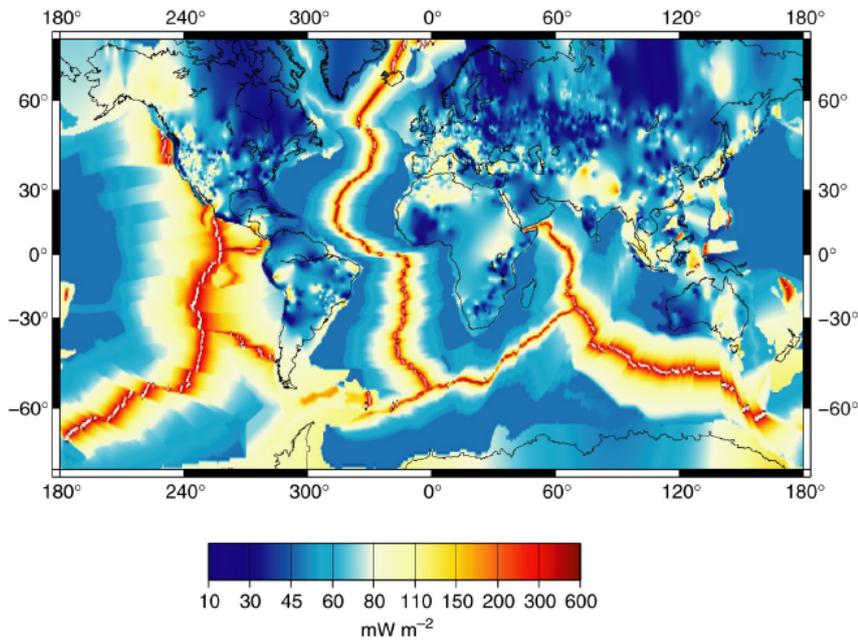


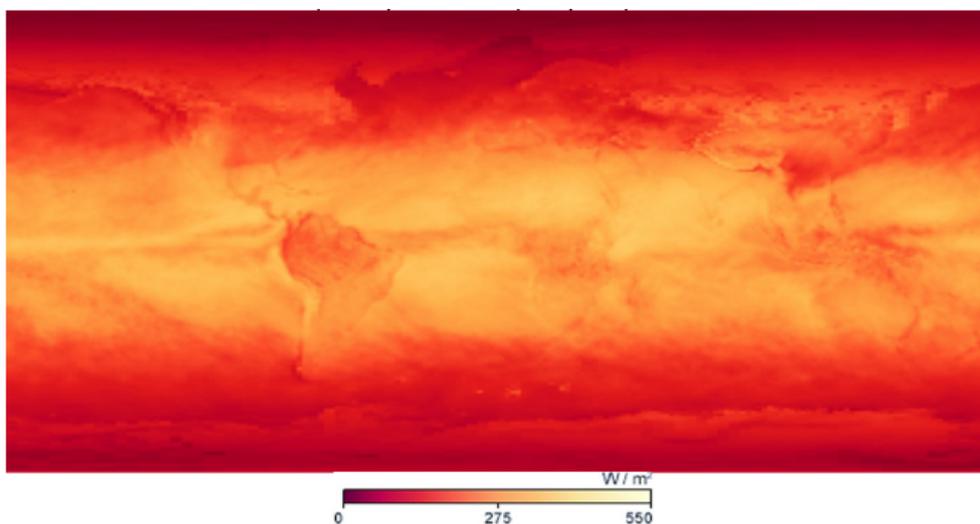
**Figure 1 : Carte de répartition du flux de chaleur à la surface de la Terre en mW/m<sup>2</sup>.**  
 D'après Jaupart et Mareschal, Cambridge University Press.



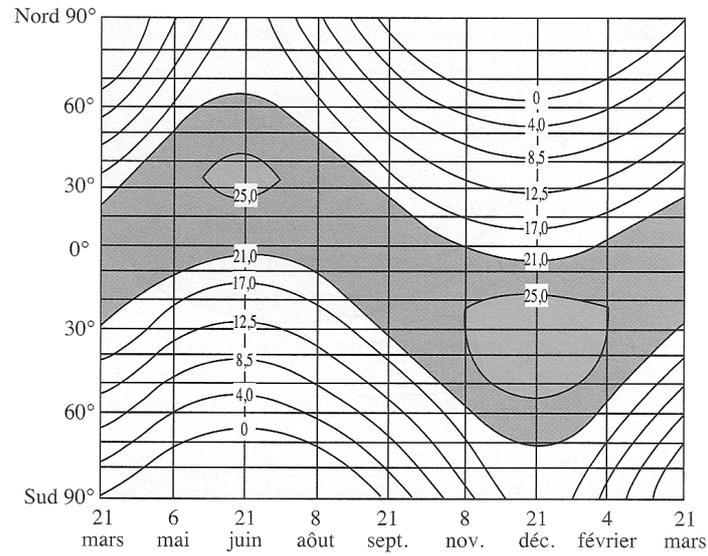
**Figure 2 : Tableau présentant les sources de chaleur terrestre**

Source de chaleur	Valeur en TW
Radioactivité de la croûte	6
Radioactivité du manteau	14
Chaleur latente de cristallisation de la graine	2
Energie gravitationnelle due à la différenciation de la graine	1
Refroidissement du manteau	18
Refroidissement du noyau	4

**Figure 3 : Carte de répartition de l'énergie solaire reçue à la surface de la Terre.**  
 D'après NASA

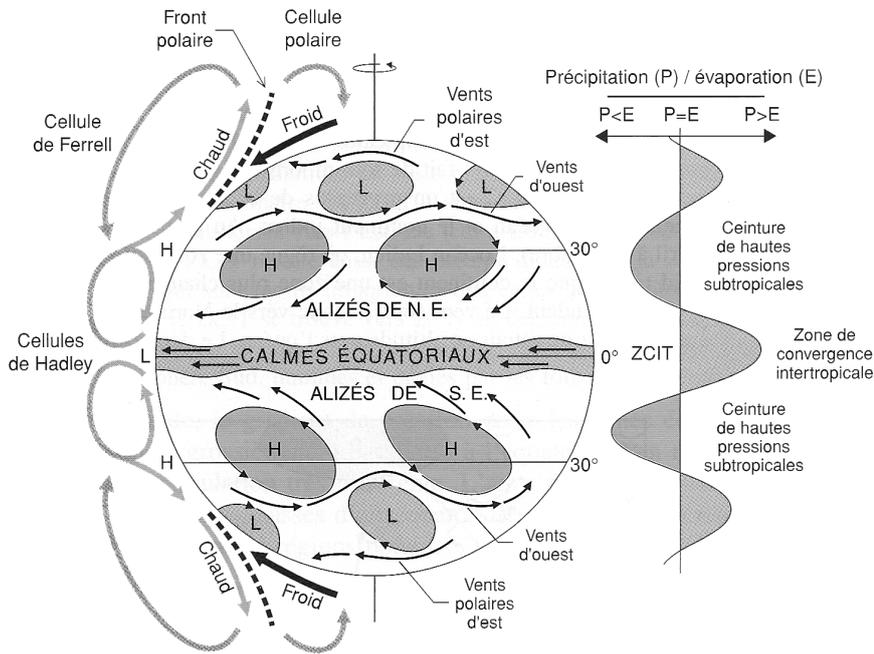


**Figure 4 : ensoleillement en fonction de la latitude et des saisons**  
(in Caron et al., Ophrys 2003)

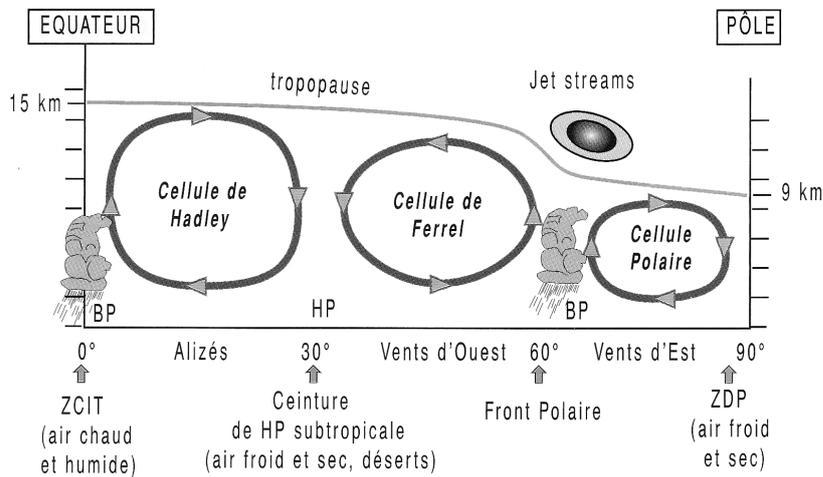


Variation saisonnière de l'ensoleillement journalier (en  $10^6 \text{ J. m}^{-2}$ ). Noter l'inégale quantité d'ensoleillement entre l'été austral et l'été boréal.

