

1 Structure de la Terre

1.1 Géodésie et gravimétrie

1.1.1 Forme de la Terre

La géodésie, c'est l'étude de la forme de la Terre et la mesure de ses dimensions.

Etre à la surface de la Terre n'est pas la meilleure place pour avoir une idée de sa forme. Par contre, une vue de loin, c'est à dire de l'espace, montre que la Terre a une forme globalement sphérique (Fig. 1.1.1).



Figure 1.1.1 : La Terre vue de l'espace

La première mesure du rayon terrestre est due à [Eratosthène](#) vers 250 avant J.C. (en Egypte, à midi le jour du Solstice d'été, le soleil est au zénith à Assouan (Tropique du Cancer) alors qu'il ne l'est pas 790 km plus au nord (Alexandrie), où un obélisque de 8 m de haut fait une ombre de 1 m de long). [Le rayon moyen de la Terre est de 6367 km](#). Eratosthène avait calculé 6551 km.

L'idée que la Terre n'est pas exactement ronde date du 17^{ème} siècle, et la mesure d'un degré d'arc de méridien à l'Equateur (Pérou - entre autre par P. [Bouguer](#)) et près du pôle (Laponie) est la première détermination de la forme réelle de la Terre.

[Rayon équatorial 6378,160 km](#)

[Rayon polaire 6356,774 km](#)

La forme de la Terre se rapproche donc de celle d'un [ellipsoïde de révolution](#) (forme obtenue par rotation d'une ellipse autour d'un de ses axes) d'aplatissement $1/298,257$ plutôt que d'une sphère (Fig. 1.1.2). Cela correspond à une différence de rayon de 11 km aux pôles et à l'équateur. L'ellipsoïde de révolution est la forme que prend un objet déformable homogène en rotation en raison de la force centrifuge plus forte à l'Equateur, où la vitesse de rotation à la surface du globe est plus rapide qu'aux pôles.

Cet ellipsoïde est appelé l'ellipsoïde de référence, et sert de référence à toutes les mesures d'altitude ou de gravimétrie. Il correspond à une Terre homogène, donc toute anomalie par rapport à cette référence traduit une hétérogénéité.

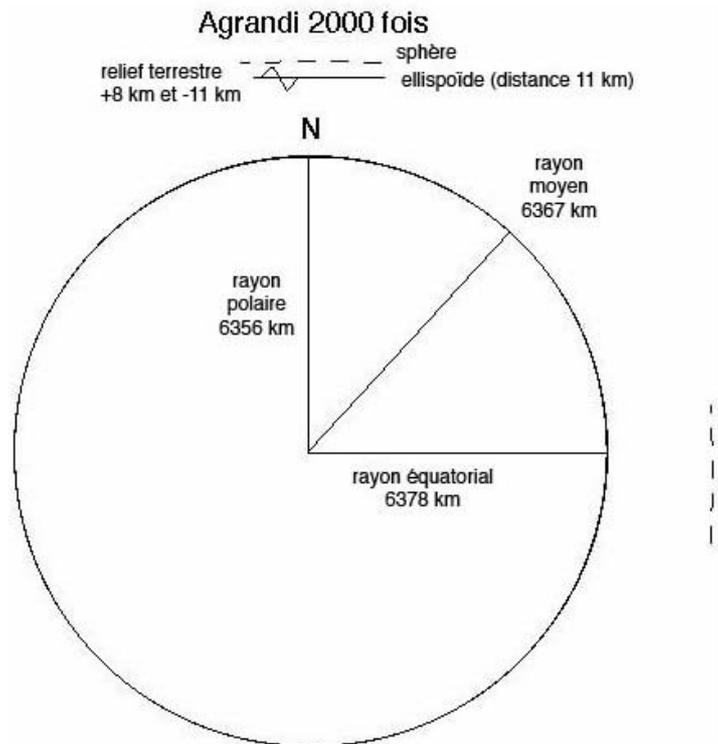


Figure 1.1.2 : Coupe de la sphère et de l'ellipsoïde terrestre, qui se confondent au premier ordre. Il faut agrandir de trois ordres de grandeur (2000 fois sur la figure) pour les distinguer.

Dans le détail (Fig. 1.1.2, mais regardez aussi autour de Grenoble), la forme n'est certainement pas celle d'une sphère: montagnes +8km et reliefs sous-marins -11km. Sphère et ellipsoïde sont des surfaces mathématiques qui s'approchent de la surface réelle.

La surface d'un plan d'eau définit exactement l'horizontale, perpendiculaire à la verticale définie par la trajectoire de chute d'un objet (ou par un fil à plomb). La surface moyenne des mers et des océans définit le **géoïde**, qui correspond alors à la surface réelle du globe.

Le géoïde est mesuré par altimétrie satellitaire (Fig. 1.1.3) en comparant l'altitude S d'un satellite mesurée (par GPS, laser...) par rapport à l'ellipsoïde à son altitude R mesurée (par radar embarqué) par rapport au niveau de la mer, et en tenant compte des variations temporelles du niveau de la mer ('topographie dynamique' sur la figure : marées, courants, vagues...).

Le géoïde ne correspond pas exactement à un ellipsoïde, ce qui traduit une répartition non homogène en profondeur, c'est à dire pas en enveloppes concentriques à l'intérieur du globe. Pour des longueurs d'ondes courtes (10-100 km), le géoïde reflète la bathymétrie (hétérogénéité entre l'eau et les roches du fond de la mer) et est utilisé pour produire des cartes à faible résolution de l'océan mondial. Pour des longueurs d'ondes supérieures à 5000 km, l'amplitude du géoïde est de ± 100 m par rapport à l'ellipsoïde de référence (Fig. 1.1.4), et reflète des hétérogénéités plus profondes.

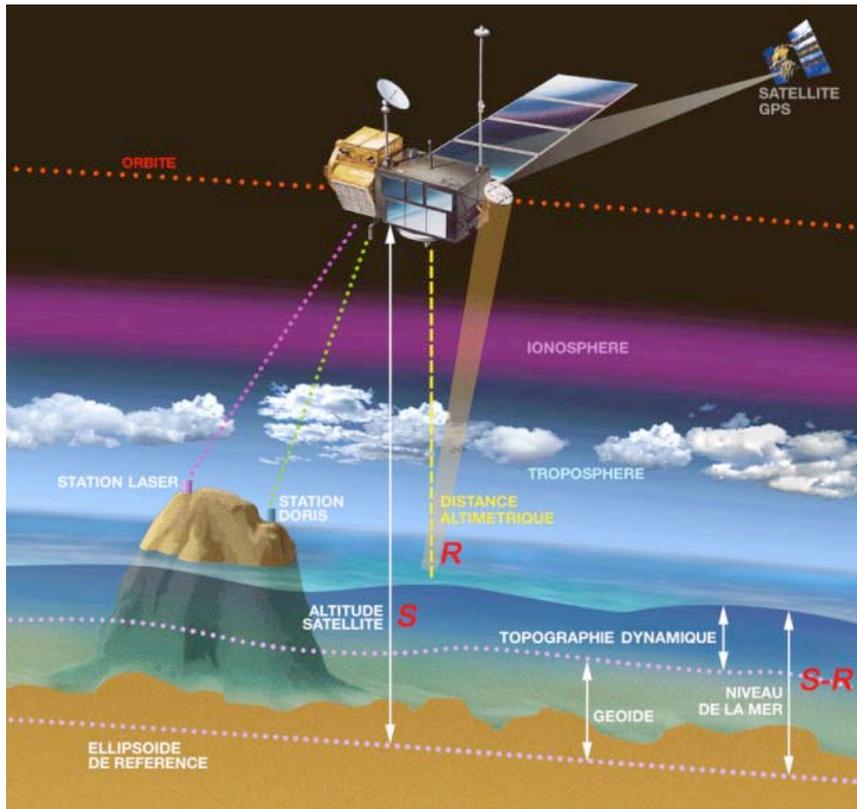


Figure 1.1.3 : Principe de la mesure du géoïde par altimétrie satellitaire. Document CNES.

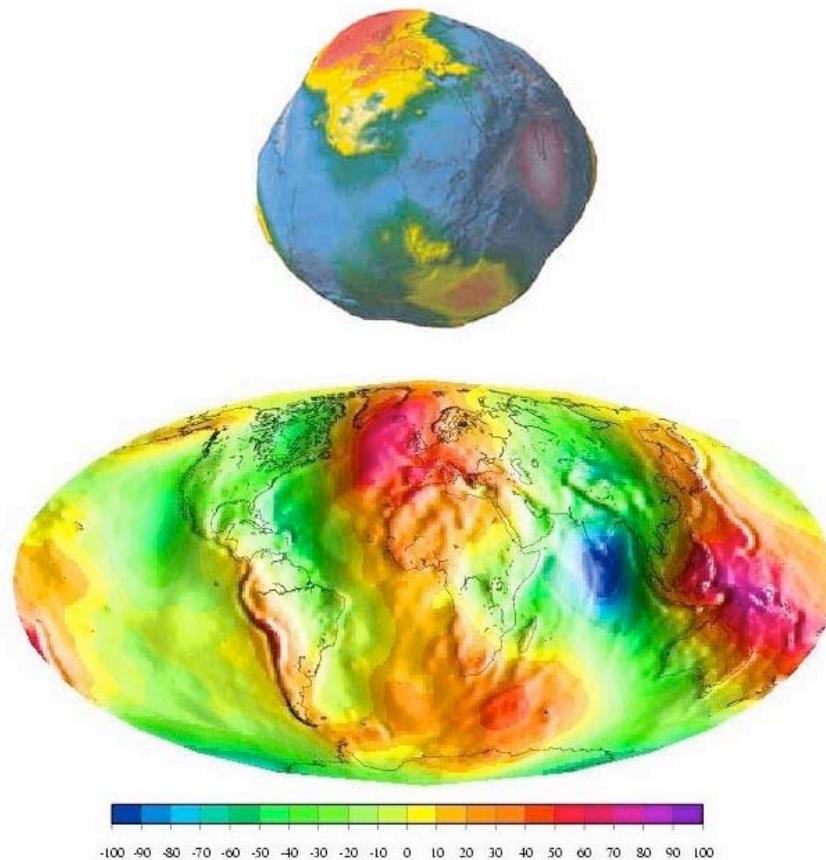


Figure 1.1.4 : Le géoïde (altitudes en m par rapport à l'ellipsoïde de référence) en 3D (géoïde exagéré verticalement de 5 à 6 ordres de grandeur par rapport à l'ellipsoïde) et en carte.

