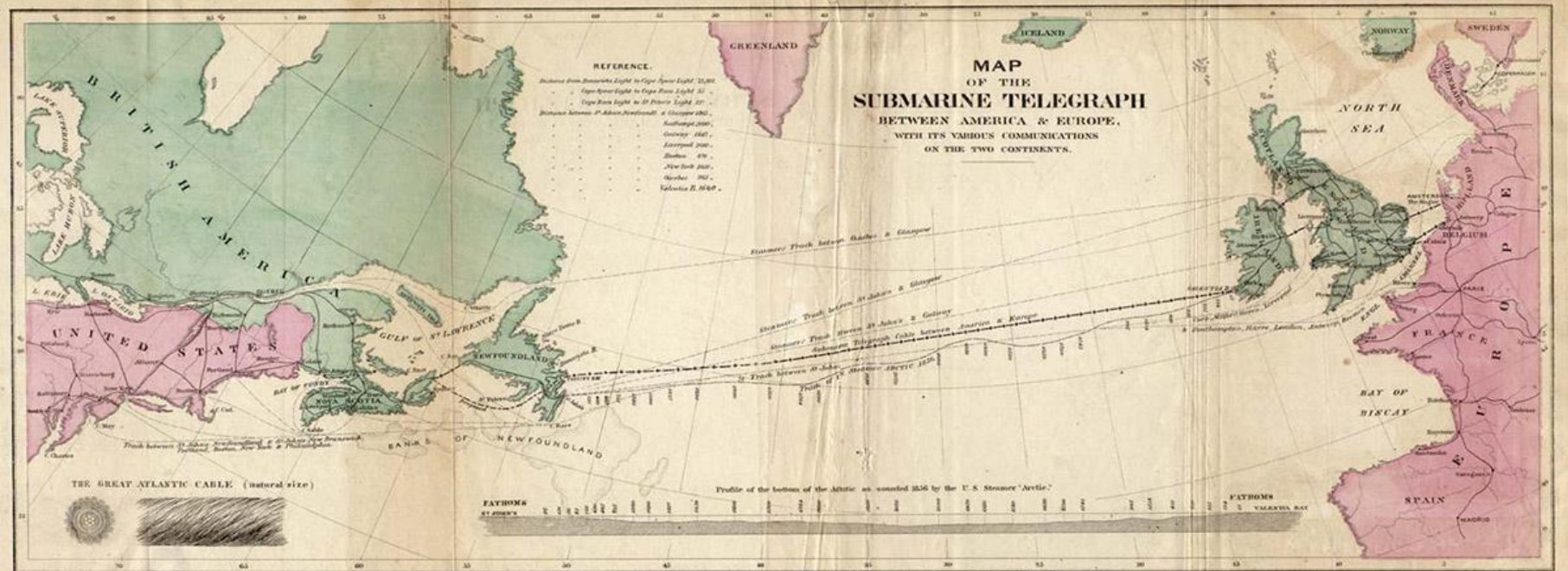


Photographie : Rémy Louat

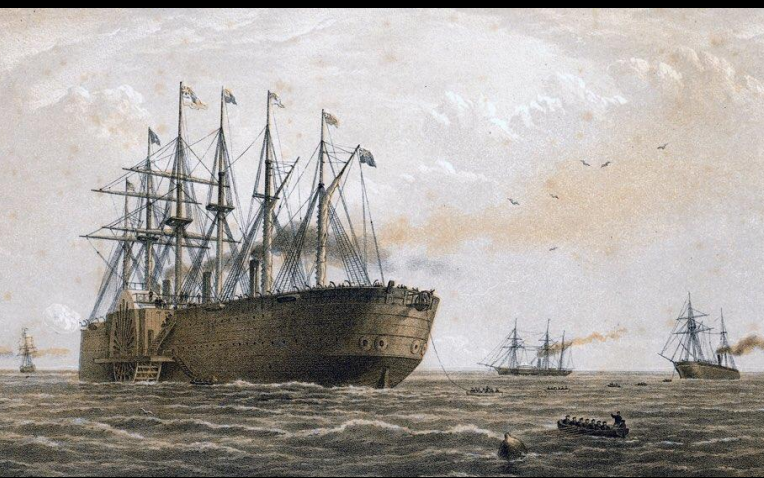
Dans les derniers schémas, j'ai dessiné plusieurs types de matériaux « roses » reposant sur un matériel « vert ». J'aurais presque pu faire ces schémas avec des valeurs de densité à la fin du 19^{ème} / début 20^{ème} siècle.



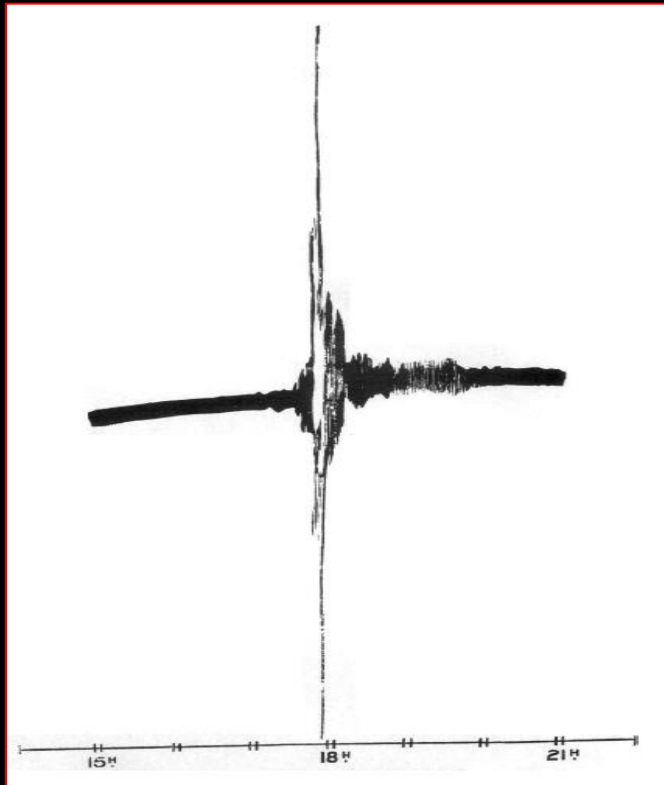
Les roches des continents sont riches en silicium et en aluminium (d'où le nom Sial) et ont une densité moyenne de 2700 kg/m³. Ils ne sont pas plus légers sous les montagnes !



Printed for HOWES ADVENTURES & ACHIEVEMENTS OF AMERICANS.



En 1866, à l'occasion des premières poses des câbles sous-marins, on s'aperçut que le fond des océans (quand il n'y avait pas de sédiments) étaient surtout fait de basalte, roche riche en silicium et en magnésium (d'où le nom Sima) et de densité 2900 kg/m^3 .

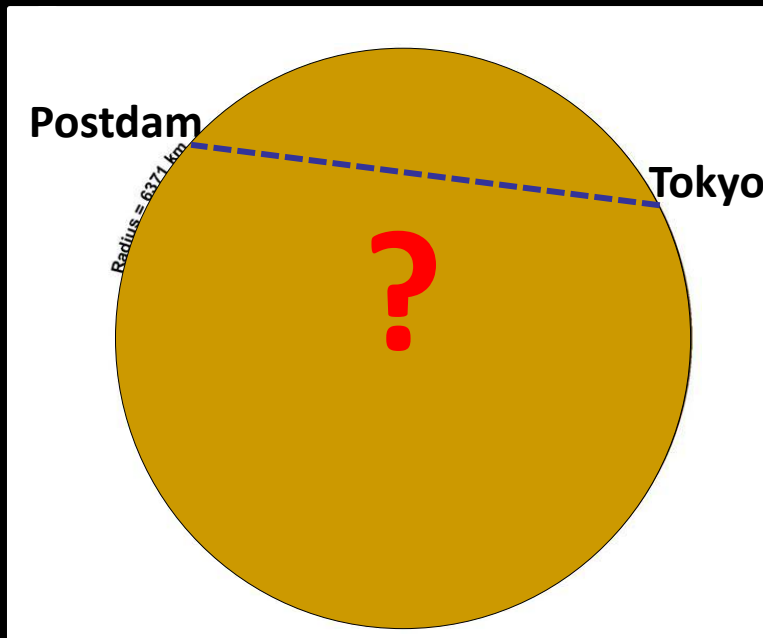


Paschwitz enregistre le premier sismogramme « lointain » à Postdam le 17 Avril 1889, du séisme de Tokyo du 18 avril 1889

→ Mise en évidence de la propagation à travers le globe des ondes élastiques de cisaillement émises par un séisme (ondes S)

**→ Or les ondes de cisaillements sont arrêtées par les liquides
→ L'intérieur de la Terre est solide !**

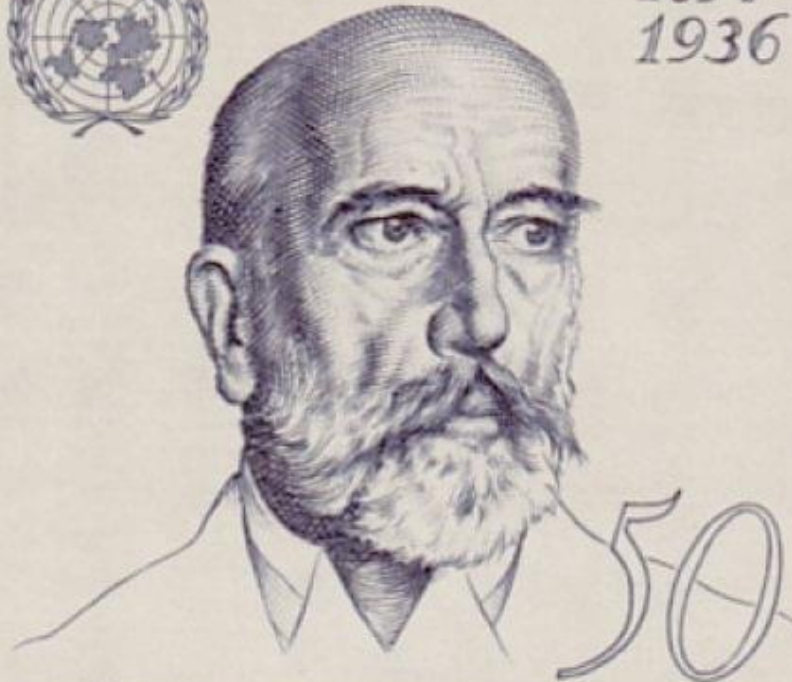
→ La densité de cet intérieur solide doit être $3000 \text{ kg/m}^3 < \rho < 5000 \text{ kg/m}^3$



DR. ANDRIJA MOHOROVIČIĆ

1857

1936



50
SVETSKI METEOROLOŠKI DAN
JUGOSLAVIJA

DEL. B. JAKAC

SC. T. KRNJAJIĆ

En 1909, le croate Andrija Mohorovicic découvre que la limite croûte / substratum est nette. Elle réfléchit et réfracte les ondes sismiques. Ce qui se trouve sous la croûte est définitivement appelé « manteau » dès 1912. Cette limite est depuis appelée « discontinuité de Mohorovicic », ou plus simplement le « Moho ». La densité du manteau supérieur est d'environ 3300 kg/m^3 .



Photo Pierre Thomas

Depuis 1909, les géologues ont fait des progrès, et on connaît des zones (rares et atypiques) où affleure ce Moho. Ici, la limite coute océanique / manteau en Oman



Depuis 1909, les géologues ont fait des progrès, et on connaît des zones (rares et atypiques) où affleure ce Moho. Ici, la limite coute océanique / manteau en Oman



Photo Pierre Thomas

Un détail



On peut aussi voir un Moho à 130 km de Fleurance, à Lers, dans l'Ariège, avec croûte continentale / manteau.



Jérôme Perez chevauchant le Moho le 13 août 2009



Le Moho dans le paysage



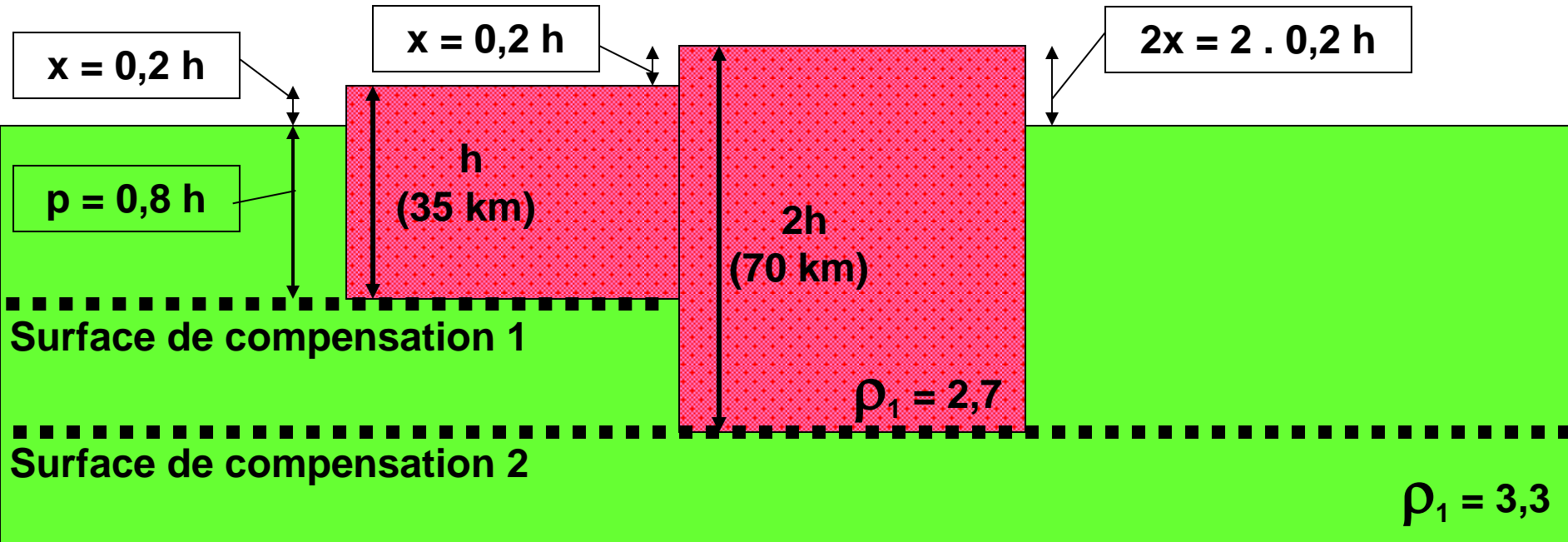
Manteau (en Iherzolite)

Croûte



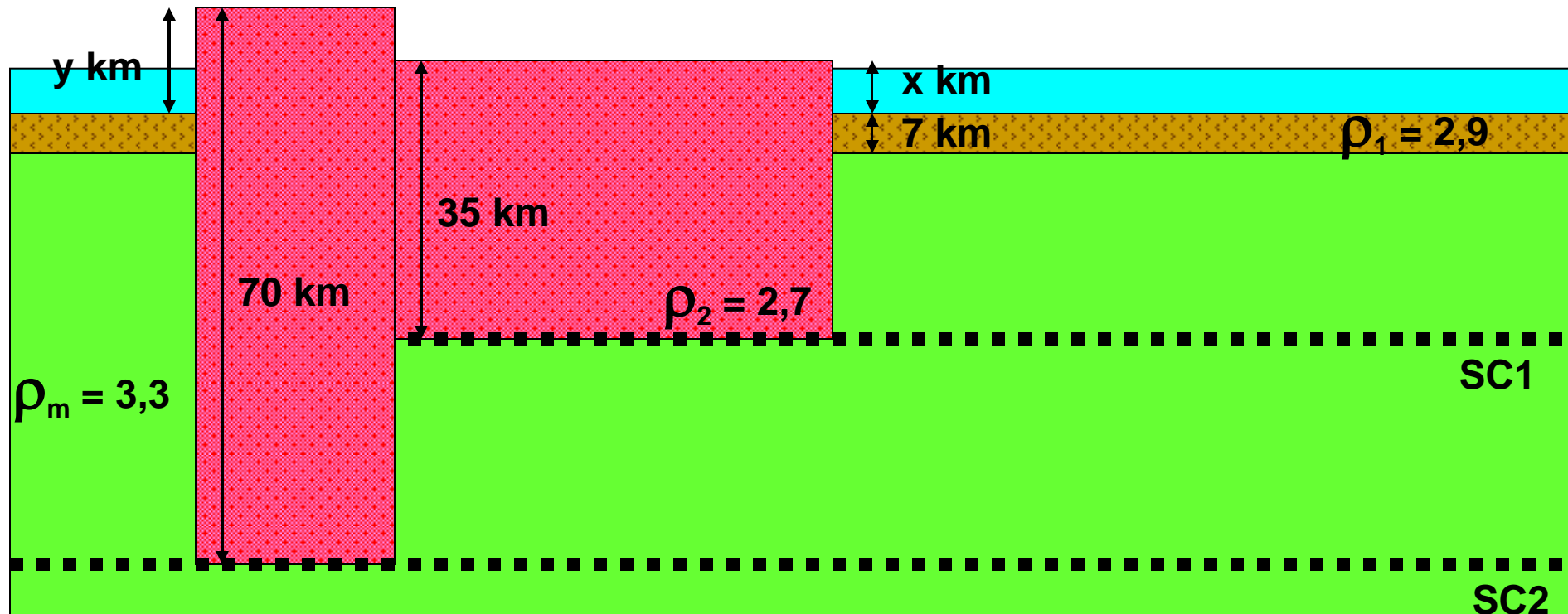
**Qui veut des morceaux
de manteau ?**

Application numérique (en 2018) : différences d'altitude x et de profondeur du Moho p entre une croûte de densité 2,7 (continentale) et d'épaisseur h « posée » sur un manteau de densité 3,3.



On écrit que la pression sur la surface de compensation 1 est constante : $h \cdot 2,7 = (h - x) \cdot 3,3$ d'où $x = 0,18 \cdot h$ (on va simplifier à 0,2, soit 1/5). Une croûte continentale domine le manteau à nu de 1/5 de son épaisseur (7 km). Toute croûte continentale d'épaisseur h a 1/5 de son épaisseur qui dépasse et 4/5 enfoncés dans le manteau. Toute variation d'épaisseur de croûte de z km fait varier la surface de + 1/5. z km et le moho de - 4/5. z km.

Combinaison Pratt –Airy ; une bonne approche de la réalité naturelle et de la dualité continent-océan dans le cas d'un océan à croûte standard.



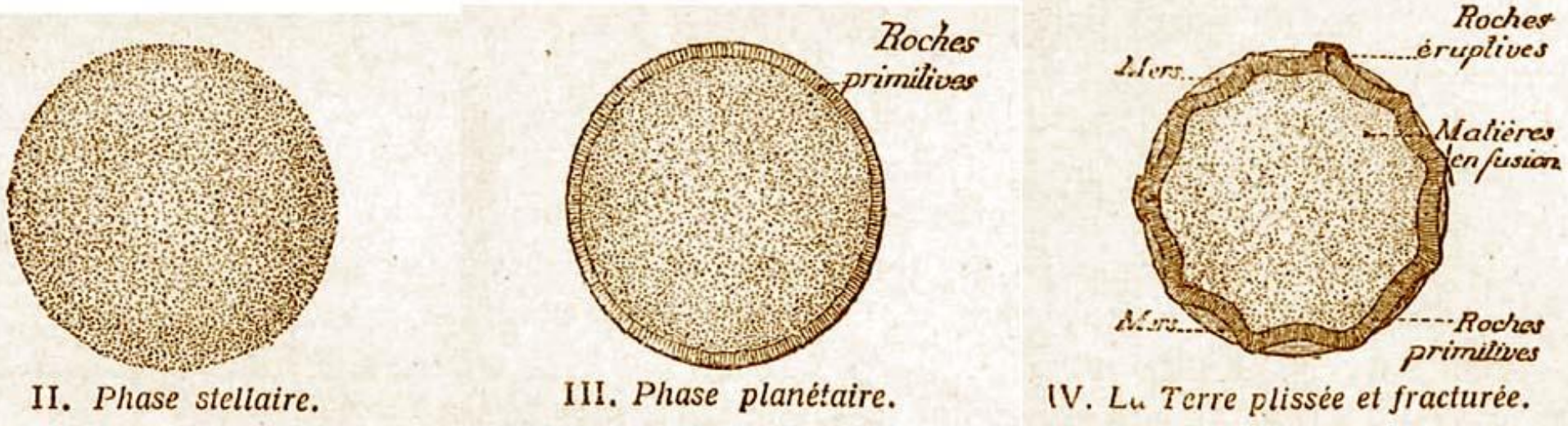
On écrit que la pression est la même partout sur SC1 (on néglige la masse de l'eau) :
 $35 \cdot 2,7 = (7 \cdot 2,9) + (35 - 7 - x) \cdot 3,3$, d'où $x = 5,5$ km. Un continent « standard » domine les plaines abyssales standards de 5,5 km.
 De même, on trouve (en arrondissant) qu'une chaîne de montagne avec une croûte « double » domine les plaines abyssales de $y = 12,5$ km

Le fait que la gravité (corrigée) soit (quasi) constante (à une certaine échelle, pas dans le micro-détail) sur 95 % de la surface de la Terre indique que la Terre est, à grande échelle, en équilibre isostatique (~ hydrostatique), et que les croûtes continentales et océaniques « flottent » sur un manteau déformable (mais solide bien sûr).

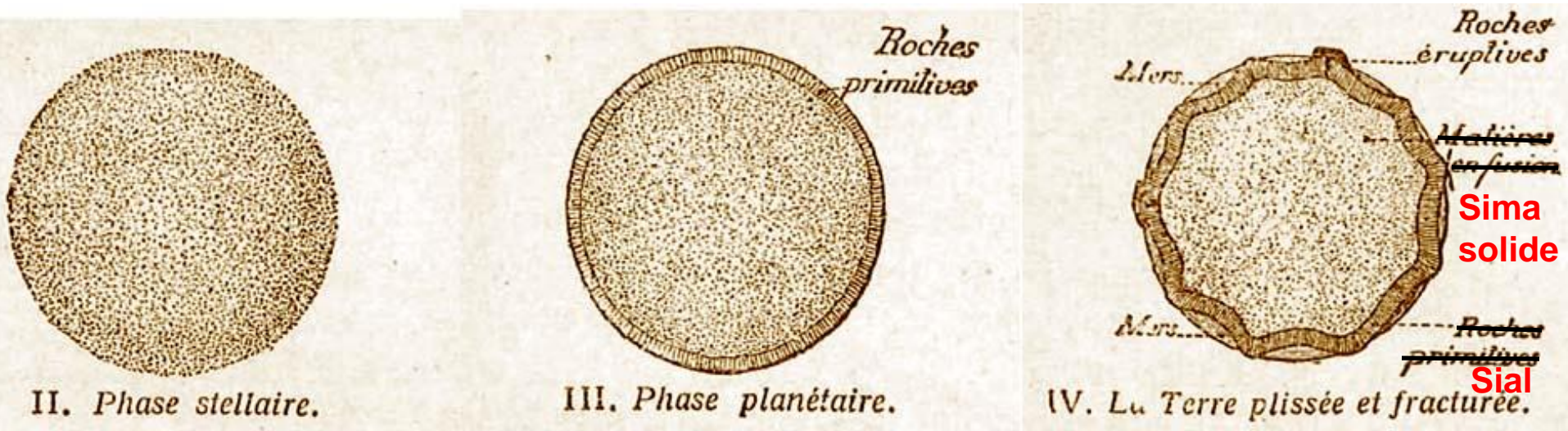


Photographie : Rémy Louat

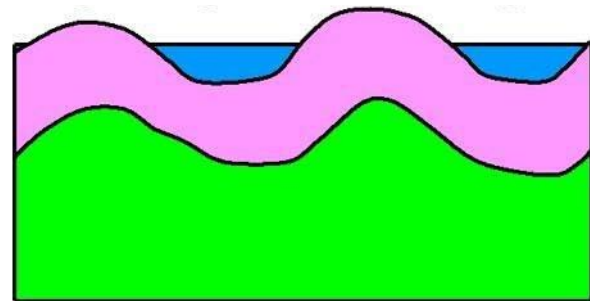
L'origine des bosses (continents) et des creux (océans) dans la 1^{ère} moitié du 19^{ème} siècle.



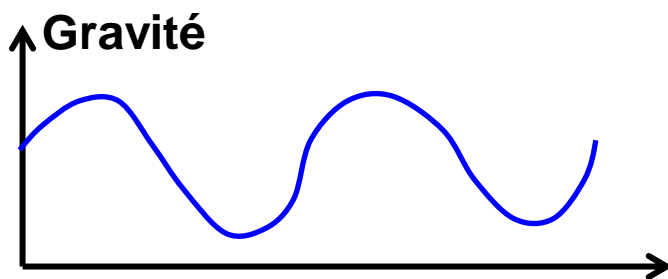
L'origine des bosses (continents) et des creux (océans) dans la 2^{ème} moitié du 19^{ème} siècle.



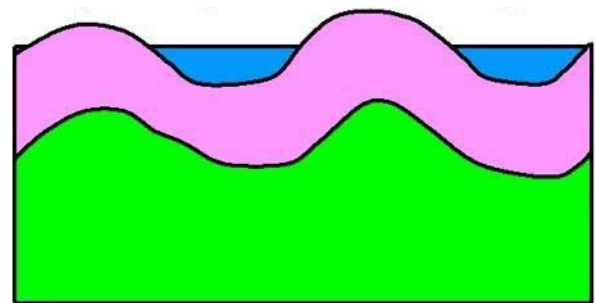
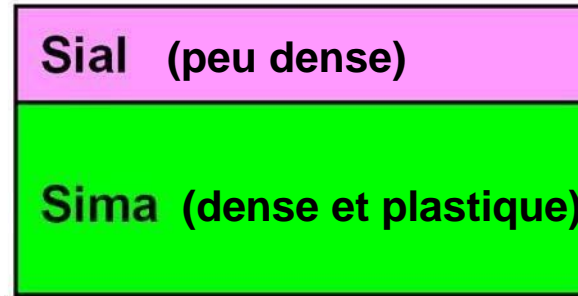
L'application de ce modèle de la contraction et de la « pomme ridée » pour expliquer océans et les continents n'explique ni la quasi constance de la gravité,



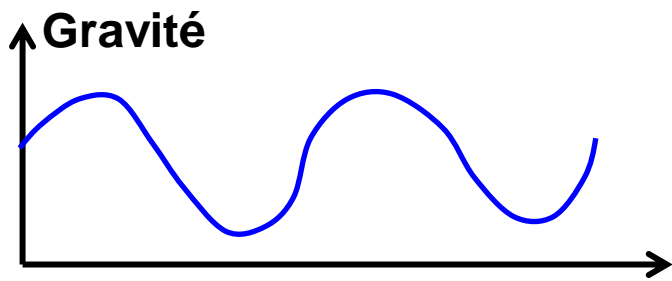
Modèle fixe 1



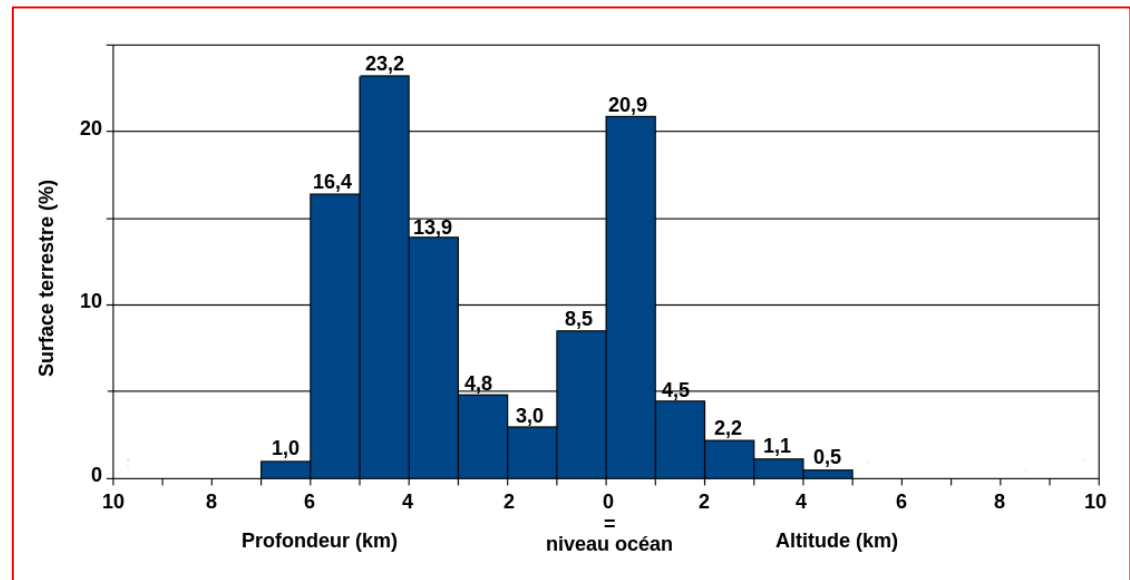
L'application de ce modèle de la contraction et de la « pomme ridée » pour expliquer océans et les continents n'explique ni la quasi constance de la gravité, ni la **bi-modalité des altitudes**



