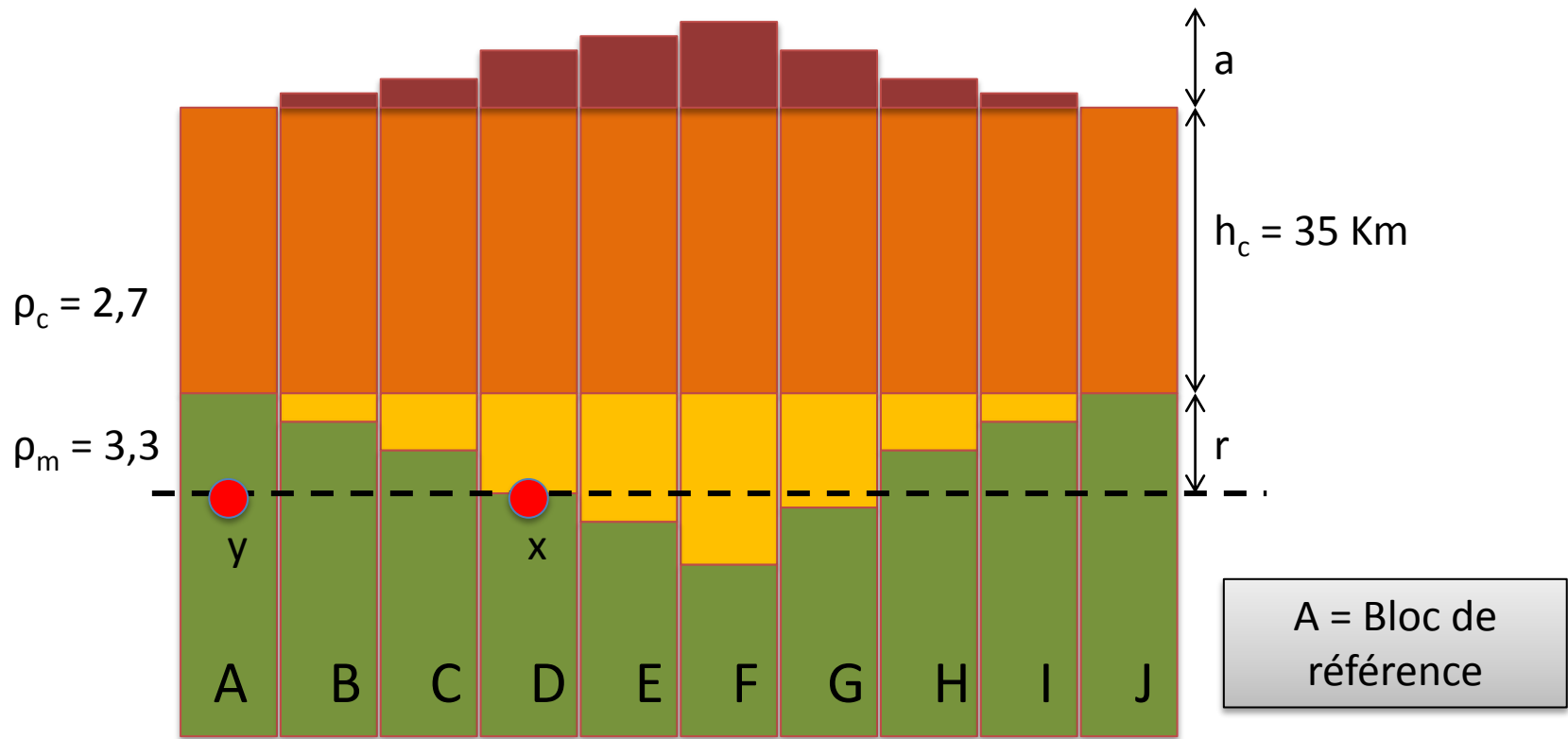


Isostasie, modélisations analogiques et numériques

Application du modèle d'Airy

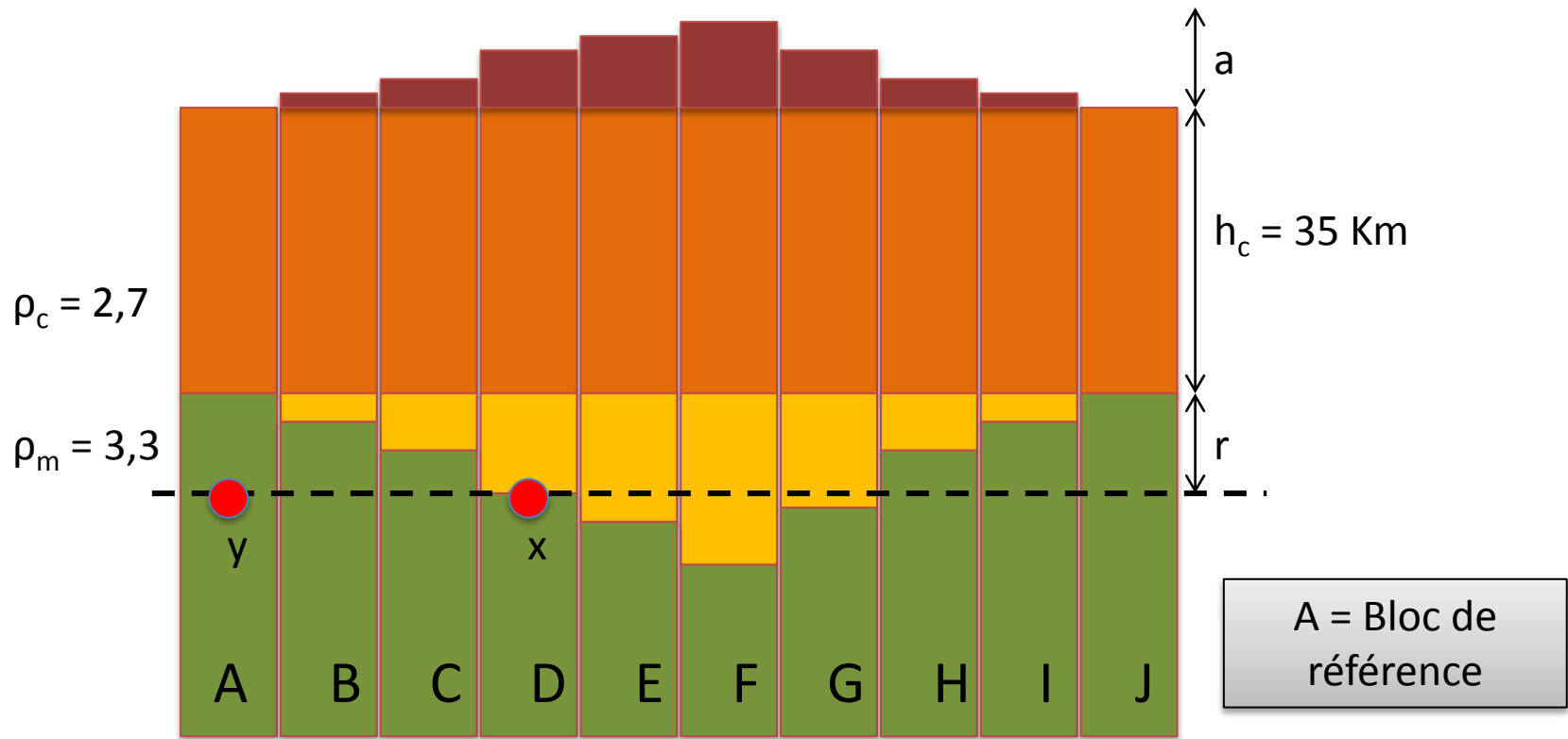
Application: Déterminer la profondeur du **Moho** (profondeur de la racine crustale) au niveau d'une chaîne de montagne.



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

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

Application du modèle d'Airy



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

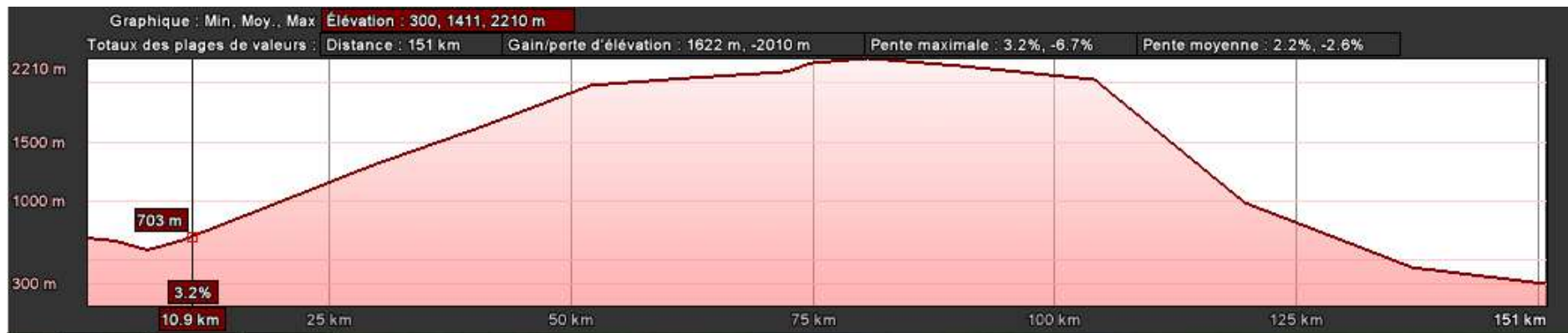
$$2,7 \cdot (a + 35 + r) = (2,7 \cdot 35) + (3,3 \cdot r) \text{ donc } 2,7 (r + a) = 3,3 r \text{ donc } 2,7 a = (3,3 - 2,7) r$$

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

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

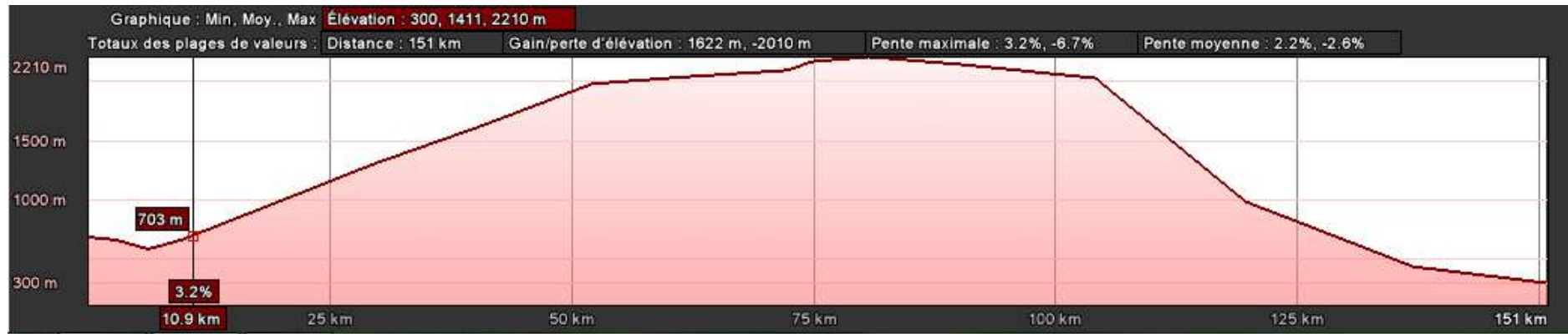
Application du modèle d'Airy

Les altitudes peuvent être déterminées avec Google Earth



Application du modèle d'Airy

Les altitudes peuvent être déterminées avec Google Earth



On peut relever les altitudes tous les 25 Km sur une distance de 150 Km.