1.1.2 Champ de pesanteur

Tout corps exerce sur les autres une force gravitationnelle que l'on nomme le champ de pesanteur (ou attraction universelle). La **gravimétrie**, c'est l'étude et la mesure des variations dans l'espace et dans le temps du champ de pesanteur. C'est un moyen d'identifier des hétérogénéités de masses en profondeur, donc d'avoir des informations sur la structure profonde.

1.1.2.1 Masse et densité

La force gravitationnelle entre deux corps est proportionnelle (via une constante gravitationnelle G que l'on peut mesurer indépendamment : expérience de torsion de pendules de Cavendish, 1798) aux deux masses (m_1 et m_2) et inversement proportionnelle au carré de leur distance r .

$$F = (G m_1 m_2) / r^2$$

A la surface de la Terre, on écrit cette relation en fonction de l'accélération de la pesanteur g

$$g = (G m_1) / r^2 \quad \text{d'où} \quad F = g m_2$$

où r est le rayon de la Terre et m_1 sa masse ramenée en son centre.

On peut mesurer g via la chute libre d'un corps dans le vide (Fig. 1.1.5). Voir aussi l'expérience de Galilée à la tour de Pise : des objets de masses différentes ne tombent pas à vitesse constante mais à accélération constante.

En moyenne $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ (dimension d'une accélération).

Connaissant g , G et r , on en déduit m_1 la **masse** de la Terre $5,976 \cdot 10^{24} \text{ kg}$.

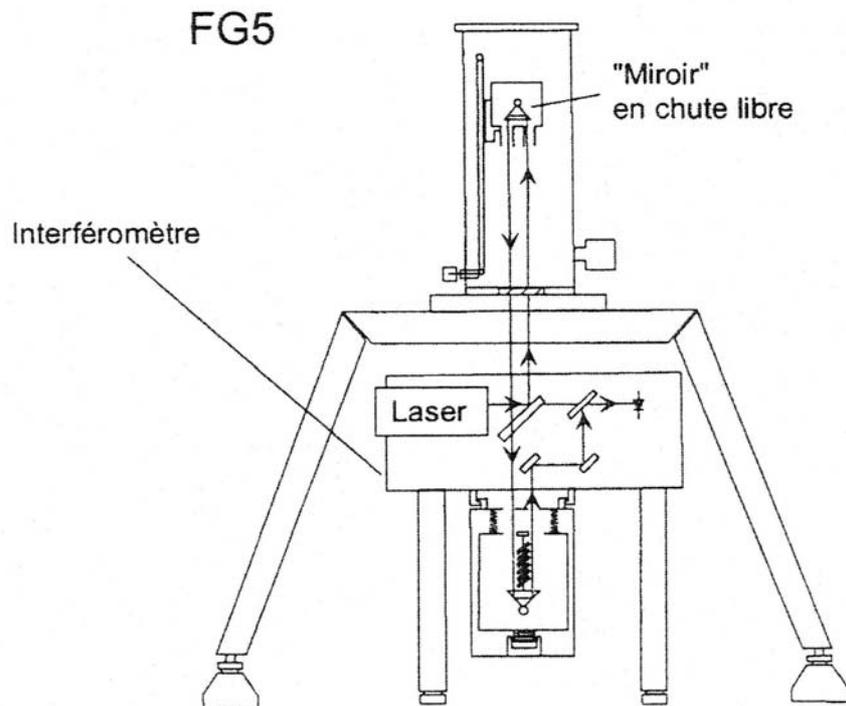


Fig. 1.1.5 : gravimètre absolu FG5 (Dubois et Diament, d'après Niebauer)

Le rayon (donc le volume) et la masse donnent la **densité** moyenne de la Terre: $5,517$

La densité des roches en surface varie en général de 2,5 à 3,3, avec une valeur moyenne de 2,67. La Terre n'est donc pas homogène et il doit exister en profondeur des roches plus denses ($>5,5$) compensant les roches moins denses de la surface.

1.1.2.2 Surface equipotentielle de gravité

Quand on lâche une masse, elle chute en accélérant : son énergie cinétique augmente, à partir d'une autre forme d'énergie, l'énergie potentielle de gravité (la même qui va être stockée via l'eau dans une retenue de barrage, et libérée pour produire de l'électricité). On en déduit un potentiel de gravité.

L'accélération de la pesanteur g est un champ vectoriel qui dérive (au sens mathématique) du potentiel de gravité.

Une surface equipotentielle du champ de gravité présente en tous ses points un même potentiel de gravité, mais pas une même accélération de la pesanteur. Une équipotentielle de gravité correspond à une surface horizontale, donc perpendiculaire à la verticale définie par g (chute libre ou fil à plomb). Le géoïde est un exemple de surface équipotentielle du champ de gravité. Cette surface est mesurée sur les océans, elle peut être déduite sur les continents de la mesure de g .

1.1.2.3 Moment d'inertie

Le moment d'inertie, calculé à partir des trajectoires des planètes, est fonction de la répartition de la masse par rapport à l'axe de rotation de la planète. Le moment d'inertie mesuré pour la Terre représente seulement 83% du moment d'inertie calculé pour une Terre homogène. C'est un autre argument qui indique que la Terre n'est pas homogène, et le moment d'inertie mesuré peut être modélisé en supposant une zone centrale, de densité voisine de 10, dont le diamètre correspond à la moitié du diamètre de la planète (à peu près 2800 km).

1.1.2.4 Anomalies gravimétriques

Si la Terre avait une répartition de masse uniforme en profondeur (et on a vu que cela n'était pas le cas), la surface de la Terre correspondrait à un ellipsoïde de révolution, et les variations de la pesanteur dépendraient uniquement de la latitude (via la force centrifuge et la distance au centre de la Terre). Cet ellipsoïde qui n'existe pas mais que l'on peut calculer, correspond à l'ellipsoïde de référence. La gravité à la surface de cet ellipsoïde correspond à la gravité de référence. Quand on fait une mesure de gravité, on la compare à la référence, et la différence correspond à une anomalie de gravité. Les anomalies varient entre 10^{-3} et 10^{-8} $m s^{-2}$, et sont en général exprimées en **Gal ou mGal** (en l'honneur de Galilée).

$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm s}^{-2}$, $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$ (anomalies de 100 à 0,001 mGal)

Exemple à Chamonix :

g mesuré 980332,9 mGal g référence 980712,7 mGal

anomalie gravimétrique g mesuré – g référence = -379,8 mGal (0,04% de la référence).

Mais la référence correspond à l'ellipsoïde, et la mesure n'est pas faite sur l'ellipsoïde. Pour pouvoir comparer les deux, il faut appliquer des corrections :

- **correction à l'air libre** : on considère la variation de g due à la différence d'altitude par rapport à l'ellipsoïde (souvent par rapport au géoïde = niveau de la mer) (comme si on mesurait depuis un avion). Appliquer uniquement cette correction donne l'anomalie à l'air libre.

- **correction de plateau** : on considère la variation de g induite par la couche de roche située entre l'ellipsoïde et le point de mesure, en supposant cette couche d'épaisseur constante.

- **correction topographique** : on prend en compte les masses qui sont à proximité du point de mesure à une altitude supérieure (montagnes) ou inférieure (vallées). Cet effet topographique est en particulier observé par la déviation d'un pendule vers une chaîne de montagne : à Grenoble une ligne verticale ne se prolongerait pas jusqu'au centre de la Terre.

Appliquer ces trois corrections donne l'anomalie de Bouguer, qui reflète les hétérogénéités sous l'ellipsoïde.

Une anomalie positive indique un excès de masse en profondeur (sous l'ellipsoïde), une anomalie négative indique un déficit de masse en profondeur.

La précision des instruments actuels de l'ordre de 0,01mGal. Pour conserver cette précision dans une carte d'anomalie à l'air libre, il faut connaître l'altitude du point de mesure à 3 cm près!

Exemple à Chamonix

Correction d'altitude + 320,3 mGal

Anomalie à l'air libre = g mesuré – (g réf – correct alt) = -59,5 mGal

Correction de plateau - 118 mGal

Correction topographique + 34 mGal

Anomalie de Bouguer = -143,5 mGal

L'anomalie de Bouguer est calculée pour rapprocher le plus possible la mesure de celle qui aurait été faite sur l'ellipsoïde de référence. Elle supprime toutes les causes superficielles d'anomalies. Or l'anomalie de Bouguer est importante, de plusieurs centaines de mGal, et positives au dessus des océans (+ 100 mGal dans le Golfe de Gascogne), négatives dans les chaînes de montagnes (-143 à Chamonix, jusqu'à -160 mGal dans les Alpes) (Fig. 1.1.6). L'anomalie de Bouguer indique un excès de masse en profondeur sous les océans, un déficit de masse sous les chaînes de montagnes. Les chaînes de montagnes sont elles creuses? Bien sur que non, pour avoir un déficit de masse, il suffit de remplacer du matériel dense par du matériel moins dense. Par exemple, de remplacer du matériel d'une couche profonde et dense (qu'on appellera manteau, de densité 3,3) par du matériel de la couche superficielle et légère (qu'on appellera croûte, densité 2,8): il y a donc des racines crustales sous les chaînes de montagnes.

Inversement, pour avoir un excès de masse sous les océans, il faut remplacer de la croûte par du manteau, donc l'augmentation de profondeur à la surface de la Terre correspond à une remontée du sommet du manteau en profondeur.

Il y a donc globalement une compensation : les excès de masse en surface (montagnes) sont compensés par des déficits en profondeur (racines crustales) ; les déficits en surface (bassins) sont compensés par des excès en profondeur (remontée du sommet du manteau).

