



ISOSTASIE ET DYNAMIQUE VERTICALE DE LA LITHOSPHERE

I – La flottabilité des corps, principes physiques

II – Gravité et géodésie

- 1 – D'Isaac Newton à Pierre Bouguer
- 2 – Les modèles de Pratt et Airy
- 3 – Vérification par les données sismiques
- 4 – L'anomalie de Bouguer
- 5 – Mesures gravimétriques actuelles

II – Réajustements isostasiques et mouvements verticaux de la lithosphère

- 1 – Principe du rééquilibrage isostasique
- 2 – Modélisation analogique
- 3 – Modélisations numériques
- 4 - Exemples

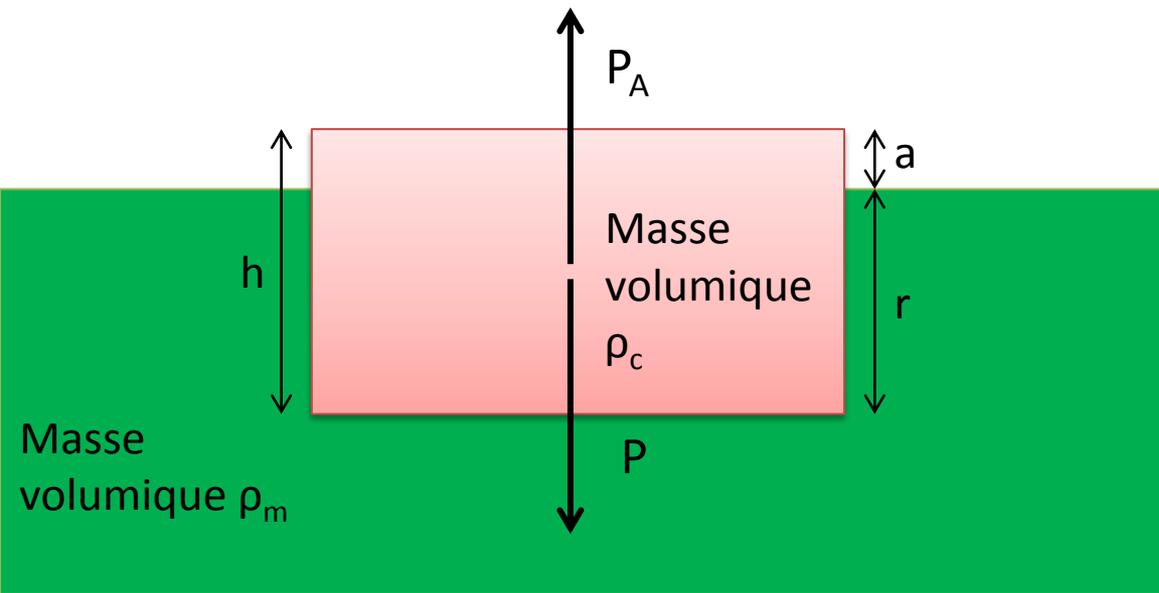
La flottabilité des corps, principes physiques

Archimède (287-212 avant JC) : « Tout corps plongé dans un liquide reçoit de la part de ce liquide une poussée de bas en haut égale au poids du volume déplacé »

Cette loi dépend des densités et des volumes des corps



La flottabilité des corps, principes physiques



P_A = Poussée d'Archimède
 P = Poids de l'objet
 h = hauteur du bloc
 r = racine (partie immergée)
 a = altitude (partie émergée)
 $h = r + a$
 ρ_m et ρ_c = Masses volumiques

Poids de l'objet = $P = m_c \cdot g = \rho_c \cdot V_c \cdot g = \rho_c \cdot h \cdot g$ si pour simplifier, largeur et longueur sont supposées égales à l'unité.

De même, la poussée d'Archimède = $P_A = \rho_m \cdot V_m \cdot g$
avec V_m = volume de liquide déplacé
 $P_A = \rho_m \cdot r \cdot g$

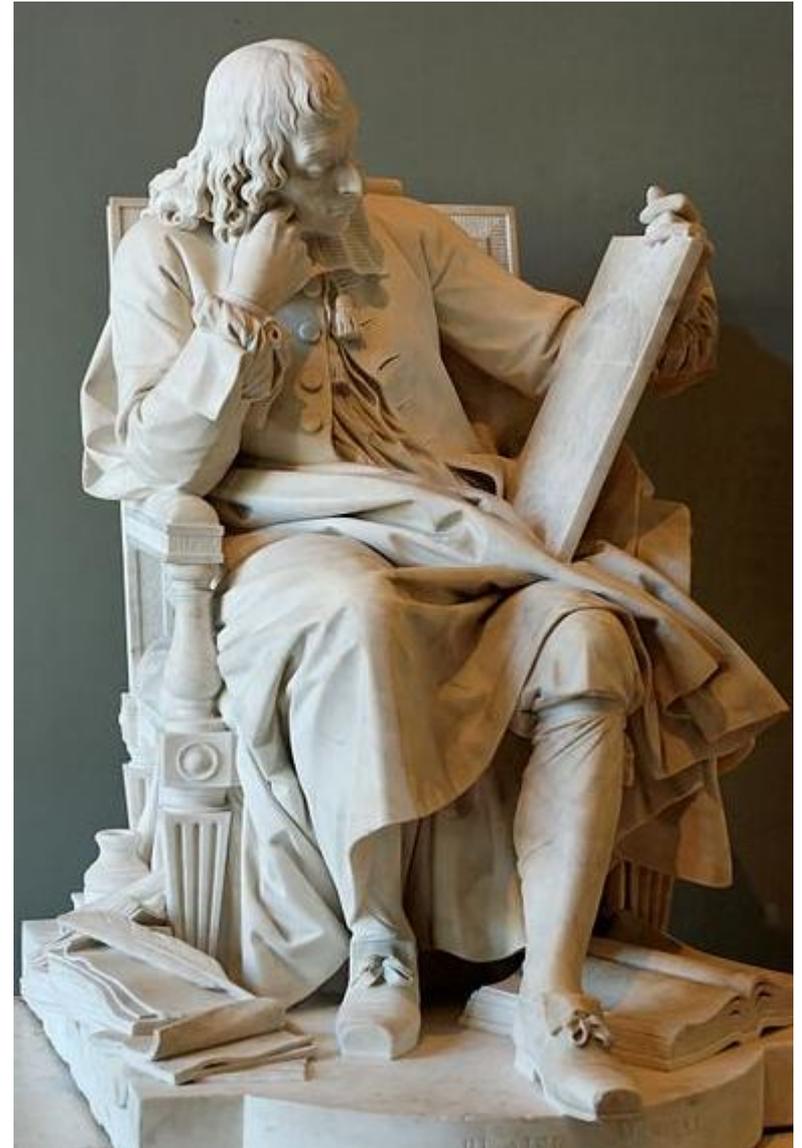
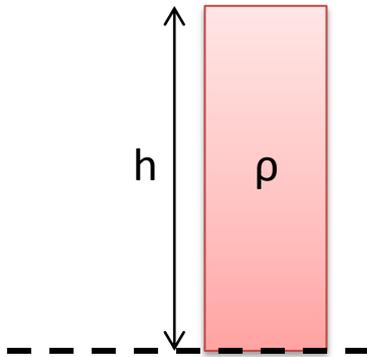
Si $P = P_A$ alors $\rho_c \cdot h \cdot g = \rho_m \cdot r \cdot g$ donc $\rho_c \cdot h = \rho_m \cdot r$ ou encore $r / h = \rho_c / \rho_m$

La flottabilité des corps, principes physiques

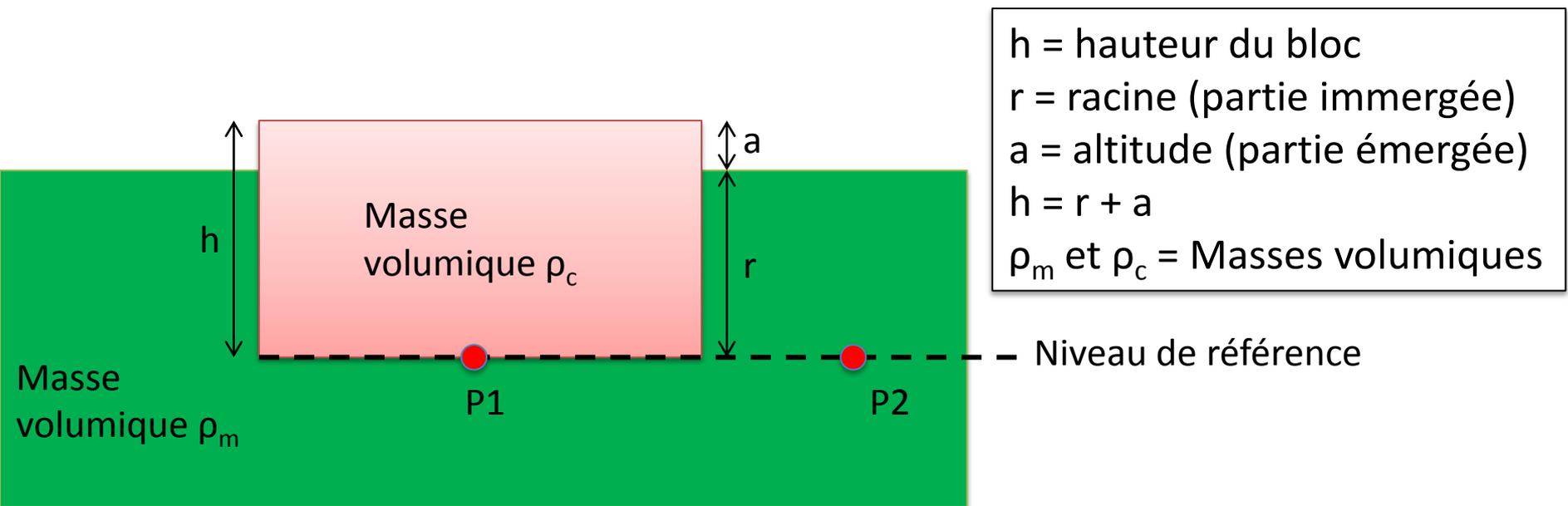
Dans son théorème sur « l'équilibre des liqueurs » (on dirait maintenant: principe de l'hydrostatique), **Blaise Pascal** introduit la notion de pression.

Ainsi la pression (force par unité de surface) à la base d'une colonne de liquide = P

$P = \rho \cdot g \cdot h$ avec h = hauteur de liquide



La flottabilité des corps, principes physiques



A l'équilibre, la pression exercée en P1 est la même qu'en P2

$$P1 = P2$$

$$\text{Avec } P1 = \rho_c \cdot g \cdot h \text{ et } P2 = \rho_m \cdot g \cdot r$$

$$\text{Donc } \rho_c \cdot g \cdot h = \rho_m \cdot g \cdot r$$

$$\rightarrow \rho_c \cdot h = \rho_m \cdot r \rightarrow r / h = \rho_c / \rho_m$$

On retrouve les mêmes résultats qu'avec la poussée d'Archimède !

I – La flottabilité des corps, principes physiques

II – Gravité et géodésie

1 – D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

2 – Les modèles de Pratt et Airy

3 – Vérification par les données sismiques

4 – L'anomalie de Bouguer

5 – Mesures gravimétriques actuelles

II – Réajustements isostasiques et mouvements verticaux de la lithosphère

1 – Principe du rééquilibrage isostasique

2 – Modélisation analogique

3 – Modélisations numériques

4 - Exemples

Isaac Newton (1643-1727) a formalisé la force gravitationnelle et le champ de pesanteur

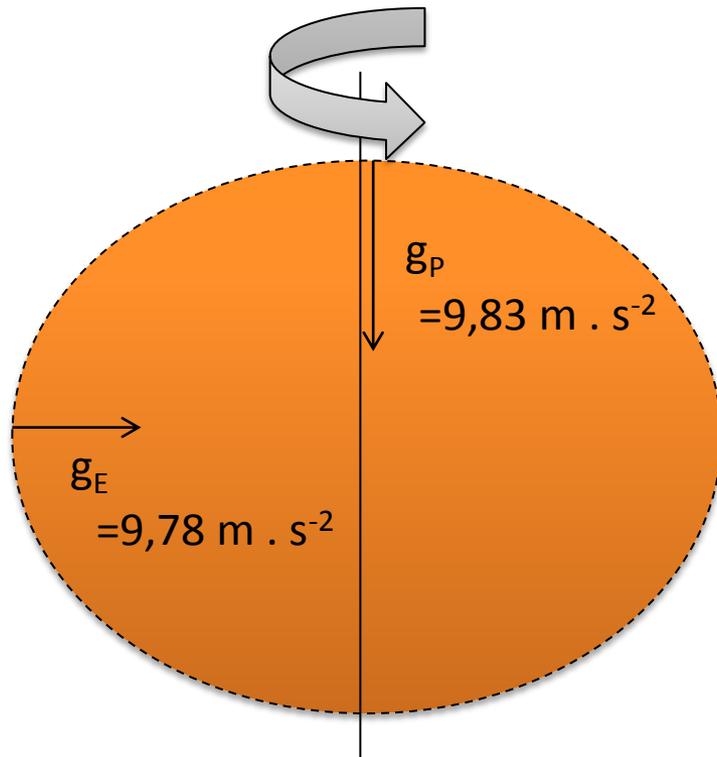
Le **champ de pesanteur** g créé par une masse ponctuelle (ou sphérique) de masse M à une distance d est égal à $g = G \cdot M / d^2$

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



D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

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 s'appelle le **l'ellipsoïde de référence**
- Sur cette surface, le champ de gravité est plus élevé aux pôles qu'à l'équateur (car on est plus près du centre de la Terre)
- Si on corrige les effets de la latitude (et de l'altitude), g est pratiquement constant sur cette surface de référence.
- Cette surface définit aussi l'horizontale et la verticale à la surface de la Terre.
- Cette surface sert de référence pour toutes les études gravimétriques

D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

Pierre Bouguer (1698 -1758),
mathématicien, physicien et
hydrographe français.

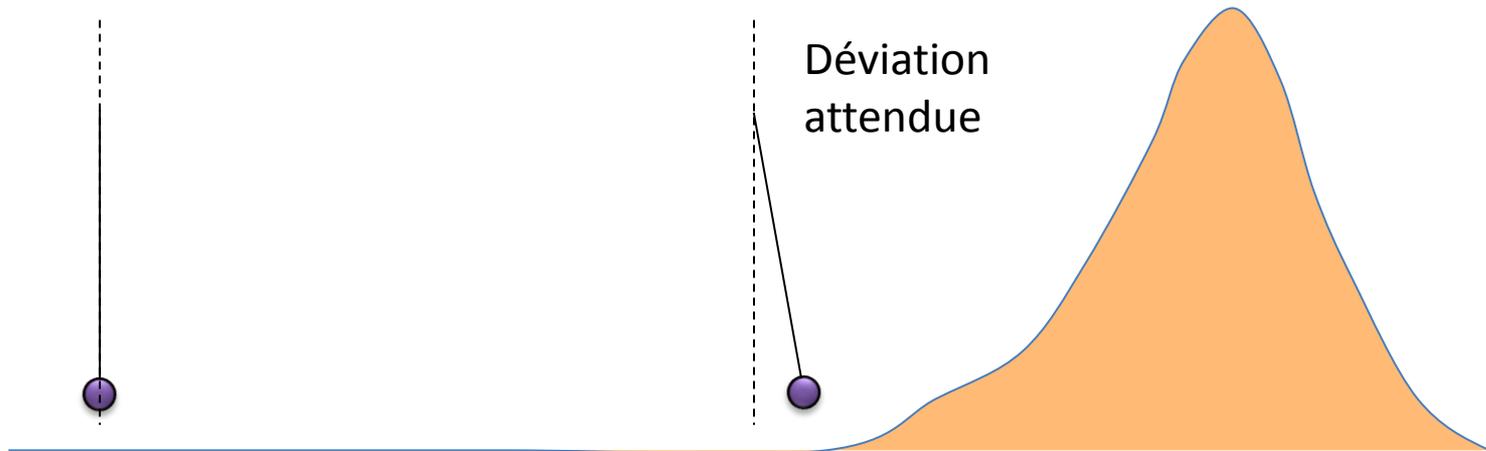
De 1735 à 1749, il effectue une mission
au Pérou, ayant pour but de mesurer un
degré d'arc de méridien près de
l'équateur.

C'est en effectuant des observations
d'ordre gravimétrique en altitude qu'une
anomalie le surprend.



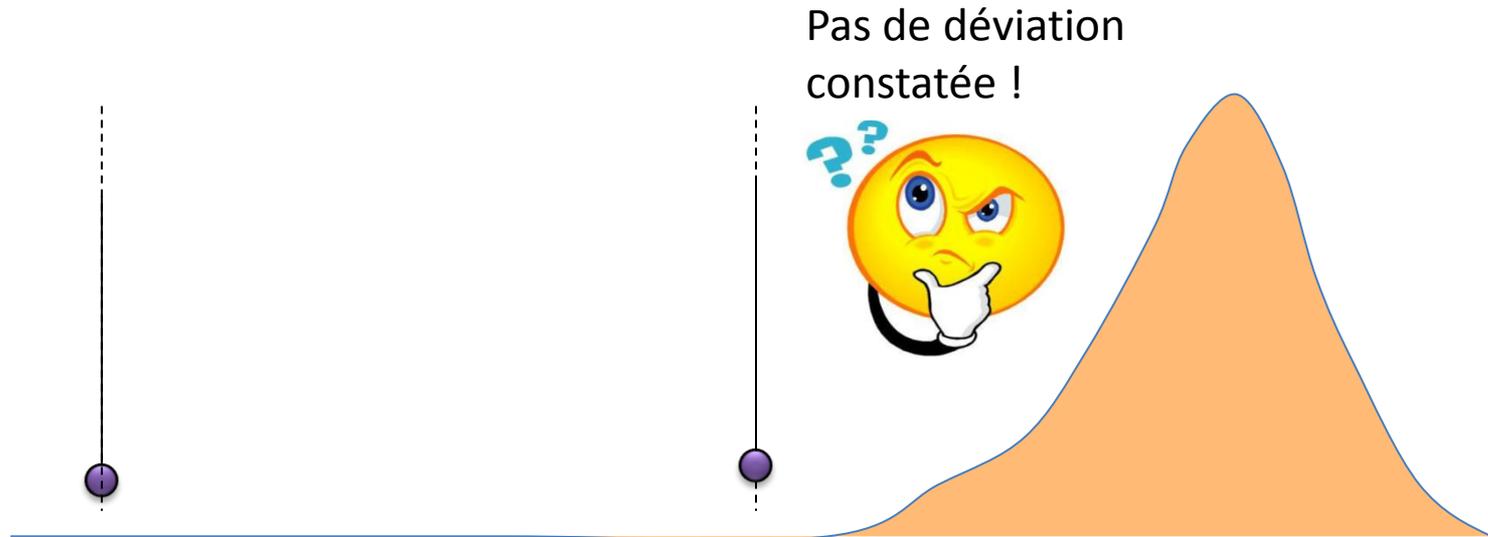
D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

Pour réaliser ses mesures avec une grande précision, Bouguer a besoin d'une grande précision sur la verticale. Il prévoit donc de faire une correction lorsqu'il réalise ses mesures près des reliefs de la Cordillère des Andes. En effet, selon Newton, les fils à plomb doivent être déviés par rapport à la verticale, à cause de l'excès de masse.



D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

Après vérification grâce à des mesures astronomique, Bouguer constate que le fil a plomb n'est pratiquement pas dévié, un peu comme si les montagnes n'avaient pas de masse ! Les montagnes ne pouvant êtres creuses, il ne comprend pas !



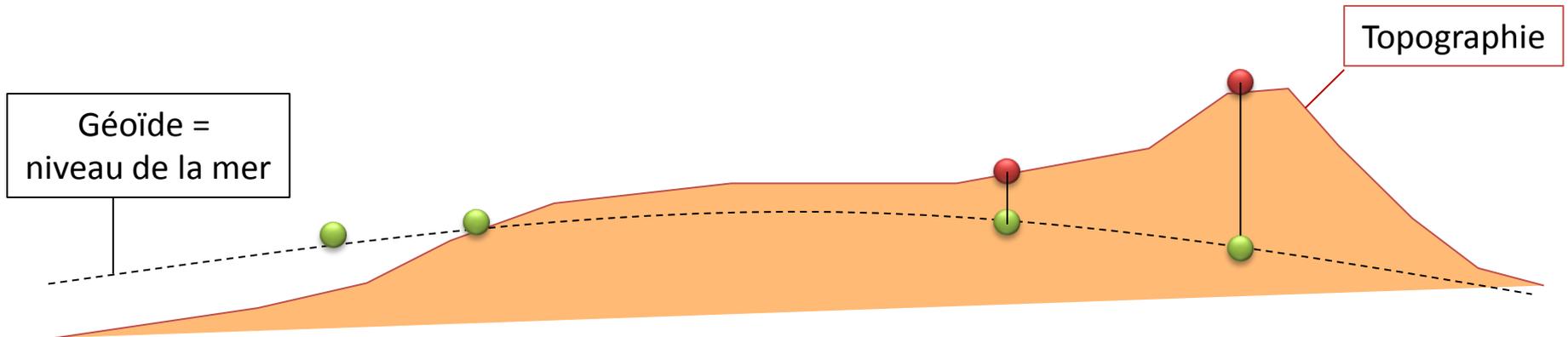
...Mais comme ça simplifie ses mesures, il ne cherche pas à comprendre plus que ça!
Il faudra attendre 150 ans pour qu'on explique cette anomalie, qui portera son nom
« anomalie de Bouguer » !!!

D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

Au milieu du 19^{ème} siècle, on a déterminé 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 suppose qu'une croûte «peu dense» repose sur du matériau plus dense.

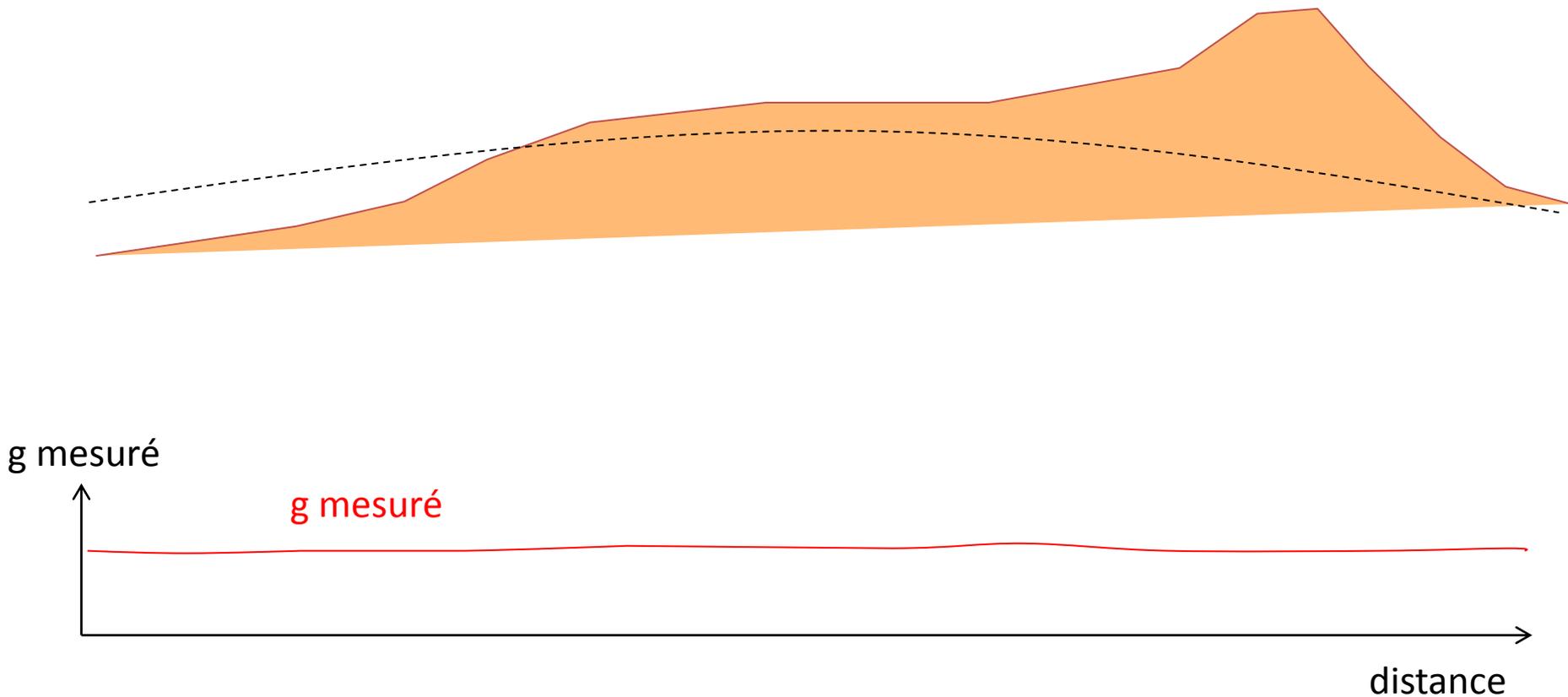
Par ailleurs, l'expansion coloniale fait qu'on dispose de mesures de gravité un peu partout dans le globe. On réalise toutes ces mesures en corrigeant les effets de l'altitude et de la latitude.

- Gravité mesurée, sans correction
- Valeur de gravité avec correction d'altitude



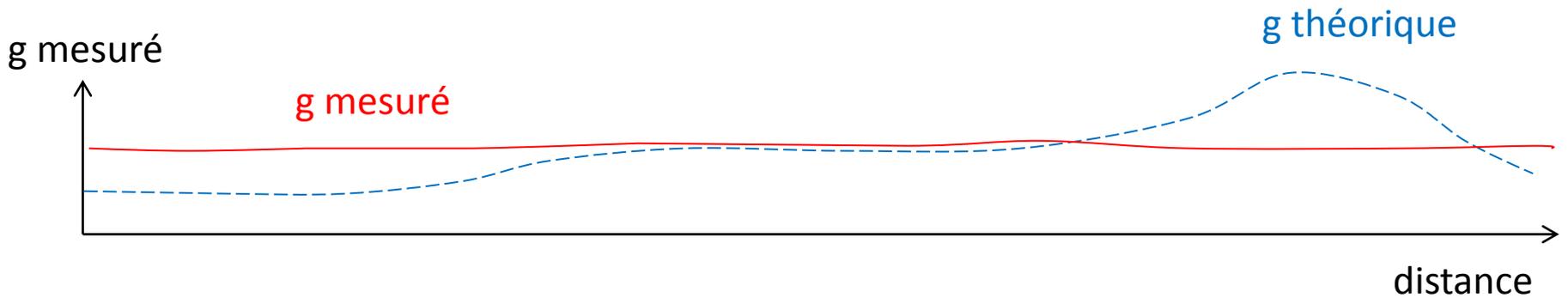
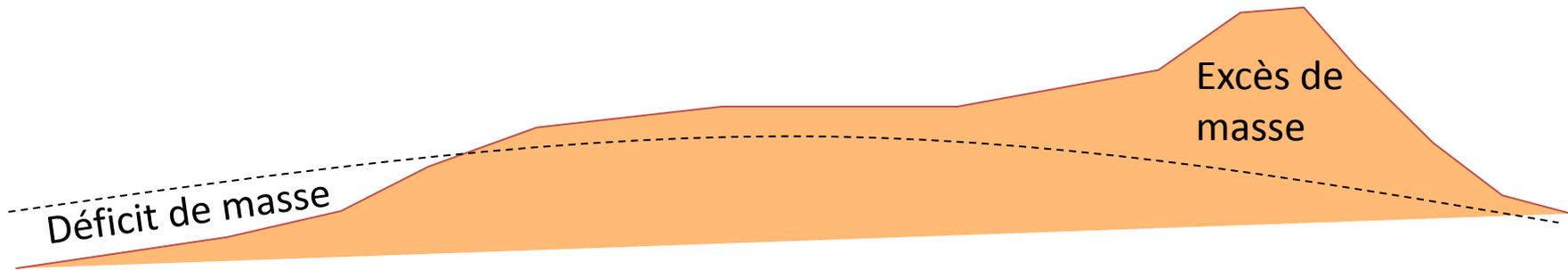
D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

Fait surprenant: on s'aperçoit que la gravité est approximativement constante à la surface du globe (à 1/10 000 eme près, pour 90 % de la Terre)



D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

Alors qu'en théorie, on devrait avoir des « creux » et des « bosses » !!!



Les modèles de Pratt et Airy

Pour expliquer que la gravité soit quasi-constante, on doit proposer un modèle qui montre que la masse ne varie pas en fonction de la distance, même si l'altitude varie.

John Henry Pratt (1809-1871)



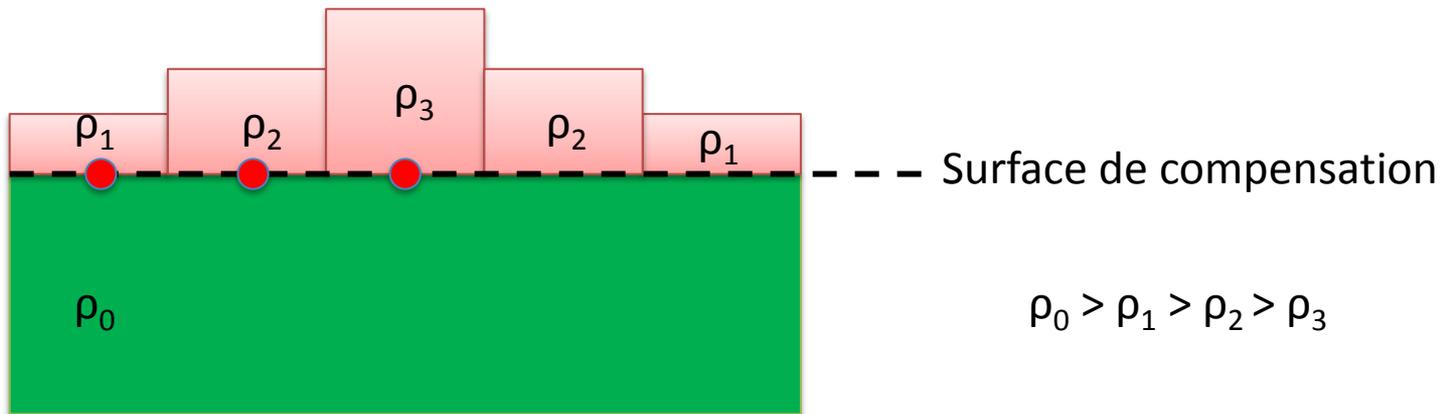
Georges Biddle Airy (1801-1892)



Les modèles de Pratt et Airy

Dans le modèle de **Pratt**, on considère des blocs dont la **masse volumique varie**. Plus les éléments sont denses, plus ils sont minces. Ainsi la différence de topographie ne s'accompagne pas de différence de masse.

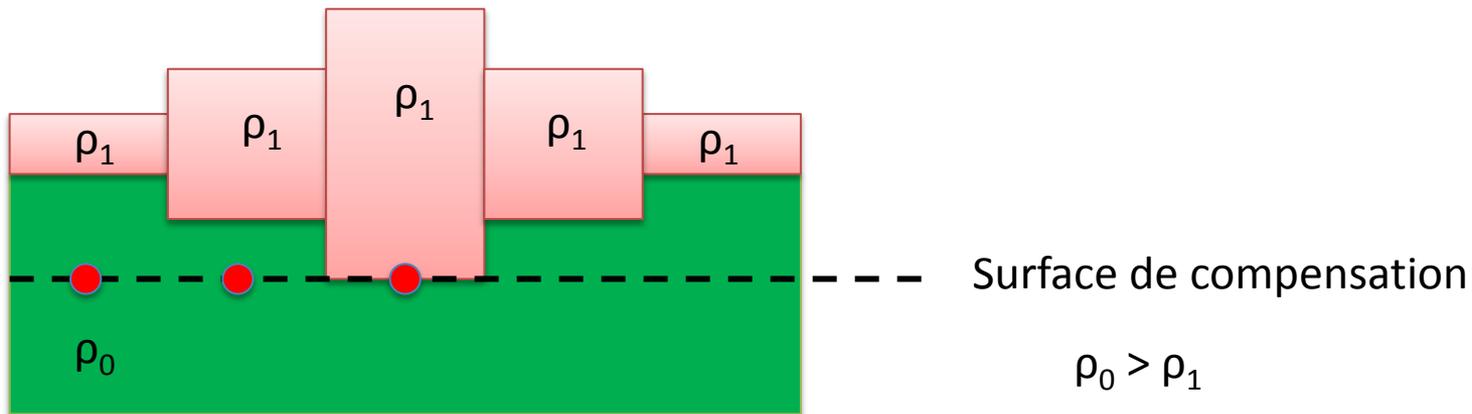
On peut définir une surface de compensation où la pression est la même partout.



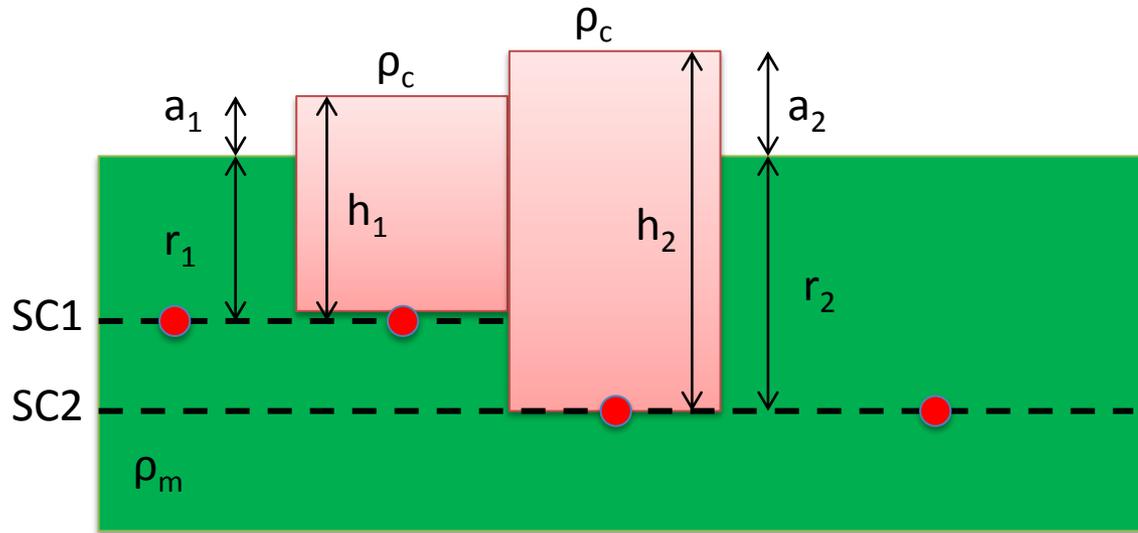
Les modèles de Pratt et Airy

Dans le modèle de **Airy**, la masse volumique des blocs ne varie pas. Les blocs, de **hauteur variable**, « flottent » sur un milieu de densité plus élevée.

Au niveau de la surface de compensation, la pression est la même.