Distance en Km	0	25	50	75	100	125	150
Altitude en m	688	1159	1924	2172	2066	814	308

Les valeurs peuvent être importées dans un tableur afin de construire le modèle d'Airy correspondant.

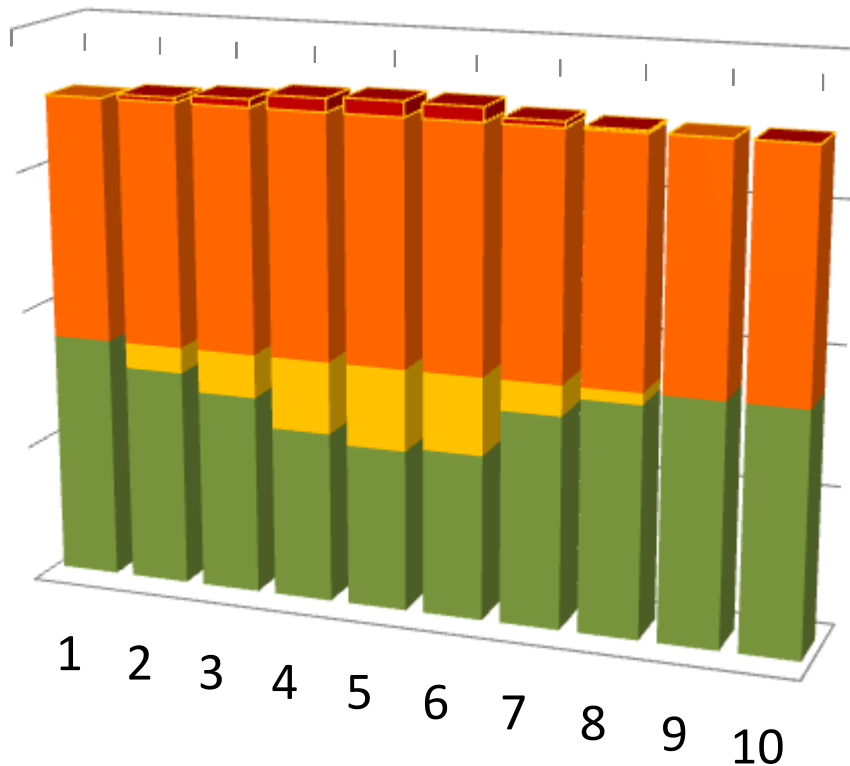
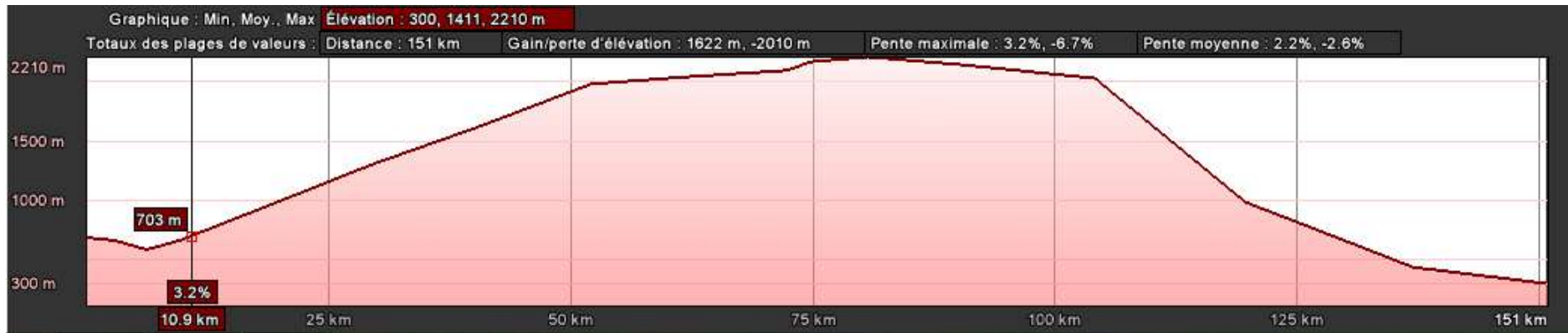
Application du modèle d'Airy

Distance en Km	0	25	50	75	100	125	150
Altitude en m	688	1159	1924	2172	2066	814	308

Blocs		1 (ref)	2	3	4	5	6	7	8
a = altitude (m)		0	688	1159	1924	2172	2066	814	308
a = altitude (km)		0,00	0,69	1,16	1,92	2,17	2,07	0,81	0,31
épaisseur moyenne de la croûte (km)		35,00	35,00	35,00	35,00	35,00	35,00	35,00	35,00
r = épaisseur de la racine crustale (km)	$r = 2,7 a / 0,6$	0,00	3,72	6,26	10,39	11,73	11,16	4,40	1,66
m = épaisseur manteau (km)	$m = 70 - 35 - r$	35,00	31,28	28,74	24,61	23,27	23,84	30,60	33,34
e = épaisseur totale croûte (Km)	$e = 35 + a + r$	35,00	39,40	42,42	47,31	48,90	48,22	40,21	36,97

Les valeurs de « e » montrent bien que la croûte est épaissie dans la zone centrale (Moho à près de 50 km de profondeur (au lieu de 35 Km)

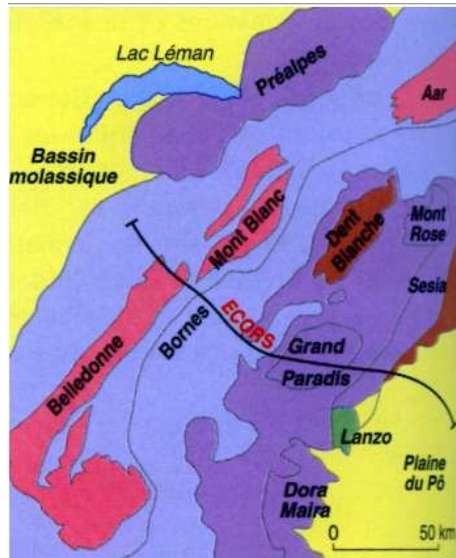
Application du modèle d'Airy



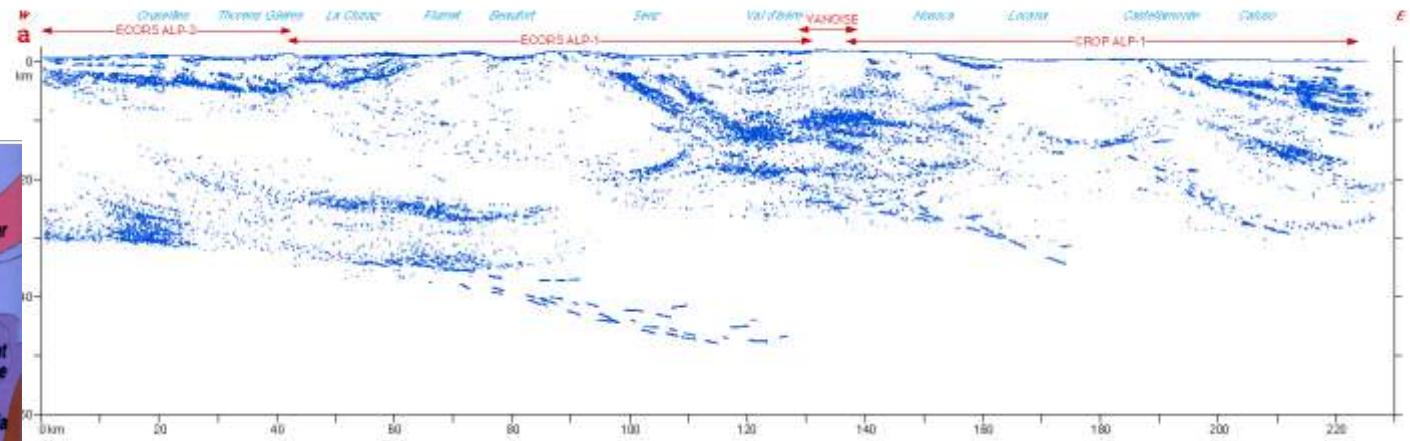
- a = altitude (km)
- épaisseur moyenne de la croûte (km)
- r = épaisseur de la racine crustale (km)
- m = épaisseur manteau (km)