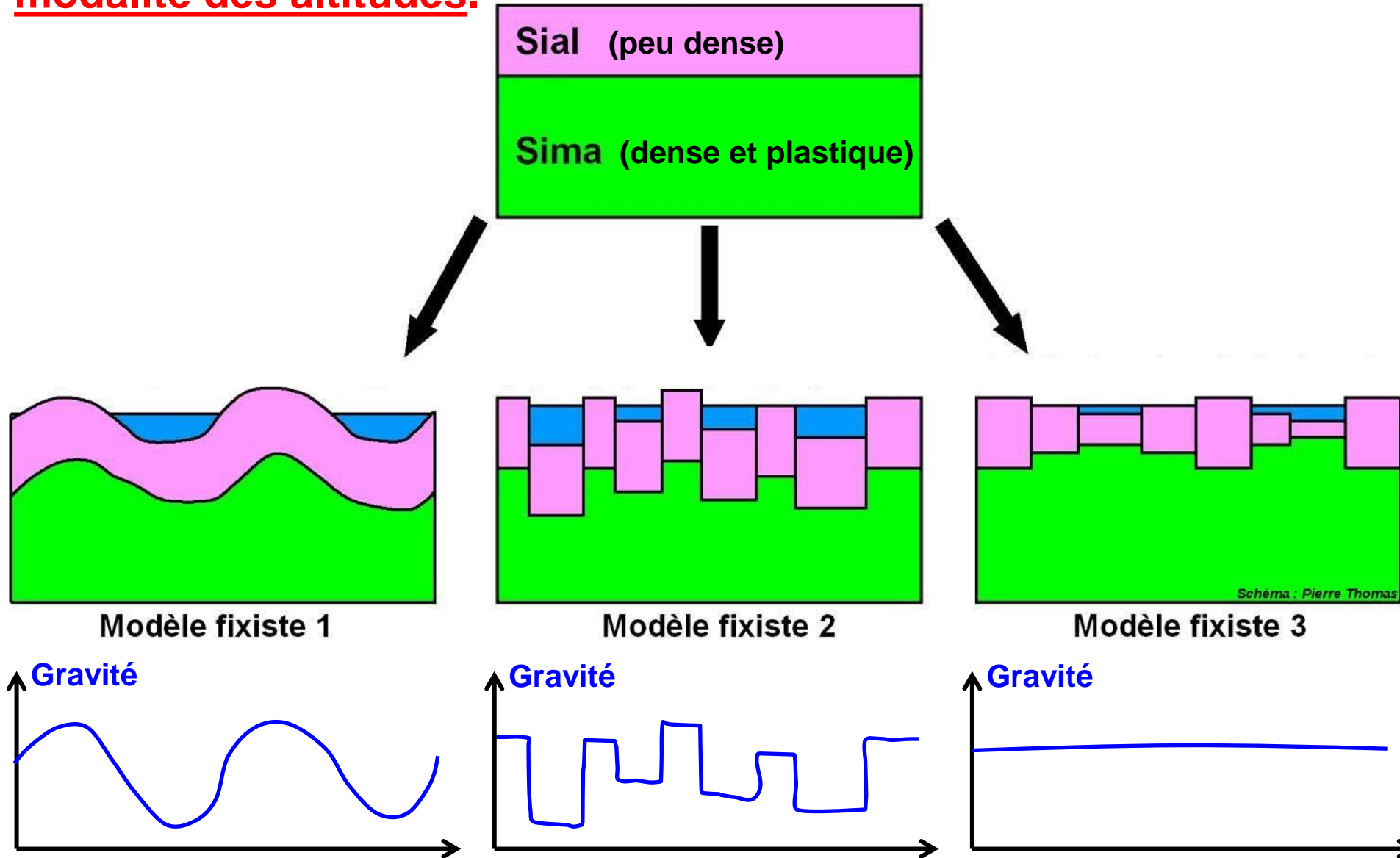
Modèle fixiste 1



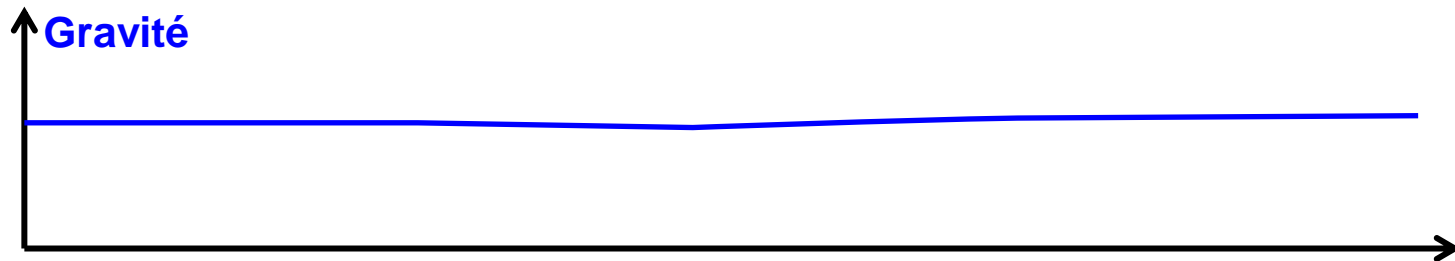
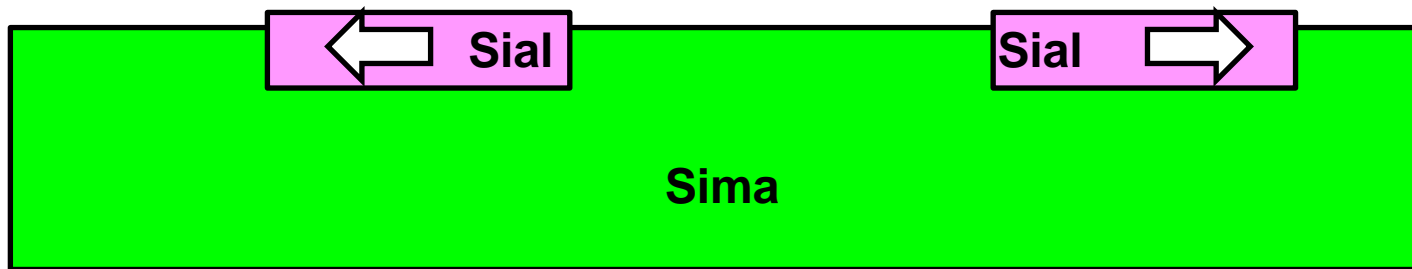
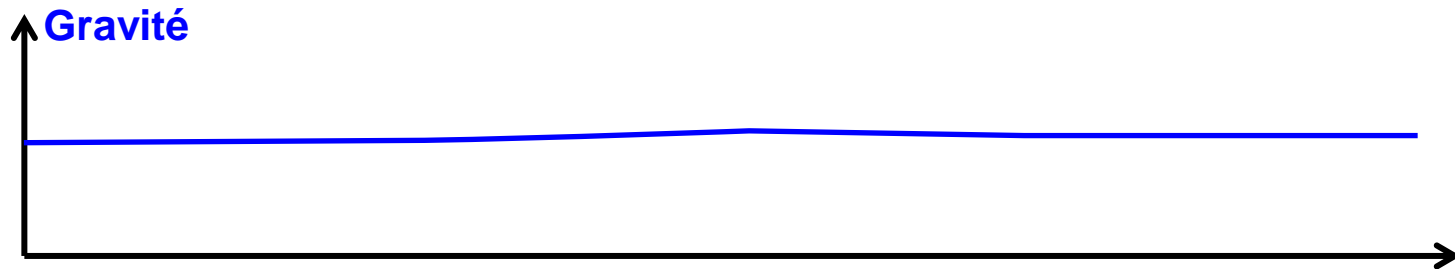
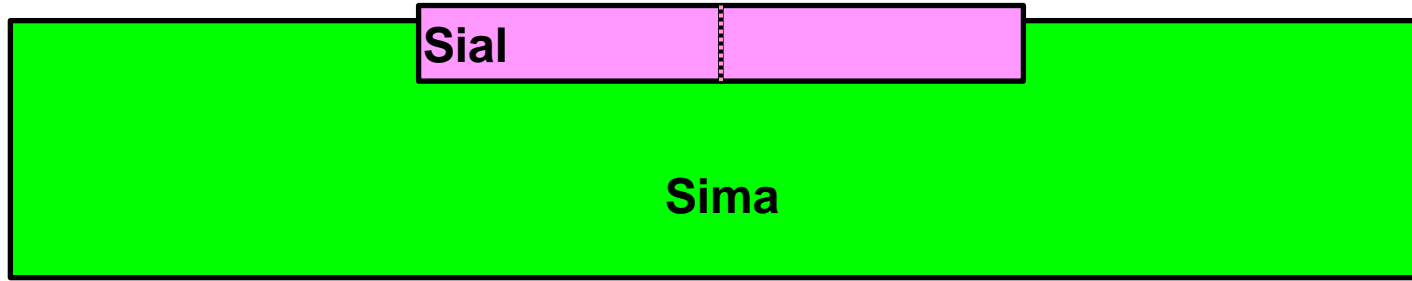
Plaines abyssales Continents



L'application du modèle 2 n'explique pas non plus ni la quasi constance de la gravité, ni la bi-modalité des altitudes. Le modèle 3 (Airy) explique bien la constance de la gravité, mais pas la bi-modalité des altitudes.

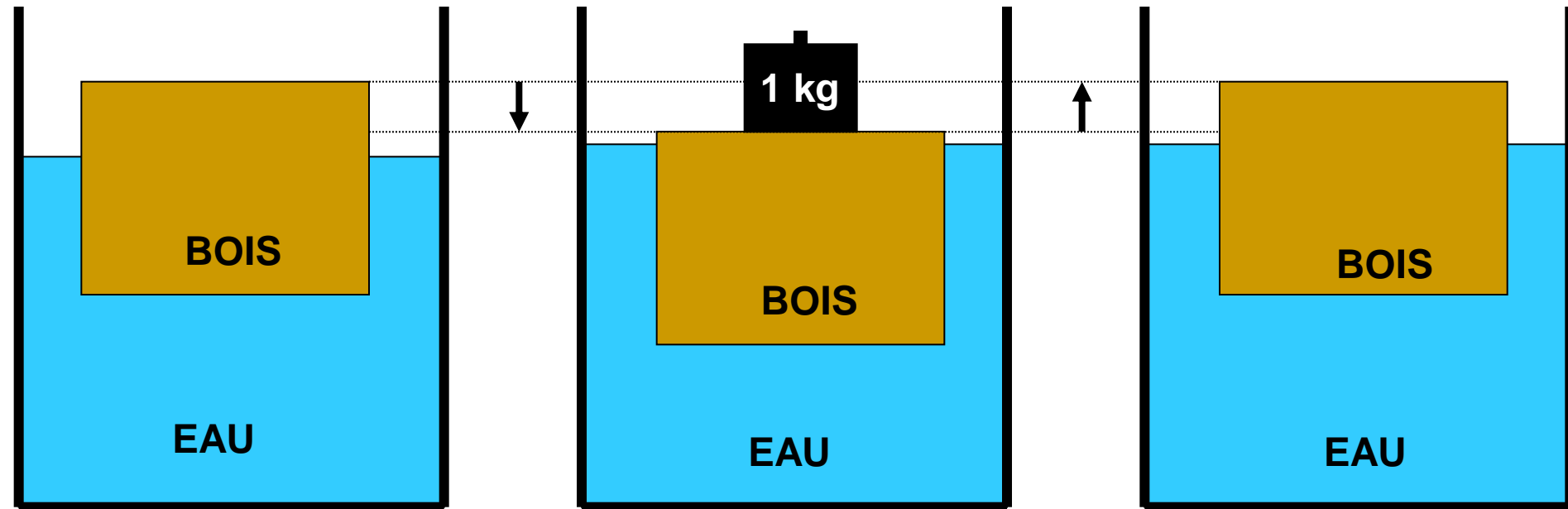


Le modèle de la dérive des continents de Sial sur du Sima (1912), lui, explique et la constance de la gravité, et la bi-modalité des altitudes.



Le fait que la gravité soit (quasi) constante (à une certaine échelle, pas dans le micro-détail) sur 95 % de la surface de la Terre indique que la Terre est, à grande échelle, en équilibre isostatique (~ hydrostatique), et que les masses continentales et océaniques « flottent » sur un manteau solide mais déformable. C'est prouvé par les mouvements verticaux dus à une surcharge ou à une décharge.



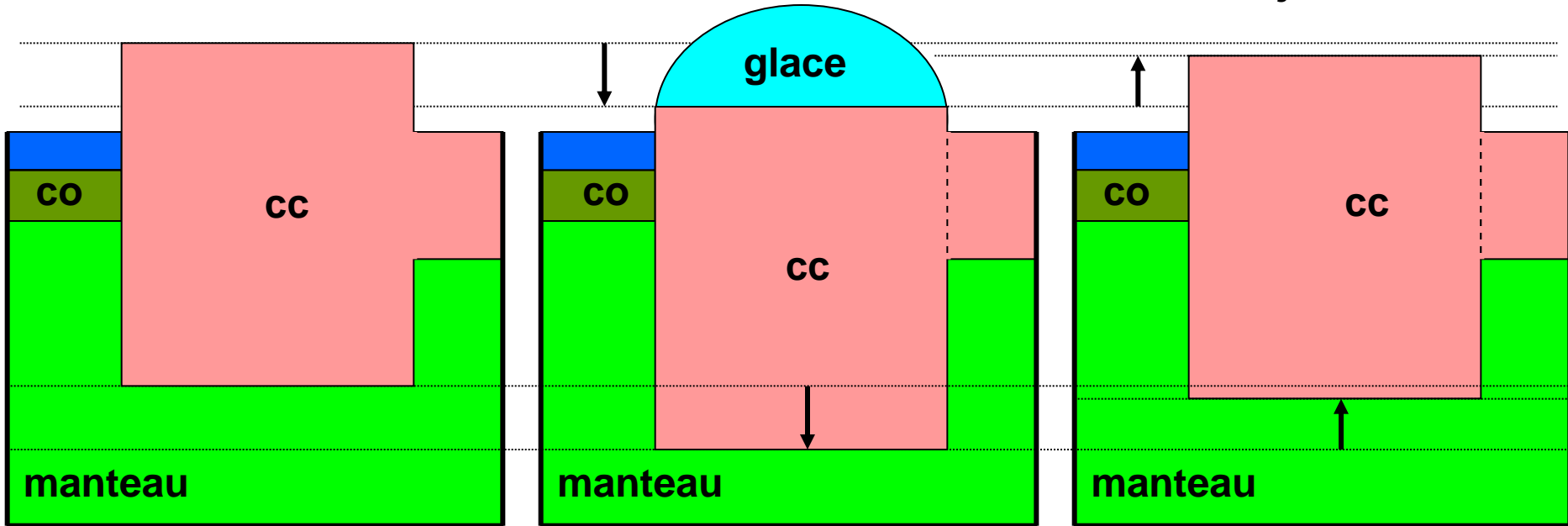


Si on « charge » un radeau, il s'enfonce. Quand on le décharge, il remonte. Si le bois flotte sur de l'eau, les mouvements sont « instantanés ». Si ça flotte sur du miel très visqueux, il y aura du retard à l'établissement de l'équilibre. La mesure de ce retard renseignera sur la viscosité du liquide.

- 100 000 ans

- 20 000 ans

Aujourd'hui



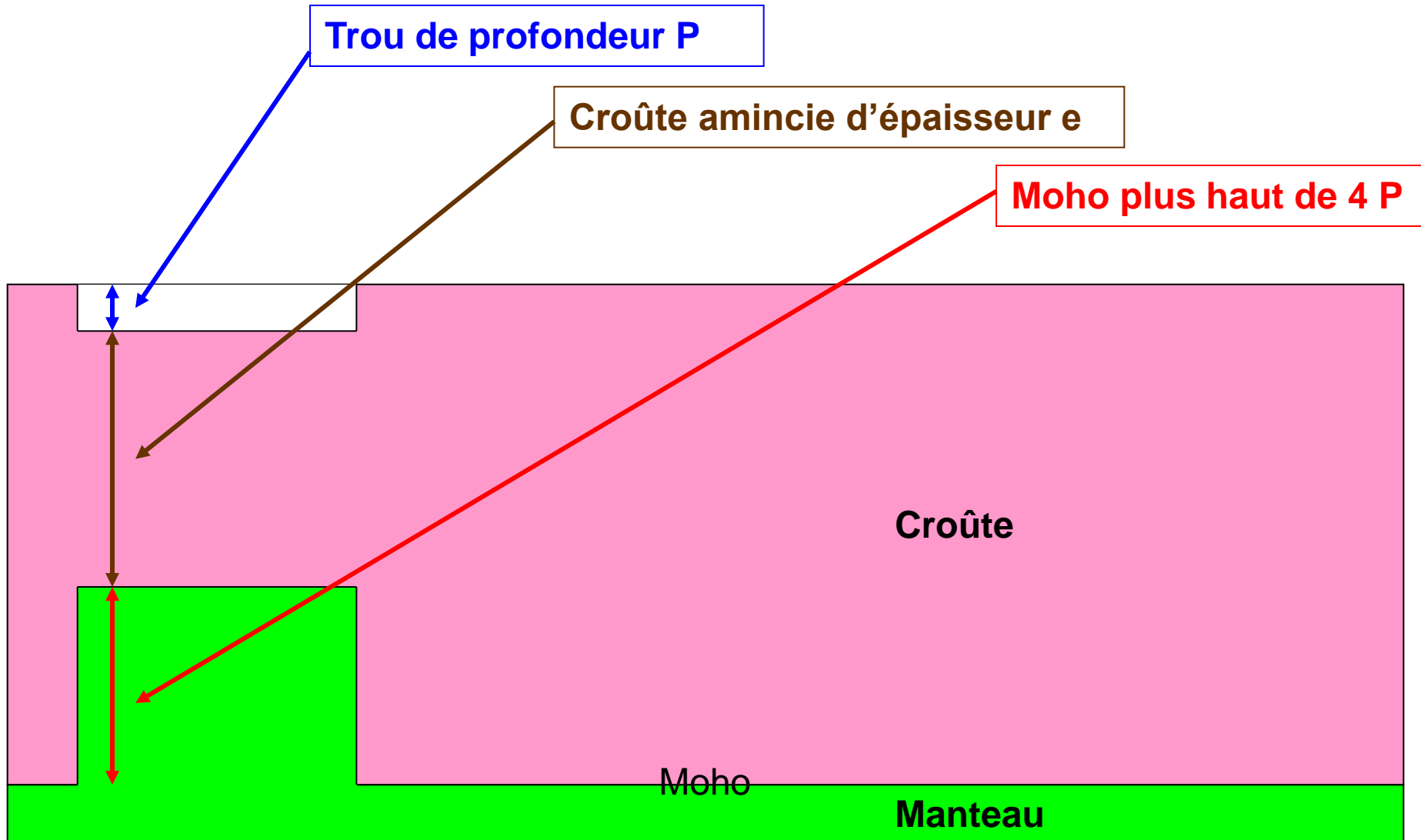
Si des glaciers « chargent » un continent (la Scandinavie, le Canada ...), il s'enfonce. Quand les glaciers fondent, il remonte. Avec des observations géologiques (plages soulevées ...) , on voit que l'établissement du nouvel équilibre se fait en quelques dizaines de milliers d'années (ce qui est géologiquement « instantané »). Depuis 18 000 ans (fonte des glaciers), la Scandinavie et le Canada ont déjà fait les 3/4 de leur «remontée». Ca permet de calculer la viscosité du manteau: $\nu = 10^{18}$ à 20^{20} Pa.s (10^{22} fois plus visqueux que de l'eau).



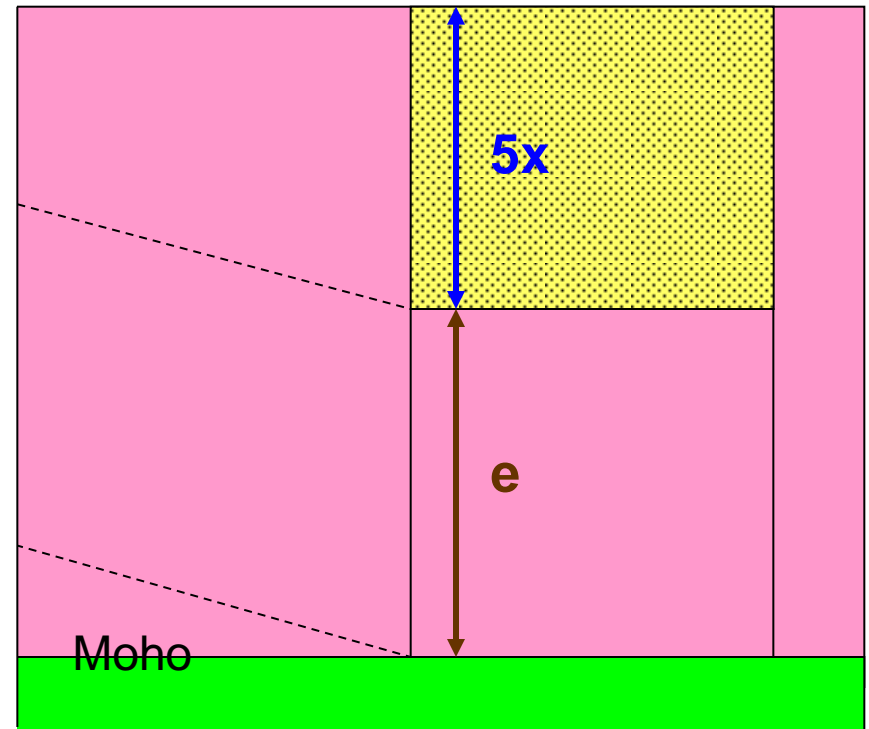
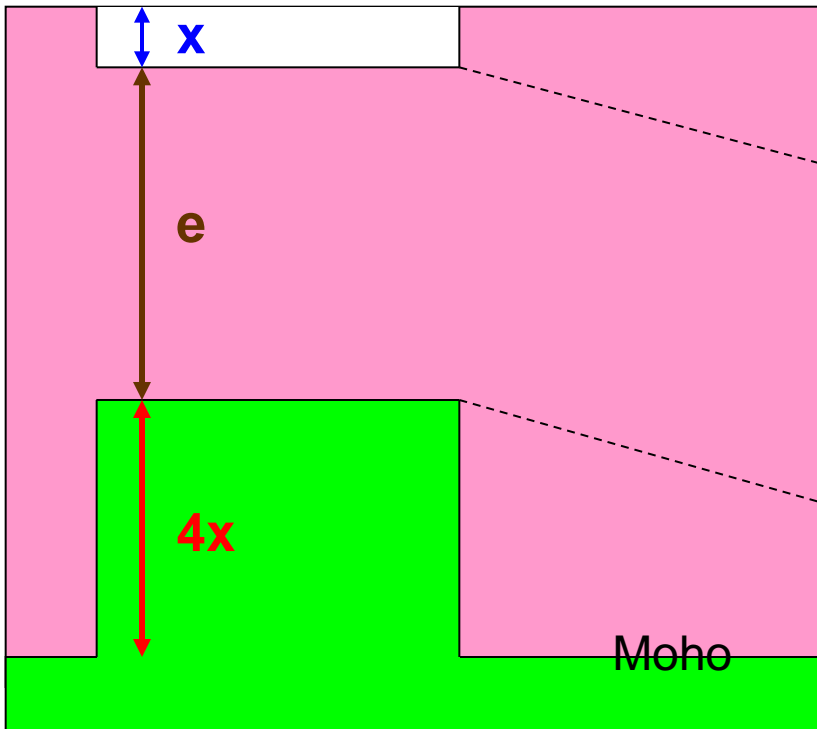
Photographie : Alex Clamens

Plages soulevées au Nord de la Scandinavie

Une autre conséquence de cet équilibre : que devient un « trou » à l'équilibre quand il se remplit de sédiments (supposés de même densité que le reste de la croûte) ?

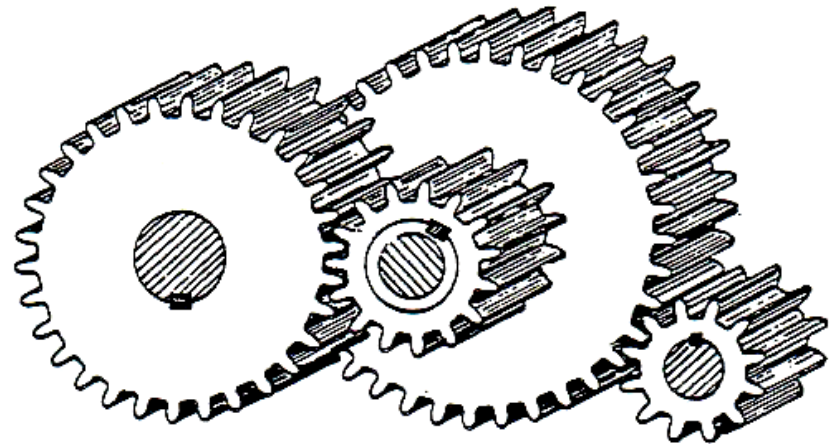


Il se remplit, mais chaque fois qu'il se remplit de x , la base du trou s'enfonce de $4/5$ de x . Et ça va durer tant qu'il reste de la place pour accueillir des sédiments (on suppose que l'apport dure tant que dure le trou). A la fin, Moho aura retrouvé son horizontalité, et le trou initial de x se sera fait remplir de $5x$ de sédiment.

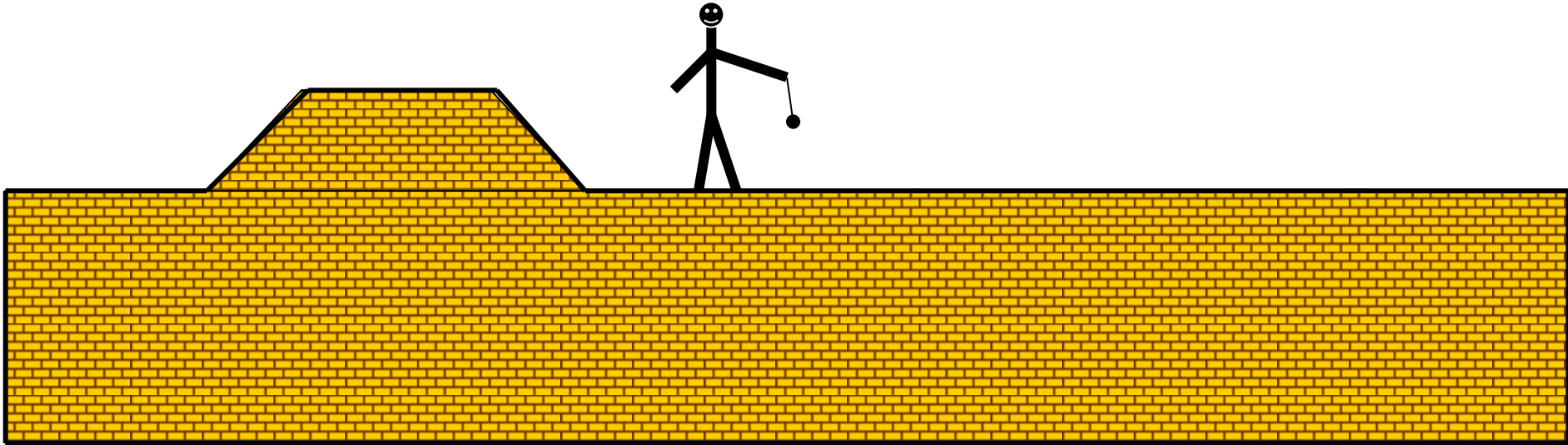


Le fond initial du trou supposé à l'équilibre isostatique était à P km de profondeur, et le Moho plus haut que normal de $4 P$. Le trou se remplit et à chaque fois qu'il se dépose x km de sédiment, la base du trou s'enfonce de $4/5$ de x . Le Moho descend aussi de $4/5$ de x . Ça va durer jusqu'à ce que le Moho redevienne horizontal. L'ancien trou sera alors rempli de $5 P$ km de sédiment.

A chaque fois qu'une cause crustale quelconque (amincissement ...) engendre une dépression topographique, la sédimentation multiplie par 5 la profondeur initiale de la dépression.

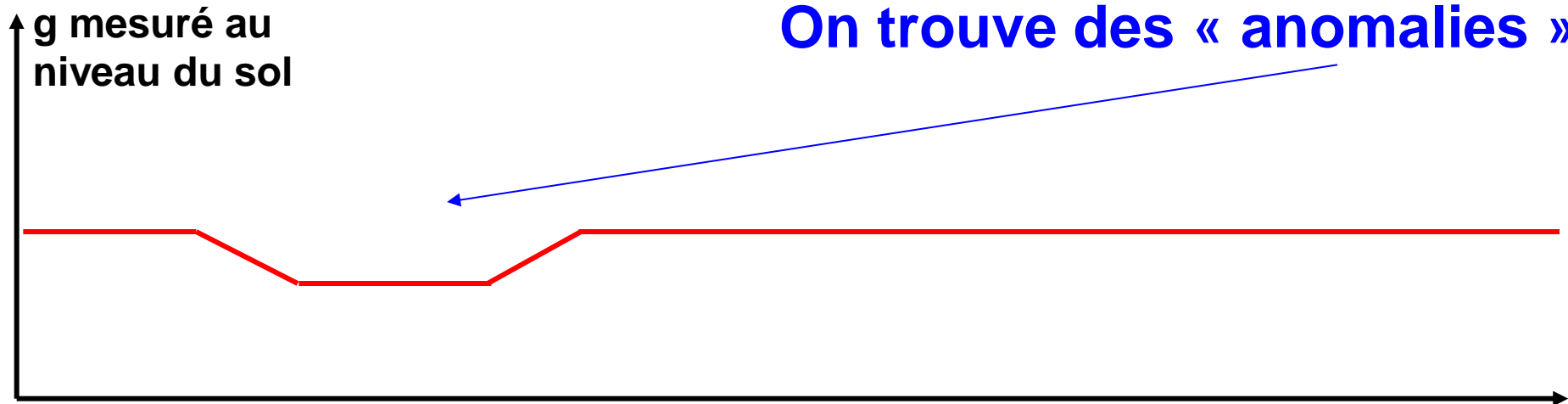


Une « complication » qui fait revenir Pierre Bouguer.



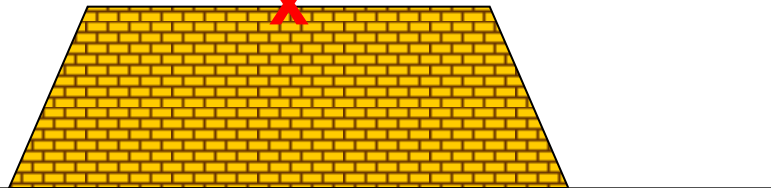
Quand, au XIX^{ème}, on mesure la gravité au niveau du sol, on trouve des variations. On compare le g mesuré dans les plaines à celui mesuré dans les montagnes.

On trouve des « anomalies »



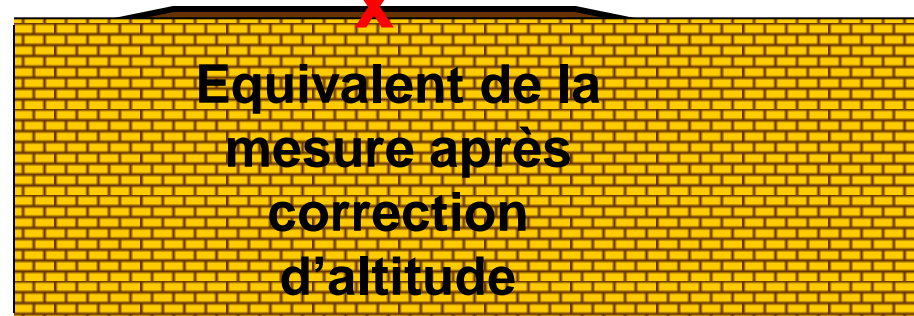
Pour expliquer ces anomalies, on a tout de suite pensé à l'effet de l'altitude ($g = G.M / \underline{d}^2$), avec d = distance au centre de la Terre. Par le calcul, à partir du g mesuré en altitude, on corrige et on se ramène à un g au niveau de la plaine, un peu comme si on aplatissait le montagne en la comprimant (mais en gardant sa masse). On parle de correction d'altitude, ou correction « à l'air libre ».

