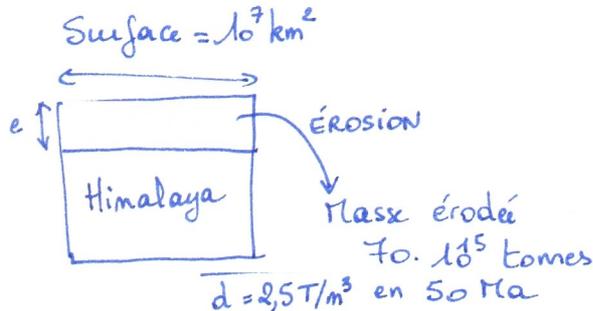


# Corrigé : Particularités géophysiques des chaînes de montagne

(d'après ENS 2006 et Alain Mottet)

## Partie A



1a) On veut la vitesse d'érosion en mm/an. Comme on dispose déjà du temps (50 Ma), il suffit de déterminer l'épaisseur de roches érodées durant de temps (notée e).

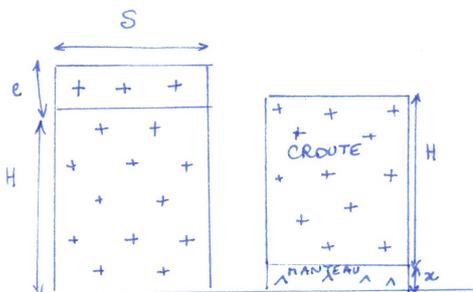
- Relions masse et volume : soit S la surface érodée.  $S \cdot e = M = 70 \cdot 10^{15} \text{ t} =$  masse érodée en 50 Ma.
- Si on suppose qu'il n'y a pas de changement de densité au cours de l'érosion (*ce qui est faux en réalité!*), on connaît la densité de la masse érodée  $d = 2,5 \text{ tonnes/m}^3 = M / (S \cdot e)$ .
- donc  $e = M / (S \cdot d)$ . **Pour avoir des unités homogènes**, mettons toutes les longueurs en m, et les masses en tonnes.  $S = 10^7 \cdot 10^3 \cdot 10^3 \text{ m}^2 = 10^{13} \text{ m}^2$ , e sera en mètres
- $e = 70 \cdot 10^{15} / (10^{13} \cdot 2,5) = 2800 \text{ m}$  érodés en 50 Ma
- $v = e/t$  Si on veut v en mm par en  $v = 2800 \cdot 10^3 / 50 \cdot 10^6 = 2,8 / 50 = \mathbf{0,056 \text{ mm/an}}$ .

b) Les mouvements des plaques sont de l'ordre de quelques  $\text{cm} \cdot \text{an}^{-1}$  soit de 500 à 1000 fois plus rapides. Or, cette collision entre la plaque indienne et eurasiatique produit un épaissement crustal qui ne sera donc pas entièrement détruit par l'érosion. On s'attend donc à une **augmentation de l'altitude moyenne de l'Himalaya**.

2a) L'isostasie est un équilibre des pressions sur une verticale au dessus de la surface de compensation. La surface de compensation est une surface virtuelle.

Si une partie de la croûte continentale est supprimée par érosion, alors la colonne de roche n'est plus à l'équilibre. Il y a une remontée crustale, la croûte manquante étant « remplacée » par du manteau plus dense, cela rétablit l'équilibre. (faire un dessin)

b)



À l'équilibre, les pressions sont égales sur la surface de compensation. Comme on peut placer cette surface où on le souhaite, il est plus commode de choisir la base la croûte avant érosion.

Soit d la densité de la croûte et d' celle du manteau. S la surface de roches étudiées et g l'accélération de la pesanteur

On écrit l'égalité des pressions :

$$d \cdot (H+e) \cdot S \cdot g = S \cdot g \cdot (d \cdot H + d' \cdot x)$$

On peut passer de pression en masses, puisqu'on choisit de comparer un cylindre de même surface S avant et après érosion. (à dire à chaque fois!)

$$x = e \cdot (d/d') = 0,87e$$

comme  $e = 2,8 \text{ km}$  en 50 Ma, **la croûte est remontée par isostasie de  $x = 2,44 \text{ km}$**

NB: ici on observe une diminution d'altitude car on fait comme si les plaques ne bougeaient plus!

## Partie B

1°) On mesure  $g$  en un point.

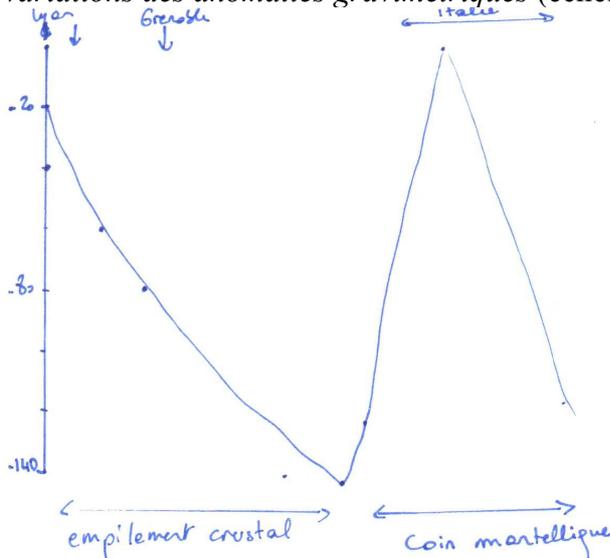
On effectue ensuite une correction à l'air libre qui annule l'effet de la différence d'altitude entre le point de mesure et l'ellipsoïde. Par la correction de Bouguer, on élimine l'effet de la masse qui s'interpose entre le point de mesure et l'ellipsoïde.

**On devrait trouver une valeur de  $g$  identique partout**, or au contraire, on trouve une anomalie négative au niveau des chaînes de montagne, positive au niveau des océans, **comme si cette correction était inutile**... On dit que « la correction de Bouguer crée l'anomalie de Bouguer !!! ».

2°)

La coupe fait apparaître d'ouest en est, une anomalie négative ample puis une positive étroite et enfin une anomalie négative.

*variations des anomalies gravimétriques (échelle verticale très exagérée)*



Ici, les zones d'anomalies négatives sont synonymes d'un excès de matériaux légers en profondeur. Elles donnent donc la profondeur de la racine crustale et donc celle du Moho (puisque'on est en domaine continental, le Moho correspond bien à une limite pétrographique, donc à une différence de densité).

Le relief est compensé en profondeur par la présence de matériel crustal de faible densité, la **racine** de la montagne. Les empilements crustaux créent des anomalies négatives et le coin mantellique une anomalie positive (voir cours Alpes)