L'apport de la sismologie

Programme ECORS:
1986-1987

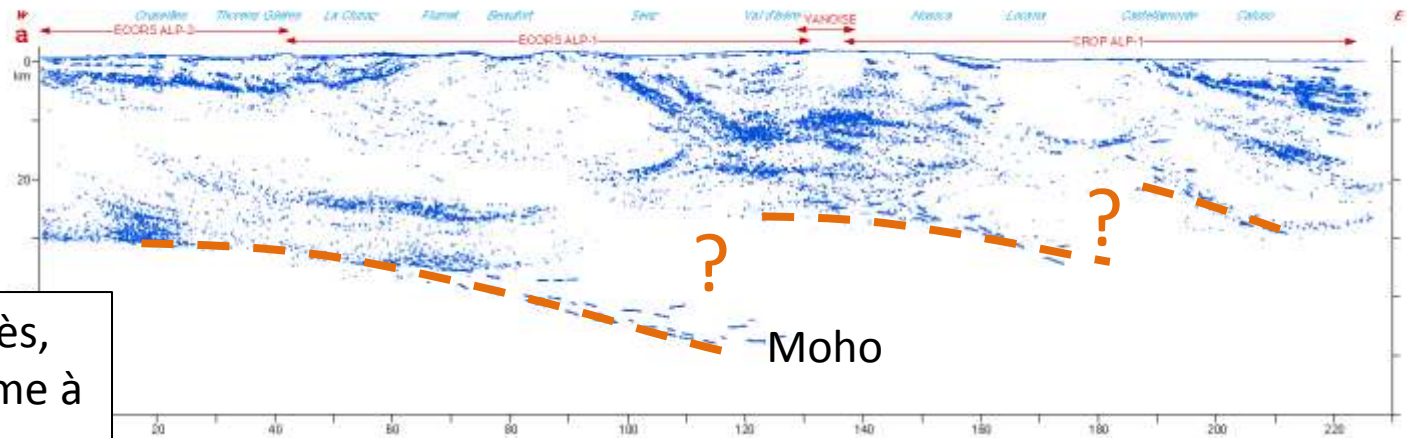


THE ECORS-CROP ALP DEEP SEISMIC TRAVERSE

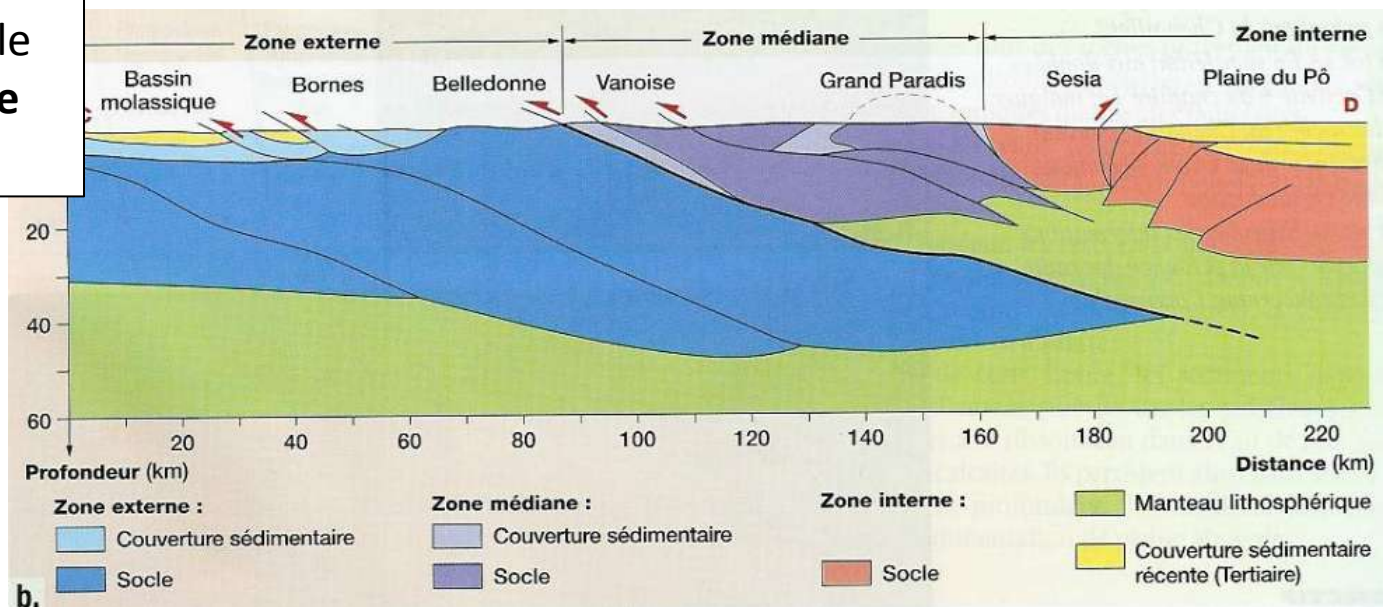


L'apport de la sismologie

THE ECORS-CROP ALP DEEP SEISMIC TRAVERSE

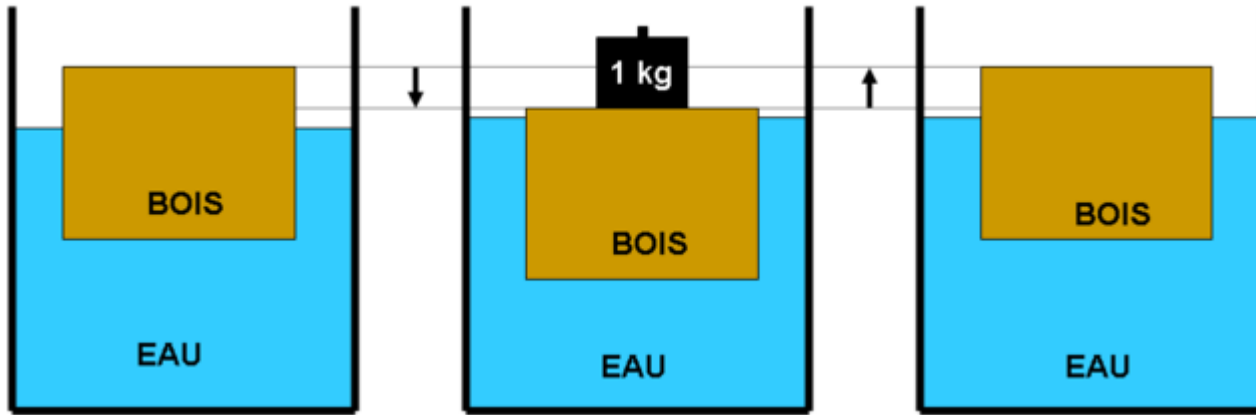


A quelques détails près, le modèle est conforme à la réalité:
Le profil sismique révèle la présence de la **racine crustale**.



Principe du rééquilibrage isostatique

Si on admet l'équilibre isostasique, on peut considérer que **toute modification d'ordre topographique** (érosion, remplissage sédimentaire, fonte de glace... etc) qui entraîne une rupture de cet équilibre doit être **compensé par des réajustements** se manifestant principalement par des mouvements verticaux de matière.



Avec de l'eau, les réajustements sont instantanés. Mais si on augmente la viscosité du milieu, les réajustements se font beaucoup plus lentement.

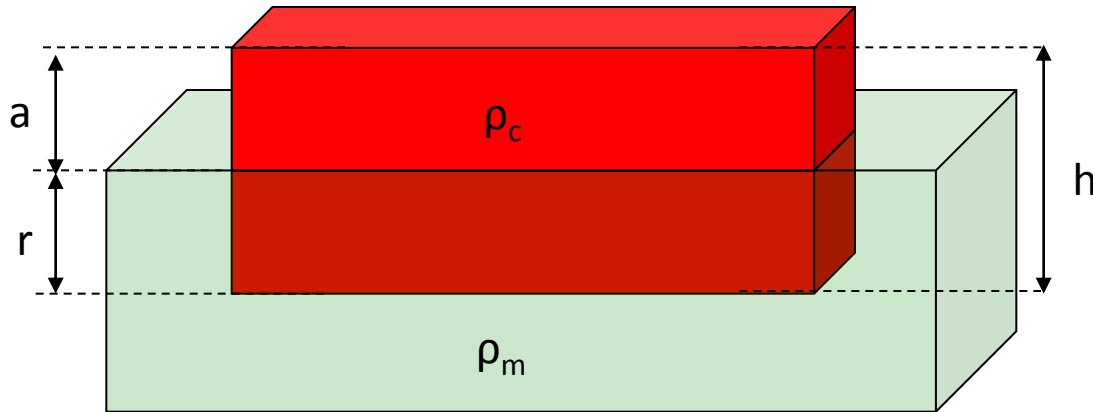
Principe du rééquilibrage isostasique

...D'ailleurs, la croûte continentale (ou la lithosphère continentale), ce n'est pas ça !!!



Pour éviter la persistance de cette représentation fausse chez les élèves, on utilisera de préférence pour les modélisations des milieux de **viscosité importante** (pas de liquide)