**Figure 5 : modèle de circulation atmosphérique générale**  
(in Pomerol et al., Dunod, 2005)

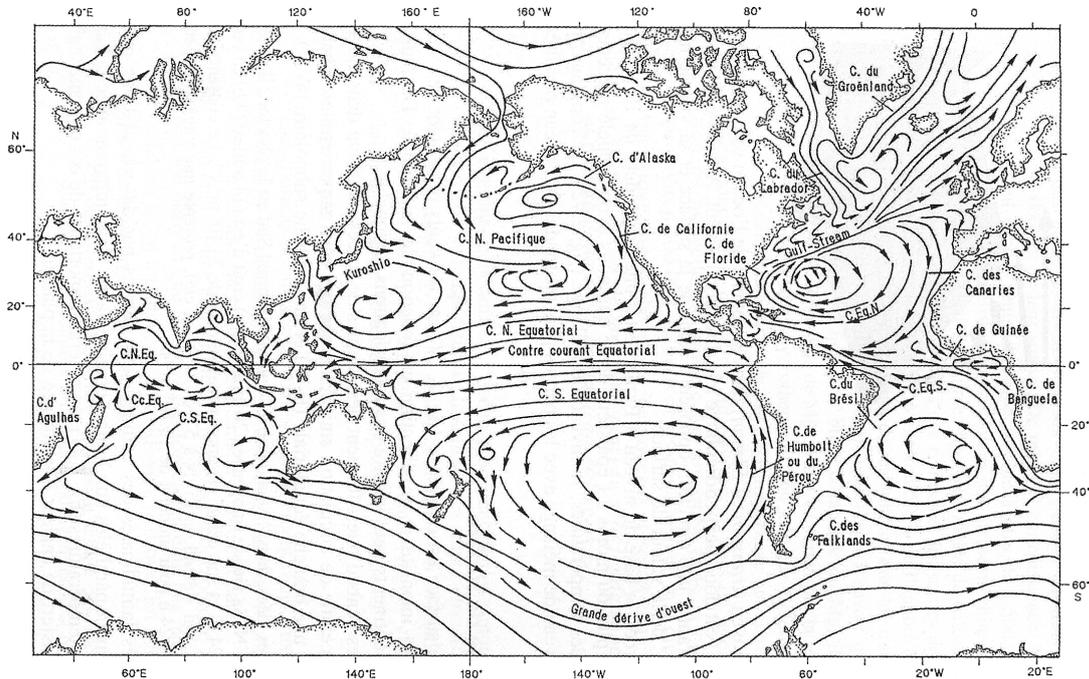


- Modèle de circulation convective atmosphérique, système de vents et zonation climatique associés et bilan précipitation/évaporation dans les différentes zones climatiques. Ce schéma correspond à une Terre théorique en rotation mais entièrement recouverte d'eau. Dans la réalité, la répartition hétérogène des continents et des mers complique le système. Les hauteurs des cellules convectives (cellules d'Hadley, de Ferrel et cellule polaire) sont arbitraires et exagérées. Cette succession de zones de hautes et basses pressions se traduit par une zonation climatique où alternent régions arides et régions humides (comparer avec la figure 2.8).



Circulation générale atmosphérique (modifié d'après Foucault, 1993). ZDP = Zone de divergence polaire, HP = hautes pressions et BP = Basses pressions. La zone équatoriale est une zone de basses pressions qui attire les masses d'air plus froid venues de plus hautes latitudes (30° N et S). À cause de la force de Coriolis engendrée par la rotation de la Terre d'ouest en est, ces vents, appelés alizés, sont déviés vers l'ouest dans le sens des aiguilles d'une montre au nord comme au sud de l'équateur (fig. 2.6). Le léger décalage des alizés vers le nord ou vers le sud au cours de l'année en fonction du déplacement de la ZCIT, détermine en zone tropicale, l'alternance des saisons sèches, en hiver, et humides, en été, (mousson en Inde). La zone de hautes pressions d'air plus frais et sec qui règne vers les 30° de latitude (anticyclones du Sahara et des Açores par exemple) génère une ceinture désertique sur les continents et une augmentation de la salinité dans les océans (fig. 2.6 et fig. 2.44). Elle détermine aussi un écoulement de l'air non seulement vers le sud (alizés) mais aussi vers les zones tempérées, au nord, qui se déplace en sens inverse des alizés c'est-à-dire d'ouest en est (vents d'ouest ou westerlies).

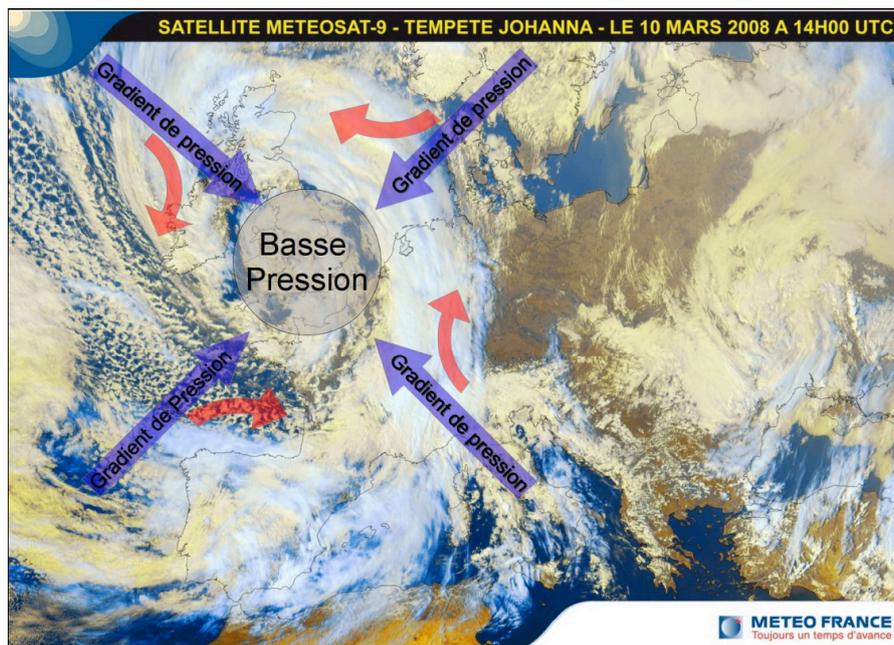
**Figure 6 : circulation océanique de surface**  
(in Pomerol et al., Dunod, 2005)



Carte des principaux courants océaniques de surface.

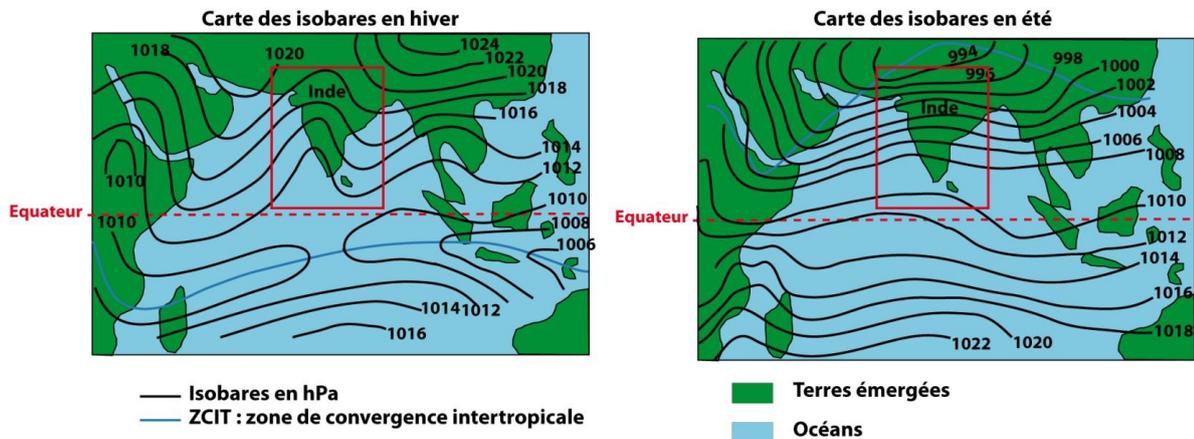
On notera l'importance dans l'hémisphère Sud du courant circumpolaire ou *grande dérive d'ouest*, courant le plus puissant, qui se développe sans entrave continentale autour de l'Antarctique et contribue à l'isolation thermique de ce continent. Du fait de la faiblesse de la force de Coriolis au niveau de l'équateur, les vents alizés (courants nord et sud équatoriaux) tendent à accumuler des eaux chaudes dans les parties ouest des océans dont le niveau s'élève d'environ 50 cm. Cette réserve d'eau alimente des gyres océaniques par des courants chauds comme l'ensemble Gulf Stream – Dérive Nord Atlantique pour l'Atlantique Nord, courant du Brésil pour l'Atlantique Sud, ou le Kuroshio pour le Pacifique. Dans le Pacifique, du fait de la différence de niveau, une partie de ces eaux chaudes repart vers l'est (Contre courant équatorial). Ce retour d'eau chaude joue un rôle important dans le déclenchement du phénomène El Nino (fig. 2.54). Les gyres se bouclent par des courants froids : courants du Labrador, du Groenland, des Canaries, des Falklands et de Benguela pour l'Atlantique, courants Nord Pacifique et de Humboldt pour le Pacifique. En comparant avec la carte des isothermes de surface (fig. 2.41), on mettra en évidence l'influence des courants sur le climat avec la répartition des températures. L'influence conjuguée de la Dérive Nord Atlantique sur l'Europe et du courant du Labrador sur l'Amérique explique la très forte dissymétrie climatique existant entre la France et le Canada.