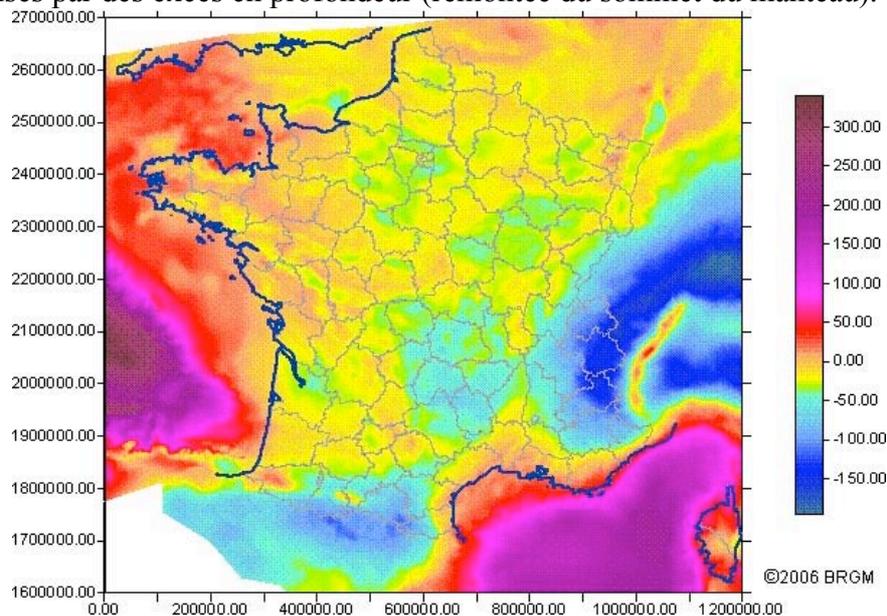


Fig. 1.1.6 : L'anomalie de Bouguer (mGal) en France (BRGM)

A des échelles plus locales, les anomalies gravimétriques sont utilisées pour estimer la répartition des masses superficielles : un granite sous les sédiments, un gisement de minéraux lourds, une cavité souterraine...

1.1.2.4 Isostasie

La compensation des masses entre la surface et la profondeur est interprétée par une théorie, l'isostasie, basée sur l'équilibre isostatique : la pression est la même en tout point d'une surface appelée **surface de compensation**.

Deux modèles ont été proposés à la fin du 19^{ème} siècle, qui correspondent à une isostasie locale : chaque colonne de roche peut se déplacer verticalement indépendamment de la colonne voisine. On considère bien sur des domaines de grande taille, de l'ordre au minimum de la centaine de km de diamètre. Les deux modèles supposent des corps de densité (ou masses volumiques) différentes.

Le modèle d'**Airy** (en haut Fig. 1.1.7) considère un corps léger superficiel (ρ_1 , qu'on appellera la croûte) au dessus d'un corps plus dense (ρ_2 , qu'on appellera le manteau). Dans ce modèle, les variations d'altitudes en surface sont compensées par les variations d'épaisseur de la croûte (la base de la croûte n'est pas horizontale), et donc par les variations de proportion croûte/manteau au dessus de la surface de compensation.

Le modèle de **Pratt** (en bas Fig. 1.1.7) considère un corps léger superficiel dont la base est horizontale mais dont les densités varient latéralement (ρ_1 à ρ_4) (et on verra dans la suite de cours que le terme de 'croûte' n'est pas adapté pour cette couche superficielle). Les variations d'altitudes sont alors compensées par les variations de densités.

Dans les deux cas, la position exacte de la surface de compensation n'est pas spécifiée (et n'a pas besoin d'être spécifiée, cf. exercice).

Un troisième modèle (**Veining Meinesz**, début 20^{ème} siècle) correspond pour sa part à une isostasie régionale, les masses en surface étant compensées en profondeur dans un domaine plus large. Dans ce modèle, une chaîne de montagne serait compensée par une racine crustale plus large que la chaîne.

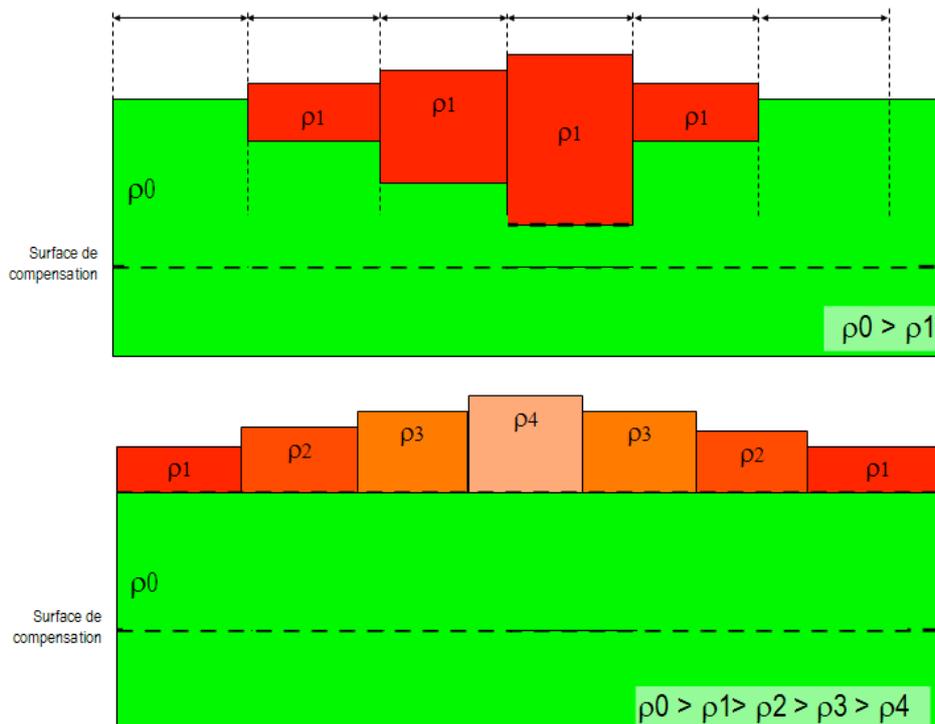


Fig. 1.1.7 : Modèles d'isostasie locale : Airy (en haut), Pratt (en bas)

Géodésie et gravimétrie : à savoir

- En première approximation, la Terre est une sphère de rayon approximatif 6400 km, dans le détail proche d'un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles. La forme réelle de la Terre correspond au géoïde, surface moyenne des océans.
- Densité moyenne de la Terre : 5,5 ; densité moyenne des roches en surface 2,7.
- En géophysique, une anomalie = mesure – référence
- L'anomalie de Bouguer reflète la répartition des masses sous l'ellipsoïde : une anomalie de Bouguer négative correspond à un déficit de masse, positive à un excès de masse.
- La corrélation entre topographie et anomalie de Bouguer peut être expliquée par la théorie de l'équilibre isostatique (au dessus d'une surface de compensation, toute colonne de roche a le même poids).

Bibliographie :

Dubois et Diament : Géophysique. Dunod éditeur.

1.2 Sismologie

1.2.1 Séismes et sismomètres

Définitions : un **séisme**, aussi appelé tremblement de Terre, est une secousse ou série de secousses du sol.

Il provient du déplacement brutal (appelé rupture) de deux blocs rocheux l'un par rapport à l'autre. La surface de déplacement correspond à un plan de faille. Un séisme est donc produit par la rupture d'un plan de faille.

La rupture se produit en profondeur, et se propage le long de la faille à des vitesses de plusieurs km/s.

Foyer = Hypocentre : lieu de la rupture initiale en profondeur

Epicentre : point en surface le plus proche (= à la verticale) du foyer

Exemple récent : séisme de **Sendai** (au large de la centrale nucléaire de Fukushima), le 11 Mars 2011. Le foyer était à **30 km** de profondeur, la surface de faille où s'est produite la rupture faisait **200 km** de largeur sur **500 km** de long ($100\ 000\ \text{km}^2$ = surface des régions Rhône-Alpes, PACA et Languedoc-Roussillon). Le déplacement maximum a été de **24 m** (4 m à la côte), et le séisme a duré 2 à 3 minutes.

Les séismes sont plus ou moins importants (la ou les secousses ont une durée et une amplitude plus ou moins importantes). Ils sont évalués par deux échelles :

Intensité (échelle de **Mercalli**, maintenant **MSK**) : comprend 12 niveaux numérotés en chiffres romains (**I à XII**). Cette échelle est basée sur la perception humaine et les dommages aux constructions.

I : pas de perception humaine ; XII : toutes les constructions sont détruites, le paysage est modifié

Cette échelle étant basée sur la présence humaine, elle n'est pas utilisable dans un désert ou en mer, c'est à dire sur les trois quarts de la surface terrestre. Par contre elle permet une évaluation des séismes historiques pour lesquels on a des traces écrites.

D'autre part, des effets de site peuvent amplifier les mouvements du sol lors d'un séisme. Par exemple à Grenoble, le déplacement du sol est amplifié 10 fois dans la plaine (ex Campus) par rapport aux reliefs voisins (mais ces déplacements restent de faible ampleur). Autre exemple : Mexico 1985 : 10 000 morts. Dans les deux cas, il s'agit de bassins remplis d'alluvions récentes plus ou moins riche en eau. Le Grésivaudan et Grenoble sont sur un remplissage fluvio-lacustre post-glaciaire (plus de 800 m de sédiments en amont de Grenoble), Mexico sur un ancien lac comblé.

Le séisme de Sendai correspondait à une intensité IX à terre, c'est à dire à 130 km de l'épicentre.

Magnitude (échelle de **Richter**) : de **1 à 9** (chiffres arabes). Cette échelle correspond à une mesure (indirecte) de l'énergie libérée par le séisme.

Un séisme ne produit un déplacement permanent que sur la faille qui l'a produit (Fig. 1.2.1). Au delà, il produit un mouvement temporaire qui se propage. Dès le 18^{ème} siècle, ce mouvement est identifié comme une 'vague de terre', qui correspond à une onde se propageant à partir du foyer. Au 19^{ème} siècle ont été conçu des instruments (sismomètres = sismographes) pour enregistrer ces ondes (Fig. 1.2.2).



Fig. 1.2.1 : Faille associée au séisme du Sichuan (2008). (<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/seisme-Sichuan-Longmen-Shan.xml>, photo V. Godard, prise 7 mois après le séisme). N55 correspond à la direction de la faille indiquée par un pointillé rouge, les triangles rouges indiquent le compartiment chevauchant, la flèche blanche le rejet vertical.

