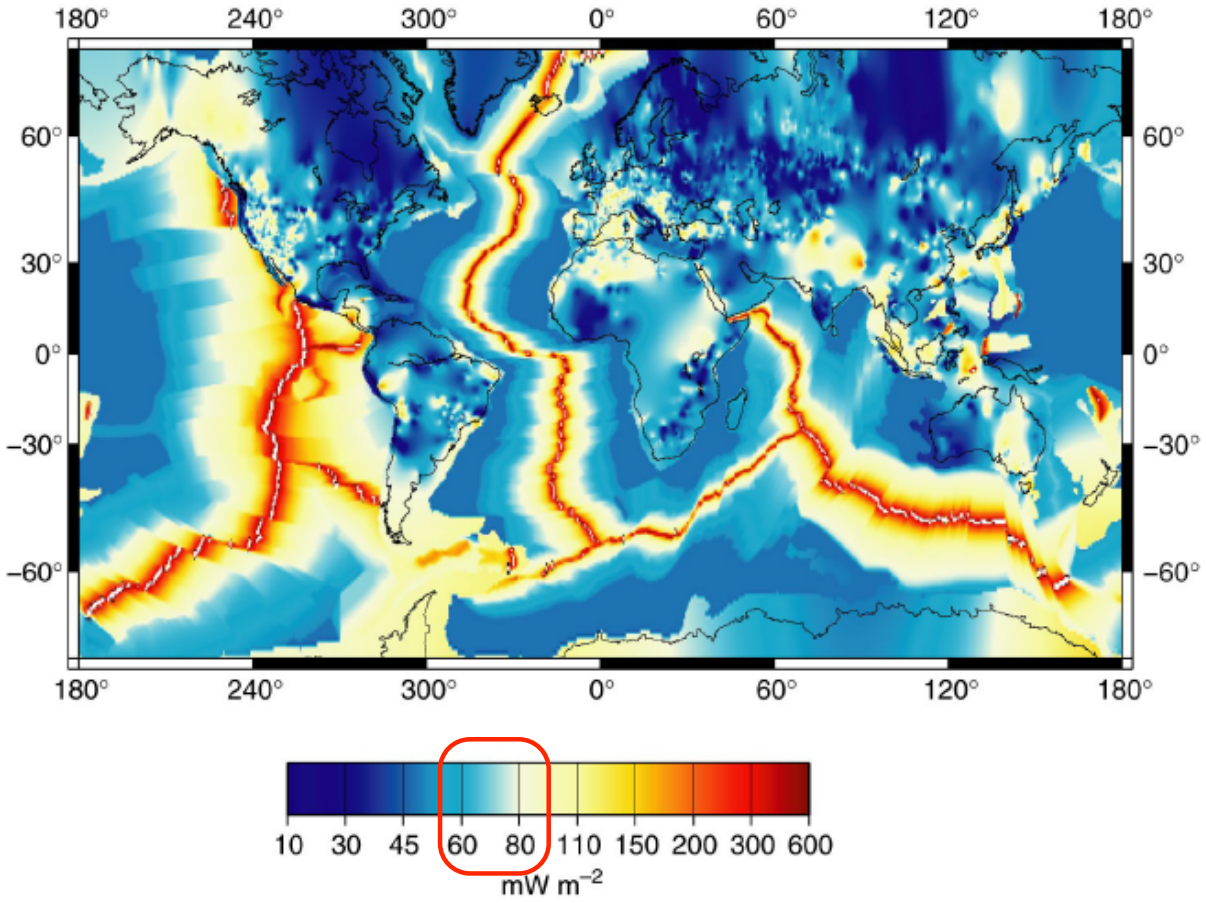
Figure 1 : Carte de répartition du flux de chaleur à la surface de la Terre en mW/m². D'après Jaupart et Mareschal, Cambridge University Press.



moyenne

Figure 2 : Les sources de chaleur terrestre

Source de chaleur	Valeur en TW
Radioactivité de la croute	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

La Terre : une machine exothermique en cours de refroidissement

La chaleur initiale d'accrétion

Au cours de l'**accrétion**, vers 4,6 Ga, **deux sortes d'énergie se sont transformées en chaleur** : l'**énergie cinétique** des particules et blocs et leur **énergie potentielle gravitationnelle**.

Comme les roches sont de mauvais conducteurs de chaleur, cette énergie initiale d'accrétion n'est pas encore totalement dégagée et le **refroidissement séculaire** se poursuit.

La cristallisation de la graine (différenciation des enveloppes)

Le noyau externe liquide cristallise en faveur de la graine (1000 m^3/sec). Cette cristallisation libère de l'énergie du fait de la **chaleur latente de cristallisation** (***évaluée à 1 TW***), et de la chute du fer cristallisé sur la limite de Lehmann à 5100 km avec migration opposée d'éléments légers (*1TW*) : la graine grossit au détriment du noyau extérieur liquide.

La **différenciation terrestre** n'est donc pas terminée, elle dégage **2 TW**.

Les déformations internes à la Terre ou marées terrestres, engendrées par l'effet des autres astres (Lune, Soleil) ne fournissent que 0,1 à 0,4 TW et sont négligeables sur Terre contrairement à ce qu'il se passe sur certains satellites comme Io, satellite de Jupiter où elle constitue une source d'énergie 100 fois plus forte que la radioactivité.

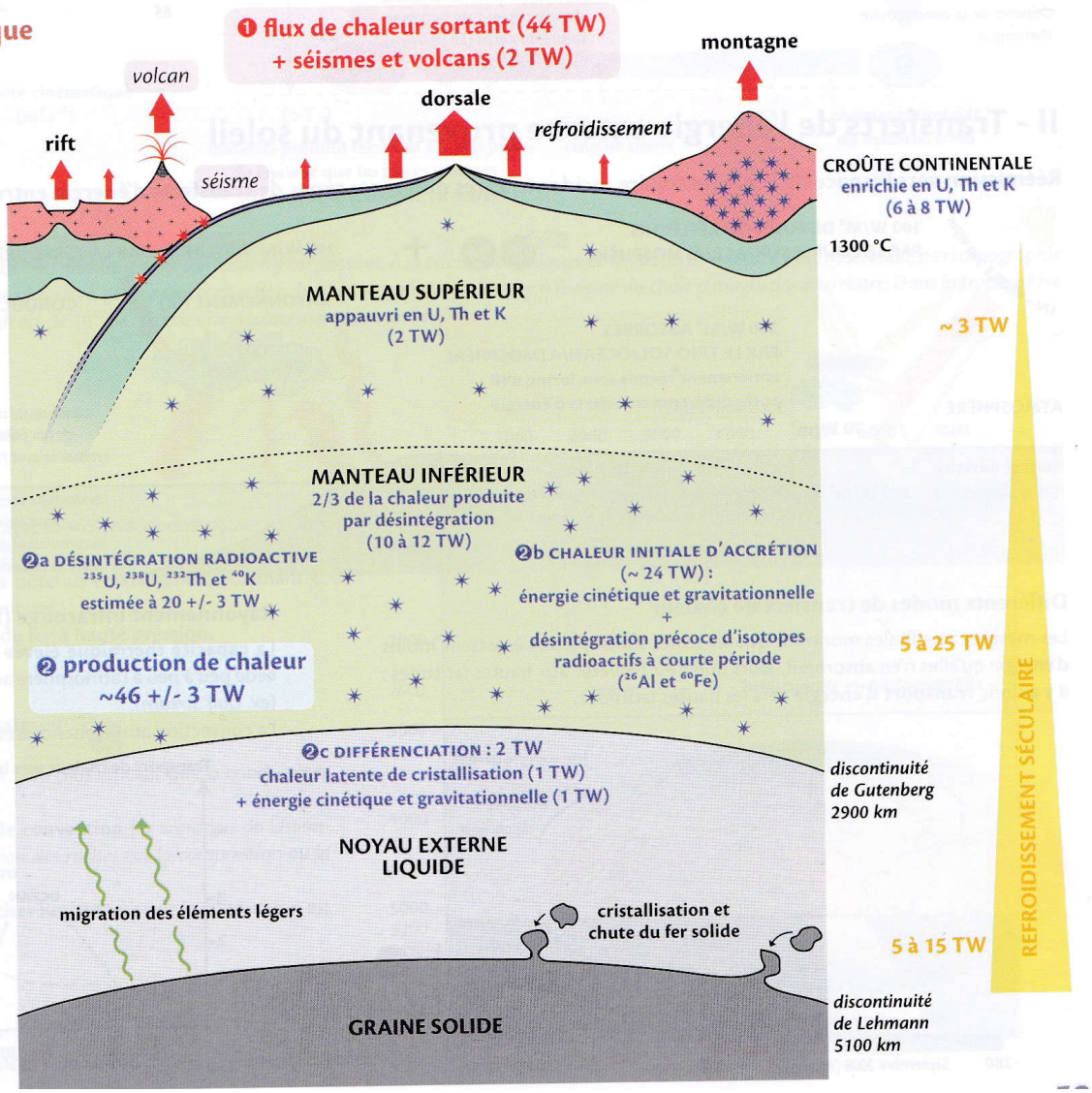


Figure 3 : subduction Nord-Ouest pacifique
(in Renard et al., 2016))

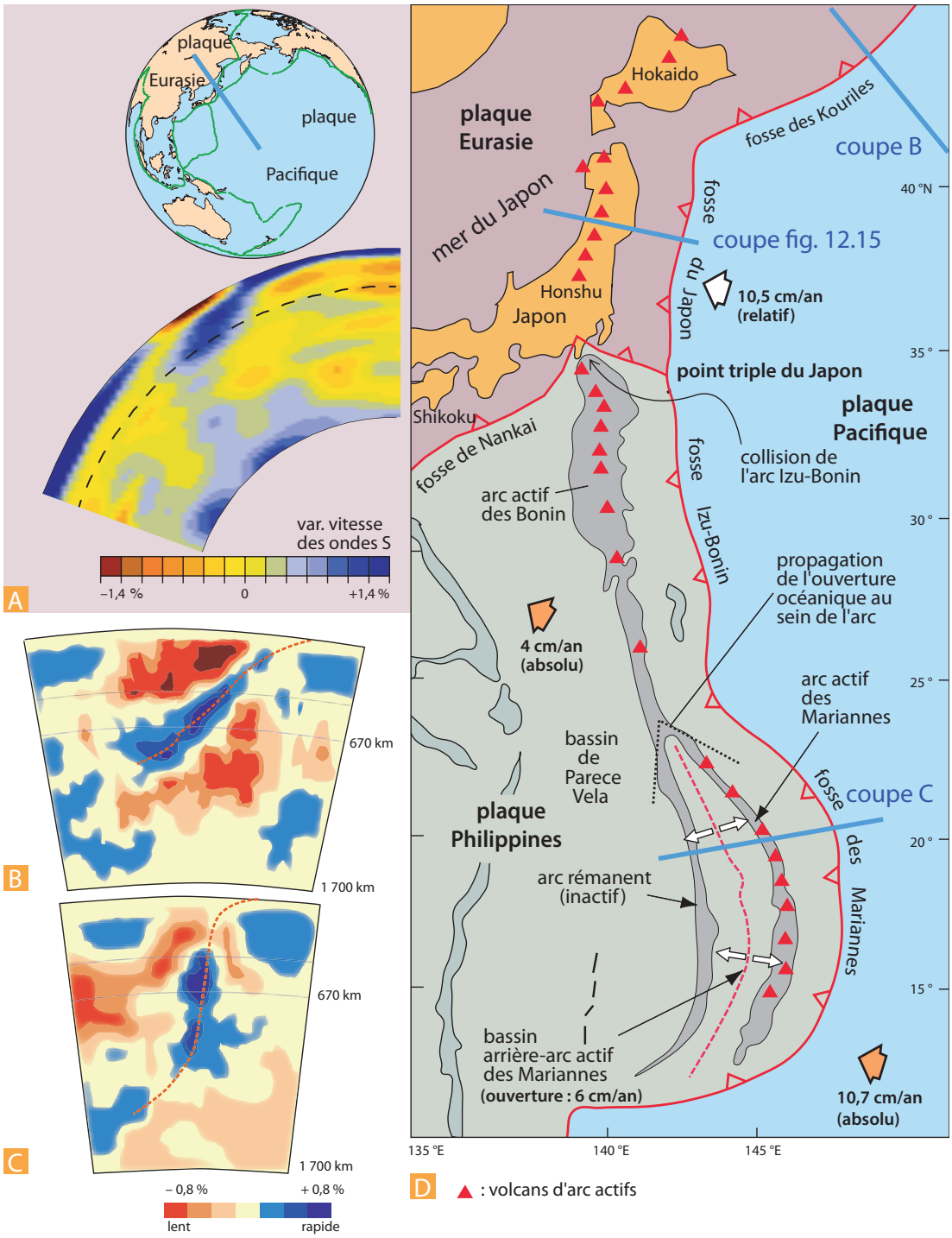


Figure 12.14 Les subductions du Nord-Ouest pacifique.

A. Tomographie sismique montrant le plongement du slab pacifique sous l'Eurasie au niveau de la fosse du Japon (variations de la vitesse des ondes S, *document Montagner, Ritsema, Van Heijst* et al. *IPGP*).

B. et **C.** Deux coupes tomographiques des subductions au niveau des Kouriles et des Mariannes. Comparez les pendages des slabs (*adapté de Li* et al., *2008*).

D. Carte de la région du NO pacifique montrant les zones de subduction, les arcs actifs et rémanents et les bassins d'arrière-arc en ouverture, ou fossiles (Parece Vela). Localisation des coupes B et C.

Figure 4 : calcul du nombre de Rayleigh pour l'asthénosphère

Paramètres	Valeur en USI
Coefficient de dilatation thermique	$2{,}0\ 10^{-5}\ K^{-1}$
Masse volumique	$4000\ kg.m^{-3}$
Accélération de la pesanteur	$9{,}81\ m.s^{-2}$
Hauteur du manteau	2800 km
Production de chaleur radioactive par unité de masse	7.10-11 $W.kg^{-1}$
Viscosité cinématique	2,5 1017 $m^2.s^{-1}$
Diffusivité thermique	7,5 10-7 $m^2.s^{-1}$

Figure 5 : 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)

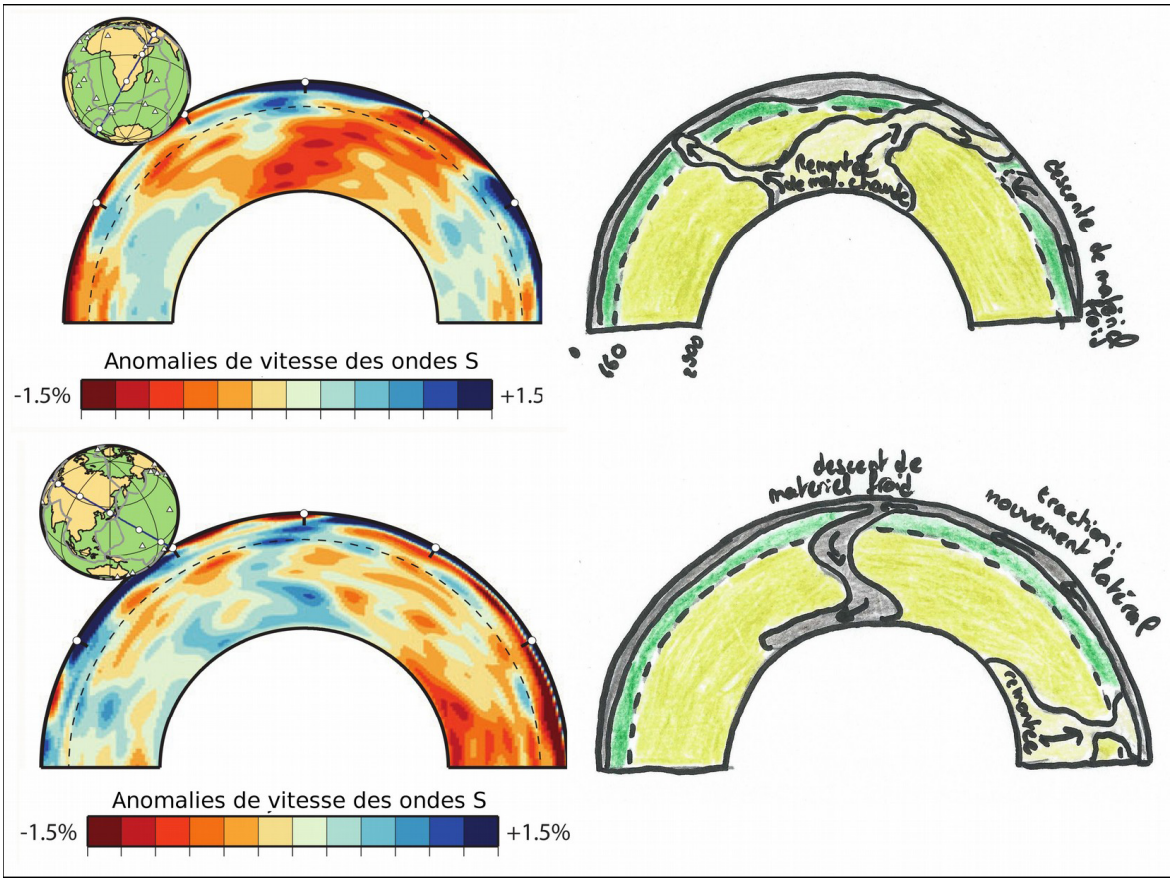


Figure 6 : convection mantellique à une ou deux couches
(in Renard et al., 2016)