X



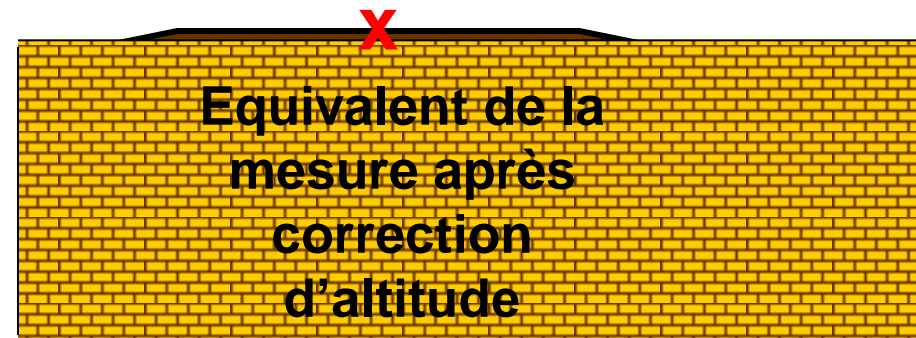
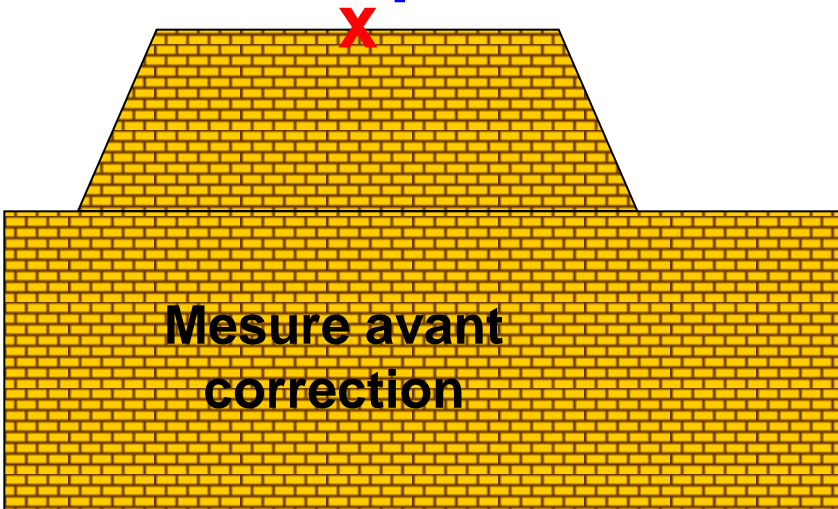
Mesure avant
correction

X

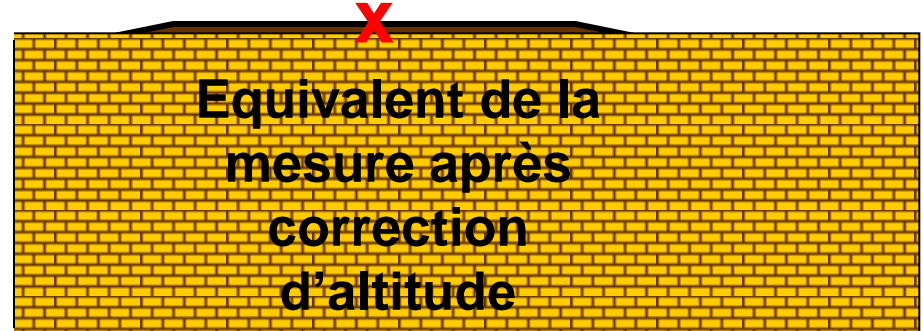
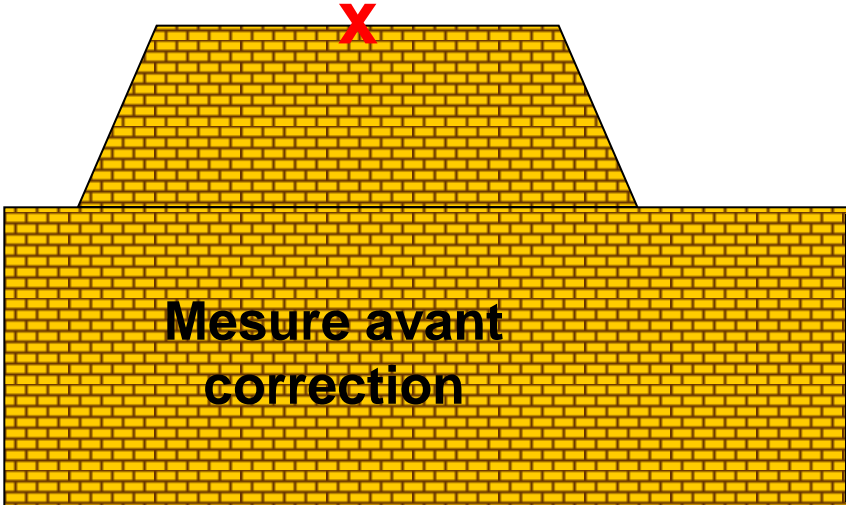
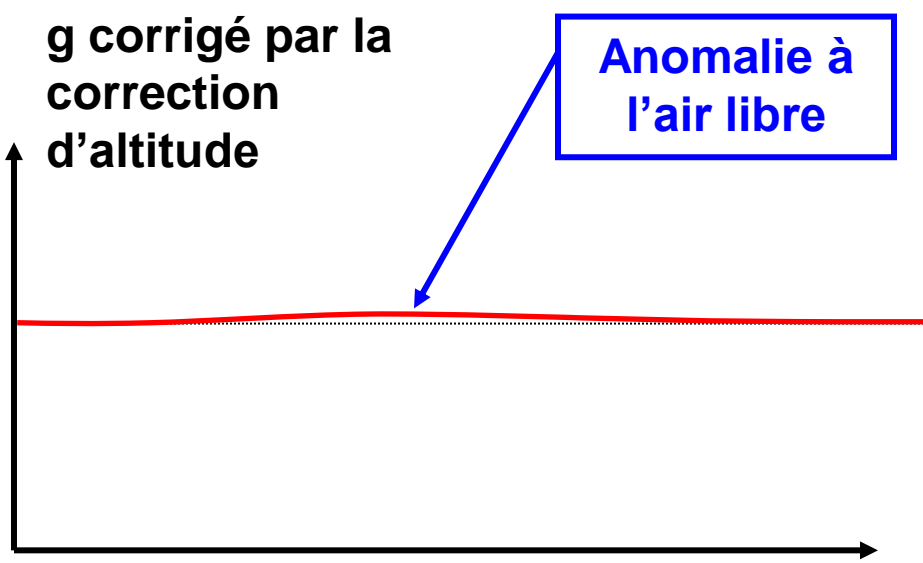
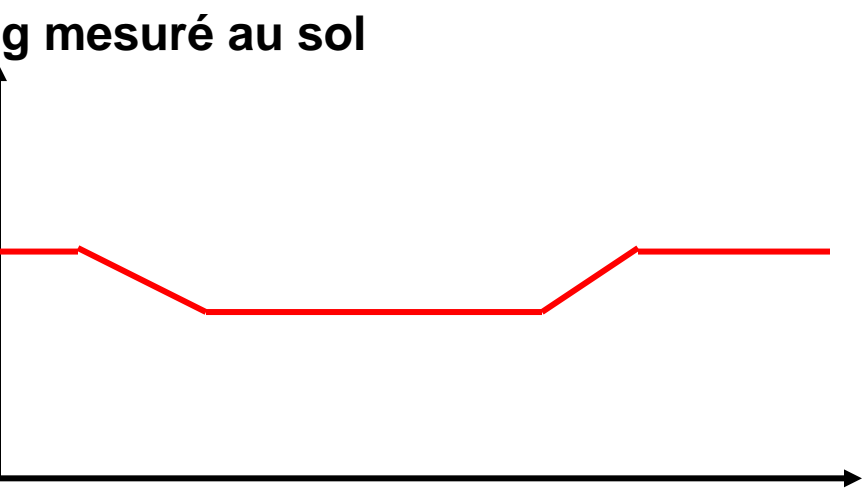


Equivalent de la
mesure après
correction
d'altitude

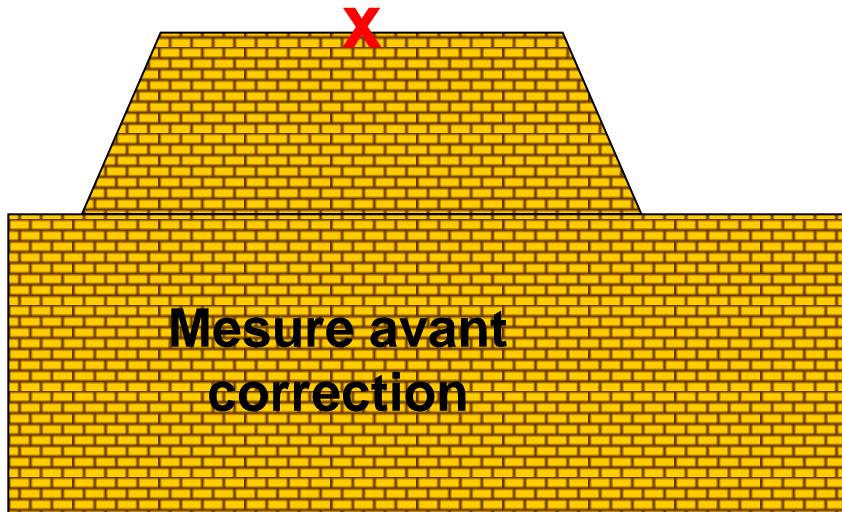
Quand on ne fait que la correction d'altitude, la gravité corrigée est quasiment égale à la gravité théorique, celle de la plaine à coté (qui dépend aussi de la latitude). C'est ce qu'on mesure maintenant en mesurant la gravité d'avion ou de satellite. C'est pour cela que j'ai pu écrire à la diapo 23 que la gravité était quasi-constante pour 95% de la surface de la Terre. Le peu de différence qu'il reste est appelé « anomalie à l'air libre », anomalie très faible pour 95% de la Terre.



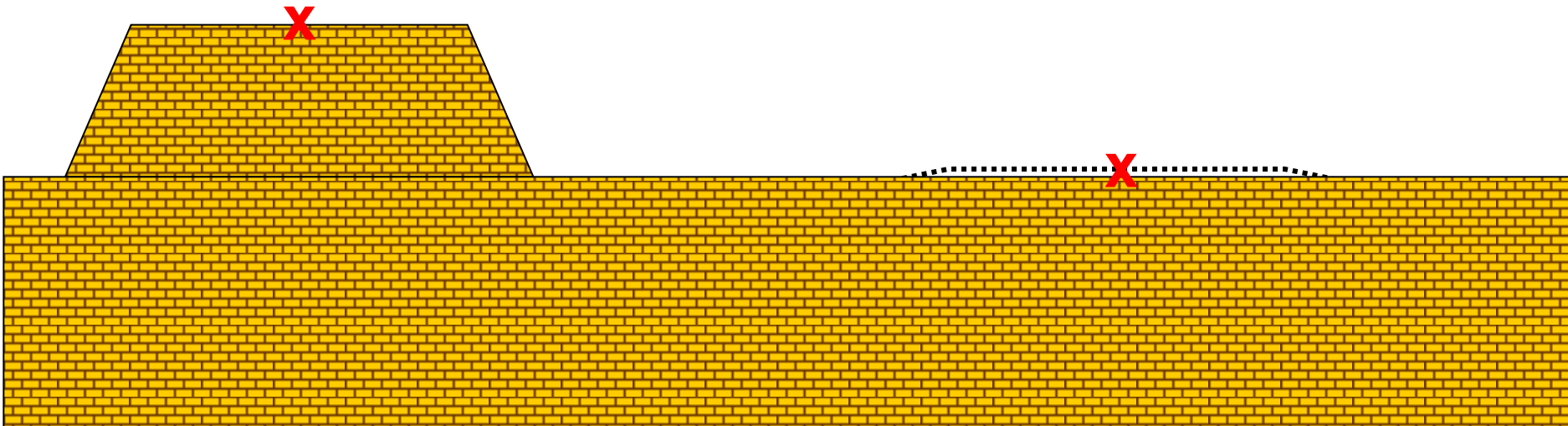
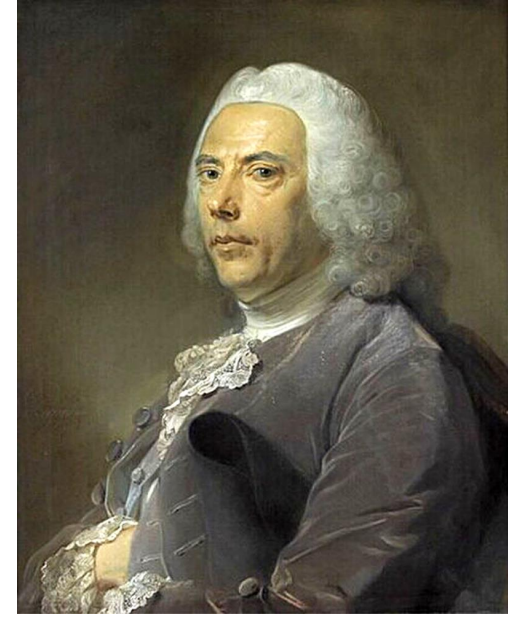
Quand on ne fait que la correction d'altitude, la gravité corrigée est quasiment égale à la gravité théorique, celle de la plaine d'à côté (qui dépend aussi de la latitude). C'est ce qu'on mesure maintenant en mesurant la gravité d'avion ou de satellite. C'est pour cela que j'ai pu écrire à la diapo 23 que la gravité était quasi-constante pour 95% de la surface de la Terre. Le peu de différence qu'il reste est appelé « anomalie à l'air libre », anomalie très faible pour 95% de la Terre.



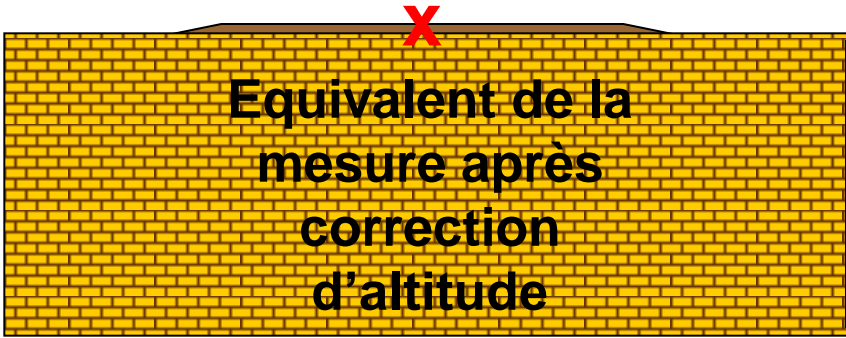
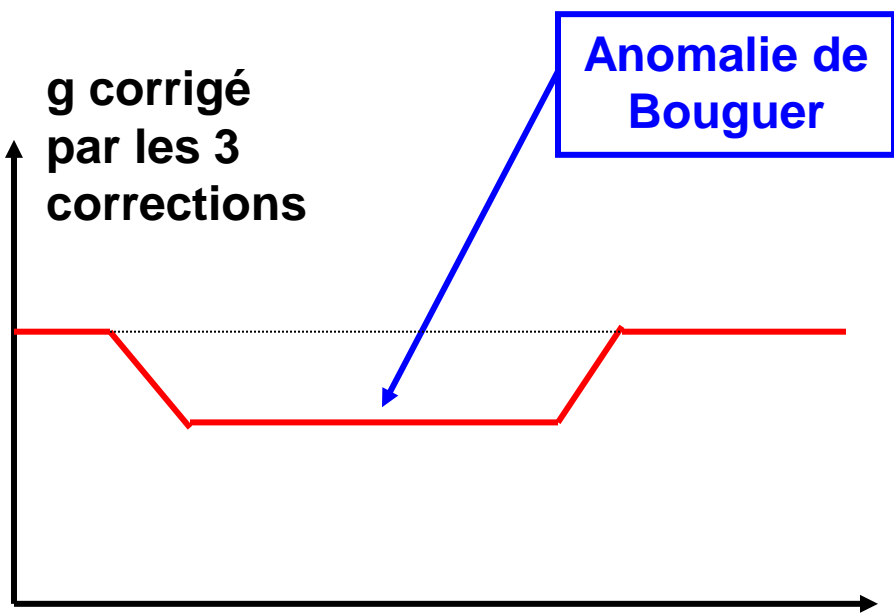
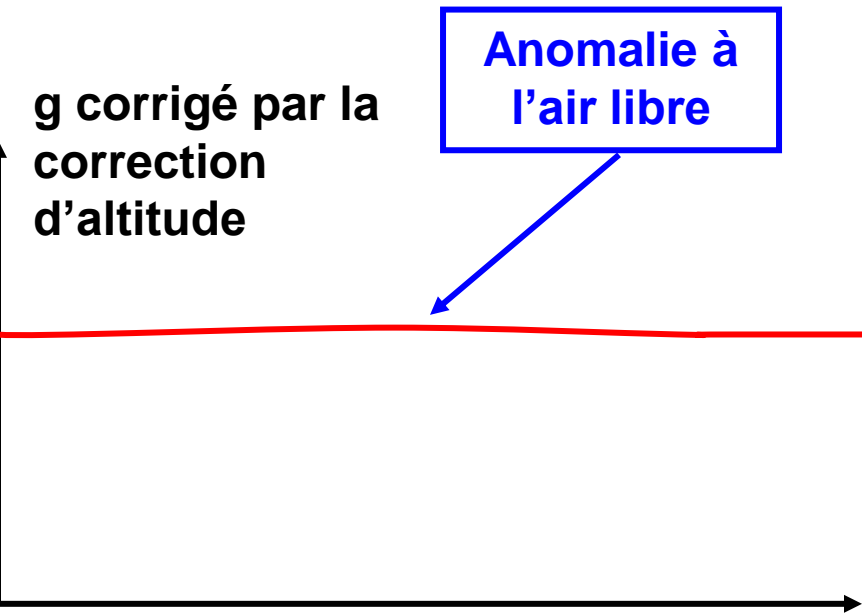
Puis on se dit qu'il n'y a pas que la distance au centre de la Terre qui peut jouer ; il y a aussi la masse de la montagne et des reliefs environnants qui ajoute une attraction à celle de la Terre. Par le calcul, et pour comparer avec la plaine, on efface l'attraction de la montagne (correction de plateau) et des éventuels reliefs voisins (correction topographique). C'est comme si on « enlevait » la masse de la montagne et des reliefs environnants.



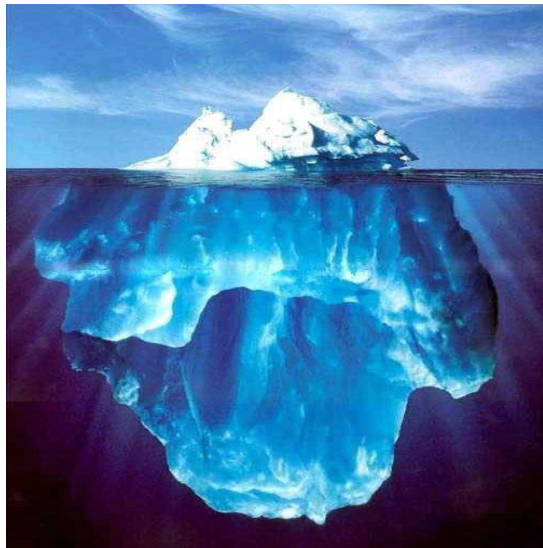
Par contre, si à la correction d'altitude on rajoute les deux corrections de plateau et topographique, corrections pourtant logiques, la gravité calculée redevient assez différente de la gravité théorique (mesuré dans la plaine), et ce d'autant plus que la topographie était importante. La différence entre gravité théorique et gravité corrigée (par les 3 corrections) est dite « anomalie de Bouguer ».

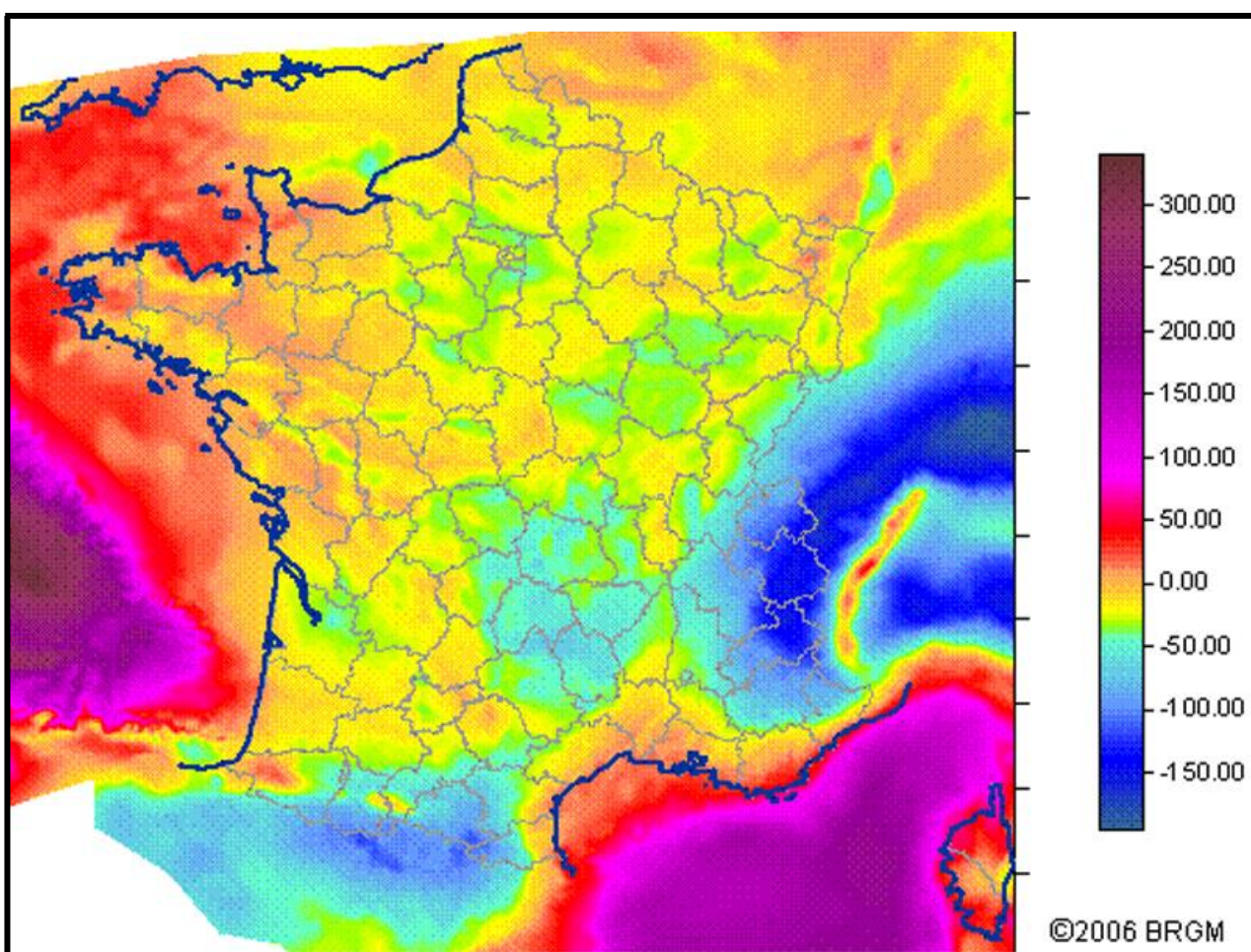


Par contre, si à la correction d'altitude on rajoute les deux corrections de plateau et topographique, corrections pourtant logiques, la gravité calculée redevient assez différente de la gravité théorique, et ce d'autant plus que la topographie était importante. La différence entre gravité théorique et gravité corrigée (par les 3 corrections) est dite « anomalie de Bouguer ».



Pourquoi les corrections de plateau et topographique, corrections pourtant logiques, aggravent la différence entre gravités mesurée et calculée ? Parce que, la Terre est en équilibre isostatique (\approx hydrostatique), et que la « nature » avait déjà compensé les effets de la topographie. A une montagne (excès de masse superficiel) correspond un épaissement crustal, excès de corps peu dense, donc déficit de masse profond. A une dépression (déficit de masse superficiel) correspond un amincissement crustal, déficit de corps peu dense, donc excès de masse profond.

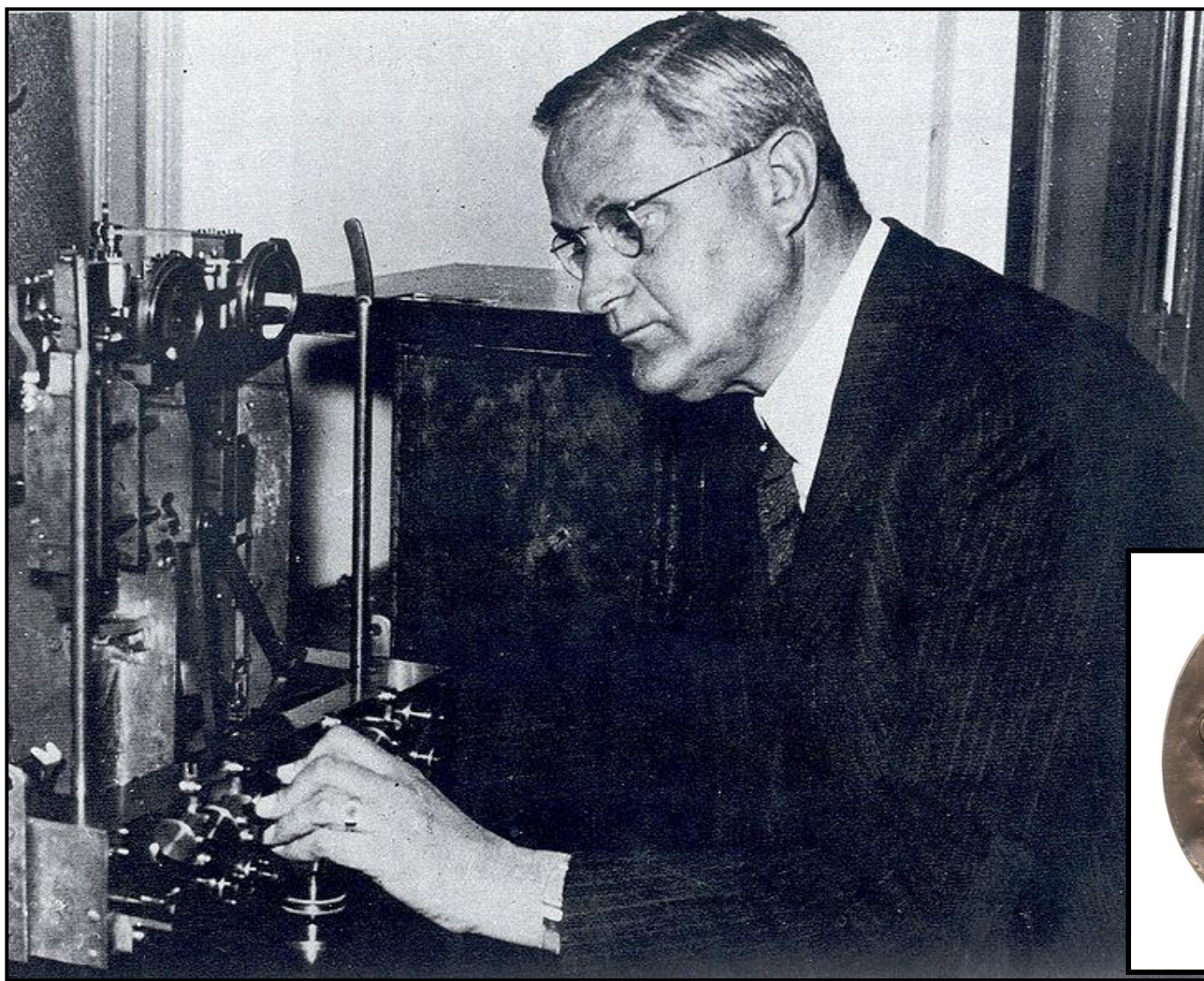




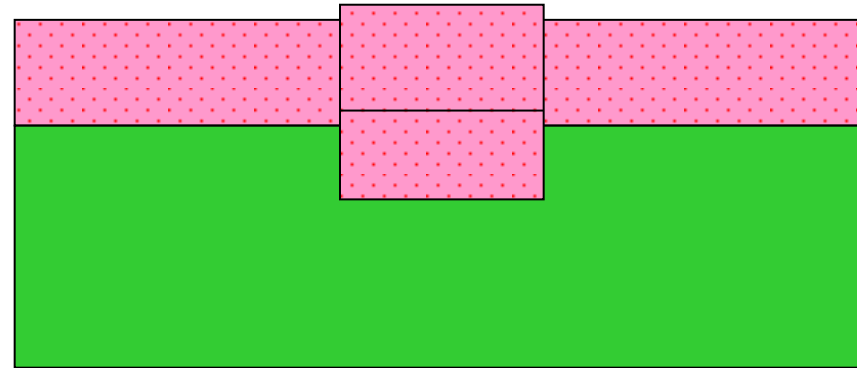
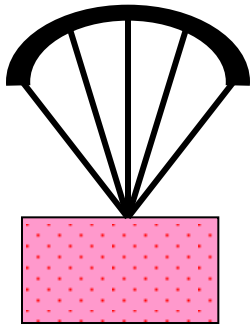
Si la gravité (corrigée de effets d'altitude) est quasi constante, l'anomalie de Bouguer peut être importante.

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

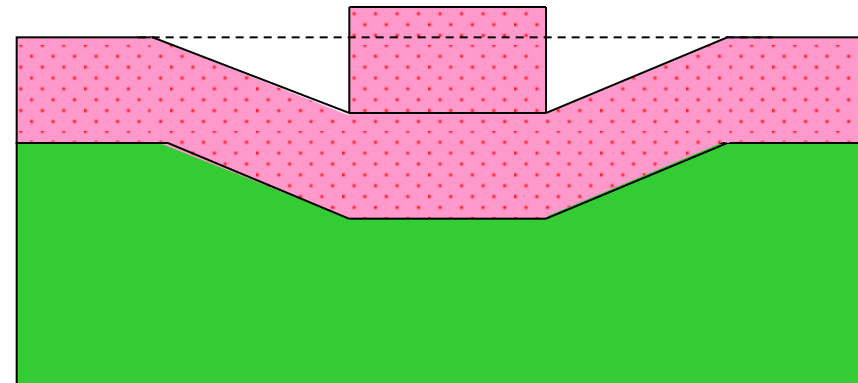
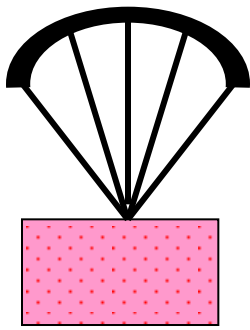
L'anomalie de Bouguer indique donc un excès (anomalie >0) ou un déficit (anomalie <0) de masse en profondeur, qu'on peut interpréter en terme d'épaisseur de croûte, ou ... autrement.