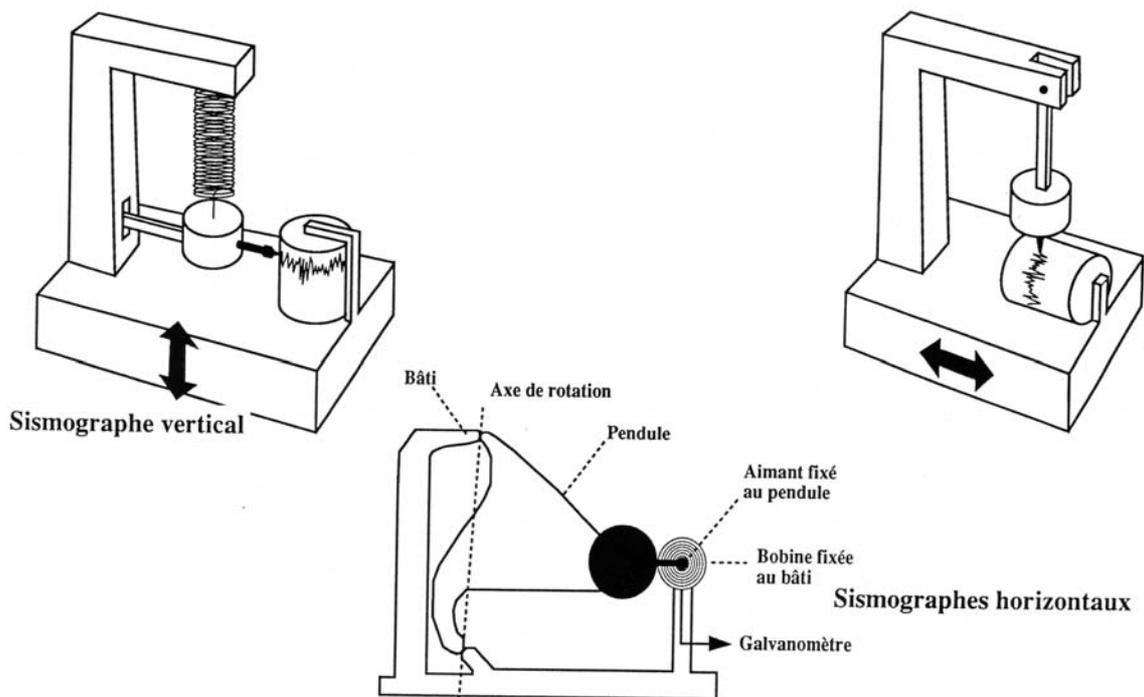


Fig. 1.2.2 : Quelques modèles 'archaïques' de sismographes, basés sur le décalage entre le mouvement du bâti et celui du pendule qui lui est attaché. L'enregistrement peut être numérique (en bas) ou analogique (en haut), et peut concerner la composante verticale (à gauche) ou une composante horizontale (à droite).

On enregistre suivant trois axes perpendiculaires (1 vertical et 2 horizontaux) le décalage du mouvement entre un bâti solidaire du sol et une masse inerte qui y est suspendue. L'enregistrement s'appelle un sismogramme, où les ondes sont caractérisées en particulier par leur période et leur amplitude.

Les vibrations industrielles, la circulation produisent des ondes de périodes courtes (0,01 à 0,1 s). Les séismes produisent des ondes de périodes variant de 0,1 s à 1000 s (plus de 15 minutes). Les marées terrestres (déformation de la Terre liée à l'attraction lunaire) produisent des ondes de période supérieure à 1000 s.

L'énergie libérée par un séisme est estimée à partir de l'amplitude maximale mesurée. Cette amplitude dépend de l'appareil de mesure : il faut une standardisation et/ou un étalonnage des appareils. Elle dépend aussi de la distance entre le foyer et le point de mesure : il faut appliquer une correction pour ramener la mesure à une distance standard de 100 km. Ces deux paramètres, ainsi que les modèles reliant amplitude et énergie, expliquent les variations des magnitudes communiquées après un séisme.

L'échelle de magnitude est logarithmique décimale : un séisme de magnitude 4 libère 10 fois plus d'énergie qu'un séisme de magnitude 3. En général, on observe des dommages à partir de magnitudes 4,5, et les 'grands' séismes ont des magnitudes supérieures à 7,5.

La magnitude du séisme de Sendai était de 9, du même ordre de grandeur que les plus grands séismes connus (Chili 1960 : magnitude 8,9 à 9,5, correspondant à l'énergie de 500 000 bombes atomiques d'Hiroshima). Les séismes des alentours de Grenoble ont des magnitudes comprises entre 2,5 et 4,5. Il y a aussi des séismes de magnitude plus faible, mais ils ne sont usuellement pas enregistrés, ou avec une trop mauvaise résolution.

1.2.2 Ondes sismiques

Les sismogrammes (Fig. 1.2.3) montrent que lors d'un séisme, plusieurs ondes se succèdent, caractérisées par des fréquences et des amplitudes différentes.

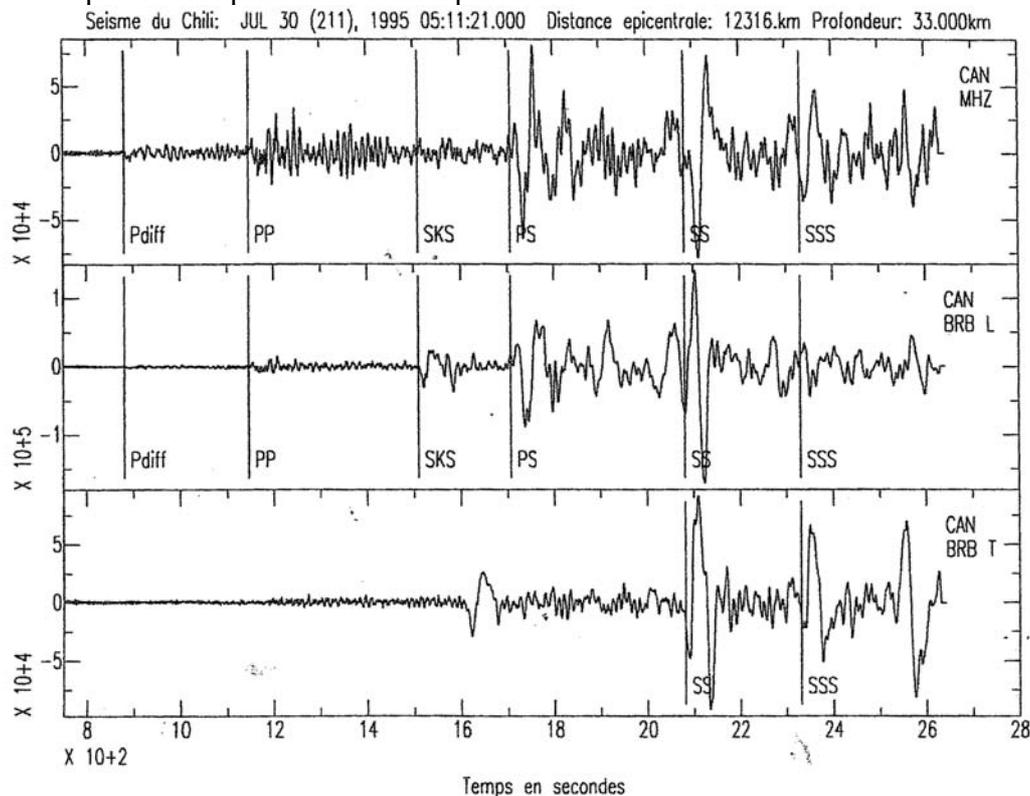


Fig. 1.2.3 : Sismogramme enregistré à 12 000 km de distance, suivant trois composantes (verticale en haut). (Dubois et Diament, d'après Montagner et Roult). Les différents types d'ondes sont explicités Fig. 1.2.10.

On distingue quatre types d'ondes :

- Ondes de volume P, (P)remières à arriver, donc celles qui se propagent le plus rapidement. Ce sont des ondes de compression impliquant une oscillation suivant l'axe de propagation de l'onde (Fig. 1.2.4).

S, (S)econdes à arriver, donc à propagation plus lente. Le rapport entre les vitesses de propagation des ondes P et S est constant : $V_S = V_P / \sqrt{3}$. Ce sont des ondes de cisaillement impliquant une oscillation perpendiculaire à l'axe de propagation de l'onde (Fig. 1.2.4). Comme il est impossible de cisailier un liquide, les ondes S ne s'y propagent pas.

- Ondes de surface qui se propagent aux interfaces entre les différents milieux (en particulier à la surface de la Terre, mais pas seulement) : ondes de Rayleigh et de Love (Fig. 1.2.4).

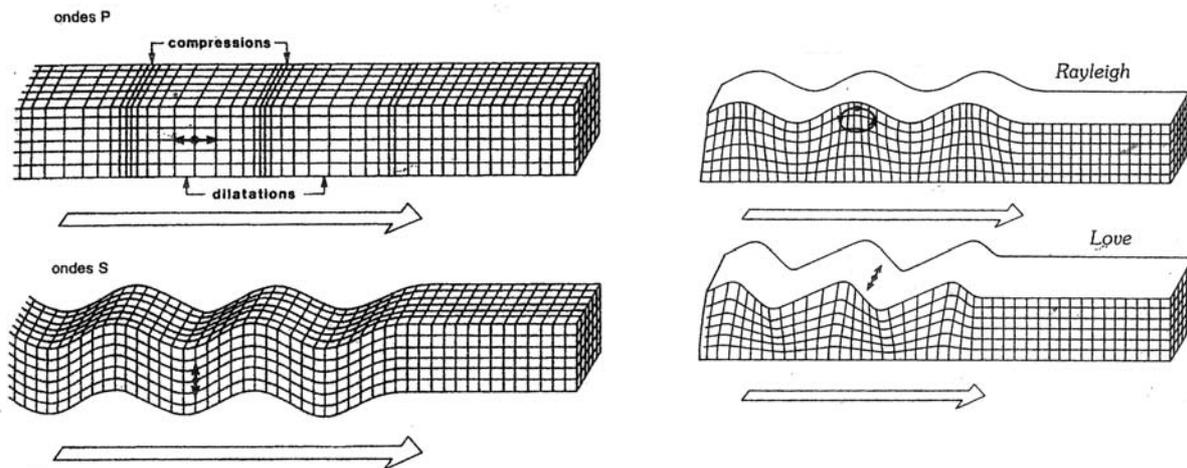


Fig. 1.2.4 : Déformation élastique lors de la propagation (flèche blanche) des différents types d'ondes (Dubois et Diament, d'après Bolt).