**Figure 7a : Photographie d'une dépression et son interprétation en termes de mouvements des vents (flèches rouges) due à la force de Coriolis.**



**Figure 7b : carte des pressions au niveau de l’Océan indien**  
(sujet concours agro 2016)

**Document 6 :** Cartes des pressions atmosphériques en janvier et en août au niveau de l’océan indien. (source : *Sciences de la Terre et de l’Univers* ; à couper et à coller dans la copie).

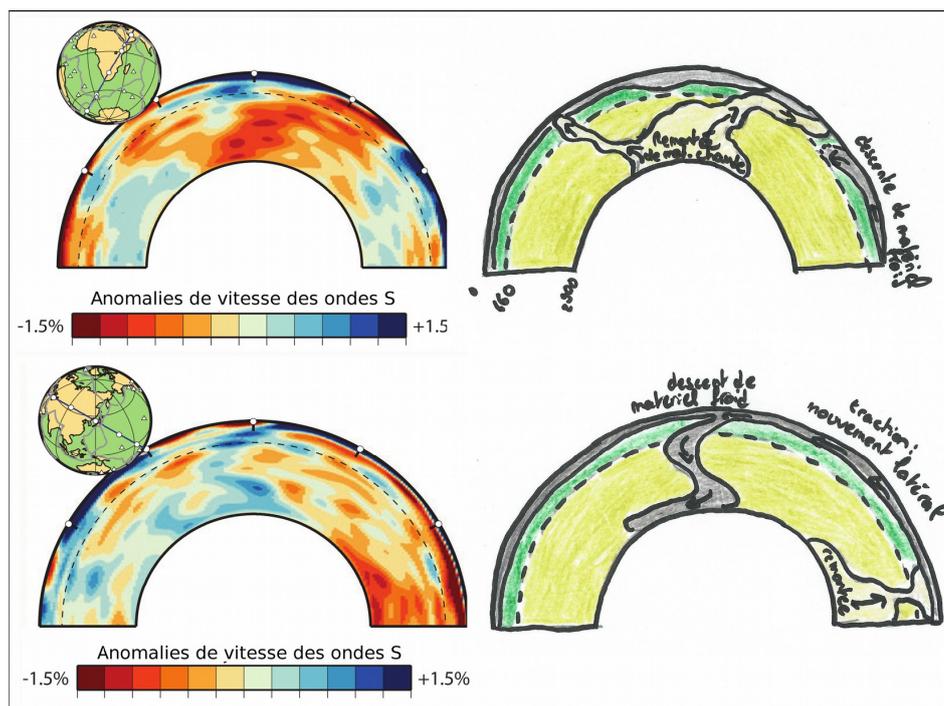


**Figure 8 : calcul du nombre de Rayleigh pour l’asthénosphère**

Paramètres	Valeur en USI
Coefficient de dilatation thermique	$2,0 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$
Masse volumique	$4000 \text{ kg.m}^{-3}$
Accélération de la pesanteur	$9,81 \text{ m.s}^{-2}$
Hauteur du manteau	2800 km
Production de chaleur radioactive par unité de masse	$7 \cdot 10^{-11} \text{ W.kg}^{-1}$
Viscosité cinématique	$2,5 \cdot 10^{17} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$
Diffusivité thermique	$7,5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$
Nombre de Rayleigh calculé	$\sim 5 \cdot 10^{10}$

**Figure 9 : Transects de tomographies sismiques et leurs interprétations en terme de modèle de convection du manteau et d’événements aux limites de plaques.**

(in Segarra et al., à paraître)



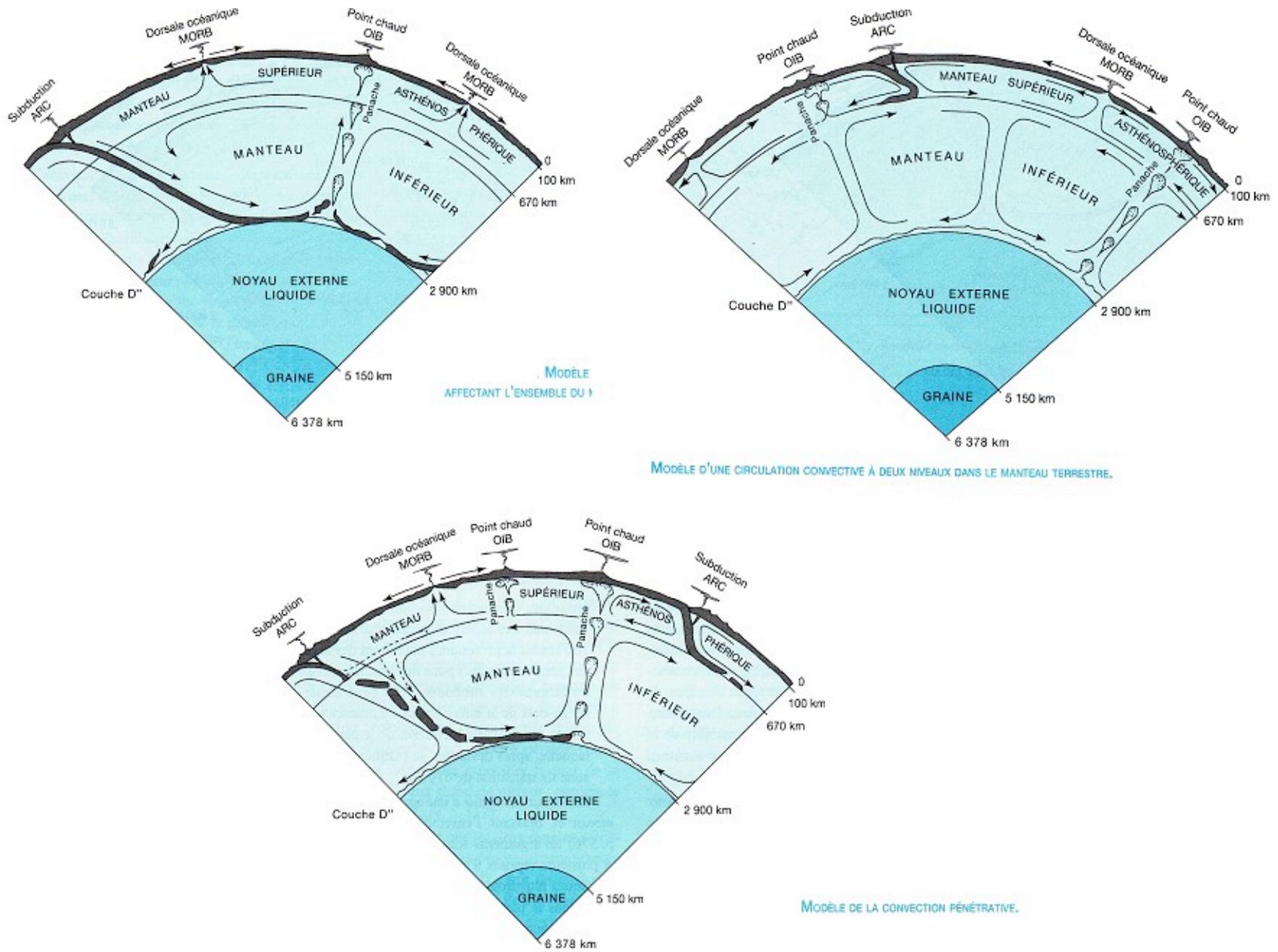
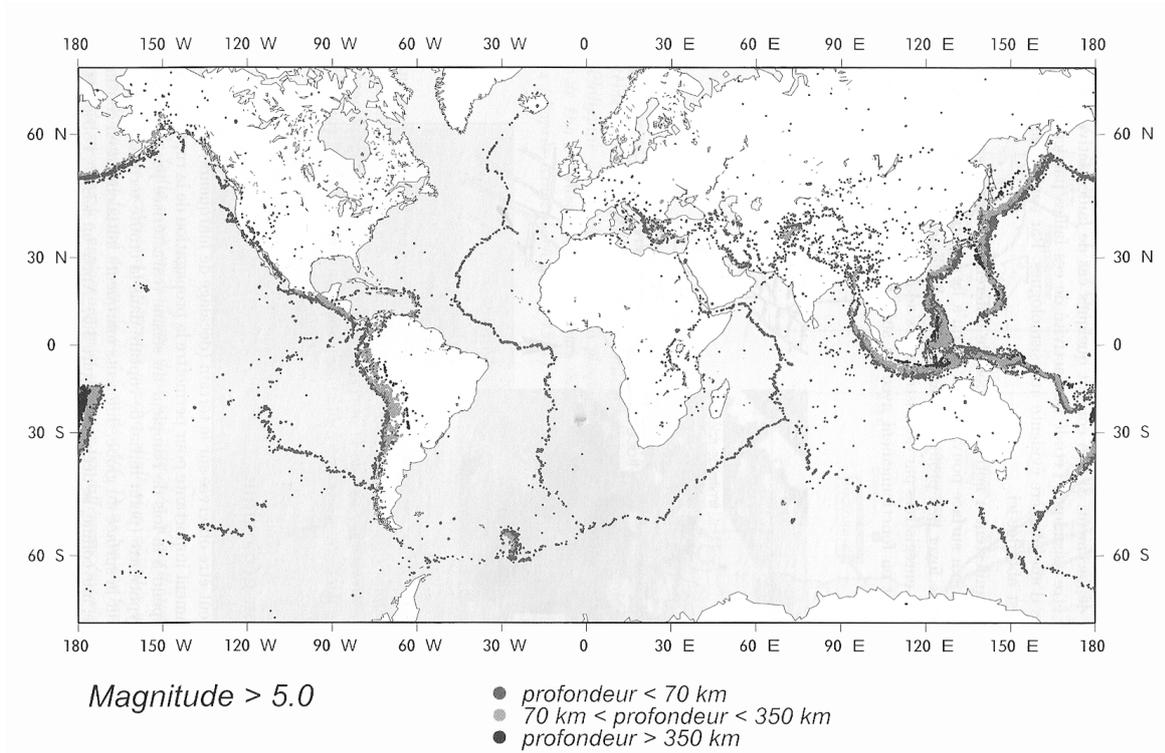
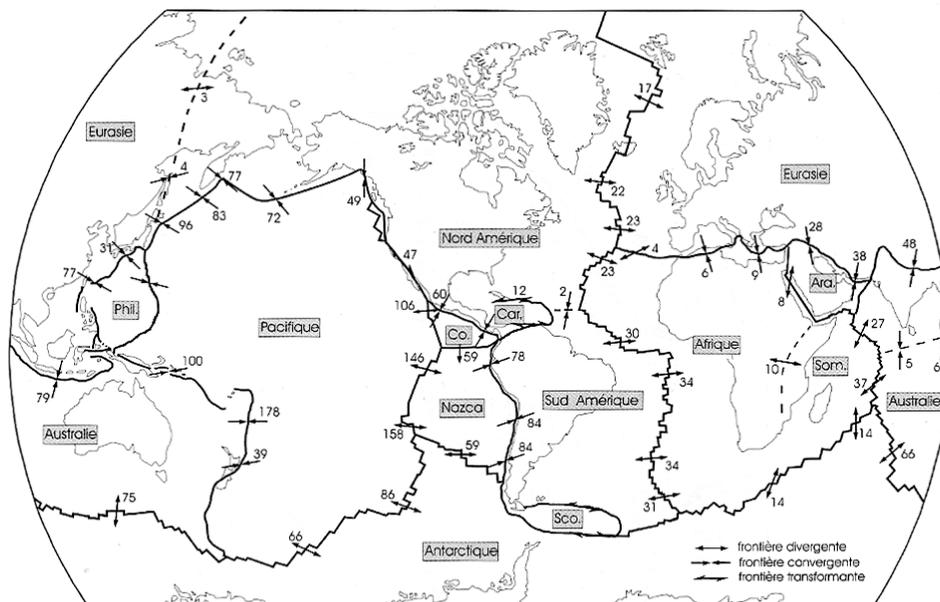