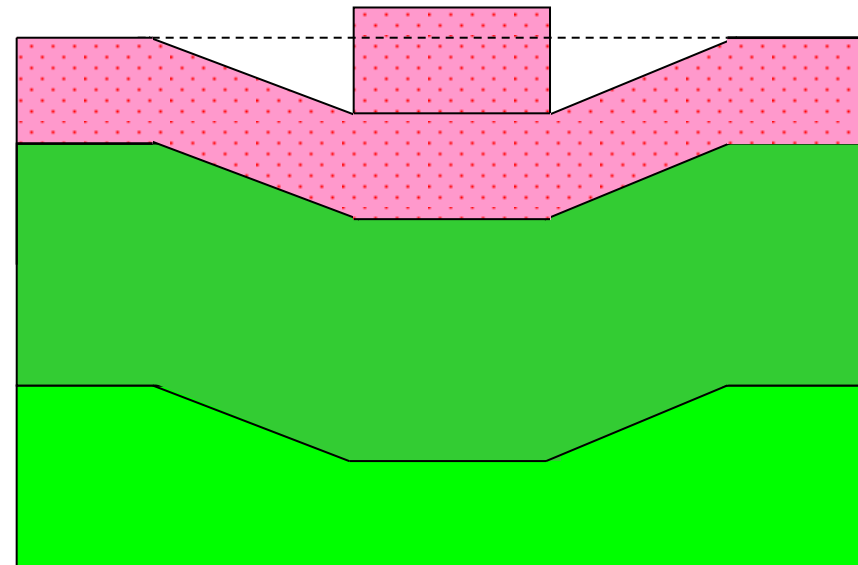
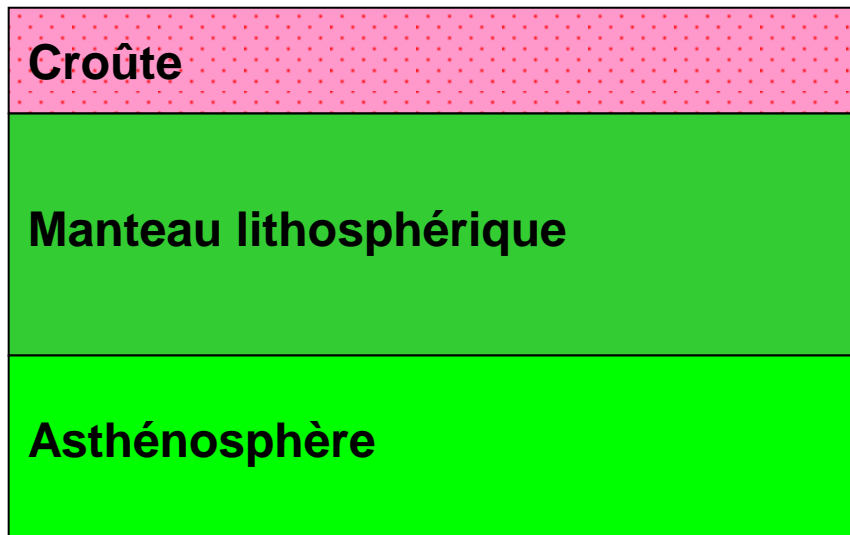
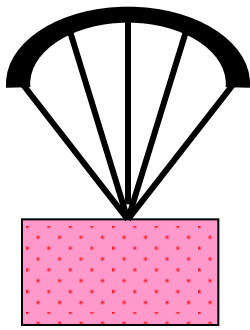
**Dernier personnage « historique » clé :
Felix Andries Vening Meinesz (1887 – 1966), qui
peaufine / complique un peu ce qui précède.**



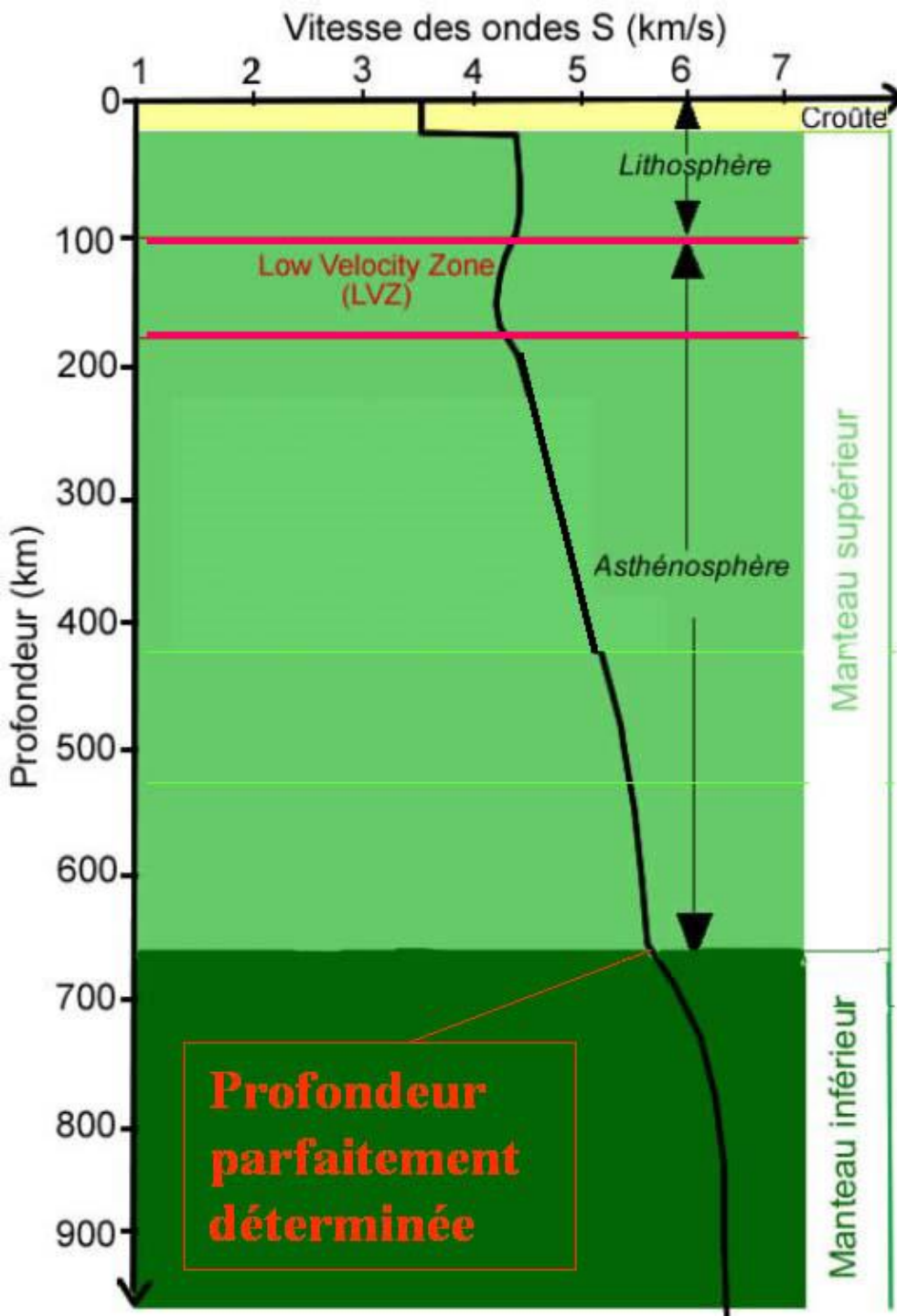
Ca, c'est ce que je vous ai dit jusqu'à présent. C'est une assez bonne simplification. Mais ...



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 »).

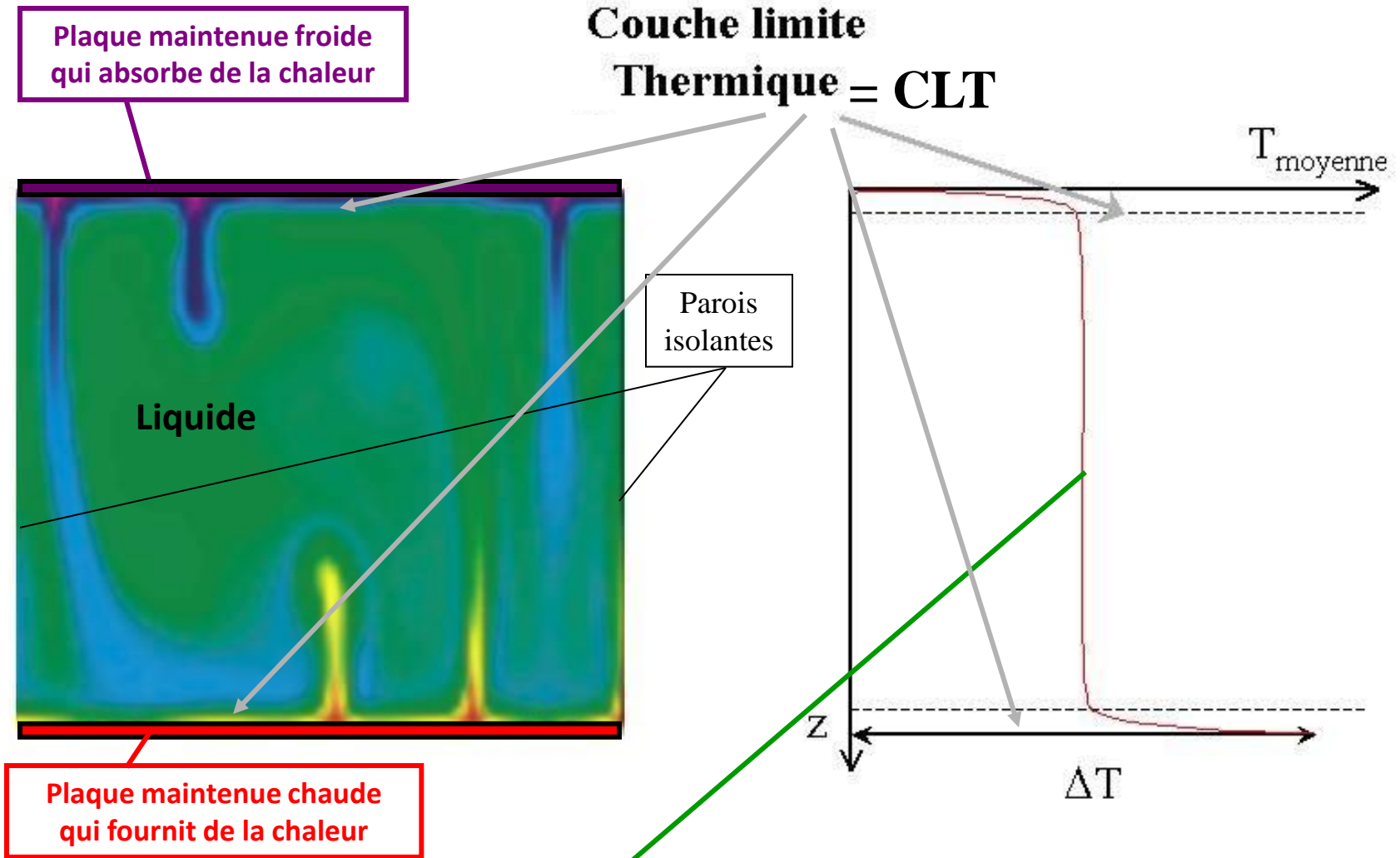


On assimile maintenant souvent la couche soumise à cette flexion à la lithosphère élastique s'enfonçant dans l'asthénosphère plastique et ductile. Et ca peut même être encore plus compliqué dans le détail !

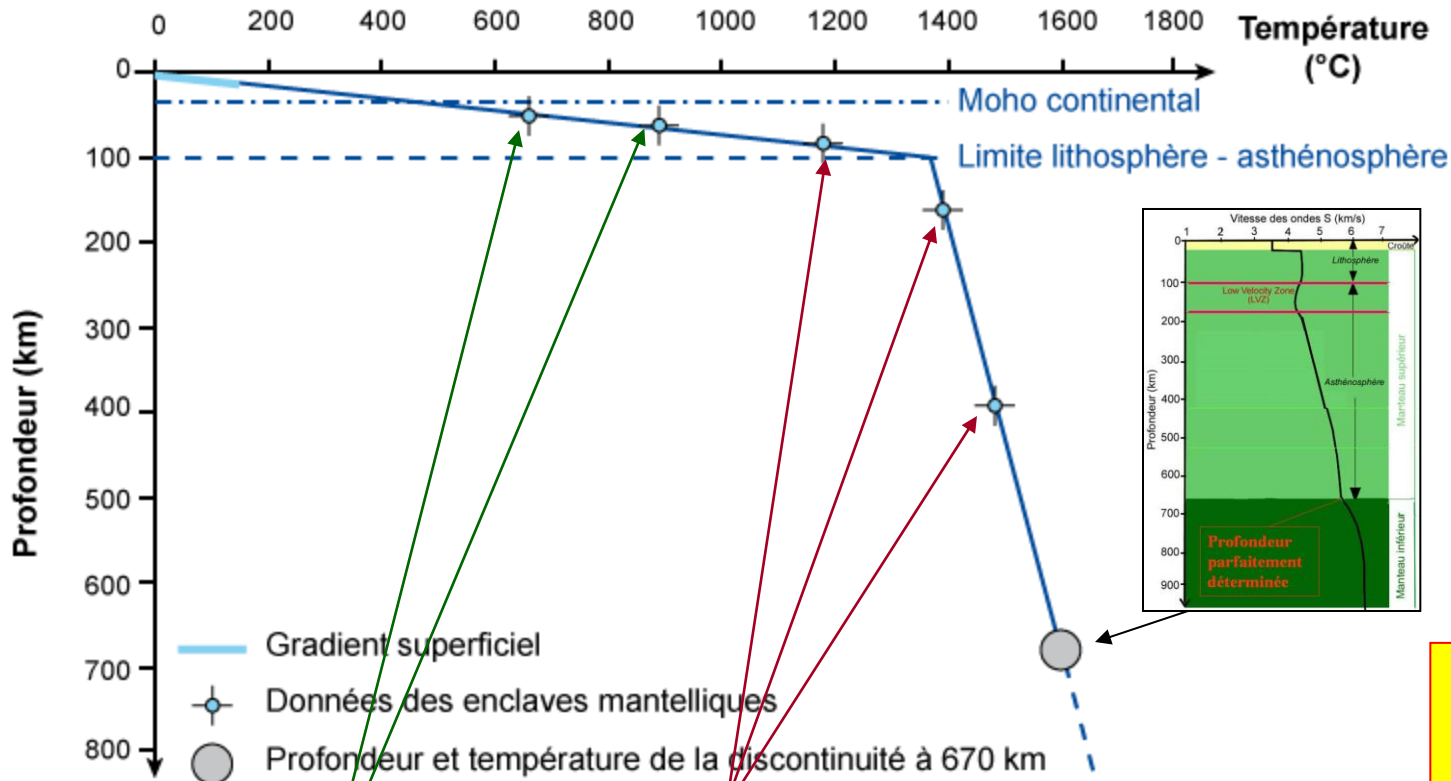


Dans la 2^{ème} moitié du 20^{ème} siècle, la sismologie fait des progrès. Dans le manteau supérieur, entre environ 100 et 200 km, la vitesse des ondes sismiques est un peu plus faible. Au dessus de cette zone, le manteau (et la croûte) sont rigide. C'est la lithosphère. Cette zone a faible vitesse et ce qu'il y a dessous (tout en manteau) sont plastiques : c'est l'asthénosphère.

Rappel de ce qu'est une cellule de convection thermique



Température quasi constante, à l'effet de la compression / décompression (adiabatique) près !



Avec les données issus de la pétrologie, on connaît la température en fonction de la profondeur.

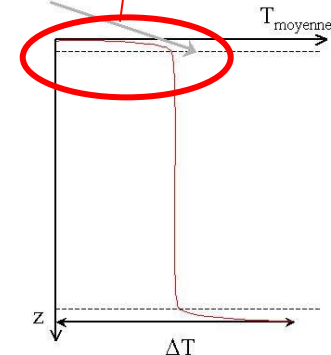
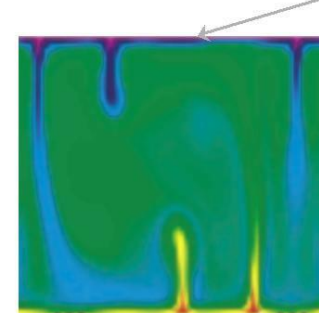
Avouez que ça ressemble !

Courbe très schématique



Un système convectif

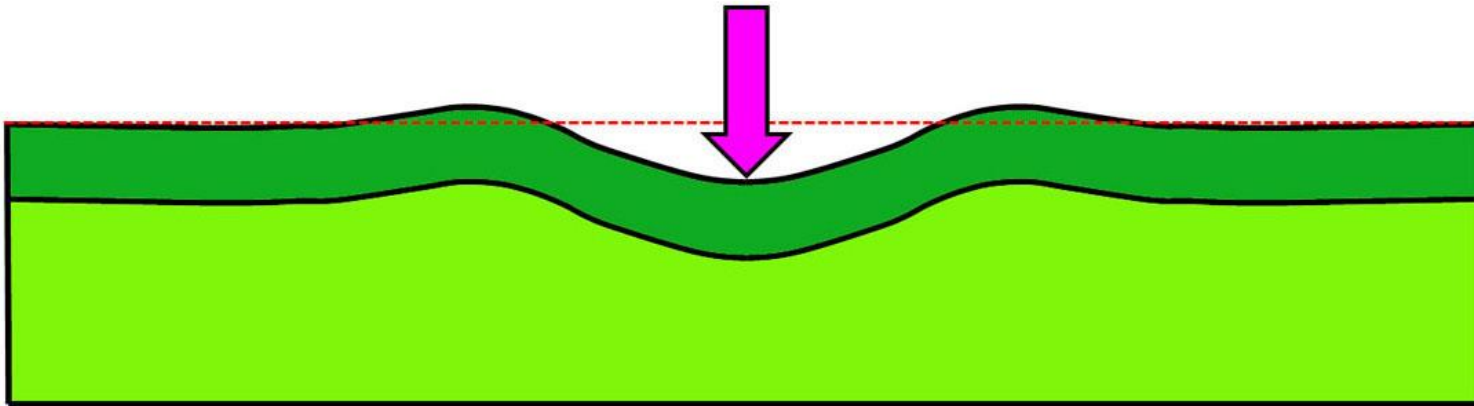
Couche limite Thermique



La température dans les 700 premiers kilomètres de la Terre

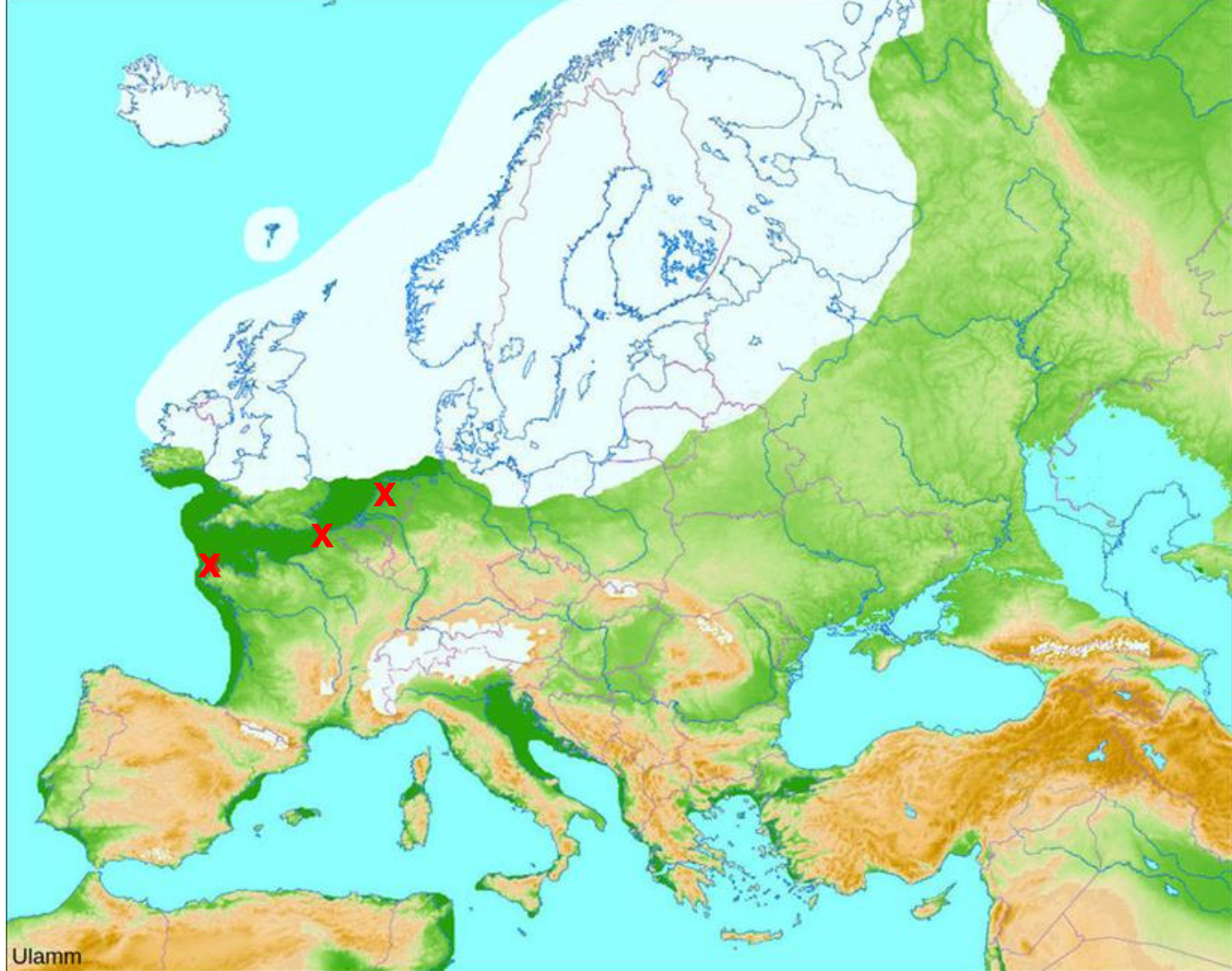


Plaque mince élastique « flottant » sur un solide à comportement visqueux.

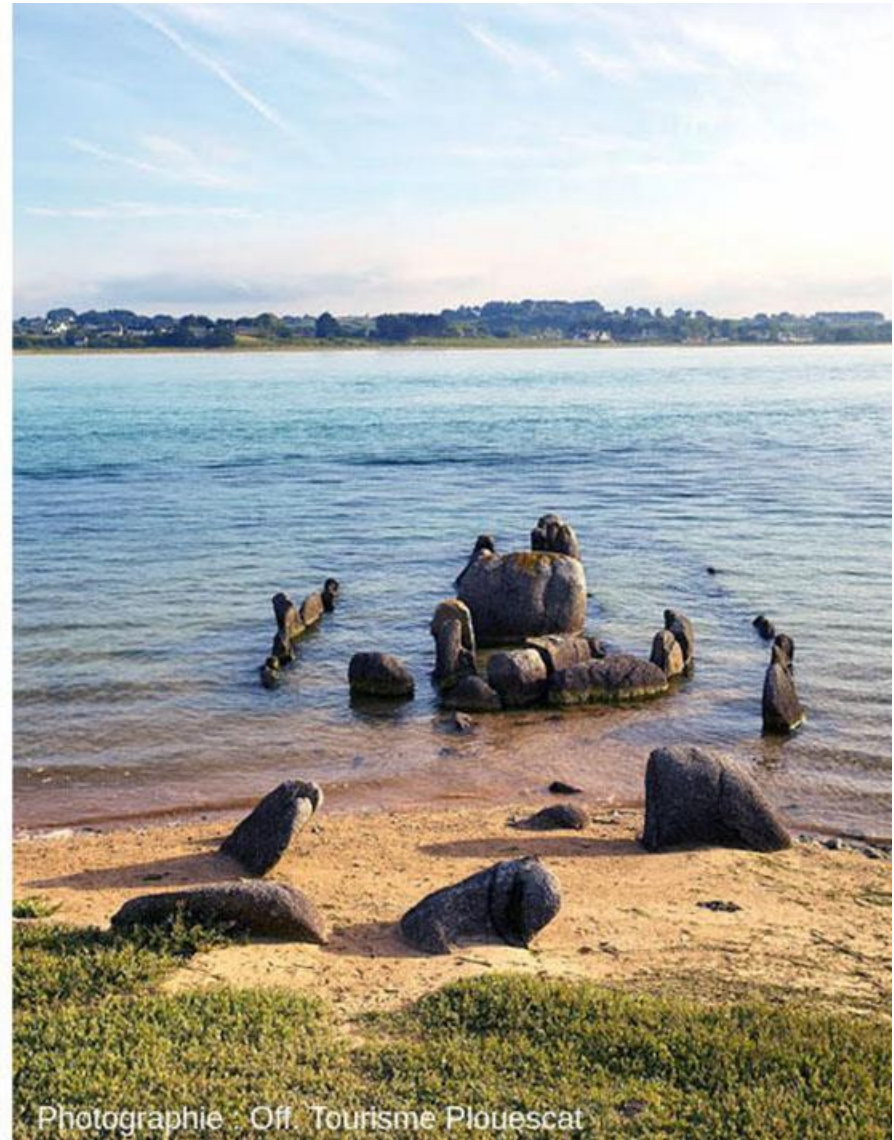


Géométrie d'une plaque mince élastique « flottant » sur un solide à comportement visqueux et soumise à l'application d'une force ponctuelle verticale.

Ca descend là où on appuie, mais ça remonte un peu sur les bords. Et quand on arrête d'appuyer, ça remonte au milieu (plages scandinaves), mais ça descend sur les bords !



Allons voir si c'est vrai en trois endroits péri-calotte glaciaire, qui devraient descendre !



Les Bretons de l'âge du Bronze (-1500 avant notre ère) n'étaient pas fous au point de construire leurs mégalithes dans la zone de balancement des marées.

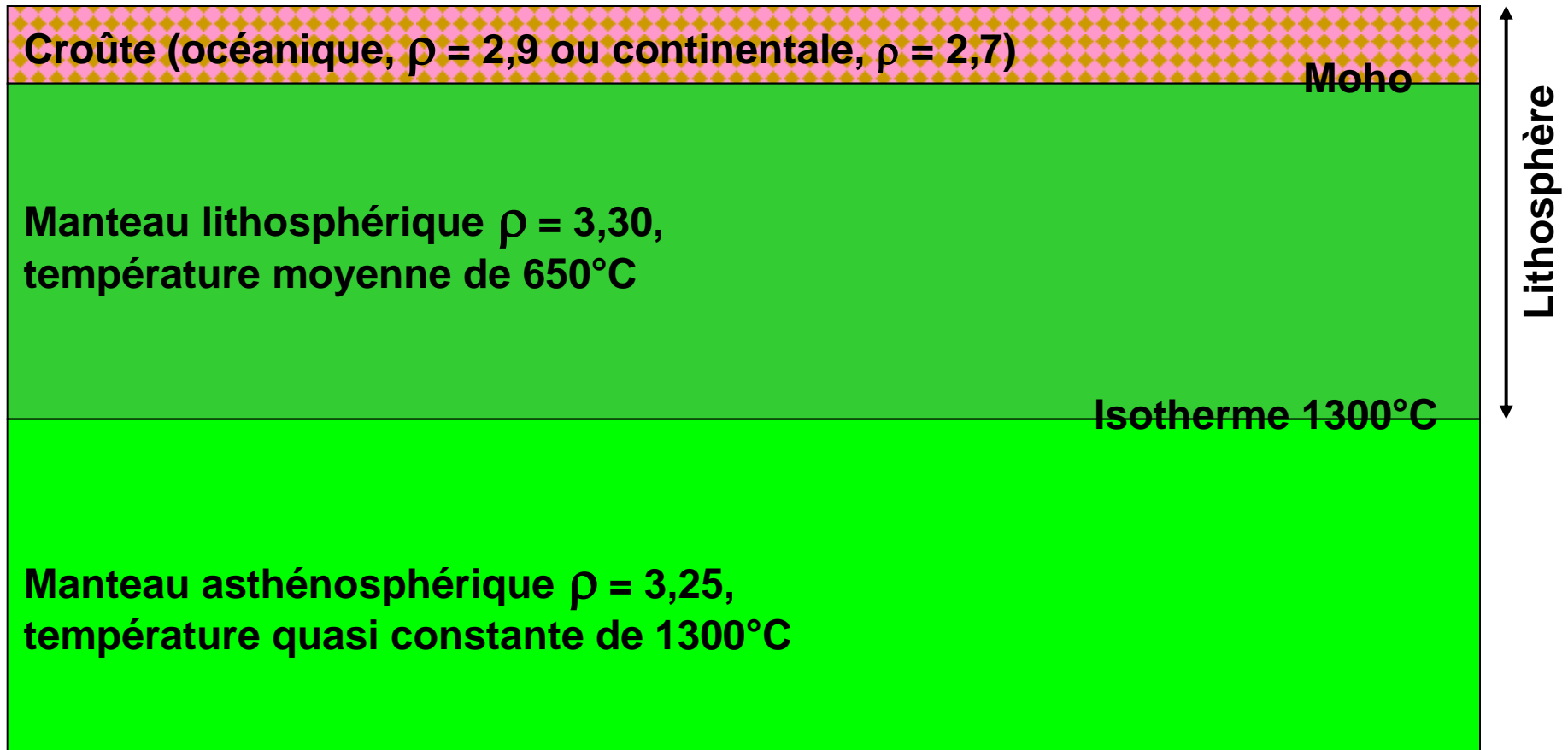


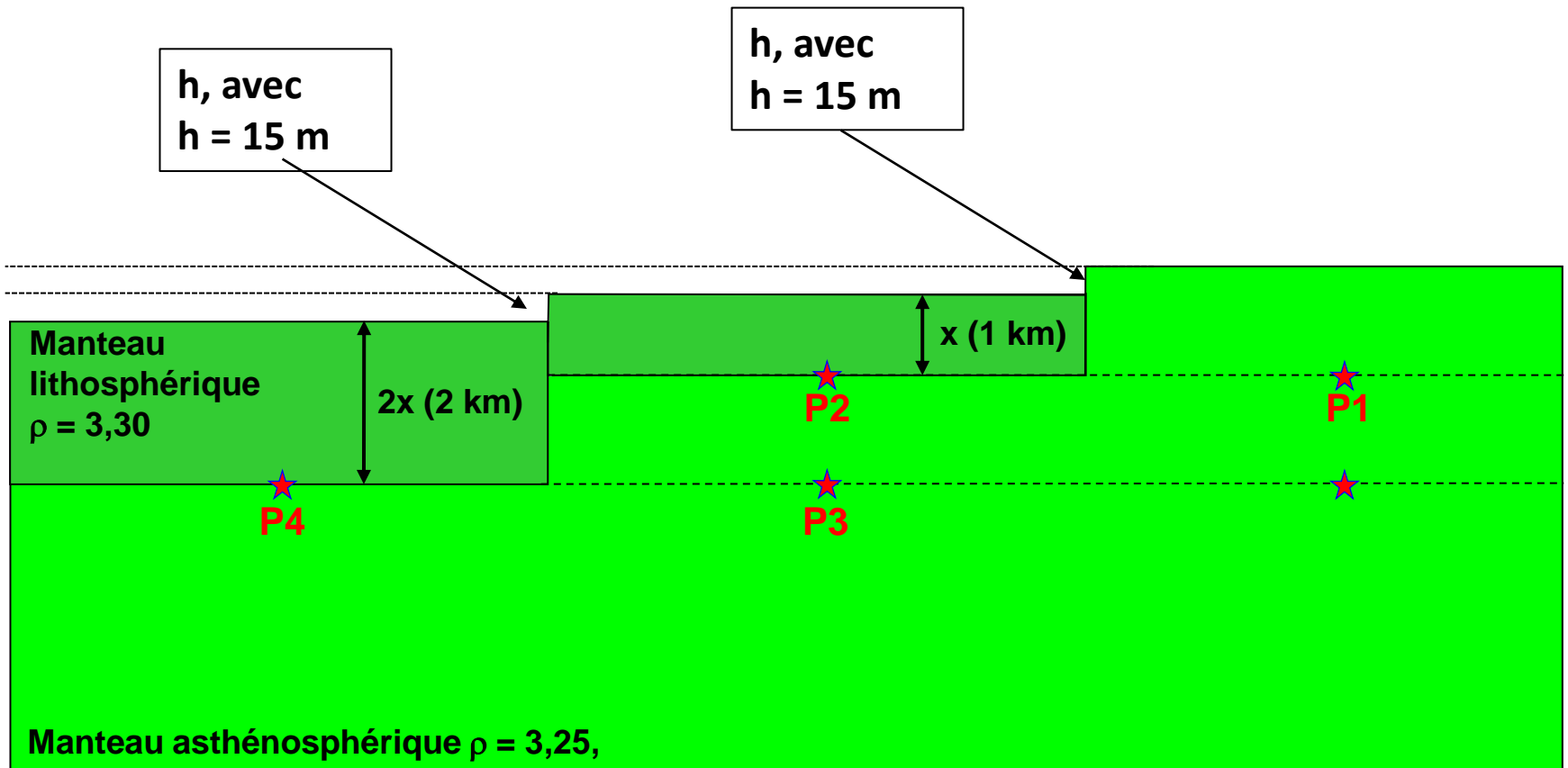
Arbres (≈ 4000 ans BP au ^{14}C), couché ou en place, sur une plage du Pas de Calais.



L'inondation de la Ste Elisabeth en Hollande en 1421
(≈ 10 000 morts, ≈ 60 000 en 1212, 2551 en 1953 ...)

Reparlons de lithosphère / asthénosphère au lieu de croûte / manteau. Ca va introduire des complications-explications supplémentaires. En simplifiant à l'extrême, que peut-on dire vis-à-vis des densités pour lithosphère et asthénosphère ?



