TP G4-5. Le temps – Structure et dynamique de la planète Terre
Eléments de correction

VI. Calculer une vitesse de déplacement des plaques

1. Calcul basé sur la stratigraphie

L'étude sera basée sur la carte géologique de l'Europe au 1/5 000 000^{e}. Elle donne notamment l'âge des sédiments océaniques en fonction du temps.

Complétez le tableau suivant, et commentez les vitesses d’expansion obtenues.

Symbole cartographique	Nom de l’époque	Durée	Largeur	Vitesse d’expansion
Q	quaternaire	2,6 Ma	20 km	0,77 cm.an^{-1}
N2	pliocène	2,7 Ma	30 km	1,11 cm.an^{-1}
N1	miocène	18 Ma	180 km	1,00 cm.an^{-1}
E3	oligocène	11 Ma	80 km	0,73 cm.an^{-1}
E2	éocène	22 Ma	300 km	1,36 cm.an^{-1}
E1	paléocène	9 Ma	135 km	1,50 cm.an^{-1}
K2	crétacé supérieur	34 Ma	400 km	1,18 cm.an^{-1}

2. Calcul basé sur les données GPS

On donne dans le document 12 deux enregistrement GPS d'une station des Bermudes (atlantique Ouest) et d'une station des Canaries (atlantique Est). On cherche à calculer la vitesse de déplacement des plaques.

1. Sur la carte du document 13, représentez le déplacement horizontal des deux points GPS par un vecteur dont on précisera la norme.

On détermine la norme de chaque vecteur en calculant la valeur de ses coordonnées : composante N-S (latitude) et E-O (longitude). On trouve les valeurs suivantes :

Station	Coordonnée	variation spatiale	variation temporelle	composante
MAS1	Latitude	36 cm	20 ans	1,6 cm.an^{-1}
	Longitude	35 cm	20 ans	1,75 cm.an^{-1}
BRMU	Latitude	18 cm	20 ans	0,9 cm.an^{-1}
	Longitude	- 24 cm	20 ans	1,2 cm.an^{-1}

Document 13: Corrigé.

2. Commentez le déplacement vertical des deux points GPS.

On observe deux types de mouvements :

- On observe des mouvements périodiques, de période un an. Ils peuvent être expliqués par une dilatation ou rétractation thermiques de la croûte superficielle due à l'alternance des saisons. Il peut aussi être dû à l'attraction différente par le soleil selon la position de la terre sur son orbite (marée de terre).
- On observe une baisse continue de l'altitude, avec une vitesse de l'ordre du $mm.an^{-1}$. Elle pourrait être due au refroidissement de la plaque et à son enfoncement par isostasie dans le manteau supérieur. La vitesse est cependant bien trop élevée (1 km par million d'année) par rapport à l'enfoncement constaté par le passé (de l'ordre de 10 m par million d'année, soit 2 ordres de grandeur au dessous). Il s'agit peut être d'un phénomène d'affaissement local, dû à l'activité variable du volcanisme sur ces îles.

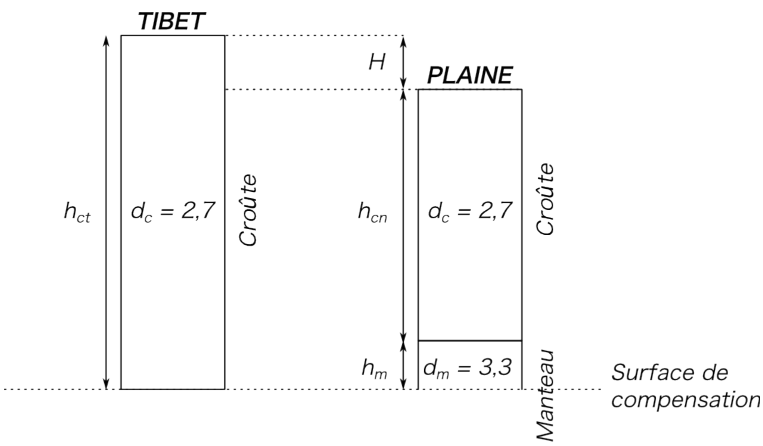
3. Peut-on comparer ces données à celles obtenues par étude de l'âge des sédiments ?