1.2.2 Propagation des ondes sismiques

Les ondes de volume se propagent dans toutes les directions. Le front d'onde correspond à l'enveloppe atteinte par l'onde à un moment donné. On modélise l'onde sismique par un rai sismique perpendiculaire au front d'onde. A l'interface entre deux milieux homogènes où les vitesses de propagation sont différentes (ce qui correspond à des densités différentes), une onde (représentée par un rai sismique, Fig. 1.2.5) se réfléchit et se réfracte. Les angles d'incidence et d'émergence suivent la loi de Descartes (identique à la propagation des rayons lumineux) : pour la réfractée

$$\sin(i_1)/V_1 = \sin(i_2)/V_2$$

La réfléchie se propageant dans le même milieu que l'onde incidente, l'angle d'émergence est égal à l'angle d'incidence = i_1

Les vitesses sismiques augmentent avec la densité, elle même fonction de la profondeur. La règle générale est donc une augmentation des vitesses sismiques avec la profondeur.

Si $V_2 > V_1$, $V_2 / V_1 > 1$ et la loi de Descartes peut aussi s'écrire $V_2 / V_1 = \sin(i_2) / \sin(i_1)$

D'où $\sin(i_2) / \sin(i_1) > 1$, et $i_2 > i_1$: l'angle du rayon émergent augmente et s'écarte de la verticale (= se rapproche de l'horizontale) quand la vitesse sismique augmente avec la profondeur.

Dans un milieu où la vitesse augmente avec la profondeur (ce qui est le cas général), l'onde réfractée va progressivement se rapprocher de l'horizontale en s'approfondissant, puis remonter vers la surface en s'écartant à nouveau de l'horizontale. La forme la plus fréquente de la trajectoire d'un rai sismique est une courbe (Fig. 1.2.7)

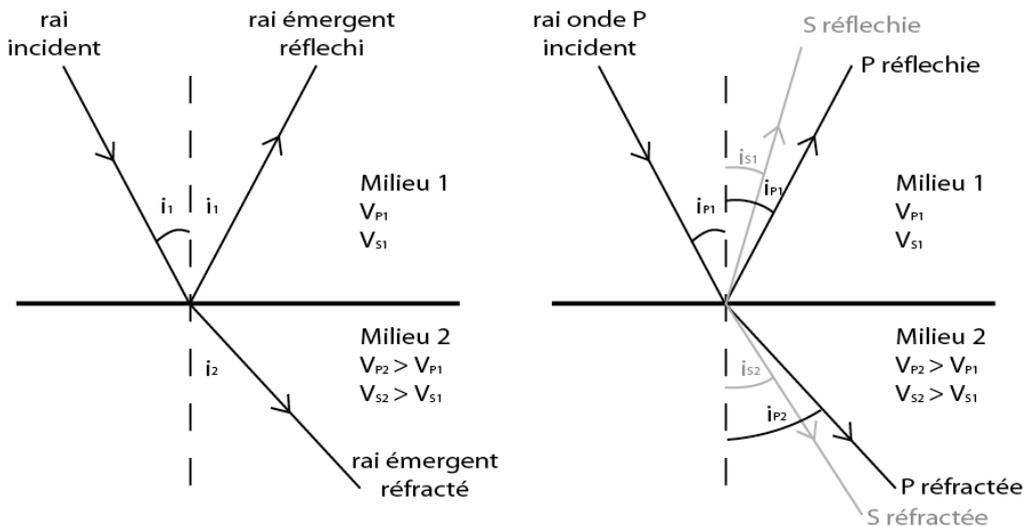


Fig. 1.2.5 : Réflexion et réfraction. Les vitesses s'entendent pour un type d'onde : dans le milieu 1 les ondes P et S se propagent, avec $V_{P1} > V_{S1}$. Chaque onde incidente produit par réflexion et réfraction les deux types d'ondes de volume : une onde P incidente produit une P et une S réfléchie, une P et une S réfractée. Comme les vitesses des ondes P et S diffèrent, les angles d'émergence diffèrent également.

En fonction des variations de vitesses sismiques avec la profondeur, les ondes sismiques vont avoir des trajectoires et temps de parcours différents (Fig. 1.2.6). Connaissant la position du foyer d'un séisme et le moment où il a eu lieu, il est possible de construire une courbe appelée **hodochrone** associant la distance parcourue au temps de parcours (Fig. 1.2.6).

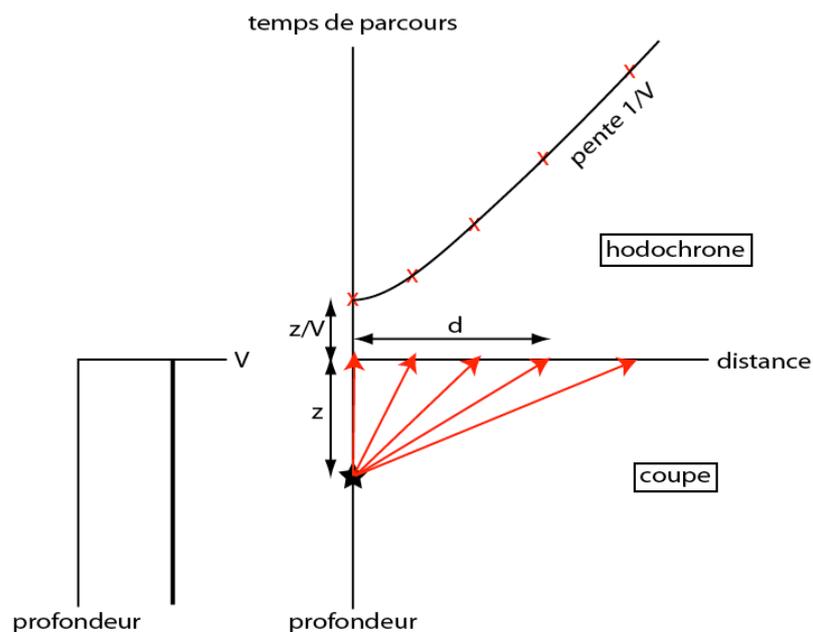


Fig. 1.2.6 : Vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur, trajectoire des ondes et hodochrones associées. Cas particulier d'une vitesse constante avec la profondeur. A gauche la variation de la vitesse sismique en fonction de la profondeur ; à droite sont superposés en

bas une coupe montrant la trajectoire des ondes à partir du foyer (étoile) et en haut un hodochrone (temps de parcours en fonction de la distance à la surface). La distance est représentée par une horizontale ; pour les grandes distances il faut prendre en compte la courbure de la Terre et les distances sont exprimées en distances angulaires Δ .

Dans l'exemple de la Fig. 1.2.6, la vitesse est constante avec la profondeur, il n'y a donc pas de réfraction et les trajectoires sont droites. Cela correspond par exemple à la propagation des ondes dans l'océan. Dans ce cas, la distance parcourue par l'onde peut être définie dans un triangle rectangle ayant comme coté la profondeur du séisme z et la distance horizontale d :

$$\text{Distance parcourue} = \sqrt{(z^2 + d^2)} \text{ et temps de parcours } T = \sqrt{(z^2 + d^2)} / V$$

Loin du foyer, la profondeur d est négligeable par rapport à la distance horizontale et l'hodochrone tangente une droite $T = d / V$. On peut donc déduire la vitesse des ondes de la pente $1/V$ de l'hodochrone.

A l'épicentre $d = 0$ et $T = z / V$. Connaissant la vitesse V , on en déduit la profondeur z du séisme.

Les mesures du temps de parcours des ondes et la construction d'un hodochrone permettent donc de déduire la vitesse des ondes (à partir de la pente de l'hodochrone) et la profondeur du séisme (intersection avec l'axe des ordonnées).

L'exemple de la Fig. 1.2.7 est plus réaliste, avec une vitesse augmentant de manière linéaire avec la profondeur. Dans ce cas, les trajectoires des rais sismiques sont courbes, et l'hodochrone a une forme convexe. On peut montrer mathématiquement que la pente locale de l'hodochrone est fonction de $1/V_x$, V_x étant ici la vitesse atteinte au point le plus bas de la trajectoire du rai, et donc la vitesse à la profondeur z_x ; et que l'intersection de la tangente à l'hodochrone est fonction de la profondeur z_x et des vitesses de propagation entre la surface et la profondeur z_x . On retrouve un dispositif où la construction d'un hodochrone permet de déduire la variation de la vitesse en fonction de la profondeur.