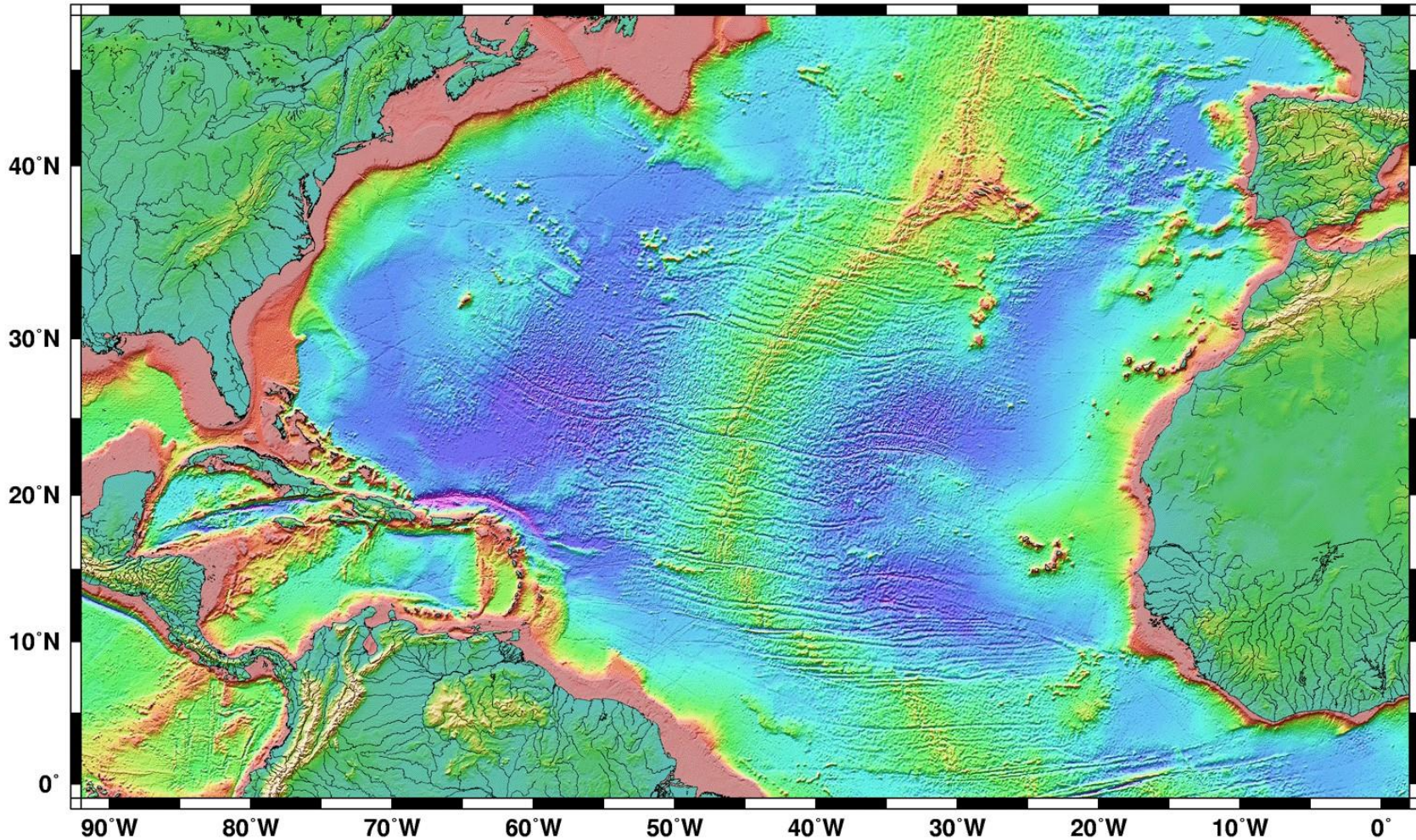


$$P1 = P2 \rightarrow 3,30 \cdot x = 3,25 \cdot (x + h) \rightarrow h = 0,015$$

$$P4 = P3 \rightarrow 3,30 \cdot 2x = 3,25 \cdot (x - h) + 3,30 \cdot x \rightarrow h = 0,015$$

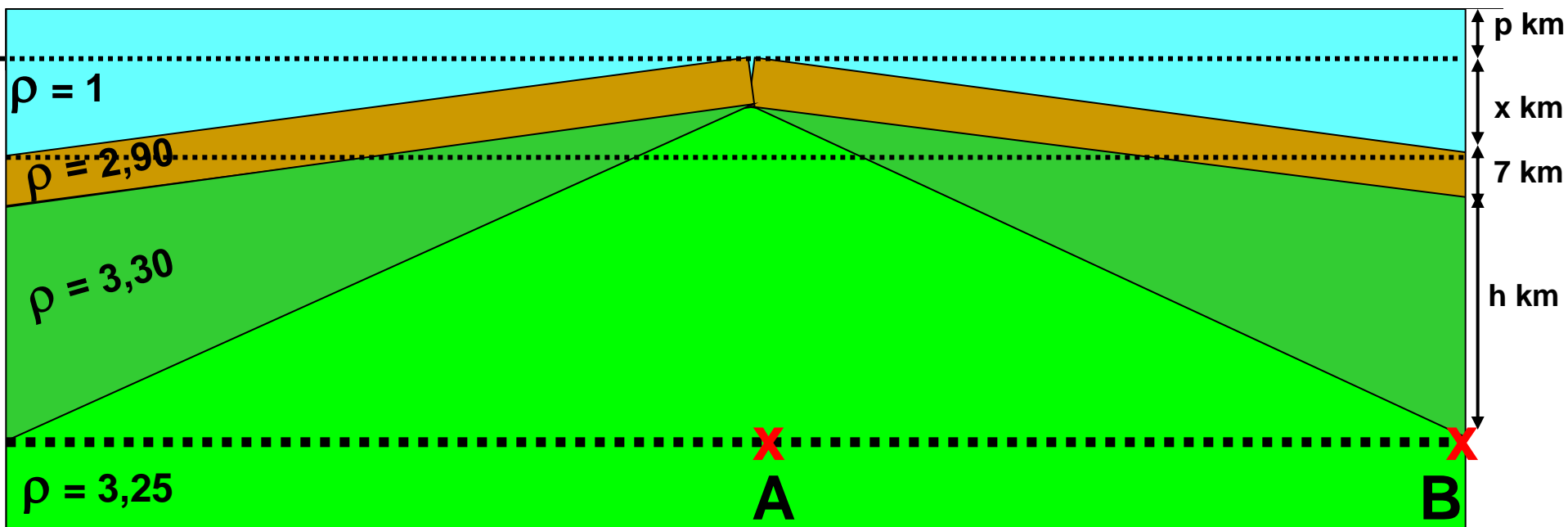
Quand on amincit le manteau lithosphérique d'1 km, la surface remonte de 15 m (1/65) ; quand on épaissit le manteau lithosphérique d'1 km, la surface s'abaisse de 15 m (1/65).

**Ca permet de comprendre bien des choses
quant à la topographie des océans.**



**Quelle est l'origine du relief des dorsales
au sein des océans ?**

Ca permet de comprendre bien des choses quant à la topographie des océans.



Pour calculer hauteur x d'une dorsale par rapport aux plaines abyssales où le manteau litho fait h km, on écrit $P_B = P_A$.

$$p \cdot 1 + x \cdot 1 + (7 - 2,90) + (h \cdot 3,30) = p \cdot 1 + (7 - 2,90) + (x - 7) \cdot 3,25 + (h + 7) \cdot 3,25$$

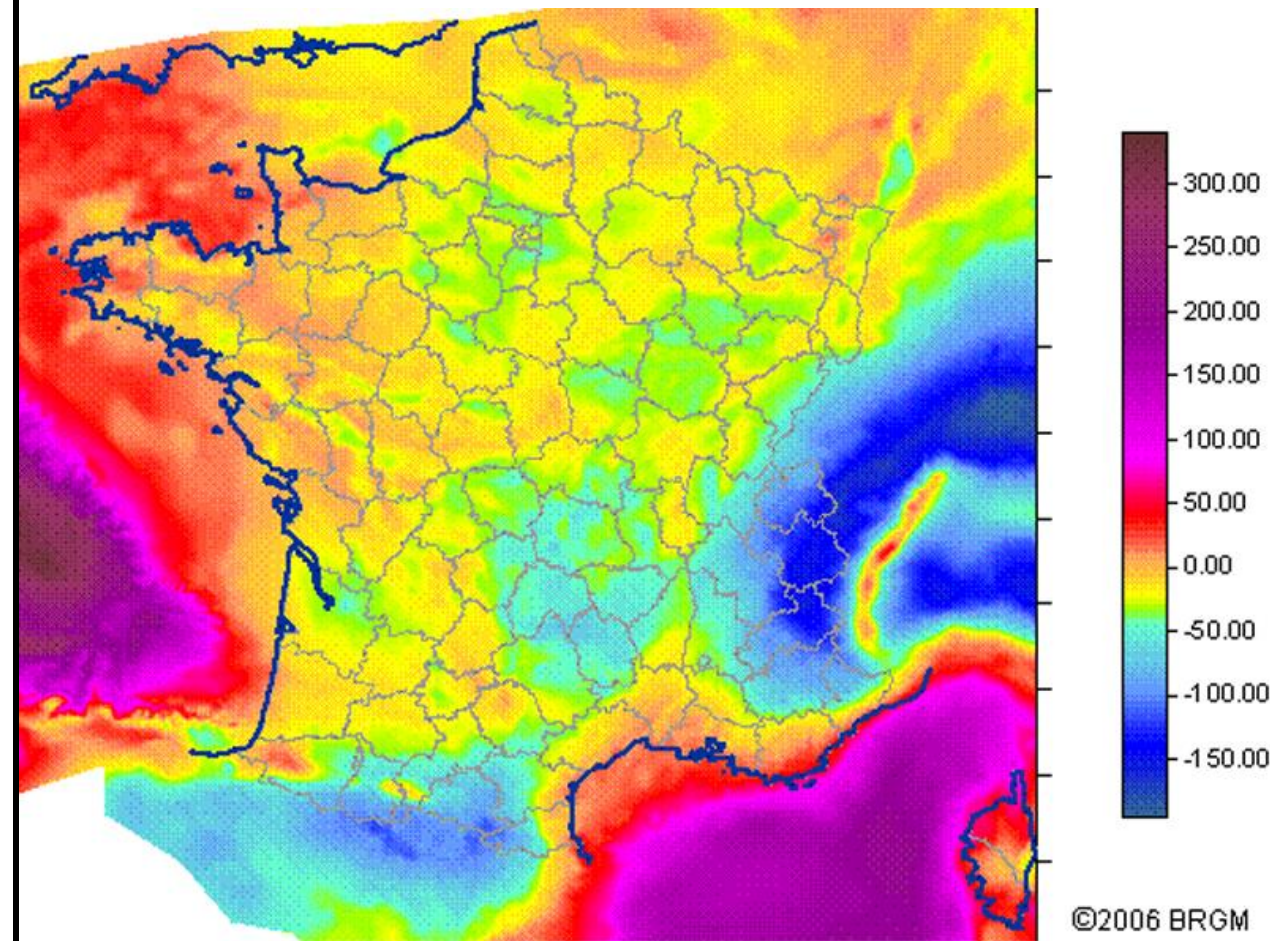
d'où on trouve que $x = h/45$ ($h/65$ si l'océan n'avait pas d'eau).

Une plaine abyssale où la litho fait 100 km (manteau lithosphérique de 93 km) est dominée par les dorsales de $93/45 = 2,07$ km

Sans eau ni sédiment, tout amincissement de manteau lithosphérique de z km fait remonter la surface de $z/65$ km (15 m par km), et inversement pour un épaissement.

Carte des anomalies de Bouguer en France métropolitaine.

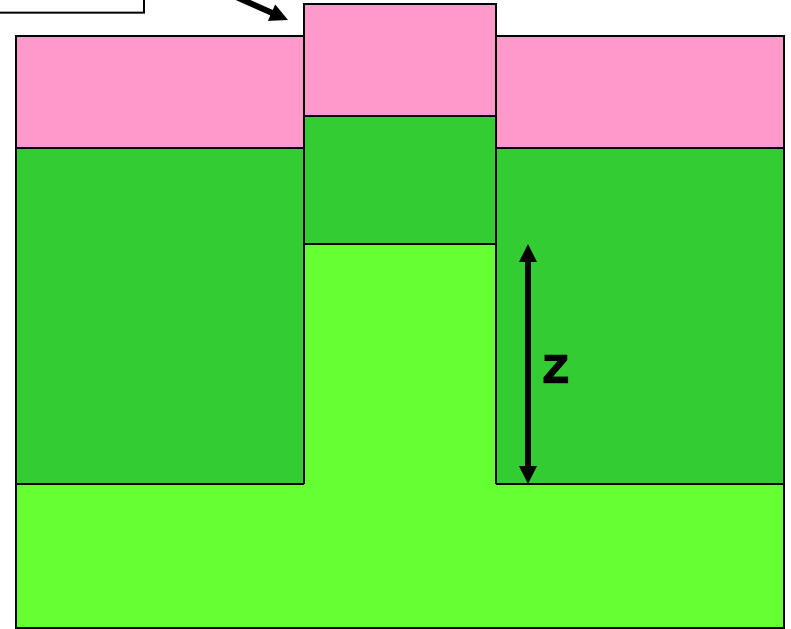
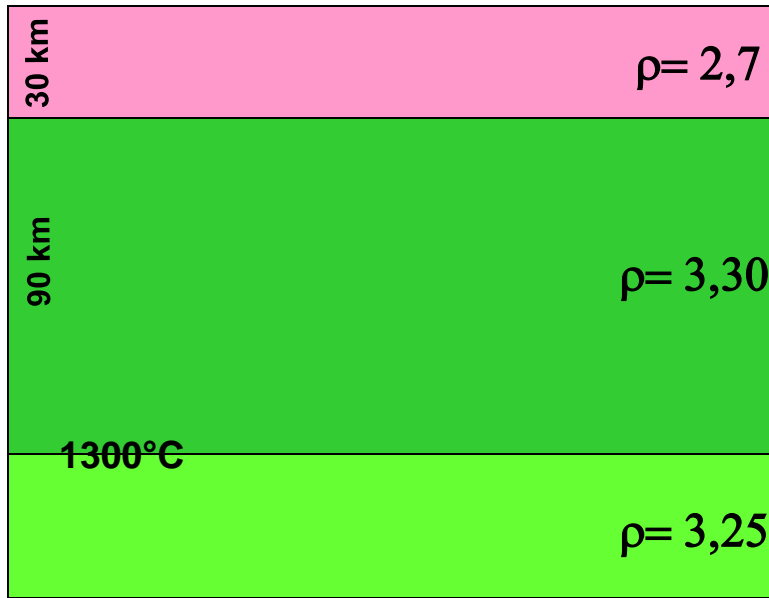
Unité :
le milligal (mgal),
avec
 $1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$
 $\sim 10^{-6} \text{ g terrestre}$



En France, les anomalies de Bouguer sont négatives sous les Alpes et les Pyrénées, massifs à croûte épaisse dit la sismique.

Mais l'anomalie de Bouguer est également négative sous le Massif Central, où la sismique nous dit que la croûte est quasi normale, plutôt mince même. Pourquoi ? Parce que le manteau lithosphérique (froid et dense) y est mince et remplacé par de l'asthénosphère chaude, donc moins dense.

Le socle du Massif Central domine les environs d'environ 1000 m



Question : dans l'hypothèse d'une croûte d'épaisseur constante, de combien faut-il réduire l'épaisseur du manteau lithosphérique pour faire remonter la surface de 1000 m (1 km) ? Nous avons vu que tout amincissement de manteau lithosphérique de z km fait remonter la surface de $z / 65$ km. Ici, $z / 65 = 1 \rightarrow z = 65$ km. Et la sismique confirme que la lithosphère est plus mince sous le Massif Central (ce qui n'est pas sans être lié à la présence de volcans).

Une petite digression de 3 diapos à la limite du programme des lycées et du thème d'aujourd'hui : calculer la « traction » d'une subduction et la « poussée » d'une dorsale.



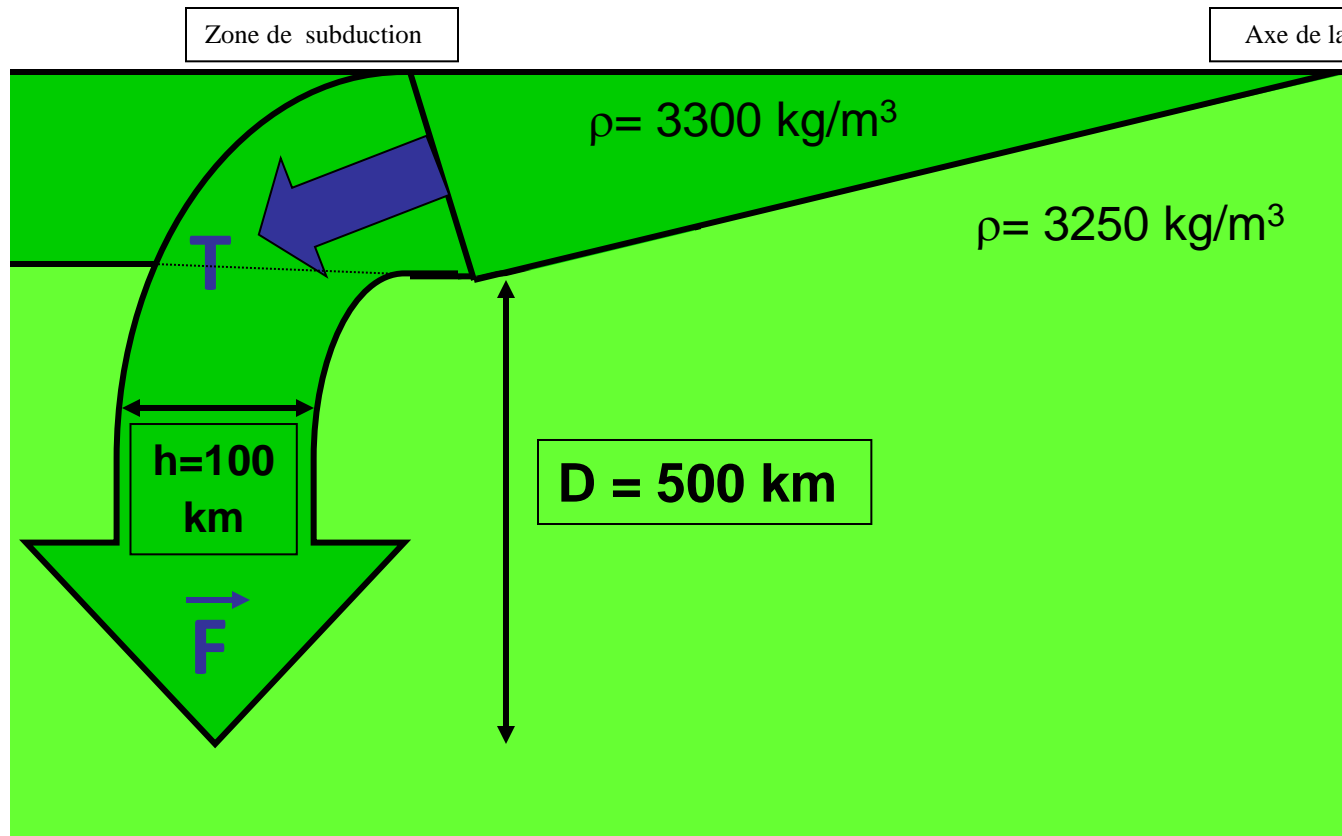
Mr Subduction



Mr Dorsale

Rappelons que $\rightarrow 1 \text{ m}^3$ de manteau lithosphérique pèse 50 kg de plus qu' 1 m^3 de manteau asthénosphérique. 1 m^3 de manteau lithosphérique plongé dans du manteau asthénosphérique subit donc une force vers le bas de g. $50 \text{ kg} \approx 500 \text{ N}$

Calcul simplissime de la traction au niveau d'une subduction



F = Poids – poussée d'Archimède
= $g \cdot 50 \text{ kg/m}^3$
1 atm. = 10 N/cm^2

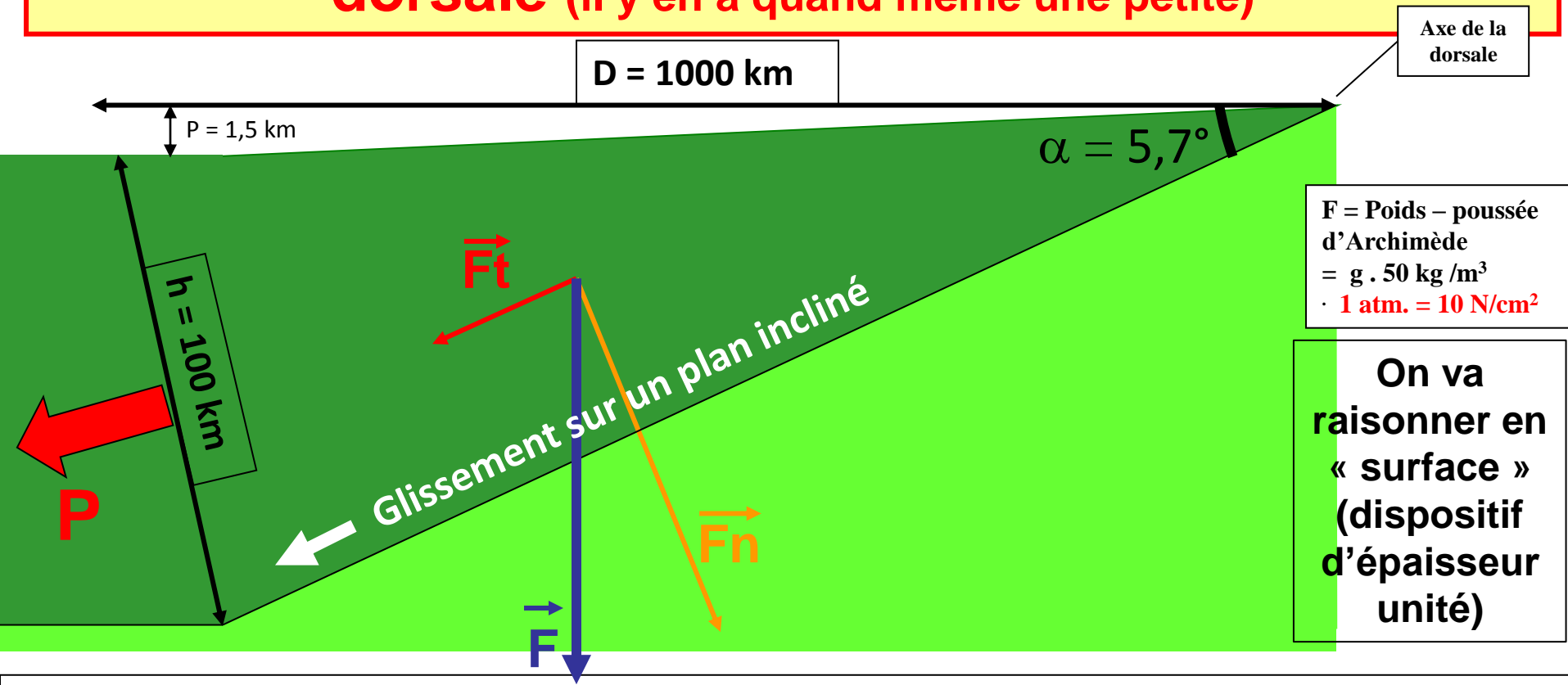
On va raisonner en « surface » (dispositif d'épaisseur unité)

$$\vec{F} = h \cdot D \cdot g \cdot 50 \quad \text{Traction de subduction } T = F/h = D \cdot g \cdot 50$$

Application numérique : $T = 25\,000 \cdot 10^4 \text{ N/m}^2 = \mathbf{25\,000 \text{ N/cm}^2}$

Traction de subduction : $25\,000 \text{ N/cm}^2 = 2\,500 \text{ atmosphères}$

Calcul simplissime de la poussée au niveau d'une dorsale (il y en a quand même une petite)



$$F = h \cdot D/2 \cdot g \cdot 50 \quad F_t = F \cdot \sin \alpha = h \cdot D/2 \cdot g \cdot 50 \cdot \sin \alpha$$

$$\text{Pression de poussée } P = F_t / h = D/2 \cdot g \cdot 50 \cdot \sin \alpha$$

$$\text{Application numérique : } P = 2500 \cdot 10^4 \text{ N/m}^2 = 2500 \text{ N/cm}^2$$

Poussée de la dorsale : 2 500 N/ cm² = 250 atmosphères. Les dorsales poussent 10 fois moins que les subductions tirent !

Fermons la
parenthèse et
revenons à la
gravimétrie.

Mais bien qu'en
général très
faibles, les
anomalies « à
l'air libre » ne
sont pas nulles.

Pourquoi ?

Pourquoi Pas?

GAZETTE HEBDOMADAIRE PARAISSANT LE VENDREDI
L. DUMONT-WILDEN — G. GARNIER — L. SOUGUENET



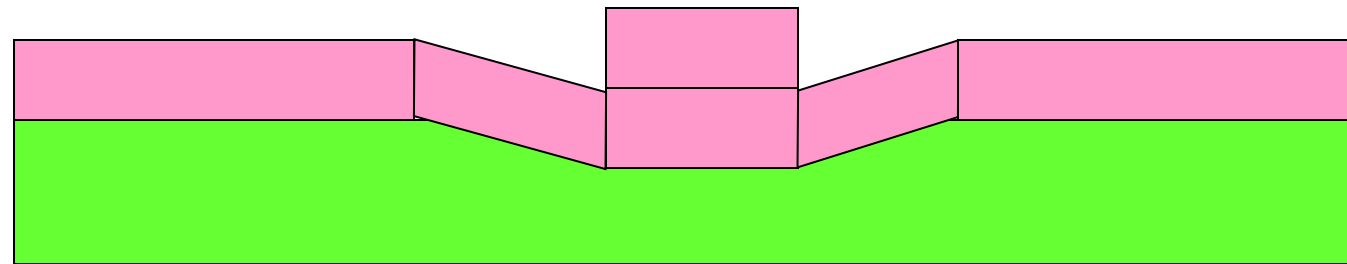
M. VAN ISACKER

Ministre de l'Aéronautique et des Transports

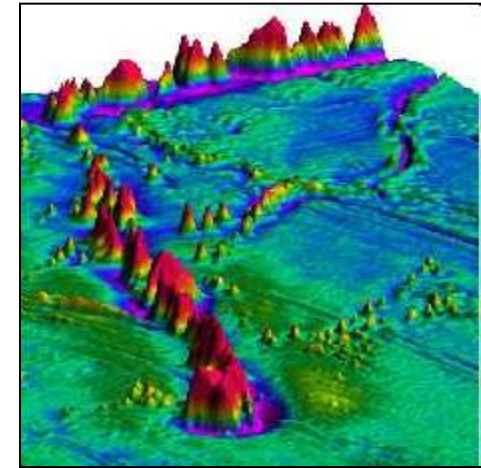
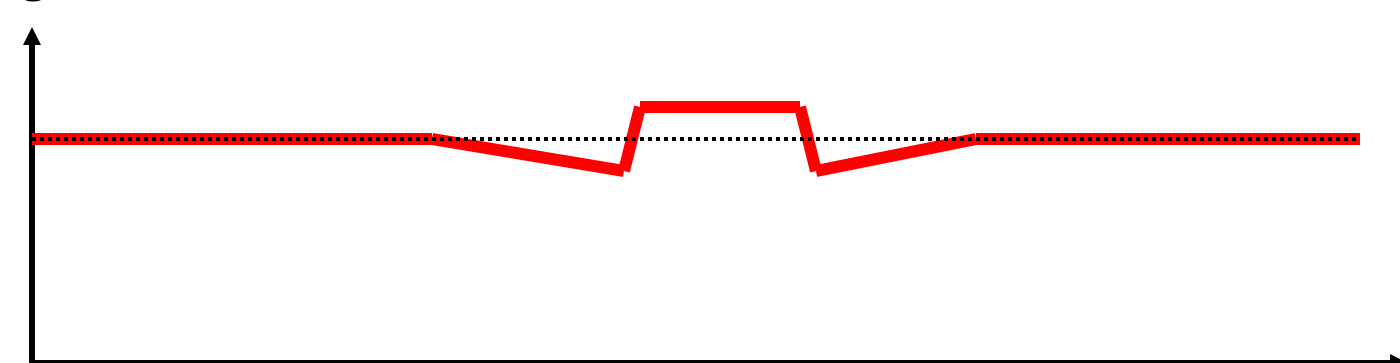
La gravité, mesurée (ou corrigée) à altitude et latitude égales est presque constante. Il ne reste que de très faibles anomalies dite « à l'air libre ». On peut se demander pourquoi il existe quand même ces faibles anomalies.