Les modèles de Pratt et Airy



$$\begin{aligned}\rho_c &= 2,7 \\ \rho_m &= 3,3 \\ h_1 &= 35 \text{ Km}\end{aligned}$$

Au niveau de la surface de compensation SC1, les pressions sont identiques donc:

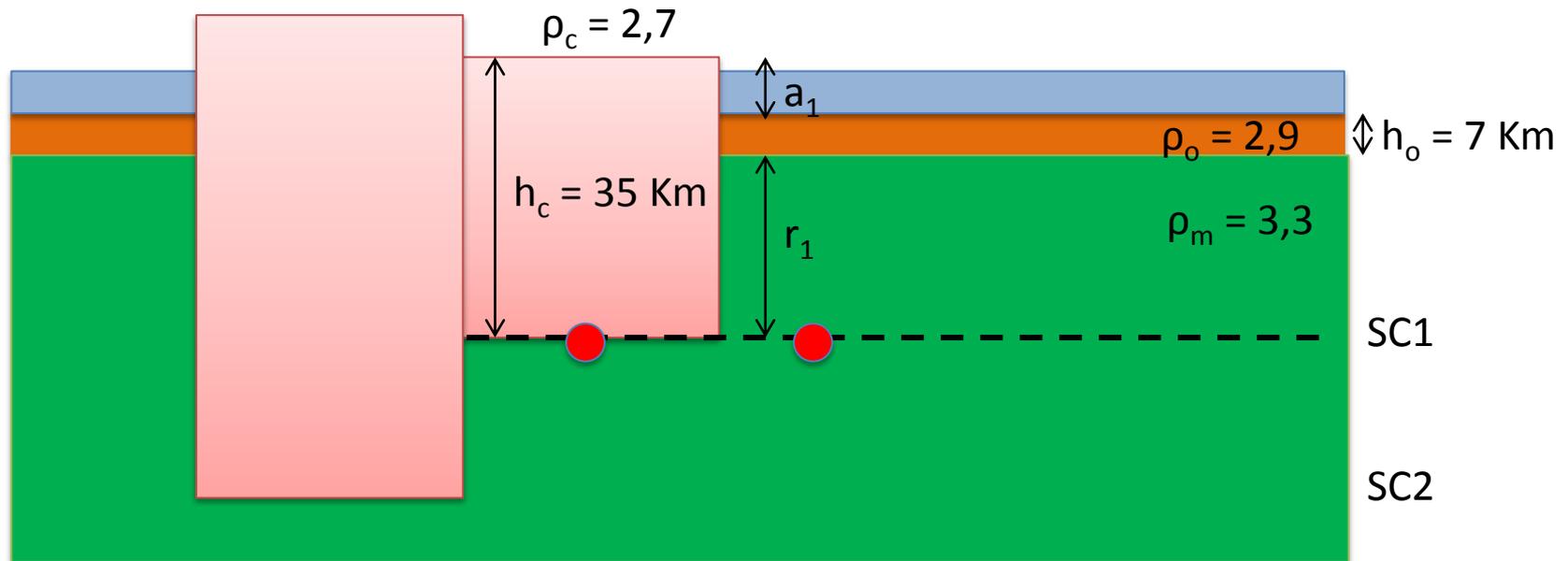
$$\rho_c \cdot h_1 = \rho_m \cdot r_1$$

Au niveau de la surface de compensation SC2, les pressions sont identiques donc:

$$\rho_c \cdot h_2 = \rho_m \cdot r_2$$

Les modèles de Pratt et Airy

La combinaison Pratt-Airy donne une bonne approche de la réalité naturelle de la dualité continent-océan



Au niveau de la surface de compensation SC1, les pressions sont identiques donc:

$\rho_c \cdot h_c = (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_m \cdot r_1)$ si on néglige la masse de l'eau.

$$\rightarrow \rho_c \cdot h_c = (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_m \cdot (h_c - h_o - a_1))$$

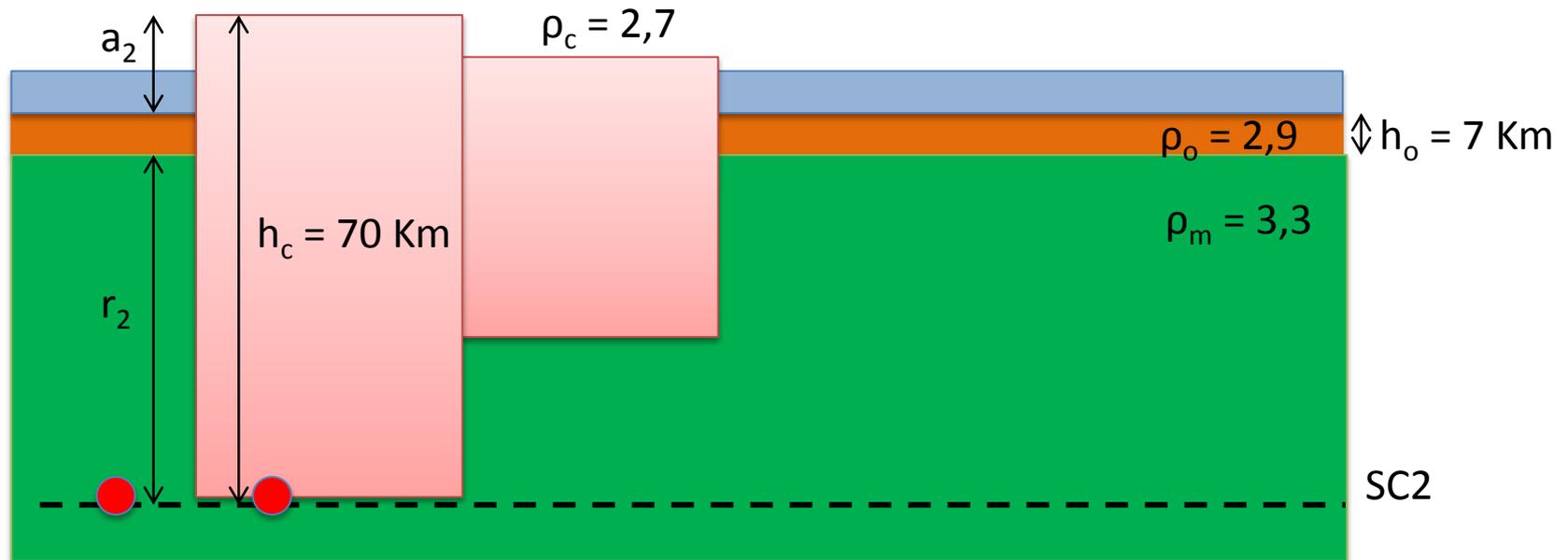
$$\rightarrow 2,7 \cdot 35 = (2,9 \cdot 7) + (3,3 \cdot (35 - 7 - a_1))$$

$$\rightarrow a_1 = 5,5 \text{ Km}$$

Un continent « standard » constitué d'une croûte de 35 Km d'épaisseur domine les plaines abyssales de 5,5 Km

Les modèles de Pratt et Airy

La combinaison Pratt-Airy donne une bonne approche de la réalité naturelle de la dualité continent-océan



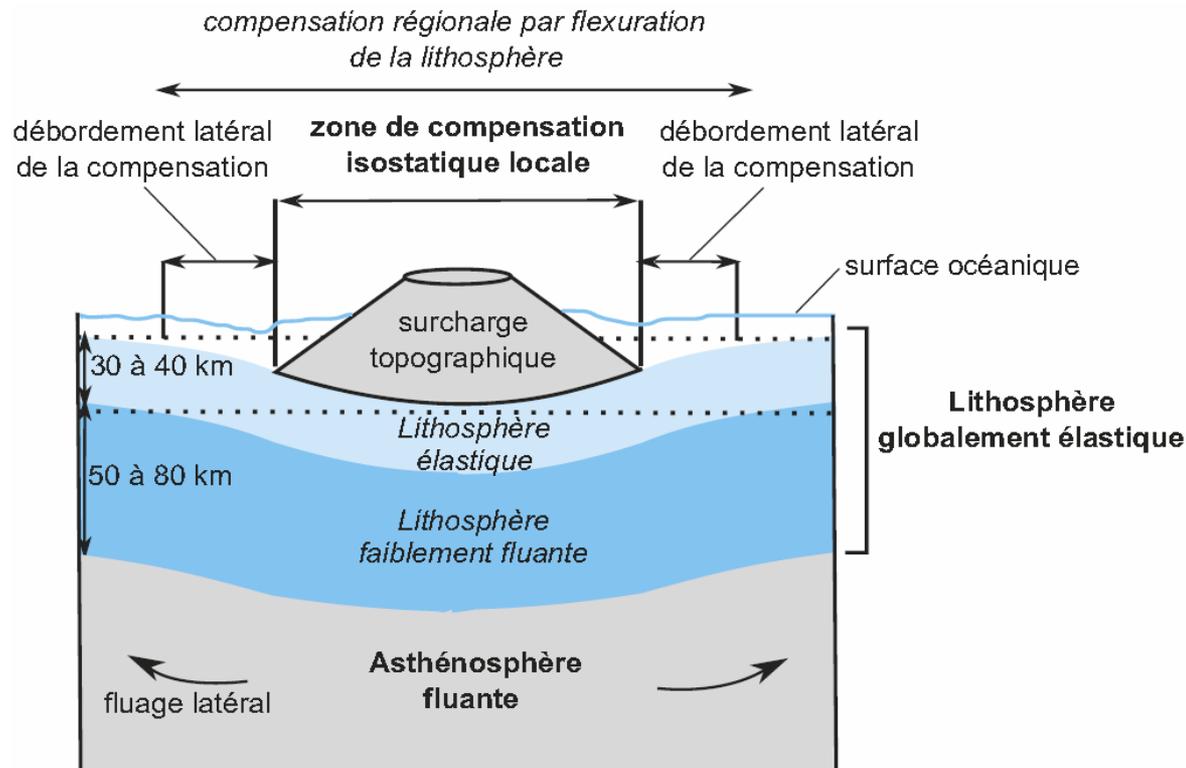
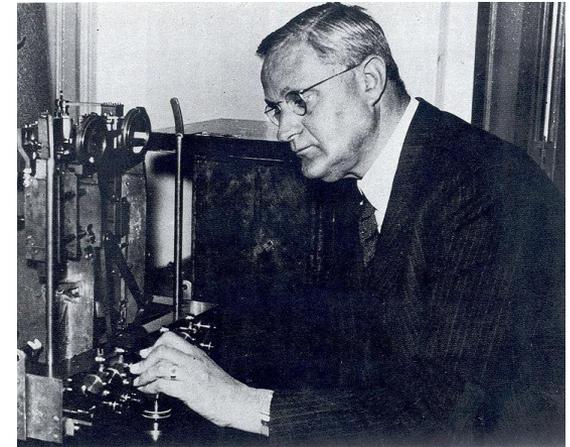
Au niveau de la surface de compensation SC2, les pressions sont identiques donc:

$\rho_c \cdot h_c = (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_m \cdot r_2)$ si on néglige la masse de l'eau.

Le même calcul pour une chaîne de montagne dont l'épaisseur est doublée (70 Km) donne une altitude a_2 de 12,5 Km.

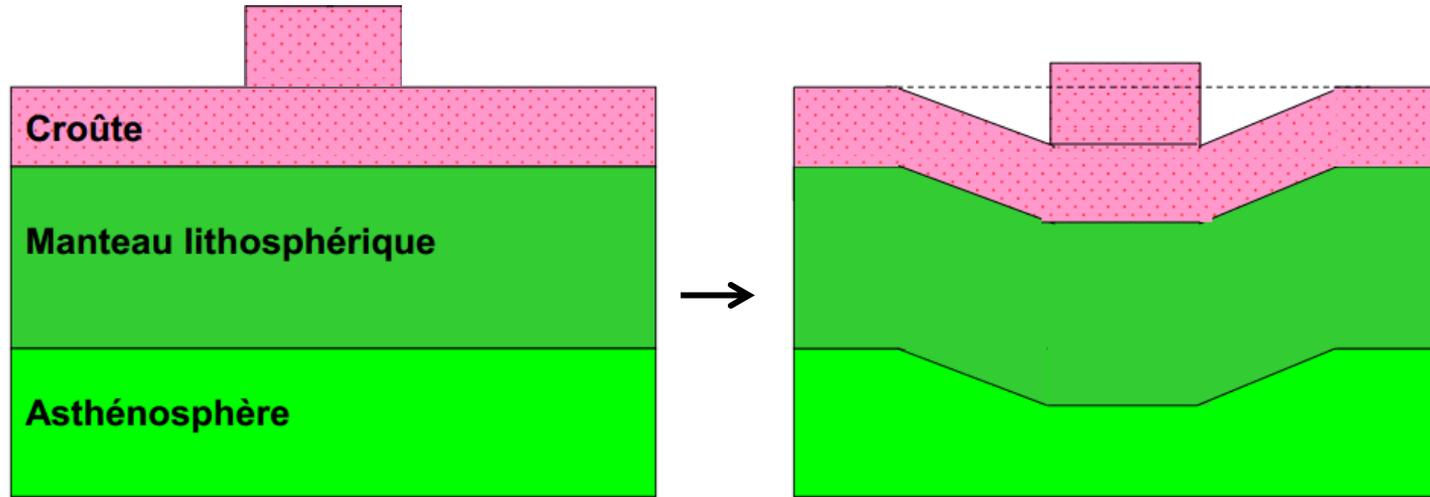
Le modèle de Vening-Meinesz

Il existe un **3eme modèle** mis au point dans les années 1930 par Felix Andries Vening Meinesz.
Ce modèle constitue une forme plus évoluée du modèle de Airy en prenant **en compte la flexuration de la partie supérieure et élastique de la lithosphère** au-dessus des niveaux plus fluants que constituent la partie inférieure de la lithosphère et l'asthénosphère sous-jacente.



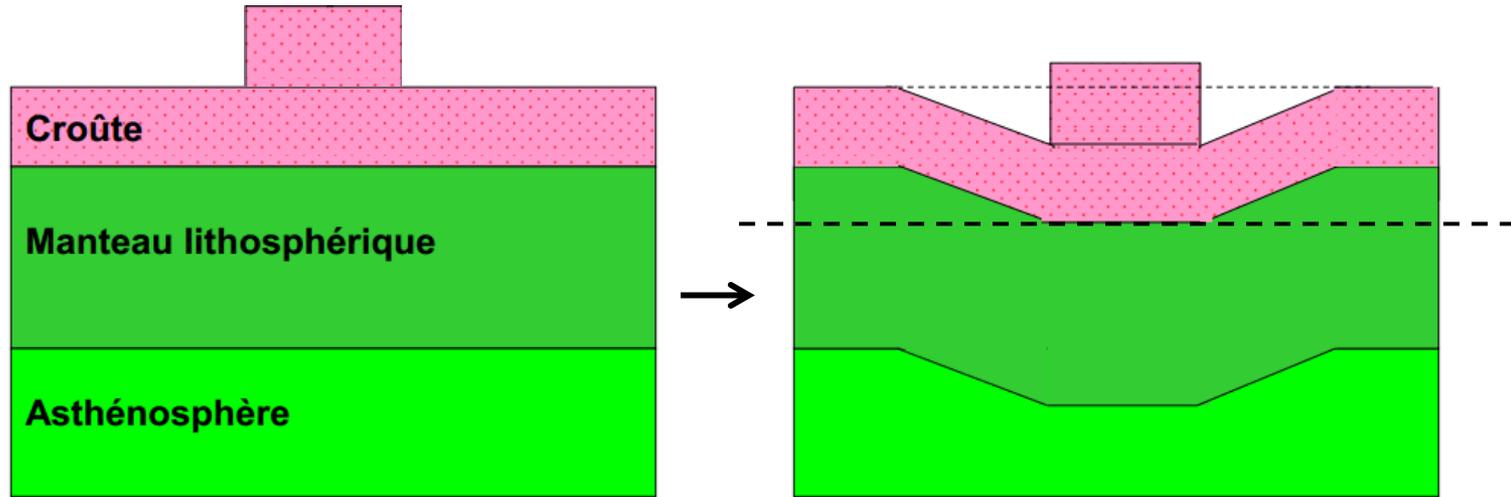
Le modèle de Vening-Meinesz

Dans ce modèle, 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 »)

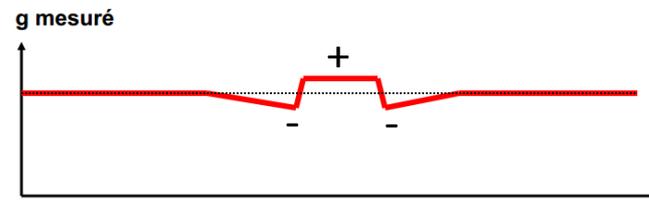


Le modèle de Vening-Meinesz

Dans ce modèle, 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 »)

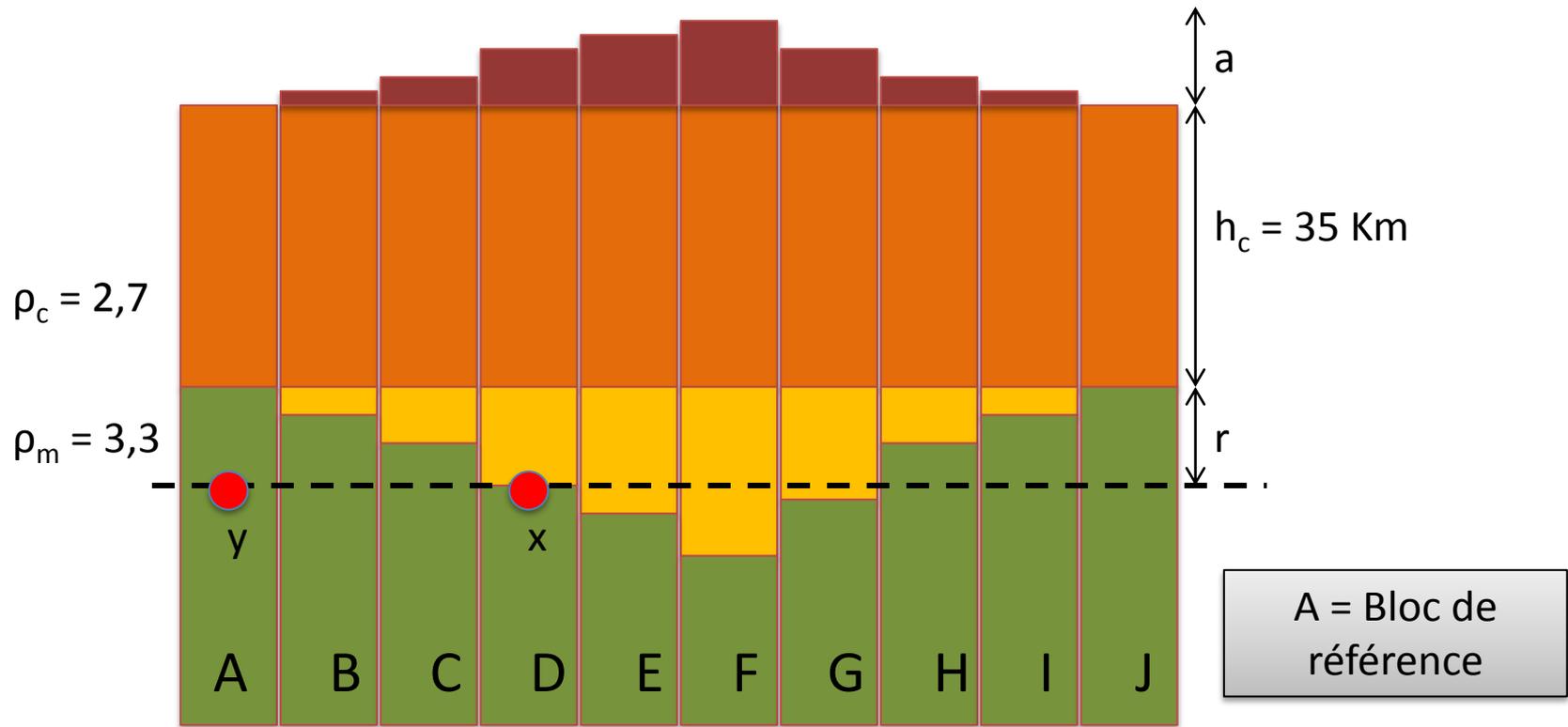


La flexuration type Vening Meinesz, fait apparaître un équilibre isostatique «global», mais peut entraîner, par flexuration, des **anomalies locales de gravité**.



Application du modèle d'Airy

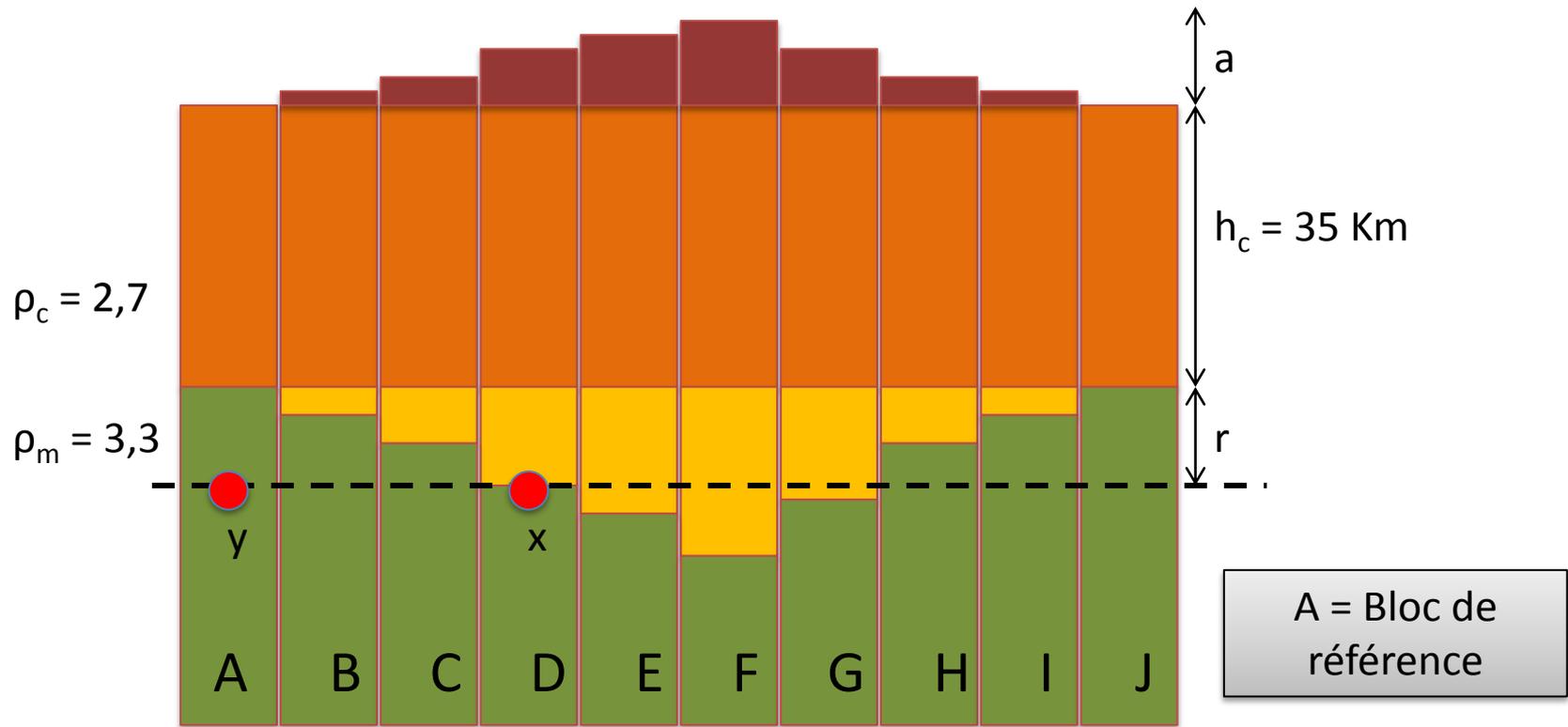
Application: Déterminer la profondeur du **Moho** (profondeur de la racine crustale) au niveau d'une chaîne de montagne.



Pour une surface de compensation donnée, la pression à la base de la croûte (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



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

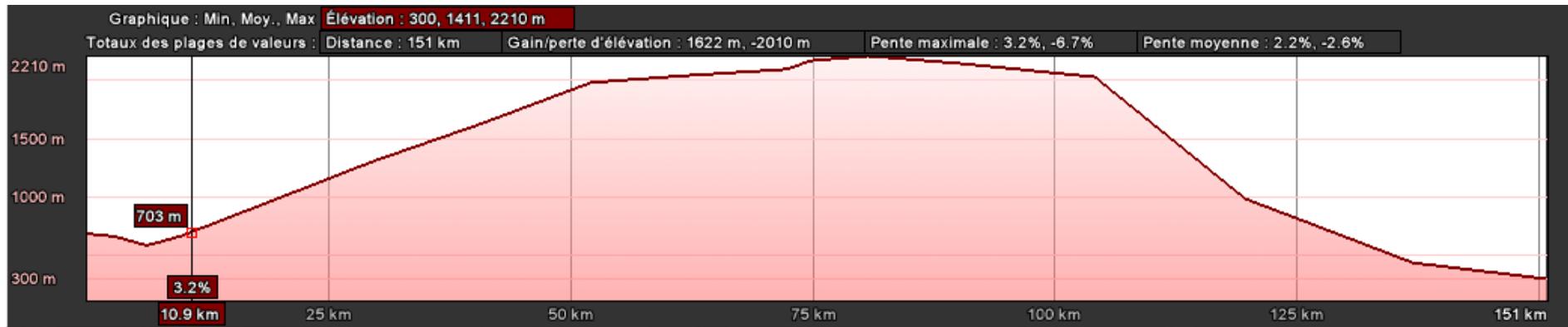
$$2,7 \cdot (a + 35 + r) = (2,7 \cdot 35) + (3,3 \cdot r) \text{ donc } 2,7 (r + a) = 3,3 r \text{ donc } 2,7 a = (3,3 - 2,7) r$$

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

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

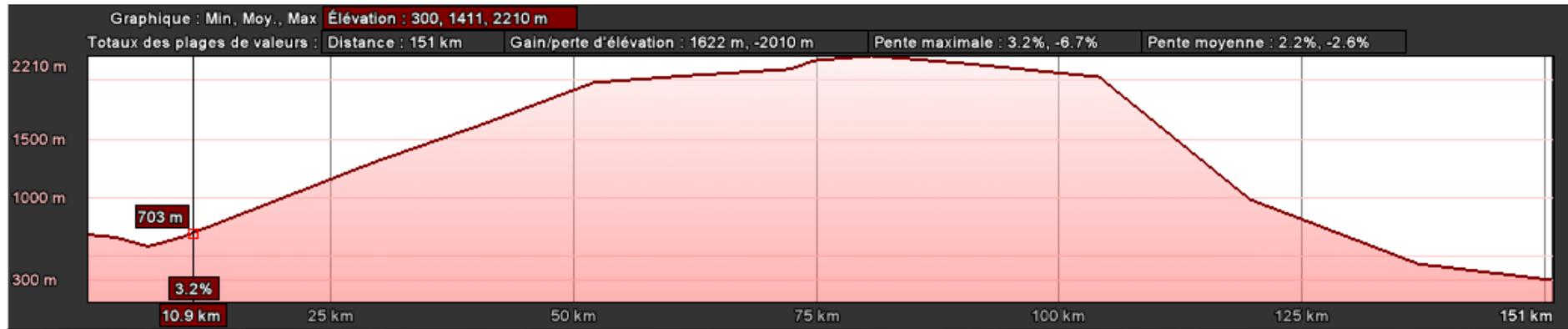
Application du modèle d'Airy

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.

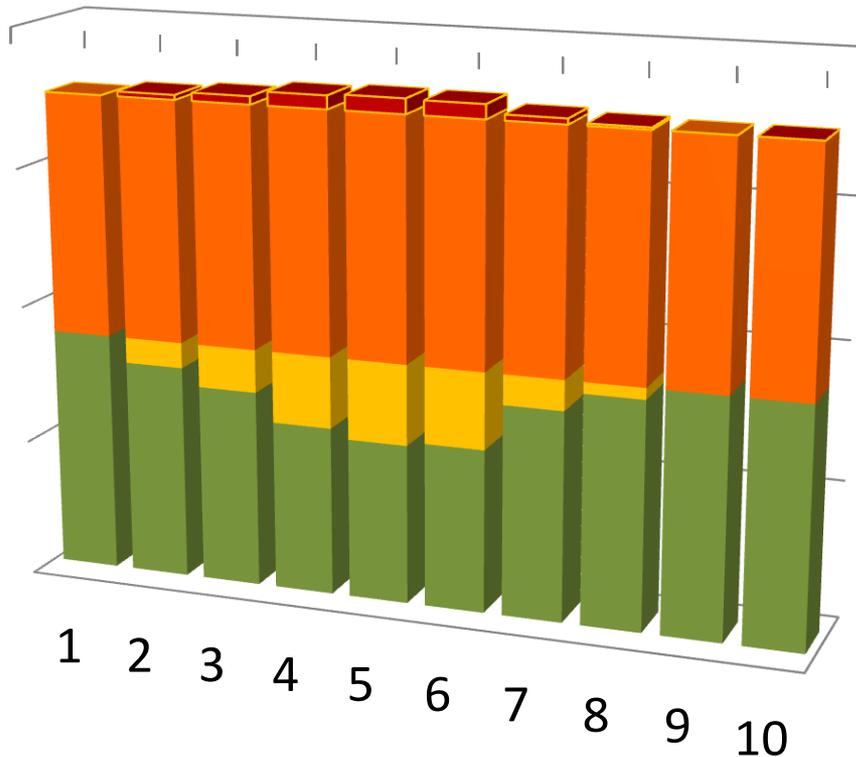
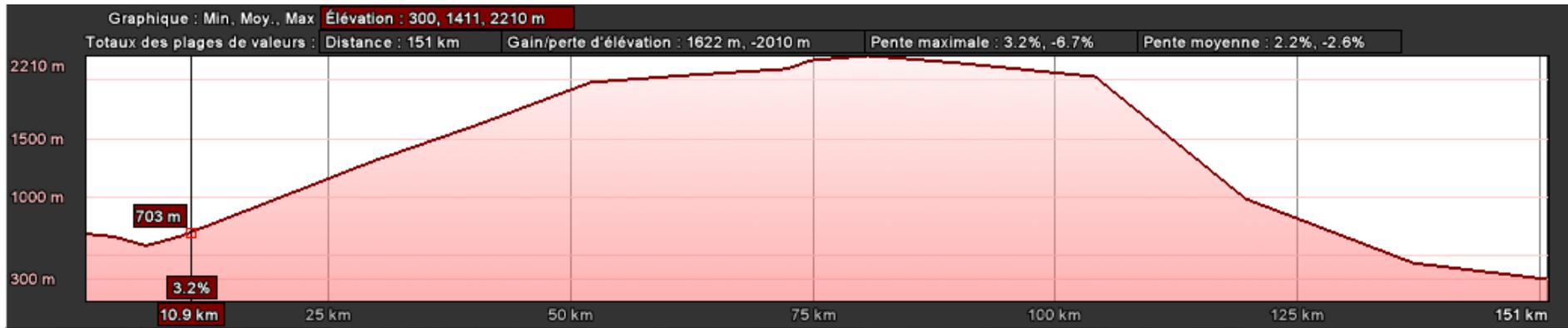
Application du modèle d'Airy

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

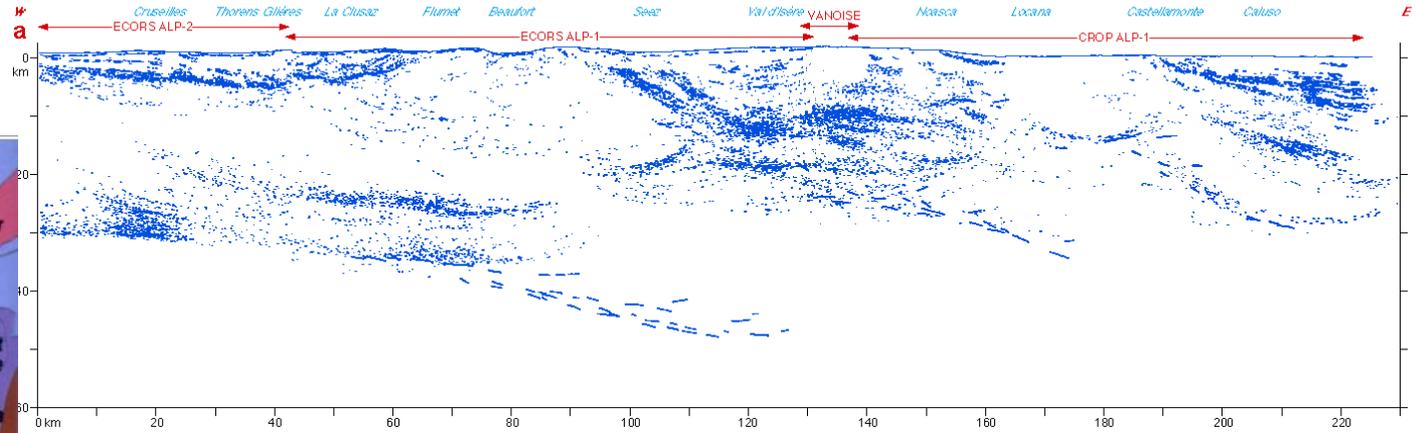
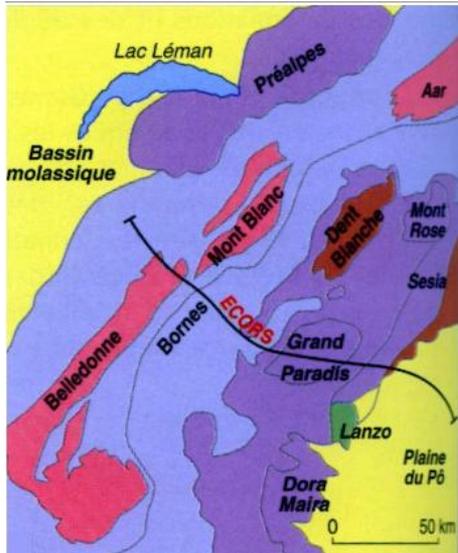


- a = altitude (km)
- épaisseur moyenne de la croûte (km)
- r = épaisseur de la racine crustale (km)
- m = épaisseur manteau (km)

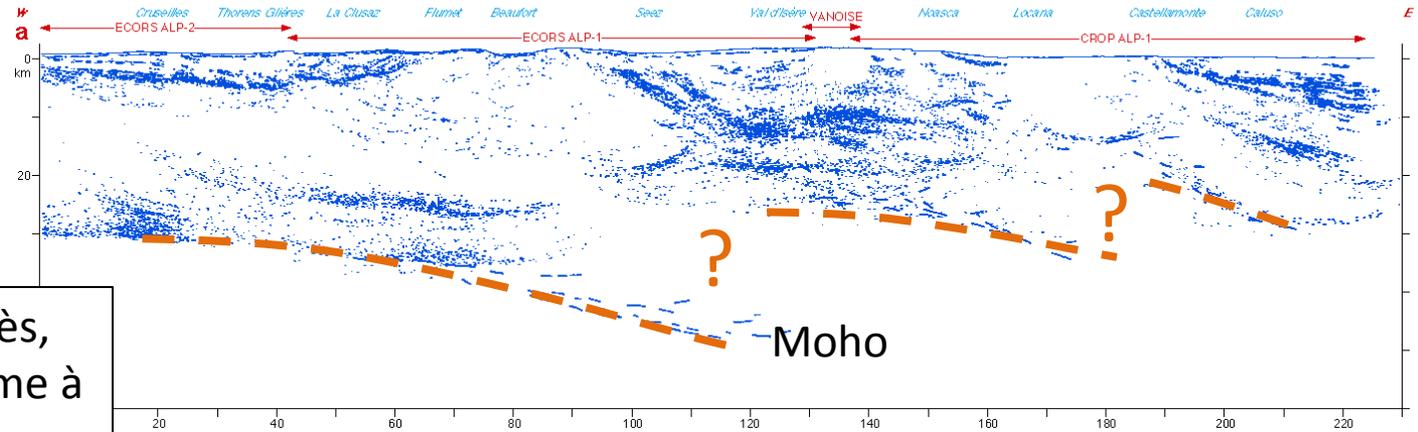
L'apport de la sismologie

THE ECORS-CROP ALP DEEP SEISMIC TRAVERSE

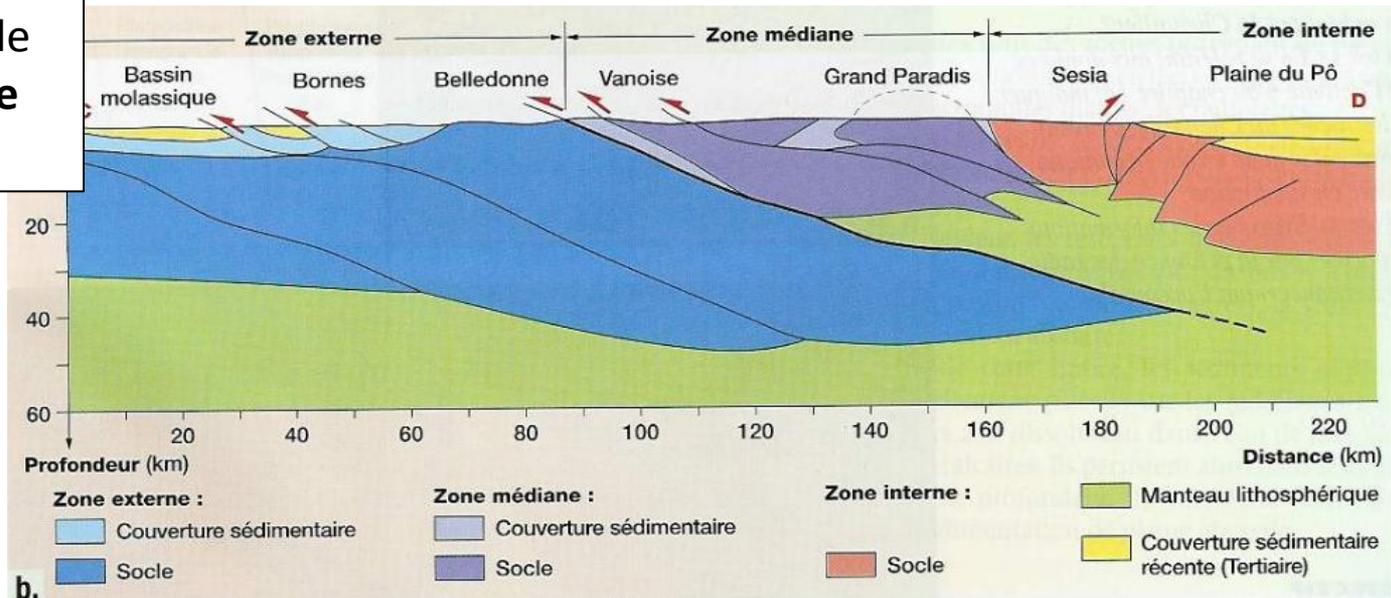
Programme ECORS:
1986-1987



THE ECORS-CROP ALP DEEP SEISMIC TRAVERSE



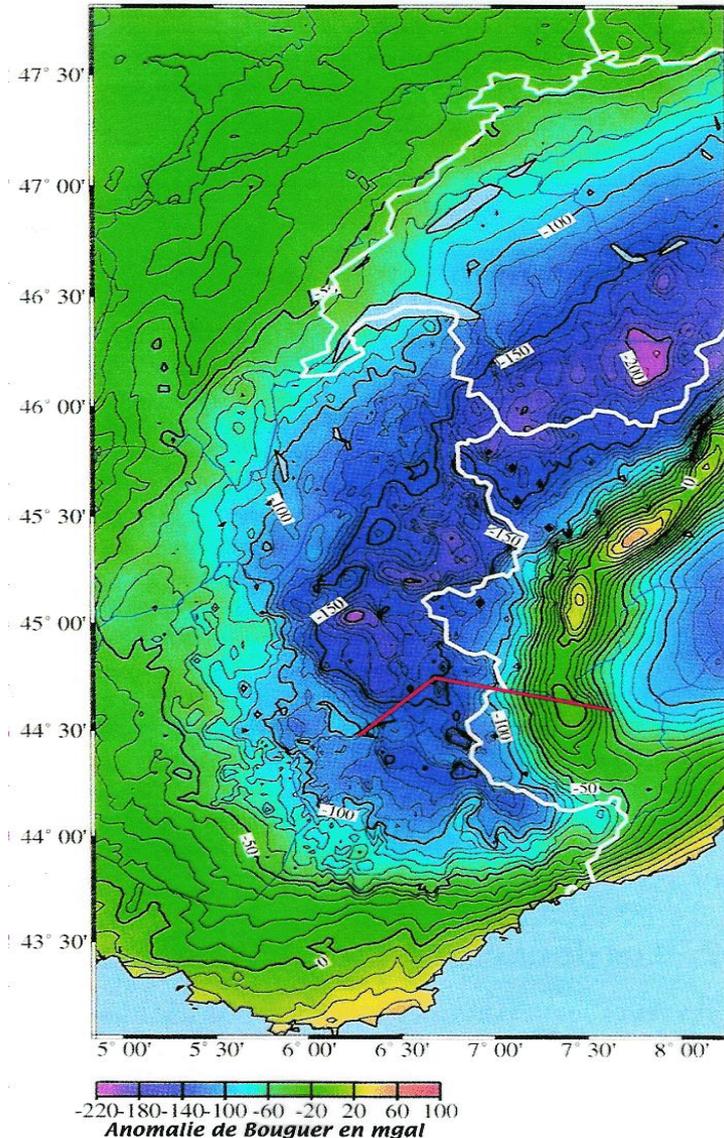
A quelques détails près, le modèle est conforme à la réalité:
Le profil sismique révèle la présence de la **racine crustale**.



b.