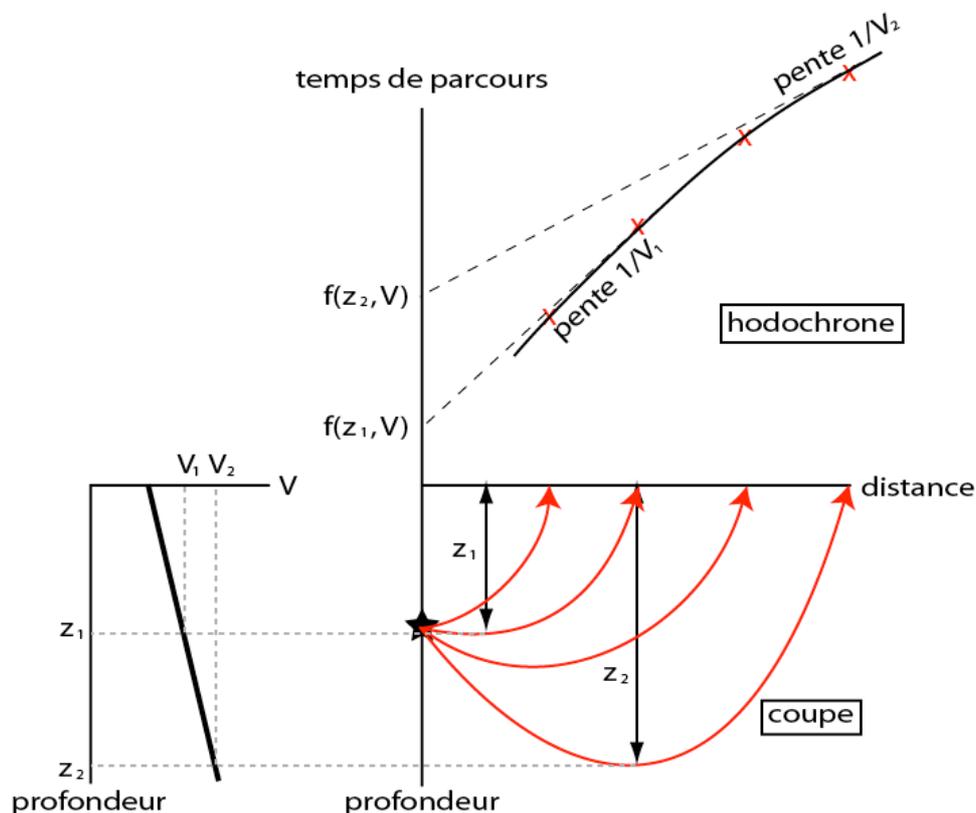


Fig. 1.2.7 : Vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur, trajectoire des ondes et hodochrones associées. Cas particulier d'une vitesse croissante avec la profondeur. Même légende que la Fig. 1.2.6.

Dans l'exemple de la Fig. 1.2.8, la vitesse augmente plus rapidement à une certaine profondeur. Au dessus de cette profondeur, la propagation des ondes est semblable à celle de l'exemple précédent (Fig. 1.2.7). Par contre une onde qui pénètre dans la zone plus rapide va être plus fortement déviée et va donc remonter en surface plus près de l'épicentre (courbe verte), formant un point de rebroussement sur l'hodochrone. Les ondes qui pénètrent dans la zone inférieure, où le gradient est à nouveau plus faible, arrivent plus loin de l'épicentre et forment une nouvelle branche de l'hodochrone moins pentée puisqu'ayant une vitesse de propagation plus rapide. Sur certaines parties de l'hodochrone, on a donc plusieurs ondes qui arrivent au même point, certaines ayant un trajet plus court mais plus lent en surface (pente plus forte de l'hodochrone), d'autres un trajet plus long mais plus rapide en profondeur (pente plus faible de l'hodochrone). Les deux croix les plus à droite sur la figure 1.2.8 montrent que le rai sismique vert, bien que parcourant une distance plus grande, arrive avant le rai sismique rouge.

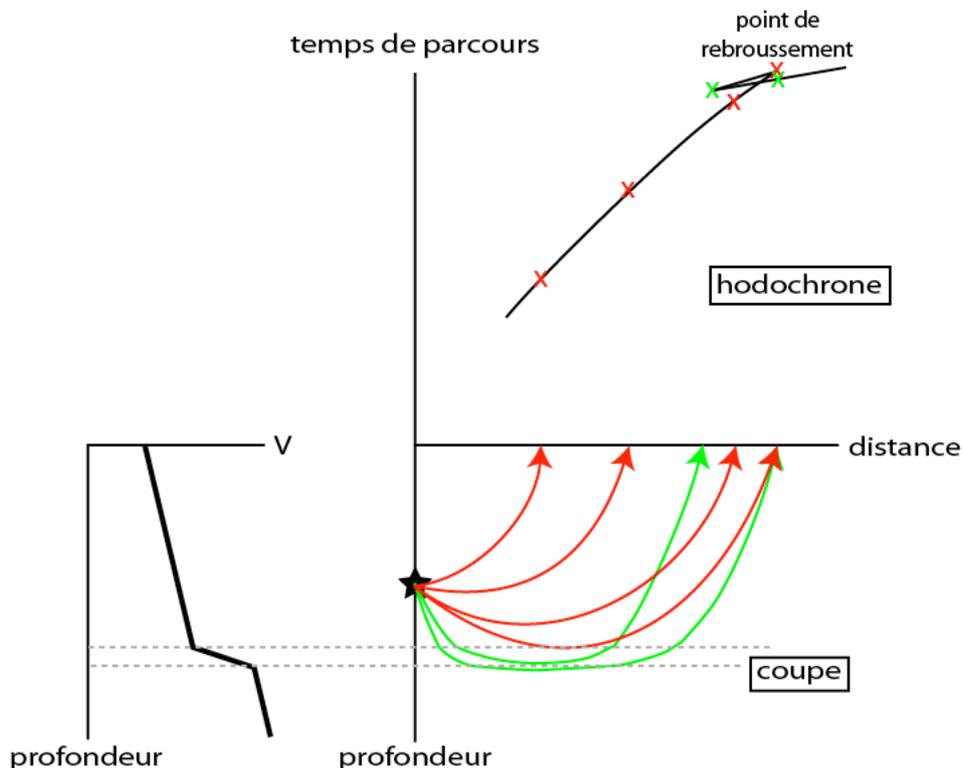


Fig. 1.2.8 : Vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur, trajectoire des ondes et hodochrones associées. Cas particulier d'une zone à fort gradient de vitesse, produisant un point de rebroussement. Même légende que la Fig. 1.2.6.

Le dernier exemple (Fig. 1.2.9) concerne le cas particulier où la vitesse diminue avec la profondeur, dans ce qu'on appelle une zone à faible vitesse. Quand un rai sismique (bleu sur la figure) pénètre dans cette zone à faible vitesse, il va se rapprocher de la verticale. Quand il va ressortir de cette zone vers le bas, c'est à dire quand la vitesse va à nouveau augmenter avec la profondeur, le rai sismique va de nouveau se rapprocher de l'horizontale, puis repartir vers la surface. Cette déflexion vers le bas dans la zone à faible vitesse produit en surface une

zone d'ombre où aucune onde sismique n'est reçue. La zone d'ombre sépare deux parties de l'hodochrone où la pente est différente : plus près du foyer, une pente forte correspondant aux vitesses faibles de la couche superficielle ; loin du foyer une pente faible correspondant aux vitesses rapides de la couche profonde.

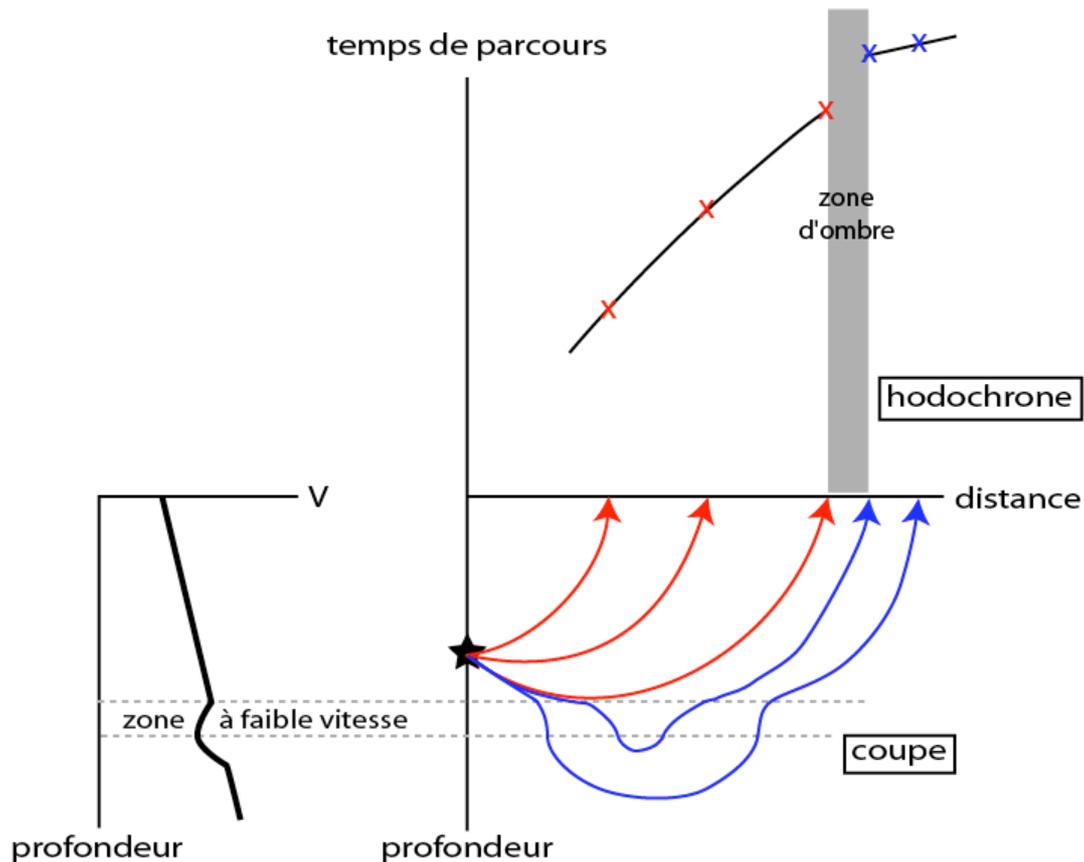


Fig. 1.2.9 : Vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur, trajectoire des ondes et hodochrones associées. Cas particulier d'une zone à faible vitesse, produisant une zone d'ombre. Même légende que la Fig. 1.2.6.

Ce type de dispositif peut être utilisé en étudiant la propagation d'ondes émises naturellement par des séismes (sismologie), mais peut aussi utiliser une source artificielle d'onde sismique (explosion par exemple), en général placée en surface. On appelle ce type de mesure sismique réfraction ou sismique grand angle. Elles permettent de la même manière, mais à une échelle plus locale, de construire des hodochrones et déterminer la vitesse de propagation de l'onde sismique en fonction de la profondeur.