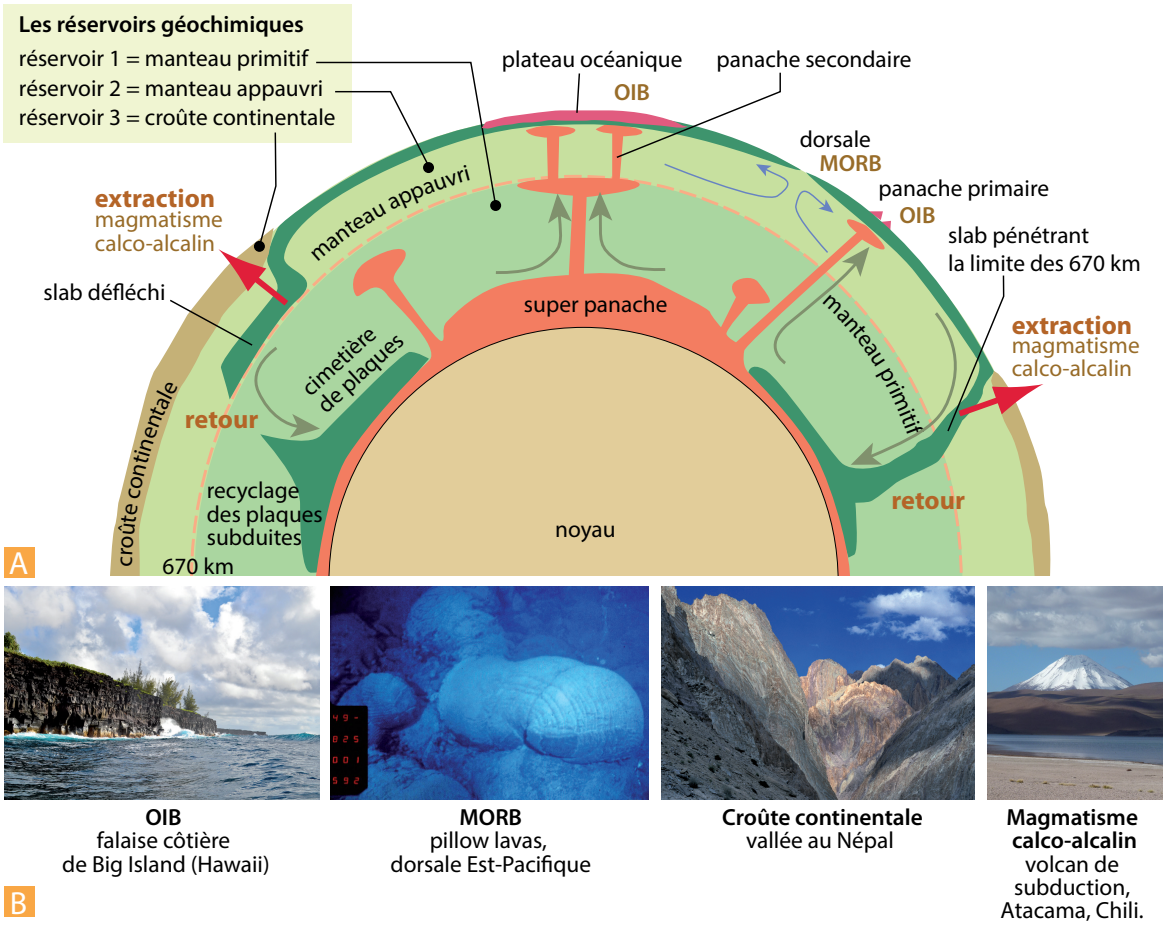
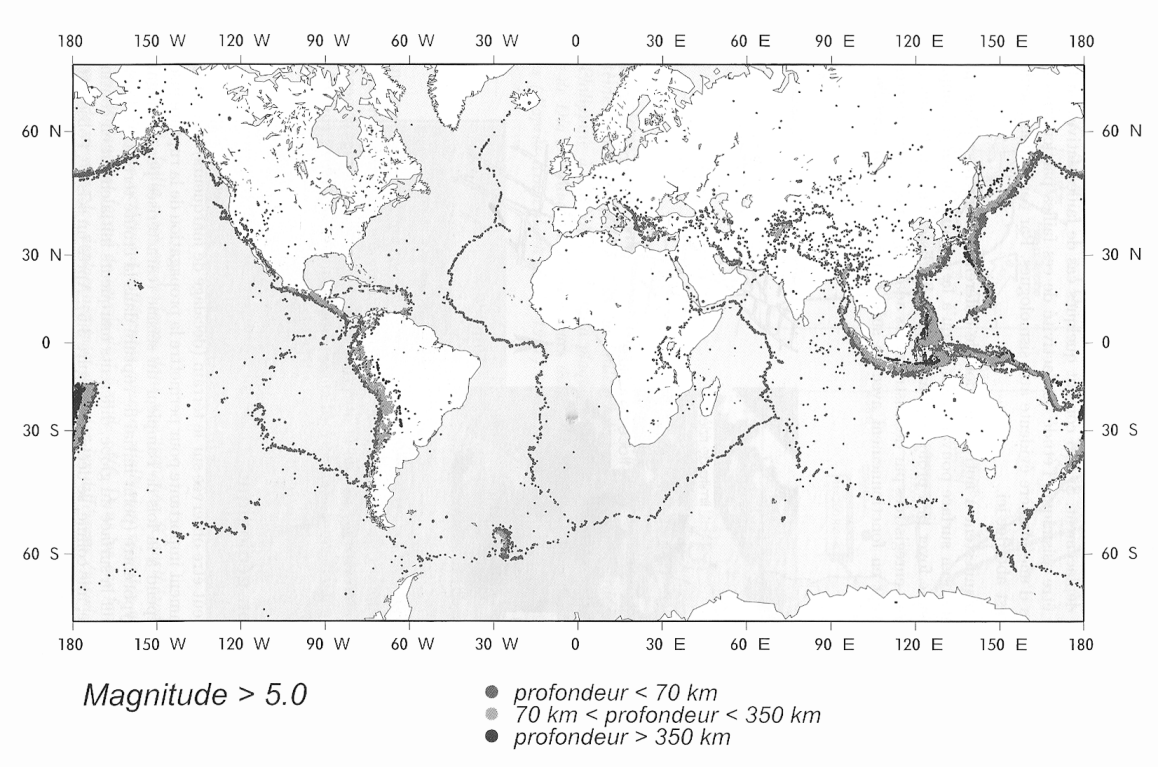


Figure 5.15 Modèle géochimique et dynamique du manteau terrestre. Comparer avec la figure 17.7.

A. Il existe de nombreuses images de la dynamique interne et il est illusoire de tenter de représenter convenablement à la fois les systèmes convectifs, imagés par la géophysique, et les contraintes sur les échanges entre réservoirs qui nous sont imposées par la géochimie. Les modèles dynamique de la Terre sont donc imparfaits et loin d'être définitifs. La représentation proposée est une vision guidée par la géochimie, proposée par Paul Tackley en 2008. Les grands réservoirs géochimiques et les sites de l'extraction crustale y ont été replacés. Les panneaux de lithosphère plongeante sont soit défléchis sur la limite 660-670 km, soit intrusifs dans cette limite et s'accumulent pour former les cimetières de plaque à la limite manteau/noyau. Des masses de manteau enrichis en éléments incompatibles se forment alors. Elles sont poussées par le matériel des slabs s'accumulant à la limite noyau/manteau. Des panaches se forment à partir de ce matériel. On a représenté en bleu la circulation du manteau supérieur (petite convection) et en vert la circulation de l'ensemble du manteau (grande convection). On comparera utilement ce schéma avec les divers modèles de dynamique terrestre proposés sur la base de la géophysique et sur leur confrontation avec les raisonnements géochimiques. Notons que ce modèle montre les deux types principaux de panaches mantelliques reconnus aujourd'hui. Les uns sont issus du manteau inférieur profond (proche de la limite noyau-manteau, couche D″), et correspondent aux points chauds durables ayant produit d'énormes volumes de magmas (panaches primaires). Les autres sont issus de la limite manteau inférieur-manteau supérieur (670 km) et sont des structures non permanentes (panaches secondaires) (A. W. Hofman, 1997). On peut distinguer ces deux sources par les teneurs en isotope d'un gaz rare, l'hélium (^{3}He), contenu dans le manteau et qu'on peut mesurer en analysant les verres volcaniques. **B.** Photographies illustrant les représentants des réservoirs géochimiques du globe : OIB (manteau primitif et/ou manteau enrichi par les plaques subduites), MORB (manteau appauvri), laves des zones de supra-subduction (arcs insulaires, cordillères) et croûte continentale (extraction à partir du manteau supérieur). Photos (de g. à d.) : M. Lagabrielle, Ifremer, S. Guillot, A. Mauviel.

Figure 7 : répartition mondiale des séismes
(in Larroque et Virieux, GB, 2001; in Renard, 2016)



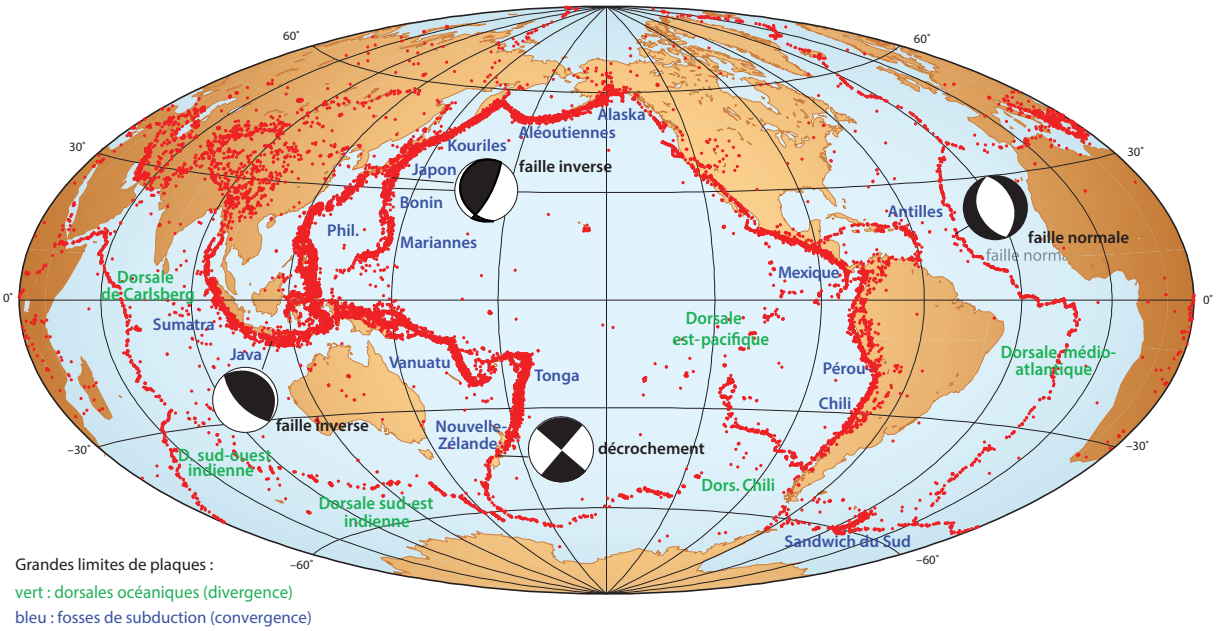
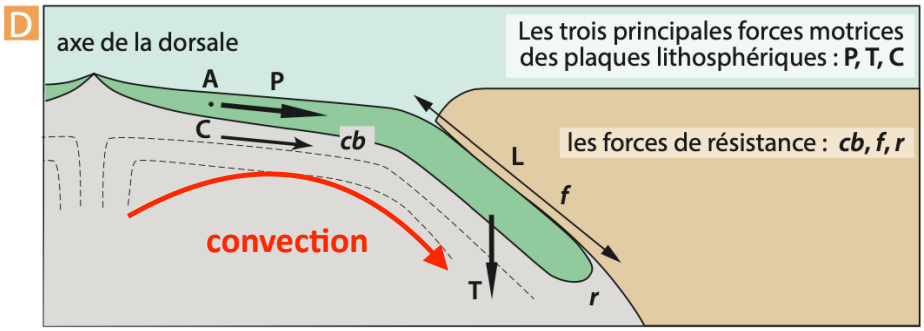


Figure 6.9 **Carte de la sismicité mondiale (compilation logiciel GMT, UMR Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier/CNRS).**
La répartition des séismes souligne les zones de déformation active dans les océans ou sur les continents.

Figure 8 : forces agissant sur les plaques lithosphériques
(in Renard et al., 2016)

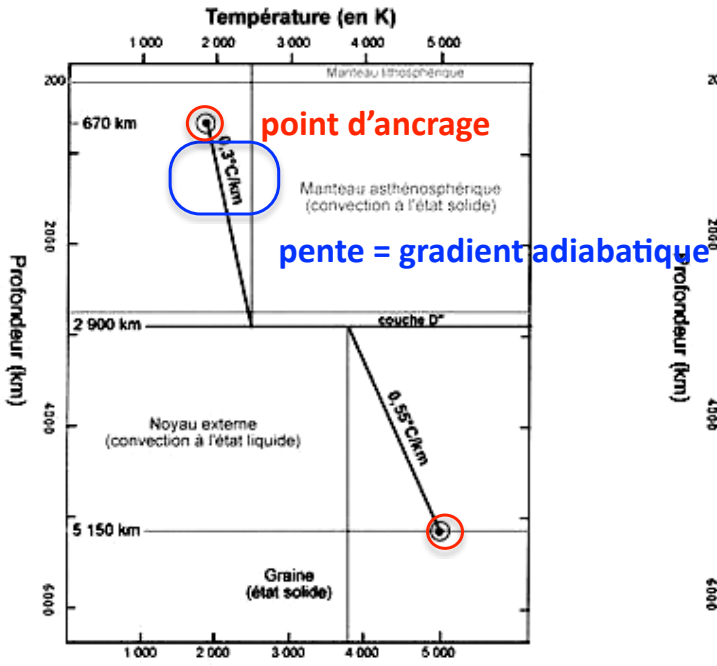


AF Afrique
AN Antarctique
AR Arabie
CC Cocos
EU Eurasie
IN Inde
NA Amérique du Nord
NZ Nazca
PA Pacifique
PH Mer des Philippines
SA Amérique du Sud

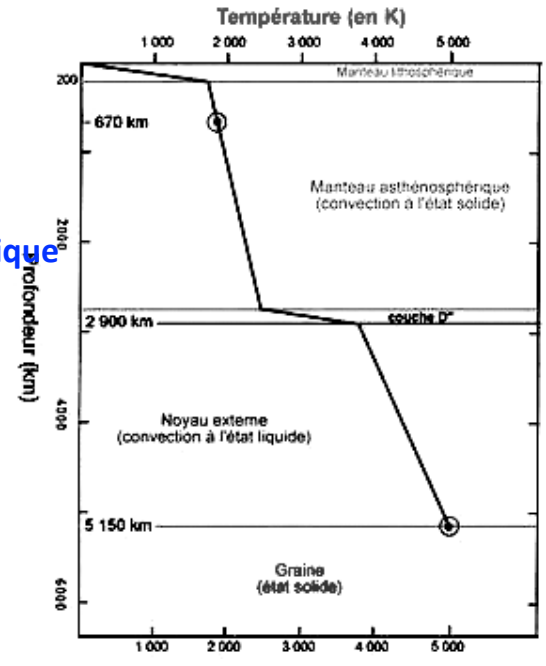
Figure 7.17 Les forces agissant sur les plaques.

D : Schéma des diverses forces possibles agissant sur les plaques.
Forces motrices : P = poussée gravitaire à la ride, proportionnelle à l'âge de la plaque au point A ; C = couplage avec la convection ; T = traction du panneau plongeant, *slab pull*, proportionnelle à la longueur L du panneau et à la racine carrée de l'âge du panneau plongeant.
Forces de résistance : *cb* = cisaillement basal, *f* = friction le long du plan de subduction, *r* = résistance du manteau à l'enfoncement. (*Modifié de Boillot* et al., Introduction à la géologie, *Dunod*.)

Figure 9 : construction du géotherme
(source : planet-terre.ens-lyon.fr)



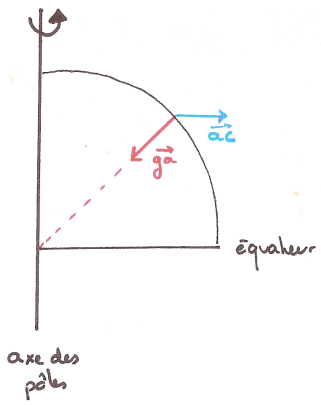
Utilisation des gradients adiabatiques du manteau et du noyau externe



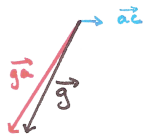
Le géotherme : un modèle de l'évolution de T en fonction de la profondeur

Figure 10 : Rappel : gravité et champ de pesanteur

A la surface de la Terre, l'accélération de la gravité est d'environ 9,81ms^{-2} (donc g = 981 000. 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 fils à plomb de la verticale. La résultante de la **gravité** et de la force **axifuge** s'appelle la **pesanteur**



$g_a >> a_c \Rightarrow$ la direction verticale est pratiquement confondue avec celle de l'accélération gravitationnelle



pesanteur g : gravité + force axifuge

La pesanteur = accélération gravitationnelle + accélération centrifuge

- **gravité** : elle résulte de l'attraction définie par la 2ème 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

$$F_N = G\,(m.m')/d^2$$

- **force axifuge** : $F_{ax} = 2\pi\omega^2 p$

avec ω 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.

D'après le principe fondamental de la dynamique, ΣF = m.a : tout point M de masse m en mouvement sous l'action d'une force F, subit une accélération a à laquelle F est proportionnelle.
D'où : F = mg = G (M.m)/d² avec M la masse de la Terre et r son rayon
On obtient donc :

$$g = G.M/r^2$$

Remarque :
*L'accélération de la pesanteur dépend d'un **potentiel U** = **géopotentiel** et on a :*
***g = -∂U/∂z,** avec z compté selon la verticale.*
*Une **équipotentielle** du **champ de pesanteur** correspond à une surface sur laquelle U = constante.*

Figure 11 : 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° pôles <1° latitude équateur → rayon pôle < rayon équateur d'environ 21km
On en déduisit que la Terre était aplatie de 21/6378 =1/298

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

Figure 12 : ellipsoïde de Clairaut (1743) = ellipsoïde de référence

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) :

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

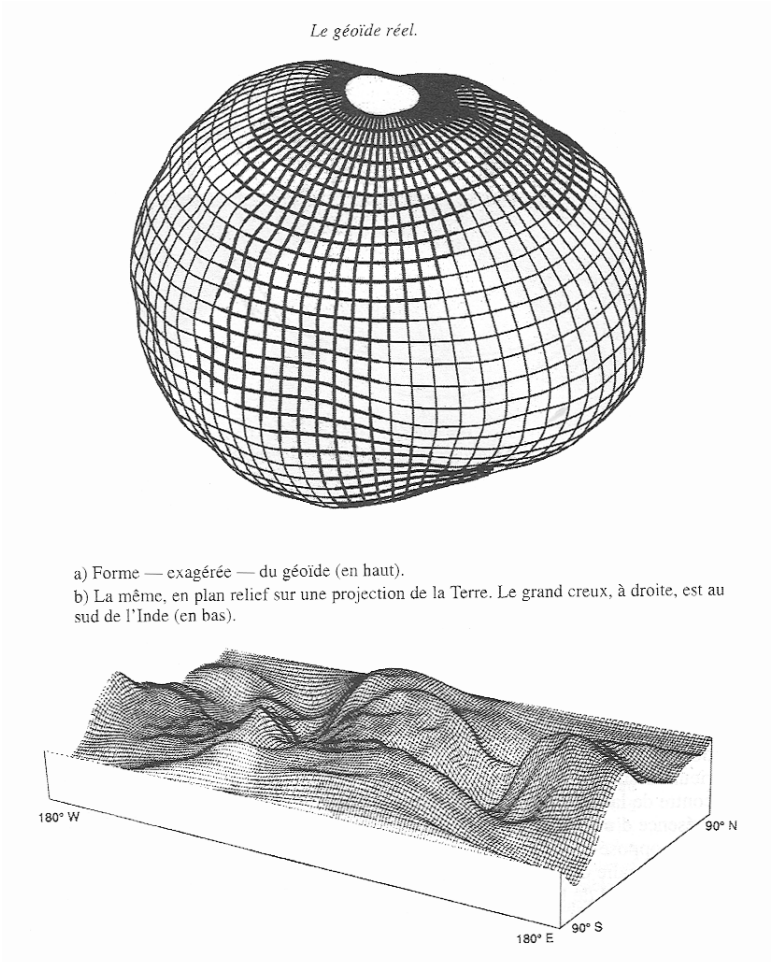
- r est le rayon à la latitude φ
- a : rayon terrestre 6378,137 km au **pôle** (pour φ = 90°, r=a)
- ε coefficient d'aplatissement = 1/298,2572236
-

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 :

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

avec b et b' deux coefficients à déterminer à partir d'observations et g_0 valeur à l'équateur (φ = 0 → g = g_0)

Figure 13 : Le géoïde est la forme qu'aurait la Terre si elle était complètement recouverte d'océans au repos.
(in Poirier, Masson1996)



a) Forme — exagérée — du géoïde (en haut).
b) La même, en plan relief sur une projection de la Terre. Le grand creux, à droite, est au sud de l'Inde (en bas).