L'anomalie de Bouguer

Données gravimétriques concernant les Alpes



Sous les alpes, on constate une **anomalie gravimétrique négative** !

Comment peut on obtenir ce résultat alors qu'on a vu qu'après correction d'altitude, la gravité est globalement constante à la surface du globe !!!

Alors... c'est quoi, cette anomalie de Bouguer ?

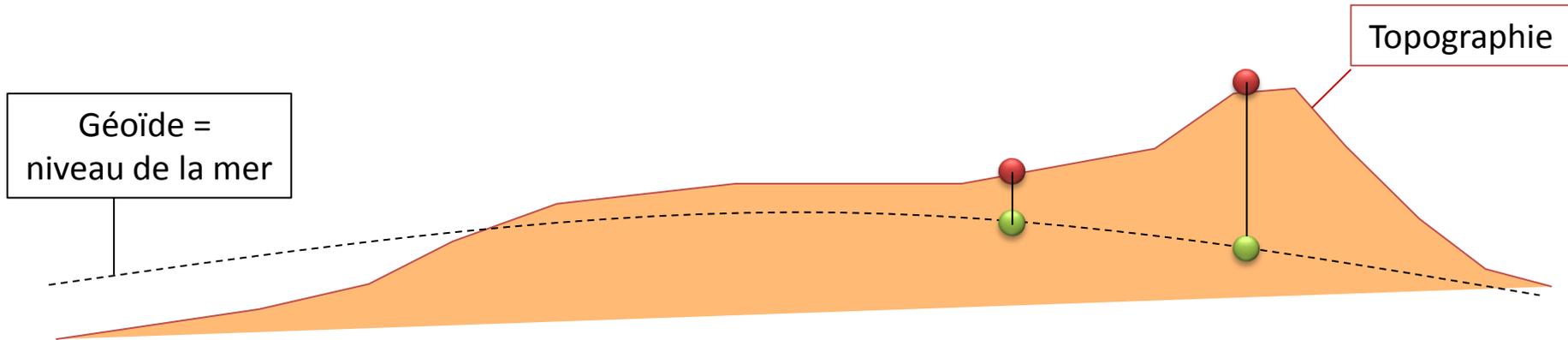


L'anomalie de Bouguer

Il faut revenir aux corrections que l'on établit lorsqu'on détermine la gravité :

1. On effectue une première correction d'altitude (déjà vu !)

- Gravité mesurée, sans correction
- Valeur de gravité avec correction d'altitude (ou à l'air libre)

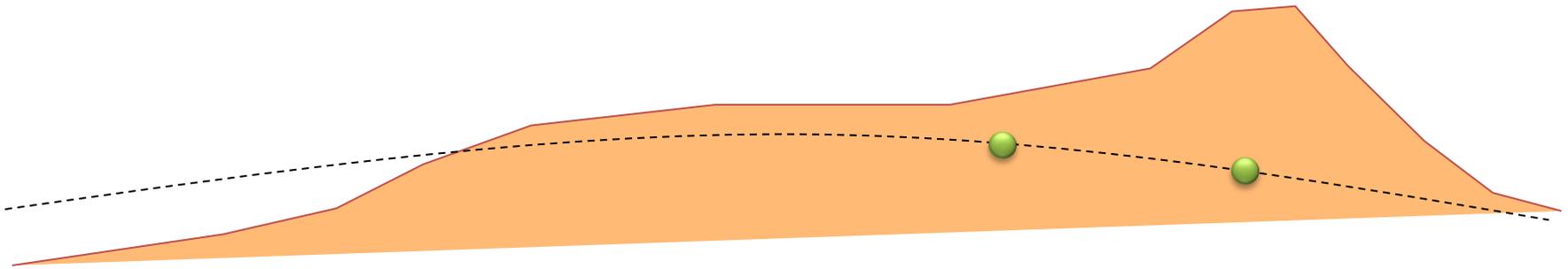


Dans cette correction, on fait comme si la mesure avait été faite au niveau du géοide de référence (niveau de la mer). On fait comme si la montagne avait été aplanie, comprimée **mais en gardant sa masse**.

L'anomalie de Bouguer

2. Mais quand on détermine la valeur de la gravité, on effectue aussi une autre correction: **on néglige les effets de la gravité liés aux masses en excès** (montagnes et reliefs environnants). On parle de correction de plateau et de correction topographique

● Valeur de gravité avec correction d'altitude (ou à l'air libre)



L'anomalie de Bouguer

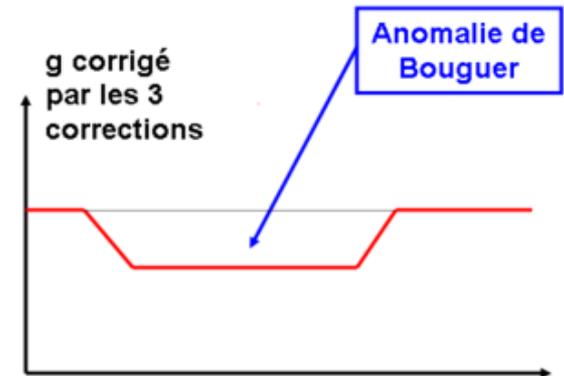
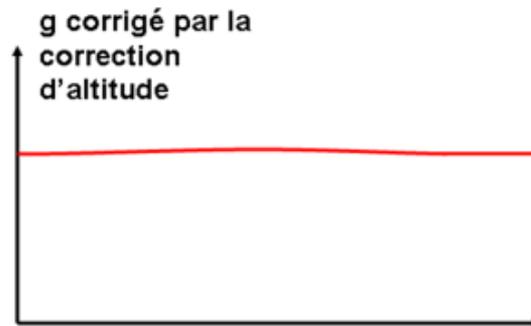
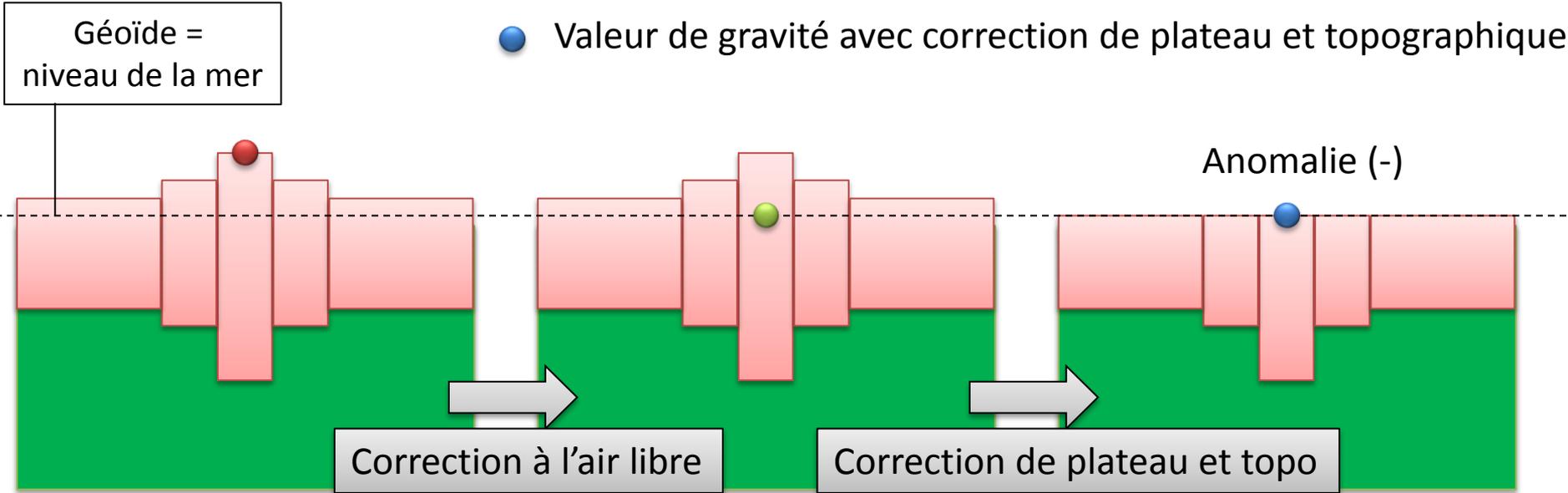
2. Mais quand on détermine la valeur de la gravité, on effectue aussi une autre correction: **on néglige les effets de la gravité liés aux masses en excès** (montagnes et reliefs environnants). On parle de correction de plateau et de correction topographique

- Valeur de gravité avec correction de plateau et topographique



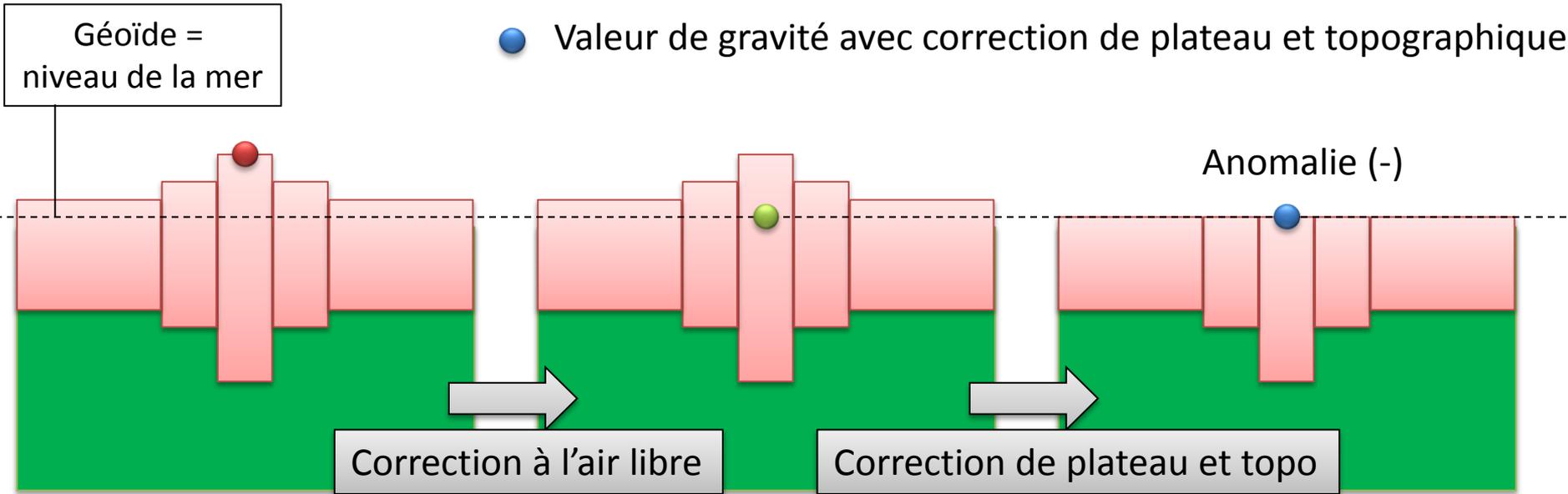
L'anomalie de Bouguer

- Gravité mesurée, sans correction
- Valeur de gravité avec correction d'altitude (ou à l'air libre)
- Valeur de gravité avec correction de plateau et topographique



L'anomalie de Bouguer

- Gravité mesurée, sans correction
- Valeur de gravité avec correction d'altitude (ou à l'air libre)
- Valeur de gravité avec correction de plateau et topographique



L'anomalie de Bouguer = variations de la gravité (par rapport à la gravité moyenne) après toutes ces corrections (pour simplifier latitude, altitude, de plateau et topographique)

L'anomalie de Bouguer

EN CONCLUSION:

L'**anomalie de Bouguer** correspond donc à la différence entre le champ de pesanteur mesuré, corrigé et le champ de pesanteur théorique.

Les **corrections** visent à garder d'une mesure que la partie renseignant sur les variations de masses en profondeur. Pour se faire, on la corrige des effets superficiels connus: **altitude** et **relief**.

* Correction d'altitude:

On se replace par le calcul sur un ellipsoïde de référence d'altitude égale à 0 (= **correction à l'air libre**)

* Correction des effets de masse d'un relief:

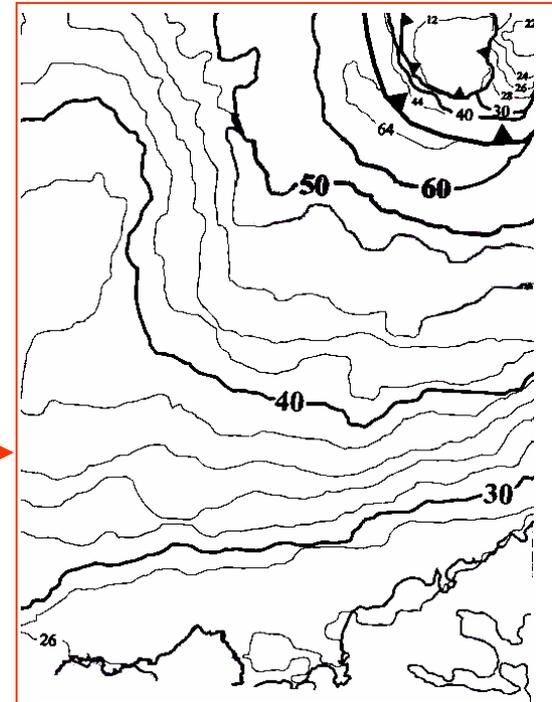
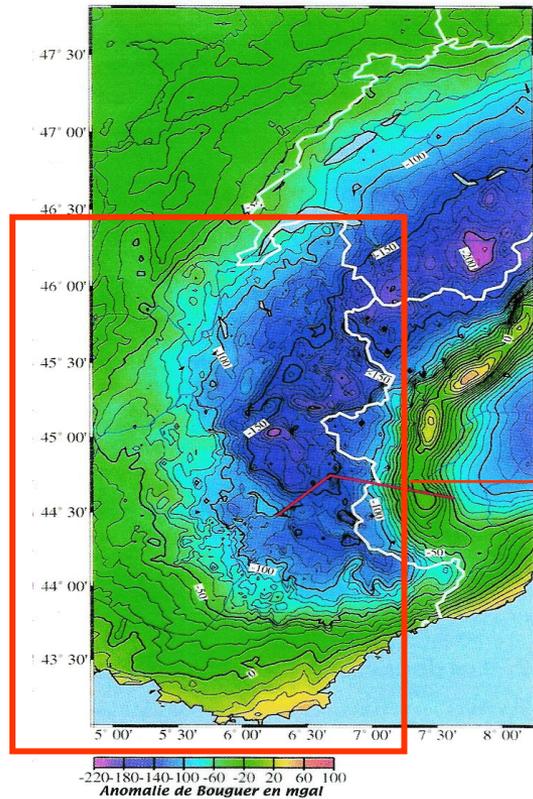
On enlève par le calcul la masse de roche comprise entre l'altitude h et l'altitude 0 (= **correction de plateau**). Elle dépend de l'altitude h et de la masse volumique de la roche.

* Correction topographique:

Prend en compte les reliefs entourant le point de mesure. On peut l'atablir à partir d'une carte topographique.

→ L'anomalie qui persiste après ces 3 corrections apporte une information sur les écarts entre la répartition réelle et la répartition théoriques des masses en profondeur.

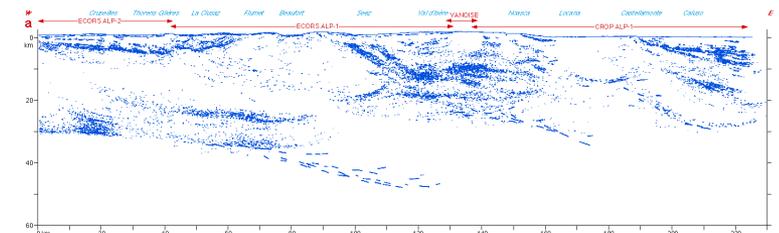
L'anomalie de Bouguer



Isobathes Moho

L'anomalie de Bouguer révélée dans les Alpes met donc bien en évidence un excès de matériel de faible densité (croûte) au dépend du manteau. Cela correspond bien à **l'approfondissement du moho** révélé par les études sismiques

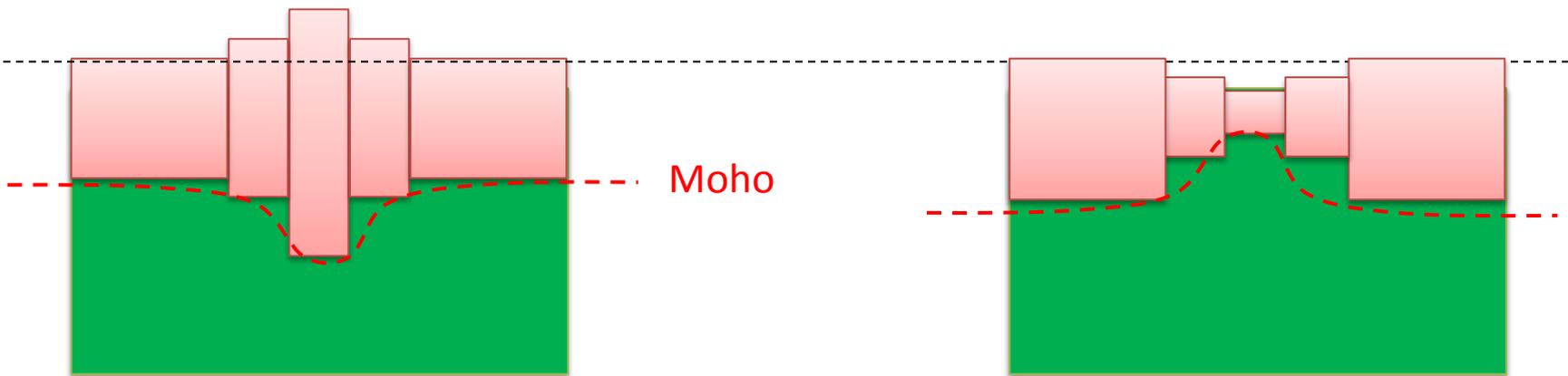
THE ECORS-CROP ALP DEEP SEISMIC TRAVERSE



L'anomalie de Bouguer

CONCLUSION : Après les corrections de plateau et de topo, on accentue les différences entre la gravité mesurée (proche de la gravité théorique) et la gravité calculée (après corrections).

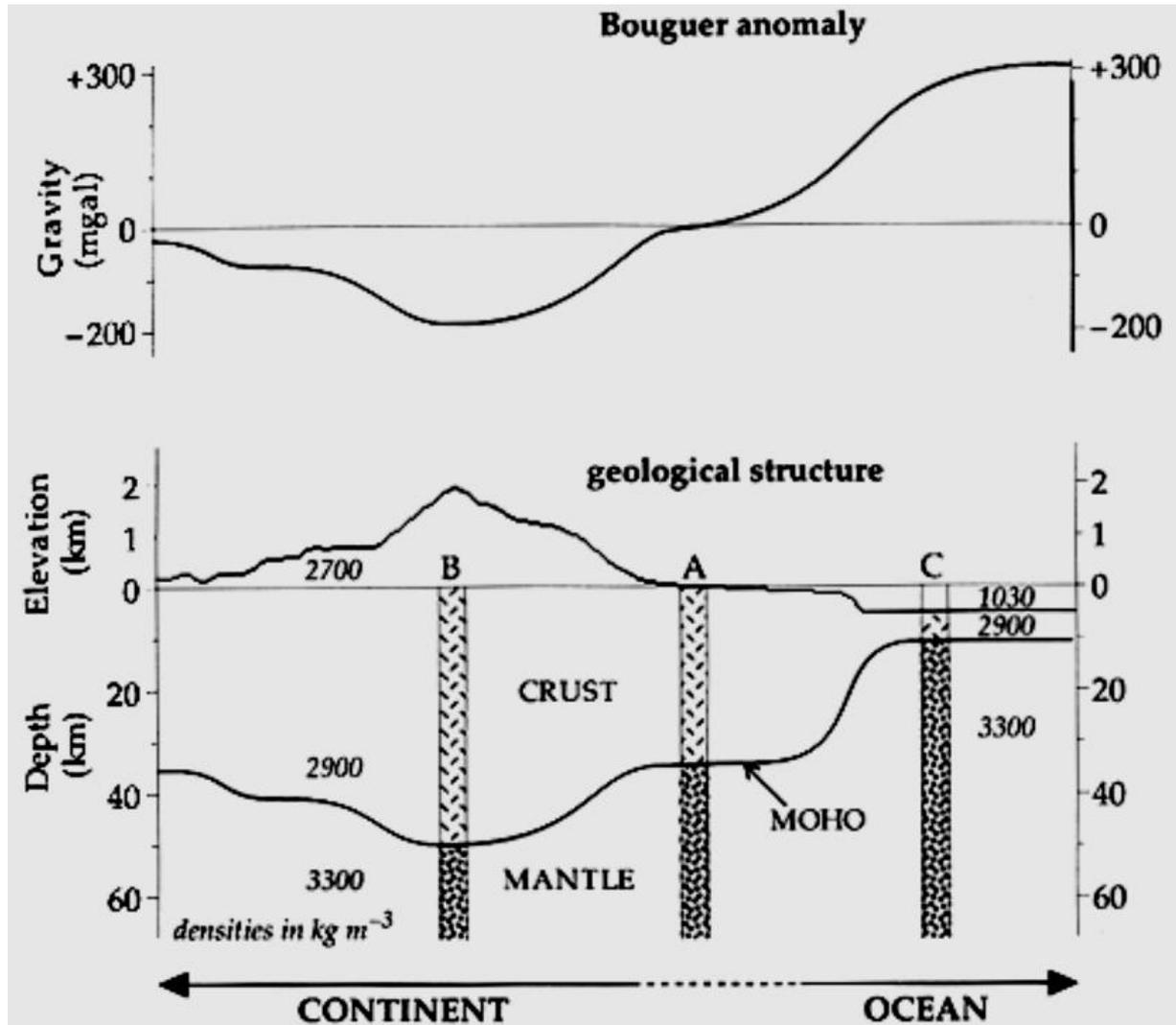
Ce résultat montre bien que la Terre est en **équilibre isostatique** (ou hydrostatique, la rigueur) et que la structure profonde compense les inégalités topographiques:



A une montagne (**excès de masse superficiel**) correspond un **épaississement crustal** (excès de corps peu dense)

Inversement, à une dépression (**déficit de masse superficiel**) correspond un **amincissement crustal** et donc un excès de masse profond.

L'anomalie de Bouguer



Mesures gravimétriques actuelles

Actuellement, des mesures gravimétriques **plus précises** sont réalisées à partir d'avions ou satellites.

Les valeurs mesurées correspondent aux valeurs corrigées à l'air libre. Elles permettent de définir avec précision le **géοide**.



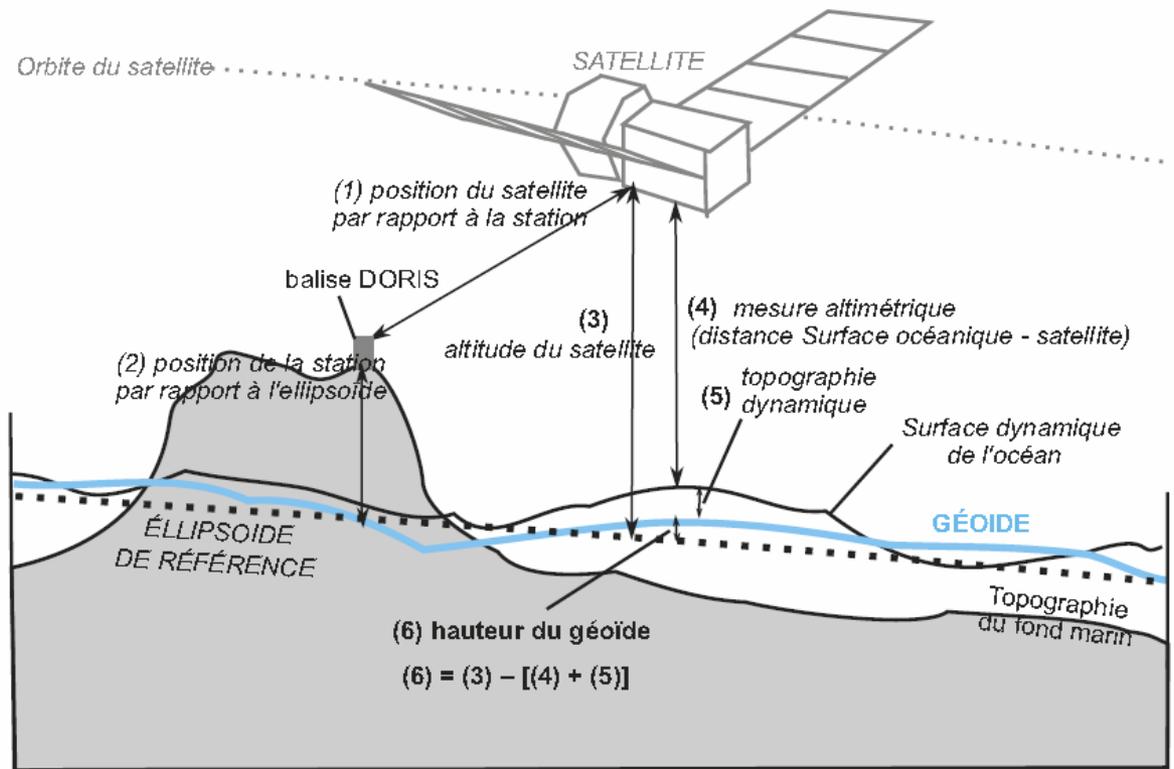
Mesures gravimétriques actuelles

Le but est de déterminer avec une précision centimétrique la surface moyenne des océans au repos (surface débarrassée des effets de courants et de marées).
Sous les continents, la précision est de l'ordre de quelques mètres.

Satellite TOPEX POSEIDON



Altimétrie satellitaire et géoïde



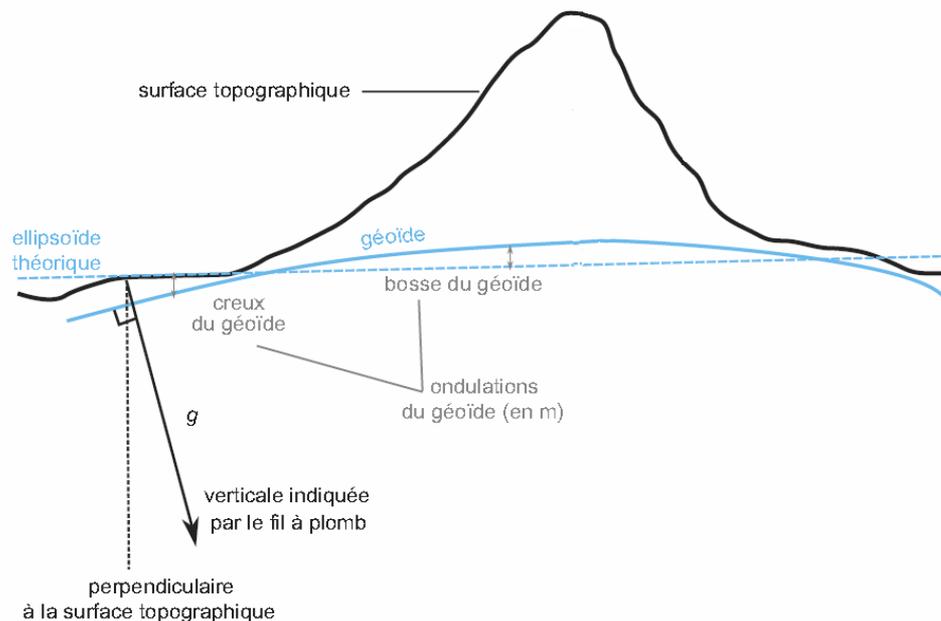
Le satellite envoie une onde de haute fréquence qui se réfléchit à la surface de l'océan et revient au satellite ; elle permet de mesurer la distance entre le satellite et la surface instantanée de l'océan (4). Par ailleurs, l'altitude du satellite par rapport à **l'ellipsoïde de référence** (3) est connue grâce au système de positionnement DORIS. La différence entre les deux valeurs donne la hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde de référence qui dépend fortement des caractéristiques océanographiques, c'est-à-dire de la topographie dynamique (5) de l'océan. En multipliant les mesures en un point, on soustrait à cette valeur la part due la variation dynamique de l'océan (houle, marées, courants océaniques, phénomène locaux comme El Niño...).

Altimétrie satellitaire et géoïde

La surface de la mer est donc une surface d'équilibre sur laquelle **l'énergie potentielle** de gravitation est **constante** et partout normale à la direction locale du champ de gravité.

-Un **excès de masse** crée un **excès** de gravité ; pour que l'énergie potentielle reste constante, l'excès de gravité est compensé par une augmentation de la distance qui sépare le relief de la surface marine, c'est-à-dire une **bosse** du géoïde.

-À l'inverse, un **déficit de masse** se traduit par une ondulation **négative** du géoïde.

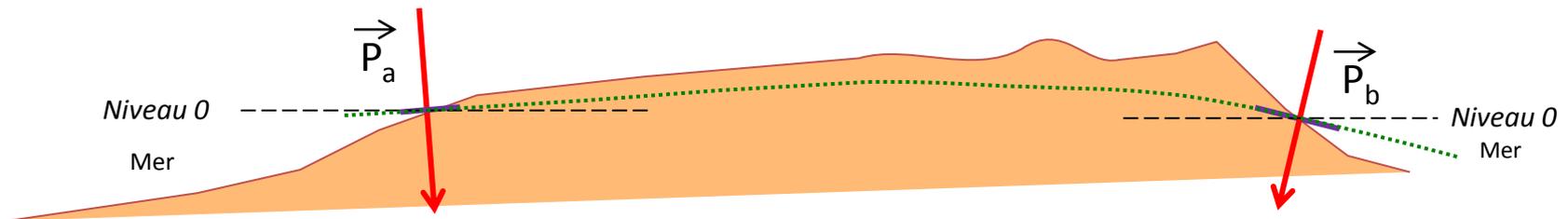


Pour la France, le géoïde est calé sur un niveau zéro scellé dans le port de Marseille

Altimétrie satellitaire et géoïde

Pour définir le **géoïde**, il faut donc :

- Déterminer la verticale (donnée par un fil à plomb) qui matérialise la **direction locale de la pesanteur P**
- Définir une surface d'équilibre en tout point horizontale (donc perpendiculaire à la direction de la pesanteur) où l'énergie potentielle de gravitation est constante.
- La surface qui coïncide avec la surface d'équilibre des mers prolongée sous les continents (niveau 0) correspond au **géoïde**.
- Sur cette surface, dite « équipotentielle de pesanteur », l'**intensité** et la **direction** de la force de pesanteur peuvent légèrement fluctuer.

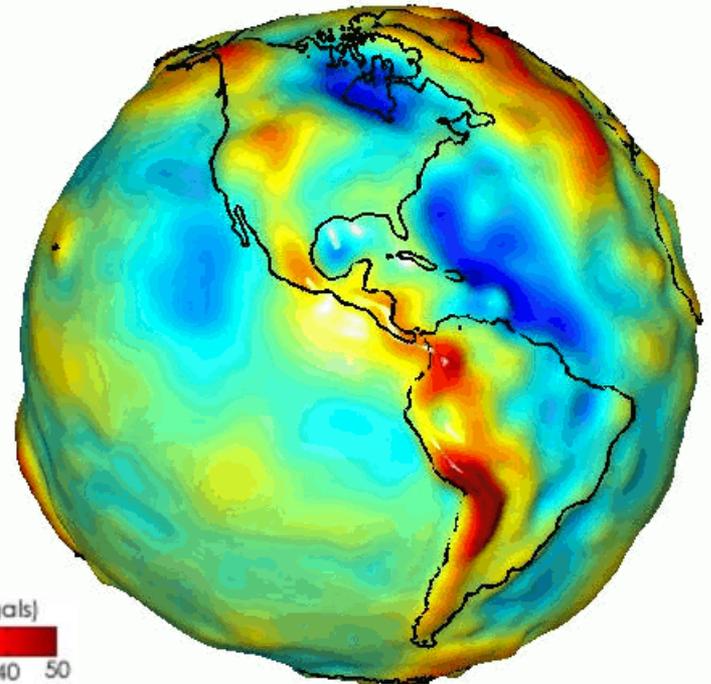
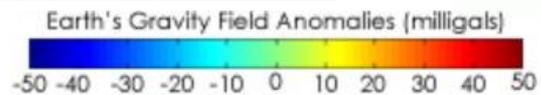
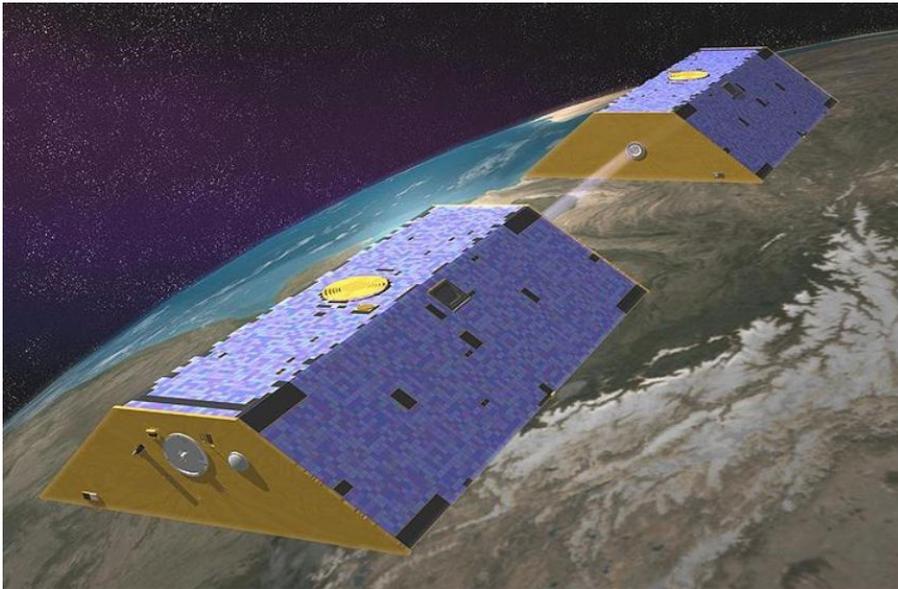


Mesures gravimétriques actuelles

CONCLUSION: La forme du géoïde a pu être affinée par l'analyse des orbites des satellites artificiels (dépendent du champ de pesanteur)

Le géoïde n'a pas de représentation géométrique simple car la Terre n'est pas totalement homogène.

Satellite GRACE de la NASA (Gravity Recovery and Climate Experiment)

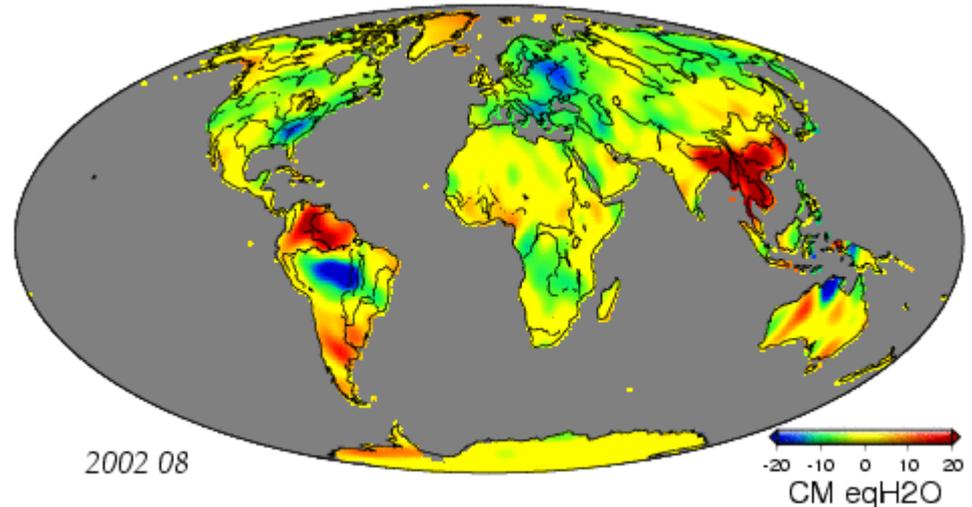


Mesures gravimétriques actuelles

Des données récentes montrent des **variations temporelles de gravité**. Cela est dû essentiellement à des modifications au cours du temps de la répartition des masses en profondeur: hétérogénéités de densité dans le manteau liées aux phénomènes de **convection**, aux **subductions** des plaques océaniques froides donc denses. On peut aussi par ces mesures révéler des phénomènes plus superficiels (fonte des glaces polaires (170 Km³ de glace par an en moyenne))

Satellite GRACE de la NASA (Gravity Recovery and Climate Experiment)

Résultats des mesures au niveau des continents de 2002 à 2009



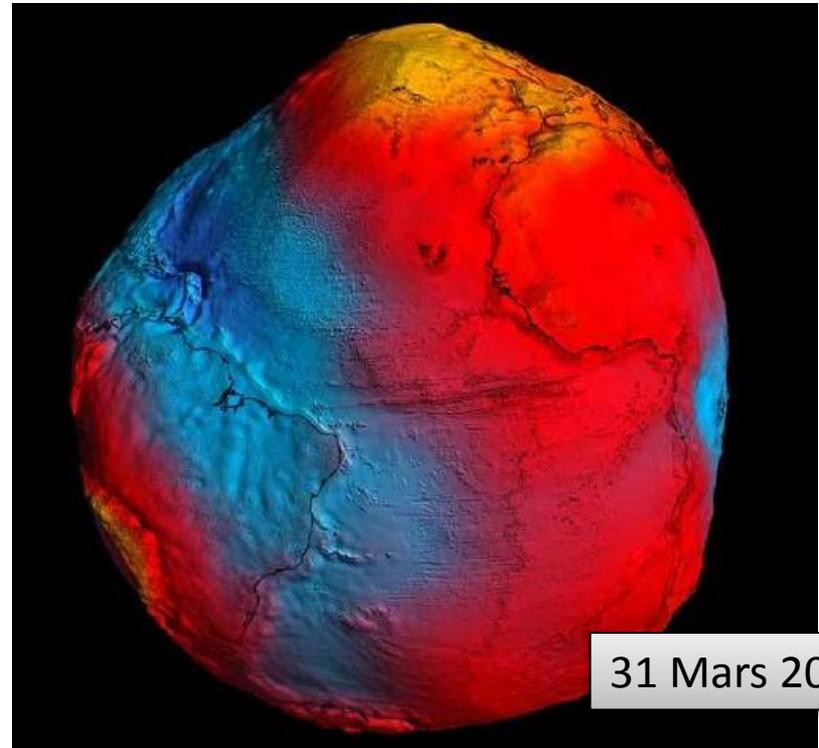
Mesures gravimétriques actuelles

La forme du géoïde a pu être affinée par l'analyse des orbites des satellites artificiels (dépendent du champ de pesanteur)
Le géoïde n'a pas de représentation géométrique simple car la Terre n'est pas totalement homogène.