Les deux vecteurs ont des normes de 2,37 $cm.an^{-1}$ et 1,5 $cm.an^{-1}$ pour MAS1 et BRMU respectivement, c'est à dire le même ordre de grandeur que ce qui a été calculé pour les mouvements passés depuis le Crétacé, ce qui est cohérent. Les deux vitesses, calculées avec des données et des techniques très différentes sont donc d'autant plus fiables.

VII. Exploiter des données isostatiques

1. Calcul de l'épaisseur de la racine d'une chaîne de montagnes

On compare la situation du tibet (épaisseur inconnue h_{ct}, altitude connue H = 5 km) à la situation normale de plaine (épaisseur connue h_{cn} = 30 km). On fait l'approximation que l'altitude moyenne des continents est proche de 0 m, ce qui est une bonne approximation (en réalité, l'altitude moyenne est de 200 m). Le schéma ci-dessous rend compte de la situation.



On égale les masses des deux colonnes :

$$h_{ct}\,d_c = h_{cn}\,d_c + h_m\,d_m$$

Or $h_{ct} = H + h_{cn} + h_m$, donc

$$h_m = h_{ct} - H - h_{cn}$$

Donc $h_{ct}\,d_c = h_{cn}\,d_c + (h_{ct} - H - h_{cn})\,d_m$ donc $h_{ct}(d_c - d_m) = h_{cn}(d_c - d_m) - H\,d_m$

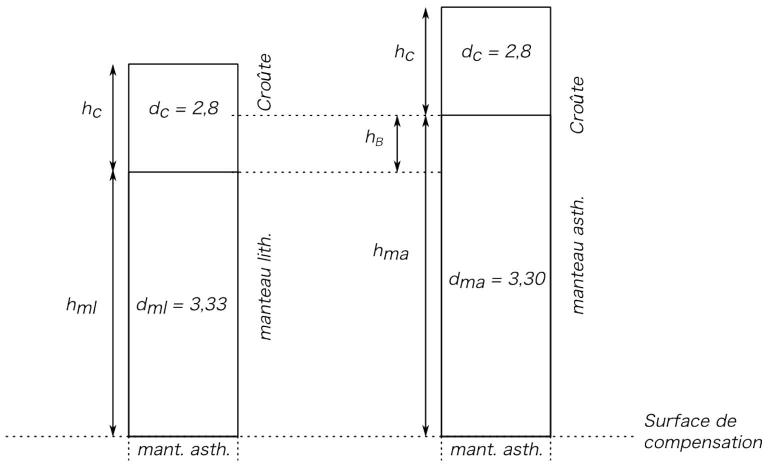
Donc $h_{ct} = \dfrac{h_{cn}(d_c - d_m) - H\, d_m}{d_c - d_m}$

AN : ***h_{ct}* = 58 km**, ce qui est tout à fait vraisemblable.

2. Isostasie, dorsales et subductions

a) Calcul du bombement thermique

On considère la situation normale, où la croûte repose directement sur le manteau lithosphérique, et la situation de la dorsale, où le manteau est entièrement asthénosphérique. La surface de compensation est prise à la base de la lithosphère. On cherche h_B, la valeur du bombement thermique.



$h_c d_c + h_{ml} d_{ml} = h_c + d_c + h_{ma} d_{ma}$ donc

$h_{ml} d_{ml} = h_{ma} d_{ma}$

Or $h_{ma} = h_{ml} + h_B$ donc

$h_{ml} d_{ml} = (h_{ml} + h_B) d_{ma}$ donc

$h_B = h_{ml} \dfrac{d_{ml} - d_{ma}}{d_{ma}}$

AN : on prendra h_{ml} = 100 km. ***H_B* = 0,9 km**. Les dorsales dominent le fond de l'océan d'environ 1 km, ce qui correspond à l'ordre de grandeur observé.