Figure 14 : géoïde, ellipsoïde et topographie
(in Renard et al., 2016)

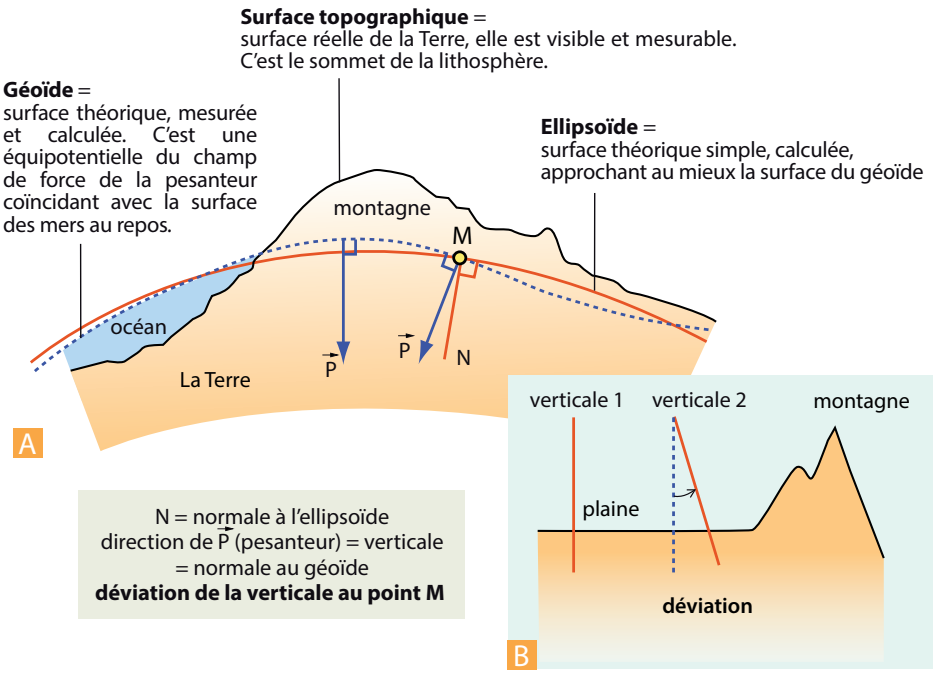
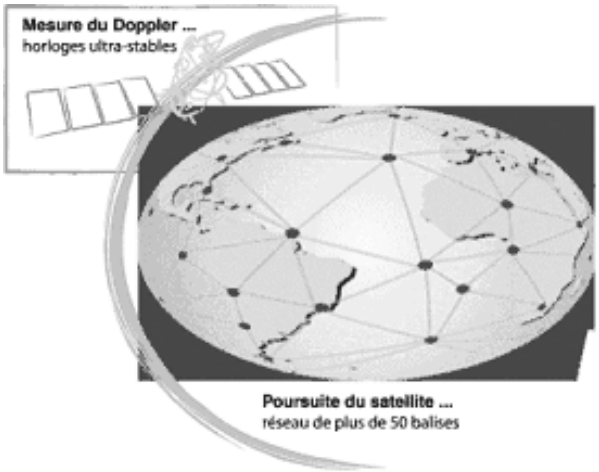


Figure 4.10 Géoïde, ellipsoïde et verticale.

A. Les différentes surfaces décrivant les formes de la Terre.
B. La déviation de la verticale par les reliefs.

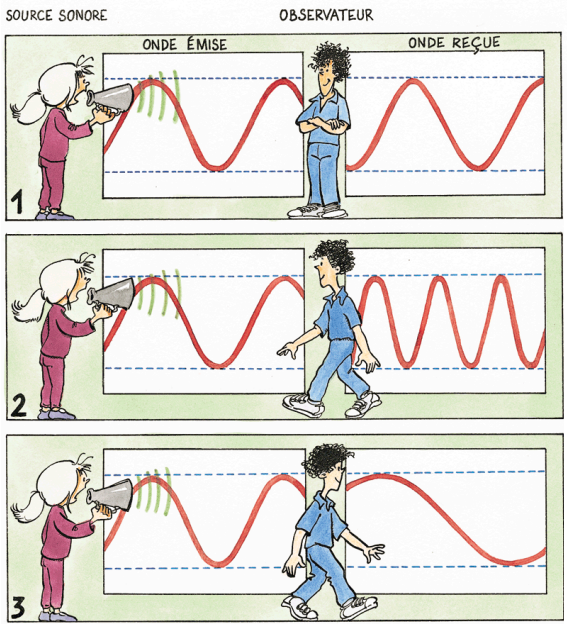
Figure 15 : système DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite)

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.



D'après www.jason.oceanobs.com

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

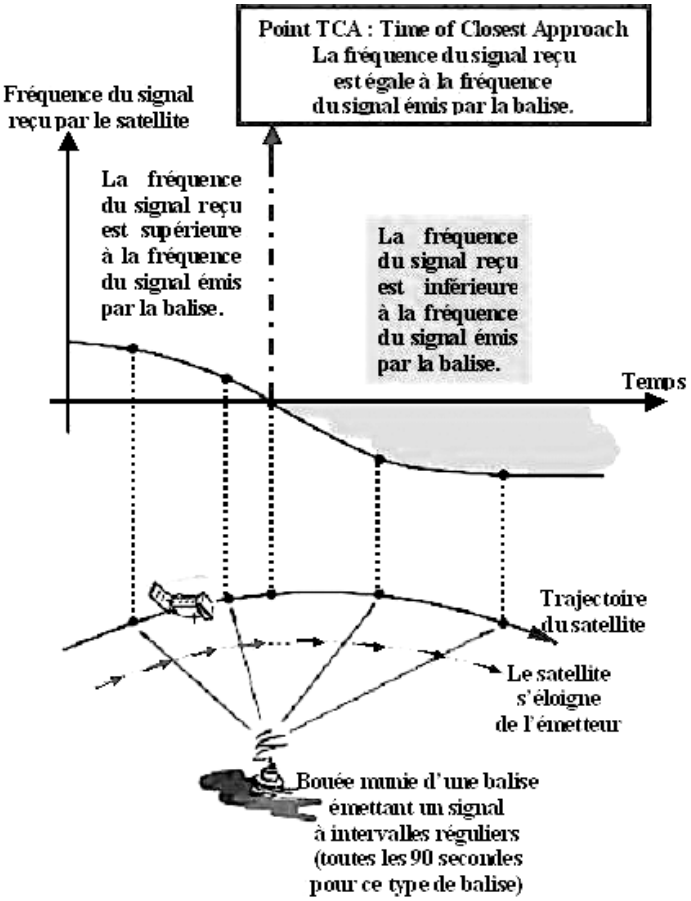


Figure 16 : altimétrie satellitaire (à savoir par coeur)

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 17 : anomalies du géoïde
(in Renard, 2016)

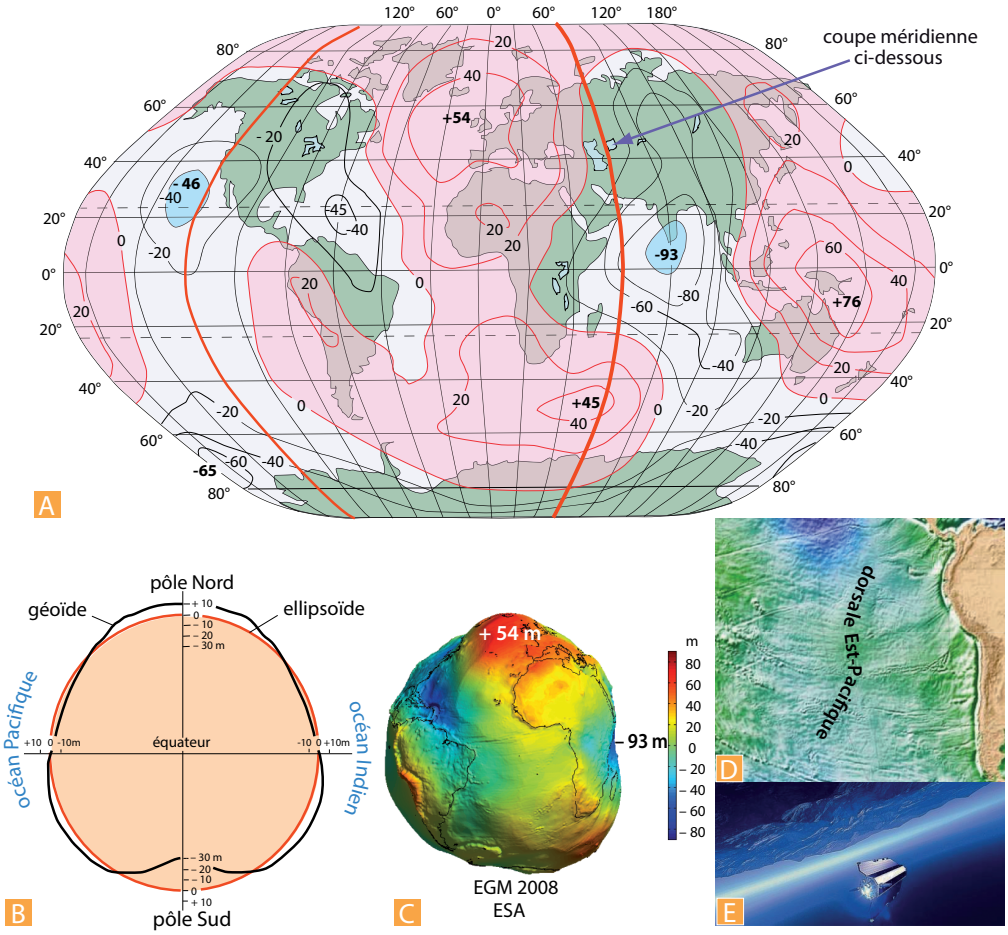


Figure 4.11 La surface du géoïde.

A. La carte du géoïde, écarts positifs (en rouge) ou négatifs (en bleu), en mètres, par rapport à un ellipsoïde d'aplatissement 1/298,252. Cette carte des ondulations à très grandes longueurs d'onde (10 000 km) correspond au modèle dit en balle de tennis (en référence à la forme de la couture) avec un creux au sud de l'Inde (–90 m) et une bosse au niveau de l'Atlantique nord (+50m). Le géoïde est la surface équipotentielle de pesanteur en coïncidence avec le niveau moyen des océans. Si la Terre était parfaitement homogène en densité, la valeur de la pesanteur serait constante sur toute la surface de l'ellipsoïde. Or la répartition des masses internes est hétérogène. De plus, ces masses sont animées de mouvements (convection, rebond post-glaciaire, subsidence des bassins, surrection des montagnes). Aussi, une surface équipotentielle de pesanteur n'est pas un ellipsoïde de révolution, mais une surface quelconque présentant des anomalies par rapport à l'ellipsoïde et dont la signification est à rechercher dans la dynamique du globe. Les ondulations du géoïde à très grande longueur d'onde sont dues à des mouvements de convection dans le manteau inférieur. Les « bosses » du géoïde coïncident grossièrement avec les régions « chaudes » vues par la tomographie sismique à 2 850 km de profondeur.

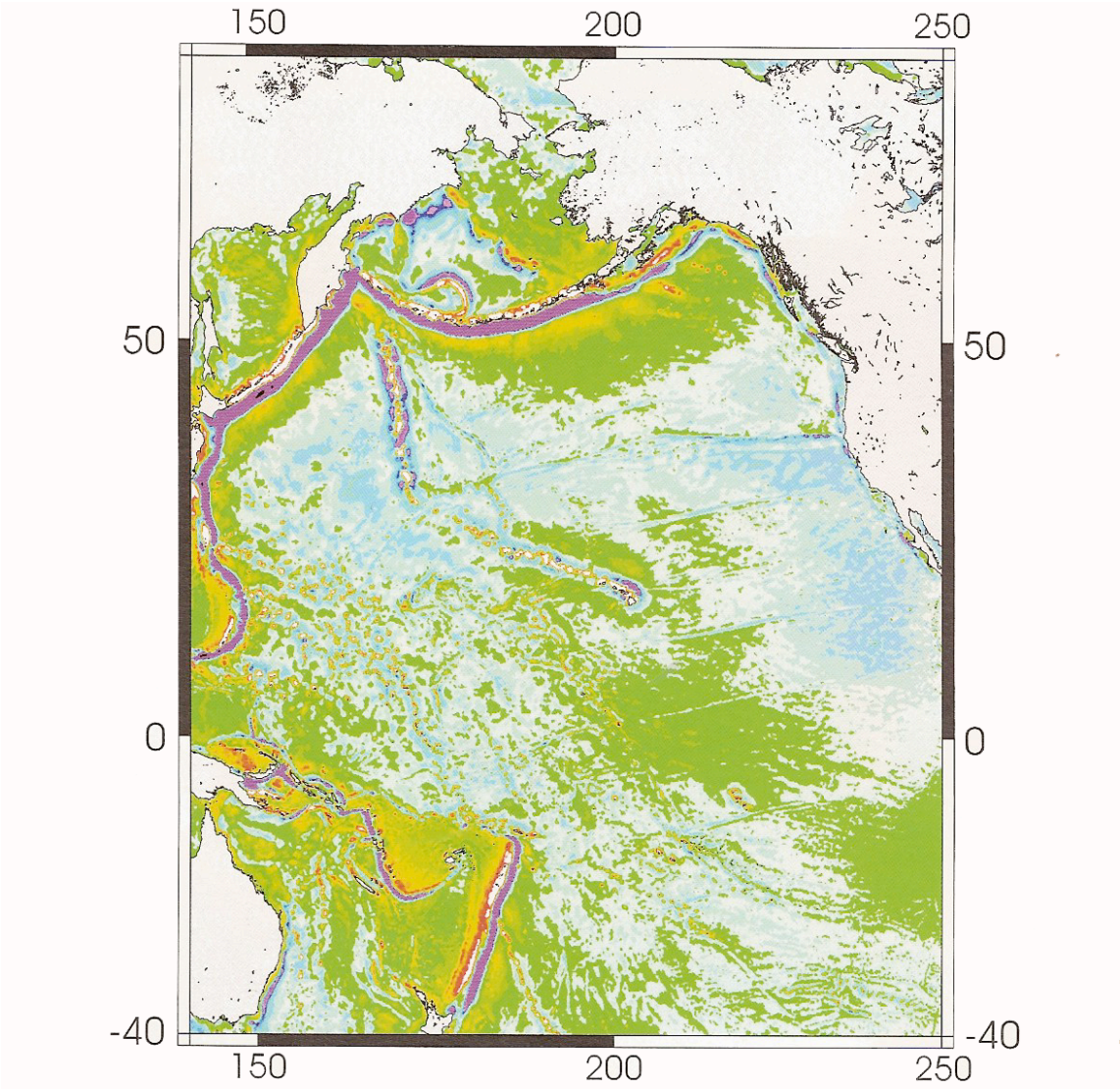
B. Comparaison d'une section méridienne (à 60° E) du géoïde (courbe noire) et de l'ellipsoïde de référence (la représentation des hauteurs en mètres est exagérée).

C. Il a existé plusieurs versions du géoïde, de plus en plus précises. Une des dernières est calculée grâce au satellite GOCE de l'ESA, lancé en 2009 et dont l'objectif est le calcul précis du champ de gravité terrestre par l'analyse de la trajectoire du satellite et par capteurs internes (GOCE signifie *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*). GOCE est ré-entré dans l'atmosphère et s'est désintégré naturellement, après une mission bien remplie, le 11 novembre 2013. Auparavant, la mission *Gravity Recovery And Climate Experiment* (GRACE) de la NASA avait permis d'obtenir des cartes précises des variations du champ de gravité.

D. Extrait de la carte des anomalies du géoïde terrestre autour de la dorsale Est-Pacifique (document GRGS). Dans les moyennes longueurs d'onde (> 2 000 km), on distingue des linéations d'amplitude 20 mGal qui pourraient être la marque d'une convection à petite échelle, sous la lithosphère océanique, perpendiculaire à la direction de l'accrétion.

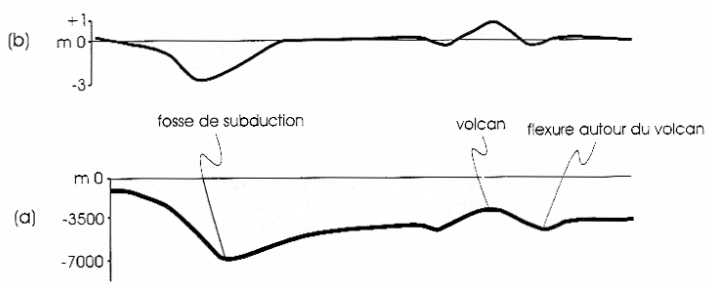
E. Le satellite GOCE de l'ESA.

Figure 18 : 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 +1m pour le rouge foncé.