Satellite GOCE (Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer) de l'ESA



Voir vidéo



31 Mars 2011

I – La flottabilité des corps, principes physiques

II – Gravité et géodésie

1 – D'Isaac Newton à Pierre Bouguer

2 – Les modèles de Pratt et Airy

3 – Vérification par les données sismiques

4 – L'anomalie de Bouguer

5 – Mesures gravimétriques actuelles

II – Réajustements isostasiques et mouvements verticaux de la lithosphère

1 – Principe du rééquilibrage isostasique

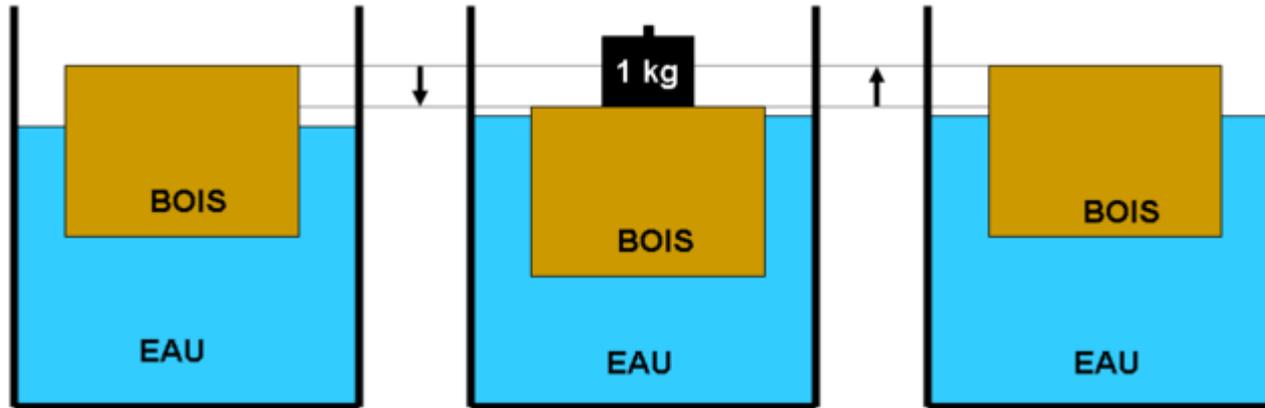
2 – Modélisation analogique

3 – Modélisations numériques

4 - Exemples

Principe du rééquilibrage isostasique

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.

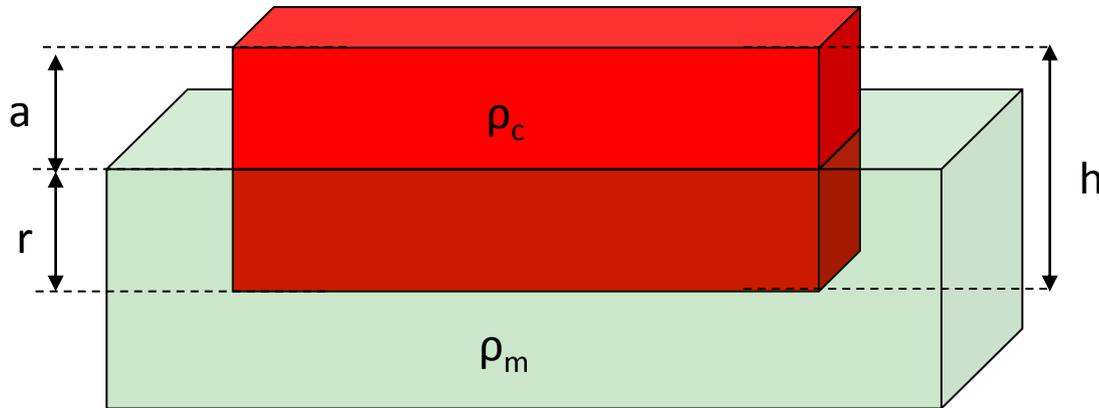
Principe du rééquilibrage isostasique

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



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

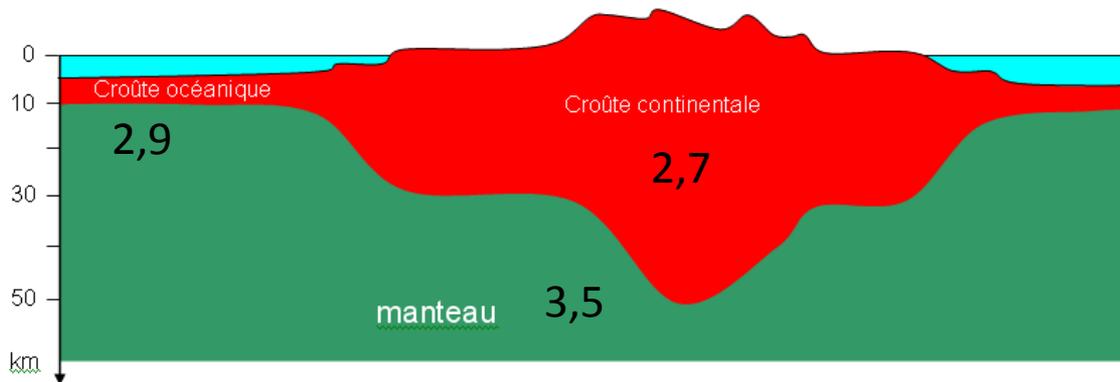
Principe du rééquilibrage isostasique



Principe d'Archimède
en considérant M fluide

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

Si $\rho_c = 2,7$ $\rho_m = 3,5$ et h connu, on peut déterminer r et a



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

Un exemple de modélisation analogique

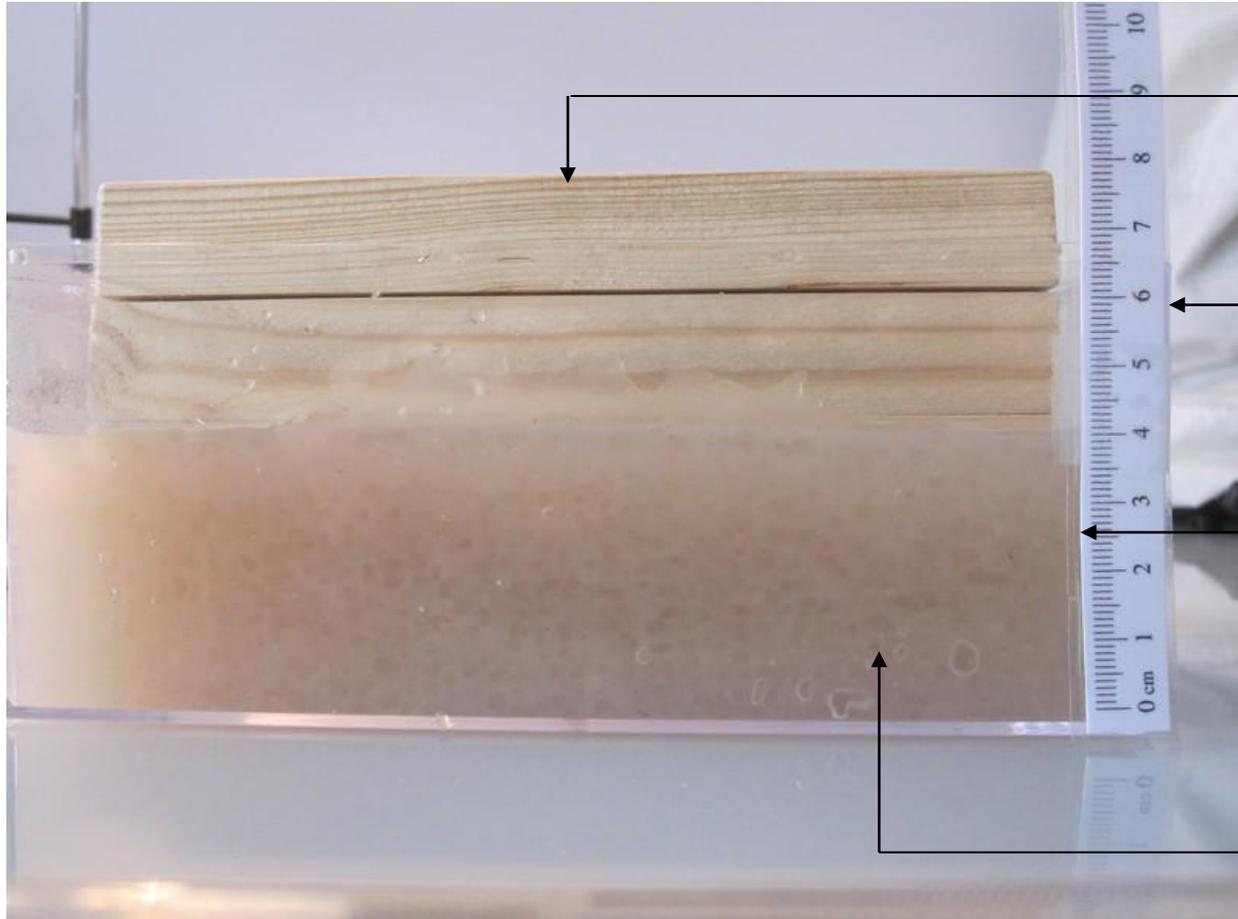
Dans la modélisation, pour représenter la **croûte continentale**, on choisira un bois de densité telle que ρ_c / ρ_m se rapproche de 0,77. Comme la densité du gel de tapioca ρ_m est proche de 1, le bois doit avoir une densité ρ_c proche de 0,77

Bois	Masse volumique (g/cm ³)
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



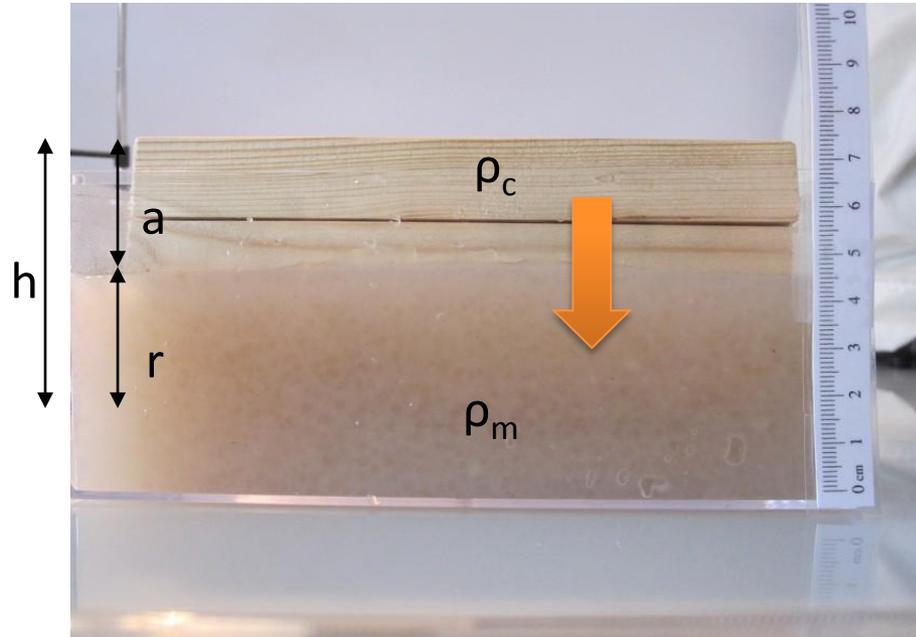
Planchettes en bois
superposées
(Masse volumique =
proche de $0,7 \text{ g/cm}^3$)

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 isostatique est atteint au bout de plusieurs heures

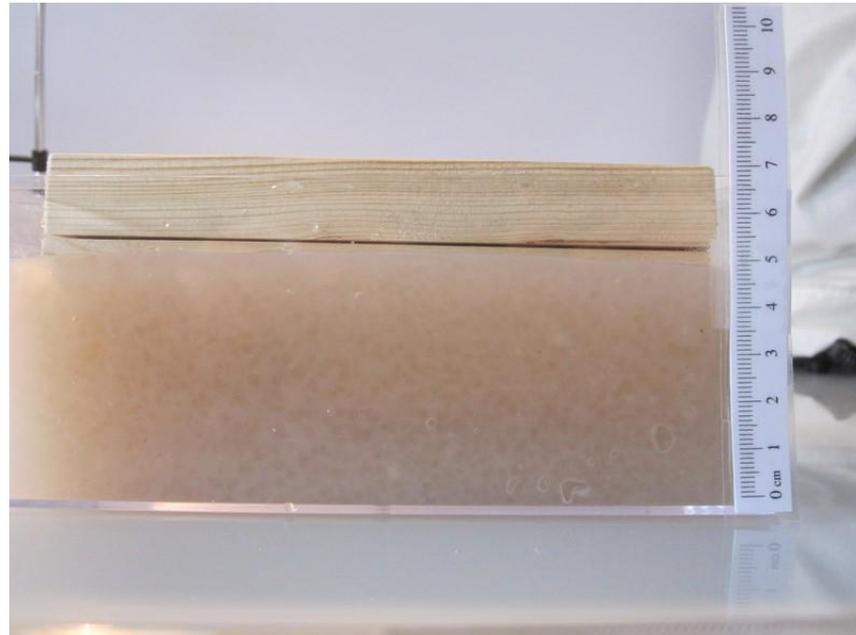
Un exemple de modélisation analogique

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 (croute et manteau)

Un exemple de modélisation analogique

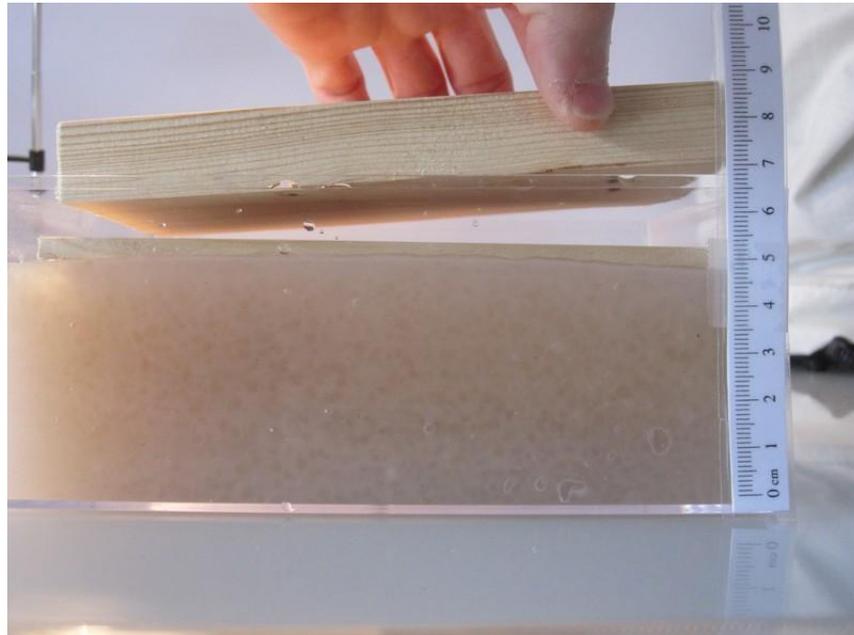
Comment modéliser un réajustement isostatique après l'érosion d'une chaîne de montagne ?



Equilibre isostatique

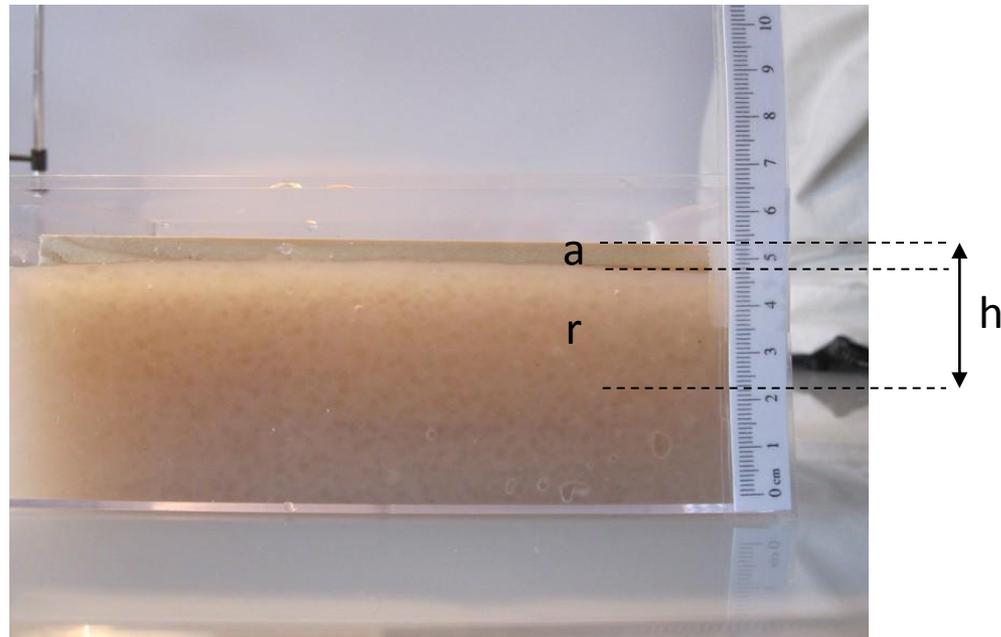
Un exemple de modélisation analogique

Suppression de matériau (érosion)



Un exemple de modélisation analogique

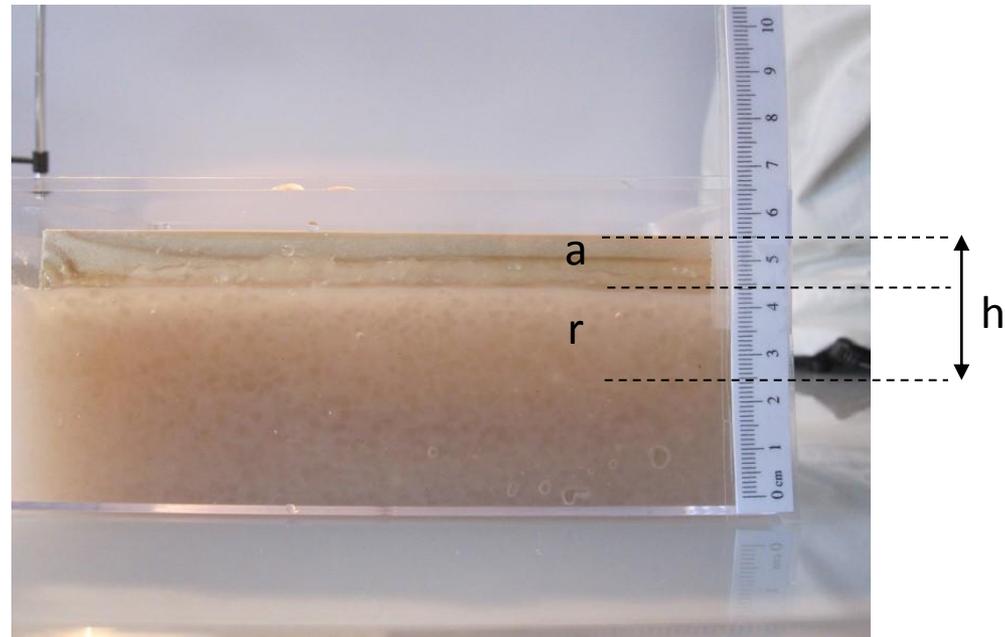
1



Réajustement isostatique

Un exemple de modélisation analogique

2



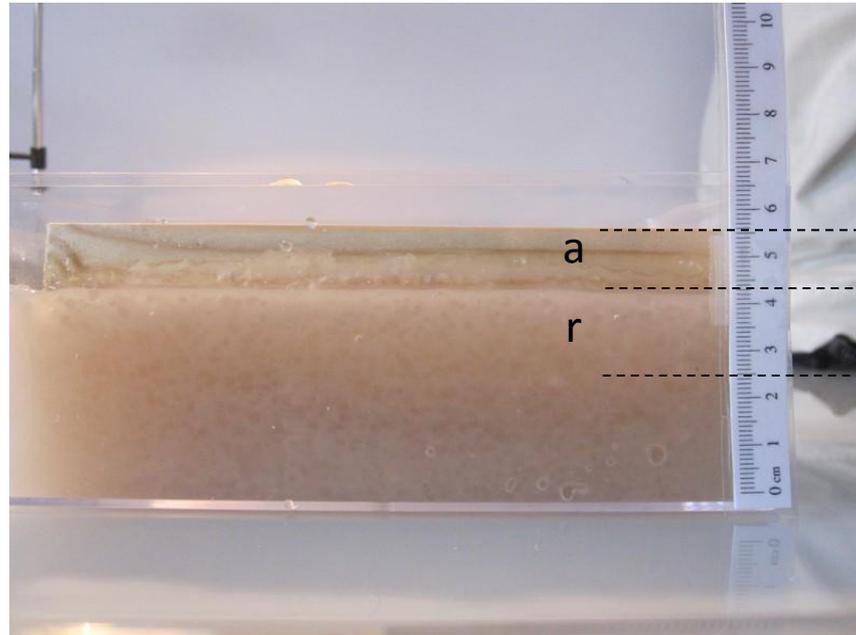
Réajustement isostasique

Un exemple de modélisation analogique

3

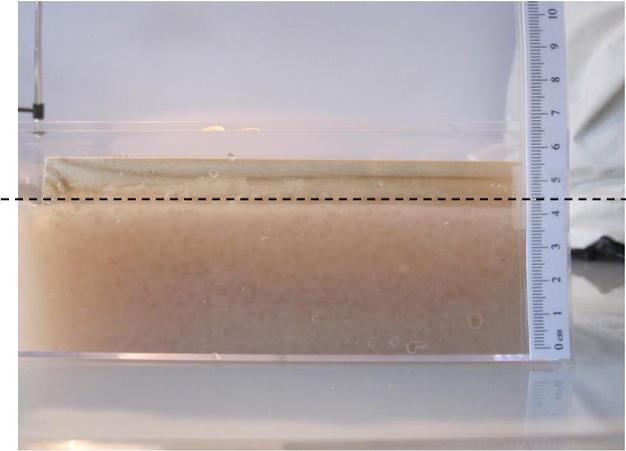
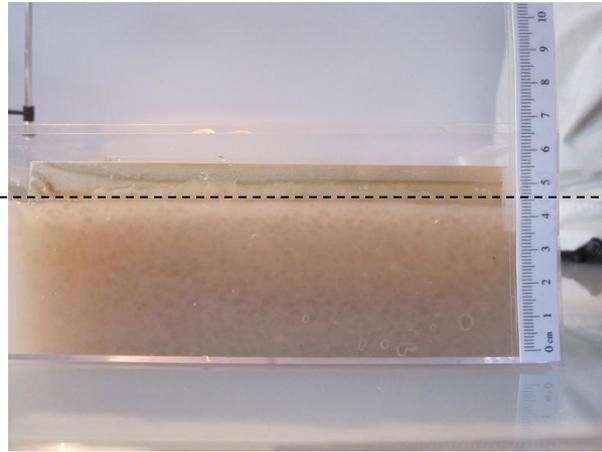


Etat initial



Réajustement isostatique

Un exemple de modélisation analogique

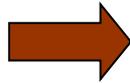


De l'état 1 à 3, h ne varie pas.

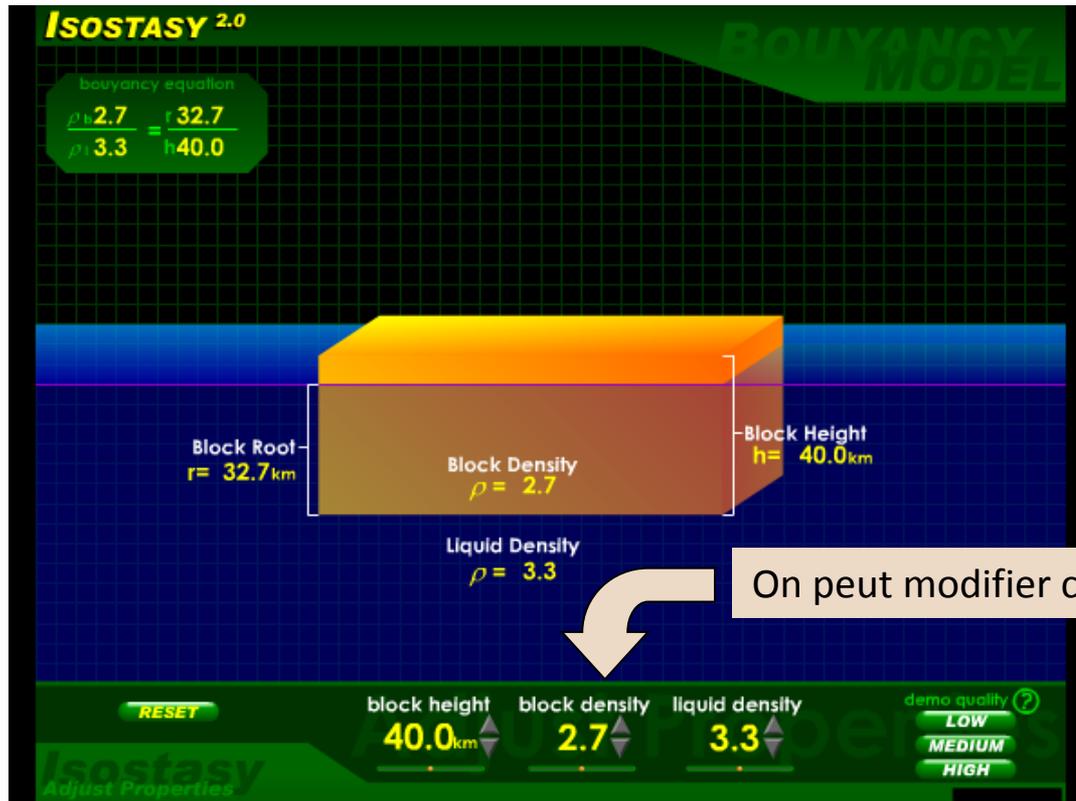
Seul le rapport r/a évolue. L'équilibrage isostatique consiste à augmenter a au détriment de r . On assiste ainsi à une remontée de la racine crustale.

Quelques modélisations numériques

Une animation simple

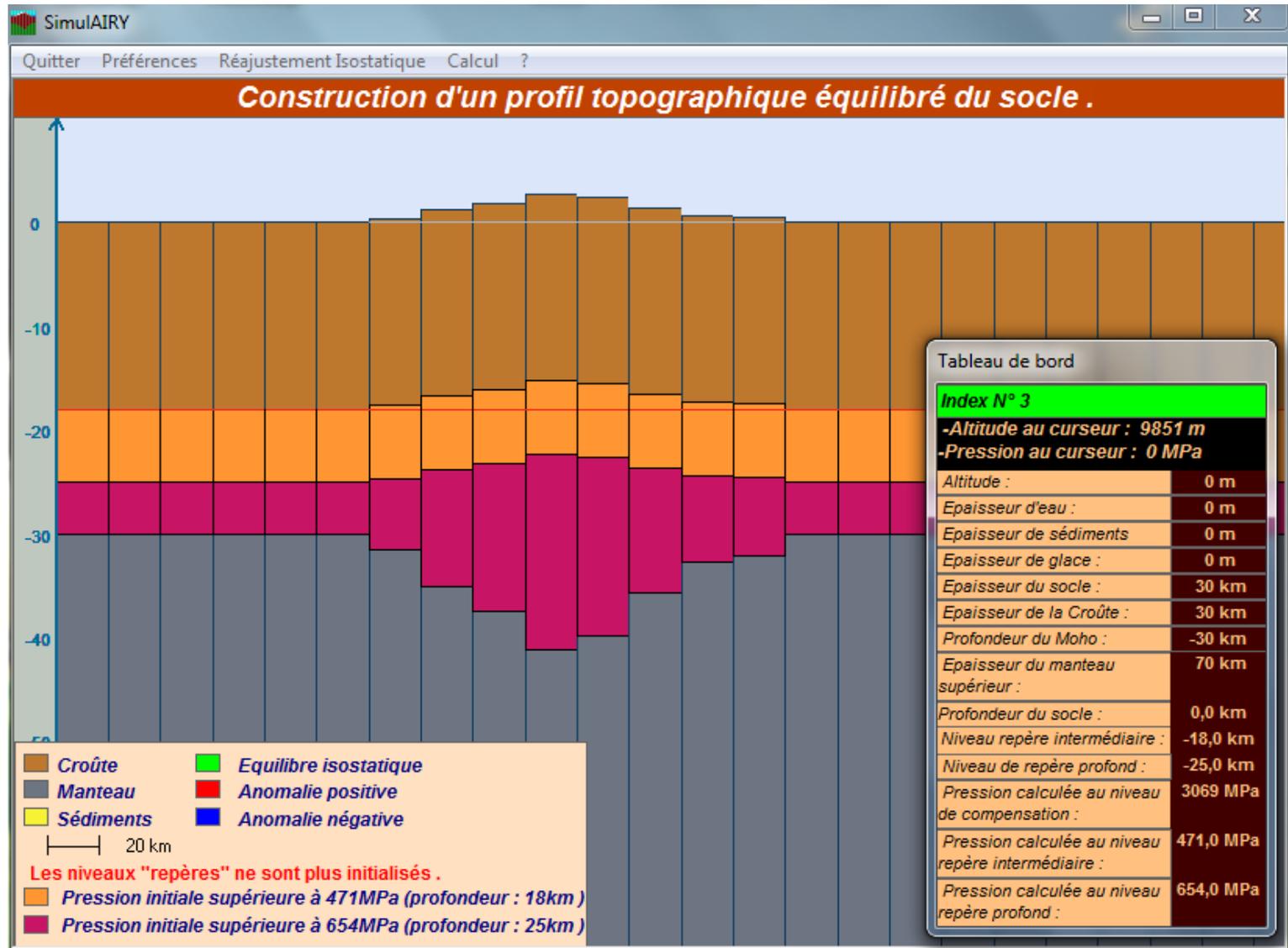


<http://www.geo.cornell.edu/hawaii/220/PRI/isostasy.html>



Un exemple de modélisation analogique

Le logiciel SIMULAIRY

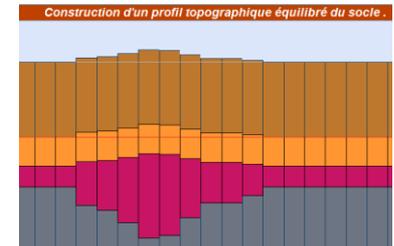


Un exemple de modélisation analogique

Le logiciel SIMULAIRY

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

SIMULAIRY



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

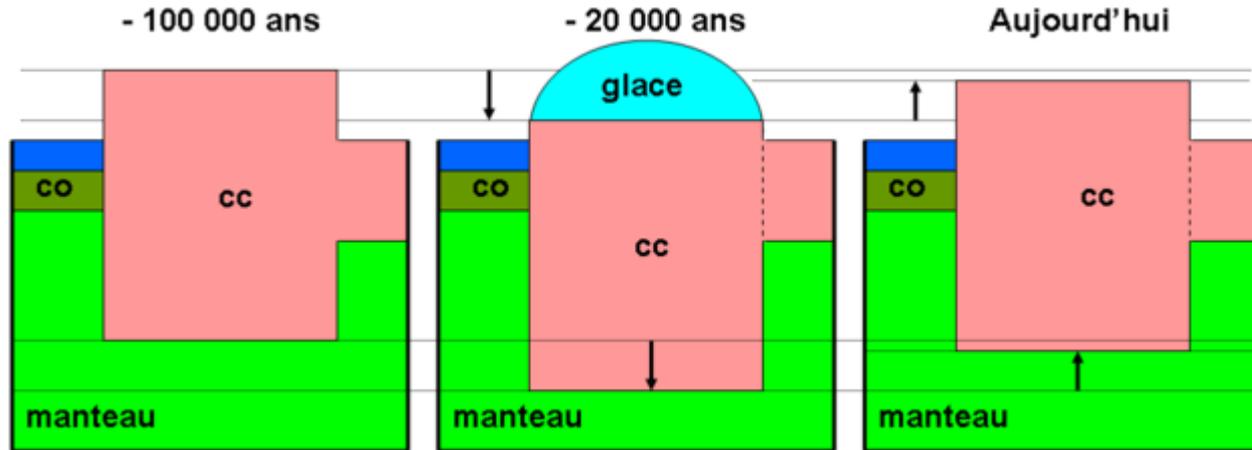
Dans le menu « calculs », on peut simuler une érosion:

-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 visualiser 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

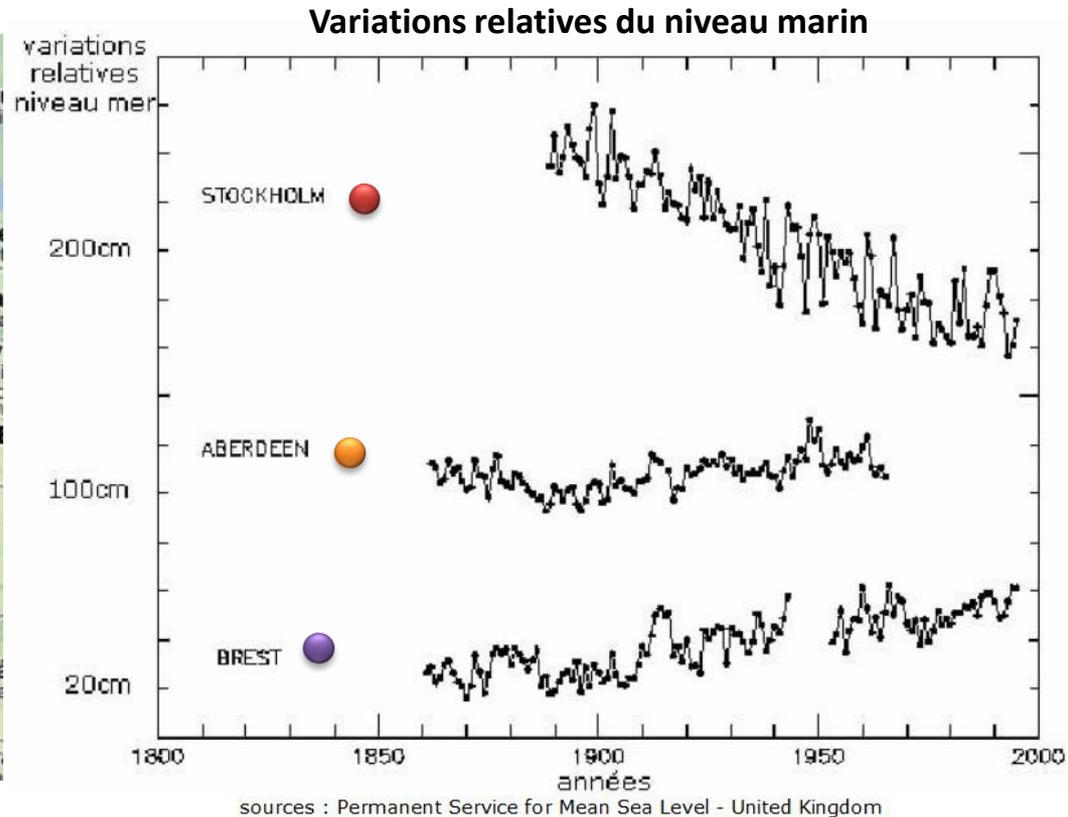
Plages « soulevées » en baie d'Hudson



→ 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

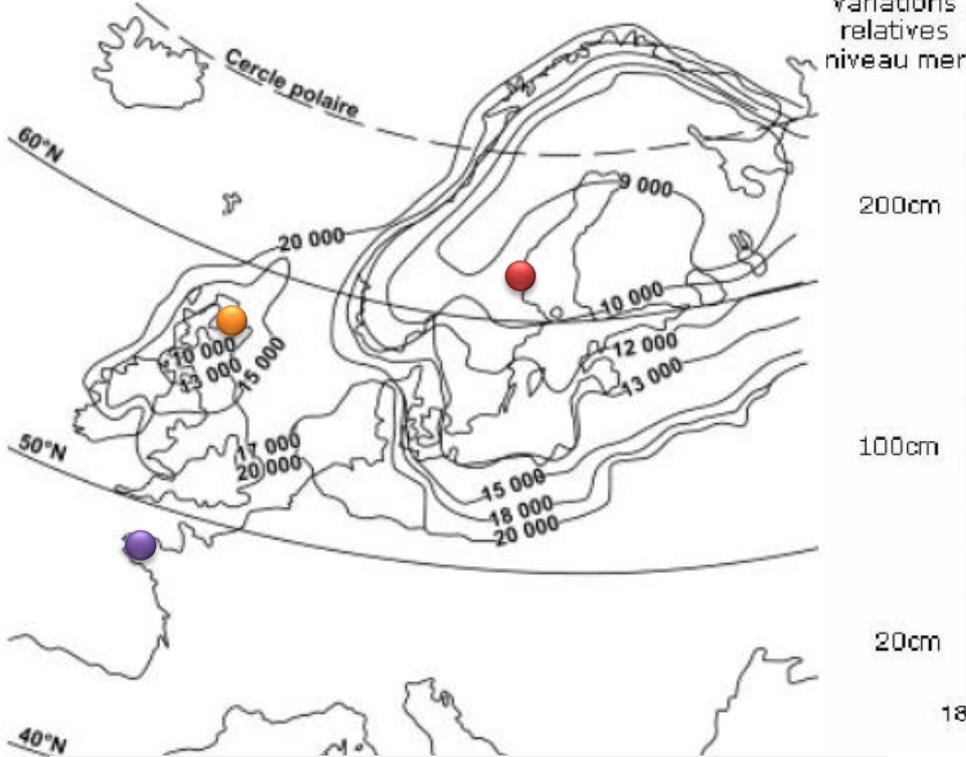
Si tel était le cas, on devrait voir le niveau marin baisser partout !!!