Figure 10 : deux modèles de convection

**Figure 11 : répartition mondiale des séismes**  
(in Larroque et Virieux, GB, 2001)

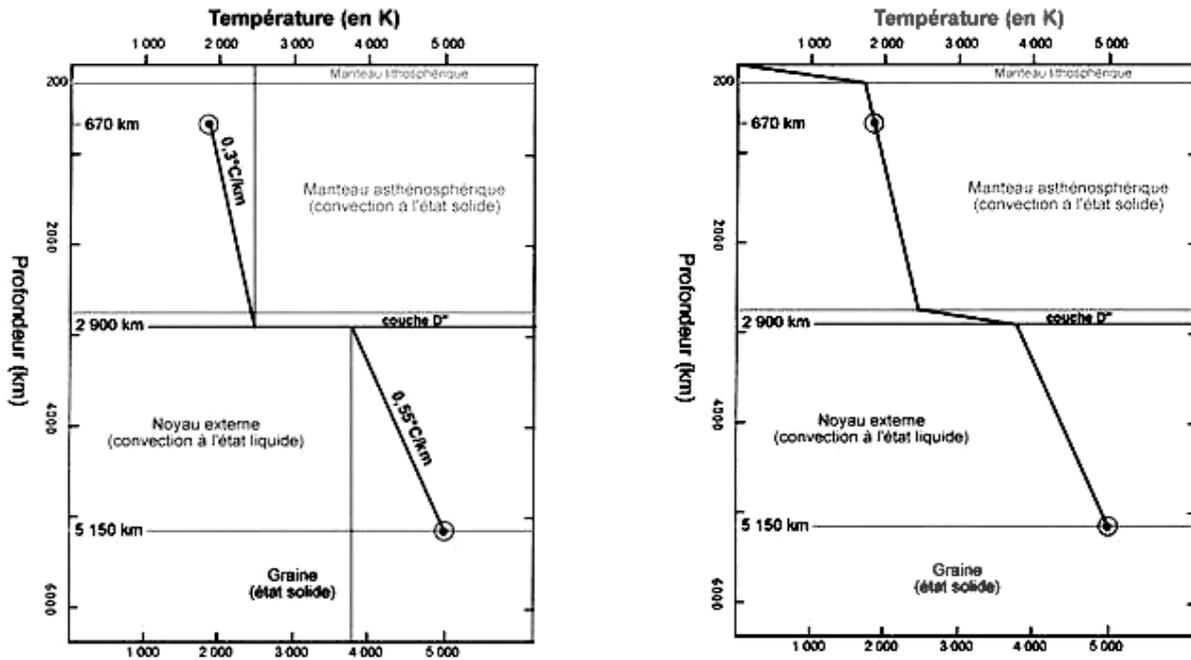


**Figure 12 : mouvements sur les frontières de plaques d'après le modèle NUVEL-1**  
(in Larroque et Virieux, GB, 2001)



Directions approximatives du mouvement sur les frontières des douze plaques principales et vitesses associées (en  $\text{mm.an}^{-1}$ ) calculées à partir du modèle NUVEL-1.

**Figure 13 : construction du géotherme**  
(source : planet-terre.ens-lyon.fr)



Utilisation des gradients adiabatiques du manteau et du noyau externe

Le géotherme : un modèle de l'évolution de T en fonction de la profondeur

**Figure 14 : gradient thermique au sein de l'atmosphère**  
(in Atmosphère, océan et climat Delmas)



### Figure 15 : Rappel : gravité et champ de pesanteur

A la surface de la Terre, l'accélération de la gravité est d'environ  $9,81\text{ms}^{-2}$  (donc  $g = 981\ 000\ \text{mgal}$ ) et elle est dirigée vers le centre de la Terre. Cependant un fil à plomb ne se dirige pas exactement vers le centre de la Terre. Pourquoi ? La Terre tourne sur elle-même en un jour : il existe donc une force axifuge qui dévie le fil à plomb de la verticale. La résultante de la **gravité** et de la force **axifuge** s'appelle la **pesanteur**

- **gravité** : elle résulte de l'attraction définie par la 2<sup>ème</sup> loi de Newton : deux masses  $m$  et  $m'$  s'attirent avec une force proportionnelle aux masses  $m$  et  $m'$  et inversement proportionnelle au carré de la distance

$$\mathbf{F}_N = \mathbf{G} (\mathbf{m.m}')/d^2$$

- **force axifuge** :  $\mathbf{F}_{ax} = 2\pi\omega^2\mathbf{p}$   
avec  $\omega$  la vitesse angulaire et  $p$  la distance à l'axe de rotation de la Terre  
→ cette force est nulle aux pôles et maximale à l'équateur.

*Remarque :* on néglige le phénomène de marée résultant de l'attraction newtonienne du reste de l'Univers (il représente  $3.10^{-5}\%$ ).

D'après le principe fondamental de la dynamique,  $\Sigma\mathbf{F} = m.a$  : tout point  $M$  de masse  $m$  en mouvement sous l'action d'une force  $\mathbf{F}$ , subit une accélération  $a$  à laquelle  $\mathbf{F}$  est proportionnelle.

D'où :  $\mathbf{F} = m\mathbf{g} = \mathbf{G} (M.m)/d^2$  avec  $M$  la masse de la Terre et  $r$  son rayon

On obtient donc :

$$\mathbf{g} = \mathbf{G.M}/r^2$$

*Remarque :*

L'accélération de la pesanteur dépend d'un **potentiel**  $U = \text{géopotential}$  et on a :

$$\mathbf{g} = -\partial U/\partial z, \text{ avec } z \text{ compté selon la verticale.}$$

Une **équipotentielle** du **champ de pesanteur** correspond à une surface sur laquelle  $U = \text{constante}$ .

## Figure 16 : Historique

**Méthode de la triangulation** : inventée par **Frisius** (1508-1555) en 1533. Elle consiste à relier les deux lieux d'un méridien (cercle passant par les 2 pôles) dont on veut connaître la distance par une chaîne de triangles. Les sommets successifs des triangles sont bien marqués et visibles de proche en proche. En mesurant la longueur d'un côté de départ -la base- et l'ensemble des angles, on peut par trigonométrie établir la longueur de tous les côtés des triangles. Il reste à orienter le réseau de triangles par rapport au méridien pour connaître par projection la distance entre les deux lieux.

1617 : **Snellius** (abbé hollandais qui avait trouvé la relation d'optique appelée en France loi de Descartes) mesure un arc de méridien dans son pays → il trouve une valeur de **107 km** par degré, ce qui est relativement imprécis.