1.2.3 Zonation physique du Globe

Les premiers sismomètres ont été installés à la fin du 19^{ème} siècle. En 1909, [Mohorovicic](#) identifie une discontinuité majeure qui depuis porte son nom, aussi abrégée en [Moho](#). Cette discontinuité est identifiée en Europe orientale, à partir d'enregistrement de séismes relativement superficiels (moins de 60 km). Jusqu'à 200 km de distance à l'épicentre, on enregistre des ondes P (et S) relativement lente, puis un point de rebroussement apparaît sur l'hodochrone et au delà de 200 km, les ondes P sont plus rapide. On met ainsi en évidence une zone où la vitesse augmente rapidement (Fig. 1.2.8). La vitesse des ondes P est inférieure à 7 km/s dans la partie supérieure appelée [croûte](#), supérieure à 8 km/s dans la partie inférieure

appelée **manteau**. La limite entre croûte et manteau correspond donc au **Moho**. Les ondes S traversent manteau comme croûte, indiquant que ces deux enveloppes sont solides.

L'hodochrone permet également de déterminer la profondeur du Moho : en moyenne, il est à 30-35 km sous les continents 'récents' (c'est à dire qui ont été déformés au cours des derniers 300 Ma (Millions d'années), comme l'Europe occidentale), plutôt 45 km sous les continents 'anciens' (pas déformés depuis 300 à 600 Ma), 60 km sous les chaînes de montagnes, 10 à 15 km sous les océans. On retrouve par une méthode indépendante l'interprétation des anomalies gravimétriques dans l'hypothèse d'isostasie d'Airy : il y a une racine crustale sous les chaînes de montagne, et un manteau moins profond sous les bassins océaniques que sous les continents.

Une deuxième discontinuité a été postulée à l'intérieur de la croûte : il s'agit de la discontinuité de **Conrad**, qui est quelque peu tombée en désuétude depuis que le forage de la presqu'île de Kola (au nord de la Russie, forage continental le plus profond : plus de 12 km de profondeur) a traversé cette discontinuité sans y observer de modifications.

La discontinuité de **Gutenberg** est pour sa part définie à partir d'une zone d'ombre (Fig. 1.2.10). Elle limite donc une partie inférieure, appelée **noyau** où la vitesse des ondes est plus lente que dans la partie supérieure (manteau). D'autre part les ondes S ne traversent pas le noyau, indiquant qu'il est liquide.

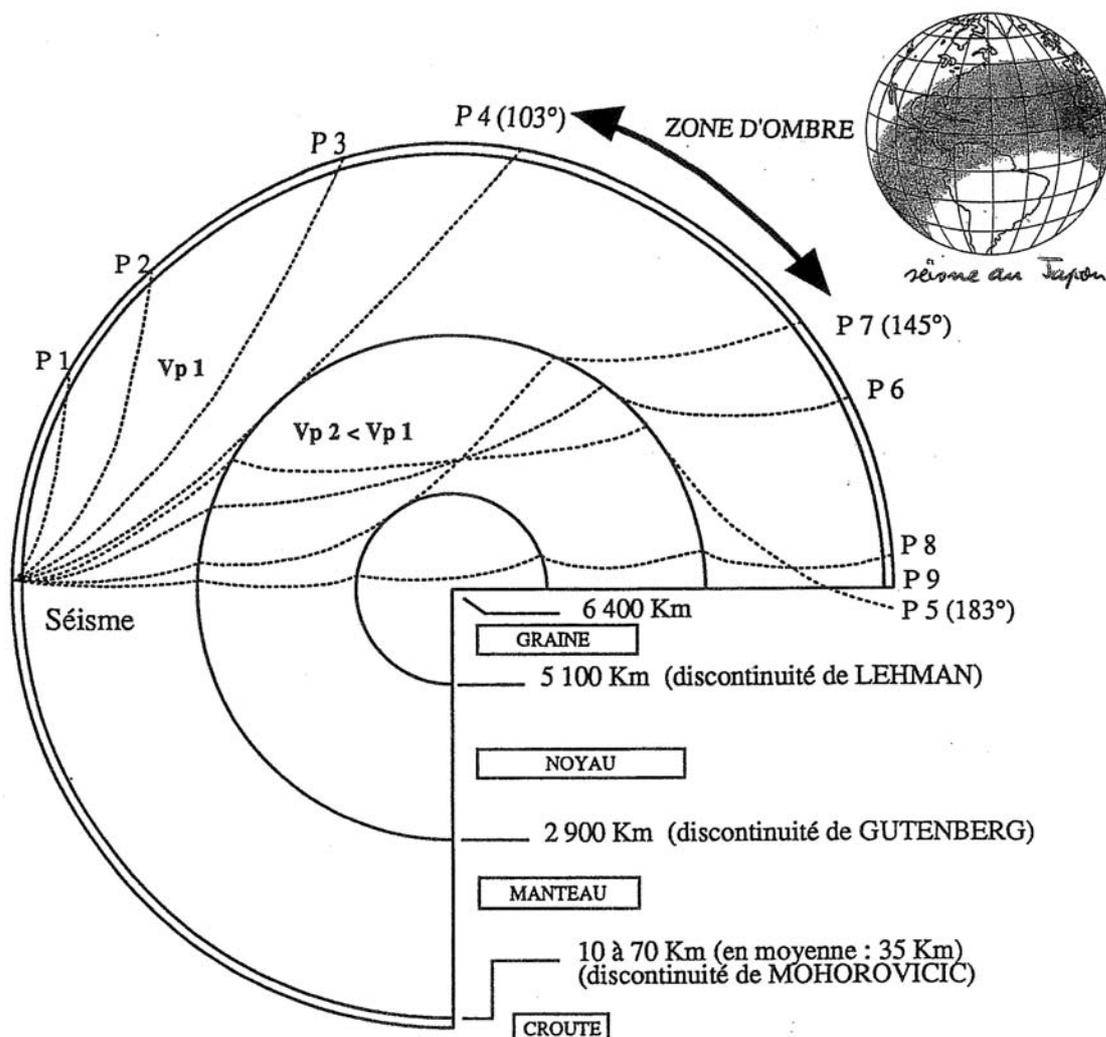


Fig. 1.2.10 : Discontinuités sismologiques de la Terre et propagation des ondes sismiques. Sur le planisphère est représentée en grisé la zone d'ombre où un séisme qui se produit au Japon n'est pas enregistré (distance angulaire de 103 à 145°). Les ondes qui se réfléchissent

sur le noyau sont notées C, celles qui se réfractent dans le noyau sont notées K : P4 est une onde PCP (P dans le manteau, réfléchi sur le noyau, P dans le manteau) ; P5 ou P6 sont des ondes PKP (P dans le manteau, P dans le noyau, P dans le manteau). De la même manière, les ondes qui se réfléchissent ou se réfractent sur la graine sont notées i ou I : P7 est une onde PKiKP, P8 une onde PKIKP. Les ondes PP ou SS (réfléchies sur la croûte) ne sont pas indiquées sur cette figure.

La discontinuité majeure la plus profonde est la discontinuité de Lehman (Fig. 1.2.10), qui sépare le noyau externe liquide, à faible vitesse, du noyau interne (aussi appelé graine) solide, à forte vitesse. Les ondes P qui se propagent dans le noyau externe génèrent des ondes P et des ondes S quand elle atteint la graine (Fig. 1.2.5), ces ondes P et S ne se propagent pas à la même vitesse et n'arrivent donc pas en même temps : on peut distinguer une onde P(manteau)P(noyau externe)P(graine)P(noyau externe)P(manteau) d'une onde P(manteau)P(noyau externe)S(graine)P(noyau externe)P(manteau).