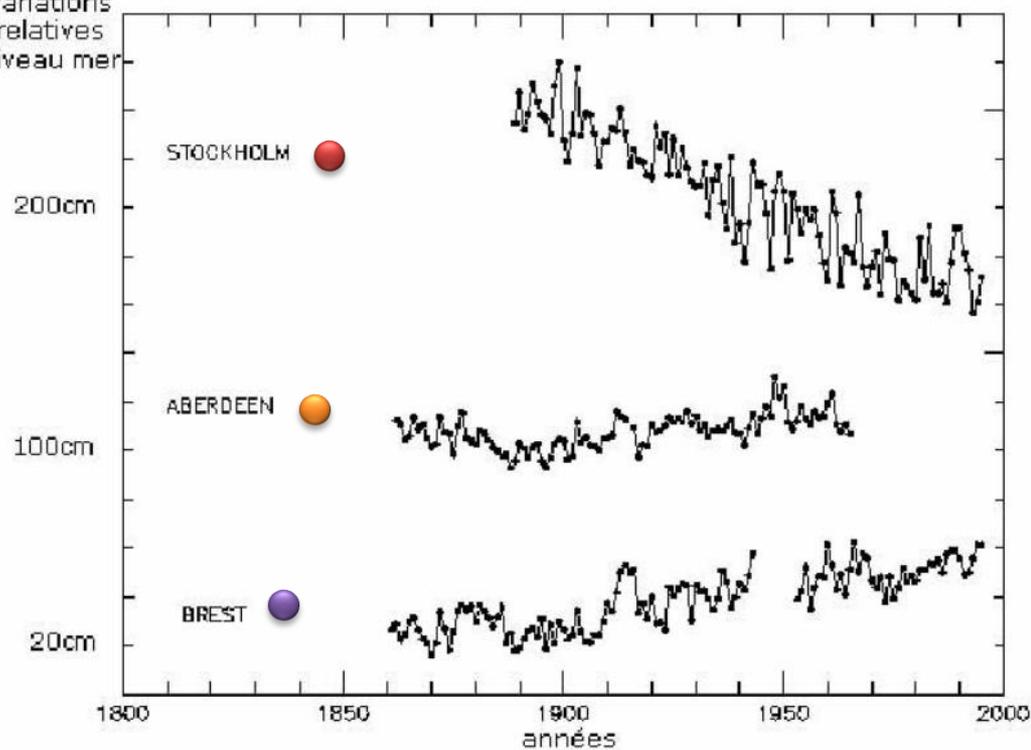
Le niveau marin relatif diminue bien à Stockholm , mais pas à Brest (France), ni à Aberdeen (Grande Bretagne)
→ Il faut donc une autre explication !

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



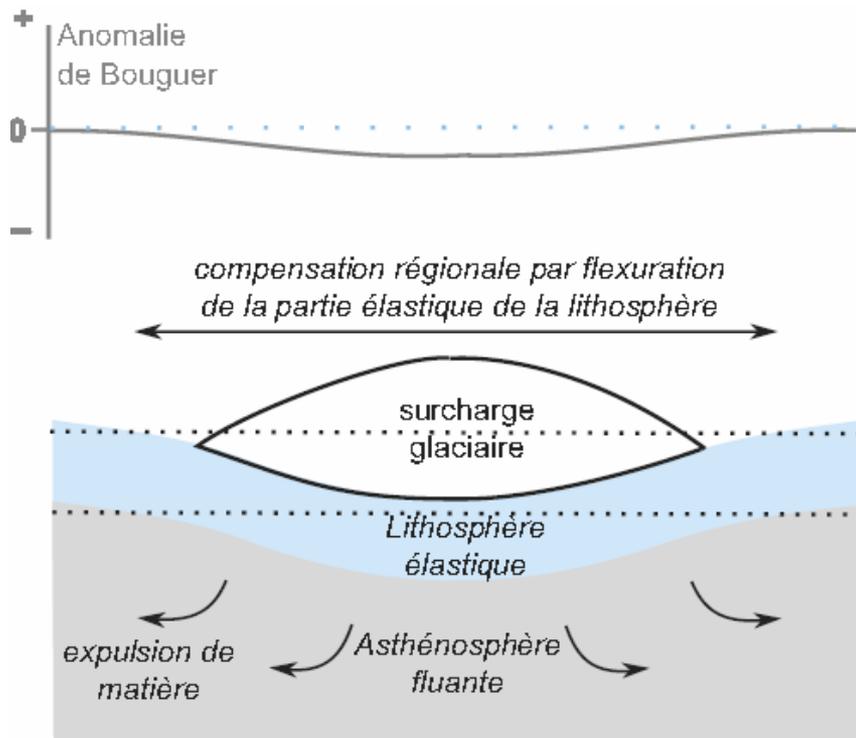
sources : Permanent Service for Mean Sea Level - United Kingdom

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

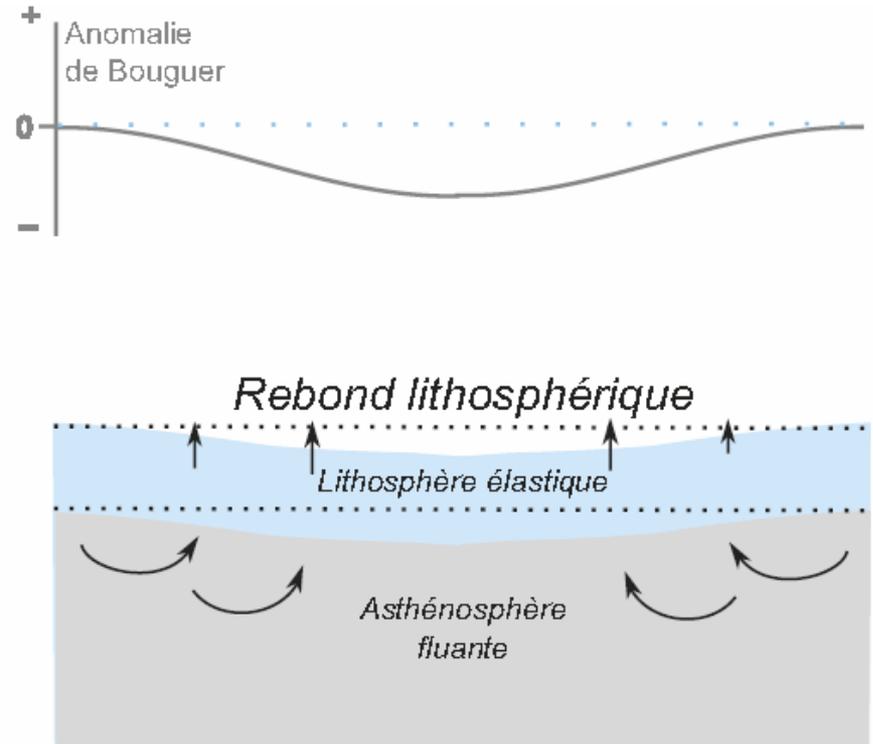
Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada

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.

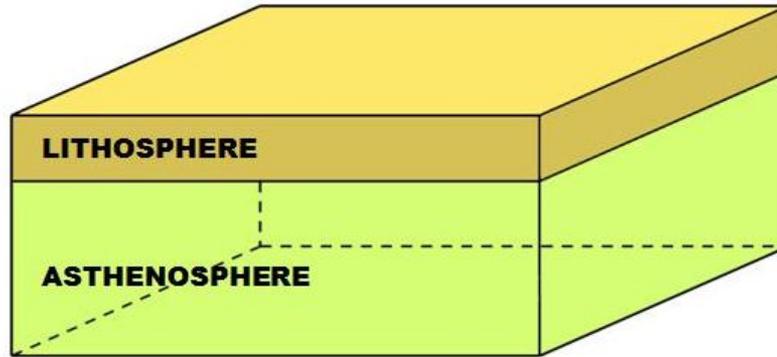


(1) : à 15 000 ans BP



(2) : à 10 000 ans BP

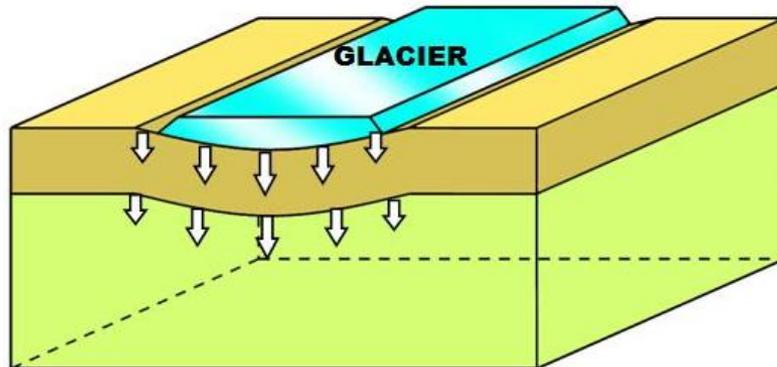
Exemple 1 : Conséquences de la fonte des glaces en Scandinavie ou au Canada



Etape 1

La lithosphère repose en équilibre sur l'asthénosphère.

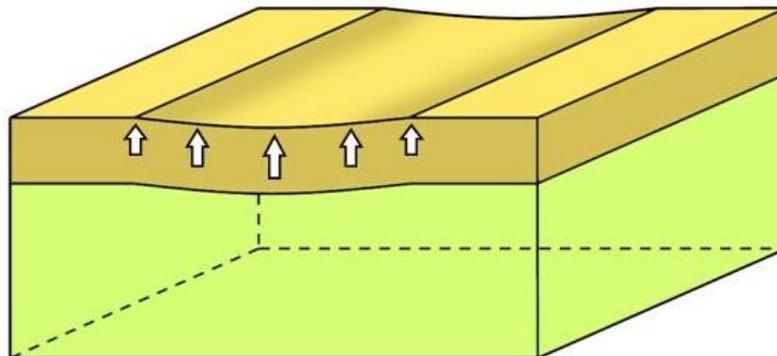
Cet état d'équilibre est nommé **isostasie**



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

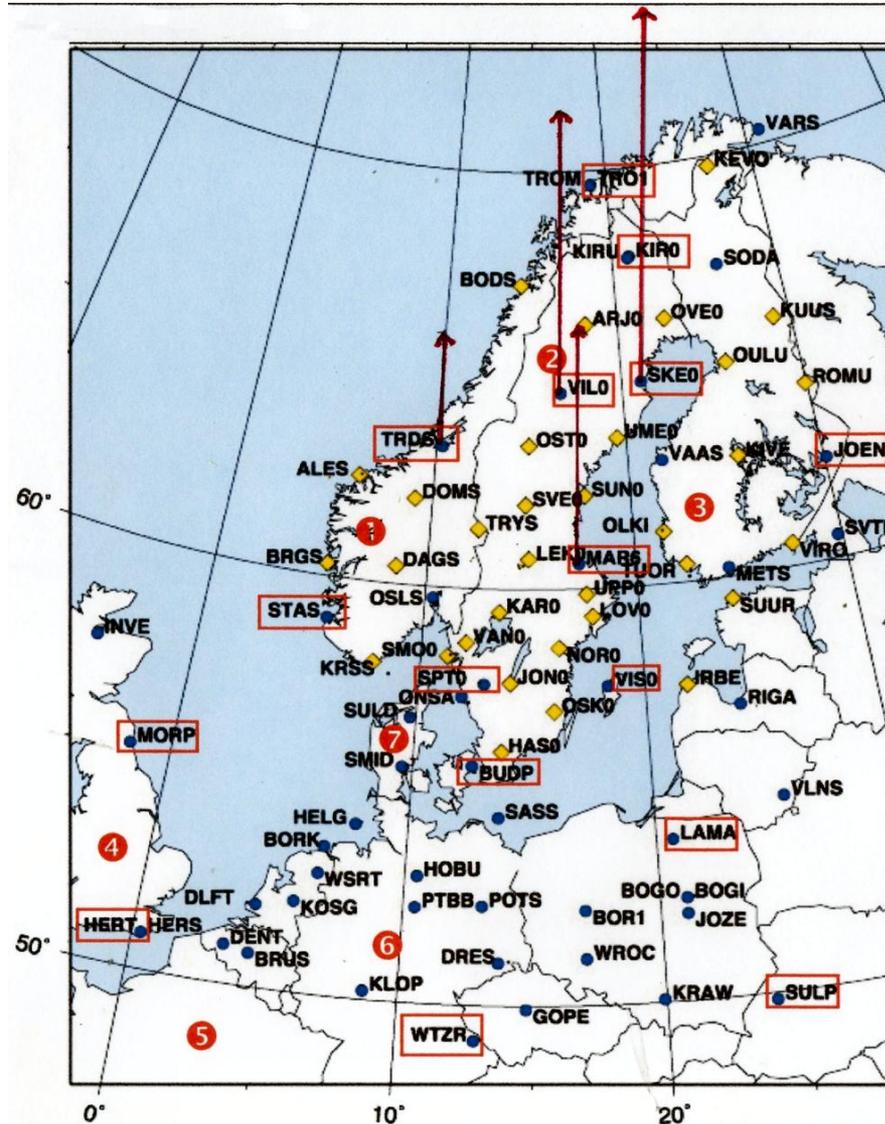
La **disparition** de la **surcharge** induit un **déséquilibre isostatique** dans les couches lithosphère–asthénosphère

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).

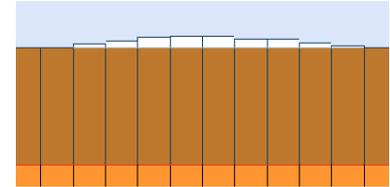
Il convient de noter toutefois que ce réajustement, qui est à présent pratiquement achevé peut être considéré comme **quasi instantané** à l'échelle des temps géologiques.

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.

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

Modélisation possible avec simulairy

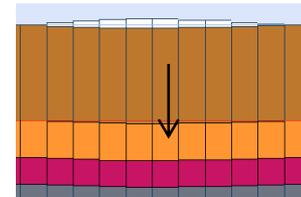
- Dans le menu « calculs » → « simuler une glaciation » puis dessiner à la souris la calotte de glace



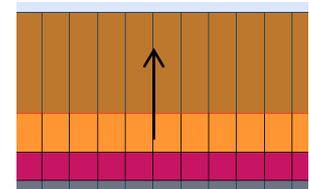
- Par survol de la souris au-dessus de la croûte, on peut vérifier dans le tableau de bord si on est à l'équilibre isostatique (vert) ou pas (rouge)

Tableau de bord	
Index N° 14	
-Altitude au curseur : -6455 m	
-Pression au curseur : 177.05 MPa	
Altitude :	809 m

-Réaliser un réajustement isostatique (cliquer sur « réajustement isostatique »). On remarque que la croûte s'enfonce sous le poids de la glace

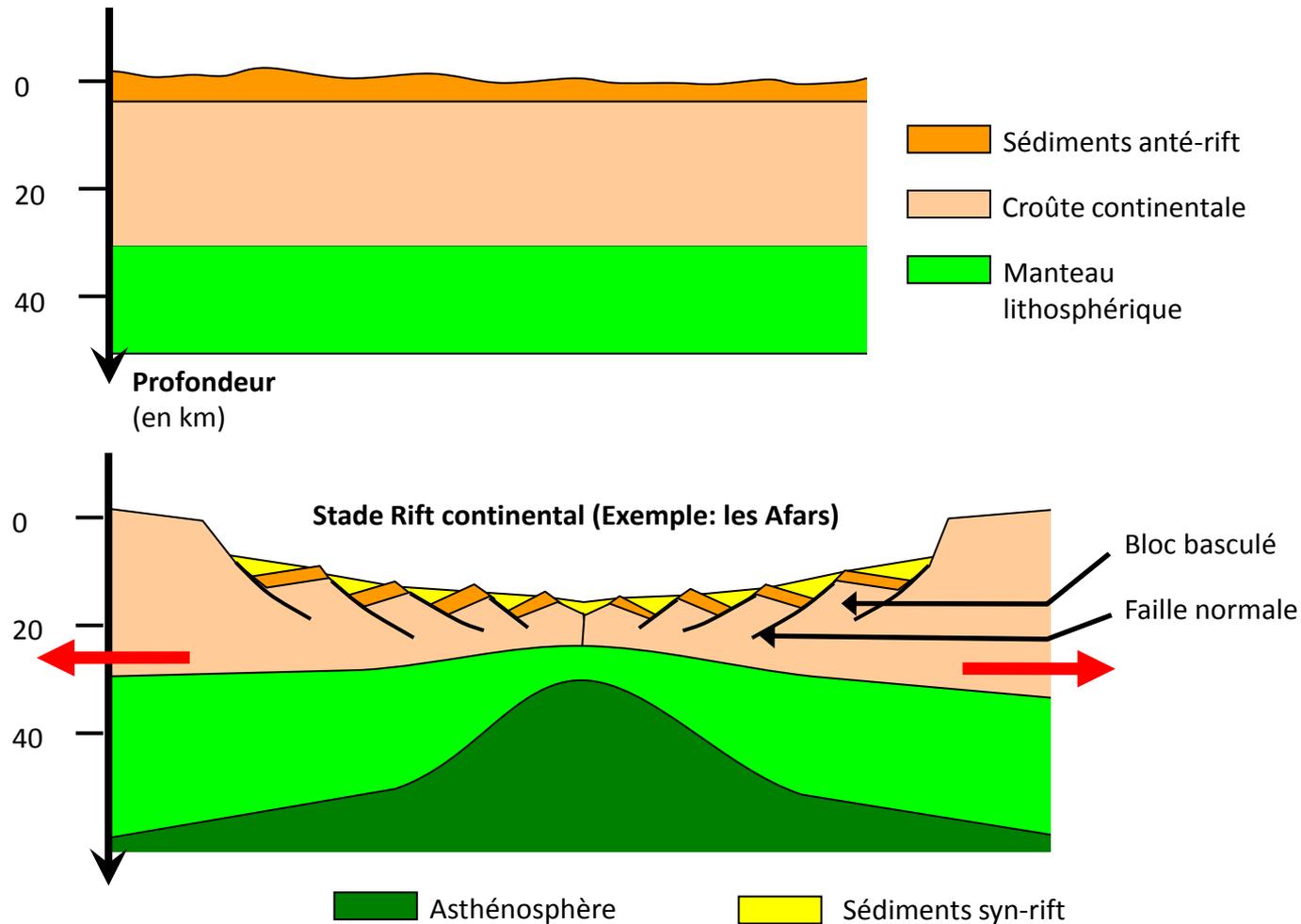


-Dans le menu « calcul » : choisir « simuler une fonte glaciaire » puis cliquer sur « réajustement isostatique »: la croûte se soulève par réajustement isostatique



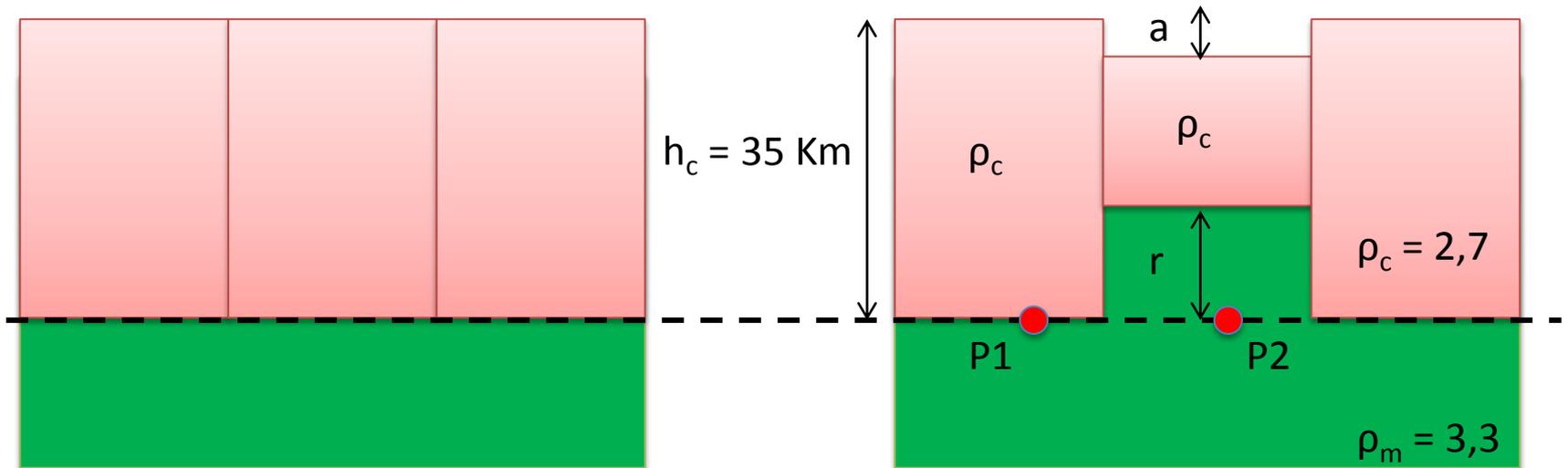
Exemple 2: Phénomène de subsidence dans un bassin sédimentaire

On appelle **subsidence** l'enfoncement autonome du socle d'un bassin sédimentaire, continental ou océanique, indépendamment de l'accumulation sédimentaire dont il est l'objet et qui ajoute bien sûr une contribution à cette dynamique verticale.



Exemple 2: Phénomène de subsidence dans un bassin sédimentaire

A l'équilibre isostatique, une **dépression topographique** (croûte en moins) est **compensée par une remontée du moho** (manteau en plus). Ainsi la croûte s'amincit forcément par le bas et par le haut.



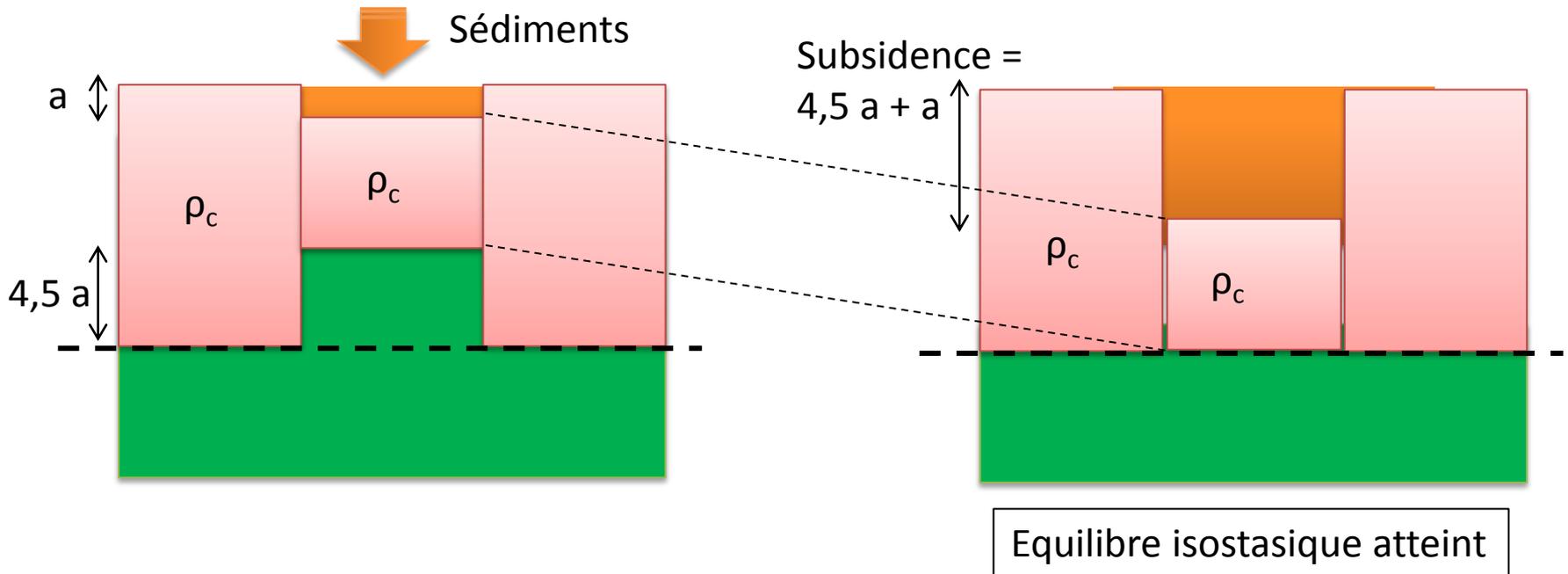
Les pressions en P1 et P2 étant identiques, on a : $\rho_c \cdot h = (\rho_m \cdot r) + (\rho_c \cdot (h_c - a - r))$
 $2,7 \cdot 35 = (3,3 \cdot r) + (2,7 \cdot (35 - a - r))$

Après simplifications, on a $r = 4,5 a$

Donc une dépression de (a) mètres fait remonter le moho de ($4,5 a$) mètres.

Exemple 2: Phénomène de subsidence dans un bassin sédimentaire

Lorsque des sédiments s'accumulent dans cette dépression, on assiste par **compensation isostatique** à un enfoncement progressif du fond du bassin et du moho jusqu'à ce que celui-ci atteigne sa profondeur normale.



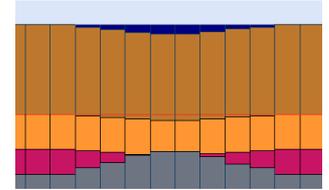
Les calculs montrent qu'à chaque fois qu'une cause quelconque (amincissement...) engendre une dépression topographique, la sédimentation multiplie par de 5,5 la profondeur initiale de la dépression une fois l'équilibre isostatique atteint.

Exemple 2: Phénomène de subsidence dans un bassin sédimentaire

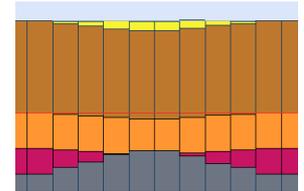
Modélisation possible avec simulairy

Modélisation du phénomène par simulairy

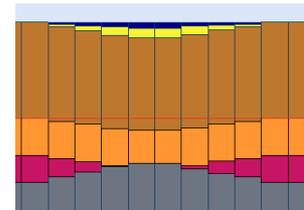
On dessine un profil de croute équilibrée avec une dépression topographique. On remarque que le moho remonte à l'aplomb de la dépression.



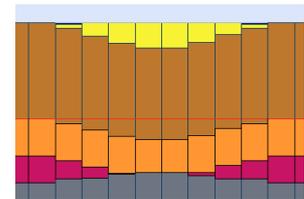
Dans calculs, choisir « simuler un dépôt sédimentaire » puis dessiner à la souris les sédiments jusqu'à ce que le bassin soit comblé.



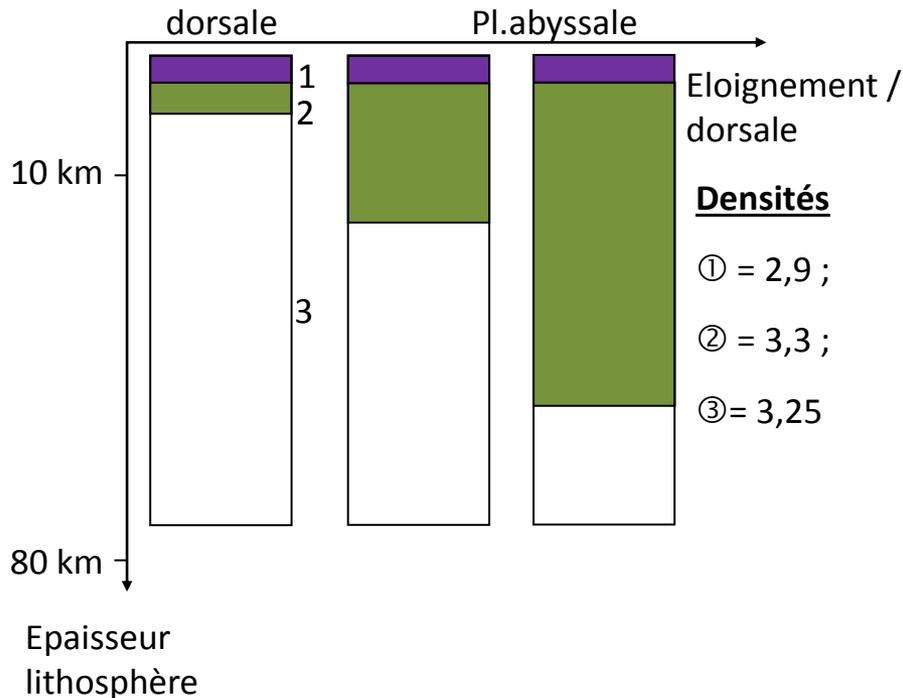
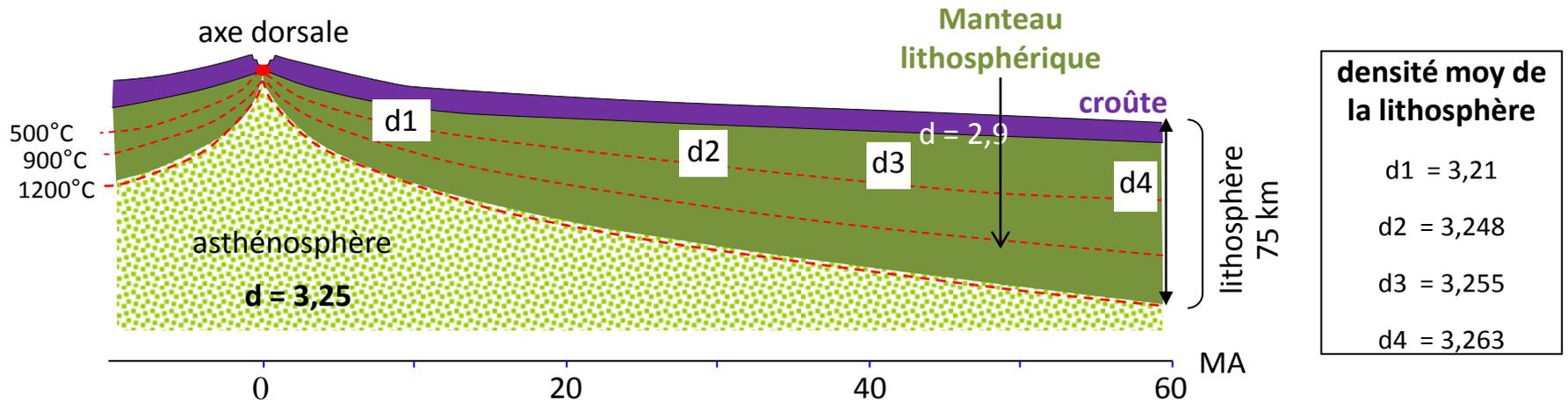
Cliquer sur « réajustement isostatique ». On voit le fond du bassin s'enfoncer, ainsi que le moho.



L'enfoncement permet d'ajouter des sédiments. On peut recommencer les étapes « dépôt sédimentaire » puis « réajustement isostatique » jusqu'à retrouver une profondeur quasi-normale du moho.



Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques



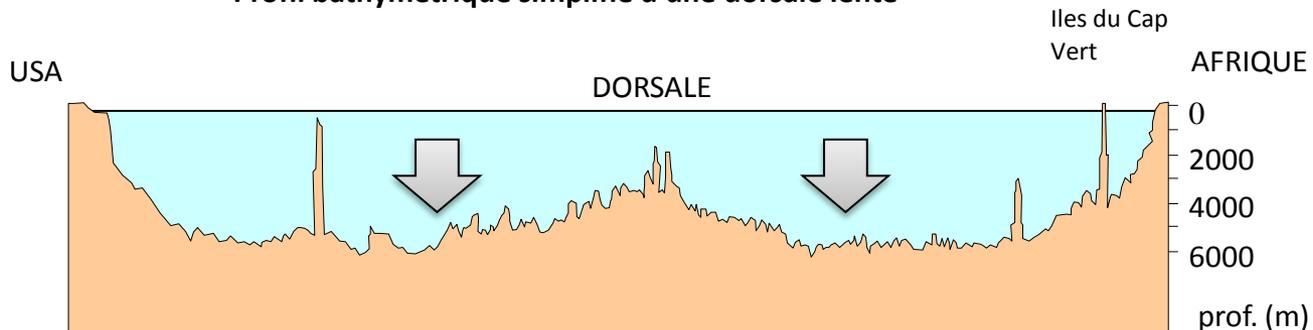
Lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale, la **lithosphère** océanique qui y est créée se refroidit et voit sa densité augmenter, principalement du fait de l'épaississement de son **manteau supérieur** au détriment de l'**asthénosphère**.

Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques

Ceci anime une **subsidence thermique** de la lithosphère océanique au regard de l'asthénosphère qui explique, puisqu'elle n'est pas entièrement absorbée par le remplissage sédimentaire, l'augmentation de profondeur du plancher océanique des flancs de la dorsale aux plaines abyssales.