b) Calcul de l'âge d'entrée en subduction d'une lithosphère océanique âgée

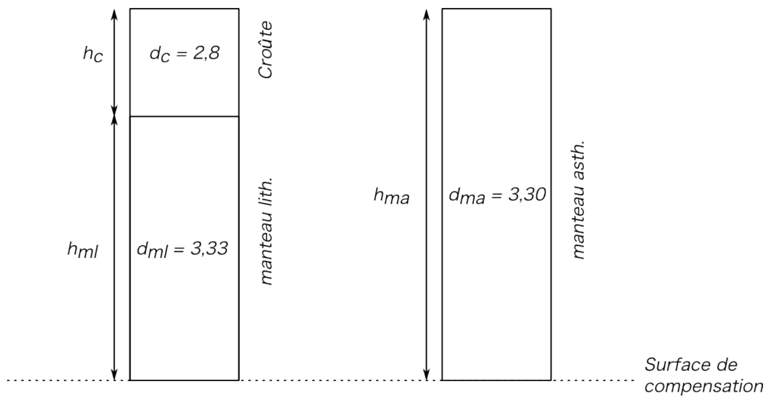
La lithosphère plonge à partir du moment où elle est plus dense que le manteau. On considère deux colonnes, l'une de lithosphère (gauche) et l'autre d'asthénosphère (droite). On cherche à déterminer l'épaisseur h_{ml} telle que la colonne de gauche est plus lourde que la colonne de droite, soit les conditions sur h_{ml} qui font que : $h_c d_c + h_{ml} d_{ml} > h_{ma} d_{ma}$.

Dans cette expression, h_{ml} et h_{ma} sont inconnus, mais on remarque que $h_{ma} = h_c + h_{ml}$

Donc $h_c d_c + h_{ml} d_{ml} > h_{ma} d_{ma} \Leftrightarrow h_c d_c + h_{ml} d_{ml} > (h_c + h_{ml}) d_{ma}$

$\Leftrightarrow h_{ml}(d_{ml} - d_{ma}) > h_c(d_{ma} - d_c)$

$\Leftrightarrow h_{ml} > h_c \dfrac{d_{ma} - d_c}{d_{ml} - d_{ma}}$ car $d_{ml} - d_{ma} > 0$.



AN : avec dml = ***h_{ml}* > *117 km***. En ajoutant l'épaisseur de la croûte, on a une épaisseur de la lithosphère totale de ***123 km***. C'est une valeur tout-à-fait cohérente avec l'observation de l'épaisseur moyenne de la lithosphère océanique, qui dépasser rarement 150 km.

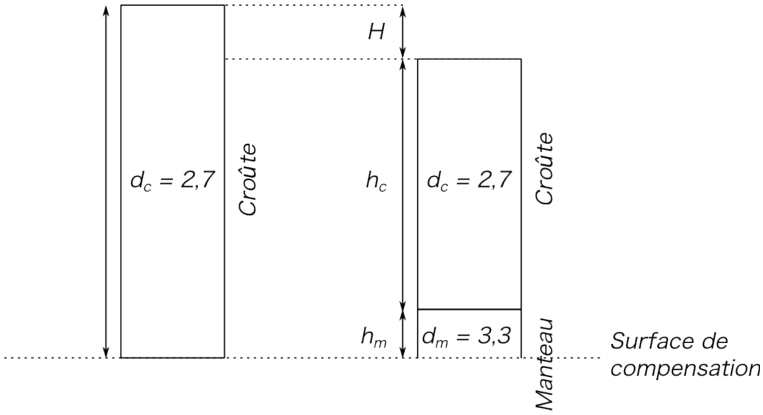
On peut maintenant calculer l'âge théorique maximal de la lithosphère :

$e_{ml} = h_{ml} + h_c = 9\sqrt{(t)} \Rightarrow t = \left(\dfrac{h_{ml} + h_c}{9}\right)^2$

AN : ***t = 190 Ma***. Cette valeur est tout à fait cohérente. En effet, les plus anciennes lithosphères océaniques connues ont été datées à environ 200 Ma, soit la base du jurassique. On retiendra qu'au bout de 200 Ma, une lithosphère océanique est en général trop dense pour être en équilibre sur l'asthénosphère, et entre alors en subduction.