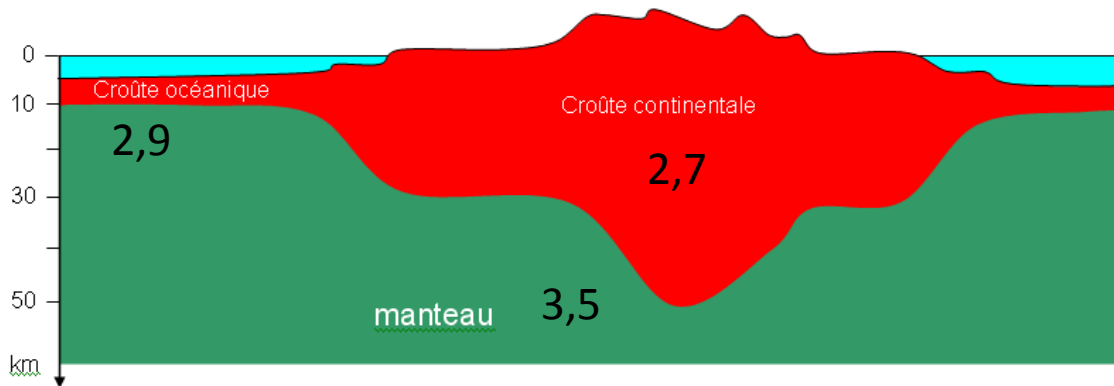
Principe du rééquilibrage isostasique



Principe d'Archimède
en considérant M fluide

$$\frac{r}{h} = \frac{\rho_c}{\rho_m}$$

Si $dC = 2,7$ $dM = 3,5$ et h connu, on peut déterminer r et a



$$\frac{r}{h} = 0,77 \text{ pour la c.c.}$$

Un exemple de modélisation analogique

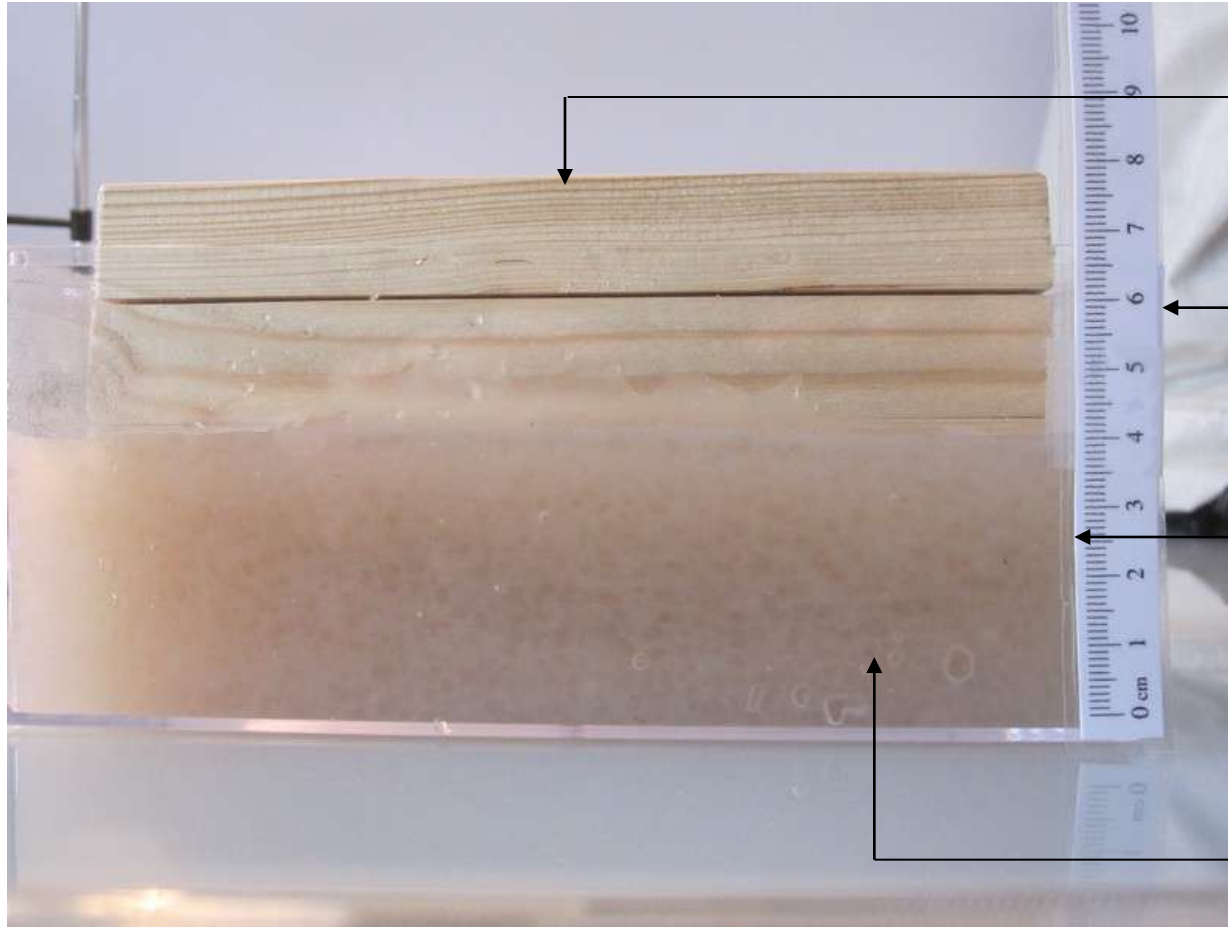
Dans la modélisation, pour représenter la **croûte continentale**, on choisira un bois de densité telle que ρ_c / ρ_m se rapproche de 0,77. Comme la densité du gel de tapioca ρ_m est proche de 1, le bois doit avoir une densité ρ_c proche de 0,77

Bois	Masse volumique (g/cm3)
Liège	0,24
Peuplier	0,45
Pin	0,5
Tilleul	0,55
Melèze	0,6
Bouleau	0,65
Platane	0,65
Acajou	0,7
Chataîgner	0,7
Chêne	0,8
Hêtre	0,8
Charme	0,82
Frêne	0,84
Ebène	1,15

Pour le manteau, on peut obtenir un milieu de viscosité élevée en utilisant un gel de tapioca bouilli.



Un exemple de modélisation analogique



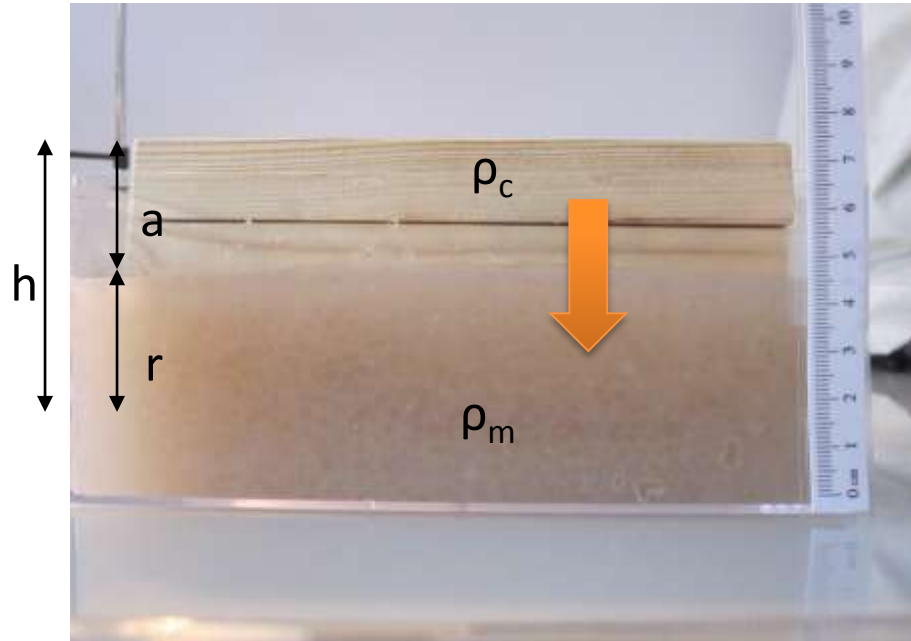
Planchettes en bois
superposées
(Masse volumique =
proche de $0,7 \text{ g/cm}^3$)

Règle graduée

Cuve en plastique
transparent

Gel de tapioca bouilli
(Masse volumique
calculée $= 1,05 \text{ g/cm}^3$)

Un exemple de modélisation analogique



Pour le gel épais, l'état d'équilibre isostasique est atteint au bout de plusieurs heures

Un exemple de modélisation analogique

REMARQUES :

- la densité du bois augmente lorsqu'il est hydraté. Il est donc préférable d'utiliser des bois vernis
- Si on souhaite déterminer avec précision la masse volumique du gel de tapioca, utiliser un bécher ou une éprouvette graduée (pesée à vide, mesure directe du volume puis 2eme pesée)
- Si on souhaite déterminer avec précision la masse volumique du bois utilisé, calculer le volume du bloc après mesure des arêtes puis peser.
- Choisir un bloc avec h élevé si on veut mesurer plus facilement les variations des hauteurs a et r (partie superficielle / racine crustale)
- Plus le gel est épais, plus l'équilibre isostasique est lent à s'établir (parfois plusieurs heures !!!). Cela est intéressant car il permet de prendre conscience de la **lenteur des phénomènes de réajustement** (plusieurs MA) lorsque les milieux sont solides (croûte et manteau)

Un exemple de modélisation analogique

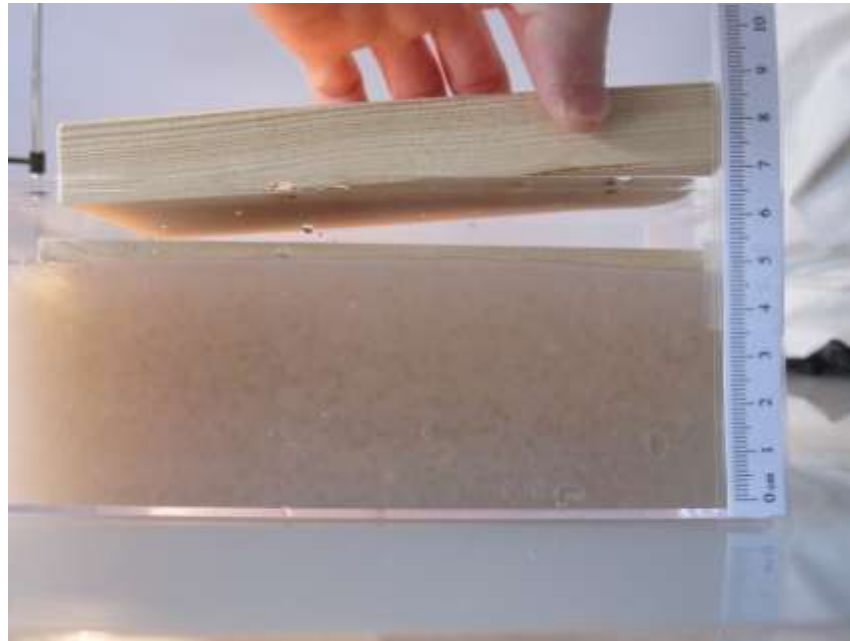
Comment modéliser un réajustement isostatique après l'érosion d'une chaîne de montagne ?