C'est surtout **l'abbé Picard** (1620-1682) qui développe avec succès la triangulation géodésique en 1669-1670. L'arc qu'il entreprend de mesurer s'étend de Malvoisine (à 30 km au sud de Paris) jusqu'à Sourdon (à 20 km d'Amiens) et comprend treize triangles principaux. Grâce à une instrumentation perfectionnée par ses soins, il peut effectuer des mesures précises et obtient pour le degré du méridien une longueur de 57 060 toises, soit un peu plus de 111 km. Picard peut vraiment être considéré comme le père de la géodésie géométrique.



En 1666 : **Newton** formule la loi de l'attraction universelle qu'il publia 10 ans plus tard

En 1672, **Richer**, un horloger français transporte une horloge parfaitement réglée de Paris à Cayenne (Guyane). A son arrivée, elle retarde de 2mn et 30 secondes /jour. **Newton** attribue ce retard à une diminution de  $g$  → la Terre ne doit pas être une sphère mais un **ellipsoïde de révolution aplati suivant l'axe des pôles** (comme un pamplemousse)



Newton

Ces résultats s'opposent à ceux de **Cassini** père et fils (astronomes) dont les résultats montraient que la Terre était un **ellipsoïde de révolution allongé suivant l'axe des pôles** (comme un ballon de rugby).

Pour lever l'indécision sur la figure de la Terre et faire cesser la querelle, **l'Académie des Sciences** décide d'envoyer, sous ordre du roi **Louis XV**, deux missions géodésiques afin de mesurer des arcs de méridien à des latitudes très différentes, ce qui doit faciliter les comparaisons :

- **Clairaut** et Maupertuis allèrent dans le Golfe de Botnie (Laponie, 1736)
- **Bouguer** et La Condamine allèrent en équateur (Pérou, 1735)

Les résultats confirmèrent la théorie newtonienne :

→  $1^\circ$  pôles  $< 1^\circ$  latitude équateur → rayon pôle  $<$  rayon équateur d'environ 21km

On en déduisit que la Terre était aplatie de  $21/6378 = 1/308$

**Conclusion : la Terre est une sphère aplatie aux pôles d'environ 1/300 è**

### Figure 17 : ellipsoïde de Clairaut (1743)

La sphère aplatie correspond à la **forme** qu'aurait la **Terre du modèle PREM**, qui est une succession **d'enveloppes** avec des viscosités et densités réalistes et soumises à la vitesse de **rotation** de la Terre.

On définit ainsi un **ellipsoïde de référence** déterminé par l'équation de **Clairaut** (1743) :

$$r = a / (1 + \varepsilon \cos \varphi)$$

- r est le rayon à la latitude  $\varphi$
- a : rayon terrestre 6378,137 km au **pôle** (pour  $\varphi = 90^\circ$ ,  $r=a$ )
- $\varepsilon$  coefficient d'aplatissement = 1/298,2572236
- 

Cette surface est également appelée GRS pour **surface de référence du géoïde** (GRS 80 est le géoïde de référence).

Sur cette surface, le champ de pesanteur ne dépend que de la latitude :

$$g = g_0 (1 + b \sin^2 \varphi + b' \sin^2 2\varphi)$$

avec b et b' deux coefficients à déterminer à partir d'observations et  $g_0$  valeur à l'équateur ( $\varphi = 0 \rightarrow g = g_0$ )

### Figure 18 : Le géoïde est la forme qu'aurait la Terre si elle était complètement recouverte d'océans au repos.

(in Poirier, Masson 1996)

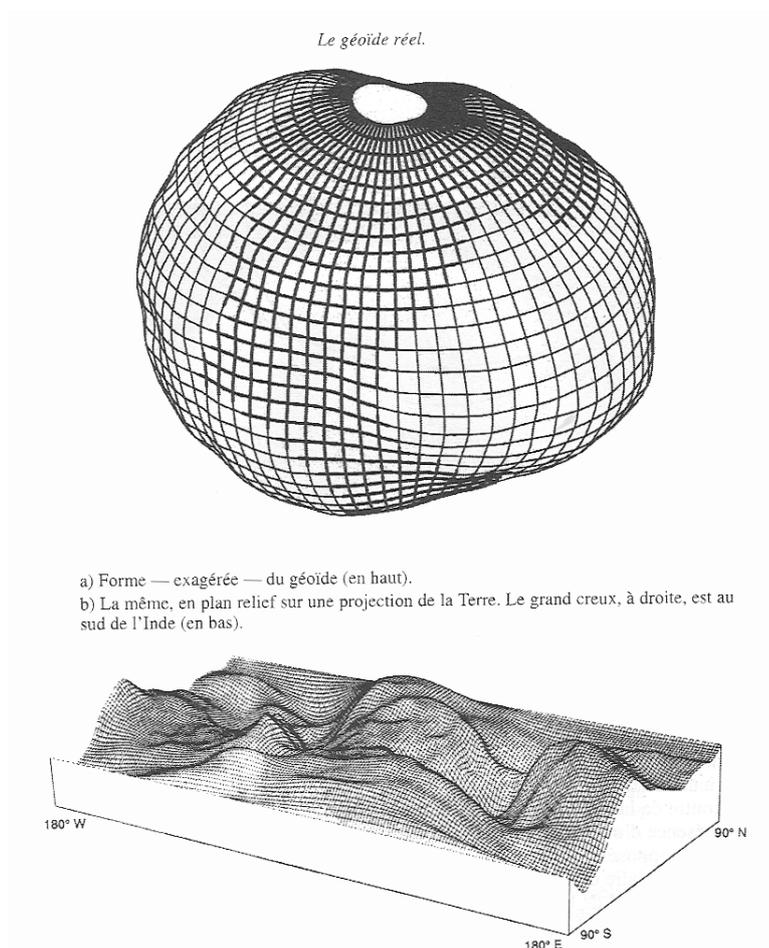
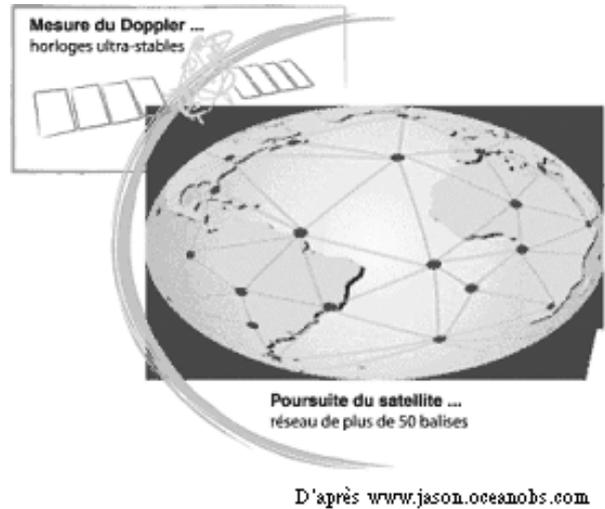


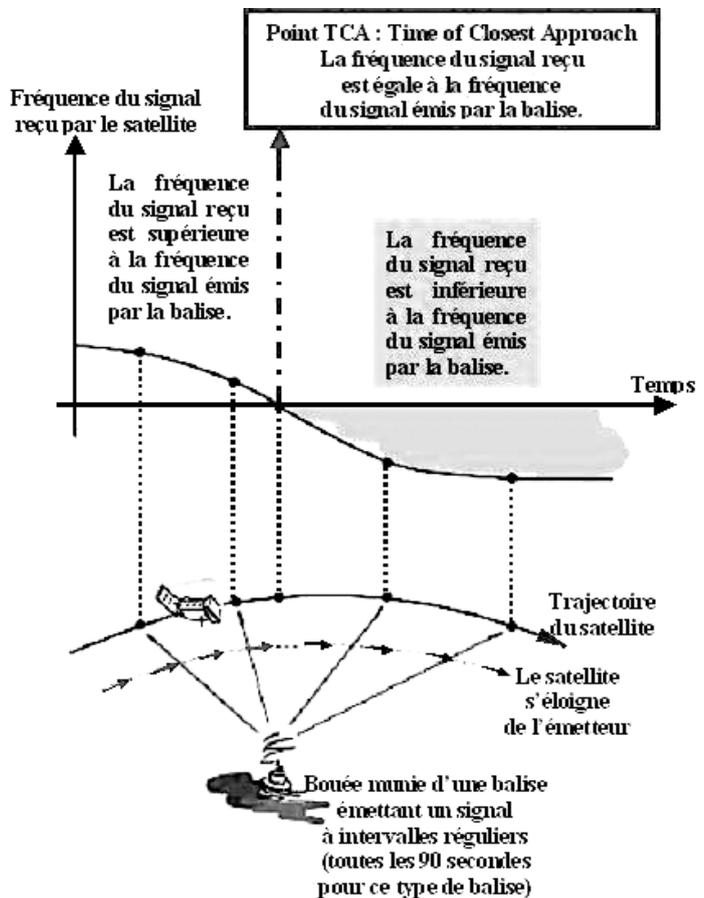
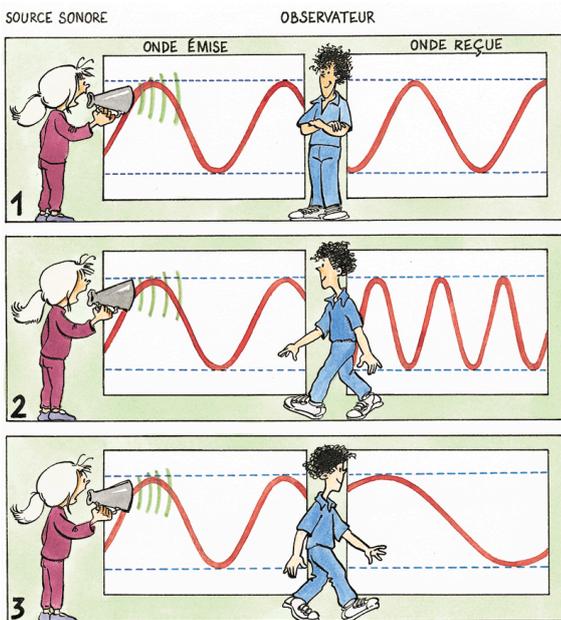
Figure 19 : système DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite)

DORIS est un système radioélectrique Doppler qui effectue des mesures de **vitesse** relative entre un **satellite** en **orbite** et un **réseau** permanent de **51 balises** émettrices dites "d'orbitographie". Les **signaux** radioélectriques émis en permanence par les **balises** au sol, sont reçus par le **récepteur** du **satellite** avec une fréquence décalée par rapport à la fréquence émise (effet **Doppler**). Ils fournissent ainsi une mesure de la **vitesse relative du satellite par rapport à la Terre**.