3. Isostatie, chaîne de montagne et érosion

Le problème est à découper en deux parties. On calcule d'abord la masse de matière érodée, **en n'oubliant pas de prendre en compte la remontée isostatique de la chaîne de montagne au cours de son érosion**. On remplit ensuite le bassin avec ces sédiments, et on calcule la hauteur d'eau restante **après réajustement isostatique du bassin**.

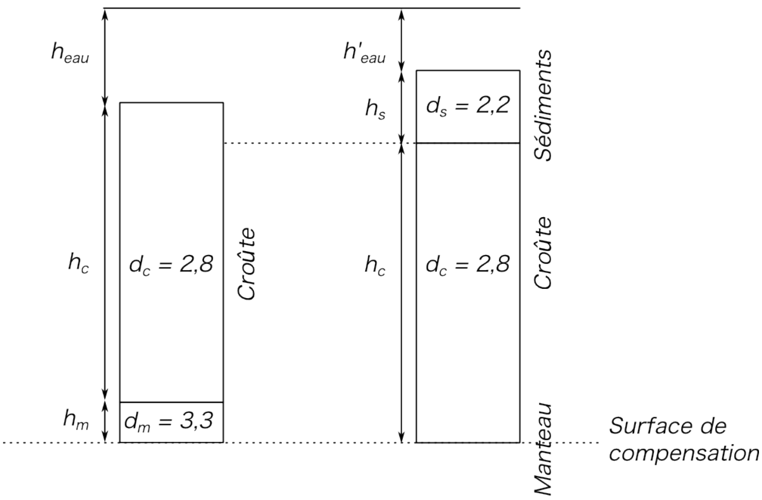


Gauche : montagne. Droite : montagne après érosion. On considère, après érosion, qu'on est revenu à une situation normale d'une croûte continentale d'épaisseur $h_c = 30\ km$. On cherche donc la valeur de la remontée isostatique h_m.

On a :

$$(H+h_c+h_m)\,d_c=h_c\,d_c+h_m\,d_m \Rightarrow (H+h_m)\,d_c=h_m\,d_m \Rightarrow h_m=H\,\frac{d_c}{d_m-d_c}$$

AN : $\boldsymbol{h_m = 14\ km}$



Donc l'érosion a détruit non seulement les 3 km de croûte en excès, mais également 14 km de croûte qui sont remontés au fur et à mesure par isostasie, soient au total ***17 km***. Cette hauteur, sur une surface de 1 000 km^2, correspond à un volume V = 17 000 km^3, soit une masse $m=V\rho_{granite}=4{,}6.10^{16}\,kg$. Cette masse se dépose sous forme de sédiments, de densité moindre, qui occupent donc un volume $m/\rho_{sédiment}=2{,}1.10^{13}\,m^3$, qui déposé dans un bassin de 10 000 km^2, occupe une hauteur de h_s = 2,1 *km*.

On calcule enfin l'enfoncement du bassin dû au dépôt de ces 2,1 km de sédiments.

On cherche la hauteur d'eau h'_{eau} après dépôt des sédiments, sachant qu'on sait que $h_{eau} = 4\ km$. La croûte s'enfonce d'une hauteur h_m dans le manteau. On a alors :

$$h_c\,d_c+h_m\,d_m=h_s\,d_s+h_c\,d_c \Rightarrow h_m=h_s\,\frac{d_s}{d_m}$$

On a également : $h_{eau}+h_c+h_m=h'_{eau}+h_s+h_c \Rightarrow h'_{eau}=h_{eau}+h_m-h_s=h_{eau}+h_s\frac{d_s}{d_m}-h_s=h_{eau}-h_s\left(1-\frac{d_s}{d_m}\right)$

AN : $\boldsymbol{h'_{eau}}$ **= 3,3 km**. Un dépôt de sédiments de 2,1 km a donc provoqué un enfoncement de 1,4 km, et le bassin a diminué de profondeur de seulement 0,7 km (soit ⅓ de la quantité totale déposée).