1 - Relief trop étroit pour entraîner une re-équilibration

2 - La flexuration type Vening Meinesz, qui équilibre « globalement » mais entraîne *de facto* des anomalies locales

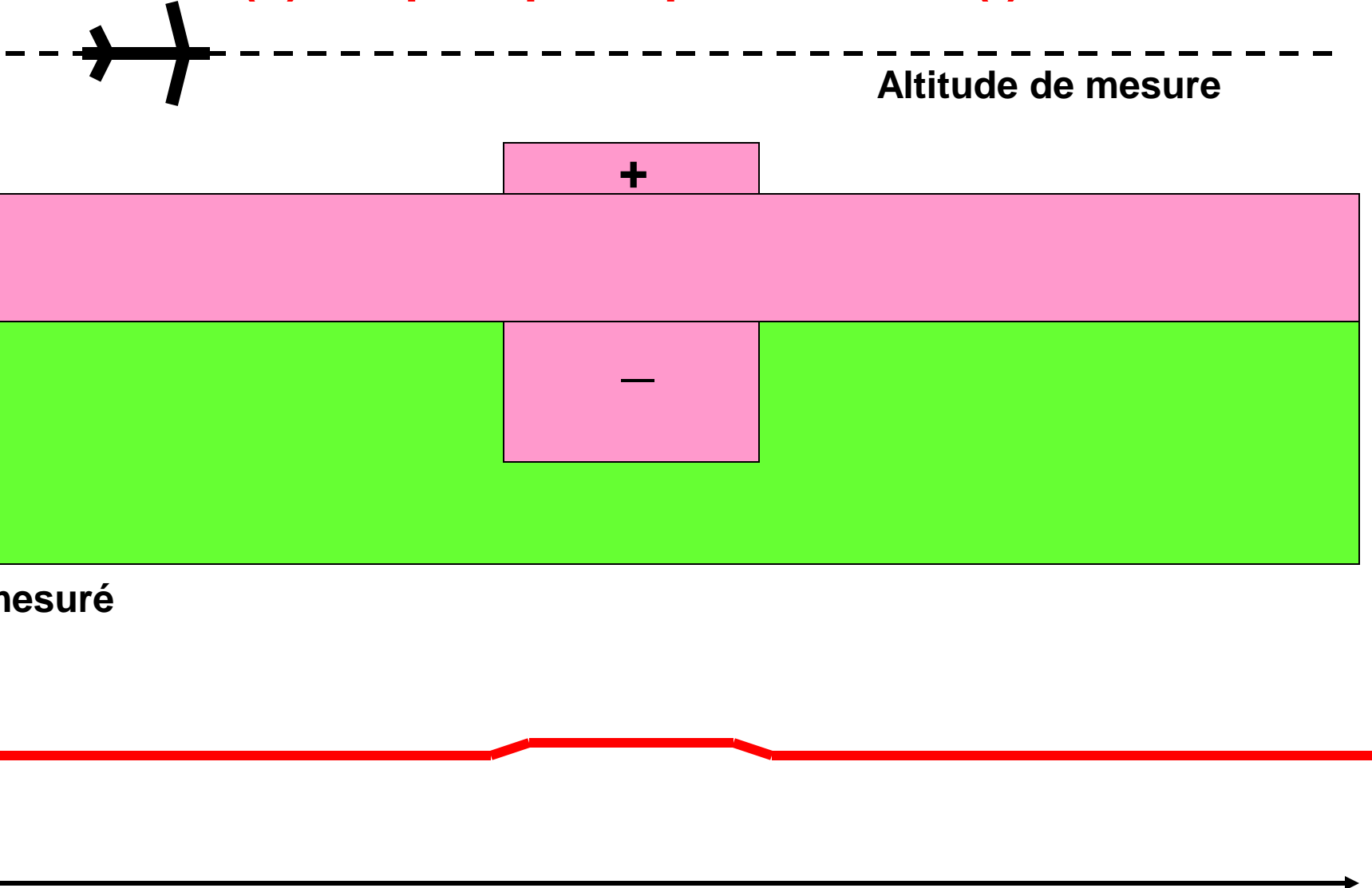


g mesuré

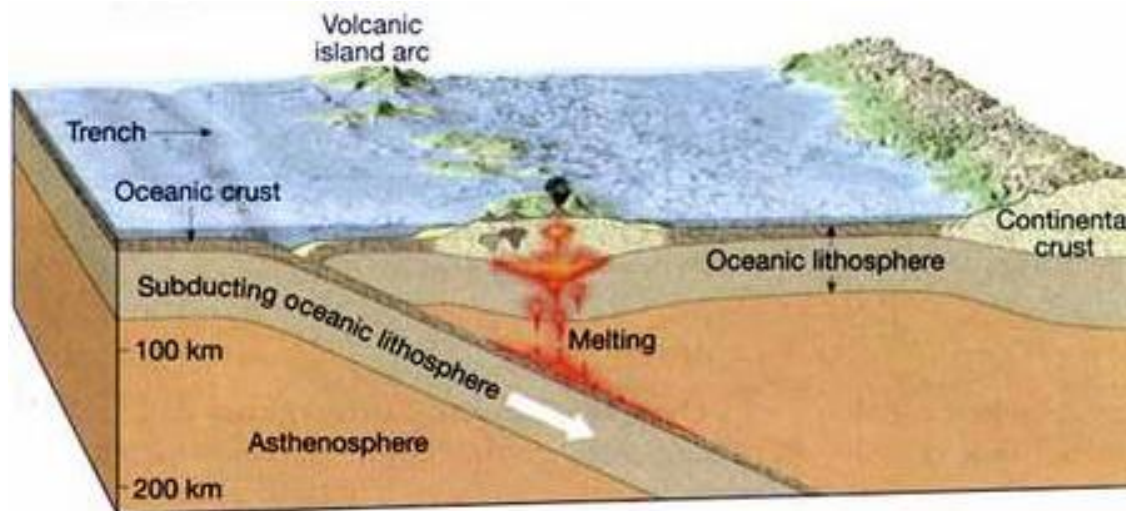


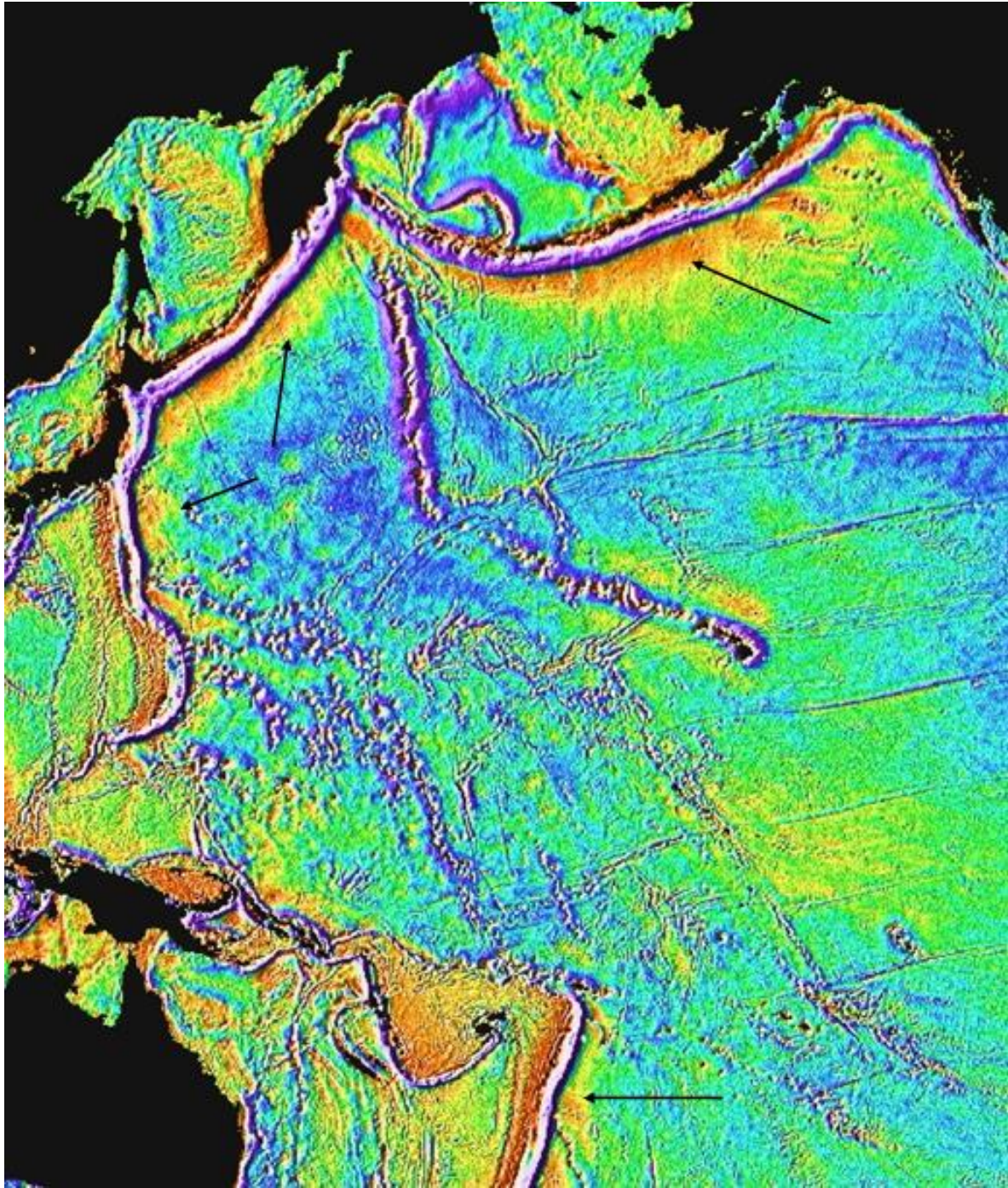
Carte des anomalies « à l'air libre » sous la chaîne Hawaii-Empeur

3 - Même quand il y a compensation totale (et locale), l'effet de la distance joue ($g = G \cdot M / d^2$). Ici, l'excès de masse (+) est plus près que le déficit (-)



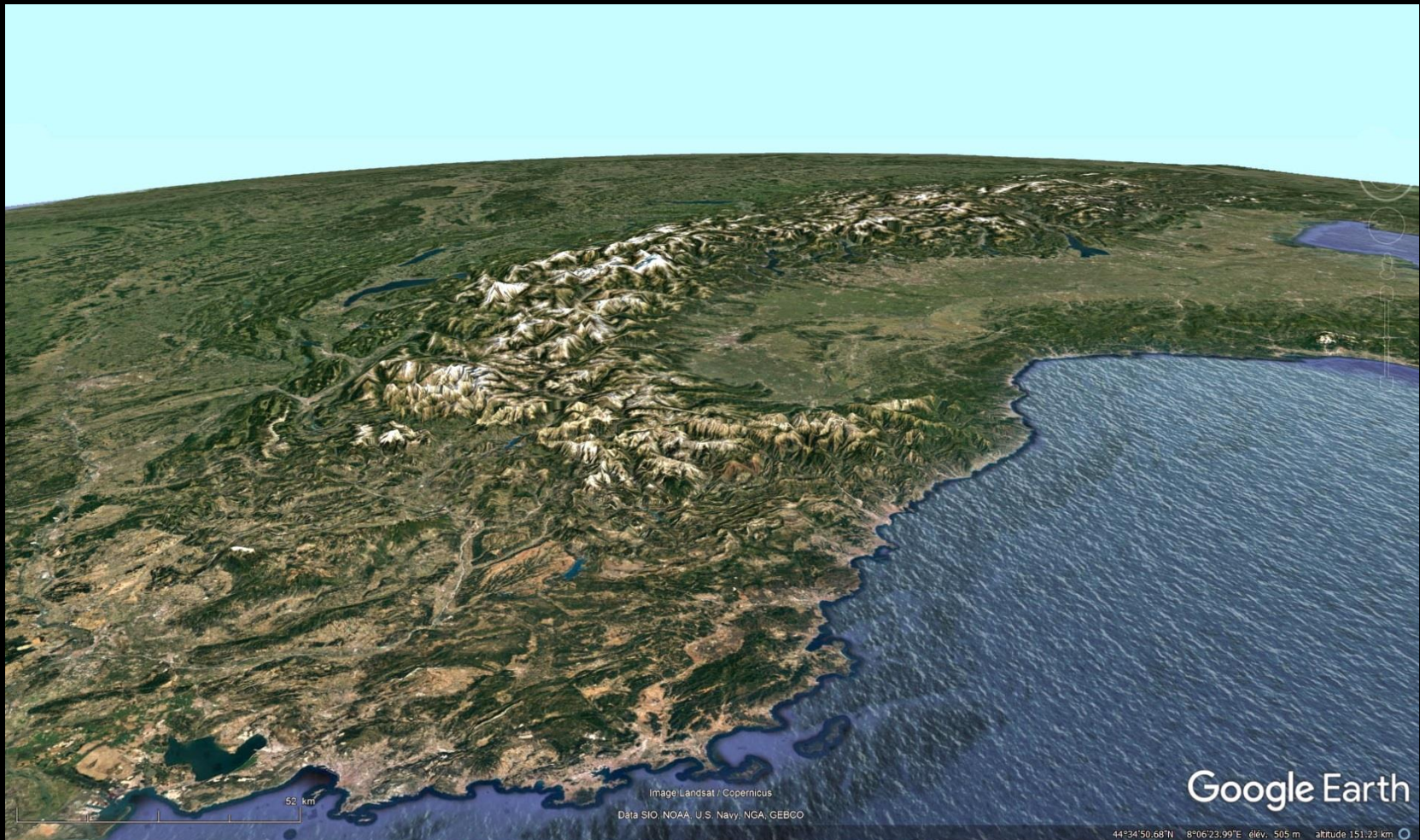
- 4 - Quand les causes de décharge ou de surcharge vont plus vite que ne le permet la viscosité du manteau (exemple : la fonte des glaces en 5000 ans, alors qu'il en faudra 30 000 pour que Canada et Scandinavie retrouvent leur altitude d'équilibre)
- 5 - Quand il y a un mouvement qui entraîne un enfoncement (ou une surrection) et que la cause du mouvement n'est pas due à une anomalie de masse située à l'aplomb de l'enfoncement (ou de la surrection). C'est le cas typique des zones de subductions, régions où les anomalies à l'air libre sont les plus fortes, et de loin, sur le globe

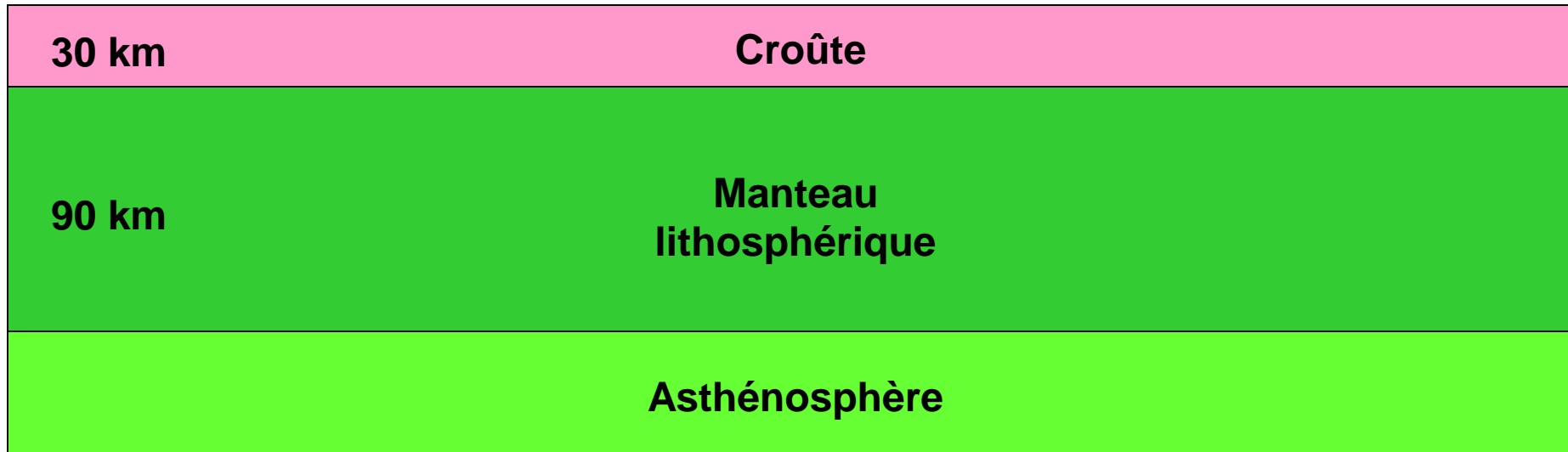




Carte des anomalies « à l'air libre » dans l'ouest Pacifique. On retrouve l'effet des chaînes de volcans. Les plus fortes anomalies sont au niveau des zones de subduction

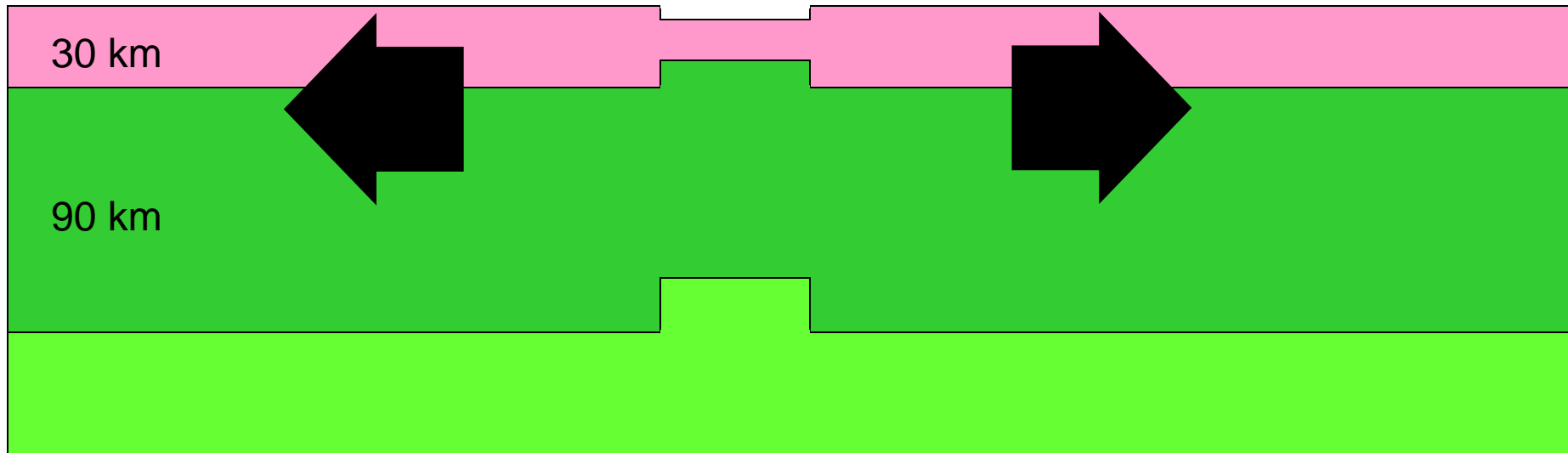
Maintenant, on va voir les implications de la gravimétrie et de l'isostasie dans l'histoire (passée et future) des chaînes de montagnes, les Alpes surtout, la chaîne hercyniennes et les autres chaînes un peu.





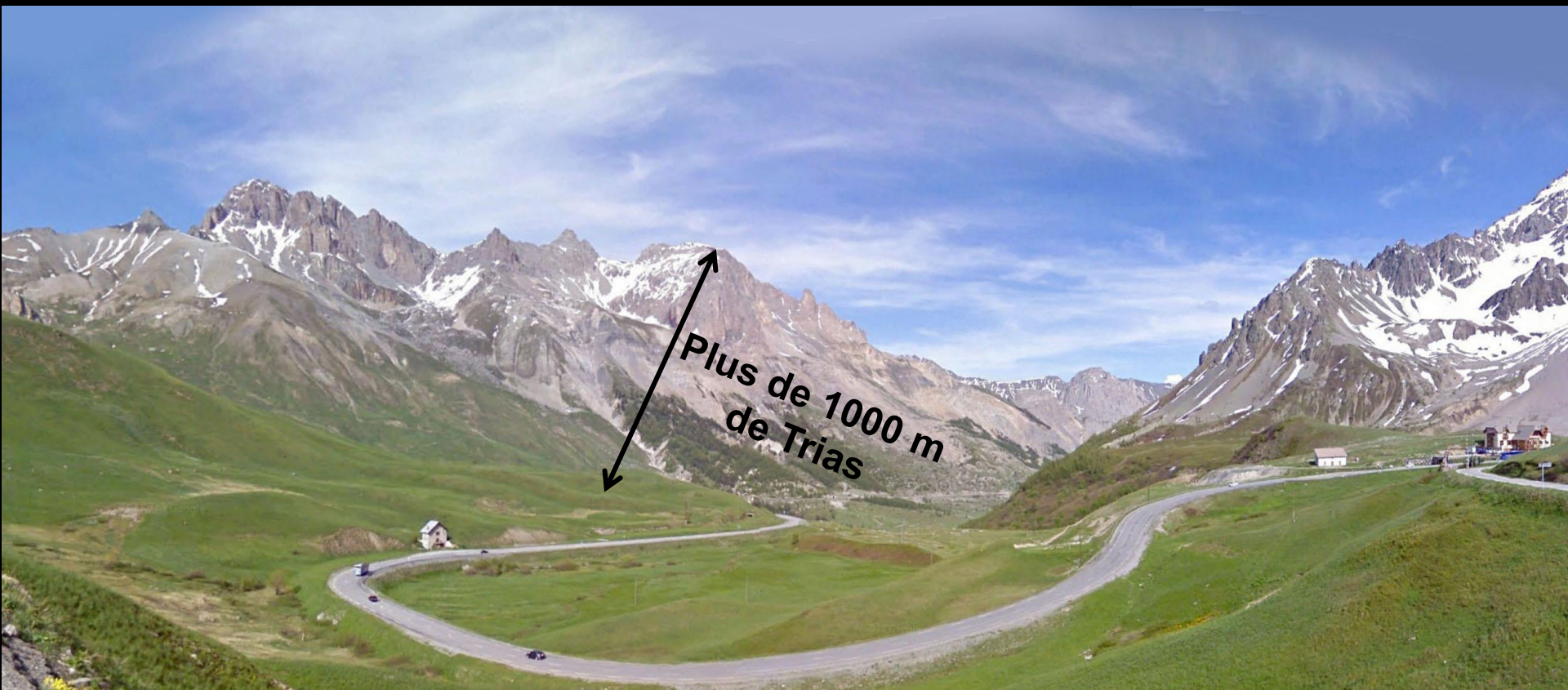
On commence notre histoire à la fin du Permien (250 Ma). Au niveau des futures Alpes, on suppose qu'on a une croûte continentale « normale » dans une lithosphère normale sur une asthénosphère normale, le tout en équilibre isostatique.

Trias (220 Ma), amincissement lithosphérique,.



Si on suppose un amincissement de 6,6 % dû à une extension, ça amincit la croûte de 2000 m et le manteau lithosphérique de 6000 m. Si on ré-investi ce qui précède, ça fait un enfoncement de $1/5 \cdot 2000 = 400$ m dû à l'amincissement de la croûte et un relèvement de $1/65 \cdot 6000 \sim 100$ m dû à l'amincissement du manteau lithosphérique \rightarrow 300 m de subsidence théorique totale.

En simplifiant, ces 300 m de subsidence permettent la sédimentation de 1500 m de sédiments au Trias.



Plus de 1000 m
de Trias

Et ça tombe bien, il y a une grande épaisseur du Trias dans le Briançonnais, ici vue du col du Lautaret.

Filon de basalte



Si on se retourne, sous le Trias, on voit le socle hercynien, avec dedans un filon de basalte triasique.



En zoomant, on le voit mieux !



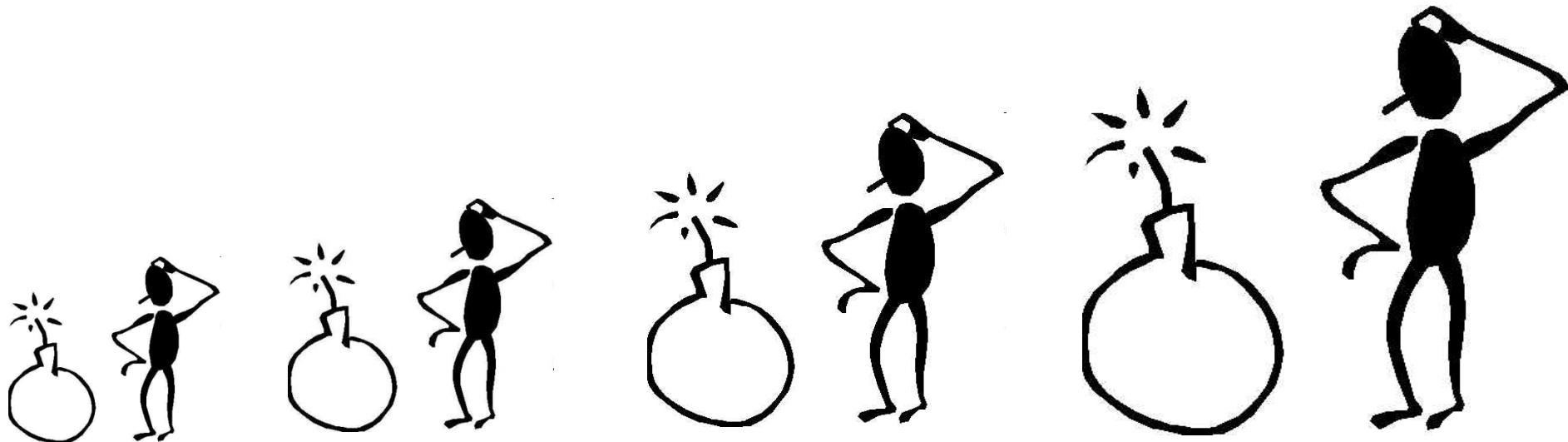
Photographie : Pierre Thomas

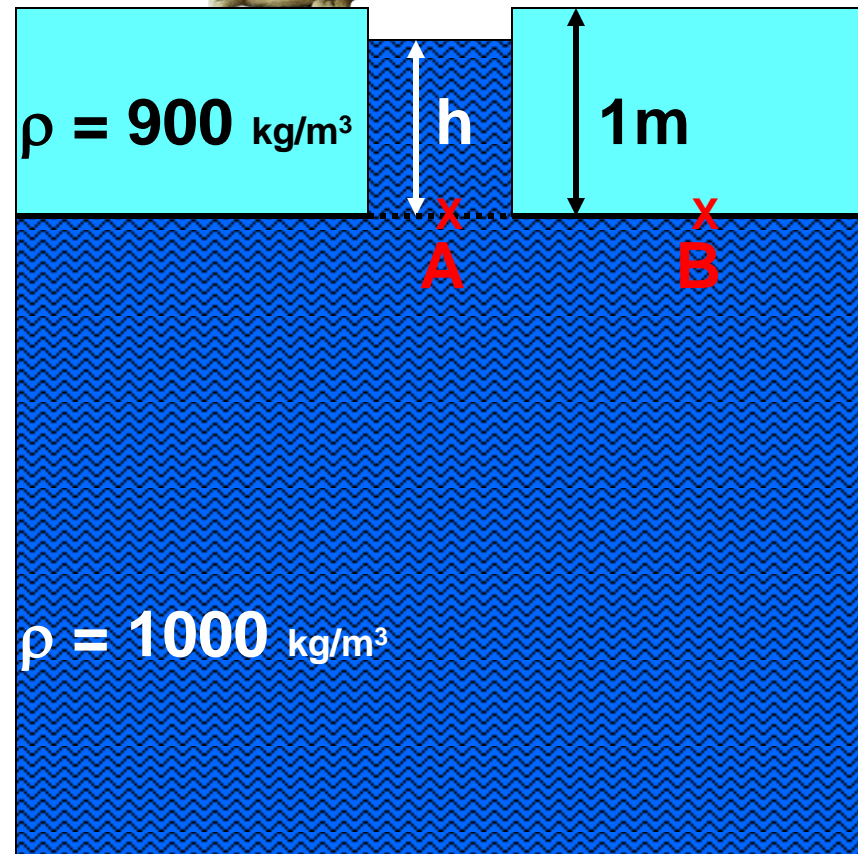


Photographie : Pierre Thomas

D'autres filons de basalte traversant la croûte continentale, en Amérique du Sud, en Afrique ...

Ce volcanisme basaltique intracontinental pose un problème « énorme », tellement énorme que personne ne le voit, ne veut le voir, ne pense à le voir : comment du magma basaltique chaud ($\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$) peut-il remonter à travers une croûte continentale moins dense ($\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$). Pour traverser la croûte océanique (basalte froid, $\rho = 2900 \text{ kg/m}^3$, plus dense), pas de problème. Mais la croûte continentale, moins dense ?





$$P_A = P_B$$

$$\rightarrow 900 \times 1 = 1000 \times h$$

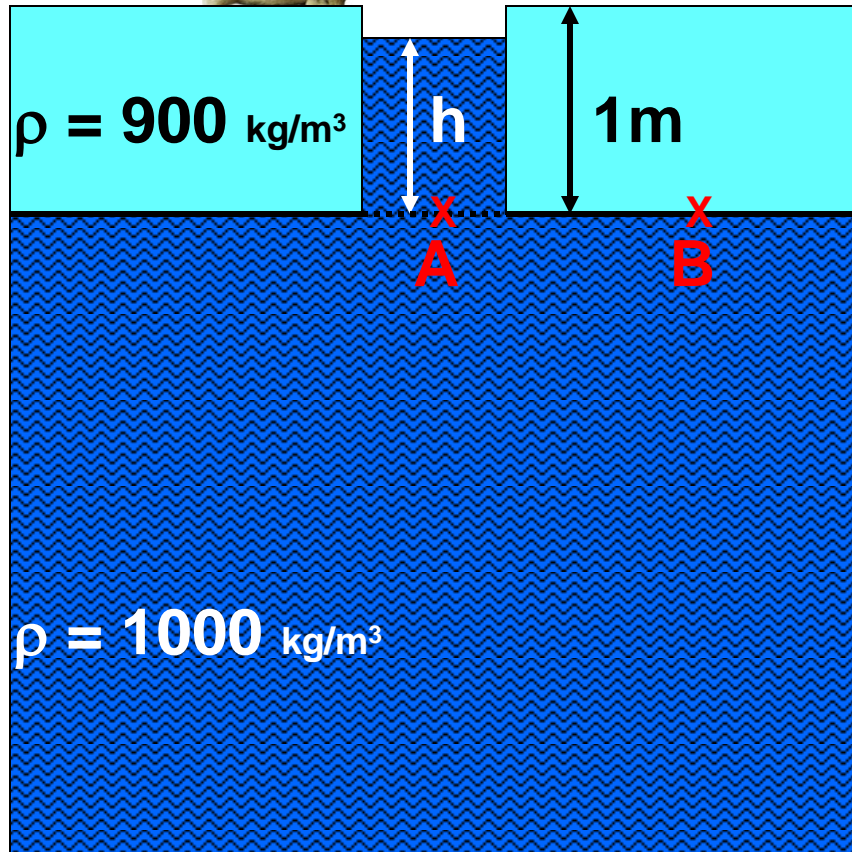
$$\rightarrow h = 900/1000 = 0,9\text{m}$$

Une grande question donc : pourquoi du magma basaltique ($\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$) remonte-il à travers de la croûte continentale ($\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$) et sort en surface ? Il ne devrait pas plus sortir que de l'eau de mer à travers un « trou de phoque » dans la banquise.

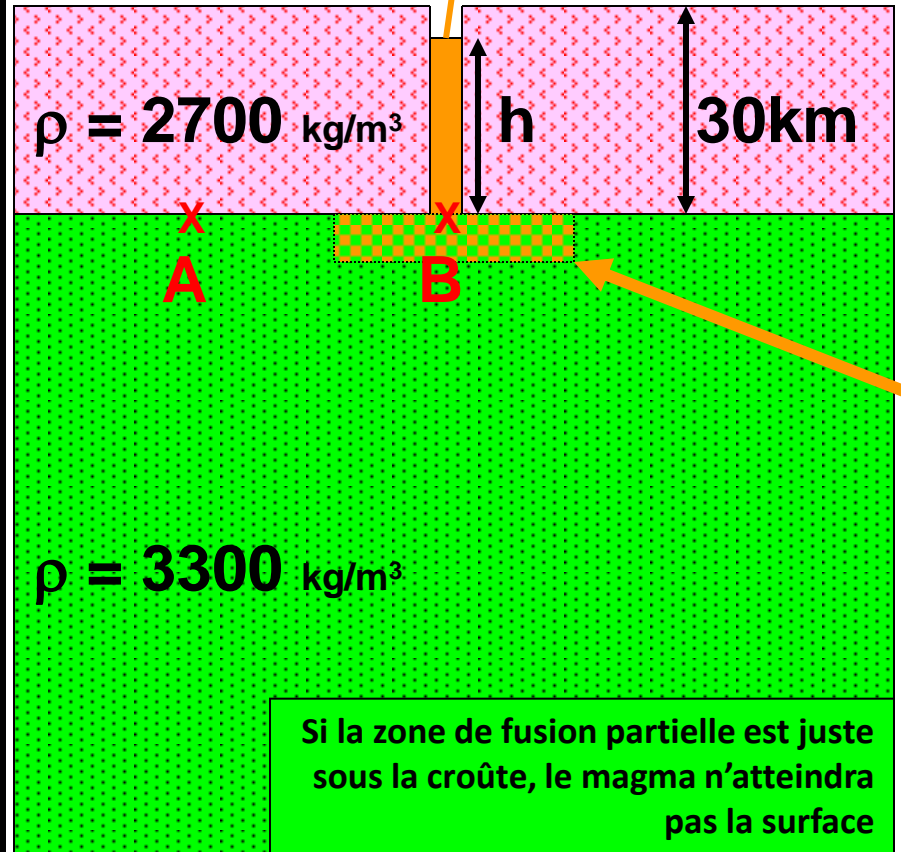


Et du basalte peut traverser une croûte continentale et monter jusqu'à 6000 m d'altitude !

Une grande question donc : pourquoi du magma basaltique ($\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$) remonte-il à travers de la croûte continentale ($\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$) et sort en surface ? Il ne devrait pas plus sortir que de l'eau de mer à travers un « trou de phoque » dans la banquise.