De l'analyse de ces mesures, on déduit la **trajectoire précise du satellite** ainsi que la position des balises et leurs déplacements à la surface terrestre.



### Effet Doppler ???



Un observateur immobile sur le trottoir constatera que le son qu'il perçoit varie selon la position du véhicule : il est plus aigu quand le véhicule se rapproche et plus grave quand il s'éloigne. Ce changement de fréquence du son tient au déplacement de la source sonore. Par analogie, on peut donc, en analysant la fréquence d'une onde radio, définir la position de son émetteur. C'est ce qu'on appelle l'effet Doppler, du nom du physicien autrichien qui a expliqué ce phénomène au 19ème siècle.

D'après www.cnes.fr

**Figure 20 : altimétrie satellitaire**

La mesure altimétrique est la mesure de distance par radar entre le satellite et la surface de la mer. L'orbite du satellite servant de référence, l'altimétrie permet de déterminer la surface topographique moyenne des océans, dont les hauteurs sont rapportées à l'ellipsoïde de référence (voir figure page 5)

**Hauteur surface de la mer = altitude du satellite (orbite) – mesure altimétrique**

- **altitude** du satellite : déterminée par système **DORIS**
- **mesure altimétrique** : mesurée par le **signal radar** : le satellite envoie des impulsions à une fréquence déterminée et enregistre le signal réfléchi par la surface de l'océan

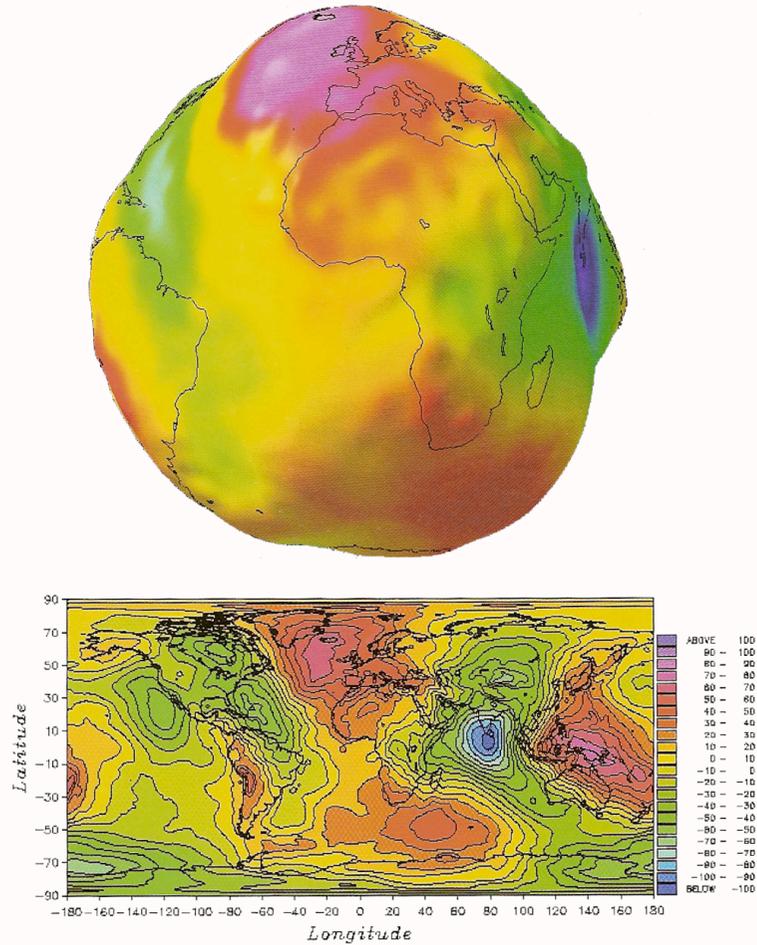
**Schéma du principe de mesure :**

En 1975 puis en 1978, l'agence spatiale américaine (NASA) lança successivement deux satellites : *Geos 3* et *Seasat* munis de radars dans l'objectif de mesurer avec une haute résolution les ondulations du niveau marin.

D'autres missions ont suivi : Geosat (1985) puis ERS1 (1991) et TOPEX/POSEIDON (1992).

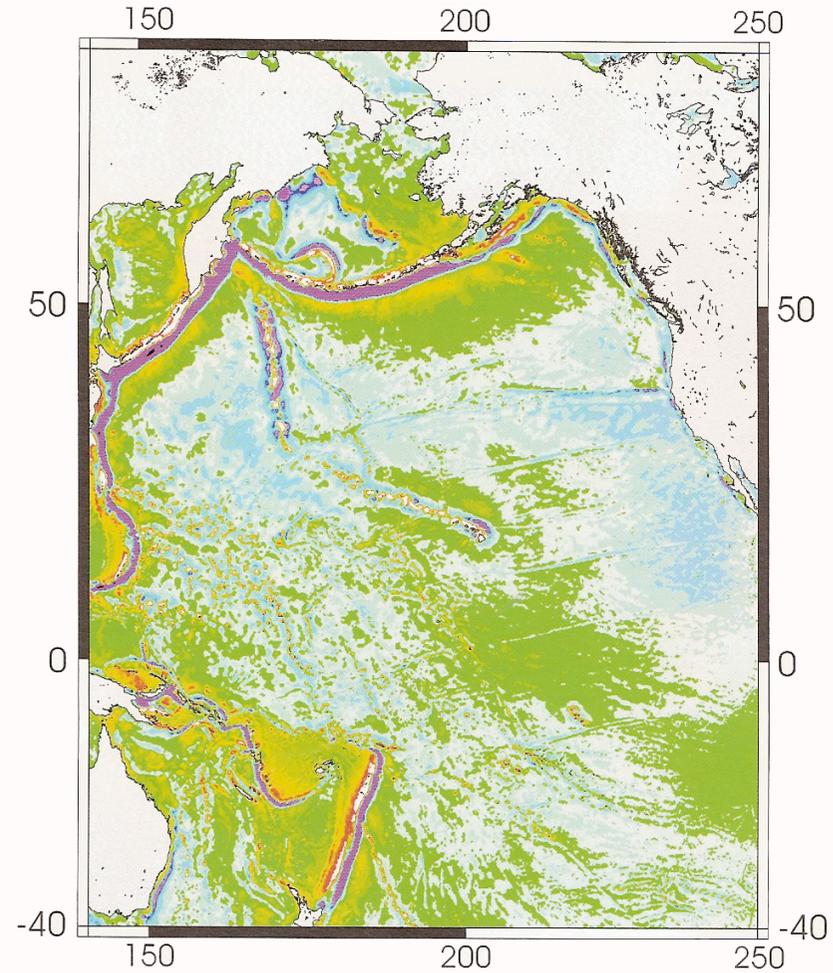
**Dans toutes les régions océaniques, le géoïde a pu être déterminé avec une précision et une résolution excellentes (précision de 2cm).**

**Figure 21 : anomalies du géoïde**  
(in Larroque et Virieux, GB, 2001)



Lorsque les scientifiques évoquent la forme de la Terre, c'est habituellement de la forme du géoïde dont il s'agit. La mesure du géoïde est directement accessible en mer alors que, sur terre, le géoïde est calculé à partir de mesures de la pesanteur sur la surface topographique. L'échelle de la représentation a été exagérée et les couleurs indiquent des variations de -100 m (violet) à 50 m (jaune) par rapport au niveau de la surface moyenne des océans. Pour la carte des ondulations à grande longueur d'onde (>500 km) du géoïde, le pas entre les courbes de niveau est de 2 m. Cette carte est établie à partir de l'analyse des perturbations orbitales des satellites.

**Figure 22 : carte de la surface moyenne de la mer**  
(in Larroque et Virieux, GB, 2001)



Carte de la surface moyenne de la mer (géoïde) sur l'Océan Pacifique calculée à partir des données altimétriques ERS-1 et GEOSAT. Les longueurs d'ondes supérieures à 2000 km ont été retirées. Les unités sont en mètres, de -3 m pour le violet à +1 m pour le rouge foncé.

### Figure 23 : anomalies et corrections du champ de pesanteur

ATTENTION : ne pas confondre CORRECTION et ANOMALIE !!!