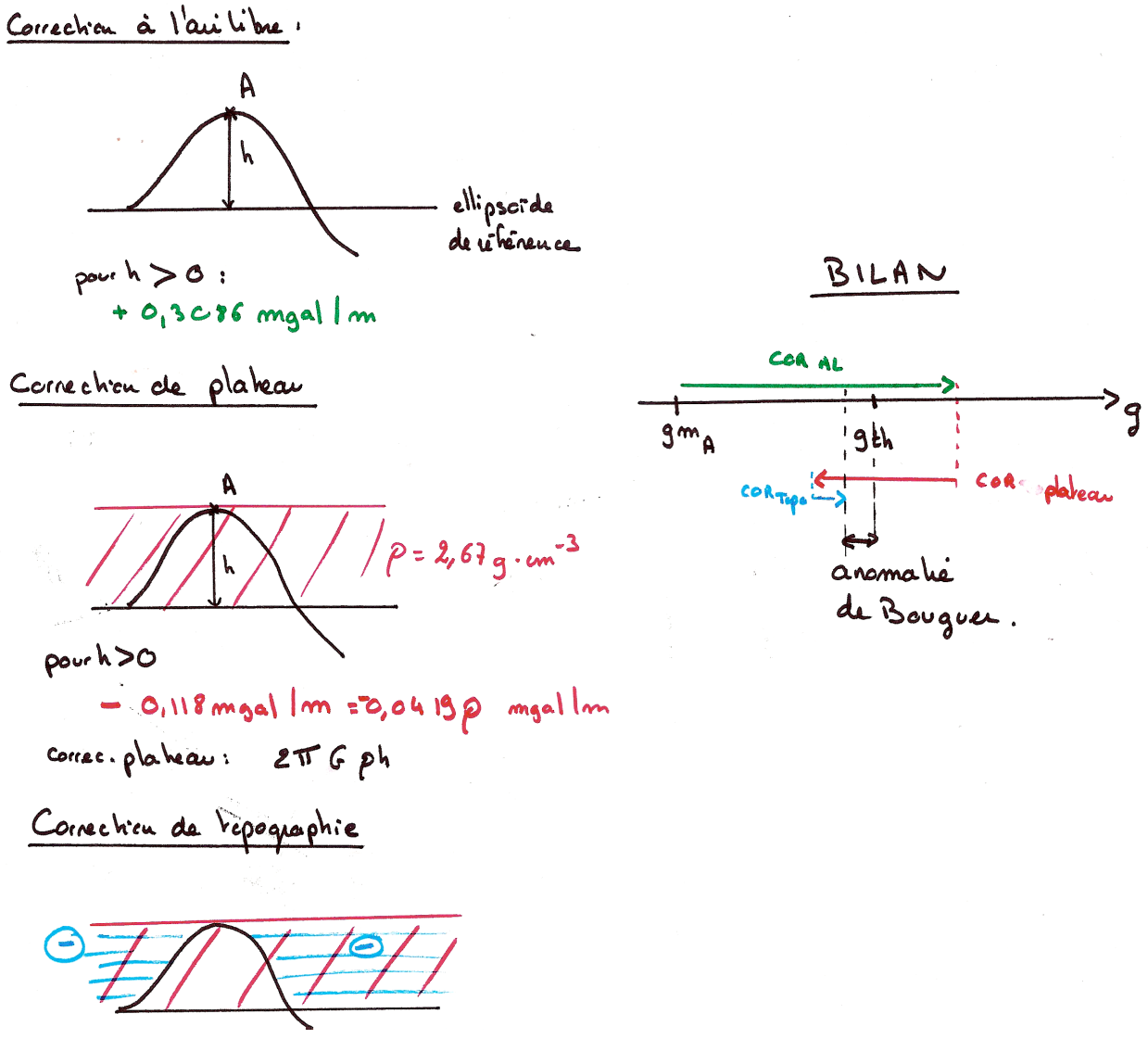
Figure 19 : anomalie du géoïde au niveau d'une zone de subduction
(in Lallemand et al, Vuibert 2005)



– Les anomalies à petite et moyenne longueurs d'onde sont représentatives de la topographie des fonds marins et de la structure de la lithopshère. (a) Coupe topographique d'une région présentant une fosse de subduction et un volcan sous-marin. (b) Forme et amplitude de l'anomalie du géoïde à petite longueur d'onde associée.

Figure 20 : Calcul des corrections et anomalies gravimétriques

ATTENTION : ne pas confondre CORRECTION et ANOMALIE !!!



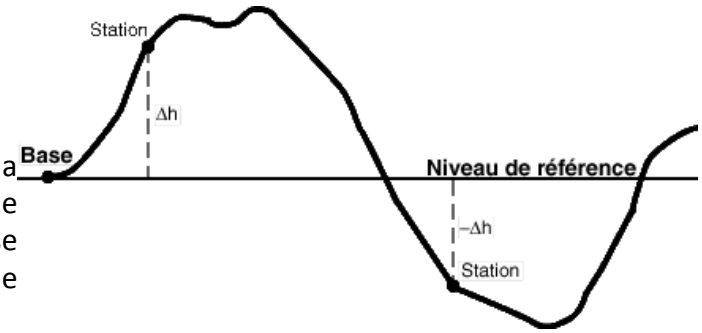
Anomalie Δ_g :

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

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)

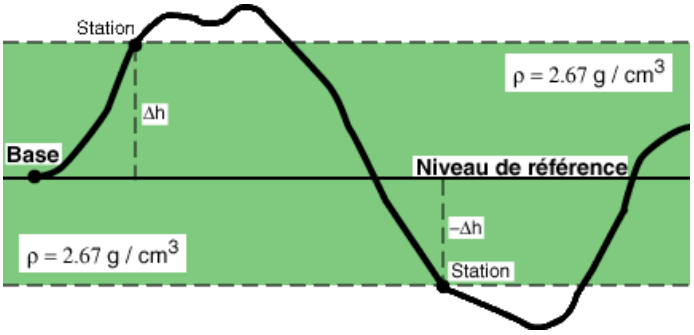


COR air libre = 0,3086 mgal / m

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.



COR plateau = 0,1118mgal / 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.

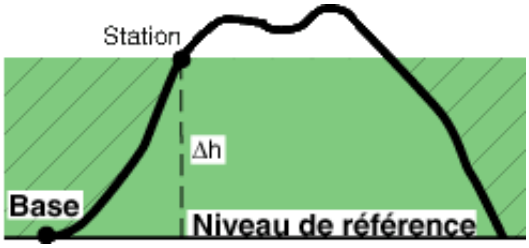
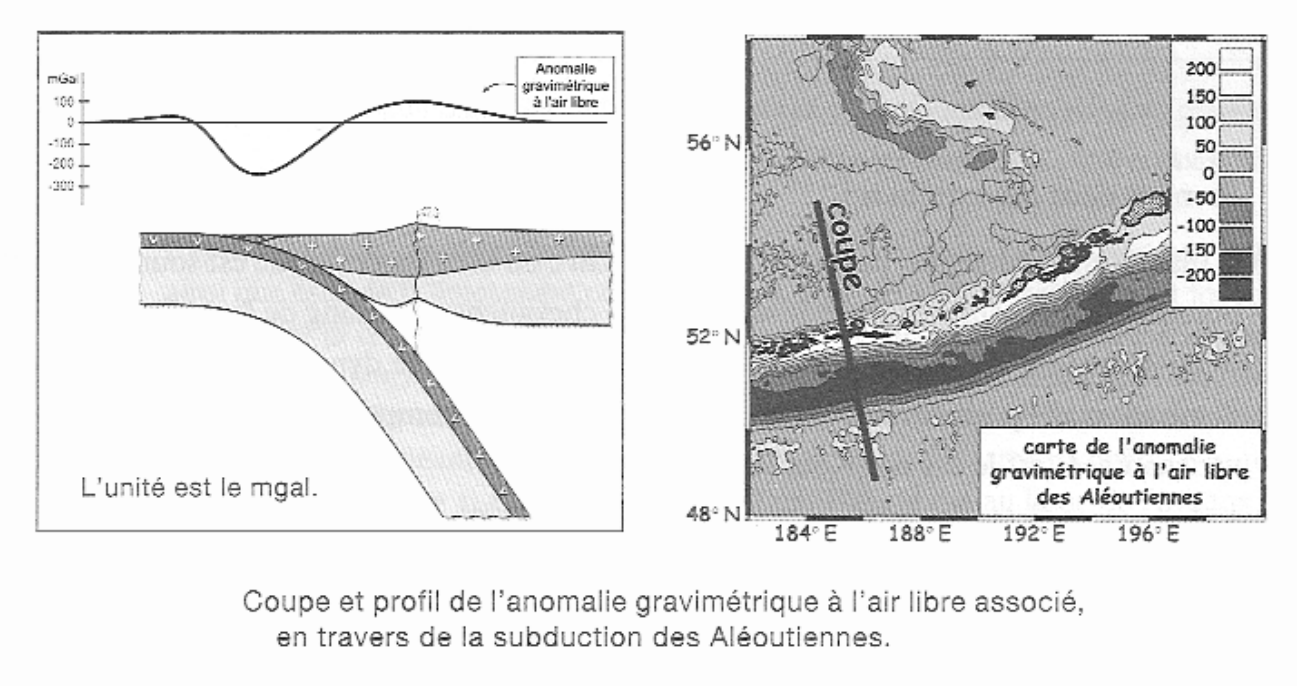


Figure 21 : anomalie gravimétrique à l'air libre au niveau d'une zone de subduction
(in Lallemand et al, Vuibert 2005)



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

Figure 22 : anomalie de Bouguer

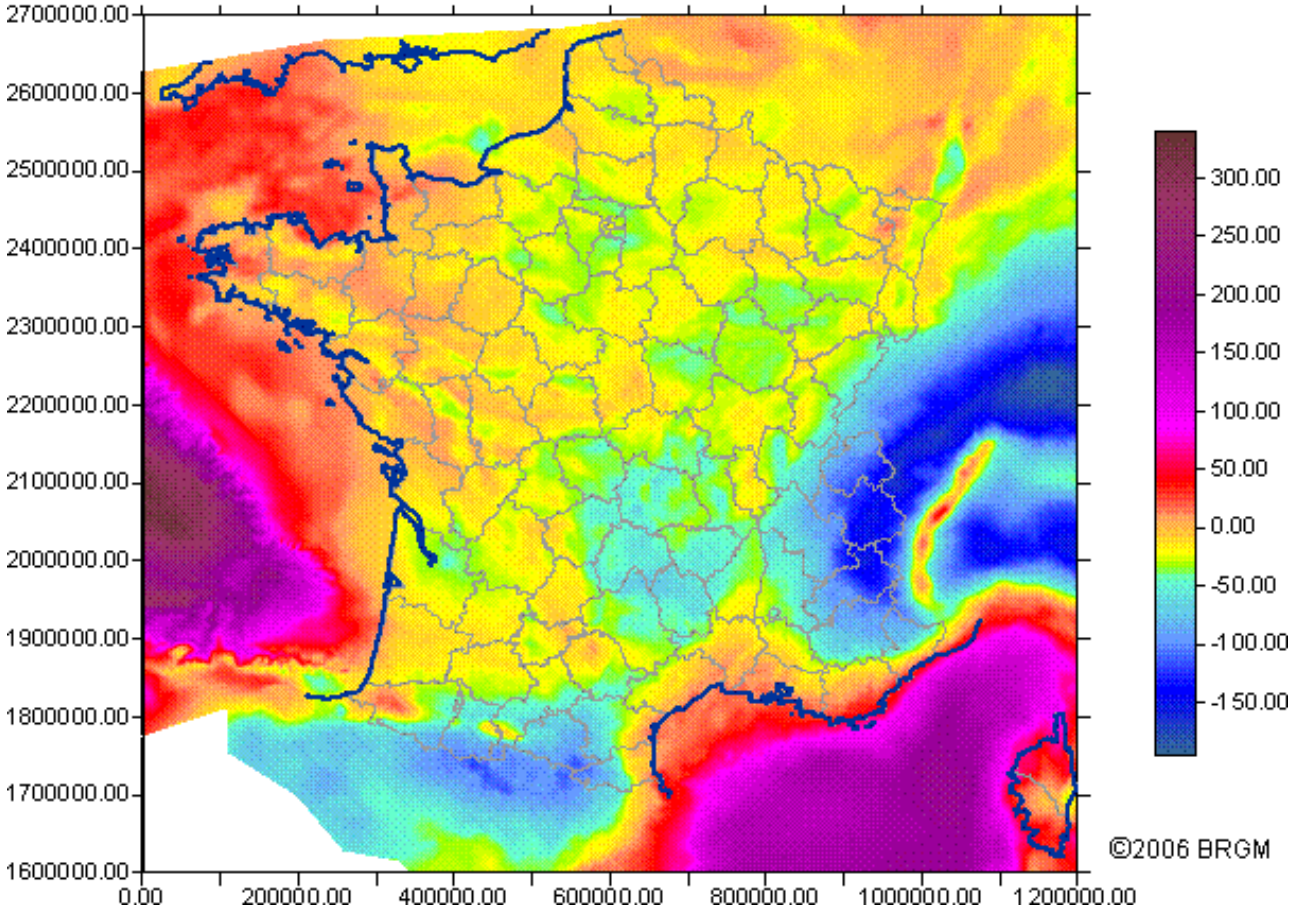


Figure 23 : 2 modèles d'isostasie
(in Renard et al, 2016)

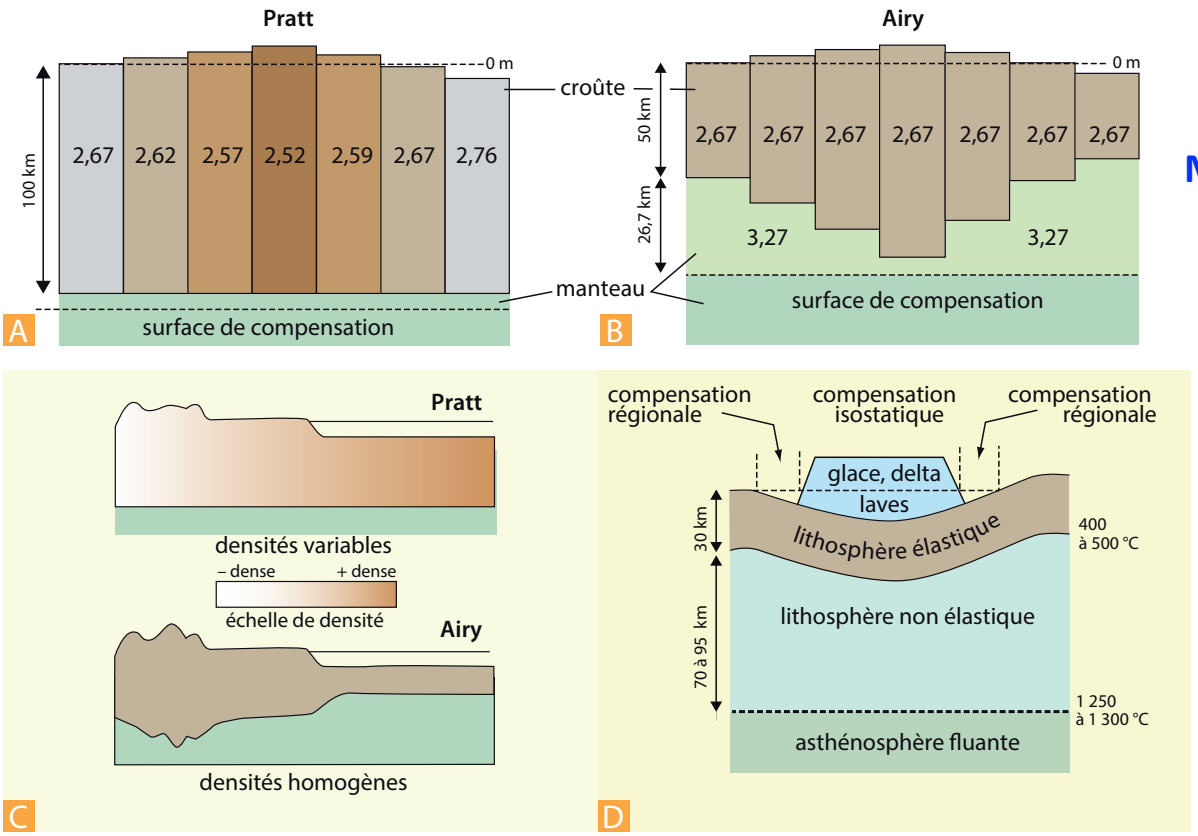


Figure 4.16 L'isostasie.

A. et **B.** Les modèles de compensation gravimétrique de Pratt (1854) et Airy (1855). Le modèle de Pratt est adapté au cas de la lithosphère océanique dont la densité croit avec l'âge. Le modèle d'Airy convient pour les chaînes de montagne dont l'origine est la superposition tectonique de croûtes continentales de densités quasi identiques. Si le manteau était parfaitement fluide, on pourrait positionner la surface de compensation immédiatement sous la croûte. **C.** Les modèles de Pratt et Airy tels qu'ils sont présentés de façon synthétique et pédagogique par Alfred Wegener en 1937.

D. Le modèle de compensation régionale de Veinig-Meinesz. Il intègre un paramètre supplémentaire : l'élasticité de la lithosphère qui permet une compensation isostatique régionale, et non plus par colonnes de roches indépendantes. Exemple pour une surcharge par une calotte glaciaire. L'élasticité à l'échelle régionale rend compte de la subsidence de vastes domaines autour de la charge (fronts des chaînes de montagne, gouttières autour des îles volcaniques).