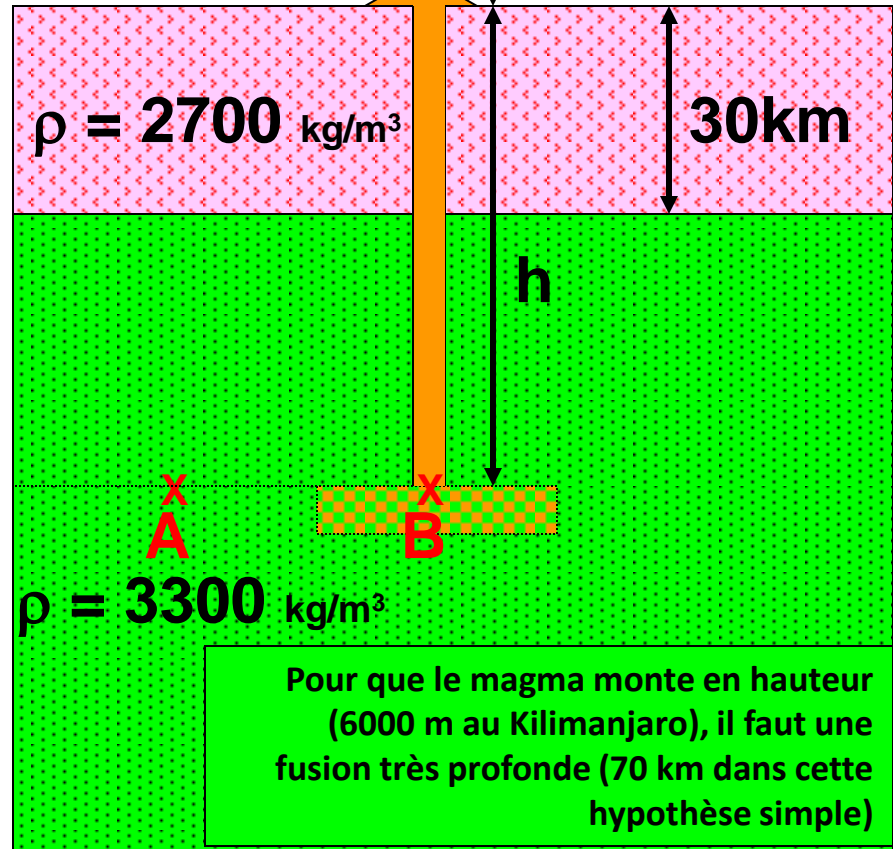
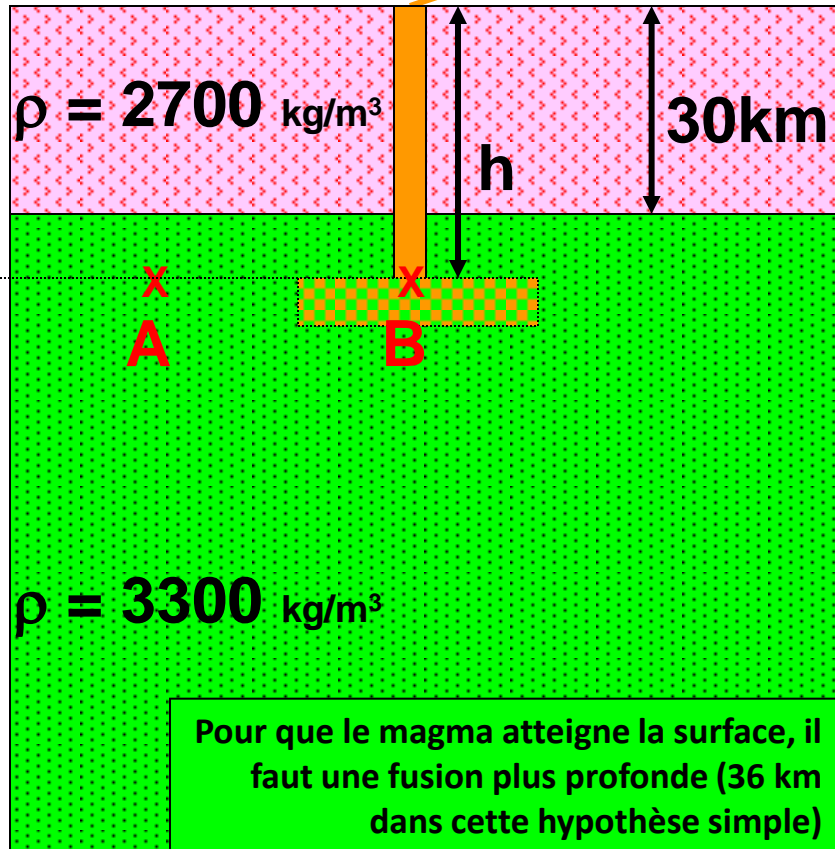
$$P_A = P_B$$
$$\rightarrow 900 \times 1 = 1000 \times h$$
$$\rightarrow h = 900/1000 = 0,9\text{m}$$



$$P_A = P_B$$
$$\rightarrow 2700 \times 30 = 2800 \times h$$
$$\rightarrow h = 2700 \times 30 / 2800$$
$$\rightarrow h = 28,9 \text{ km}$$

$$\rho = 2800$$

6 km
le kilimanjaro)



$$P_A = P_B$$

$$\rightarrow 30 \times 2700 + (h-30) \times 3300$$

$$= h \times 2800$$

$$\rightarrow h = 36 \text{ km}$$

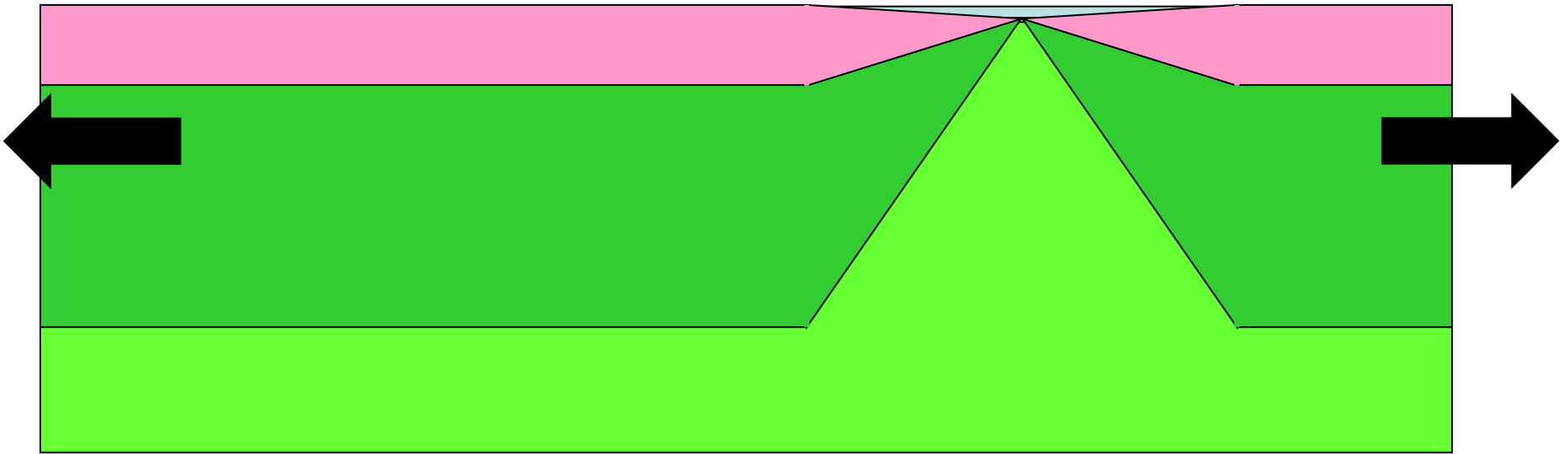
$$P_A = P_B$$

$$\rightarrow 30 \times 2700 + (h - 30)$$

$$\times 3300 = (h + 6) \times 2800$$

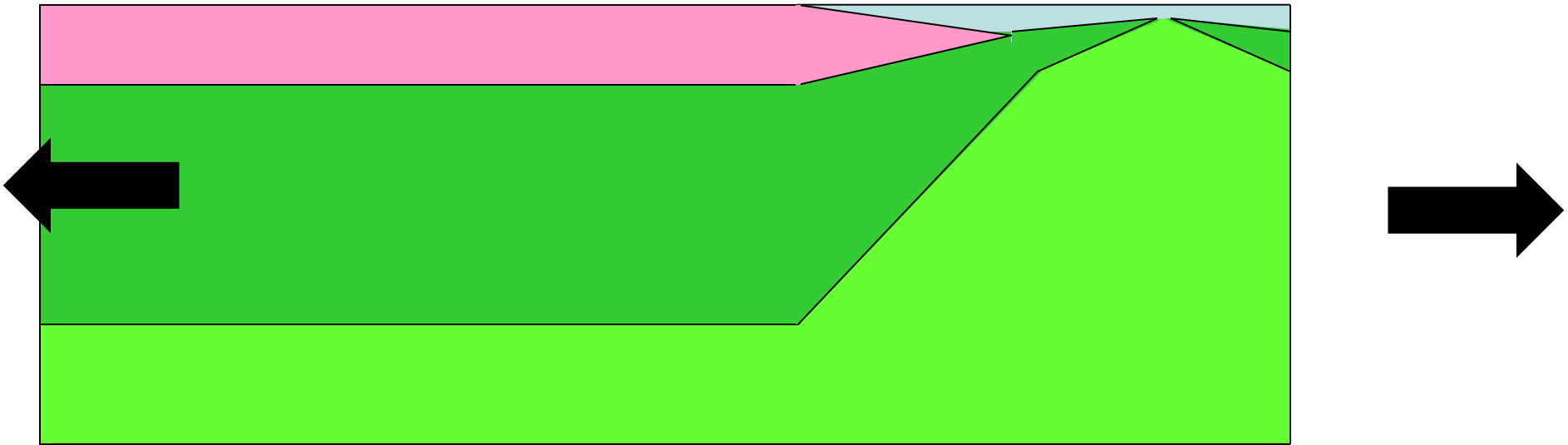
$$\rightarrow h = 70 \text{ km}$$

Jurassique moyen à supérieur (160 Ma) : l'ouverture océanique.



On oublie (pour simplifier) les événements triasiques. Au Jurassique, étirement et amincissement de la croûte (ça fait descendre beaucoup) et du manteau lithosphérique (ça fait remonter un peu), ce qui entraîne une subsidence (et une sédimentation) syn-rift de la future marge, subsidence que l'on pourrait calculer.

Jurassique sup et crétacé inf. : l'océan grandit



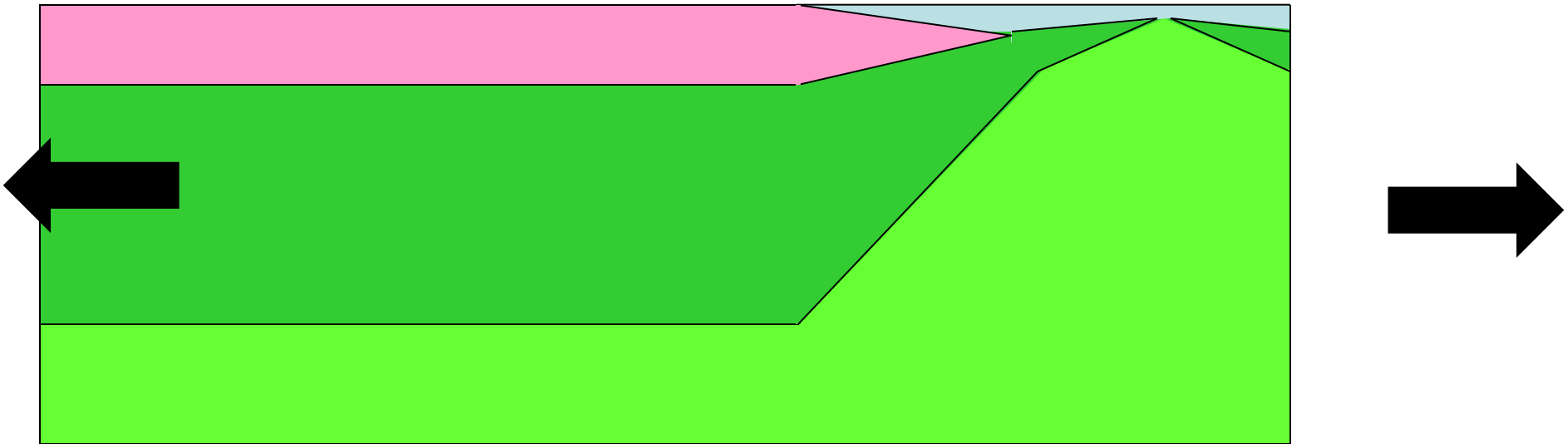
Pendant que la dorsale fonctionne (de -160 à -90 Ma), la lithosphère mantellique sous (et près de) la marge perd de la chaleur et s'épaissit → subsidence (et sédimentation) post rift de la marge, qu'on pourrait calculer.

Vous savez maintenant pourquoi il y a plein de roches sédimentaires dans les Alpes, en particulier des calcaires.



Calcaires dans le Vercors

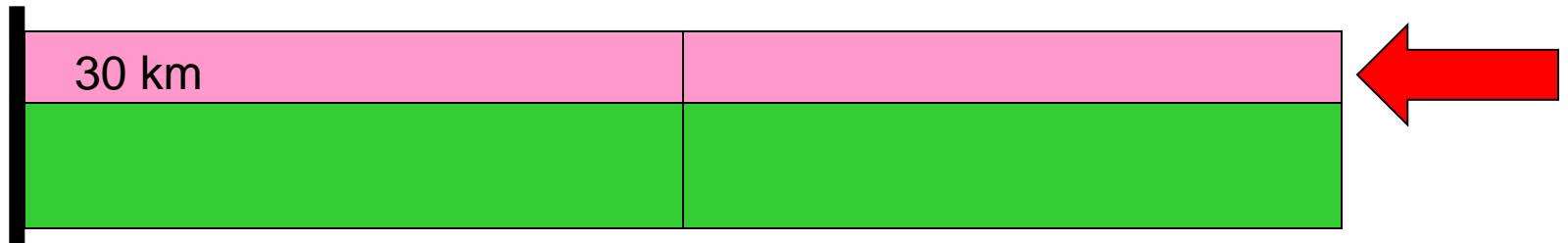
Jurassique sup et crétaé inf. : l'océan grandit



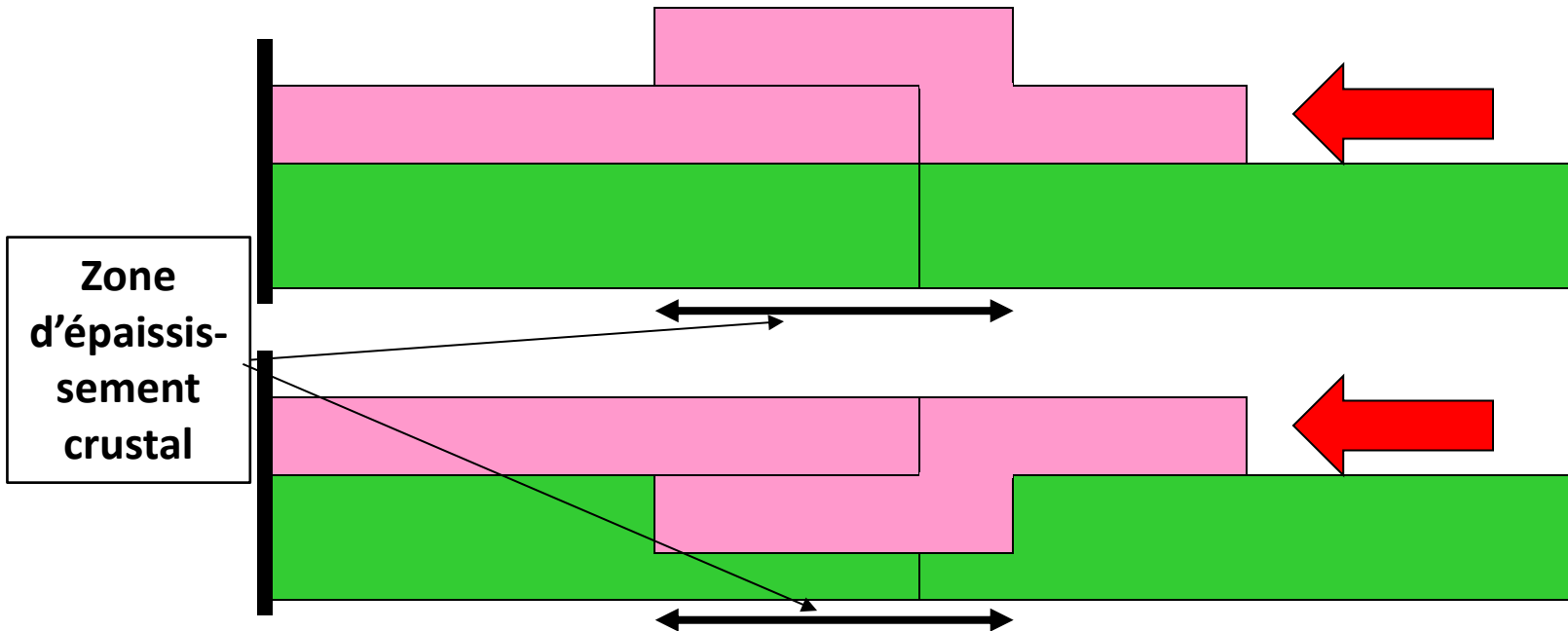
Pendant que la dorsale fonctionne (de -160 à -90 Ma), la lithosphère mantellique sous (et près de) la marge perd de la chaleur et s'épaissit → subsidence (et sédimentation) post rift de la marge, qu'on pourrait calculer.

Puis va venir la subduction (de -90 à -60 Ma, que je ne dessine pas) puis la collision à partir du début du Tertiaire (de -60 à ...). Pour simplifier le dessin, je vais faire se rentrer dedans des continents sans marge.

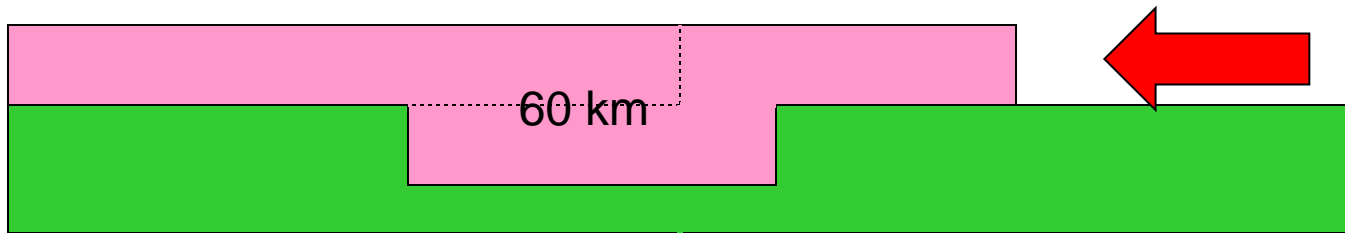
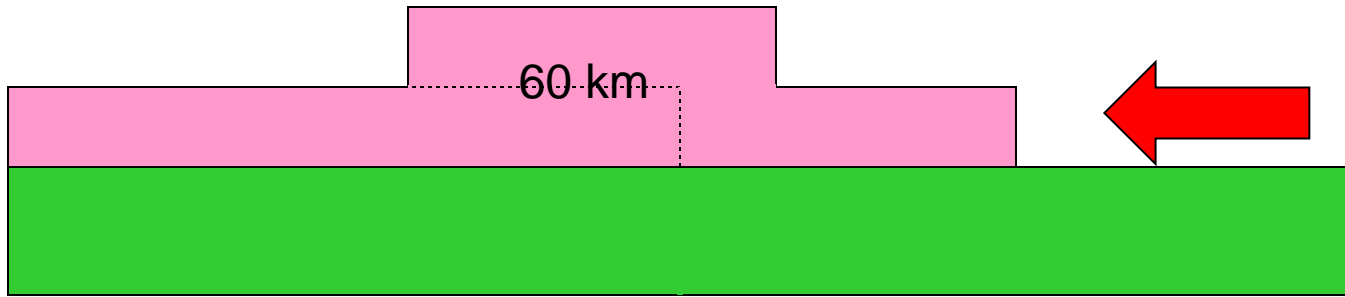
La collision tertiaire (depuis -60 Ma)



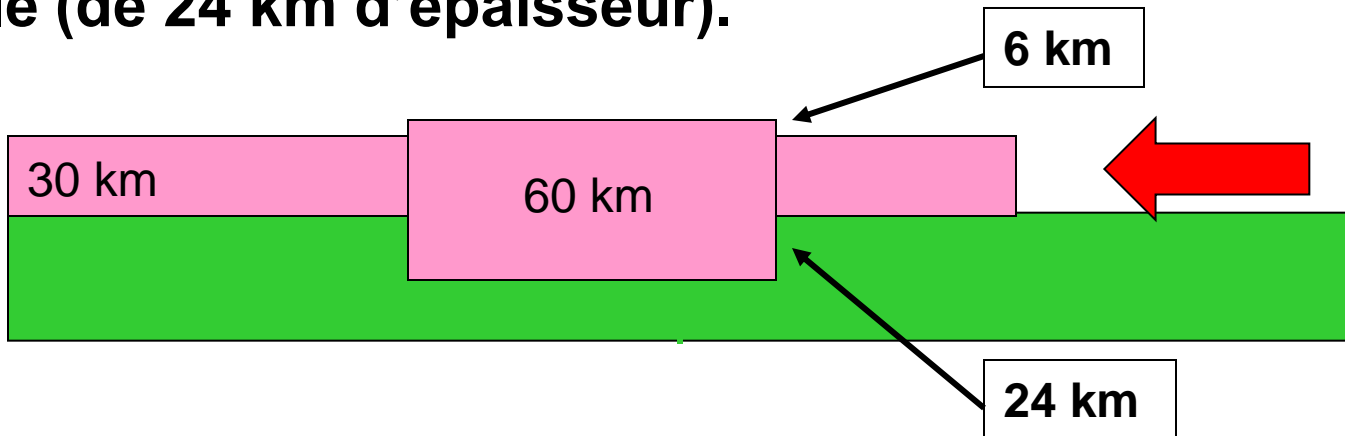
« On pousse ». Pour simplifier, je désolidarise croûte et manteau. Sans isostasie, il y aurait deux solutions possibles.

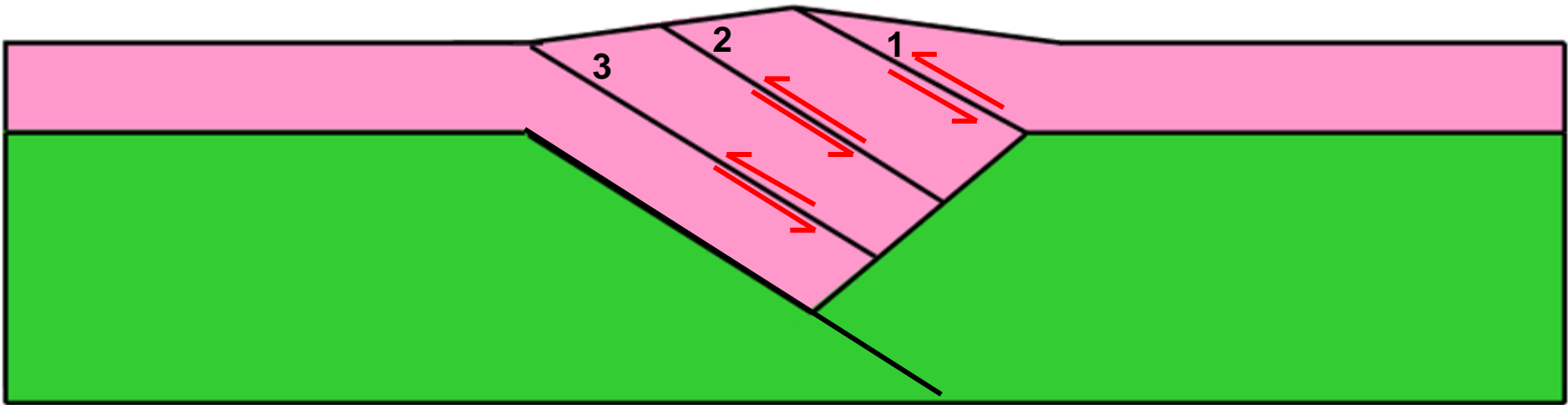


La croûte mobile chevauche ou s'enfonce sous la croûte rendue fixe par un « butoir ». Ces deux solutions épaississent la croûte. De ces deux solutions, la nature choisit ...



**De ces deux solutions, la nature choisit ... l'isostasie !
Un cinquième du sur-épaississement fait une montagne
(de 6 km de haut) et quatre cinquièmes font une racine
crustale (de 24 km d'épaisseur).**



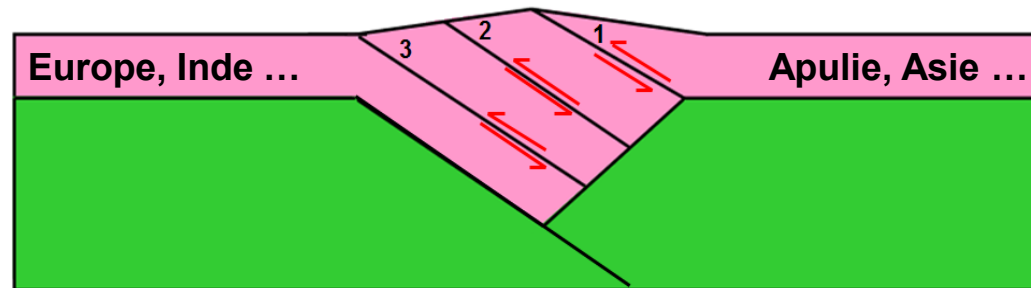


Une représentation un peu moins irréaliste d'une collision (1/5 en hauteur, 4/5 en racine), avec les plus « fameuses » des structures dans les zones de collision : les grands chevauchements, qui se succèdent dans le temps au cours de la convergence.

Remarque : les géologues parlent de charriage, de chevauchement ... Intellectuellement, ils ont tort ! Un chevauchement est actif ; c'est le chevauteur qui est actif, qui fournit le travail, qui monte sur ... Or, dans la vraie géologie, c'est souvent l'enfoncement, le sous-charriage (prolongation de la subduction) qui est actif, pas le chevauchement. On retrouve l'effet de nombreux millénaires de « domination masculine » même dans le vocabulaire géologique. Mais tout est relatif et on va quand même garder ce vocabulaire « traditionnel ».

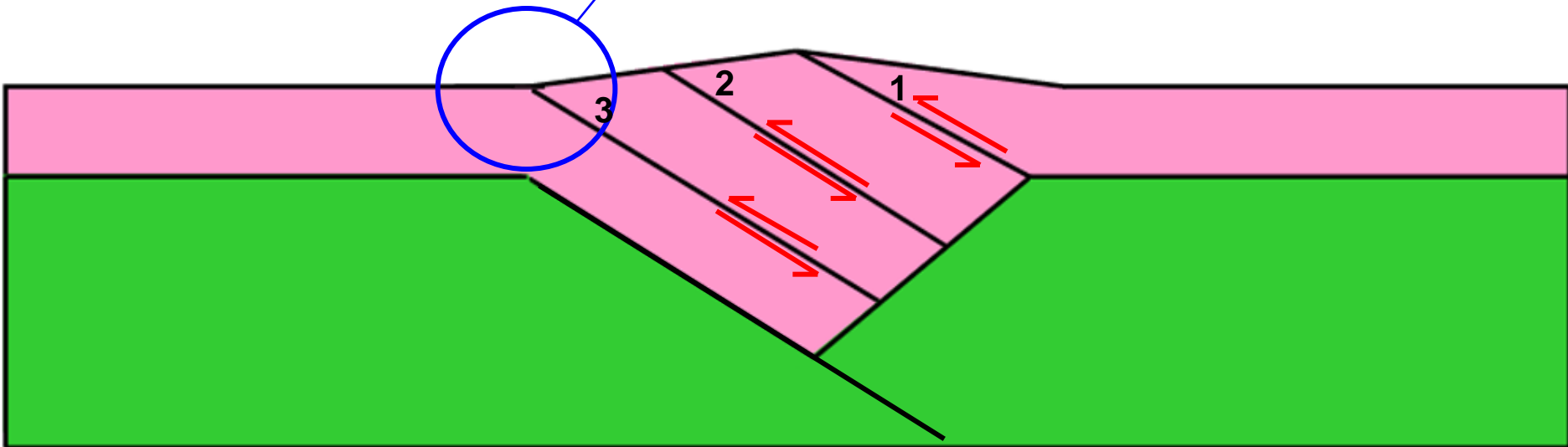


Ca c'est un vrai chevauchement. Le taureau monte activement sur la vache.



Ca ce n'est pas un vrai chevauchement. Ce n'est pas l'Apulie (l'Italie) qui monte sur l'Europe ; c'est l'Europe qui s'enfonce sous l'Apulie ! Idem pour l'Himalaya ...

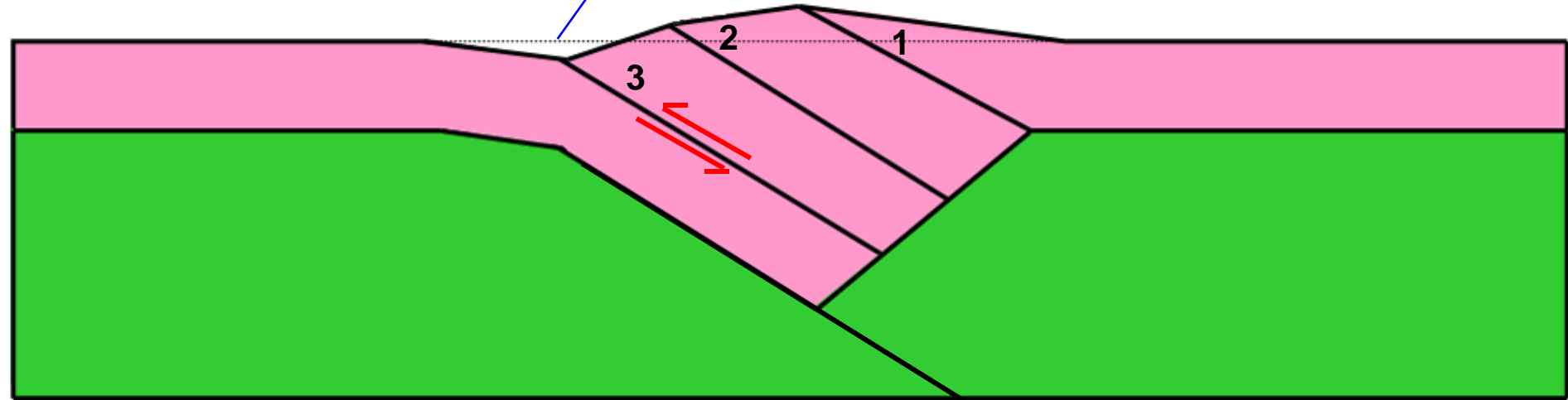
Mais que doit-il se passer là ?
N'oublions pas notre vieil ami
Vening Meinesz !



Une représentation un peu moins irréaliste d'une collision (1/5 en hauteur, 4/5 en racine), avec les plus « fameuses » des structures dans les zones de collision : les grands chevauchements.

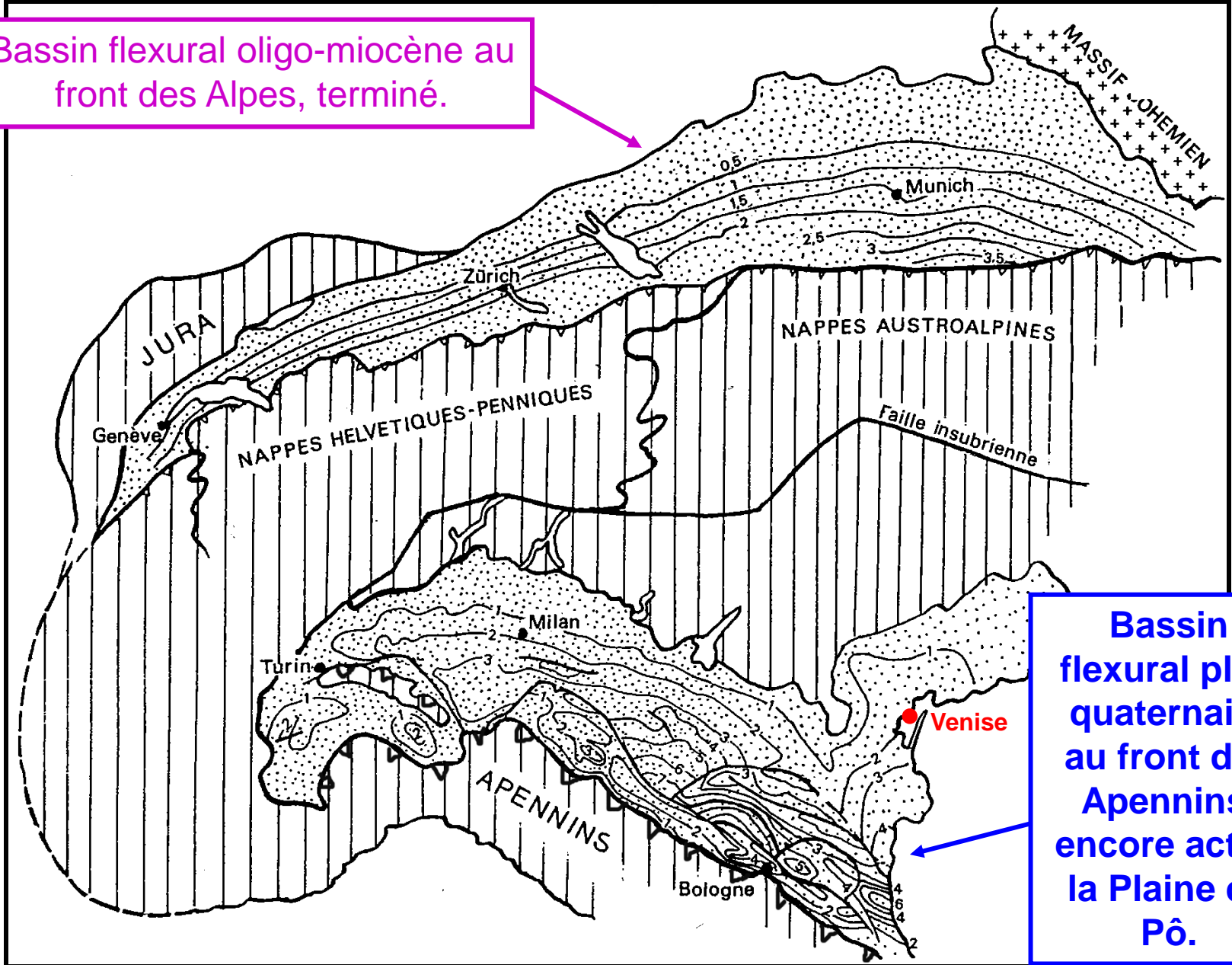
Regardons ce qui se passe au niveau du dernier chevauchement, celui qui est actif.