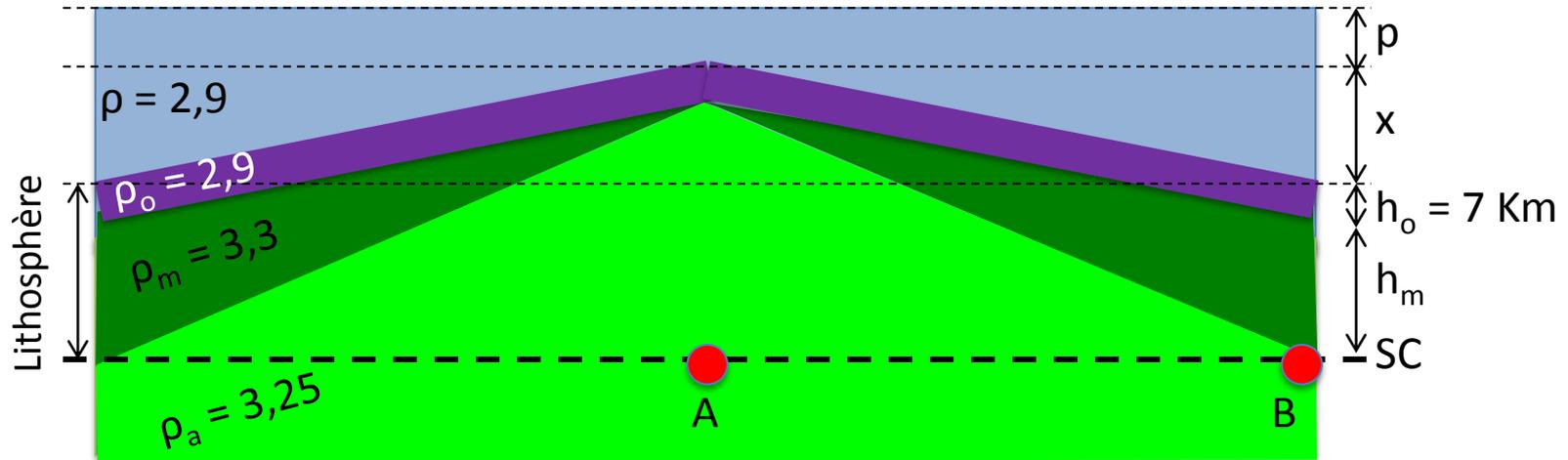


Profil bathymétrique simplifié d'une dorsale lente



Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques

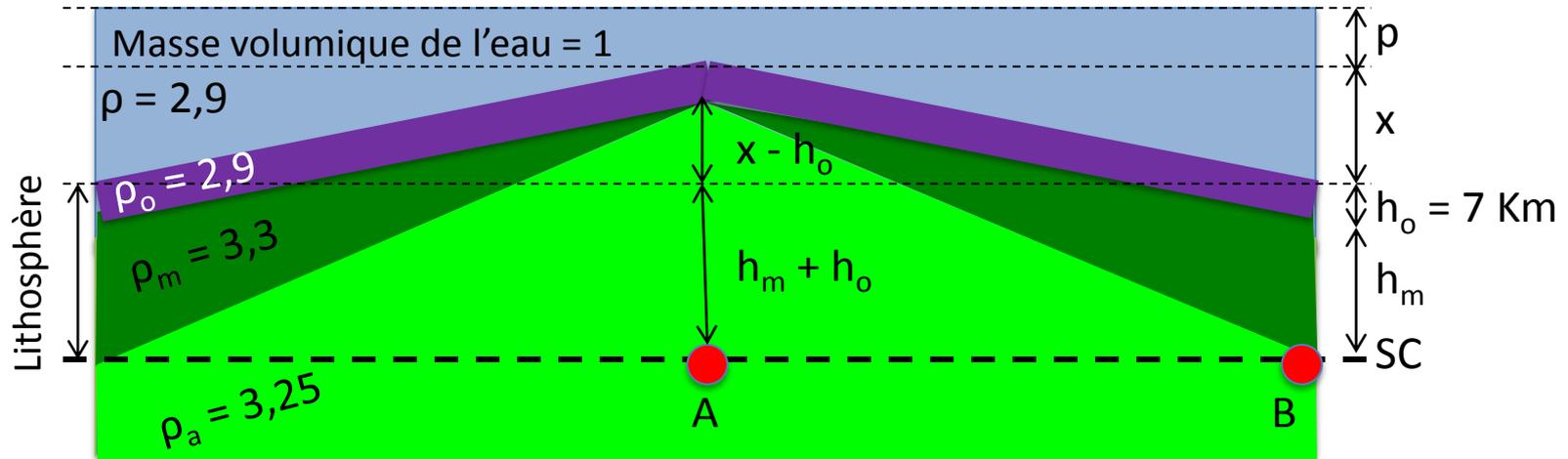
Voyons comment on peut **quantifier** cette subsidence en appliquant le principe de l'équilibre hydrostatique:



On a: $P_B = P_A$

Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques

Voyons comment on peut **quantifier** cette subsidence en appliquant le principe de l'équilibre hydrostatique:

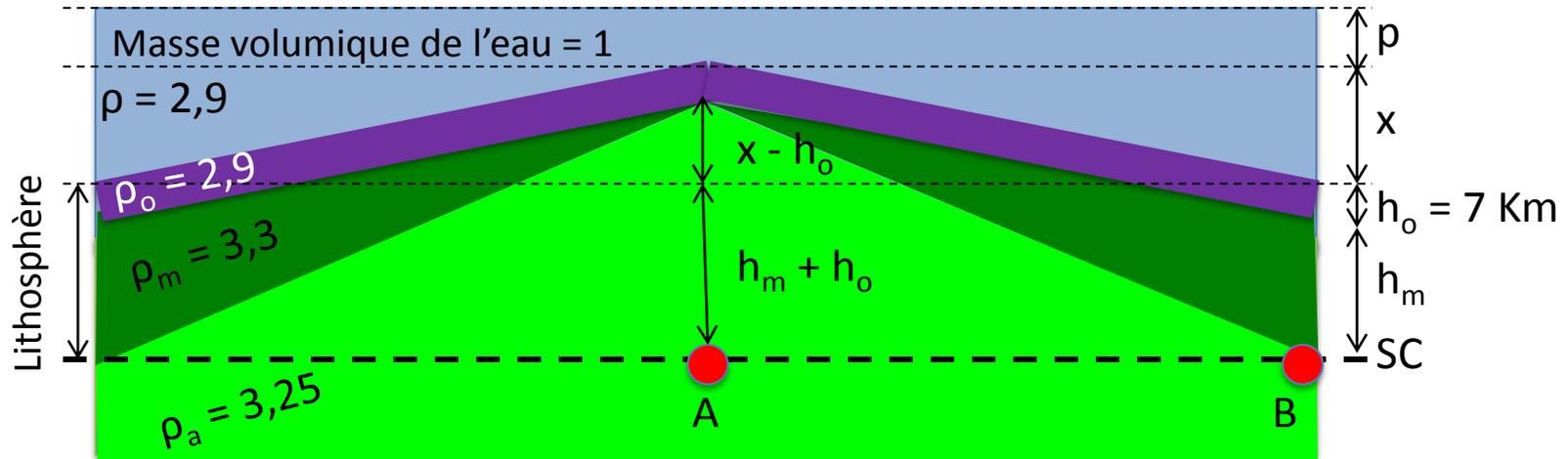


On a: $P_B = P_A$

$$(1 \cdot p) + (1 \cdot x) + (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_m \cdot h_m) = (1 \cdot p) + (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_a \cdot (x - h_o)) + (\rho_a \cdot (h_m + h_o))$$

Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques

Voyons comment on peut **quantifier** cette subsidence en appliquant le principe de l'équilibre hydrostatique:

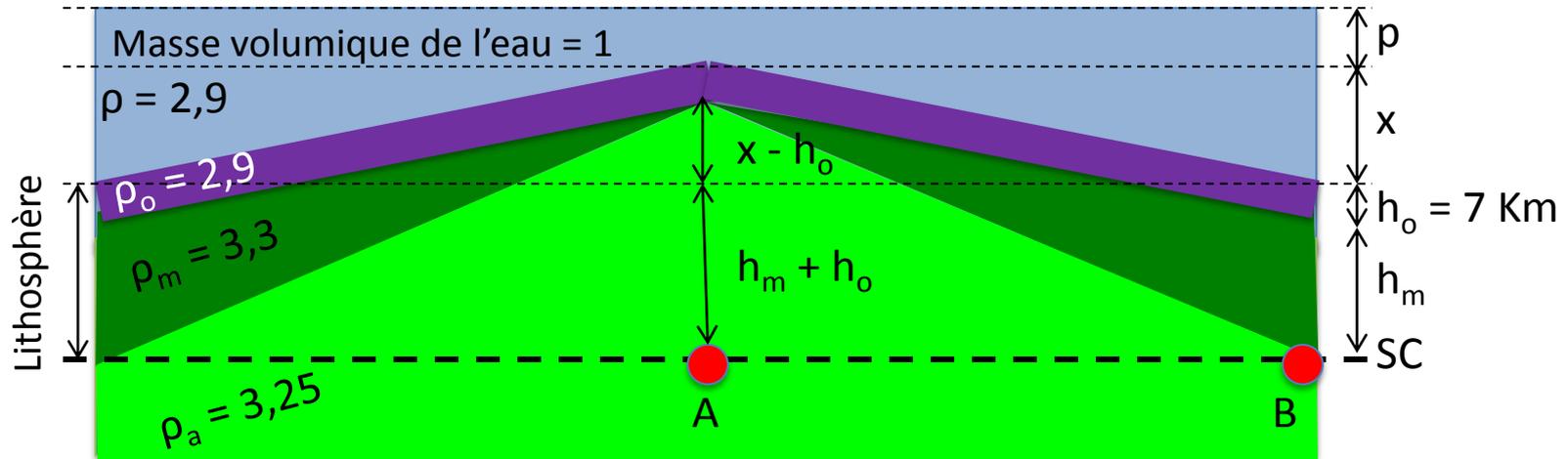


On a: $P_B = P_A$

$$(\cancel{1} \cdot \cancel{p}) + (\cancel{1} \cdot \cancel{x}) + (\cancel{\rho_o} \cdot h_o) + (\rho_m \cdot h_m) = (\cancel{1} \cdot \cancel{p}) + (\cancel{\rho_o} \cdot h_o) + (\rho_a \cdot (x - h_o)) + (\rho_a \cdot (h_m + h_o))$$

Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques

Voyons comment on peut **quantifier** cette subsidence en appliquant le principe de l'équilibre hydrostatique:



On a: $P_B = P_A$

$$(1 \cdot p) + (1 \cdot x) + (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_m \cdot h_m) = (1 \cdot p) + (\rho_o \cdot h_o) + (\rho_a \cdot (x - h_o)) + (\rho_a \cdot (h_m + h_o))$$

$$(1 \cdot x) + (\rho_m \cdot h_m) = (\rho_a \cdot (x - h_o)) + (\rho_a \cdot (h_m + h_o))$$

$$(1 \cdot x) + (3,3 \cdot h_m) = (3,25 \cdot (x - 7)) + (3,25 \cdot (h_m + 7))$$

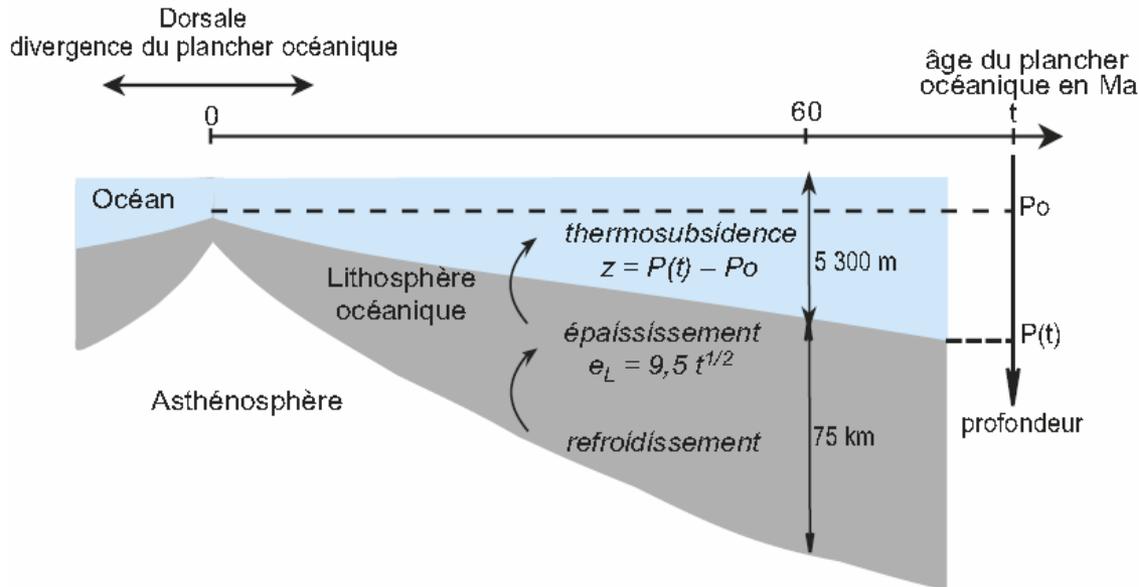
Après simplification, on trouve: $x = h_m / 45$

Ce qui revient à dire qu'un amincissement du manteau lithosphérique de (h_m) Km fait remonter la surface de ($h_m / 45$) Km (raisonnement inverse pour un épaissement)

→ Une lithosphère épaisse de 75 Km ($= h_m + 7$) serait donc dominée par les dorsales de $(75 - 7)/45 = 1,5 \text{ Km}$

Exemple 3: Thermosubsidence des planchers océaniques

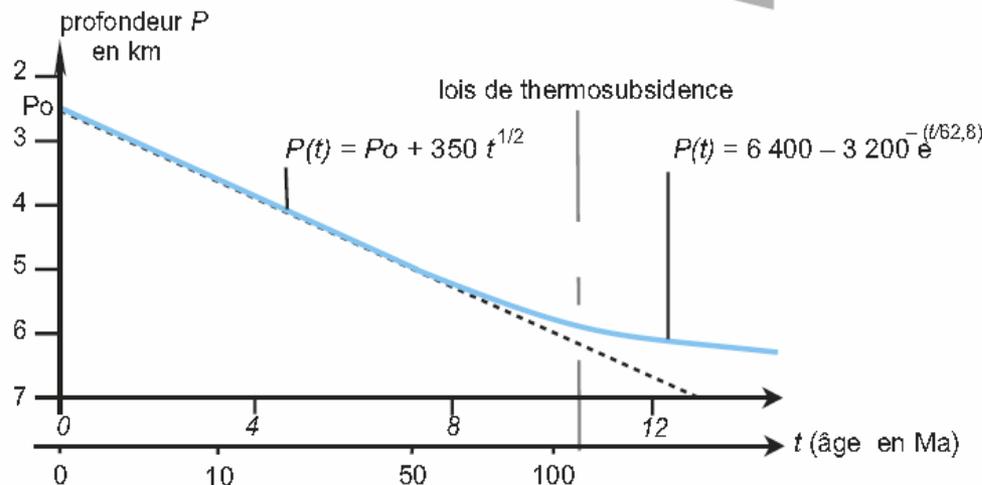
On peut également quantifier cette subsidence en fonction de l'âge du plancher océanique (ou son éloignement de l'axe de la dorsale)



La courbe de thermosubsidence du plancher océanique a été établie à partir des mesures réalisées au cours de campagnes sismiques et de forages.

– pour des âges inférieurs à 100 Ma,
 $P(t) = P_0 + 350 t^{1/2}$,
 P_0 : profondeur de l'axe de la dorsale émettrice du plancher (actuellement la profondeur moyenne est de 2 500 m)
 t : âge du plancher en Ma ;

– pour des âges supérieurs à 100 Ma,
 $P(t) = 6\,400 - 3\,200 e^{-(t/62,8)}$



Calcul de l'épaisseur lithosphérique :

$$e_L = 9,5.t^{1/2}$$

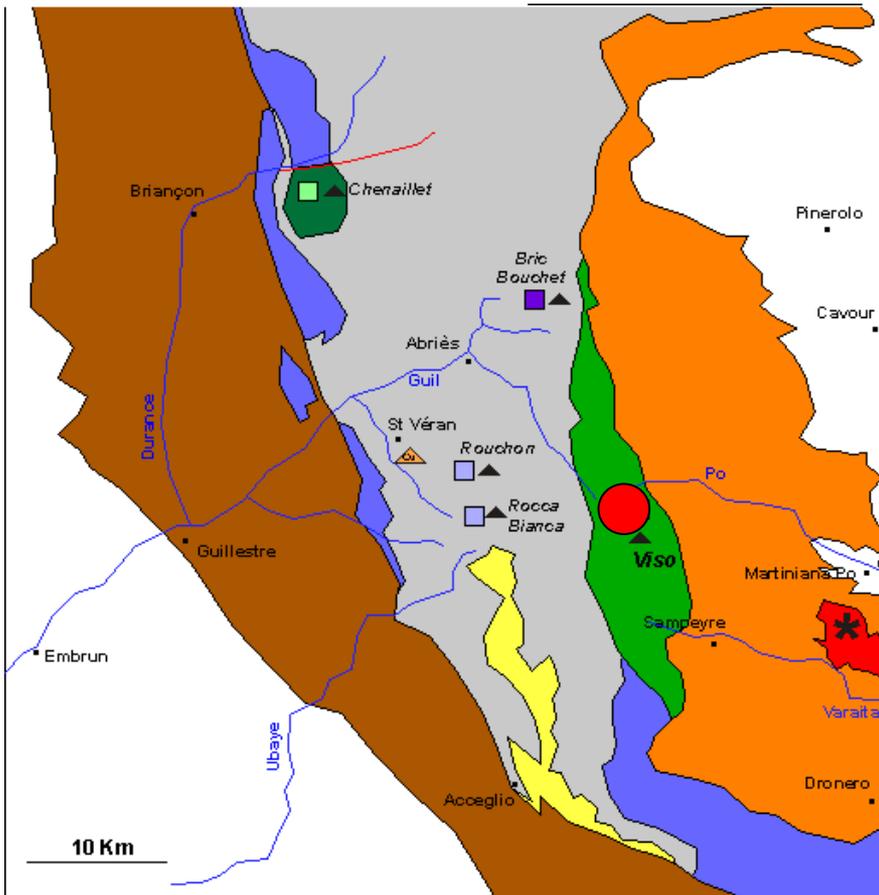
t : âge de la lithosphère océanique en Ma

e_L l'épaisseur en km ;

Cette loi est applicable dès que $t > 1$ Ma

Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Prenons l'exemple des **roches métamorphiques HP BT** dans les Alpes Franco-Italiennes

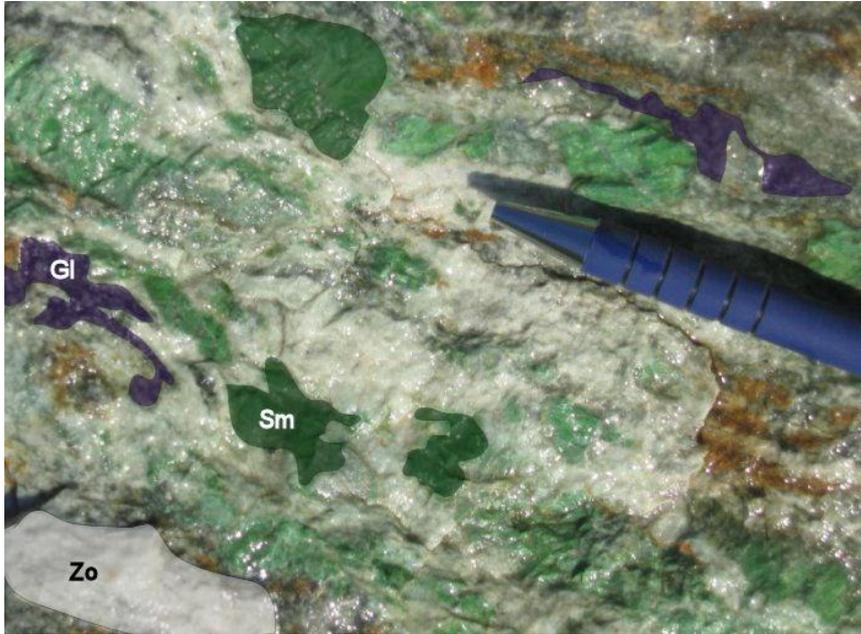


Exemple: Eclogites du Mont Viso

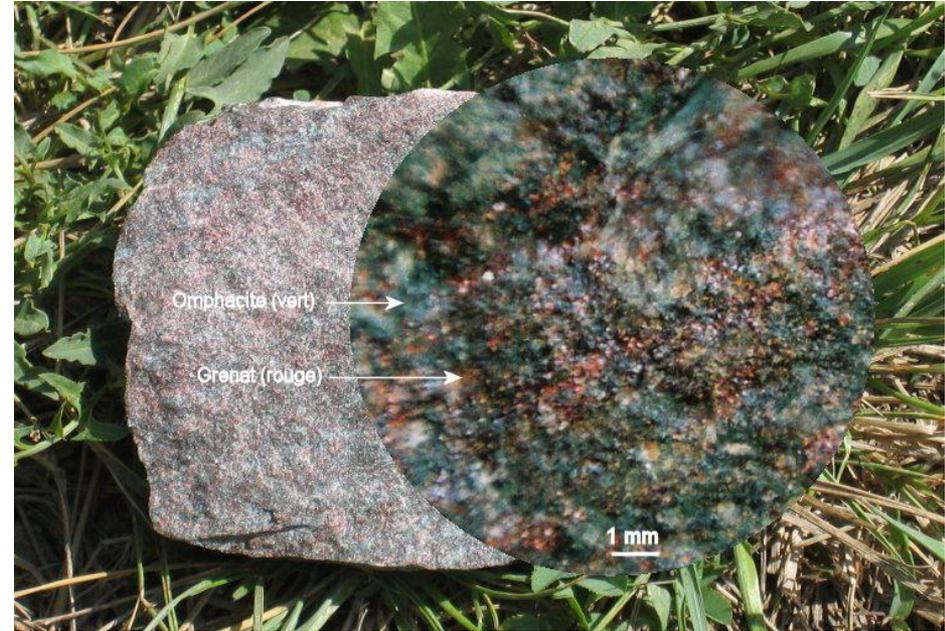


Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Prenons l'exemple des **roches métamorphiques HP BT** dans les Alpes Franco-Italiennes



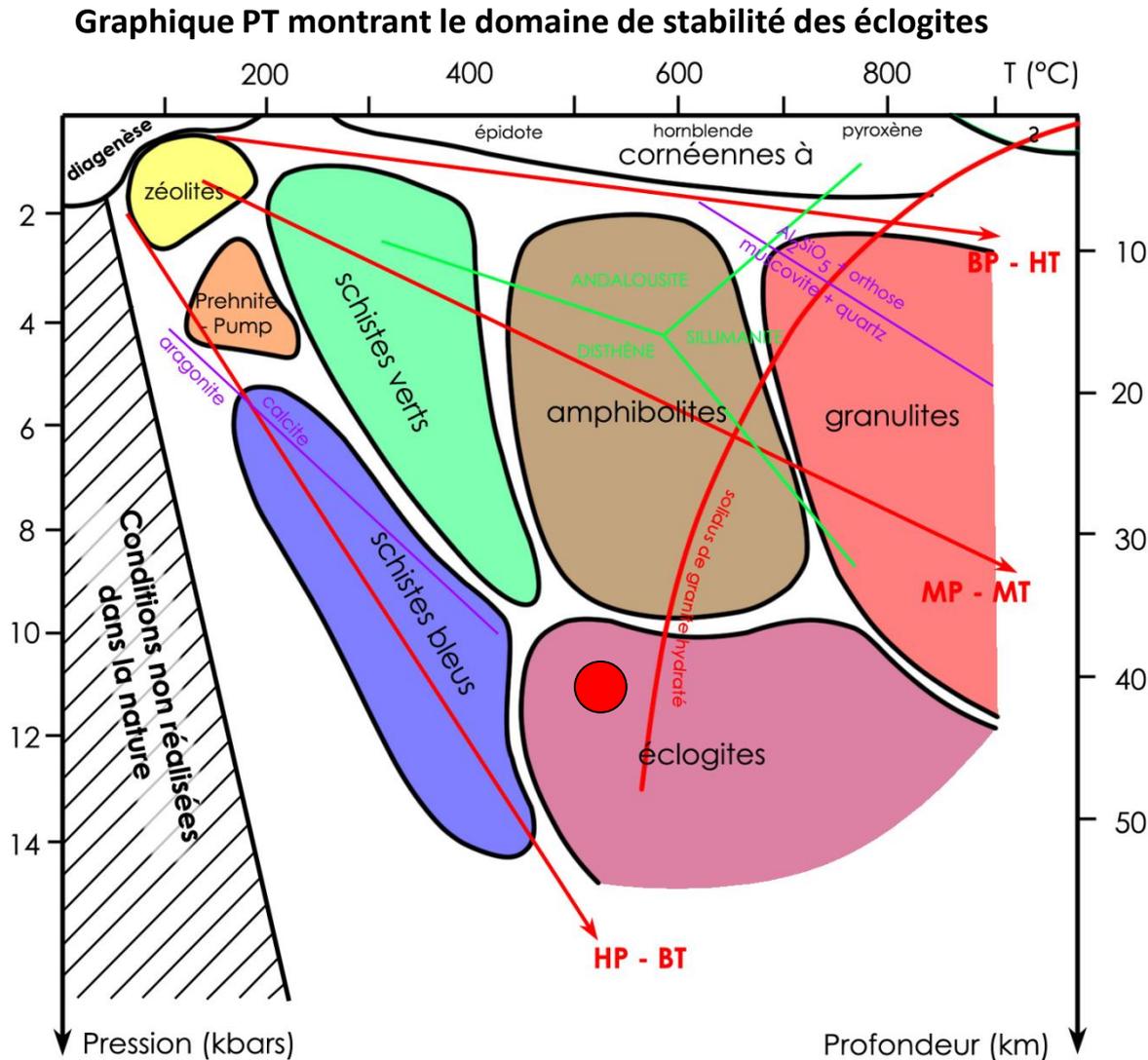
Métagabbro à smaragdite
(proche jadéite)



Eclogite à grenat et omphacite
(proche jadéite)

-Datation absolue éclogites Viso = autour de **50 MA**

Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur



-Minéraux : jadéite, grenats = stables au-delà de 40 Km de profondeur

Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Pour que de telles roches affleurent en surface, il faudrait éroder au minimum 40 Km de roches en 50 MA !!!

Est-ce que cela est possible ?



Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

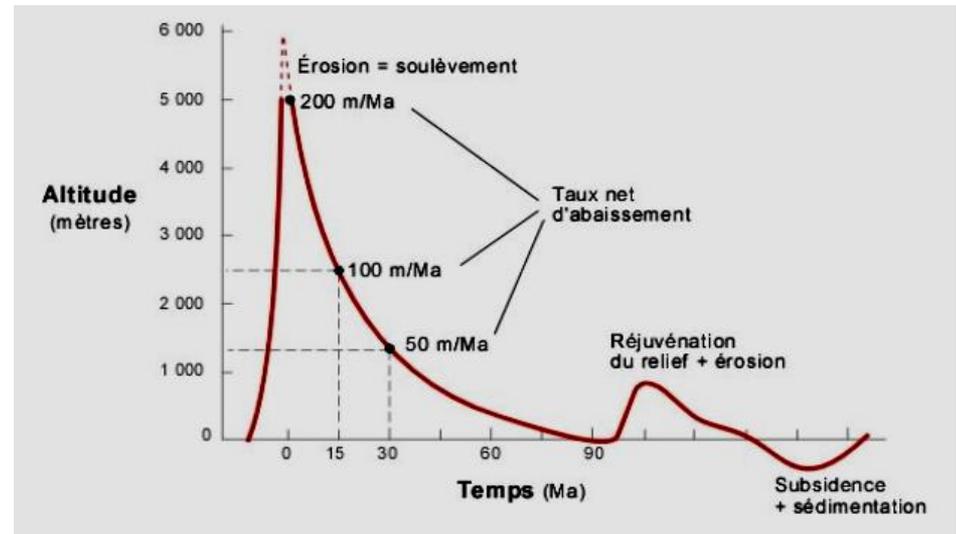
Pour que de telles roches affleurent en surface, il faudrait éroder au minimum 40 Km de roches en 50 MA !!!

Est-ce que cela est possible ?



Combien faut-il de temps (géologique) pour effacer un relief montagneux?

L'étude comparative des volumes de sédiments dans les bassins océaniques issus de l'érosion de diverses chaînes de montagnes anciennes et des volumes restants des chaînes a permis d'en arriver à une certaine approximation exprimée par cette courbe.



Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

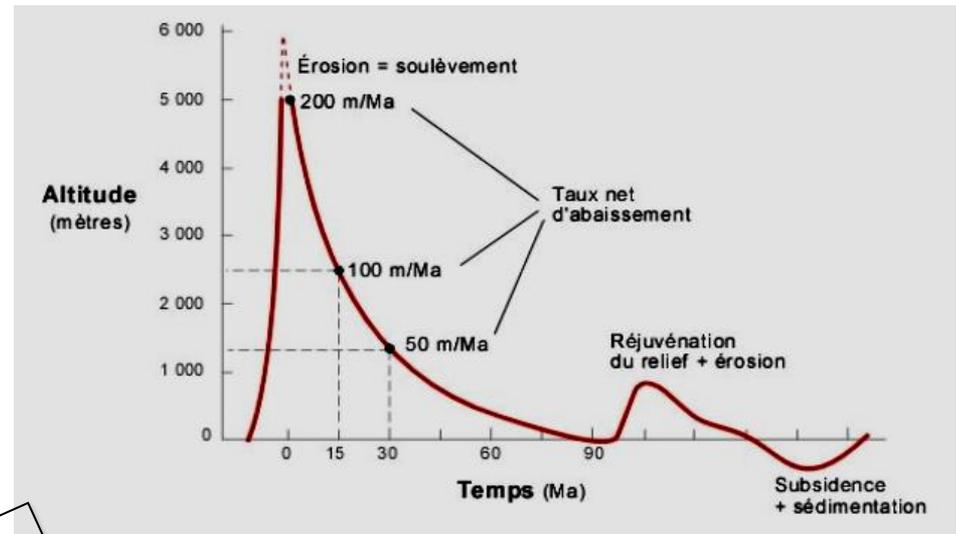
Pour que de telles roches affleurent en surface, il faudrait éroder au minimum 40 Km de roches en 50 MA !!!

Est-ce que cela est possible ?



Combien faut-il de temps (géologique) pour effacer un relief montagneux?

L'étude comparative des volumes de sédiments dans les bassins océaniques issus de l'érosion de diverses chaînes de montagnes anciennes et des volumes restants des chaînes a permis d'en arriver à une certaine approximation exprimée par cette courbe.

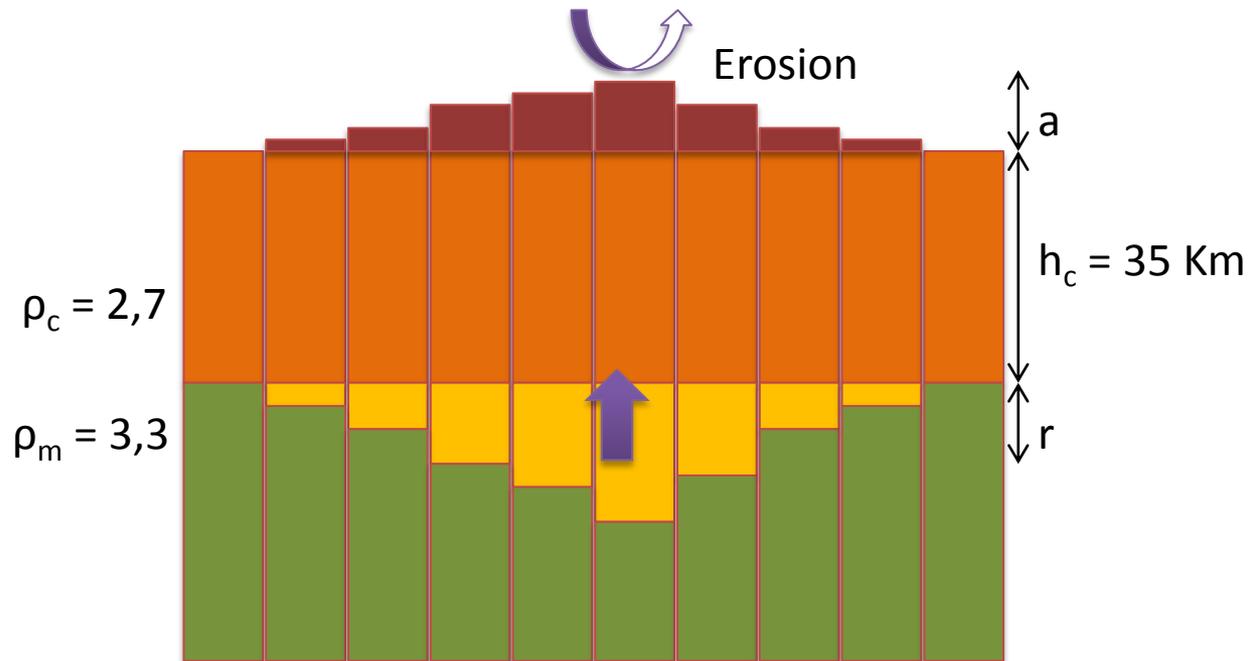


→ S'il faut **90 MA** pour éroder entièrement une montagne de **5 km**, il est inconcevable d'éroder **40 Km** de roches en **50 MA** !!!



Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

On peut, par modélisation, étudier comment l'érosion couplée à réajustement isostatique contribue à l'exhumation de roches profondes.



D'après les calculs précédents : $r = 2,7 a / 0,6$

Ce qui revient à dire que 200 m d'érosion en surface fait remonter du matériel crustal profond de 800 m environ.

... Mais cela suffit-il ?

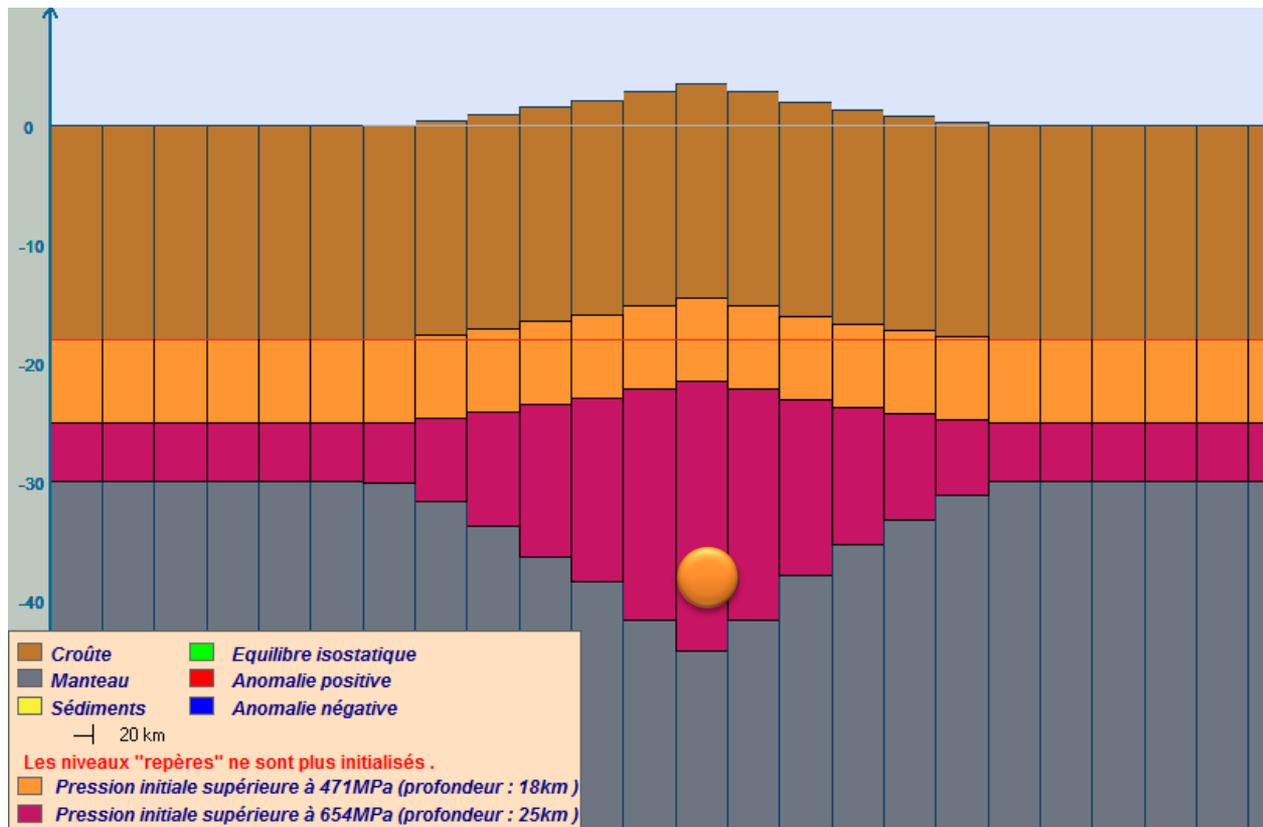
Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Modélisation possible avec simulairy

Avec simulairy, on dessine une croûte équilibrée épaissie.

Altitude maxi = 4000 m environs

On repère le niveau de stabilité des éclogites (40 Km de profondeur) 

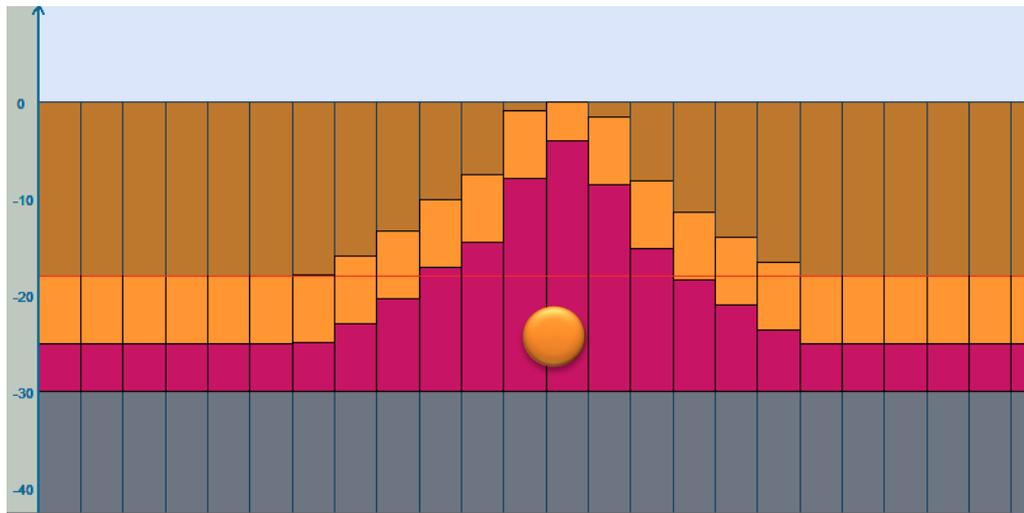


Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Dans le menu « calculs », on simule l'érosion avec compensation isostatique.

Résultats:

Le processus a exhumé les roches situées initialement à 20 Km de profondeur, mais c'est insuffisant pour des roches situées à 40 Km !



Par ailleurs, le logiciel indique en fin d'animation que 88 MA sont nécessaires pour l'érosion totale du massif !!!
Or les éclogites sont plus jeunes (50 MA)



Conclusion:

Le processus d'érosion, même couplé à un réajustement isostatique, ne peut expliquer seul l'exhumation des roches HP BT alpines !!!

Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

On peut cependant trouver sur le terrain des indicateurs minéralogiques confirmant l'hypothèse d'une « remontée » de roches d'origine profonde (rétrométamorphisme)

Eclogite du Passo Gallarino (Viso)

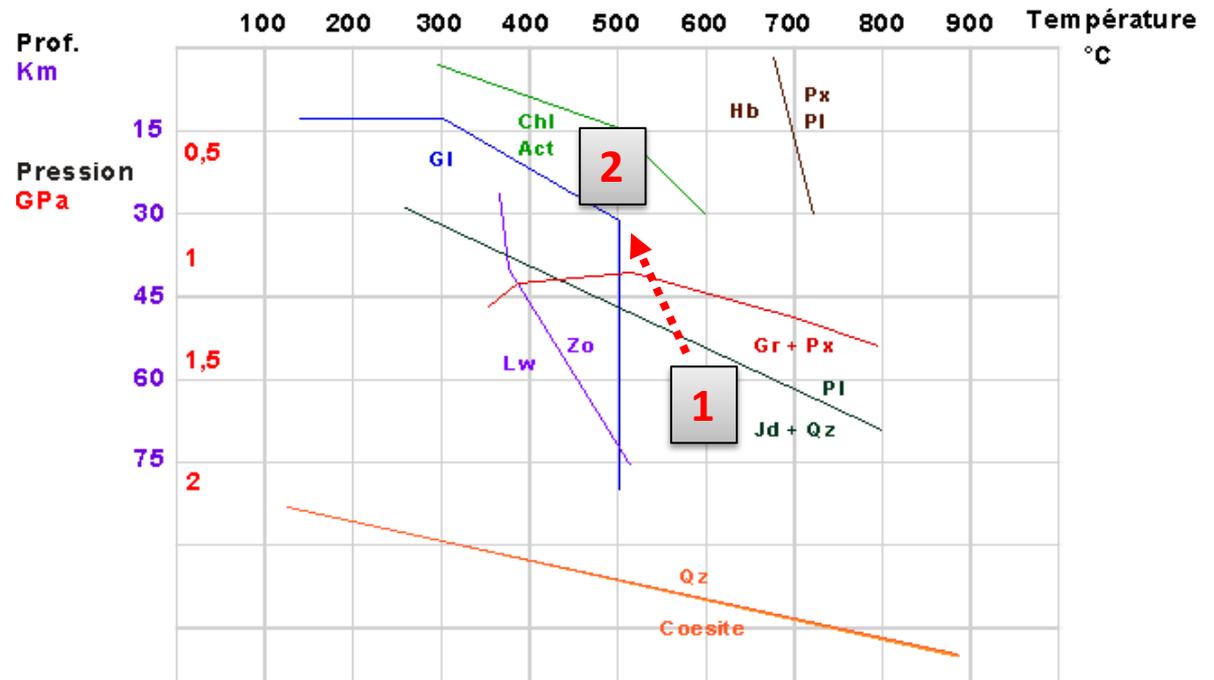


1 : Grenat

2 : Actinote, Chlorite

Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

On peut alors rechercher sur le terrain des indicateurs minéralogiques confirmant l'hypothèse d'une « remontée » de roches d'origine profonde (rétrométamorphisme)



La disposition en auréole de minéraux typique du domaine des **schistes verts** autour des grenats (domaine des **éclogites**) est compatible avec l'hypothèse d'une remontée **lente** de matériaux profonds.