Figure 24 : 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

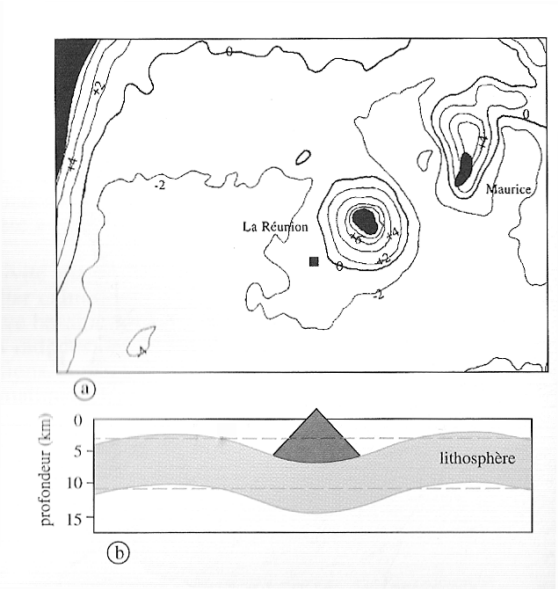
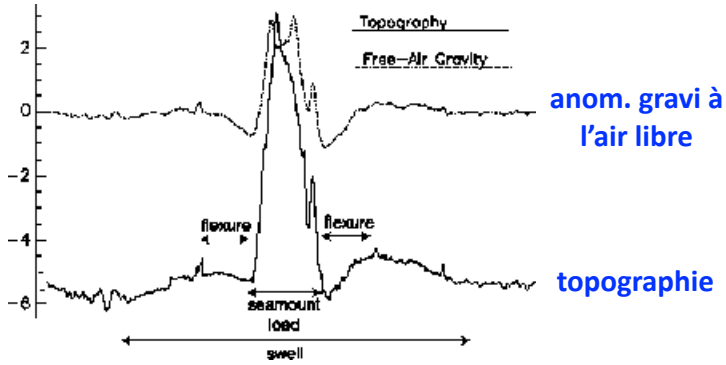


Figure 25 a : anomalie gravimétrique au niveau d'Hawaï



anom. gravi à l'air libre

topographie

Figure 25.b : topographie et anomalie du géoïde au niveau d'Hawaï

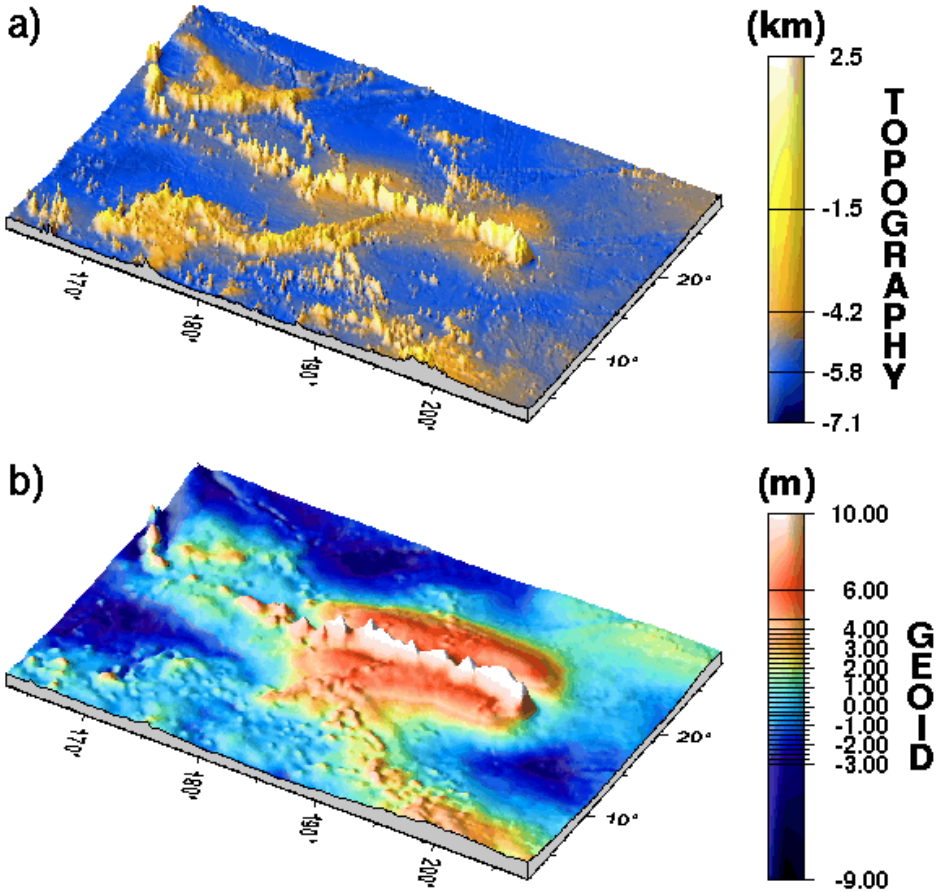
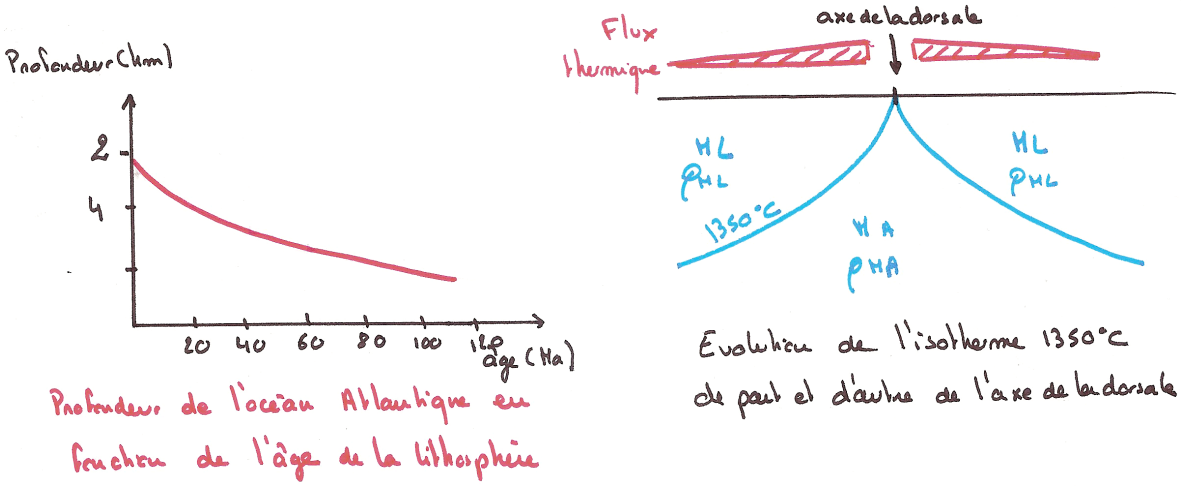
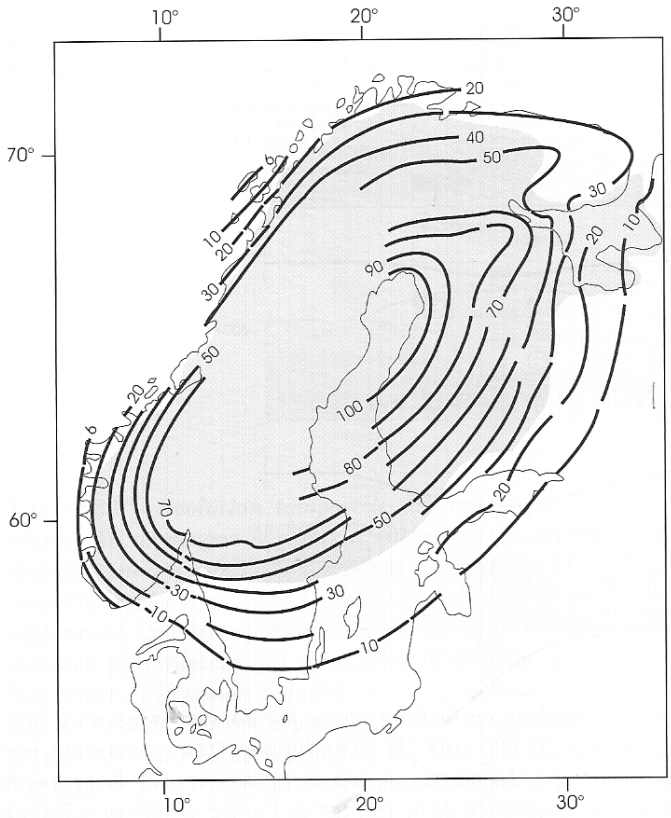


Figure 26 : subsidence thermique de la lithosphère océanique



Subsidence thermique de la c.o.

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

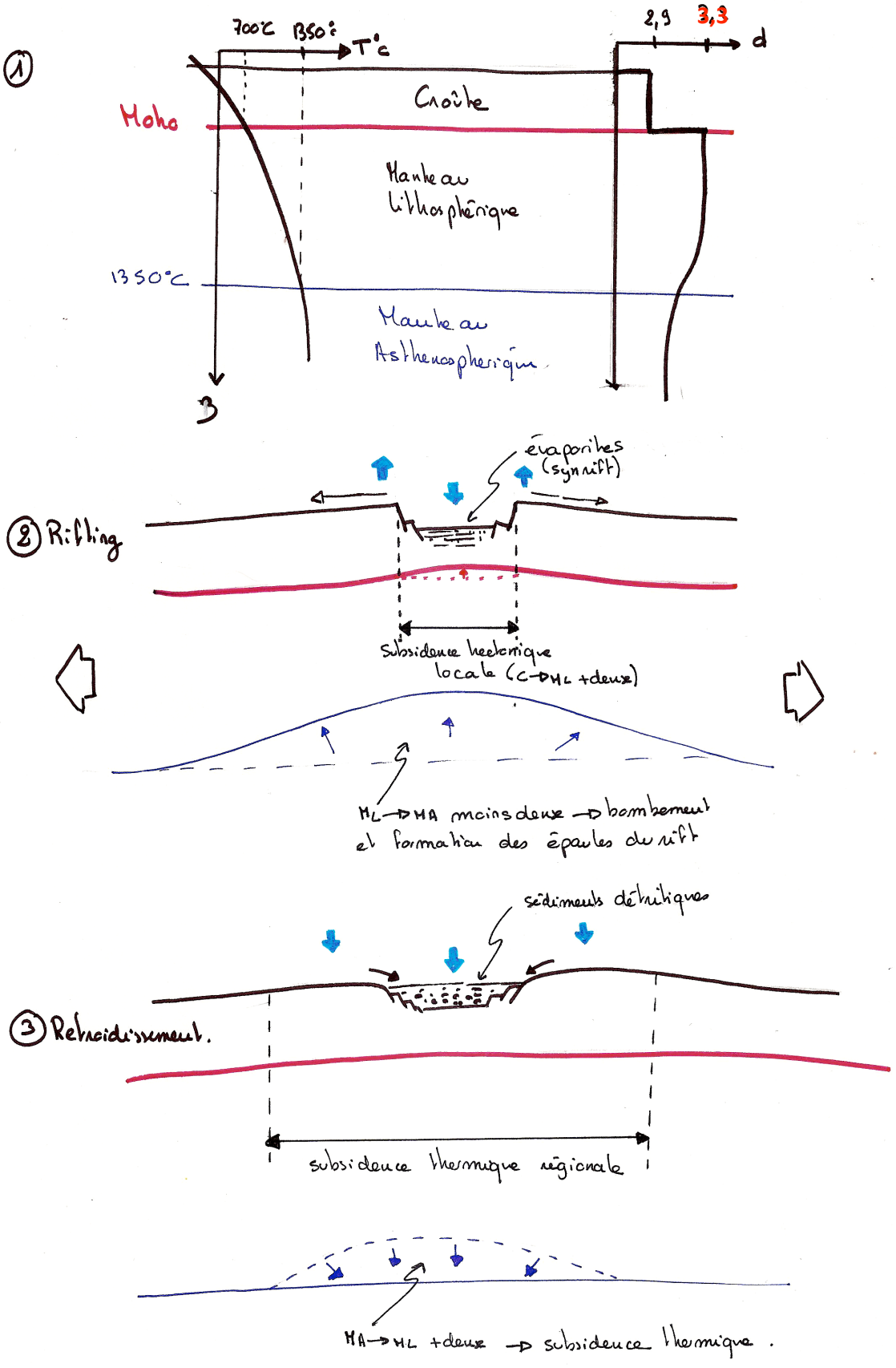


Figure 29 : géométrie eulérienne (à titre de document, ENS)
(in renard et al, 2016)

Les plaques ne se déplacent pas sur un plan mais une sphère :
- sur un **plan**, les translations conservent les distances et sont représentées par des vecteurs
- sur une **sphère**, les translations n'existent pas : tout mouvement est une **rotation**

Le mathématicien Euler (1707-1783) a montré que tout déplacement d'un point sur une sphère peut être décrit comme un succession de rotations autour d'axes passant par le centre de la sphère : les **axes eulériens.** L'axe perce la sphère en 2 points opposés aux antipodes appelés **pôles eulériens**. Ces pôles n'ont pas de réalité géographique mais leur position détermine la trajectoire de chaque point.
Chaque rotation peut ainsi être décrite par trois valeurs : la **latitude** et la **longitude** d'un **pôle** eulérien et la **vitesse angulaire** de **rotation** par rapport à un point fixe.
Et pour les mouvements des plaques ? Le mouvement d'une plaque est une rotation autour d'un pôle eulérien : la plaque étant supposée rigide, tous ses points ont un mouvement dont la trajectoire est déterminée par la position du pôle. En fait, un pôle de rotation donné concerne un **couple de plaques** : le pôle définit des mouvements relatifs. On utilise donc une plaque A immobile comme référentiel. Le mouvement des points d'une plaque B par rapport à A se fait le long de **petits cercles** centrés sur le pôle.
Ces petits cercles sont parallèles aux failles transformantes : la direction des transformantes donne la direction du déplacement des plaques.

Vocabulaire : petit cercle et grand cercle
Grand cercle : intersection de la sphère avec un plan passant par son centre (ex : longitude)
Petit cercle : intersection de la sphère avec un plan ne passant pas par son centre (ex : latitude)
Les plans perpendiculaires à l'axe eulérien coupent la sphère en une série de cercles : le plus grand de ces cercles est appelé équateur eulérien.

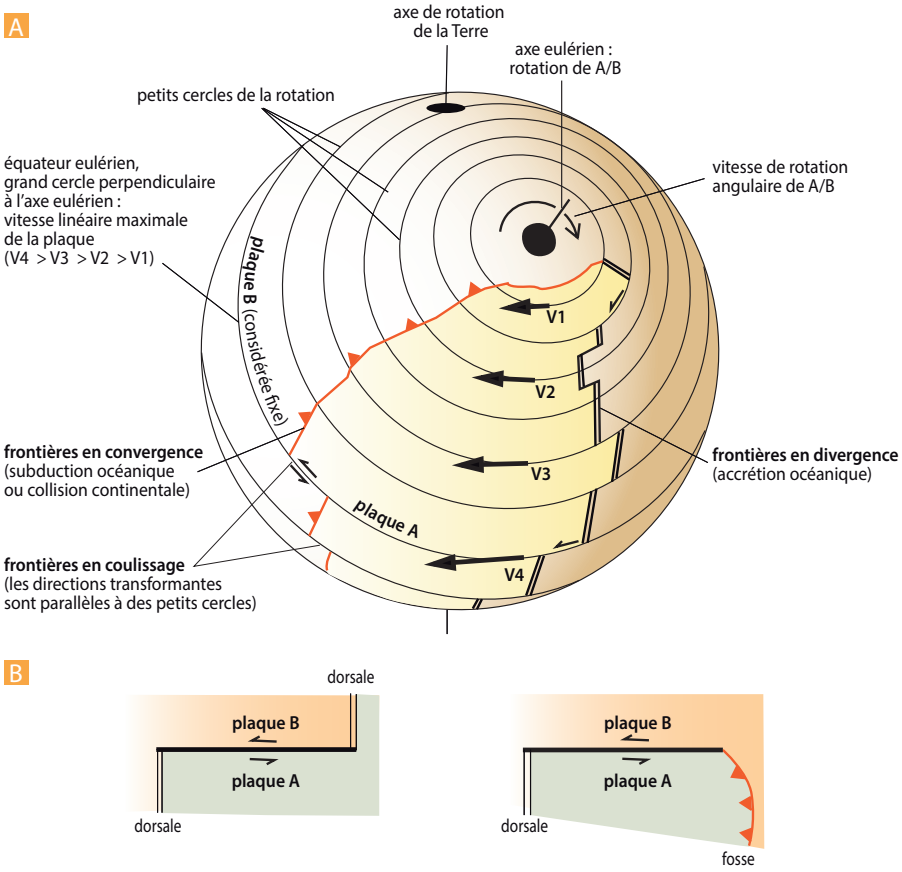


Figure 7.12 Principe de la cinématique des plaques.

A. Définition des principaux paramètres de la cinématique et nature des frontières de plaques.
B. Failles transformantes *Ride-Ride* et *Ride-Fosse* (*Ride* = Dorsale).

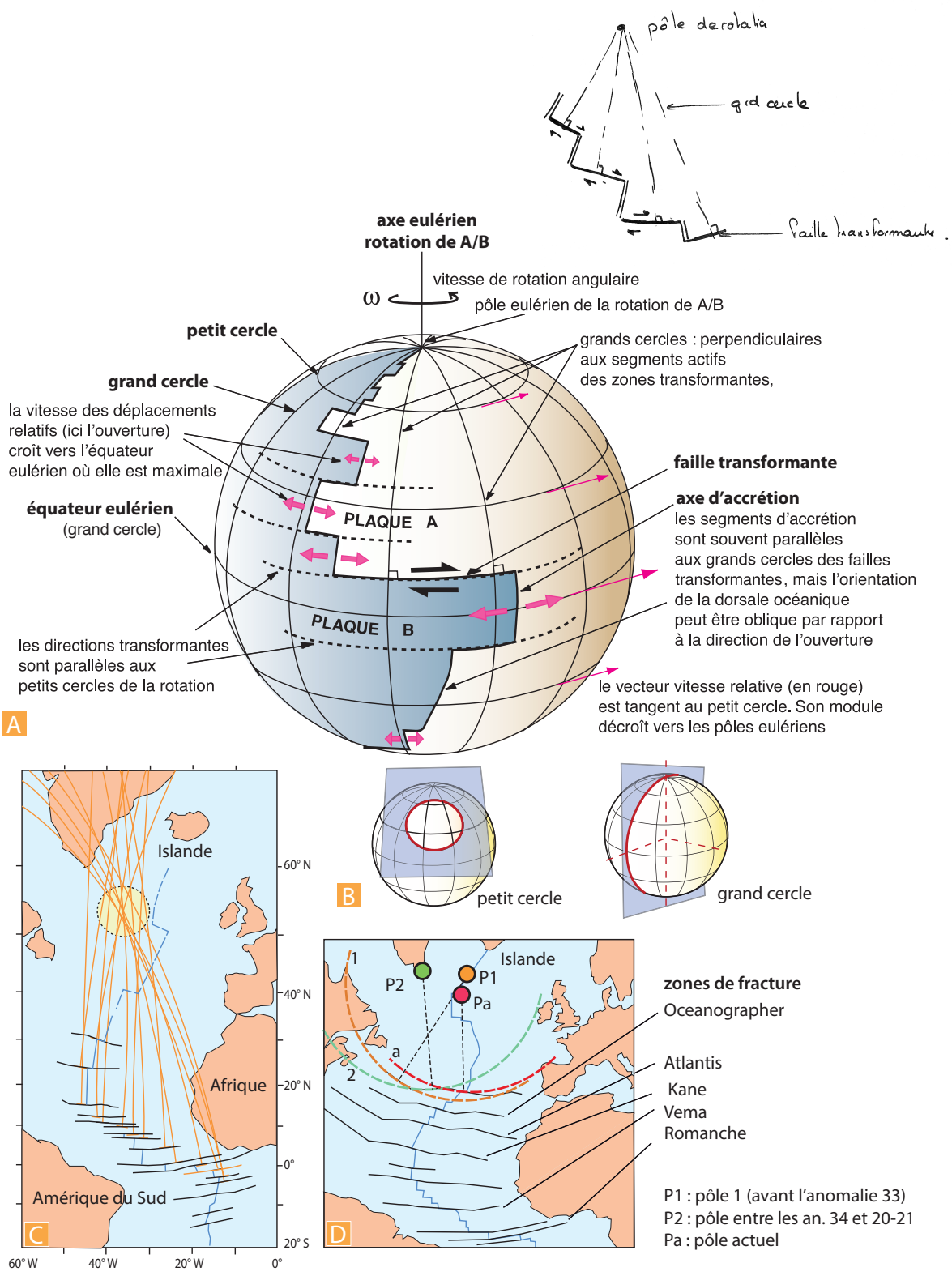


Figure 7.13 Les propriétés géométriques des frontières des plaques.

A. Cas d'un globe comprenant deux plaques (voir encart 7.10).

B. Grand cercle et petit cercle : définitions géométriques

C. Utilisation de l'orientation des zones de fracture pour déterminer le pôle de rotation entre deux plaques : exemple des plaques Afrique et Amérique du Sud.

D. Utilisation de la segmentation des zones de fracture pour déterminer les variations de la position des pôles de rotation : exemple de l'Atlantique central (commentaire encart 7.11).