Equilibre isostatique

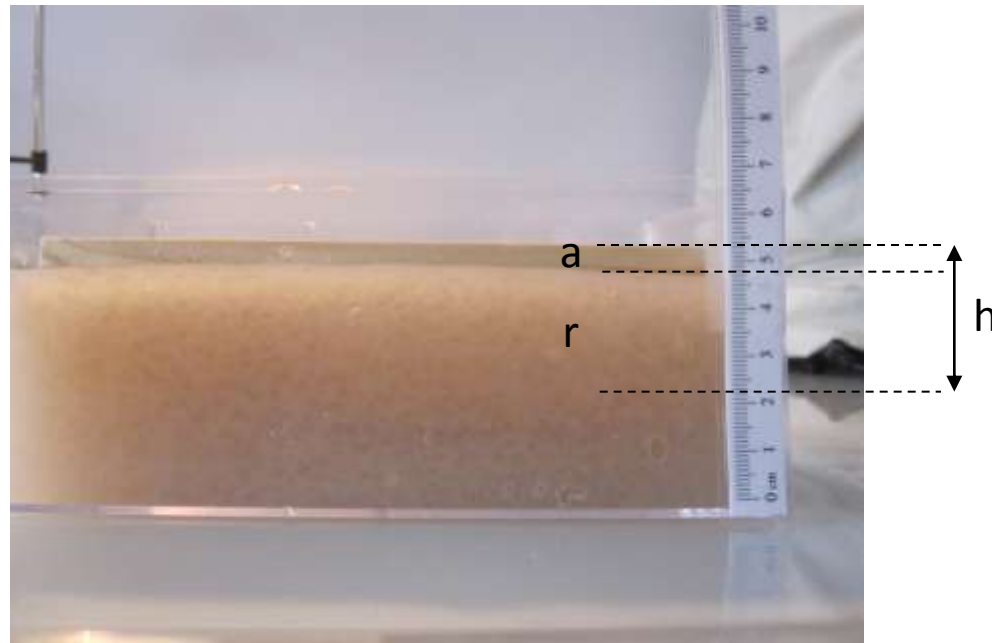
Un exemple de modélisation analogique

Suppression de matériau (érosion)



Un exemple de modélisation analogique

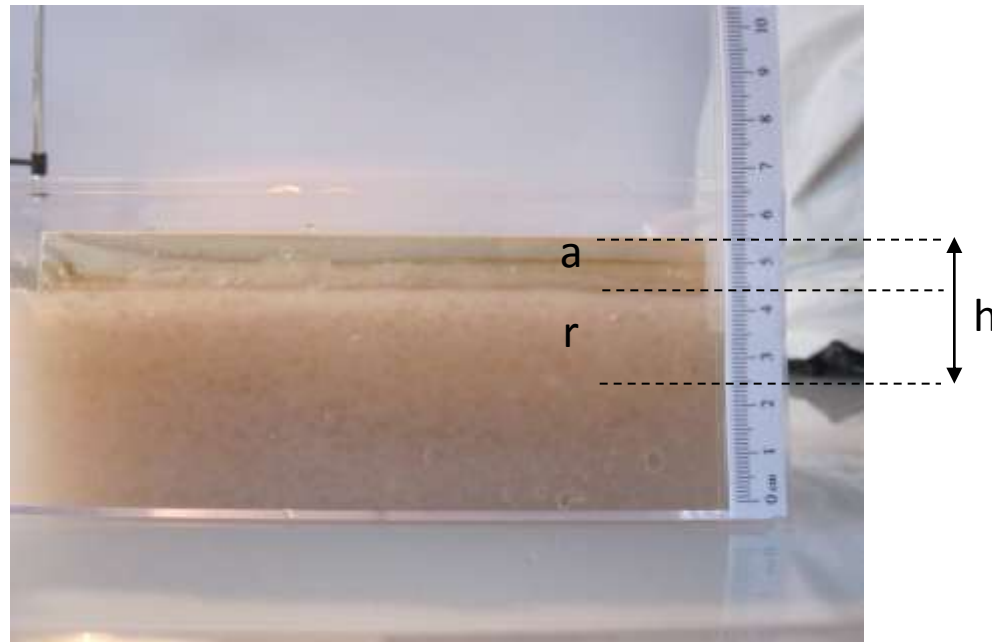
1



Réajustement isostatique

Un exemple de modélisation analogique

2



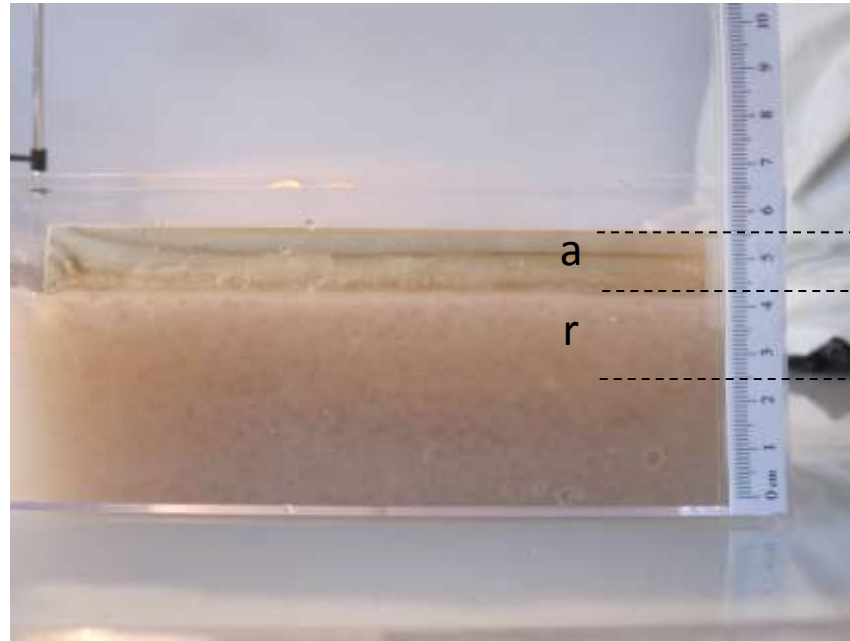
Réajustement isostatique

Un exemple de modélisation analogique

3

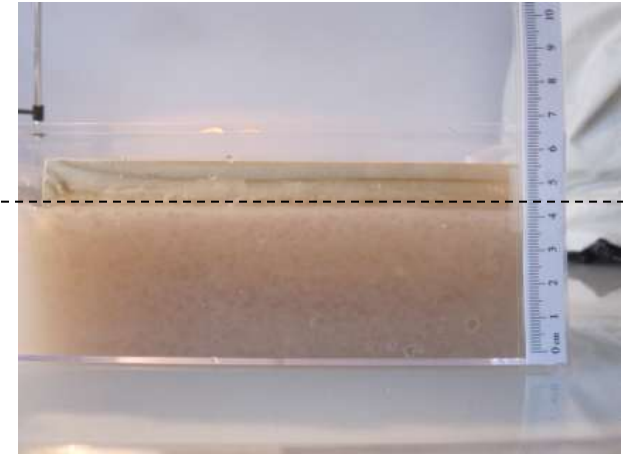
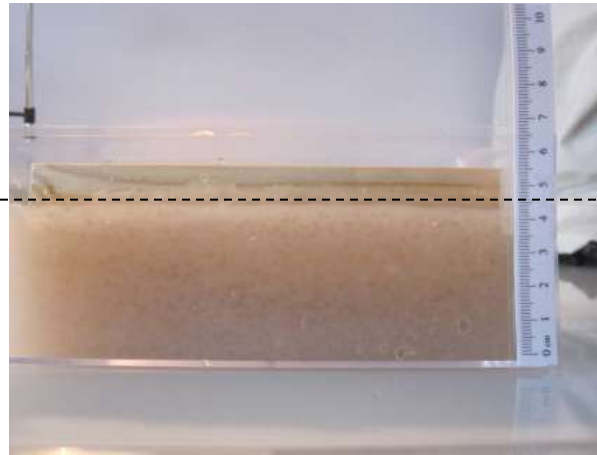
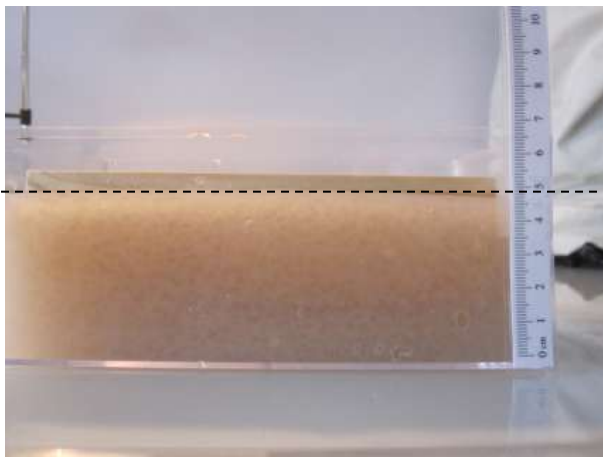
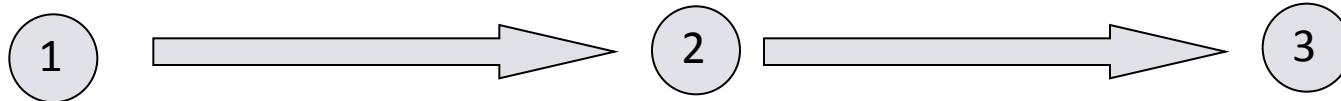


Etat initial



Réajustement isostatique

Un exemple de modélisation analogique

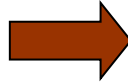


De l'état 1 à 3, h ne varie pas.