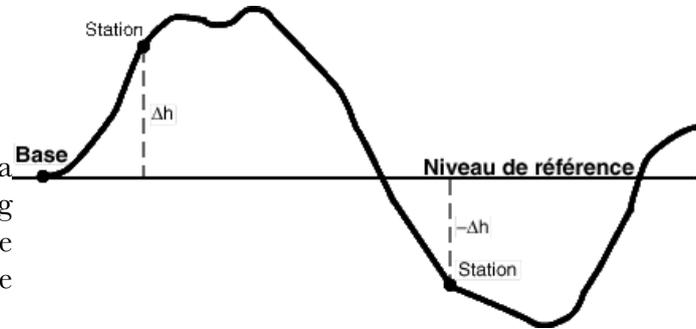
**Anomalie  $\Delta g$  :**

$$\Delta g = (g_{\text{mesurée}} + \text{correction}) - g_{\text{théorique}}$$

#### 3 corrections :

##### 1. Correction à l'air libre

La valeur de  $g$  mesurée est ramenée sur la surface de référence où la valeur théorique de  $g$  est  $g_0$ . On considère qu'il n'y a pas de masse entre le point considéré et la surface de référence (d'où le nom air libre)



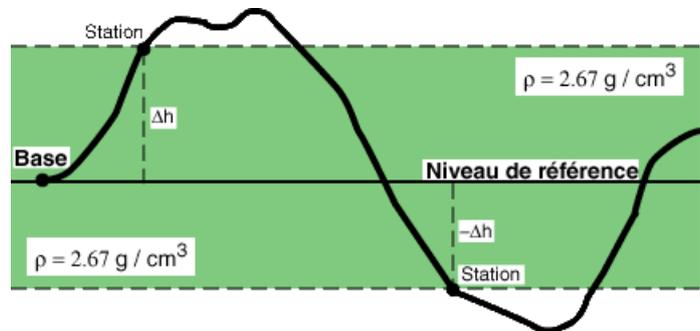
$$\text{COR air libre} = 0,3086 \text{ mgal} / \text{m}$$

La correction est positive pour les stations situées au-dessus du niveau de référence et négative pour celles au-dessous.

##### 2. Correction de plateau

La correction à l'air libre néglige la matière qui se trouve entre ER et la surface où se trouve le point considéré.

On considère que l'espace contenu entre la surface de référence et celle passant par le point considéré est **rempli par un matériau de densité 2,67** (moyenne de la densité des roches crustales). Le volume considéré forme un plateau → d'où le nom de correction de plateau.



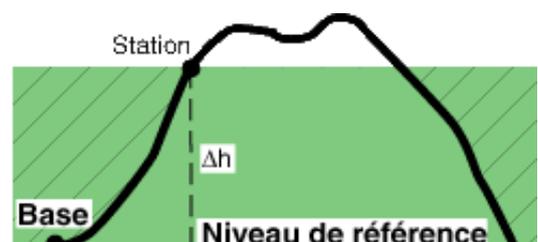
$$\text{COR plateau} = 0,1118 \text{ mgal} / \text{m}$$

La correction de plateau est négative pour les stations situées au-dessus du niveau de référence et positive pour celles au-dessous.

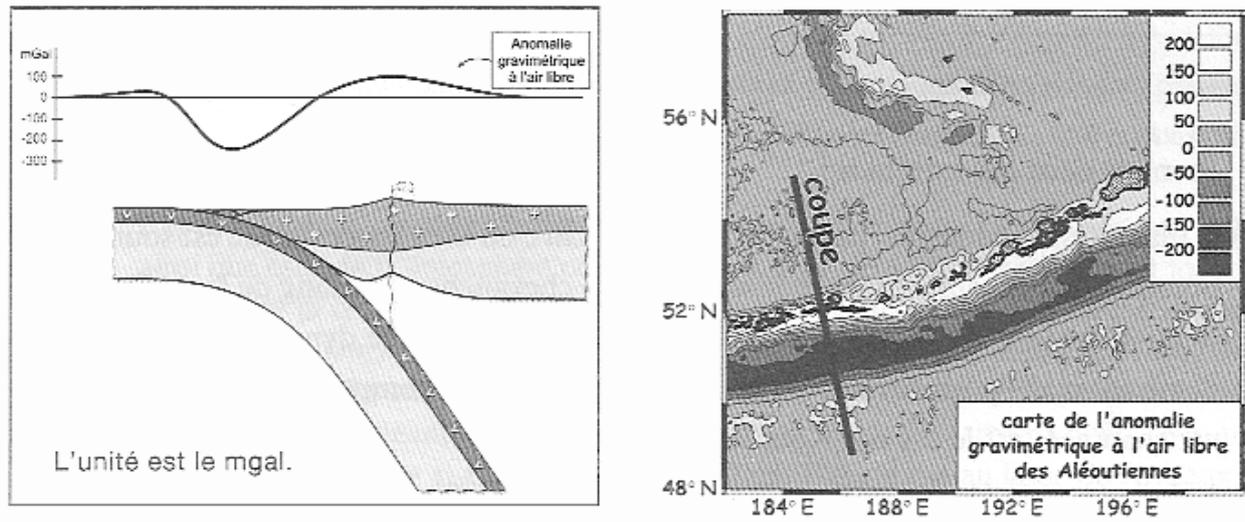
##### 3. Correction de topographie

La correction de plateau néglige les irrégularités topographiques de la surface terrestre.

Il faut donc réaliser une dernière correction fine de la topographie locale. On utilise des logiciels informatiques.

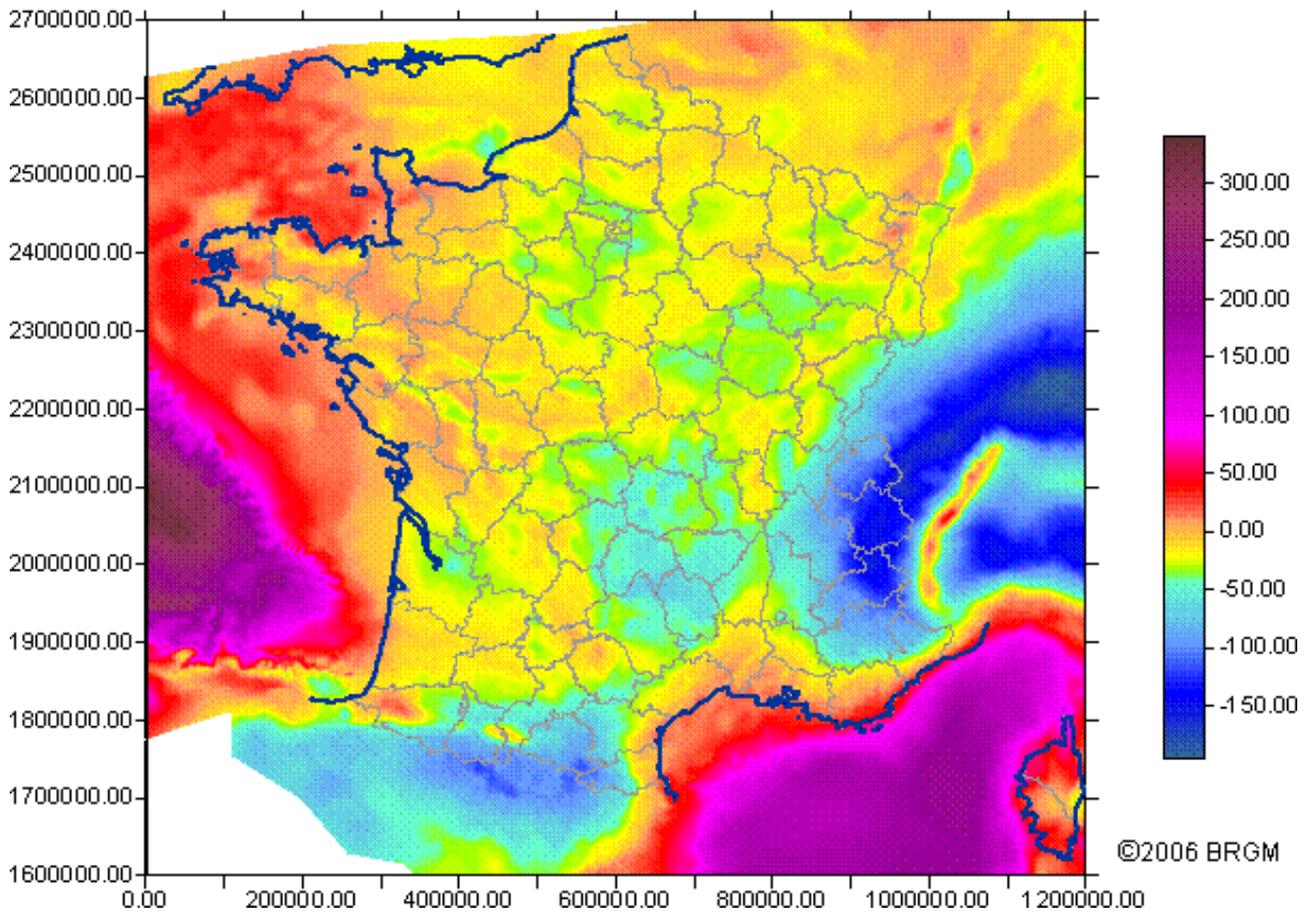


**Figure 24a : anomalie gravimétrique à l'air libre au niveau d'une zone de subduction**  
(in Lallemand et al, Vuibert 2005)