Figure 30 : anomalies magnétiques
(in Renard et al., 2016)

- **Le magnétisme des roches**

Il existe dans les roches un certain nombre de **minéraux ferromagnétiques** qui, en présence d'un champ magnétique, peuvent acquérir une aimantation forte et surtout en garder la trace = phénomène de **rémanence**. Les principaux minéraux sont :

- des oxydes de fer : **hématite** Fe_2O_3, la **magnétite** : Fe_3O_4
- des oxydes de titane : **rutile** TiO_2

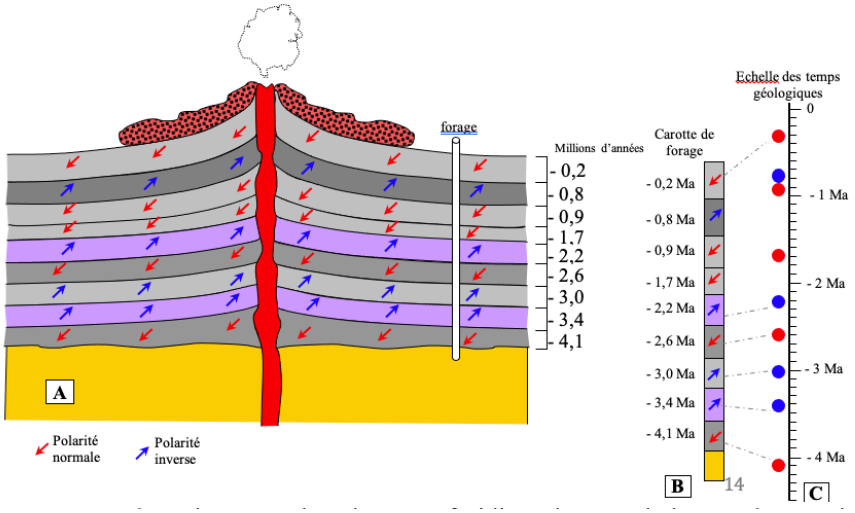
L'aimantation d'une roche dépend de la température. En effet, lorsqu'un minéral est chauffé au-dessus d'une température appelée **point de Curie** (cette température est caractéristique du minéral considéré : T_{curie} magnétite = 857°C), il perd ses propriétés magnétiques. Lorsque, par refroidissement, la température du minéral devient inférieure au point de Curie, il retrouve des propriétés magnétiques.
Deux types de roches peuvent enregistrer le champ magnétique :

- les **roches éruptives** : l'aimantation rémanente est acquise au cours de refroidissement par les minéraux ferromagnétiques (**aimantation thermorémanente**). Le champ fossilisé est le champ **contemporain du refroidissement.**
- Les **roches sédimentaires** : l'aimantation est de nature détritique : au moment du dépôt, les particules magnétiques détritiques s'orientent sous l'action du champ magnétique **contemporain du dépôt** (comme le feraient des aiguilles aimantées)

Remarque : il est rare que l'aimantation primaire soit conservée (or, c'est la seule qui permet de retrouver la direction du champ magnétique de l'époque) : elle est souvent altérée par des aimantations secondaires (foudre, cristallisations…)

- **Les variations temporelles du champ magnétique**

Au début du siècle dernier (1903), **Brunhes** mesurant le champ magnétique dans le Massif Central mis en évidence que les coulées récentes (<5Ma) présentaient des directions d'aimantation voisines du champ actuel, mais le **sens de l'aimantation était variable**. Certaines coulées avaient une aimantation dans le même sens que le champ actuel, d'autres une aimantation opposée.
Il semble donc que le champ magnétique s'inverse périodiquement. Ces données ont ensuite été confirmées dans les années 1960. Les époques sont dites **normales** si le **sens** du champ est **identique à l'actuel,** et **inverses** s'il est de sens **opposé**. Les mécanismes à l'origine de ces inversions ne sont pas connus à l'heure actuelle.



Depuis les années 1950, des **magnétomètres** sont systématiquement embarqués lors des campagnes océaniques. On constate que les valeurs mesurées sont toujours légèrement supérieures ou légèrement inférieures aux valeurs attendues (+/- 100nT)

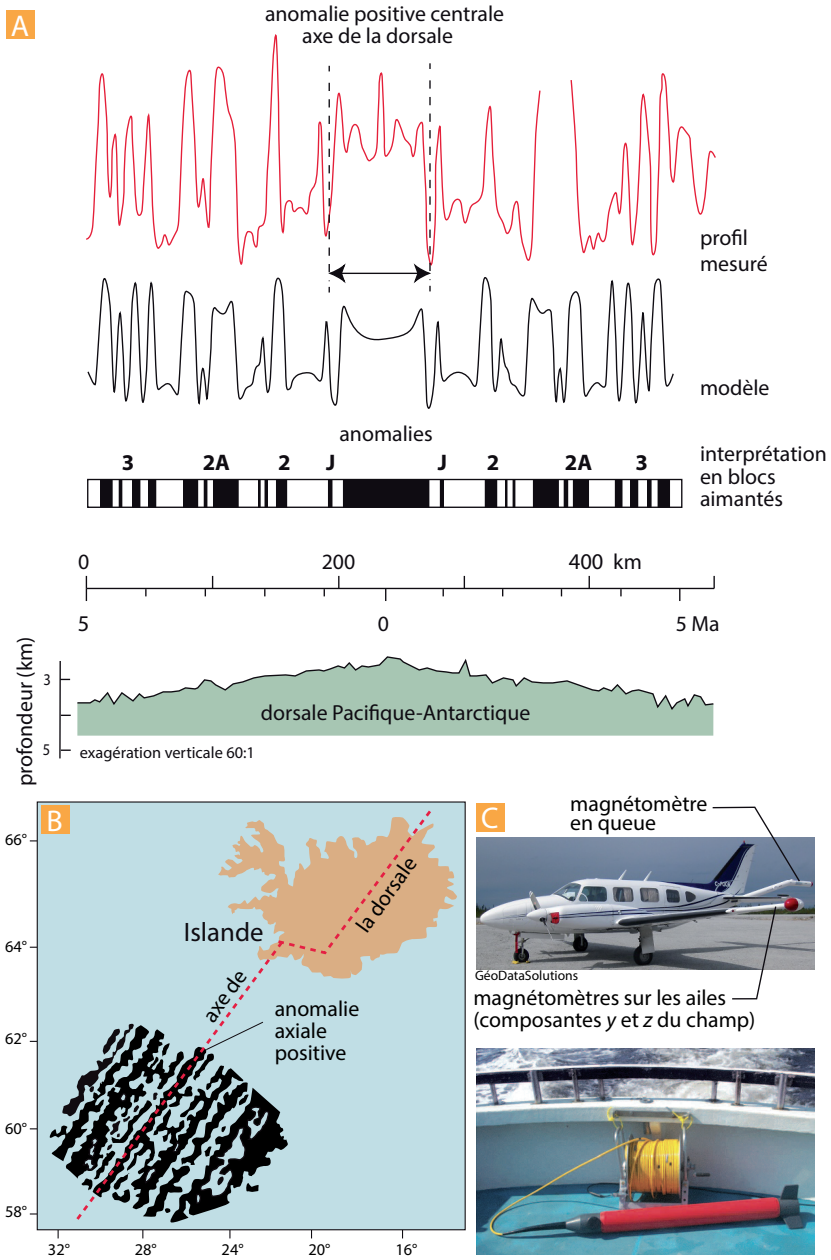


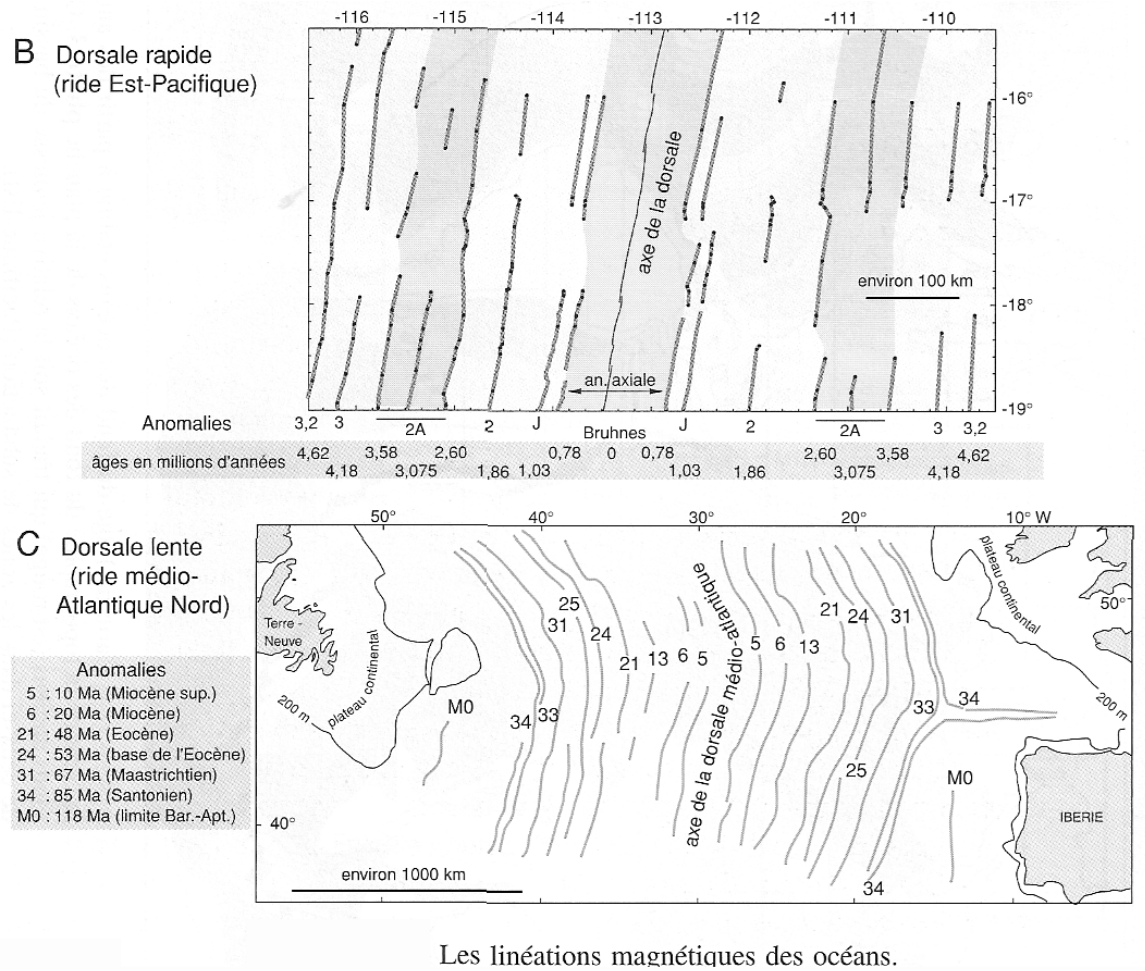
Figure 6.46 Les anomalies magnétiques et leurs mesures.

A. Exemple d'enregistrement du champ magnétique terrestre sur un profil perpendiculaire à une dorsale océanique. La courbe rouge correspond au profil des mesures, on notera la « tendance » à la symétrie par rapport à la dorsale et la corrélation avec la courbe théorique (en noire) calculée à partir de l'hypothèse de Vine et Mattews. En complément sont donnés une interprétation du profil magnétique en termes d'anomalies magnétiques (à comparer avec la figure 6.40), la topographie de la dorsale, l'étendue kilométrique du profil et l'âge des fonds océaniques par rapport à l'axe de la dorsale.

B. Une carte fondatrice montrant la symétrie des anomalies magnétiques au-dessus des dorsales océaniques. Levé aéromagnétique obtenu en 1966 par Heirtzler *et al.* au-dessus de la dorsale de Reykjanes au sud de l'Islande.

C. Exemple de magnétomètres embarqués dans les airs ou en mer (GéoDataSolutions, H. Ondréas (bas)).

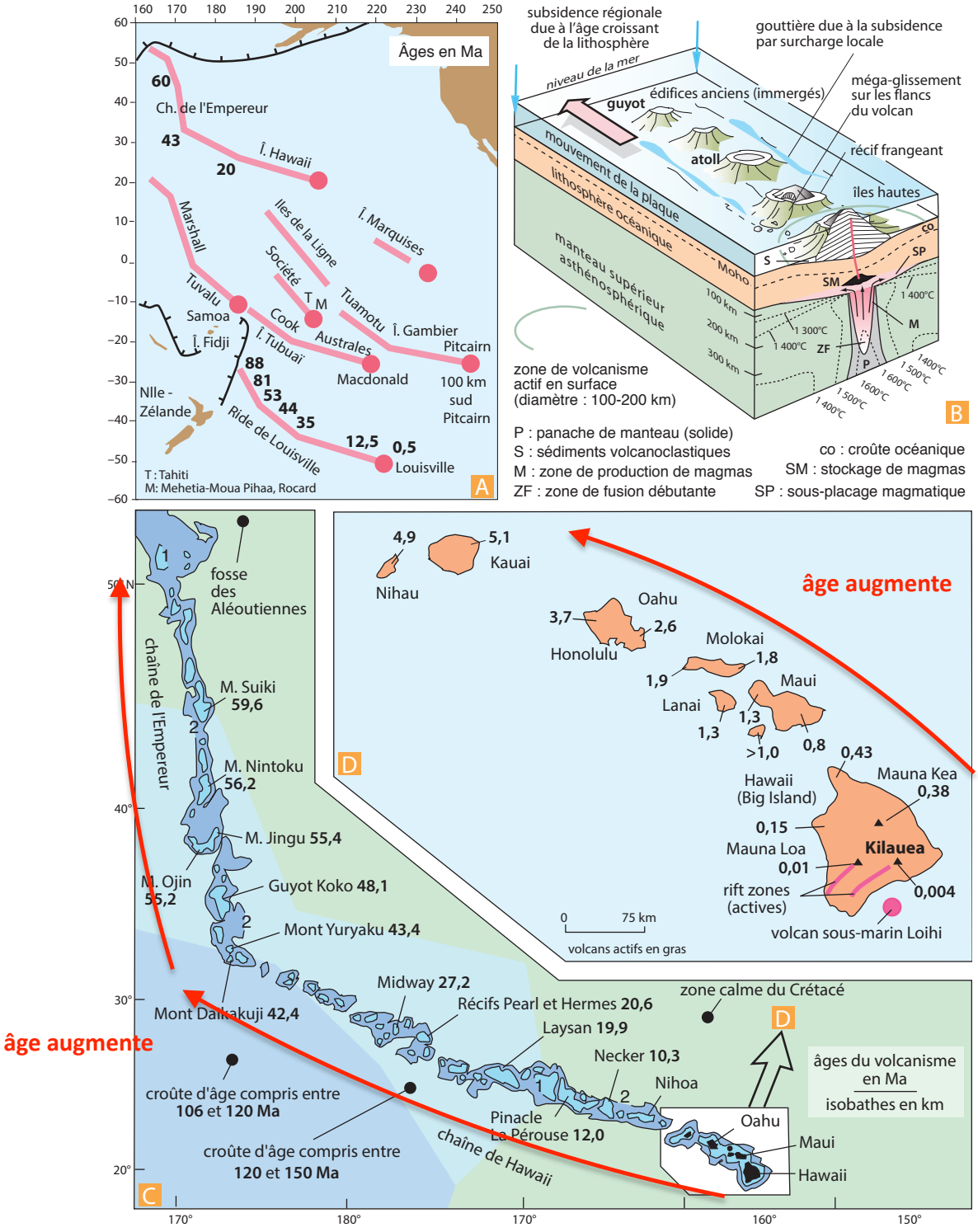
La différence entre la valeur mesurée et la valeur attendue est appelée **anomalie** : elle est positive ou négative. Le magnétomètre mesure en fait le champ magnétique actuel + le champ fossilisé dans les basaltes au cours de leur refroidissement.
Lorsque le basalte est émis au cours d'une époque normale, il enregistre au cours de son refroidissement une aimantation de même sens que le champ actuel. Le magnétomètre enregistre donc le champ actuel + l'aimantation rémanente → **anomalie positive.** Au-dessus d'une zone inverse, il enregistre le champ actuel moins celui du basalte → **anomalie négative**.
On remarque d'autre part que les anomalies sont généralement disposées parallèlement à l'axe de la dorsale.
Vine, Mattews et Morley proposèrent que ces anomalies en bandes parallèles traduisaient une création et une expansion continue du fond des océans (**see-floor spreading**) : c'est la **théorie de l'expansion océanique.**
Remarque de vocabulaire : on appelle **magnétozone** une zone qui comprend une partie normale et une partie inverse. Le **chron** est la durée correspondant à une magnétozone.



Les linéations magnétiques des océans.

Figure 6 : **B** et **C**. Deux exemples de linéations magnétiques océaniques (localisés en A) permettant de calculer des vitesses d'ouverture océanique dans le cas d'une dorsale rapide et d'une dorsale lente. Voir la figure 4.13 pour le profil magnétique d'une dorsale rapide.

Figure 31 : les points chauds renseignent sur la mobilité des plaques
(in Renard et al, 2016 et in Lallemand et al., 2005)



A. Carte générale des points chauds actifs (cercles rouges) et des alignements volcaniques.
B. Schéma des structures et du fonctionnement d'un point chaud et d'un alignement volcanique.
C. Âge des édifices volcaniques de la chaîne Empereur-Hawaii et de leur substratum océanique.
D. Détail de C (*modifié d'après Hey* et al.,1989).

La figure 1.30 montre les données d'âge utilisées par Gripp et Gordon (2002) pour déterminer la direction et la vitesse de la plaque Pacifique à Hawaï, le point chaud le plus documenté. La direction (environ N300°, soit N60°W) n'est définie qu'à 10° près et surtout la vitesse au cours des cinq derniers millions d'années (11 cm/an environ, soit 110 km/Ma) ne peut pas être déterminée de manière stable suivant les volcans considérés, les volcans les plus récents donnant une vitesse apparemment plus rapide (figure 1.31).