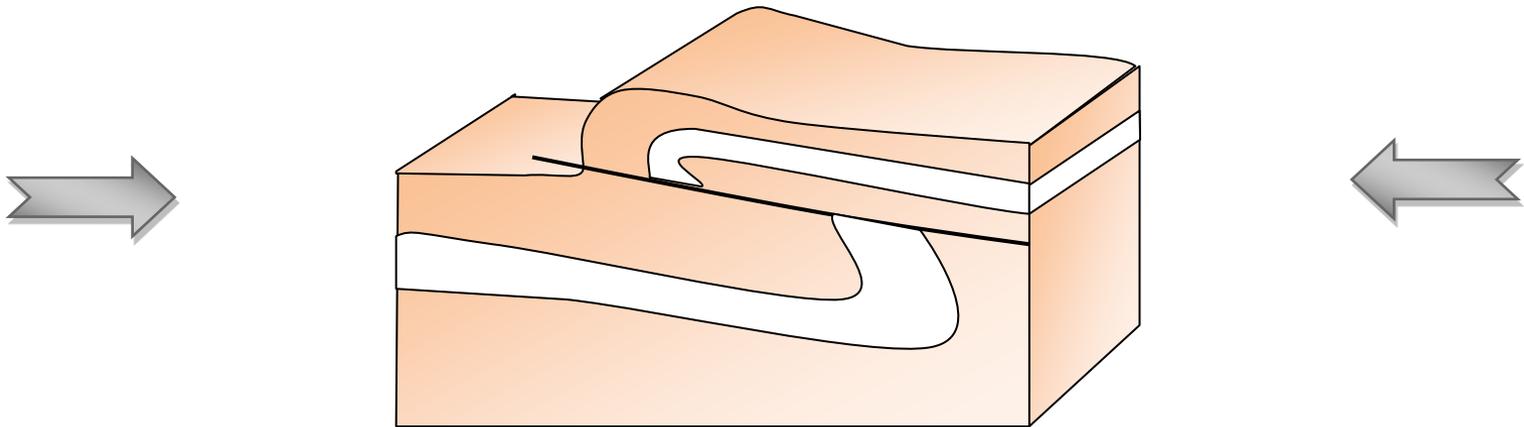
Ce cas de « rétro-métamorphisme » n'est pas exceptionnel dans le massif alpin

Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Des phénomènes tectoniques peuvent aussi favoriser l'exhumation des roches formées en profondeur (Cas des Alpes)

Dans les chaînes de montagne, on vient de voir que l'érosion joue un rôle mineur dans l'exhumation des roches profondes.

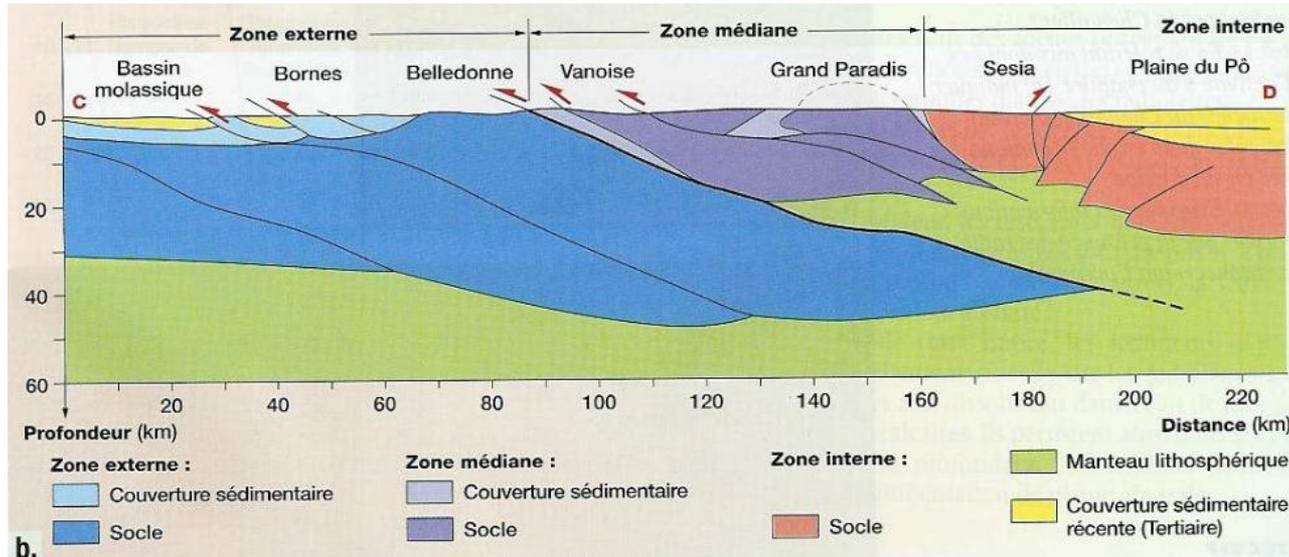
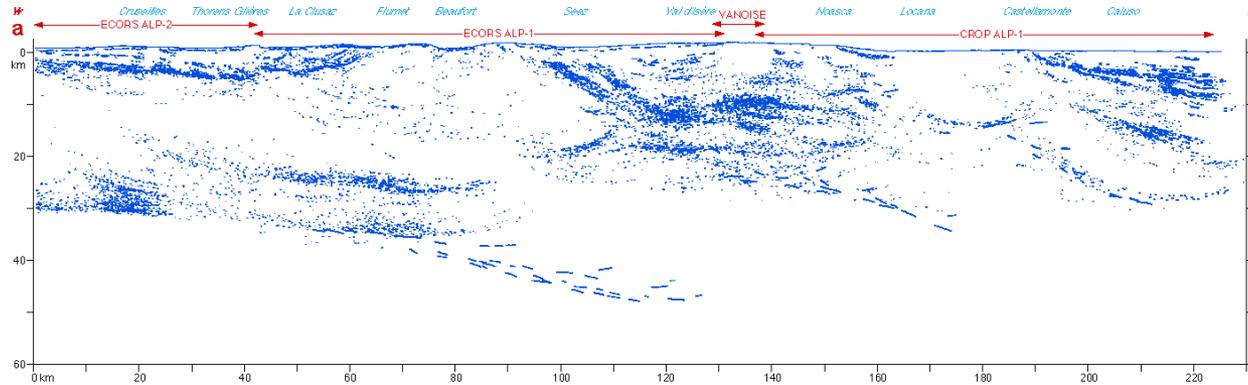
Par contre, les grands chevauchements peuvent ramener des roches profondes sur des roches plus superficielles.



Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Le profil sismique ECORS révèle la structure de la chaîne en « écaillés » superposés, correspondant à diverses unités qui se chevauchent les unes sur les autres

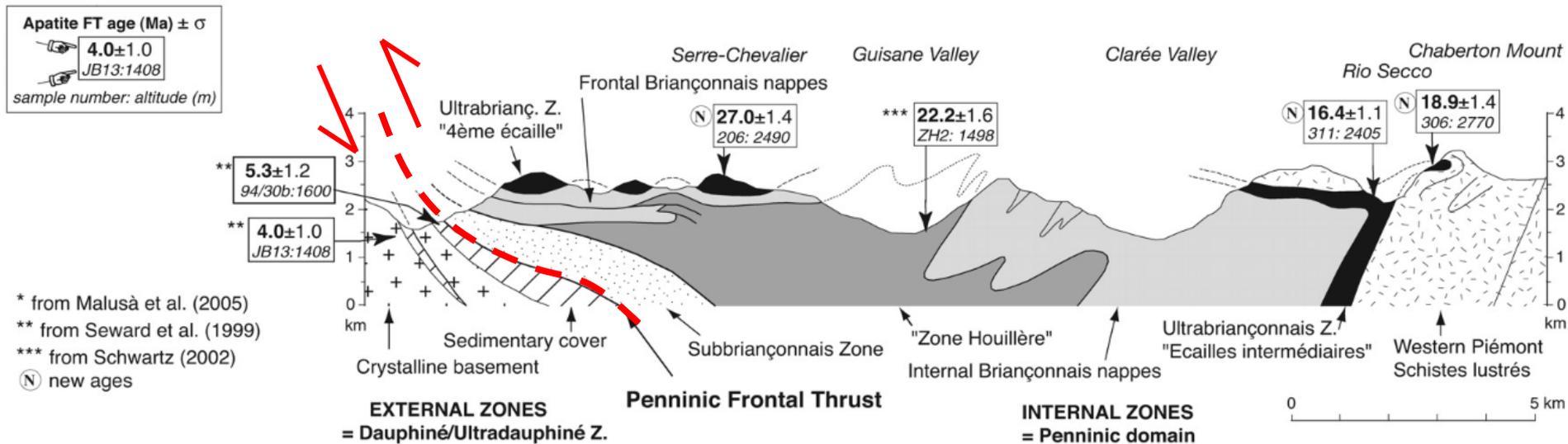
THE ECORS-CROP ALP DEEP SEISMIC TRAVERSE



Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

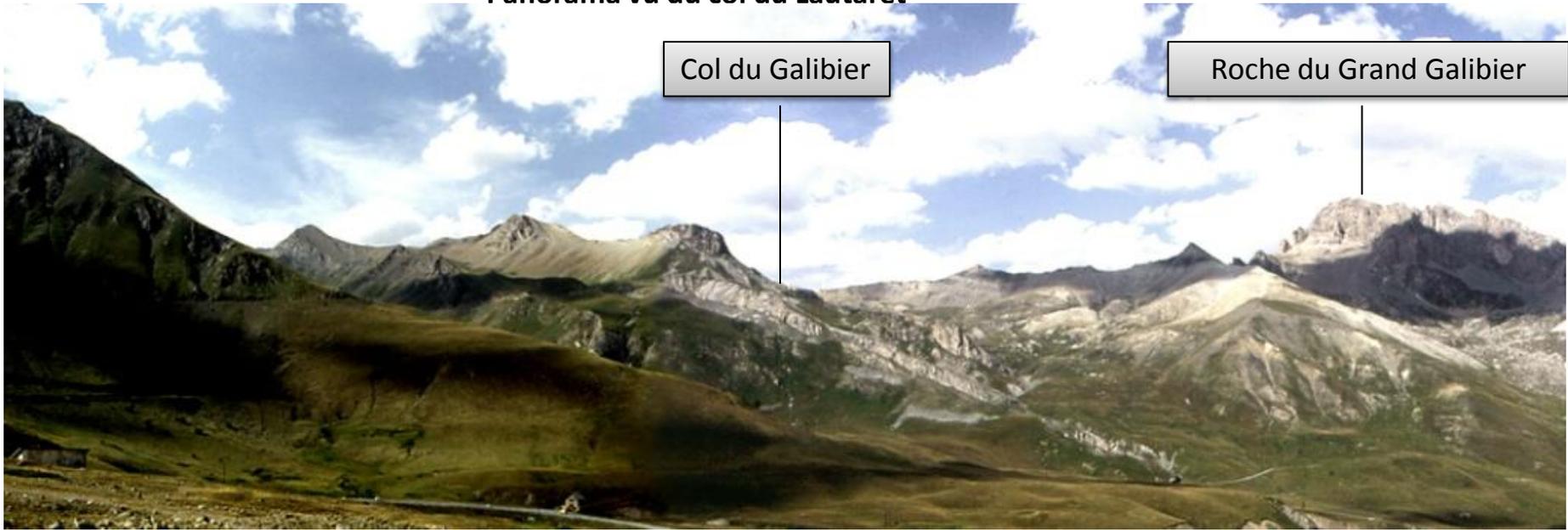
Exemple de chevauchement:

-**Front pennique** qui pose les roches métamorphiques du Briançonnais sur les roches moins métamorphiques du Dauphiné. Les chiffres indiquent des âges absolus.



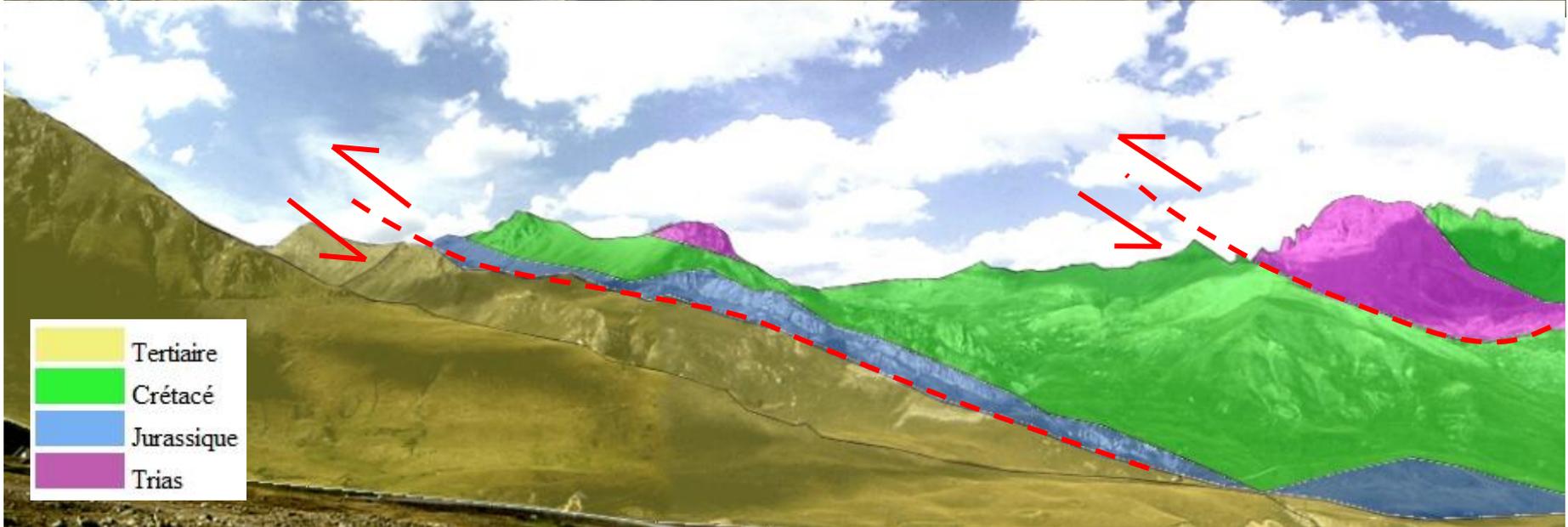
Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Panorama vu du col du Lautaret

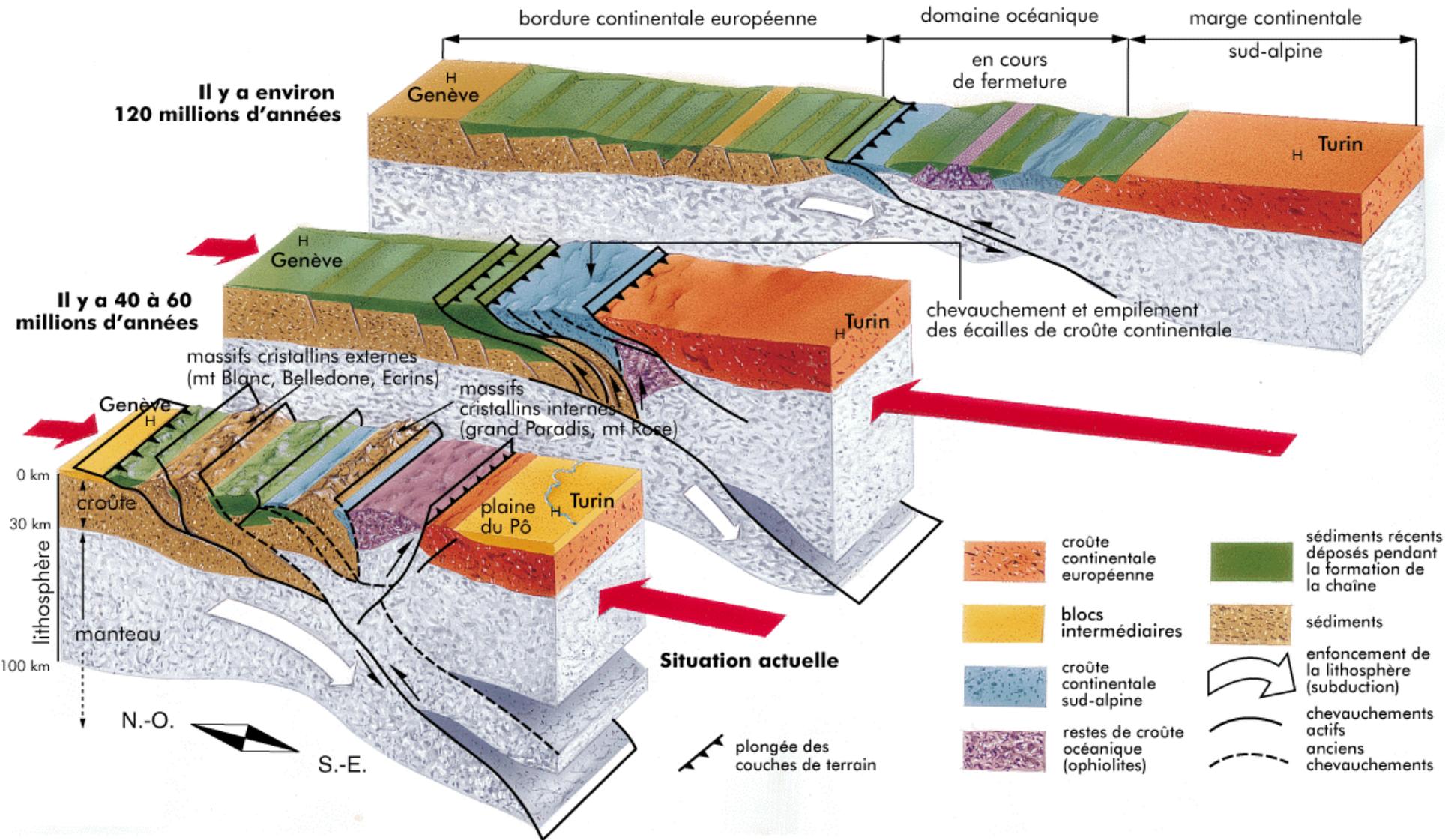


Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur

Panorama vu du col du Lautaret



Exemple 4: Expliquer l'affleurement de roches formées en profondeur



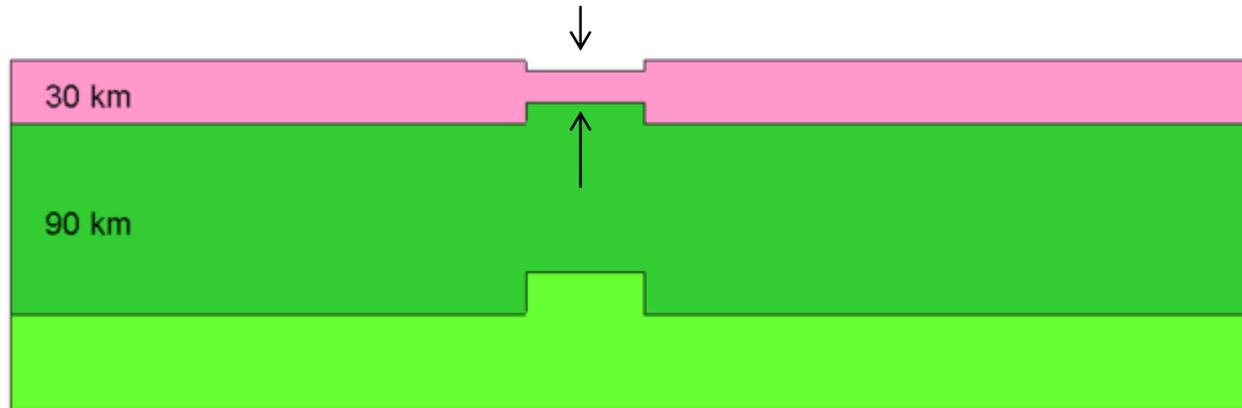
Ainsi les chevauchements épaississent la croûte tout en favorisant la remontée de matériaux profonds.

Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostatiques

Permien:
Croute continentale
« normale »



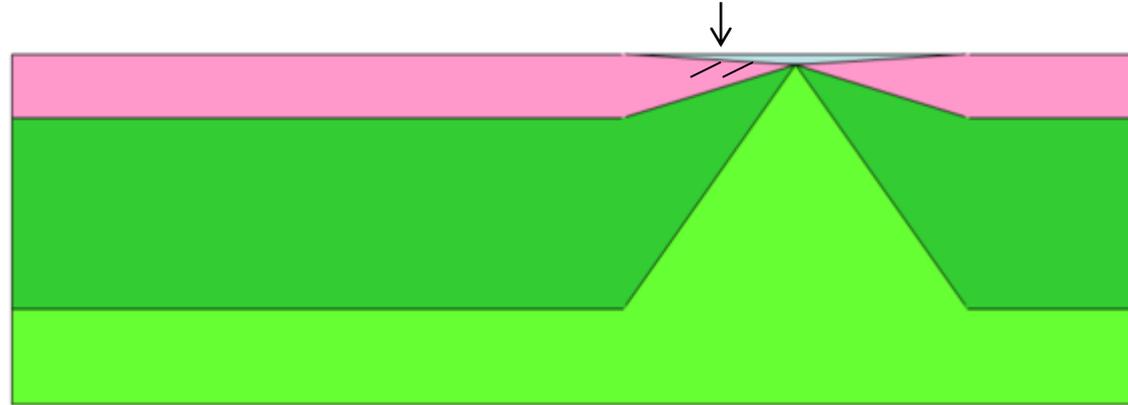
Trias:
Amincissement
lithosphérique



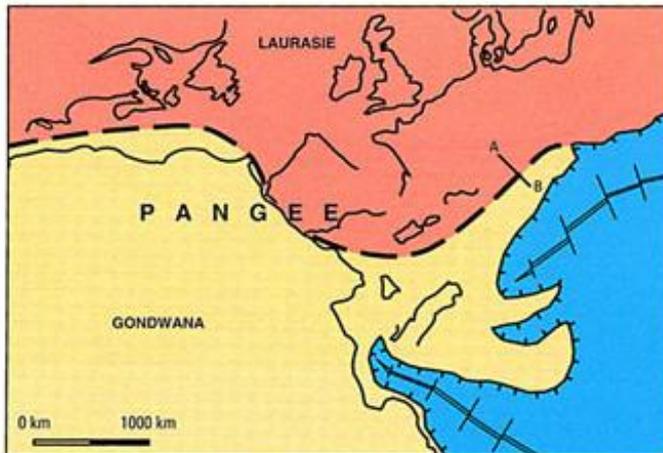
D'après les calculs, 300 m de subsidence permettent la sédimentation de 1500 m de Trias

Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostasiques

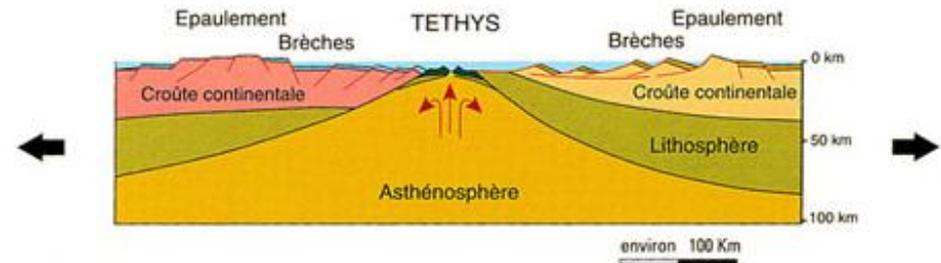
Jurassique moyen:
Ouverture océanique.



L'amincissement de la croûte entraîne une subsidence et une sédimentation syn-rift au niveau de la future marge

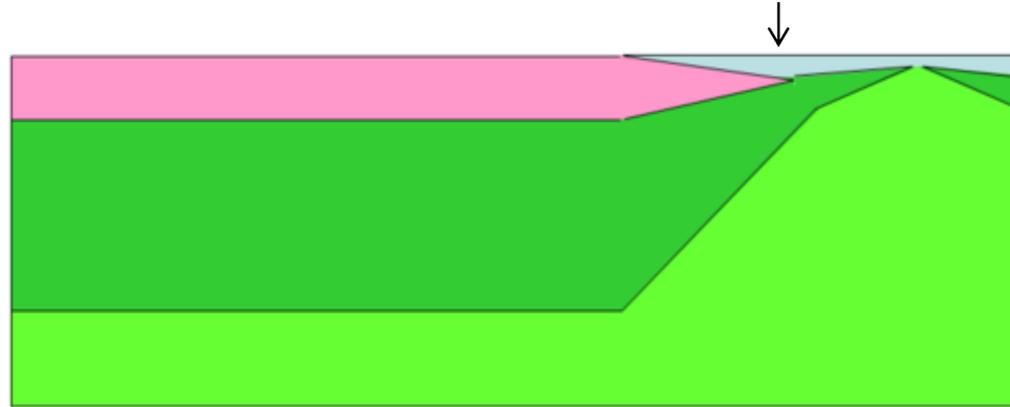


TRIAS

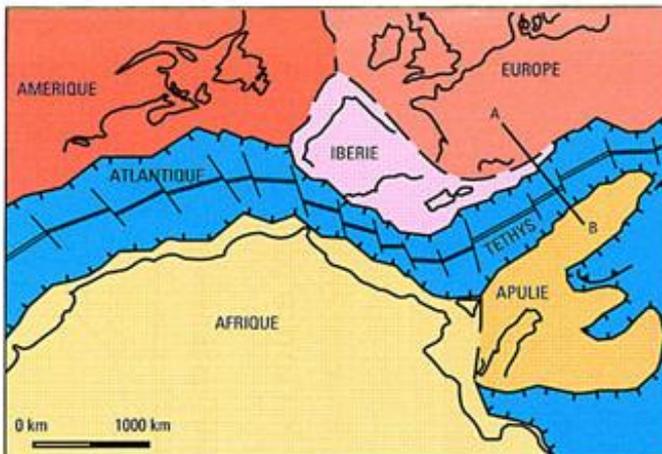


Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostasiques

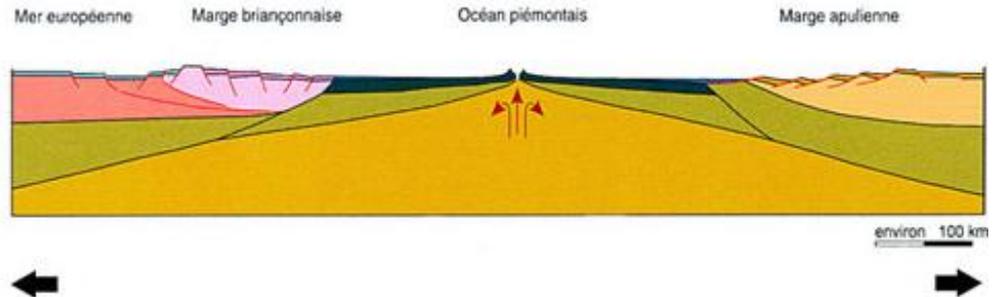
**Jurassique sup et
Crétacé inf:**
L'océan grandit.



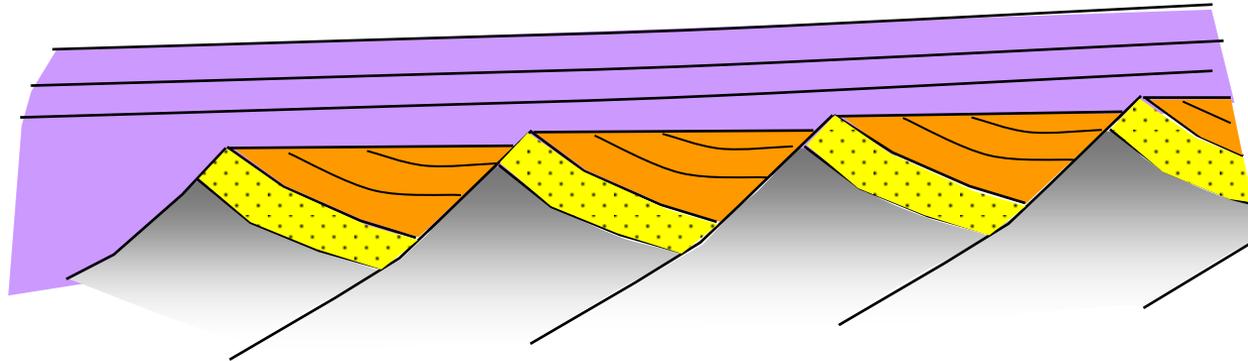
Pendant que la dorsale fonctionne, la lithosphère mantellique sous (et près de) la marge se refroidit et donc s'épaissit. Cet épaissement entraîne une subsidence et une sédimentation post-rift.



JURASSIQUE



Rappel sur les sédiments d'une marge passive



 Socle

 Sédiments anté-rift

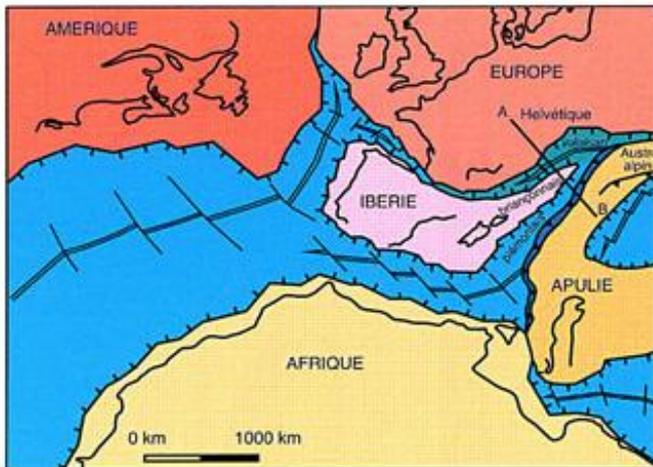
 Sédiments Syn-rift

 Sédiments post-rift

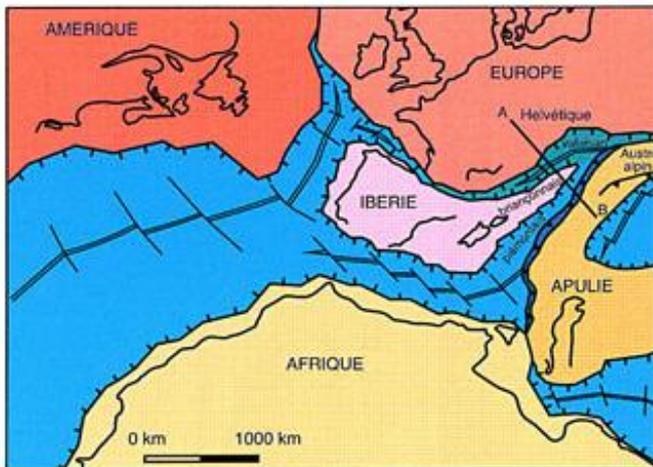
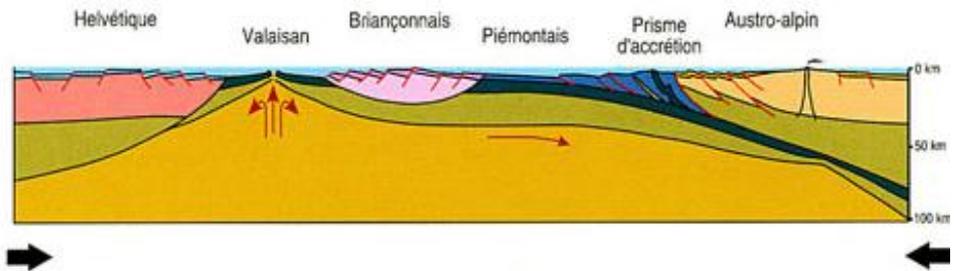
Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostasiques

Crétacé sup et tertiaire

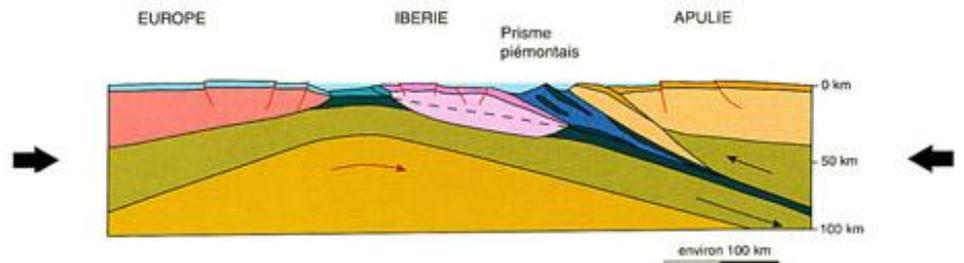
Fermeture de l'océan Alpin par subduction puis collision



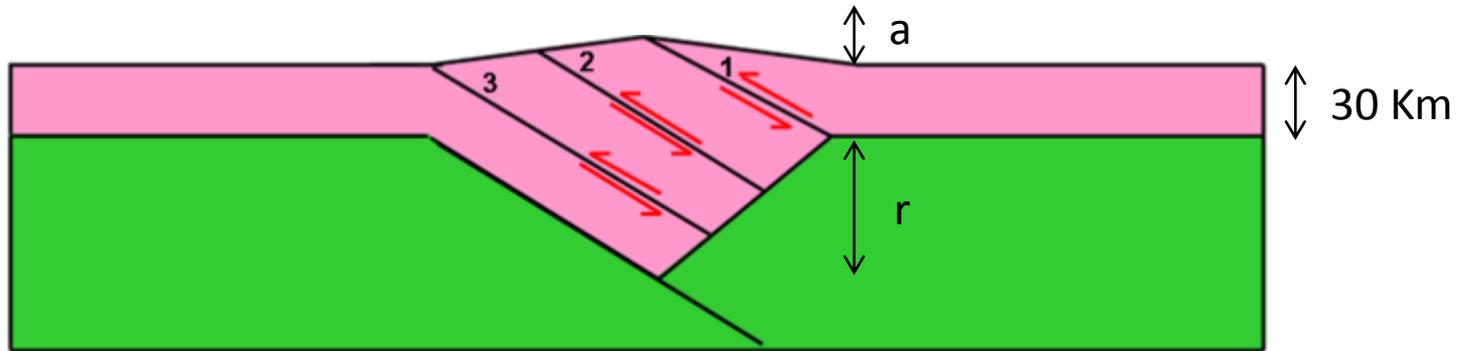
CRETACE SUP.