Mais que doit-il se passer là ?
N'oublions pas notre vieil ami
Vening Meinesz et sa flexion
élastique.



Au pied des grands chevauchements en train de se faire (ici le plus à gauche), il y a flexion de la lithosphère, subsidence et création d'un bassin sédimentaire, dit d'avant chaîne, ou flexural, ou anciennement bassin molassique.

Bassin flexural oligo-miocène au front des Alpes, terminé.



Bassin flexural plio-quaternaire au front des Apennins, encore actif : la Plaine du Pô.

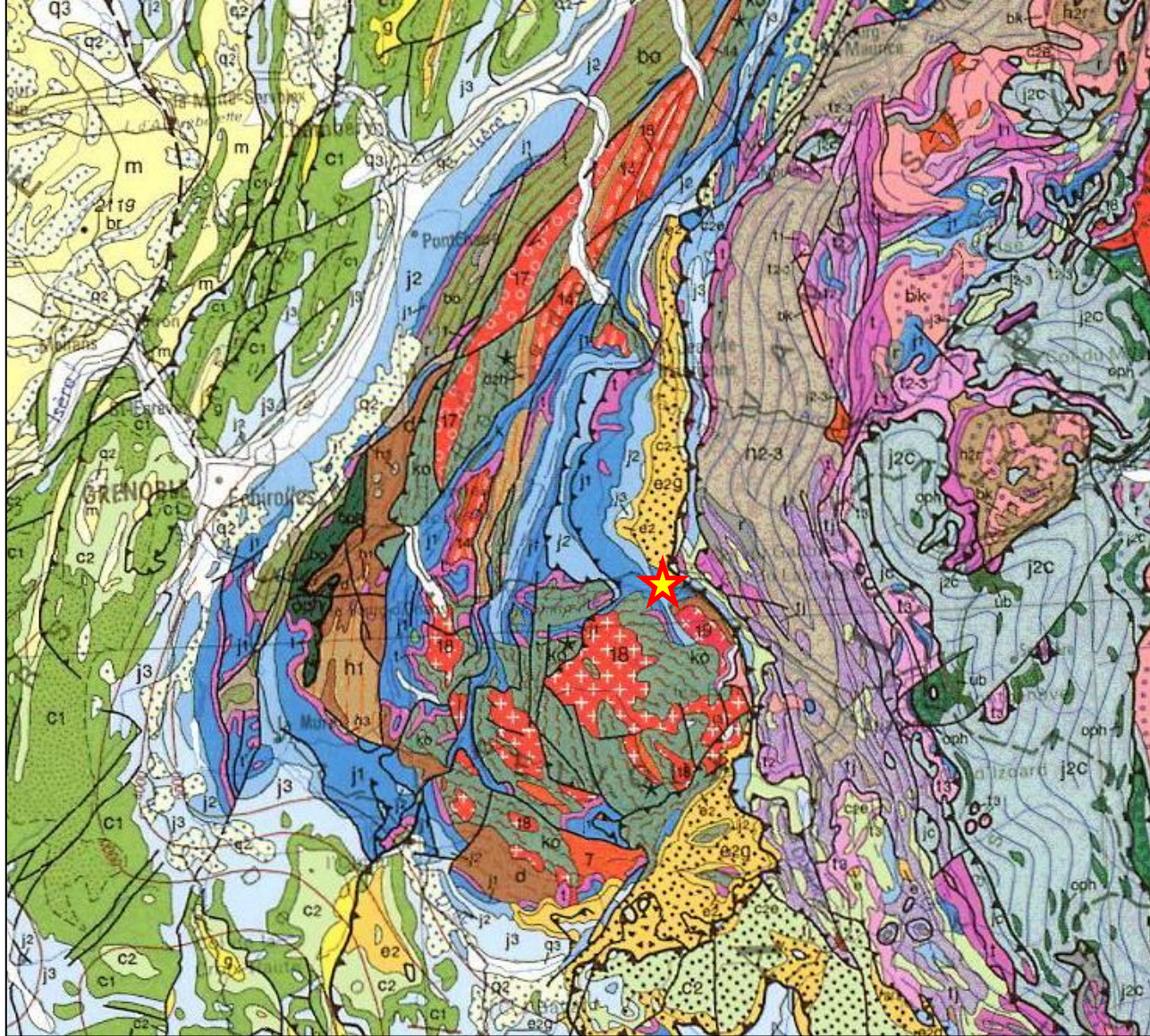
Voici les derniers bassins flexuraux pour les Alpes et pour l'Apennins. C'est pour ça que Venise s'enfonce !

(3)



La Place Saint Marc à Venise, en novembre 2006

**L'enfoncement de Venise, une conséquence
(entre autres) de l'isostasie**

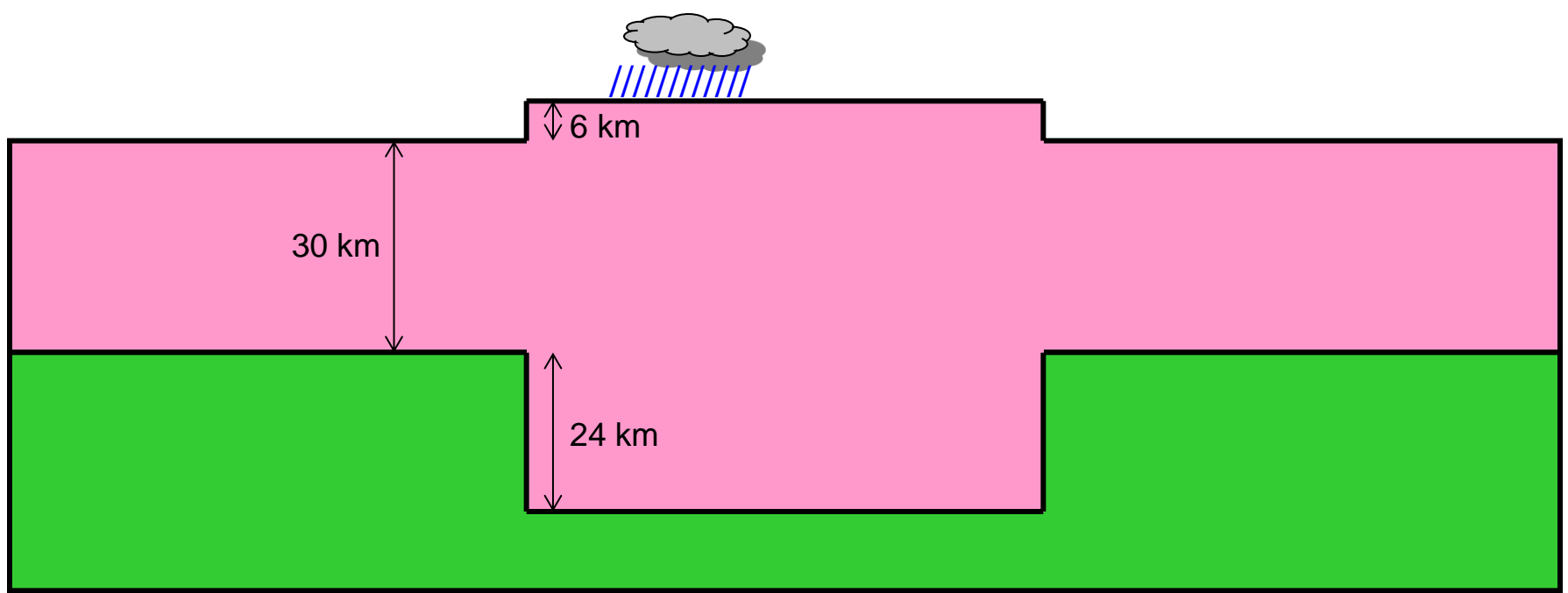


Le bassin éocène des flysch des Aiguilles d'Arve (qu'on voit du Lautaret★) et des grès du Champsaur, au pied du Chevauchement Pennique Frontal, devait avoir la même signification géodynamique : des bassins flexuraux à l'Eocène.

Quand le raccourcissement s'arrête, les chevauchements vont s'arrêter, et la montagne s'arrête de croître. Que va-t-il se passer ?

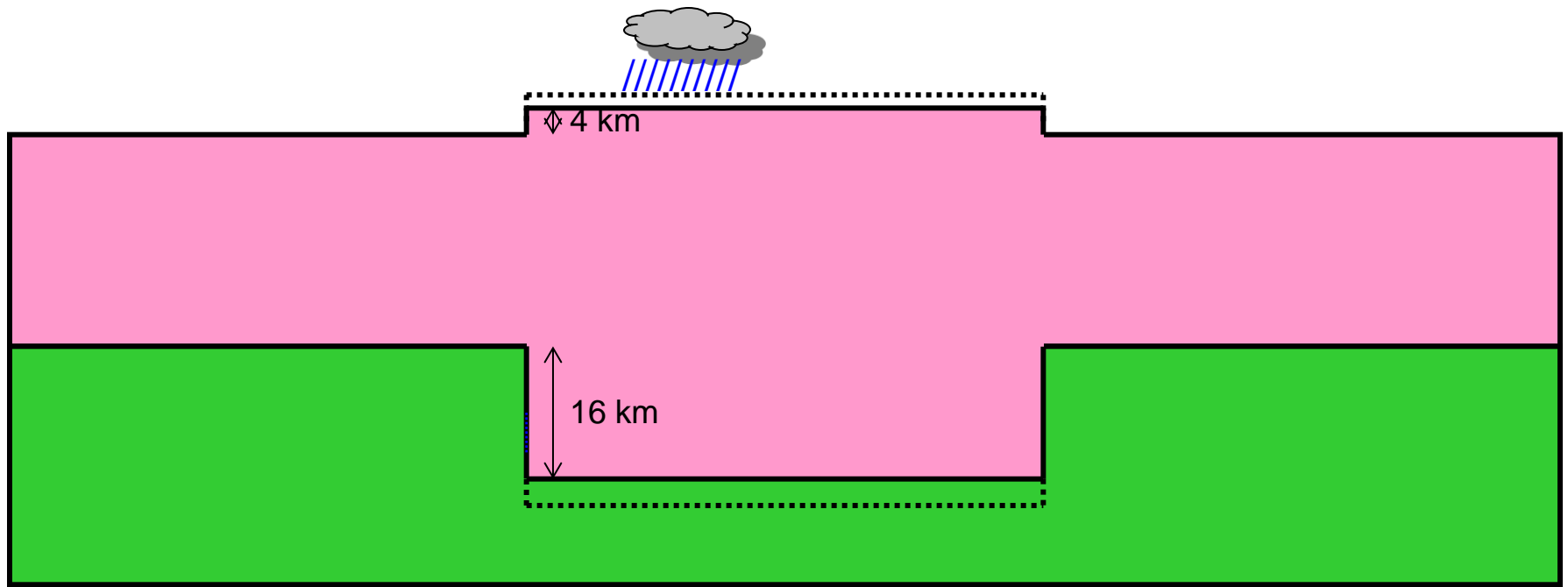


Plein de choses tectoniques dont je ne parlerai pas ici (relaxation/effondrement gravitaire, remontée à grande vitesse = RGV, fusion partielle, plutonisme et volcanisme...). Mais deux de ces évènements post-collisionnels concernent l'isostasie, et je parlerai de l'un d'entre eux : le couple érosion / isostasie.



Montagne de 6 km, racine de 24 km.

Le raccourcissement est fini. Point de départ : une montagne à l'équilibre. L'érosion enlève 1 km de croûte. Ce km de croûte en moins se répartit en 0,2 km de moins « en haut » et 0,8 de moins « en bas ». La montagne ne fait plus que 5,8 km de haut, et la racine 23,2 km. L'érosion enlève un nouveau km → encore 0,2 km de moins en haut (montagne de 5,6 km) et 0,8 de moins en bas (racine de 22,4 km).

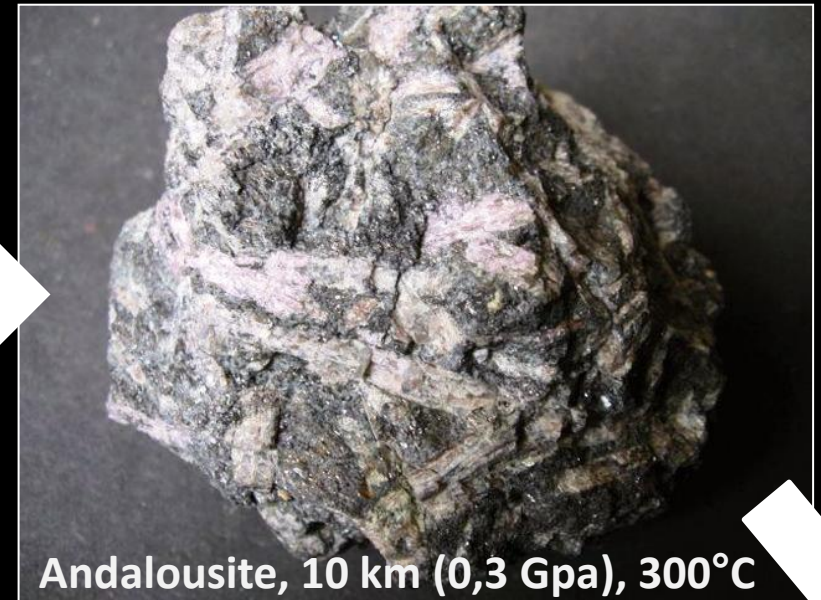


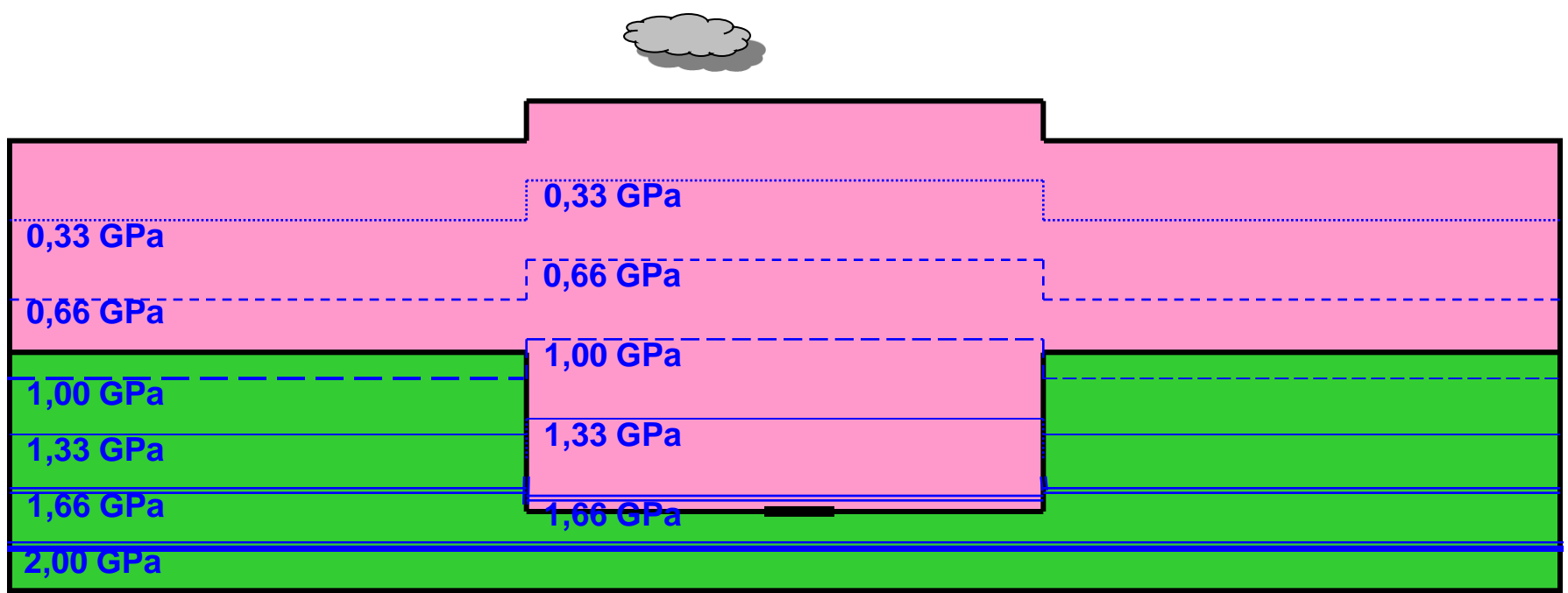
Montagne de 6 km, racine de 24 km.

L'érosion enlève 10 fois de suite 1 km. Ces 10 km en moins se répartissent en 2 km de moins « en haut » (montagne de 4 km) et 8 km de moins « en bas » (racine de 16 km).

On va reprendre ça en intégrant les isogrades métamorphiques (simplement les isobares).

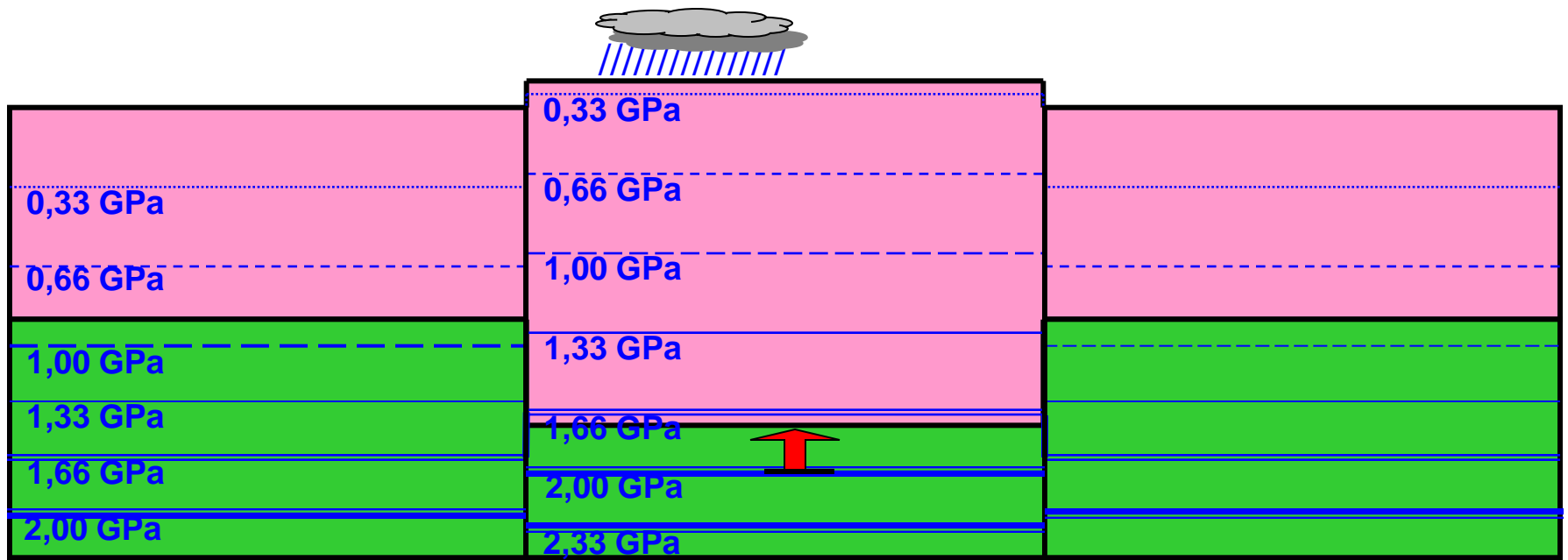
Les minéraux d'une roche indiquent la pression et la température de leur formation (avec plein de complications dues à la métastabilité).



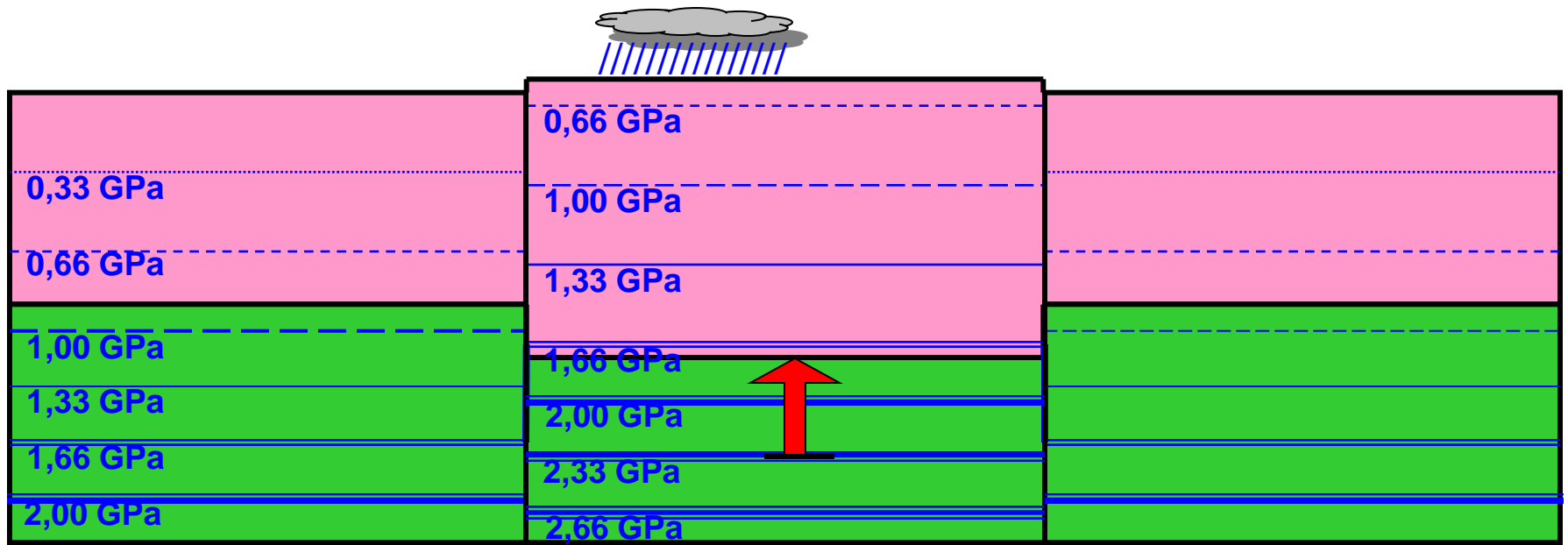


Montagne de 6 km, racine de 24 km.

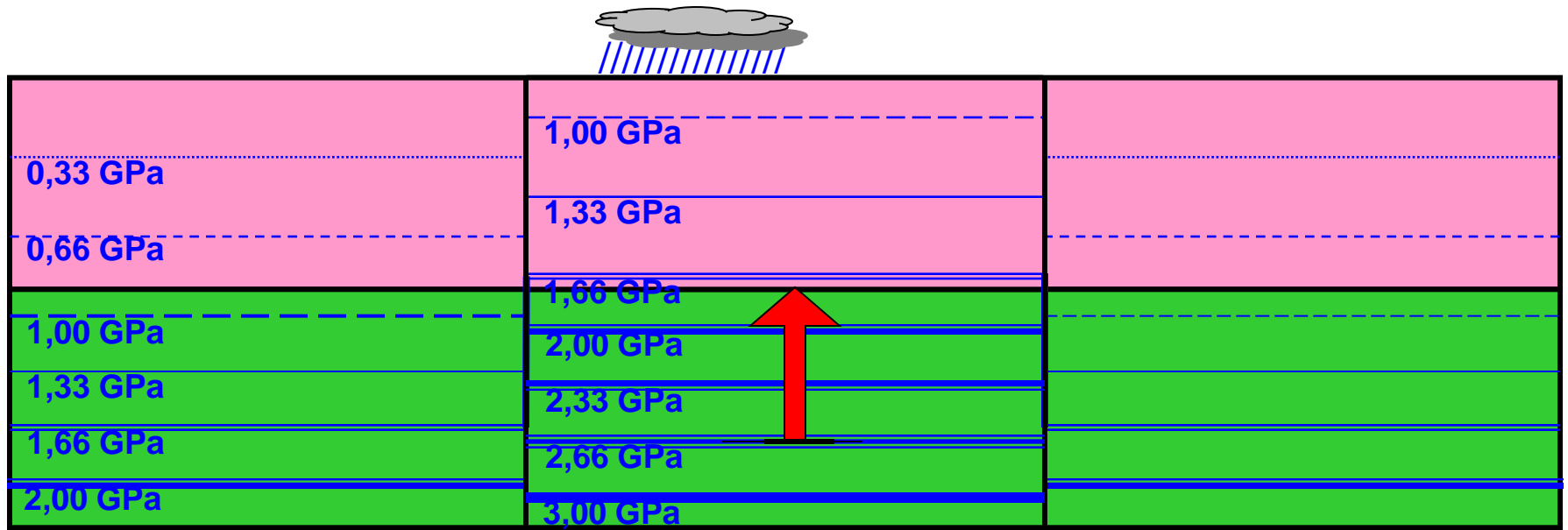
Le raccourcissement est fini. Dans la croûte et le manteau, il y a un gradient de pression et de température. Ici, j'ai dessiné des lignes isobares (lignes d'égale pression). Pour la suite, on va supposer que le métamorphisme rétrograde (à pression décroissante) est infiniment lent. Que va-t-il alors se passer ?



L'érosion enlève 10 km. La montagne perd 2 km d'altitude ($6 - 2 = 4$ km). Le Moho sous la montagne remonte de 8 km ; les lignes isogrades (lignes d'égale métamorphisme) remontent d'autant (8 km). Des terrains avec un métamorphisme léger affleurent dans la montagne.



L'érosion enlève encore 10 km. La montagne perd encore 2 km d'altitude ($4 - 2 = 2$ km). Le Moho sous la montagne remonte encore de 8 km ; les lignes isogrades (lignes d'égale métamorphisme) remontent encore d'autant (8 km). Des terrains à métamorphisme fort affleurent dans la montagne.



L'érosion enlève encore 10 km. La montagne perd encore 2 km d'altitude ($2 - 2 = 0$ km). Le Moho sous la montagne remonte encore de 8 km. L'histoire est finie. Les lignes isogrades (lignes d'égale métamorphisme) sont encore remontées d'autant (8 km). Des terrains à métamorphisme très fort affleurent là où était la montagne.

Cette fin de l'histoire n'est pas encore arrivée dans la chaîne alpine. Attendons quelques dizaines de millions d'années.



Mais pour la chaîne hercynienne ..., c'est fait, depuis la fin du Paléozoïque. C'est pour ça qu'il a pu se déposer du Trias sédimentaire directement sur le socle hercynien hautement métamorphique de la Bretagne, de l'Oisans ...

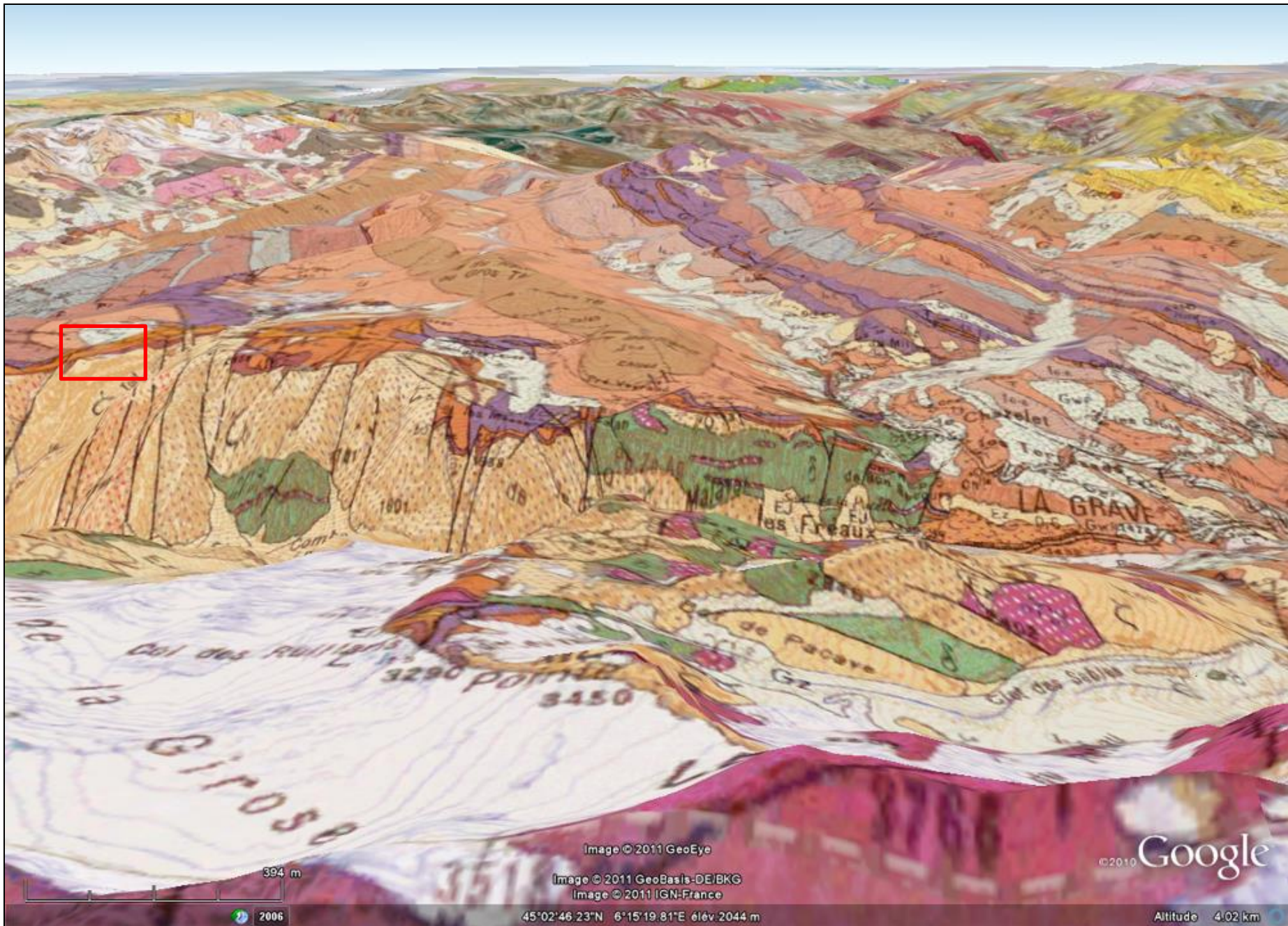


Image © 2011 GeoEye

Image © 2011 GeoBasis-DE/BKG

Image © 2011 IGN-France

© 2010 Google

394 m

45°02'46.23"N 6°15'19.81"E élév.2044 m

Altitude 4.02 km

2006



C'est avec cette photo de Trias sédimentaire dauphinois reposant en discordance sur des micaschistes et gneiss hercyniens hautement métamorphiques de l'Oisans que je m'arrête pour aujourd'hui. Comment avez vous pu vivre sans gravimétrie ni isostasie jusqu'à aujourd'hui ?



**Merci de votre
attention. Encore
des questions ?**

**C'est avec cette photo de Trias sec
reposant en discordance sur des micaschistes et gneiss
hercyniens hautement métamorphiques de l'Oisans que je
m'arrête pour aujourd'hui. Comment avez vous pu vivre sans
gravimétrie ni isostasie jusqu'à aujourd'hui ?**