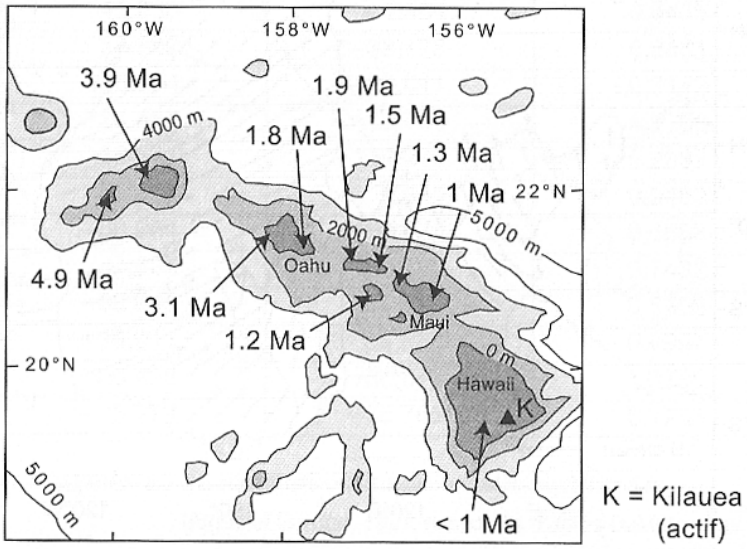


Figure 1.30. Âge des principaux volcans récents de l'archipel d'Hawaï

(d'après la compilation de Gripp et Gordon, 2002)

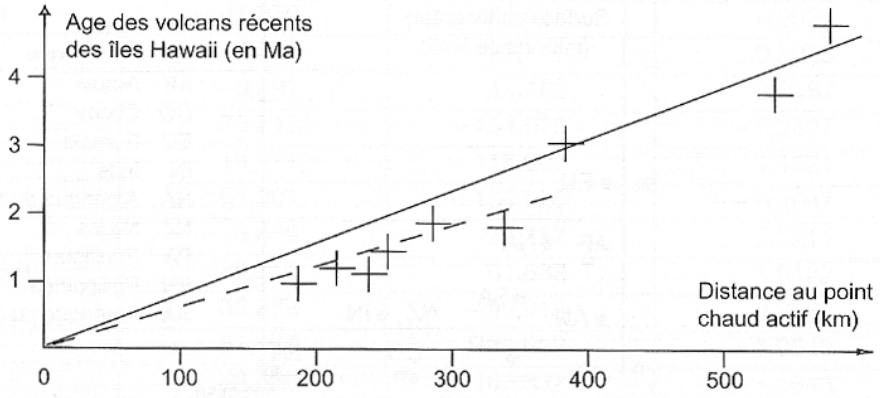


Figure 1.31. Estimation de la vitesse de la plaque Pacifique par rapport au point chaud d'Hawaï, d'après les données de la figure 1.30.

Figure 32 : Modèles NUVEL-1 et MORVEL-1
(in Renard et al, 2016)

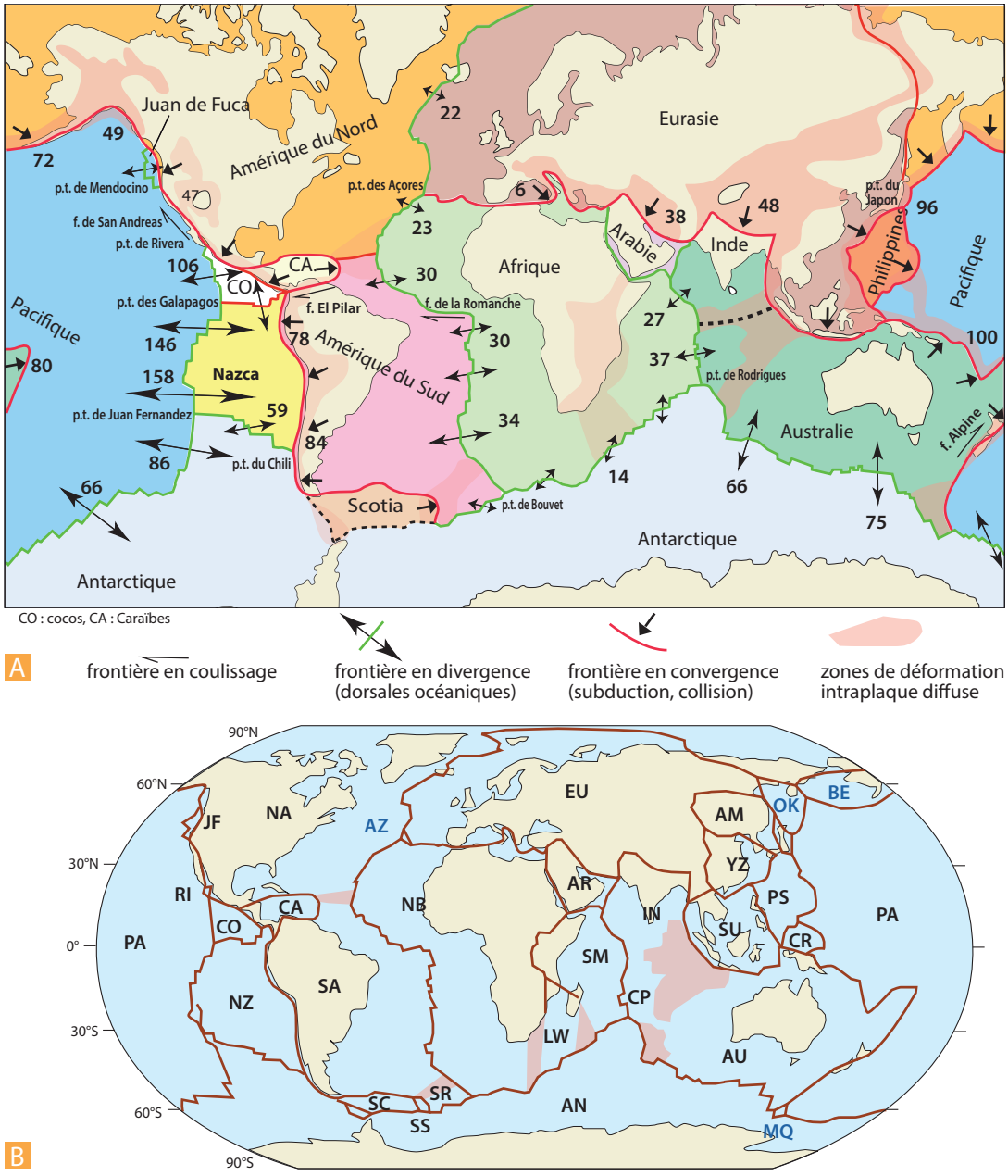
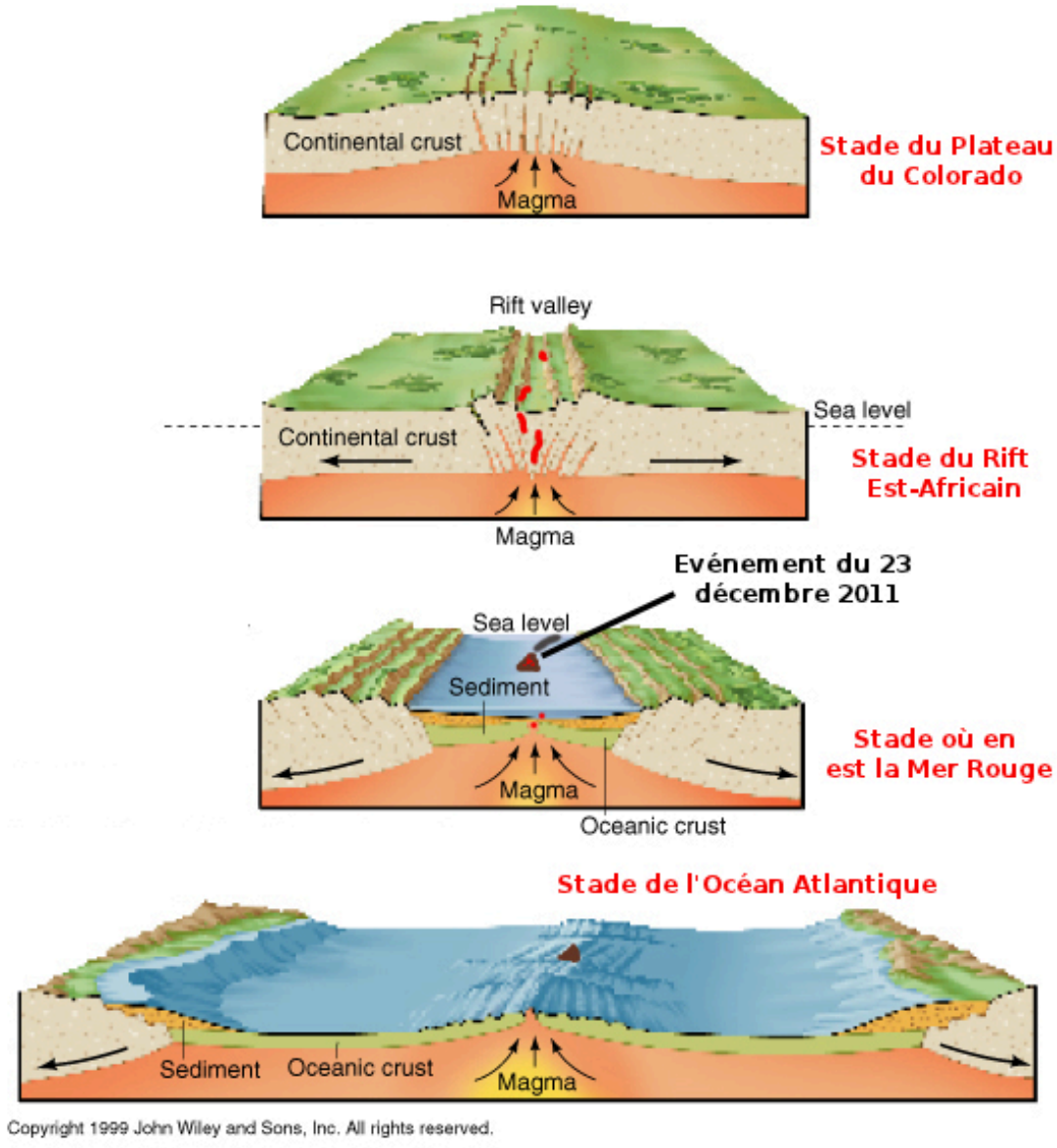


Figure 7.4 Les modèles de plaques lithosphériques.

A. Le modèle à 12 plaques principales NUVEL-1 de 1990. Les chiffres sont les valeurs des déplacements relatifs aux frontières en mm/an. Ces valeurs sont obtenues grâce aux déplacements des plaques calculés d'après les données des anomalies magnétiques océaniques moyennées sur 3 Ma pour les dorsales et les vecteurs glissement (pôle du plan nodal principal) pour les zones de subduction. Voir la figure 7.15 pour les mouvements absolus.

B. Les 29 plaques du modèle MORVEL de 2010 (voir commentaire encart 7.12). AM = Amur, AN = Antarctique, AR = Arabie, AU = Australie, AZ = Açores, BE = Bering, CA = Caraïbes, CH = Bloc de Chine, CO = Cocos, CP = Capricone, CR = Caroline, EU = Eurasie, IN = Inde, JF = Juan de Fuca, LW = Lwandle, MQ = Macquaries, NA = Amérique du Nord, NB = Nubie (Afrique), NZ = Nazca, OK = Okhotz, PA = Pacifique, PH = Philippines, RI = Rivera, SA = Amérique du Sud, SC = Scotia, SM = Somalie, SR = Sud, SS = South Sandwich, SU = Sonde. En bleu foncé, les plaques dont le mouvement n'est pas calculé par MORVEL. Les zones colorées en rose représentent les régions de déformation intraplaque (frontières diffuses).

Figure 33 : ouverture d'un océan



Copyright 1999 John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.

Figure 34 : topographie des dorsales lentes/ rapides

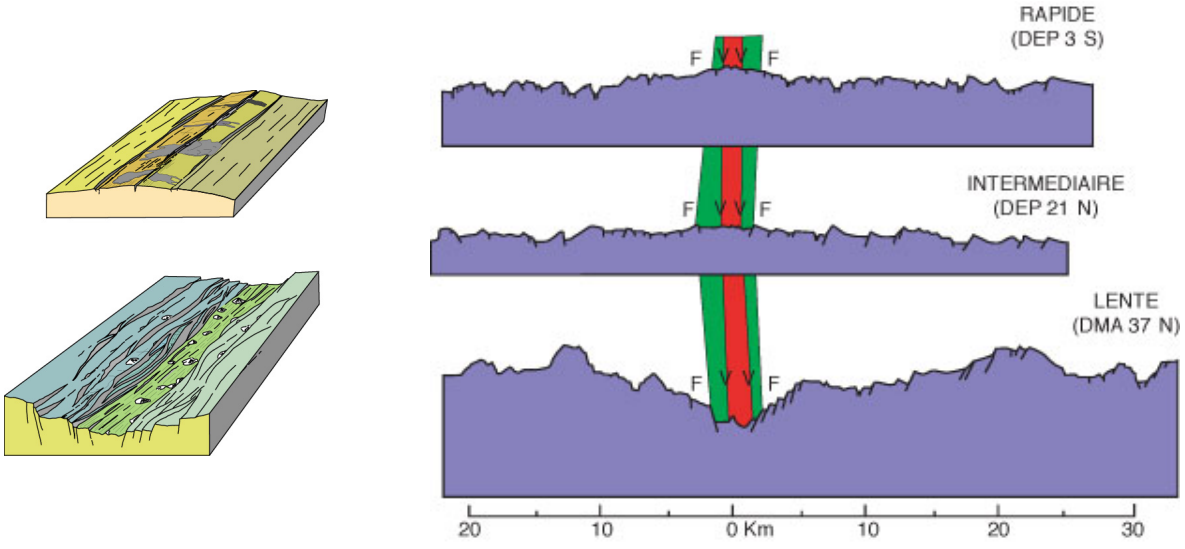


Figure 35 : Diagramme pression (GPa) – température (°C) présentant le géotherme et les solidus anhydre/ hydraté d'une péridotite

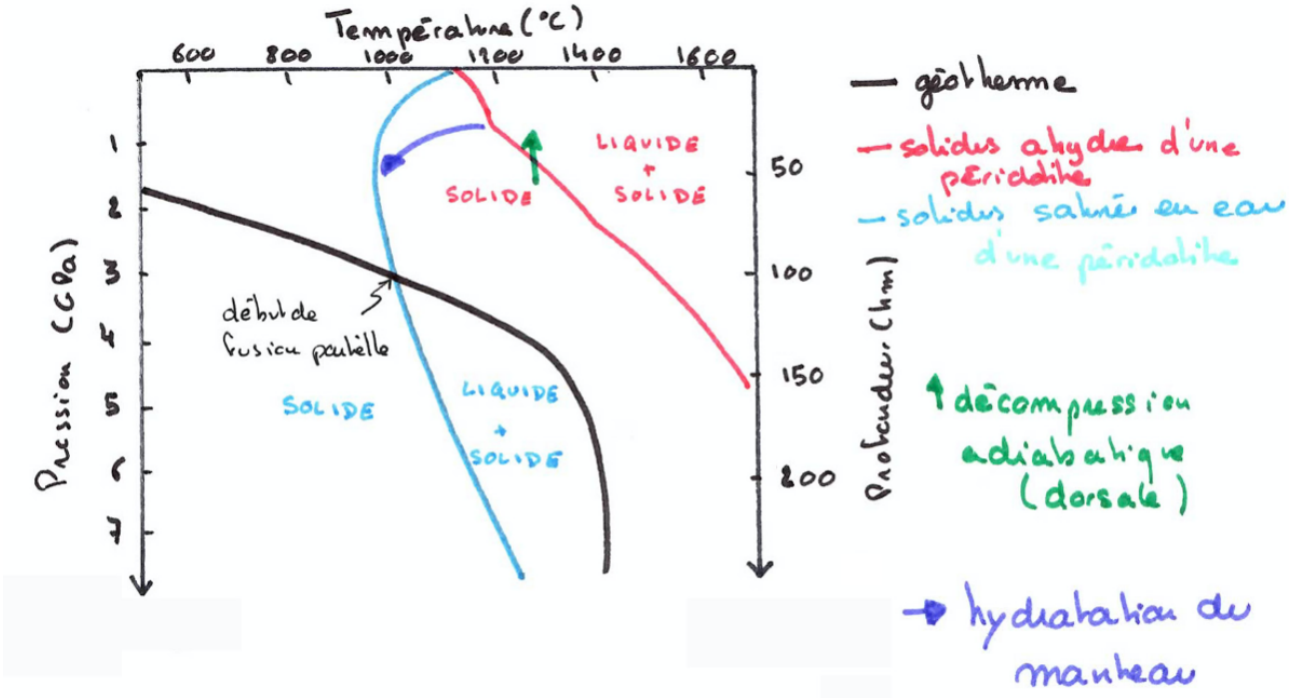


Figure 36 : Représentation schématique d'une subduction de lithosphère océanique sous une lithosphère continentale

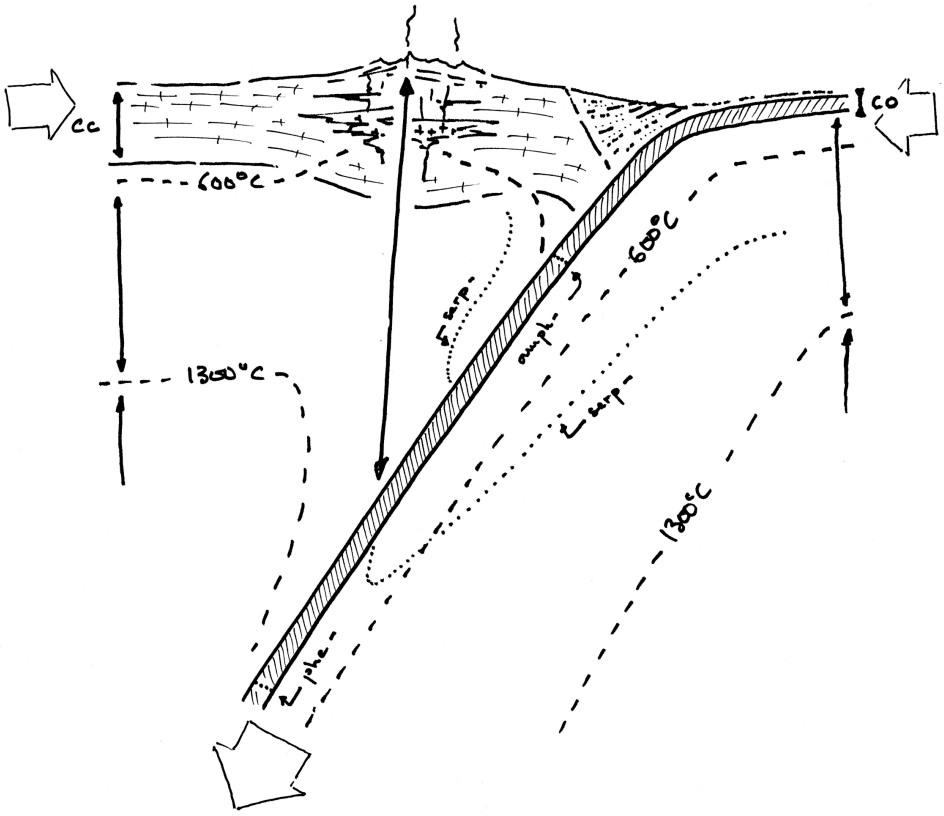


Figure 37 : métamorphisme au niveau d'une zone de subduction
(in Renard et al., 2016)

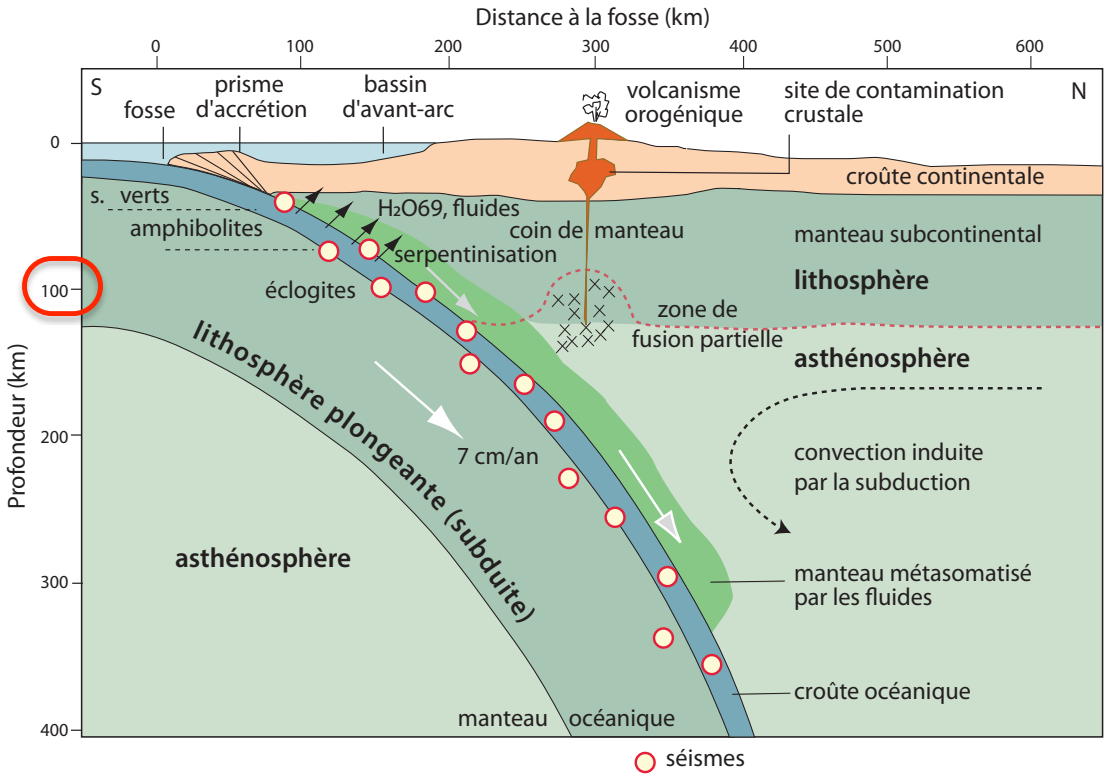


Figure 12.21 Coupe schématique théorique de la subduction au niveau de l'île de Java.