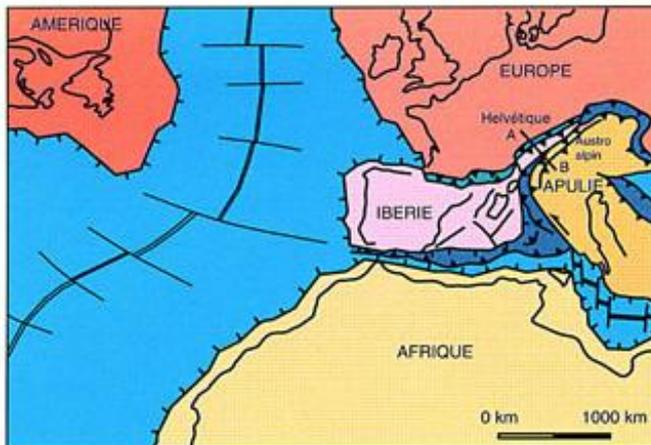
CRET.-EOCENE



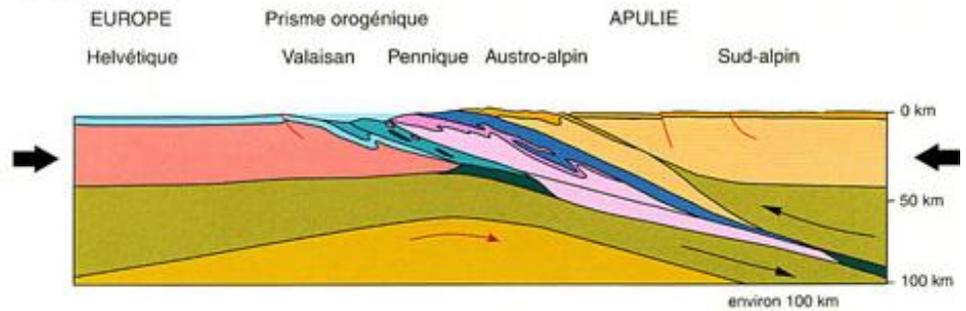
Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostatiques



Les grands chevauchements se succèdent au cours de la convergence. Il en résulte un épaissement crustal qui double approximativement l'épaisseur totale de la croûte. Pour respecter l'équilibre isostatique, au niveau des Alpes, la croûte s'épaissit plus par sa racine (r) que par sa surface (a). On doit avoir le rapport $r = 2,7 a / 0,6$

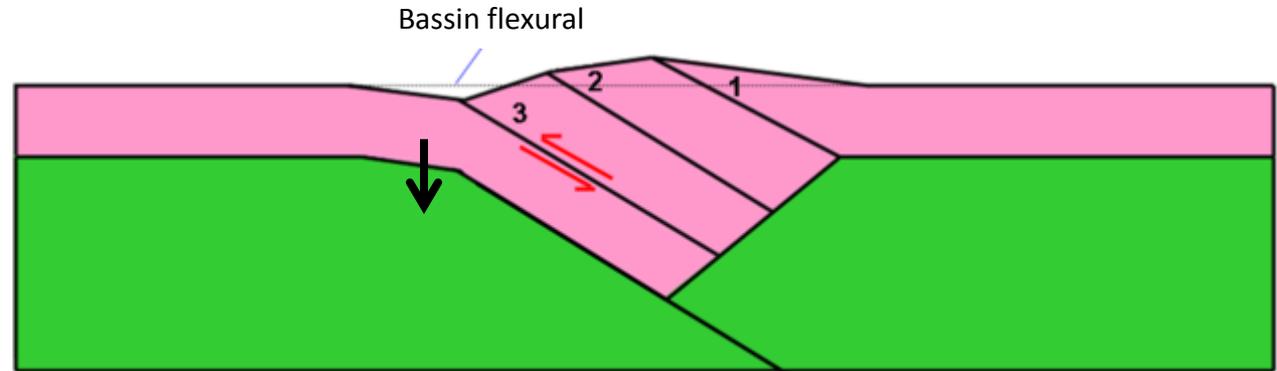


EOCENE

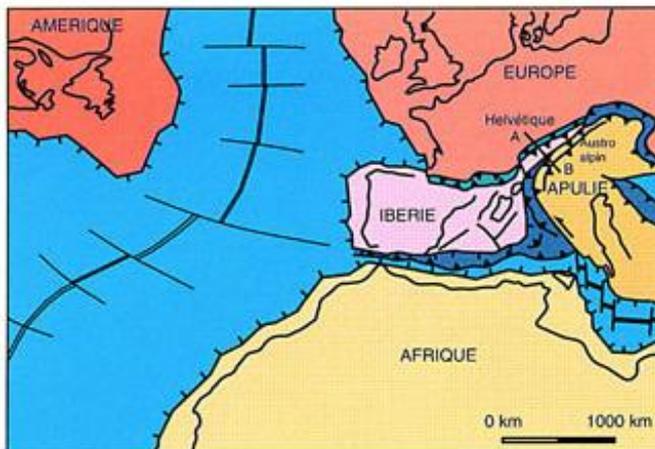


Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostasiques

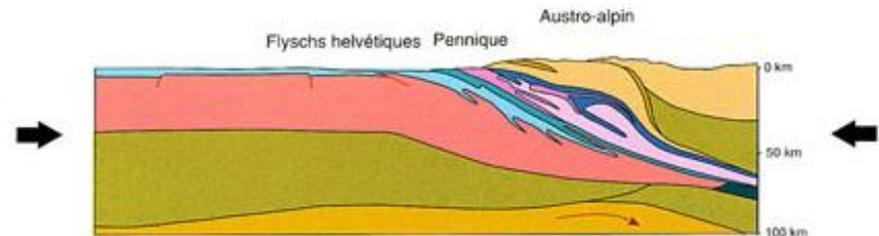
Oligocène, Miocène:
Formation du bassin flexural



Au pied des grands chevauchements, sous l'effet de la surcharge, il y a flexion de la lithosphère, subsidence et création d'un bassin sédimentaire (bassin d'avant chaîne ou flexural ou bassin molassique)

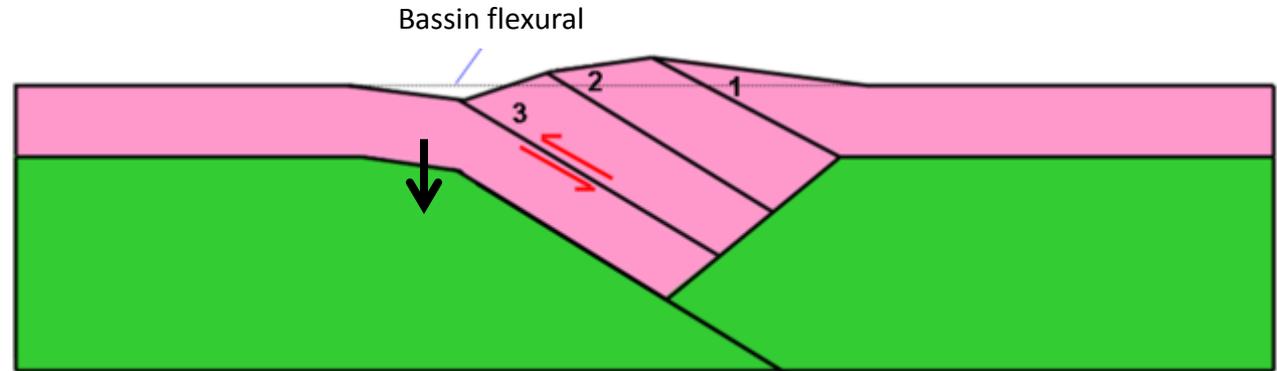


OLIGOCENE



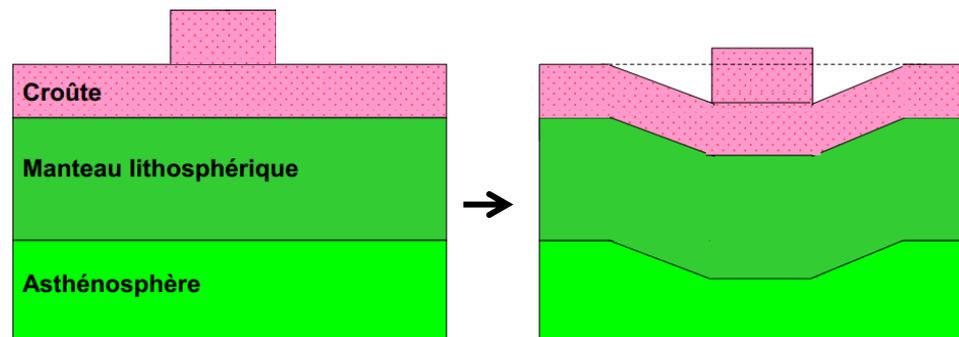
Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostatiques

Oligocène, Miocène:
Formation du bassin flexural



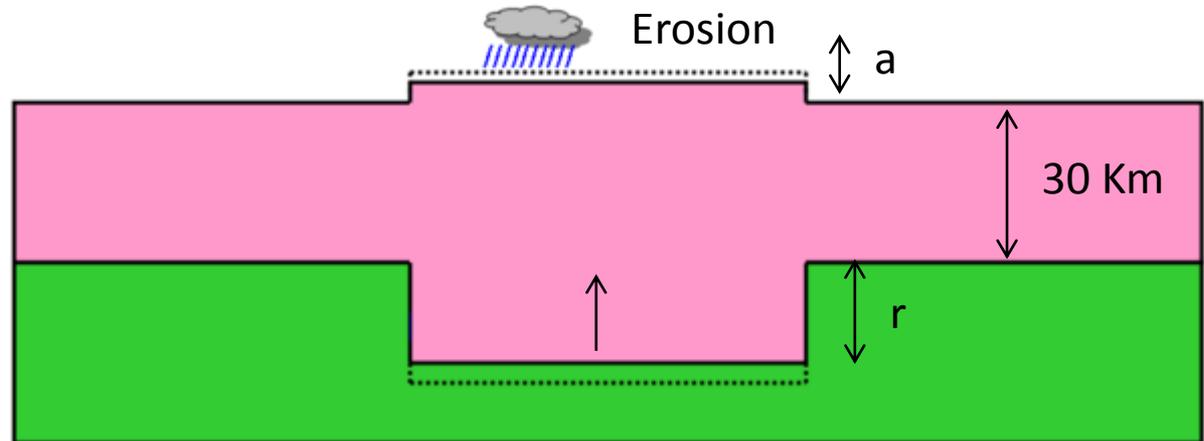
REMARQUE:

La formation du bassin flexural illustre bien le **modèle isostatique de Vening Meinesz**: L'épaississement crustal au niveau de la montagne constitue la surcharge. A cause de l'élasticité de la lithosphère, l'enfoncement qui en résulte se répartit sur une surface plus grande, par « flexure » autour de la surcharge.



Synthèse de l'histoire des Alpes corrélée aux mécanismes isostatiques

Quaternaire, actuel:
Erosion et réajustement
isostatique

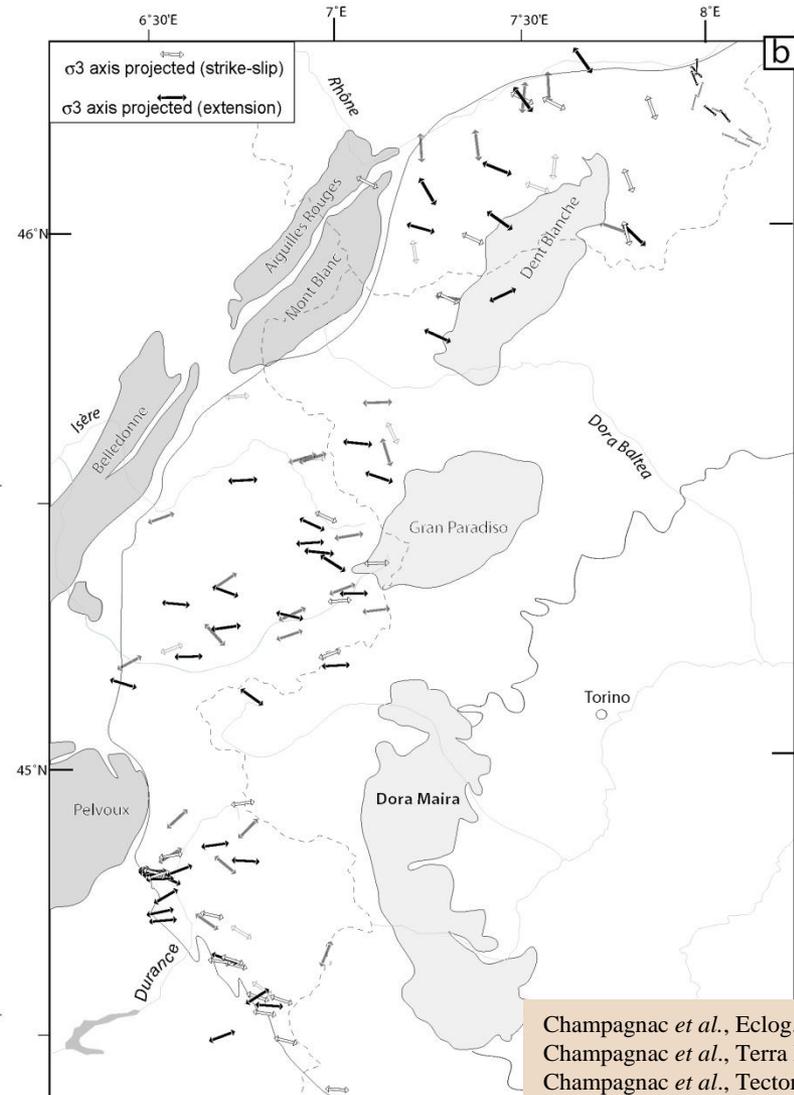
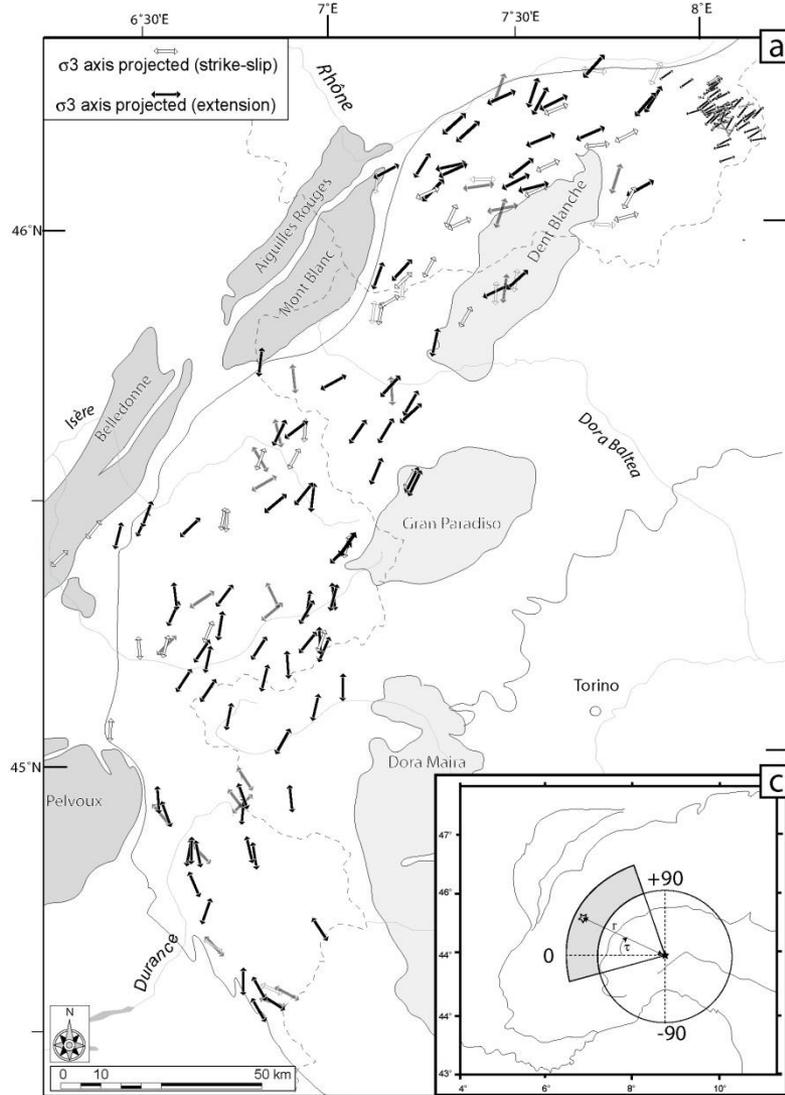


Le raccourcissement est terminé. Le relief est peu à peu érodé. Cela entraîne une remontée du moho par réajustement isostatique.

D'après les calculs (ou les modélisations), 200 m d'érosion en surface fait remonter le moho de 800 m environs. Le rapport $r = 2,7 a / 0,6$ est toujours valable.

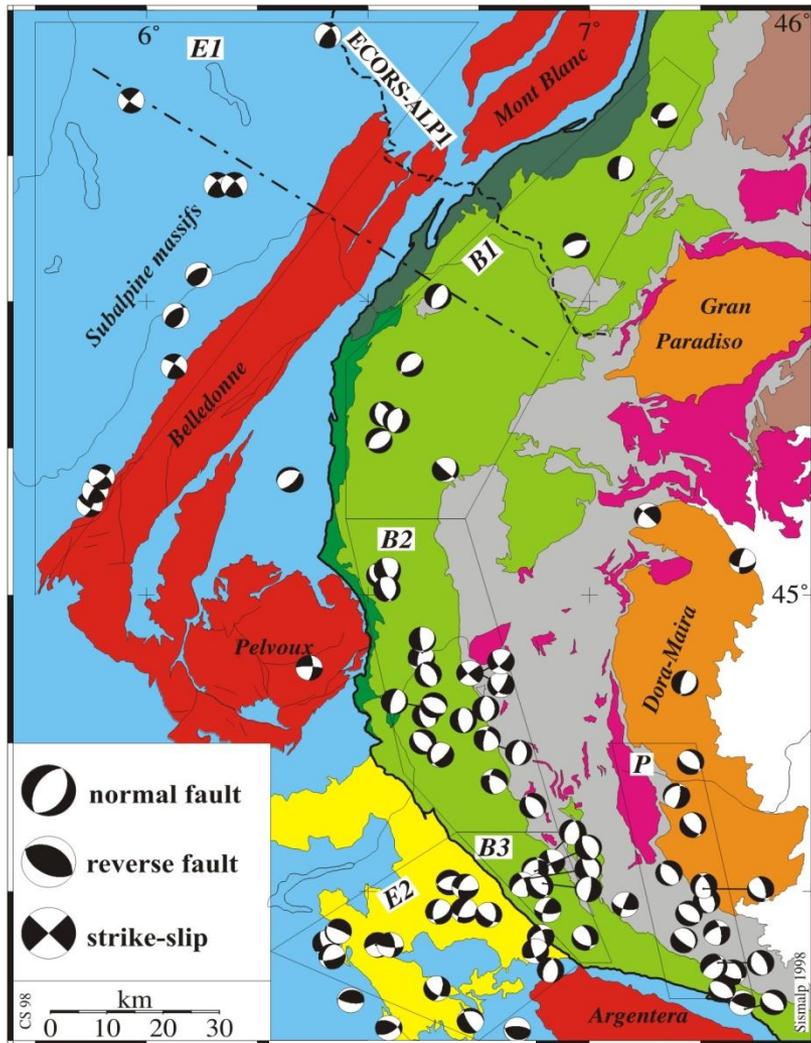
Données récente sur l'évolution actuelle des Alpes

L'étude de marqueurs tectonique révèle une prédominance des failles normales dans toutes les zones internes des Alpes. L'extension parallèle à la chaîne est dominante.

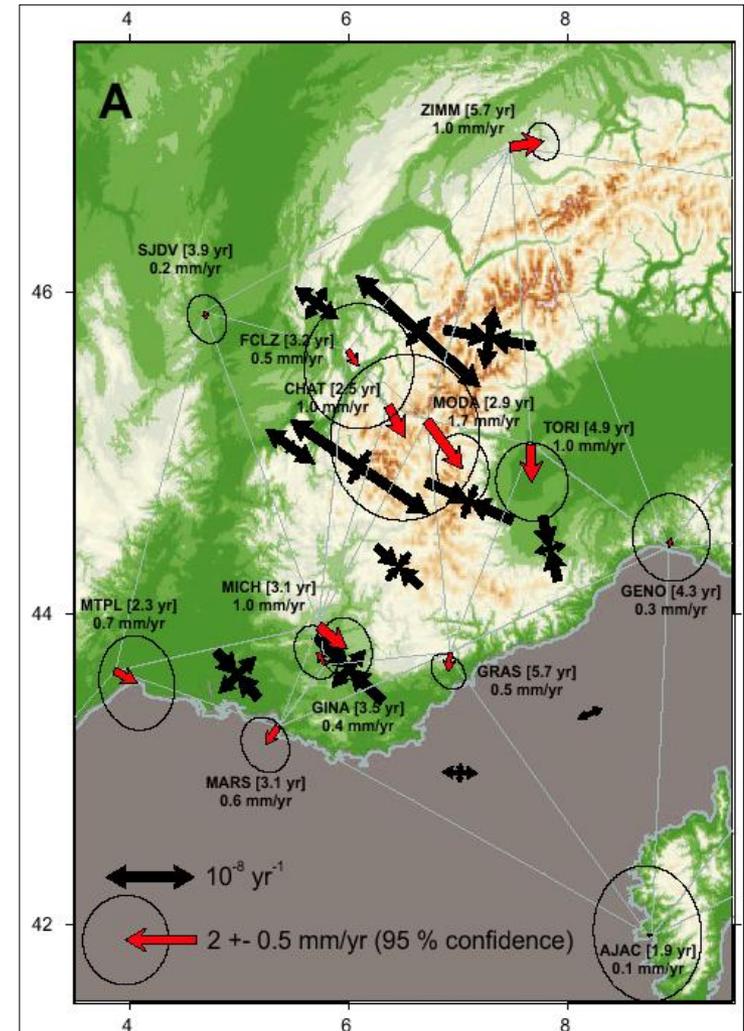


Données récente sur l'évolution actuelle des Alpes

Ce régime extensif est confirmé par les études sismotectoniques (mécanismes au foyer) et les données GPS. Ces études montrent une extension au cœur de la chaîne et une compression au niveau des bordures.



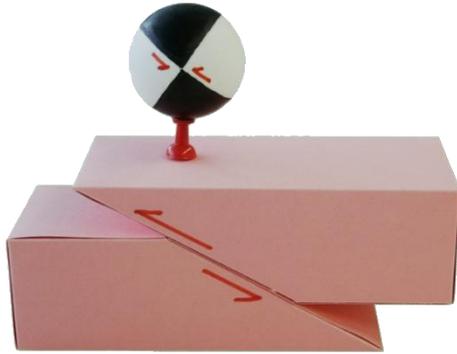
Sue et al., JGR, 1999



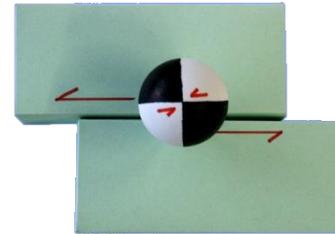
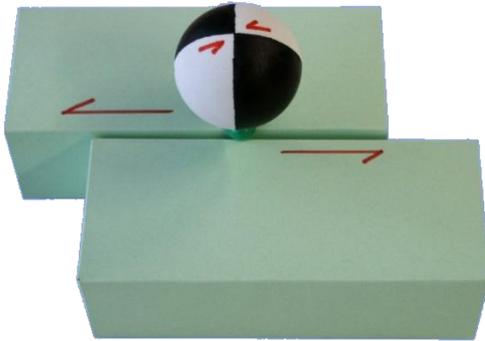
E. Calais et al., Geology, 2002

Données récente sur l'évolution actuelle des Alpes

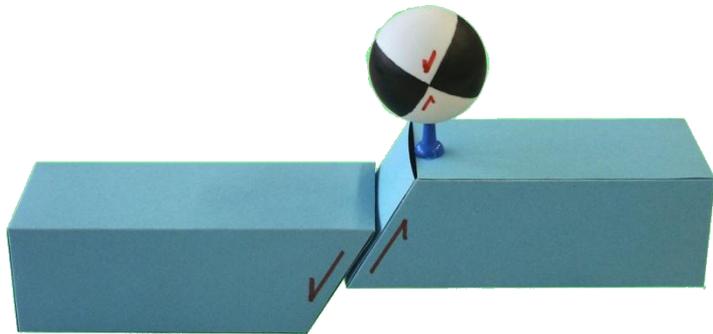
Mécanismes au foyer (principes de sismotectonique)



compression



coulissage

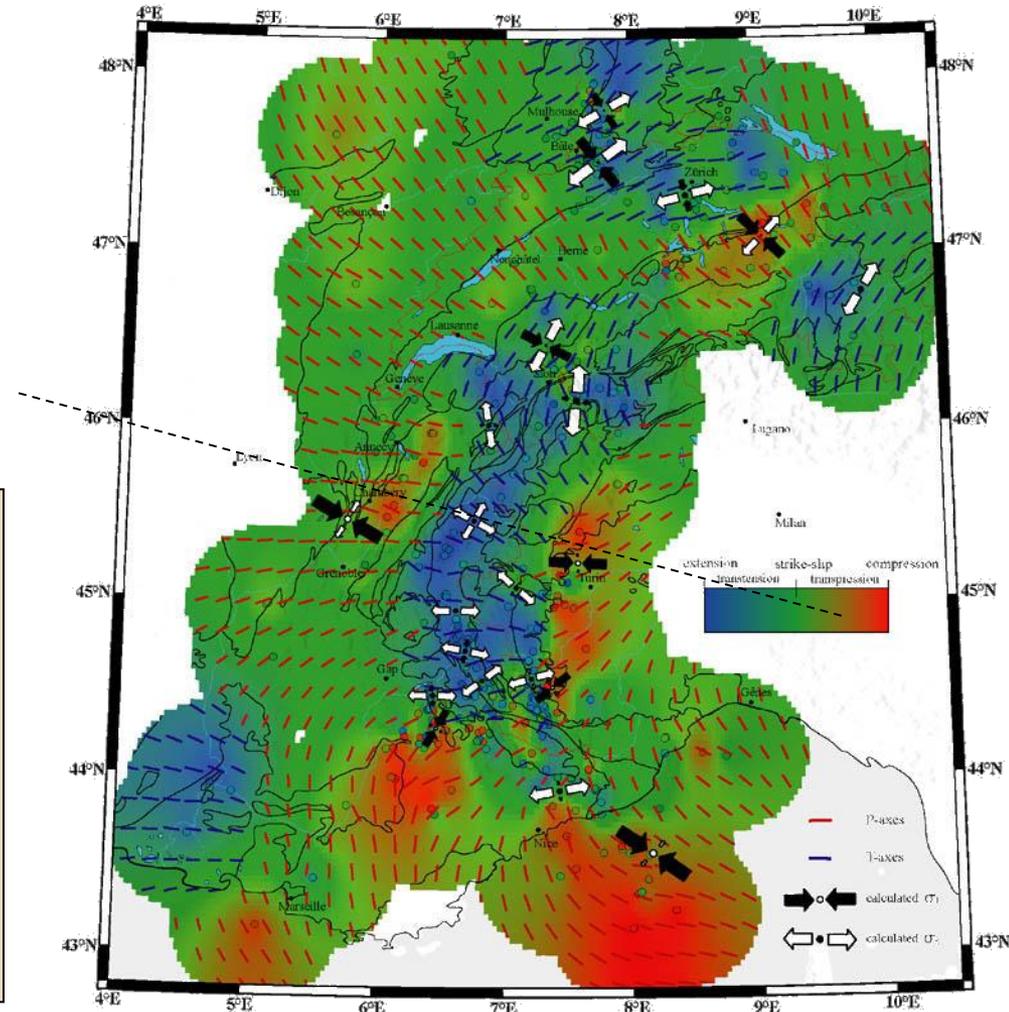
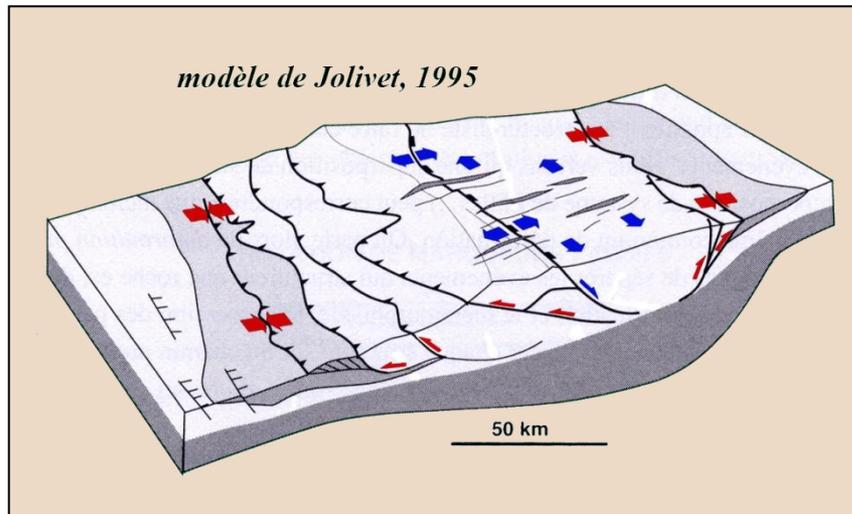
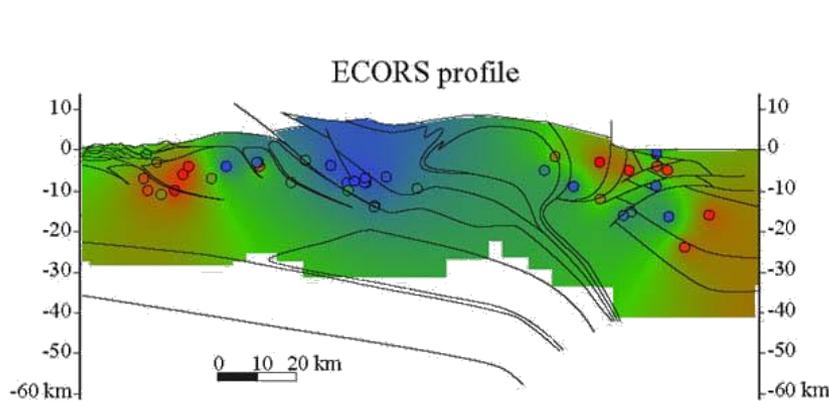


extension

Données récente sur l'évolution actuelle des Alpes

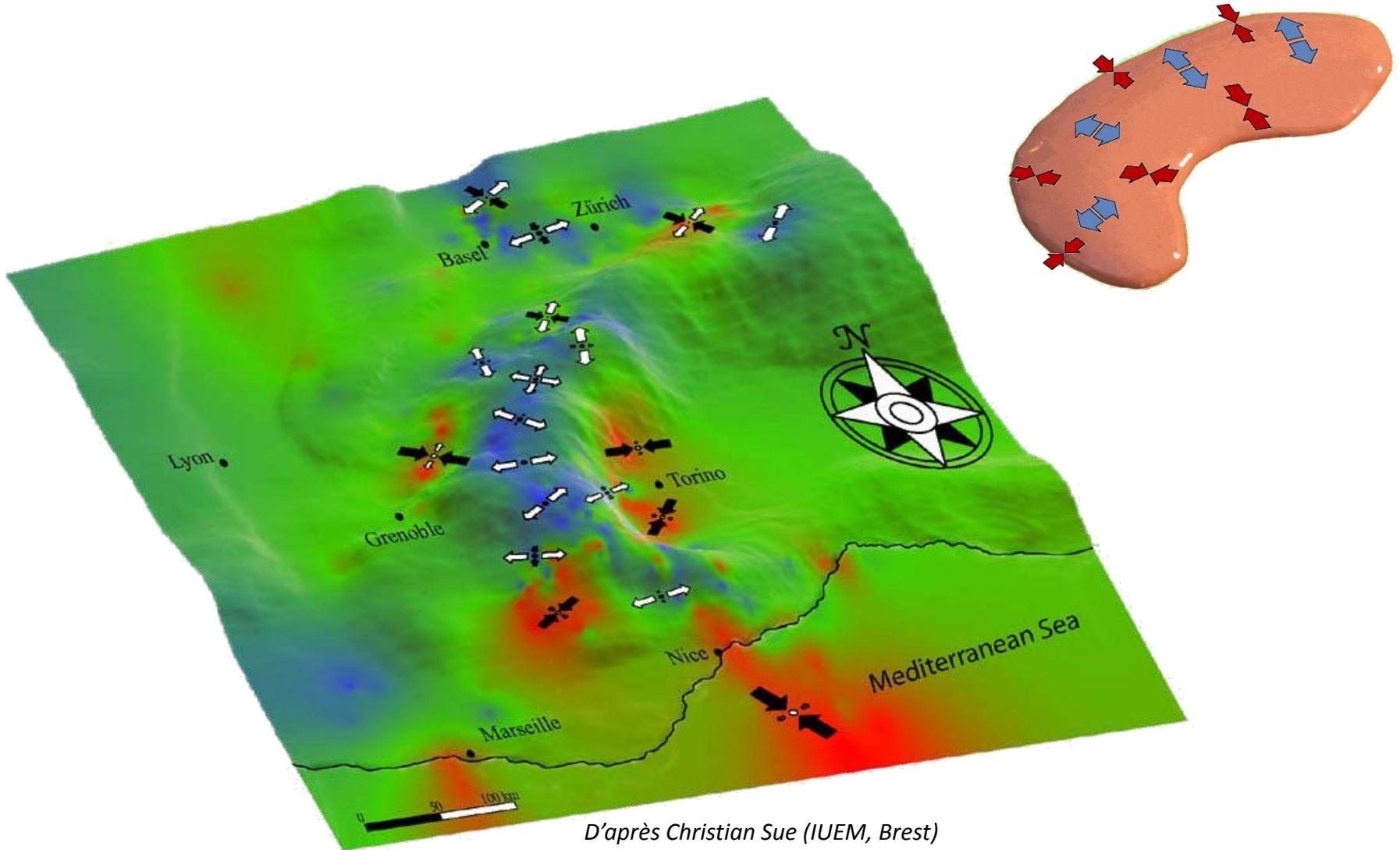
La synthèse de ces informations, corrélée aux données gravimétriques et topographiques, permet de proposer un modèle d'évolution géodynamique de la chaîne alpine:

- **Extension** localisée dans la haute chaîne, suivante la forme arquée
- **Compression** localisée au pied de la topographie alpine



Données récente sur l'évolution actuelle des Alpes

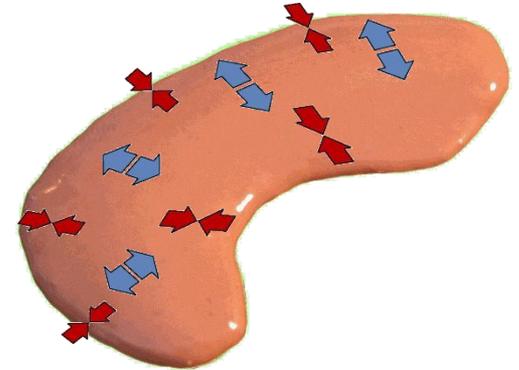
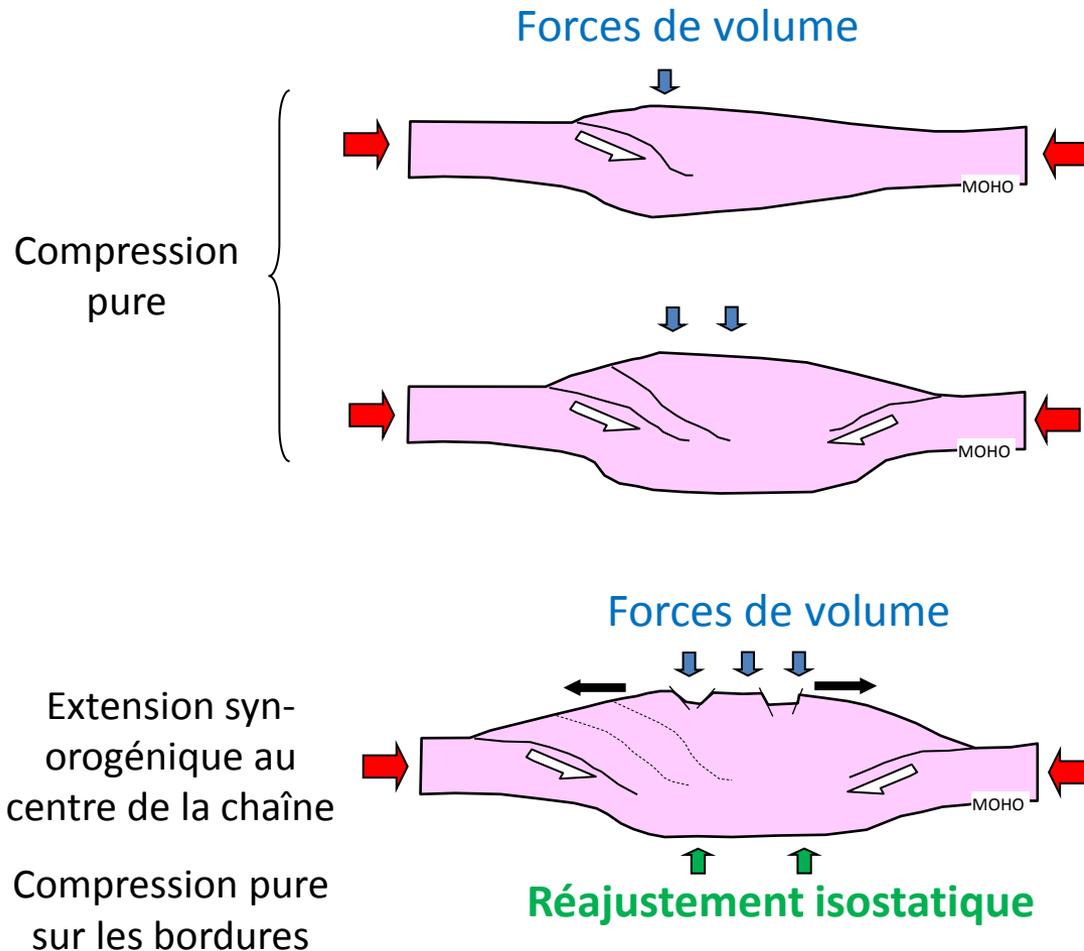
⇒ hypothèse d'étalement gravitaire



Données récente sur l'évolution actuelle des Alpes

Schéma des forces dirigeant la **compression** mais aussi l'**extension** en zone de convergence de plaques.

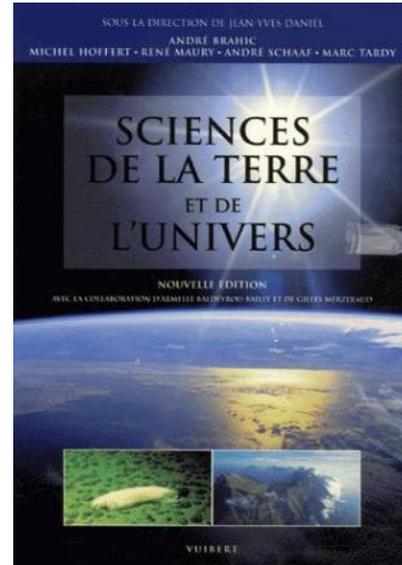
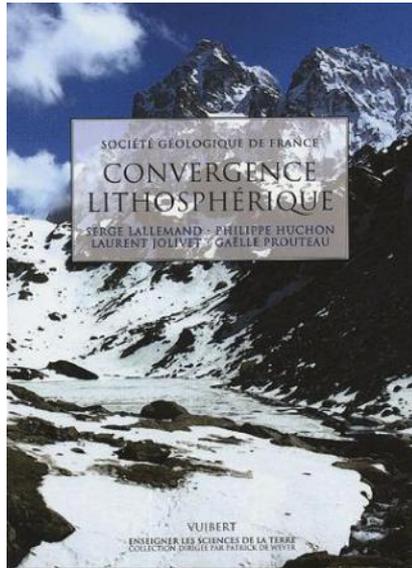
D'après un schéma de cours de Michel Guiraud (prof de tectonique analytique à Dijon).



Quand les forces de volume deviennent prépondérantes dans la région de croûte épaisse :

- Effondrements en surface (failles normales)
- Etalement gravitaire, migration des chevauchements.

Quelques sources bibliographiques



- Dossier Pour La Science : La Terre à cœur ouvert, Juin 2010
- Conférence Pierre Thomas – Gravimétrie et isostasie – CBGA 2011
- Site Planète Terre, ENS Lyon