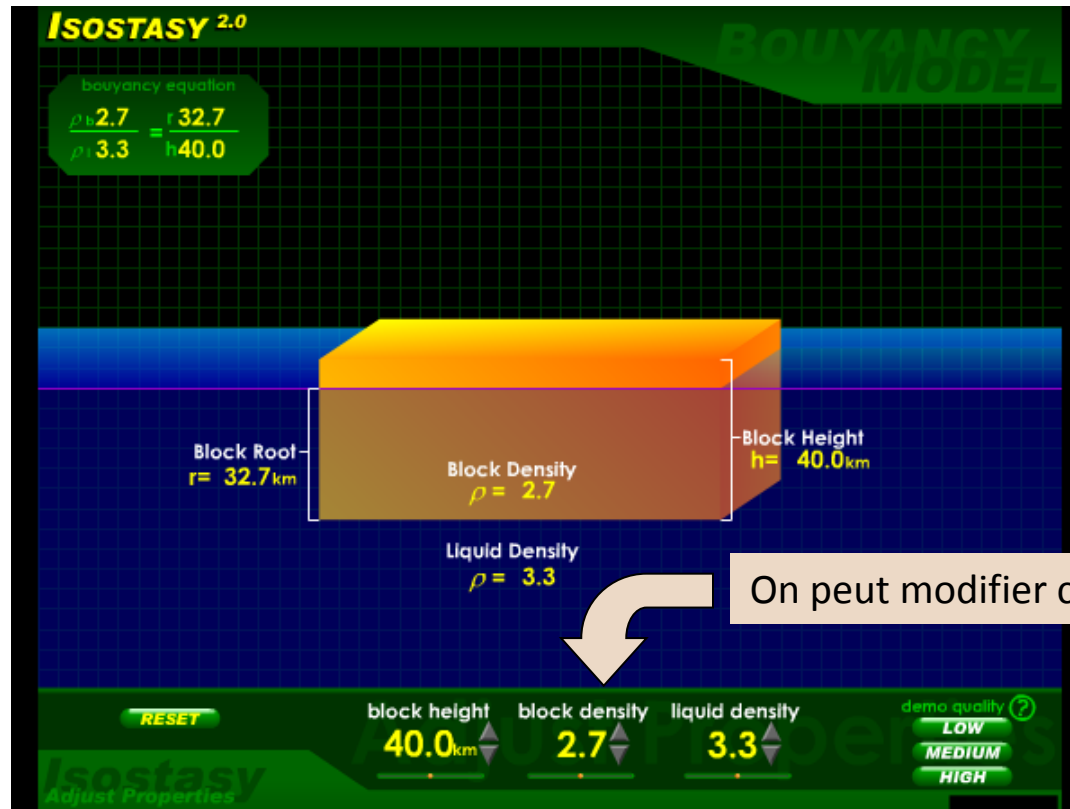
Seul le rapport r/a évolue. L'équilibrage isostatique consiste à augmenter a au détriment de r . On assiste ainsi à une remontée de la racine crustale.

Quelques modélisations numériques

Une animation simple

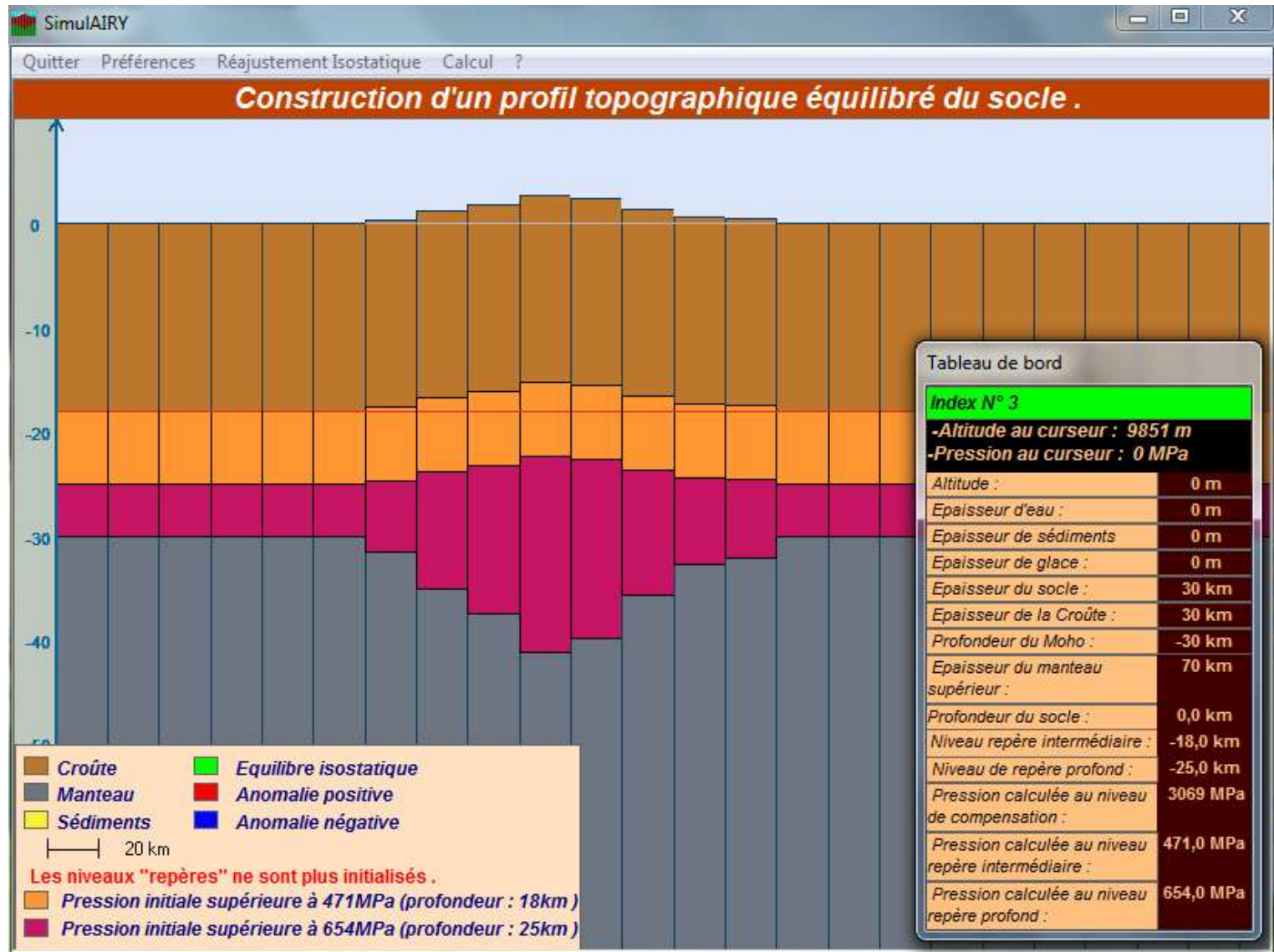


<http://www.geo.cornell.edu/hawaii/220/PRI/isostasy.html>



Un exemple de modélisation analogique

Le logiciel SIMULAIRY

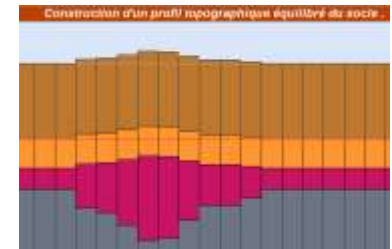


Un exemple de modélisation analogique

Le logiciel SIMULAIRY

SIMULAIRY

On peut dessiner un profil de croûte à la souris. Ici on a une chaîne de montagne avec une altitude maxi de 1500 m environ



Les altitudes peuvent être visualisées grâce au tableau de bord. On peut par exemple identifier la profondeur de la racine crustale.

Tableau de bord	
Index N° 13	
-Altitude au curseur : -10754 m	
-Pression au curseur : 290.9 MPa	
Altitude :	364 m
Epaisseur d'eau :	0 m
Epaisseur de sédiments :	0 m
Epaisseur de glace :	0 m
Epaisseur du socle :	31.8 km
Epaisseur de la Croûte :	31.8 km
Profondeur du Moho :	-31.5 km
Epaisseur du manteau supérieur :	68.5 km
Profondeur du socle :	0.36 km
Niveau repère intermédiaire :	-17.64 km
Niveau de repère profond :	-24.64 km
Pression calculée au niveau de compensation :	3069 MPa
Pression calculée au niveau repère intermédiaire :	471.0 MPa
Pression calculée au niveau repère profond :	654.0 MPa

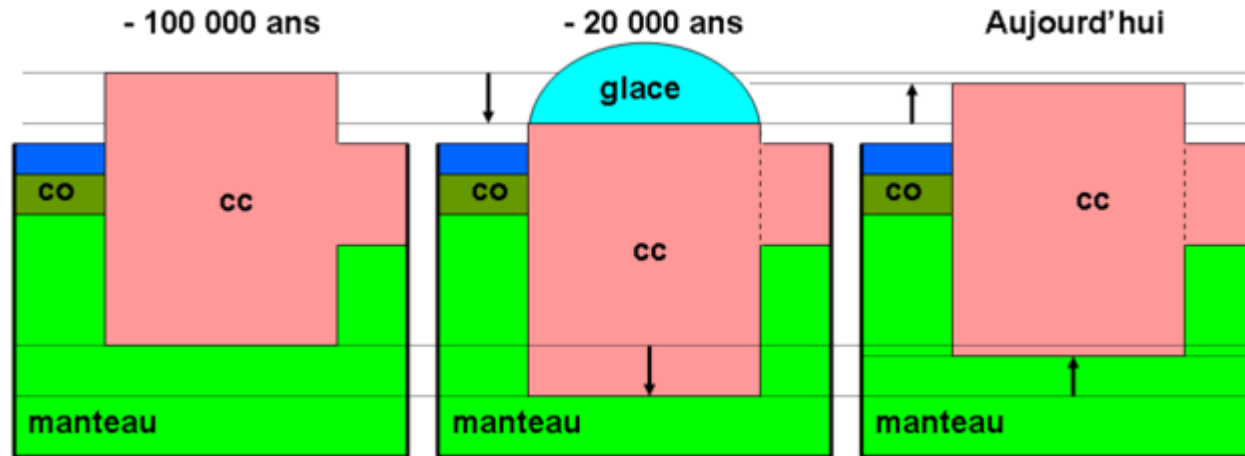
Dans le menu « calculs », on peut simuler une érosion:

- Soit pas à pas, en modifiant le relief à la souris (« simuler l'érosion »)

Dans ce cas, il faut cliquer sur « réajustement isostatique » après chaque érosion

- Soit visualier le phénomène sous forme d'une animation (« simuler l'érosion d'un massif montagneux – animation »)

Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada



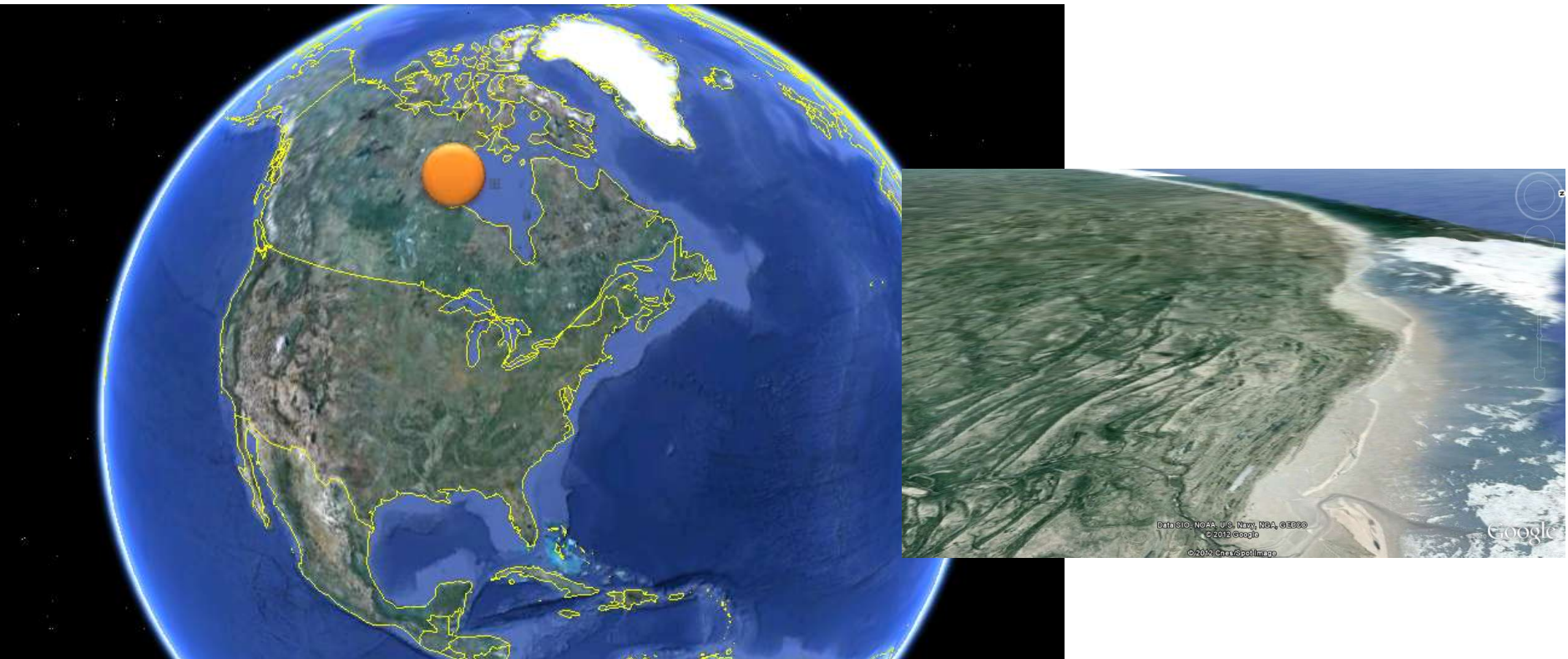
Si les glaciers « chargent » un continent, il s'enfonce. Quand les glaciers fondent, il remonte par **réajustement isostatique**.

Depuis 18 000 ans, le Canada a déjà fait les $\frac{3}{4}$ de sa remontée. A l'échelle géologique, l'établissement du nouvel équilibre se fait en quelques dizaines de milliers d'années.

Ce résultat permet d'estimer la viscosité du manteau (10^{22} plus visqueux que l'eau !)

Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

Plages « soulevées » en baie d'Hudson



Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

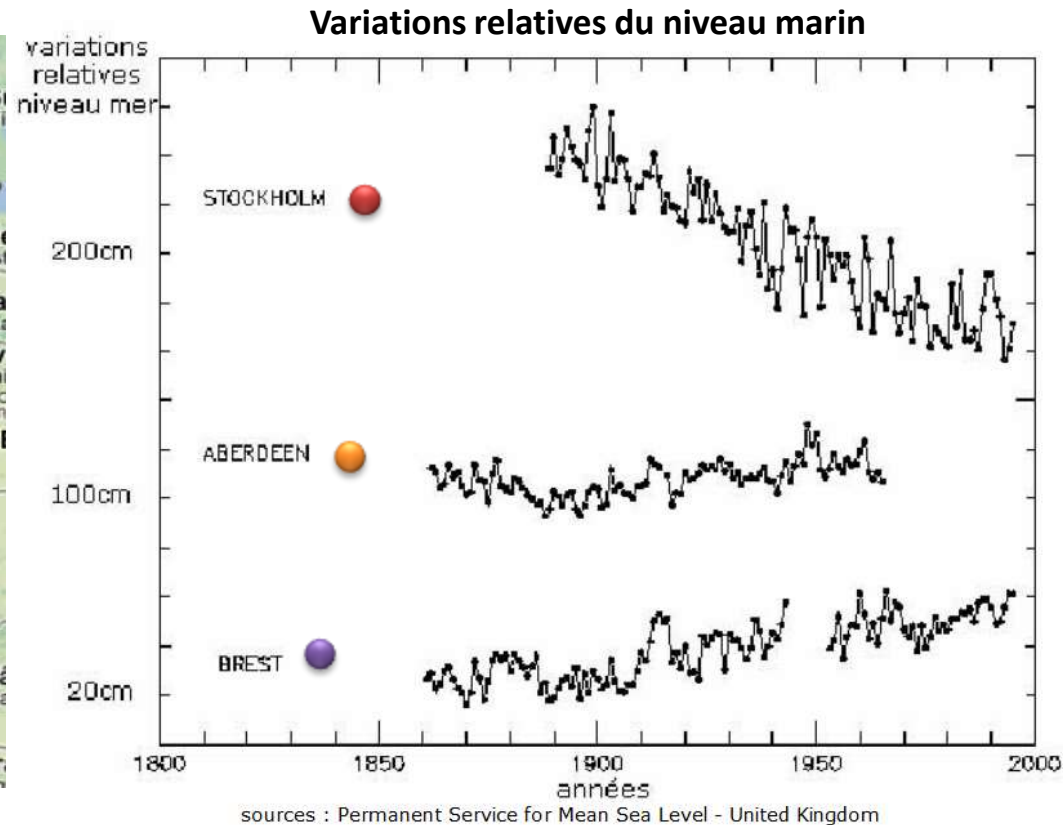
Plages « soulevées » en baie d'Hudson



→ Intuitivement, on pourrait penser que c'est le **niveau marin qui a baissé...**

Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

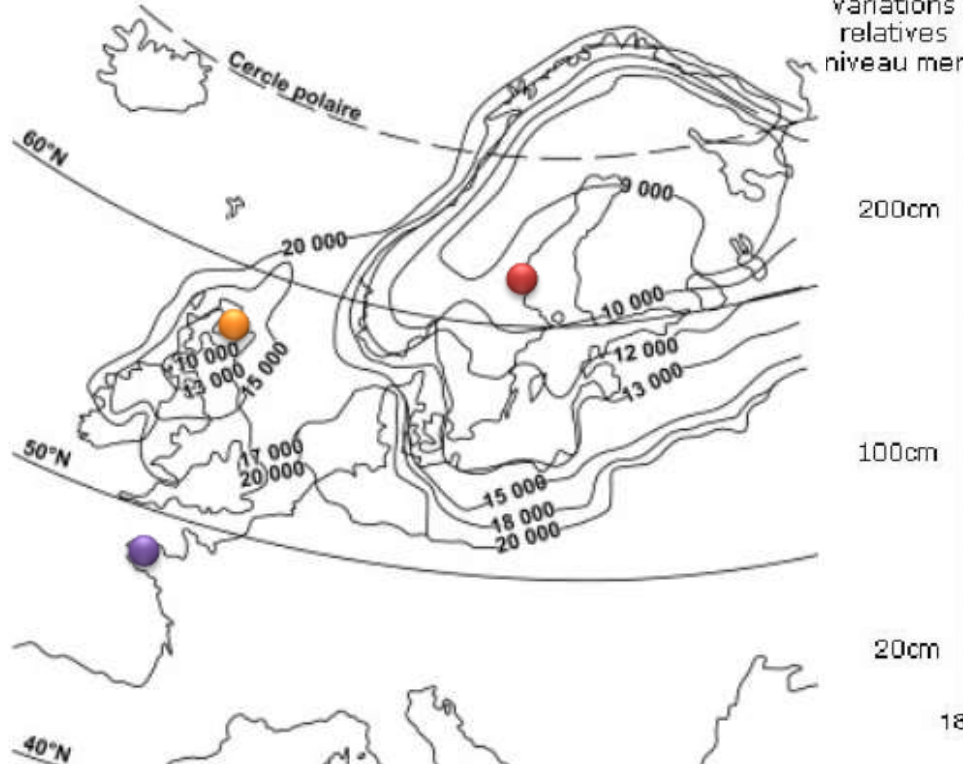
Si tel était le cas, on devrait voir le niveau marin baisser partout !!!



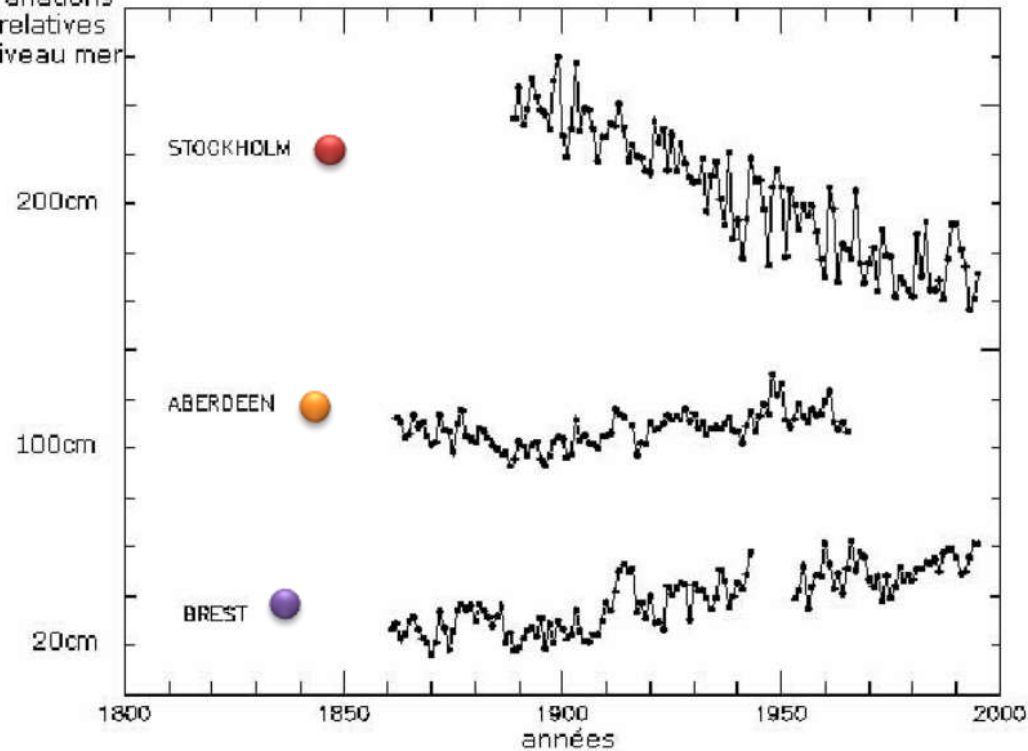
Le niveau marin relatif diminue bien à Stockholm , mais pas à Brest (France), ni à Aberdeen (Grande Bretagne)
→ Il faut donc une autre explication !

Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

Extension de la calotte glaciaire depuis 20 000 ans



Variations relatives du niveau marin

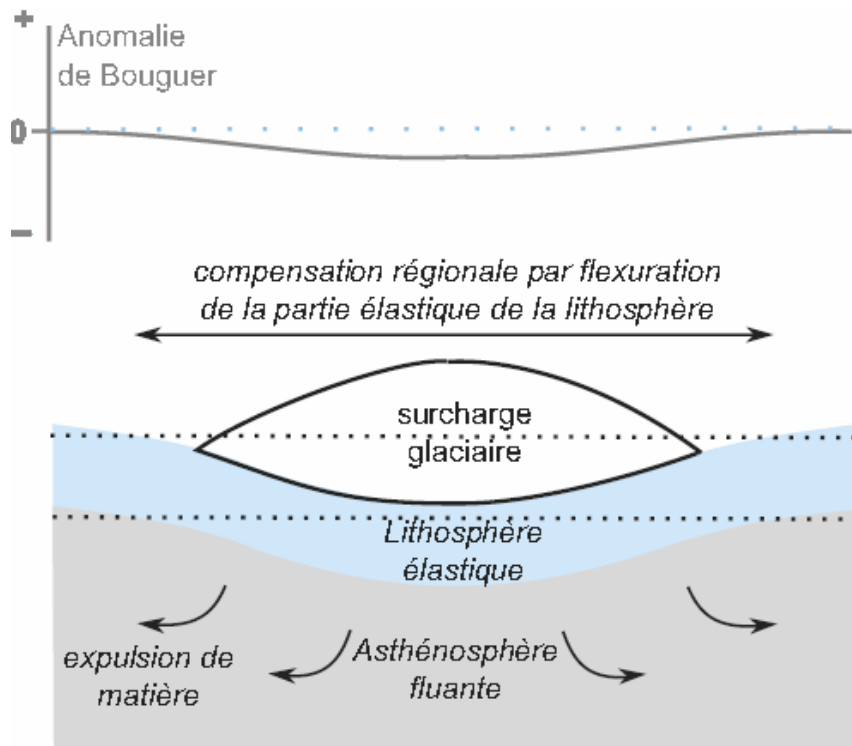


En Scandinavie, on remarque une importante étendue glaciaire qui **régresse** depuis 20 000 ans

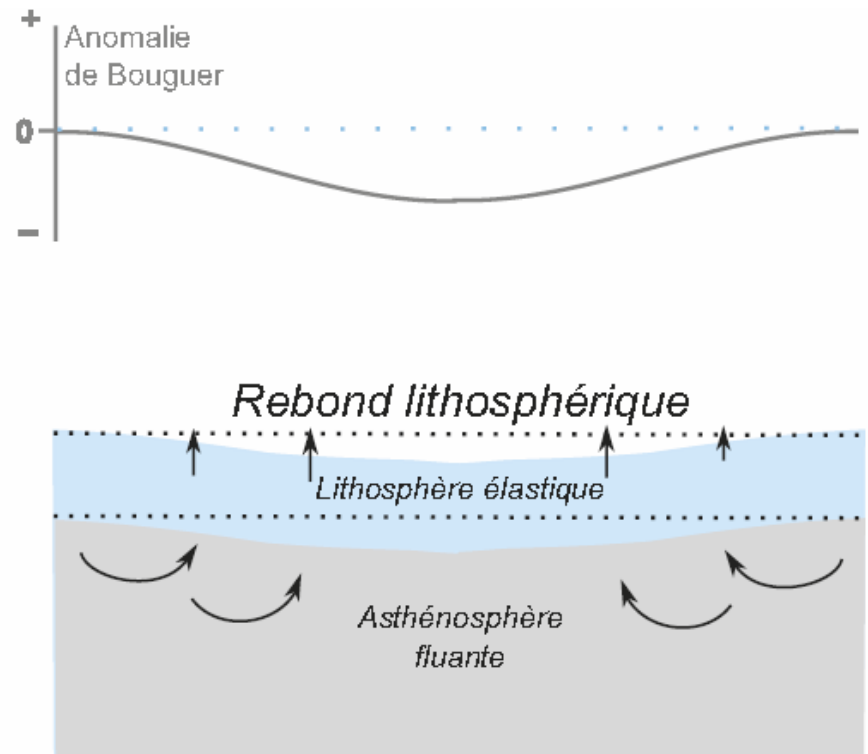
Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

Le phénomène s'appelle le **rebond post-glaciaire**

Le soulèvement constaté initialement (plages surélevées) peut être interprété comme la réponse d'une lithosphère, initialement recouverte de glace et en équilibre isostatique, placée en déséquilibre par suite de la fonte rapide de la calotte qui la recouvrait.

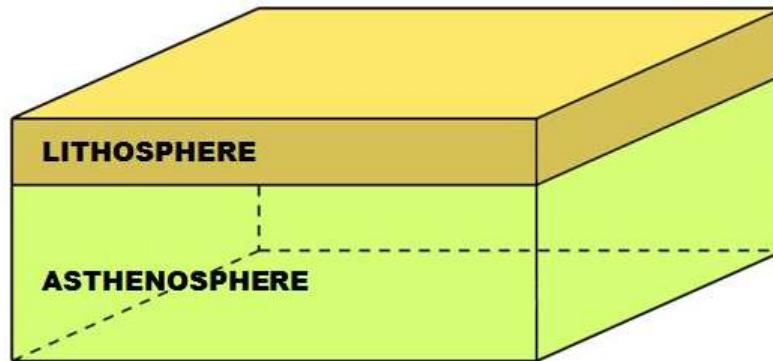


(1) : à 15 000 ans BP



(2) : à 10 000 ans BP

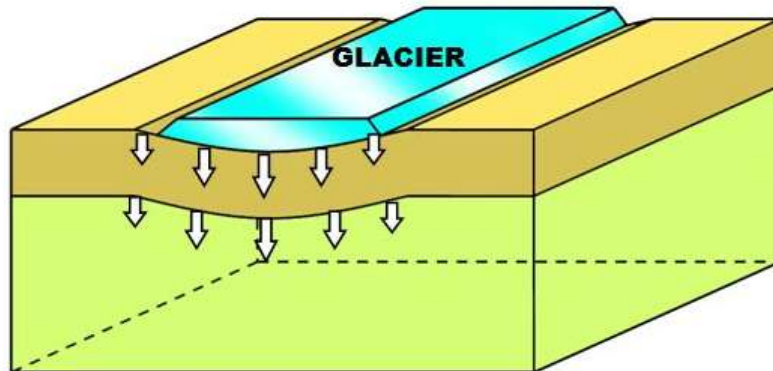
Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada



Etape 1

La lithosphère repose en équilibre sur l'asthénosphère.

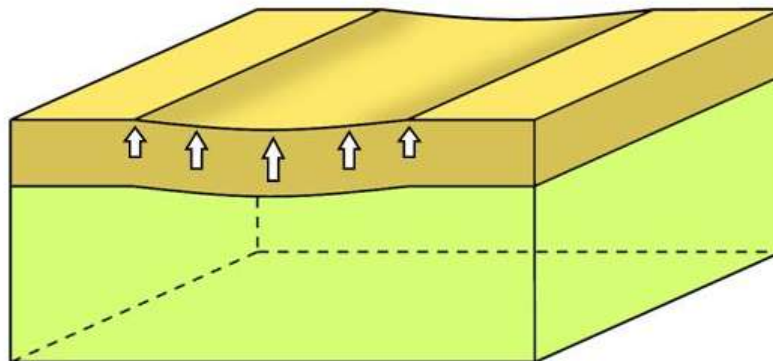
Cet état d'équilibre est nommé **isostasie**



Etape 2

La présence d'une **surcharge** induit un **déséquilibre isostatique** dans les couches lithosphère–asthénosphère.

Ce déséquilibre est responsable d'un lent **mouvement vertical** dirigé vers le bas de la lithosphère. (= subsidence) jusqu'à ce que le système atteigne un état d'équilibre.



Etape 3

La **disparition** de la **surcharge** induit un **déséquilibre isostatique** dans les couches lithosphère–asthénosphère.

On assiste alors à un lent **mouvement vertical** dirigé vers le haut de la lithosphère jusqu'au retour du système à l'équilibre.

Les mouvements verticaux de **rééquilibrage isostatique** sont très lents. Ils se poursuivent bien après la disparition de la surcharge.

Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

Le soulèvement par réajustement isostasique peut être confirmé par **méthode GPS** (suivi du déplacement vertical de stations)



Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

Ce cas d'étude montre que le réajustement est **très progressif**, en comparaison de la fonte de glace dont on pense qu'elle fut très rapide (échelonnée entre –10 000 et –5 000 ans).

Il convient de noter toutefois que ce réajustement, qui est à présent pratiquement achevé peut être considéré comme **quasi instantané** à l'échelle des temps géologiques.

Ce temps de réponse du système est à relier au **caractère visqueux** de la couche asthénosphérique située sous la lithosphère et, dans le cas présent, il a même permis d'évaluer la **viscosité asthénosphérique** par rapport à celle des autres enveloppes qui l'encadrent.