L'origine des magmas est à rechercher dans la fusion du coin de manteau à la limite lithosphère - asthénosphère sous l'arc. Celle-ci est facilitée par les apports de fluides issus du manteau fortement métasomatisé par la déshydratation de la plaque plongeante et entraîné par la convection induite sous l'arc (*modifié d'après Juteau et Maury, 1999*).

Figure 38 : diversité des zones de convergence
(in Renard et al., 2016)

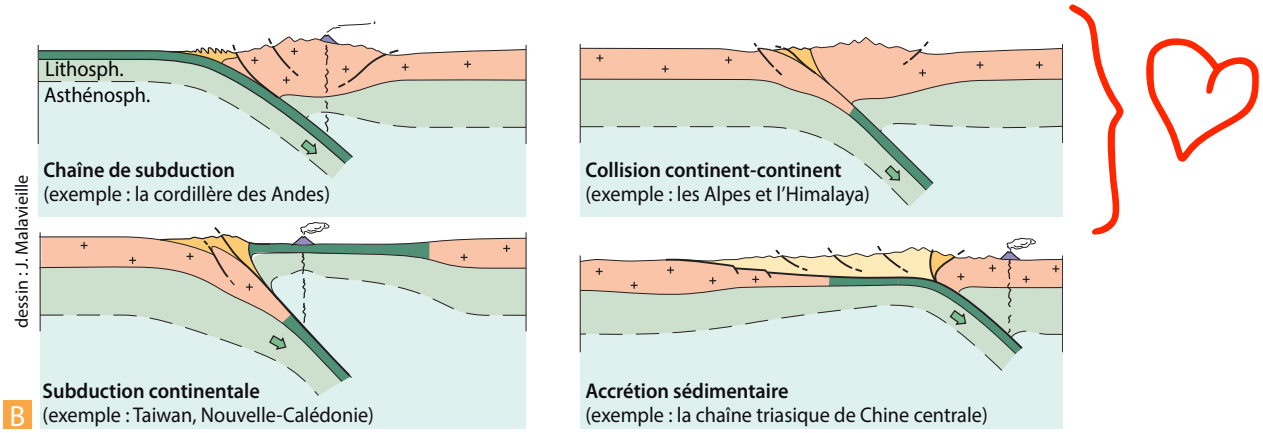


Figure 39 : diversité des zones de subduction
(in Renard et al., 2016, thèse de A. Heuret 2005))

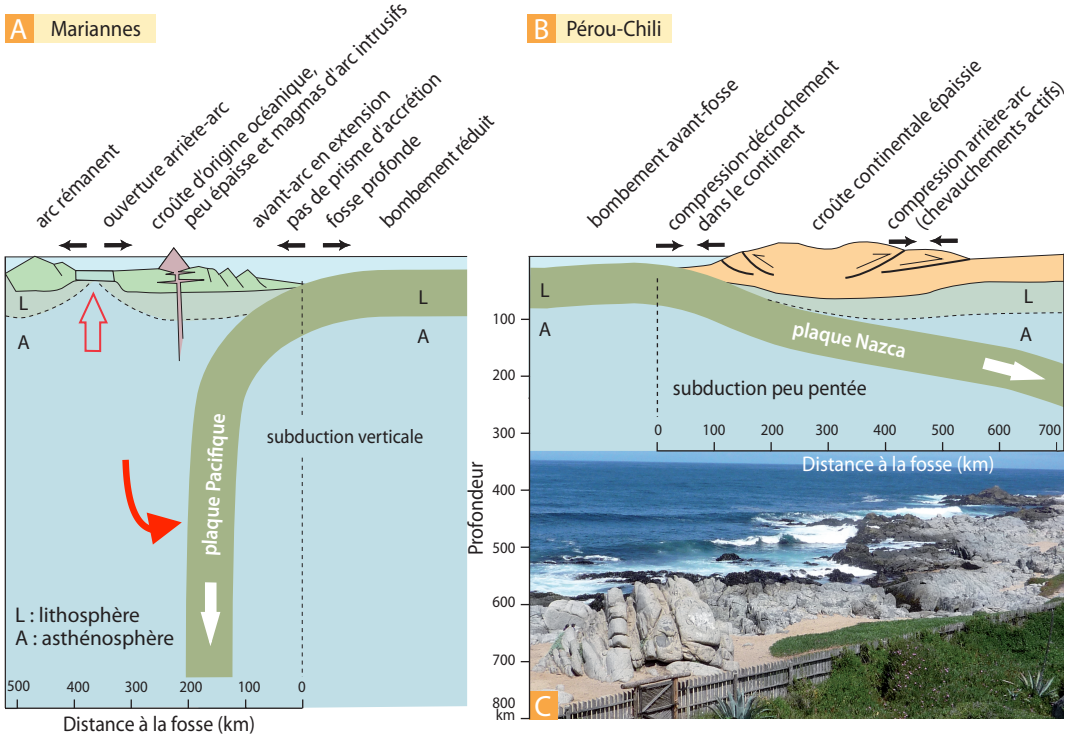


Figure 12.19 **Pendage des plans de subduction.**

A. et **B.** Comparaison des propriétés des zones de subduction de type Mariannes et de type Pérou-Chili.

C. Un témoignage géologique direct de l'érosion tectonique sur la marge du Chili. Le batholithe côtier représente la racine profonde de l'arc de la subduction mésozoïque. Il est pourtant aujourd'hui visible à la côte car l'avant-arc a été fortement raboté par l'érosion tectonique depuis plus de 60 Ma (*fig. 12.20*). Le cliché représente les affleurements de granitoïdes de la plage de Isla Negra, à proximité de Valparaiso, au pied de la maison du poète Pablo Neruda. Photo : Y. Lagabrielle.

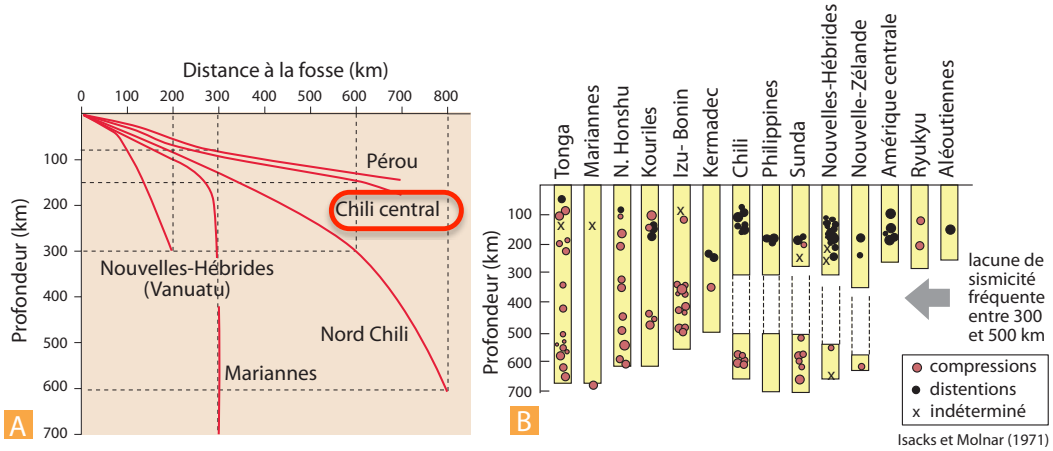


Figure 12.18 **Pendage des plans de Wadati-Benioff (A) et répartition de la sismicité (B) pour différentes zones de subduction.**

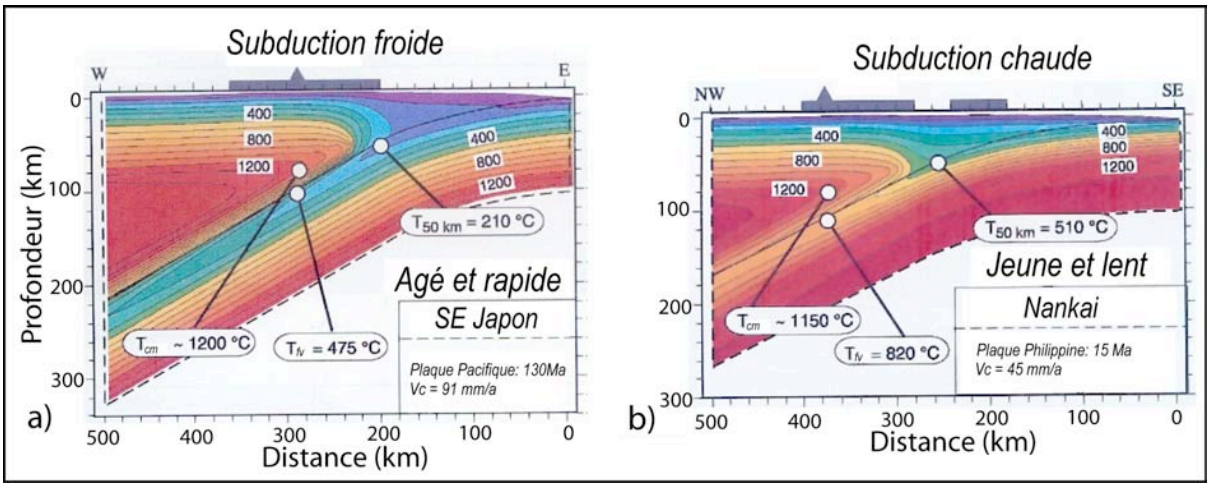


Figure I.9 : *Modèles thermiques de cas extrêmes de subduction (slab jeune et chaud contre slab vieux et froid). Modifié d'après Peacock, 1996. a) Un exemple de subduction froide : la subduction du SE-Japon. b) Un exemple de subduction chaude : la subduction de Nankai. Les températures de l'interface du slab lorsqu'il atteint les 50 km de profondeur ($T_{50\ km}$) et sous le front volcanique (T_{fv}) sont très différentes d'un modèle à l'autre. La différence est moindre lorsqu'on regarde la température maximale du coin mantellique à l'aplomb du front volcanique (T_{cm}).*

Figure 40 : répartition du volcanisme
(in Renard et al., 2016, thèse de A. Heuret 2005))

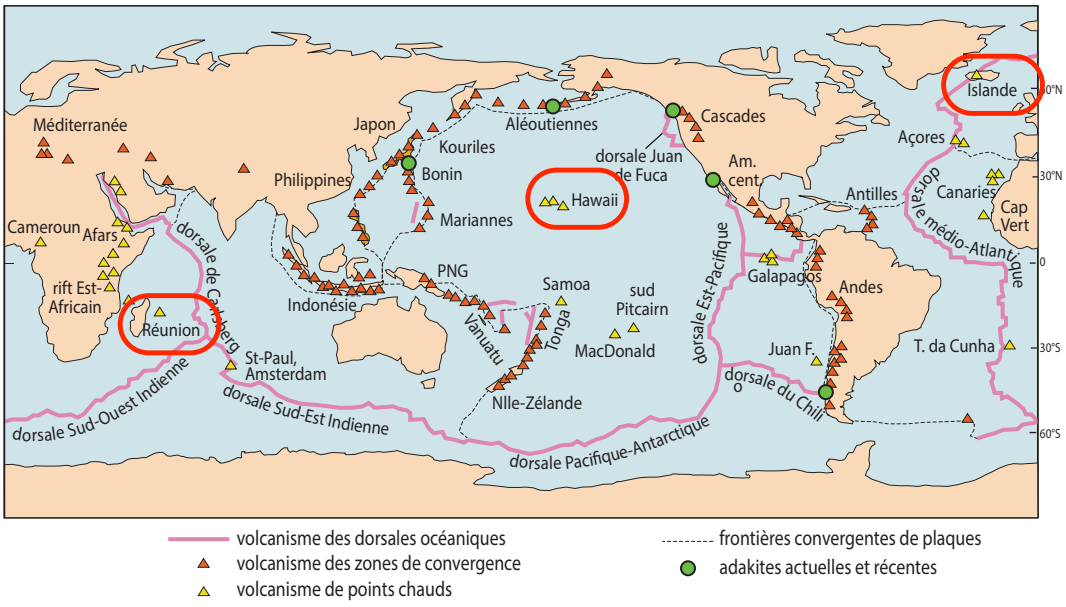
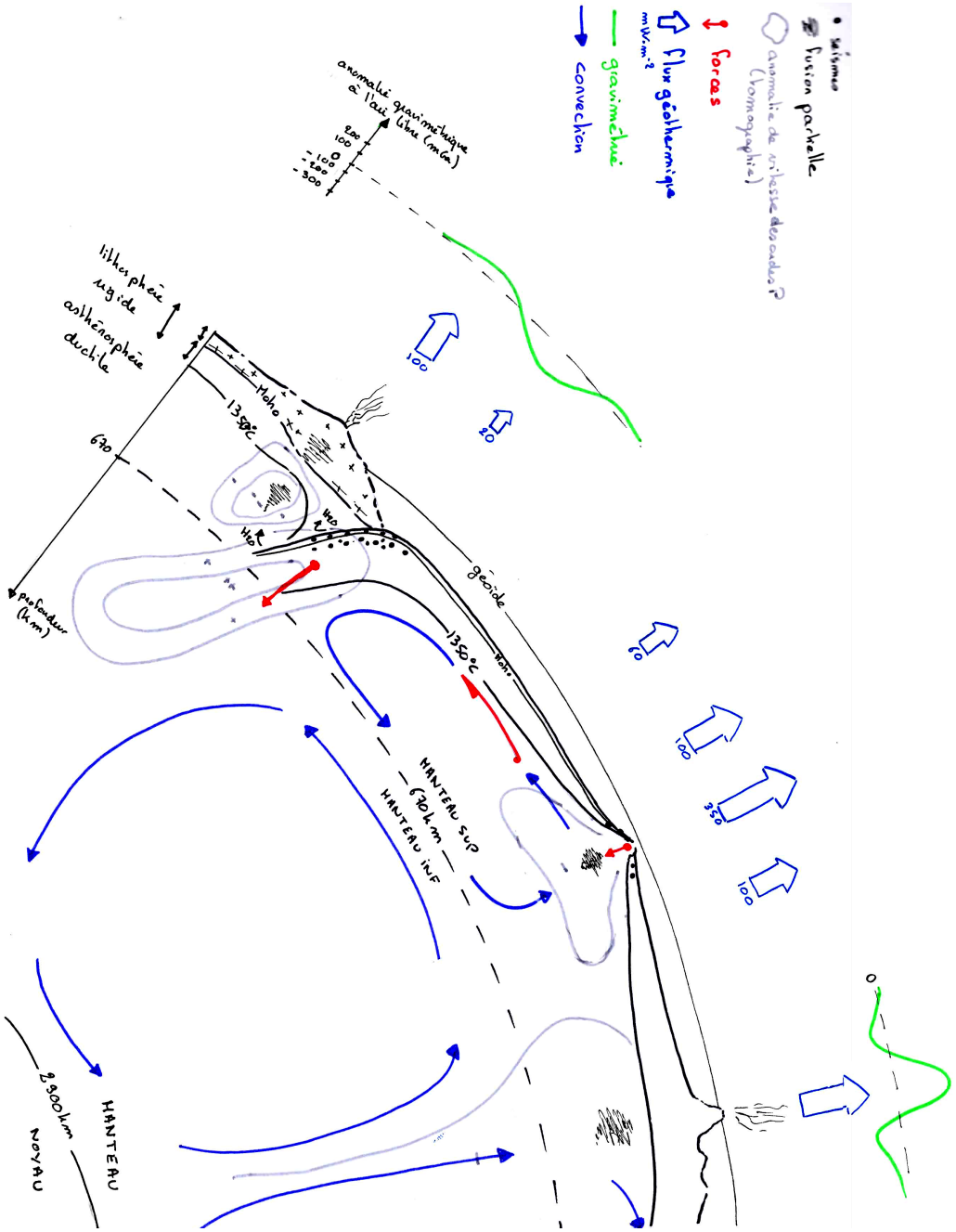


Figure 17.1 Répartition du volcanisme mondial.

La répartition du volcanisme à la surface de la lithosphère reproduit fidèlement celle du magmatisme en profondeur. Seul le magmatisme actuel et récent en contexte de collision n'est pas représenté ici, il se localise au niveau des principales chaînes de montagne.


Séisme
Fusion partielle
anomalie de vitesse des ondes P (tomographie)
Forces
Flux géothermique mW.m-2
gravimétrie
convection
anomalie gravimétrique à l'air libre (mGal)
lithosphère rigide
asthénosphère ductile
Moho
1350°C
670
Hot
Cold
geoide
profondeur (km)
MANTEAU SUP
670 km
MANTEAU INF
2900km
NOYAU
MANTEAU