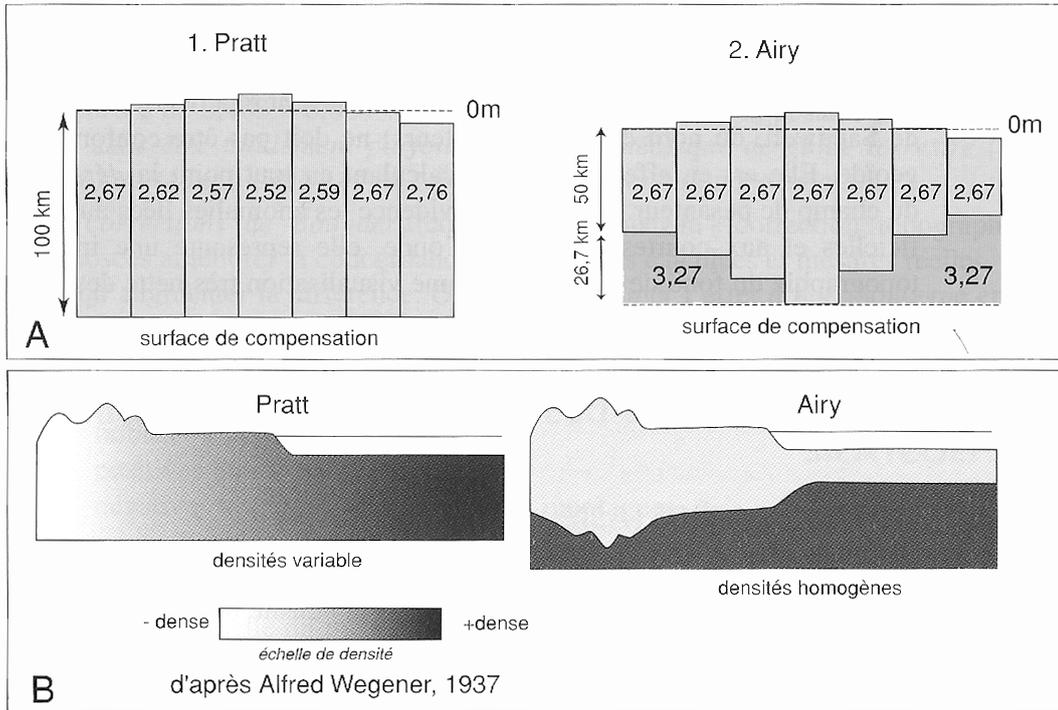


Coupe et profil de l'anomalie gravimétrique à l'air libre associé, en travers de la subduction des Aléoutiennes.

**Figure 24b : anomalie de Bouguer**

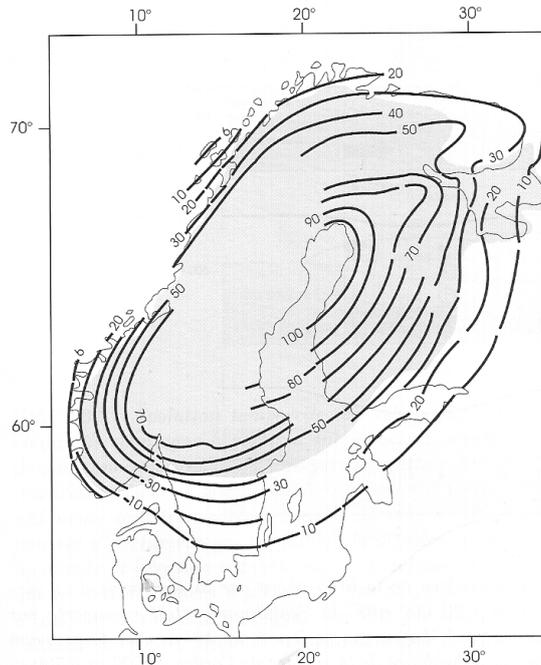


**Figure 25 : 2 modèles d'isostasie**  
(in Pomerol et al, Dunod, 2005)



Les modèles de compensation gravimétrique de Pratt (1854) et Airy (1855).

**Figure 28 : rebond post-glaciaire en Scandinavie**  
(in Larroque et Virieux, GB, 2001)



Soulèvement du sol de la péninsule Scandinave pendant les derniers 6000 ans en mètres. En grisé : la limite d'extension de la calotte glaciaire du Würm (d'après Nikonov, 1977).

Figure 26 : flexure de la lithosphère au niveau de la réunion (in Caron et al, Ophrys, 2003)  
 a : anomalie du géoïde  
 b : modèle de déformation de la lithosphère

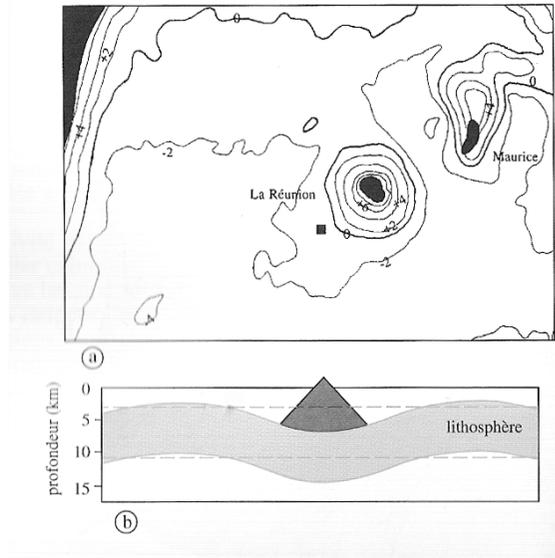


Figure 27.b : topographie et anomalie du géoïde au niveau d'Hawaï

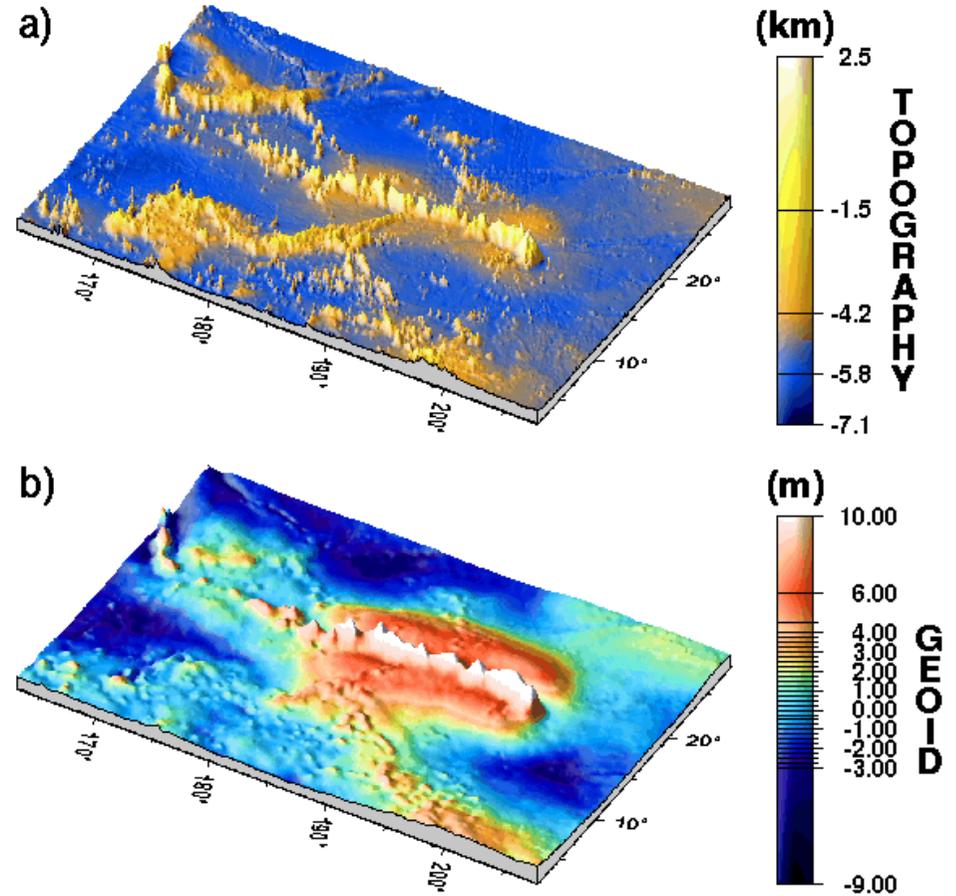


Figure 27 a : anomalie gravimétrique au niveau d'Hawaï

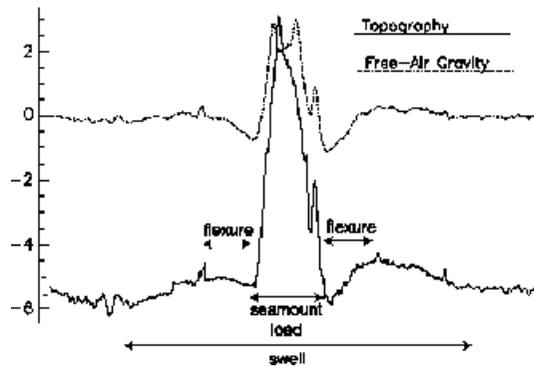


Figure 29 : isostasie au niveau d'un rift (à savoir par coeur!)