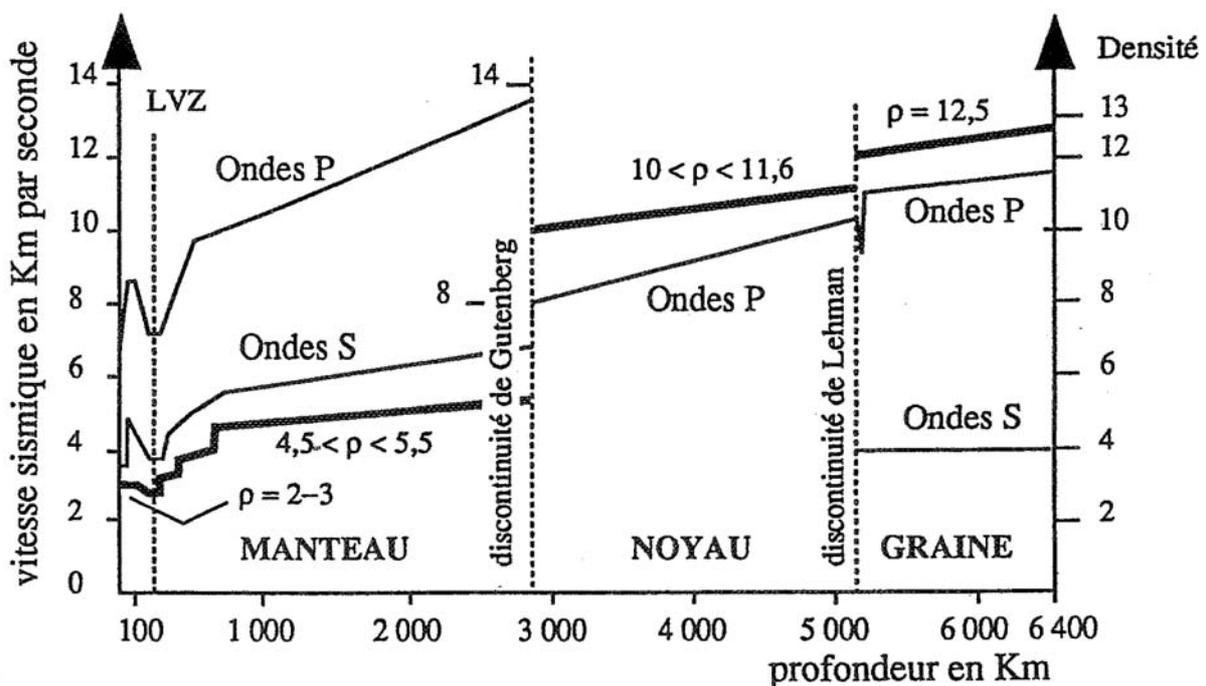


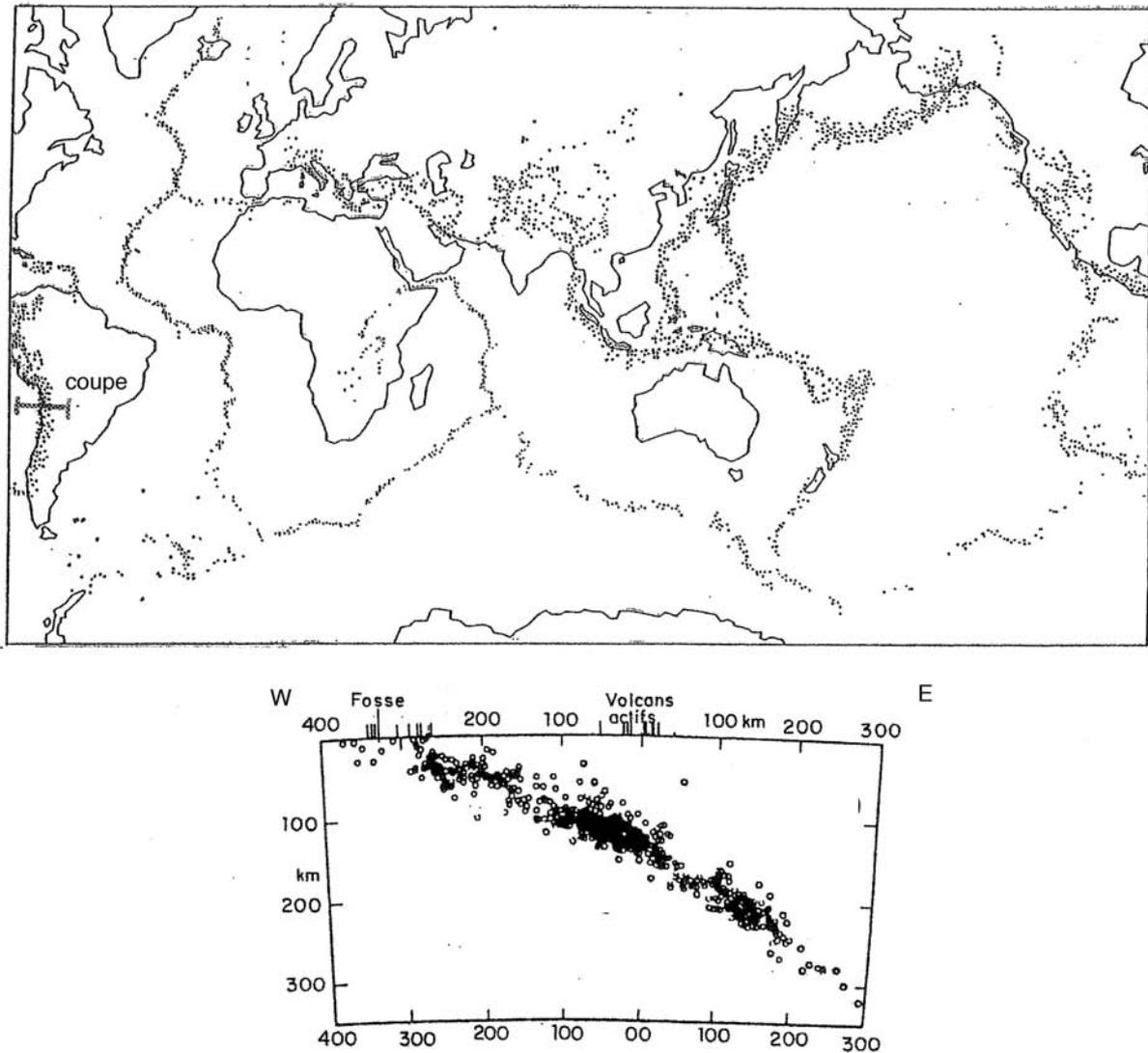
Fig. 1.2.11 : Modèle de variation des vitesses des ondes sismiques et de la densité en fonction de la profondeur.

Plusieurs autres zones présentent des variations particulières des vitesses sismiques :

- Vers 150 km de profondeur, une zone à faible vitesse (Low Velocity Zone = LVZ, Fig. 1.2.11) correspond à une diminution de vitesse des ondes P et S avec la profondeur. Cette zone à faible vitesse présente des variations géographiques : elle n'est pas systématiquement observée, et sa profondeur varie.
- On peut distinguer deux parties dans le manteau : un manteau inférieur, plus profond que 650-700 km, et un manteau supérieur au dessus. Le manteau inférieur montre une augmentation régulière des ondes sismiques avec la profondeur. Par contre, le manteau supérieur présente plusieurs sauts de vitesse (Fig. 1.2.11).
- A l'interface entre le manteau et le noyau se trouve une couche très hétérogène (couche D''), de faible épaisseur (quelques dizaines de km en général), mais avec de fortes variations latérales.

1.2.3 Répartition géographique des séismes : lithosphère et asthénosphère

Les séismes ne sont pas répartis de manière homogène (Fig. 1.2.12). La plus grande partie de la surface terrestre présente une sismicité faible, avec des séismes peu fréquents et en général de faible magnitude. Par contre, les séismes sont concentrés dans des bandes de quelques dizaines à centaines de km de large. Un séisme correspondant à un déplacement entre deux blocs, la répartition des séismes indique que ces déplacements sont localisés.



Profondeurs des foyers sismiques sur une section composite de la côte ouest de l'Amérique du Sud regroupant dix sections situées au sud du Pérou et nord du Chili. Les distances sont exprimées à partir de la ligne de volcans actifs prise comme référence 0 (océan à gauche, continent à droite).

Fig. 1.2.12 : Répartition cartographique des séismes (points). La coupe montre la répartition en fonction de la profondeur à l'Ouest de l'Amérique du Sud. D'après Pomerol.

On définit ainsi à la surface de la Terre des plaques sans (ou avec très peu d') activité sismique, séparées par des limites de plaques où sont concentrés les déplacements. On verra dans la suite du cours comment on met en évidence les déplacements des plaques, leur moteur, et tous les phénomènes qui y sont associés (reliefs, déformations, magmatisme, métamorphisme, ...).

Quelle est l'épaisseur de ces plaques ? En coupe (Fig. 1.2.12), l'épaisseur de la couche affectée par les séismes est de l'ordre de la cinquantaine de km. Dans cet exemple, cette couche est en continuité avec la croûte de l'océan Pacifique, qui ne fait qu'une dizaine de km d'épaisseur. Cette couche superficielle qui se casse est donc plus épaisse que la croûte : on

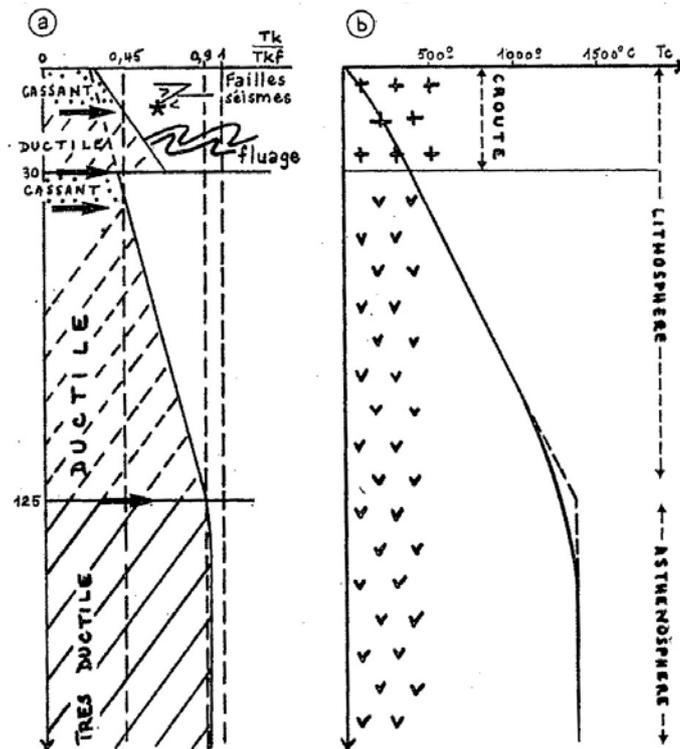
l'appelle la **lithosphère**, elle comprend la croûte et le sommet du manteau supérieur, et elle est caractérisée par son comportement mécanique rigide : elle se plie et se casse, on y observe des séismes.

Sous la lithosphère se trouve l'**asthénosphère**, caractérisée par un comportement ductile, où on n'observe pas de séismes. On assimile souvent l'asthénosphère à la zone à faible vitesse du manteau supérieur.

On peut interpréter ce changement de propriété mécanique en fonction du rapport entre la température et la température de début de fusion (**solidus**) (Fig. 1.2.13). Quand ce rapport vaut 1 (c'est à dire à la température du solidus), la roche commence à fondre et se déforme très facilement et très rapidement. Quand ce rapport est inférieur à mais proche de 1, la roche est solide mais se déforme facilement et rapidement (asthénosphère). Dans la lithosphère, ce rapport est plus faible, la limite lithosphère-asthénosphère n'étant pas une limite brutale, mais une transition progressive. Certains niveaux lithosphériques ont un comportement cassant (croûte supérieure, sommet du manteau lithosphérique), d'autres un comportement ductile (croûte continentale inférieure, base du manteau lithosphérique), mais l'ensemble a un comportement globalement rigide. Par analogie, dans un 'sandwich' alternant biscotte et pain de mie, c'est la biscotte qui impose sa rigidité à l'ensemble.

Il est important de noter que la distinction lithosphère/asthénosphère ne se superpose pas à la distinction croûte/manteau : le Moho se trouve à l'intérieur de la lithosphère.

La limite lithosphère/asthénosphère se trouve donc à l'intérieur du manteau supérieur, et correspond à un changement de comportement mécanique (rigide/ductile) contrôlé par la température. La limite lithosphère/asthénosphère correspond (approximativement) à l'**isotherme 1300°C**, et sa profondeur va donc varier avec le gradient géothermique, depuis quelques km dans les zones les plus chaudes jusqu'à plus de 150 km de profondeur dans les zones les plus froides.



— a : variation du rapport température/solidus en fonction de la profondeur. Ce rapport contrôle le type de déformation, cassant en-dessous de 0,45, ductile entre 0,45 et 0,90 et très ductile au-dessus de 0,90. — b : variation de la température en fonction de la profondeur.

Fig. 1.2.13 : Température et comportement mécanique dans la lithosphère et l'asthénosphère. Le Pichon, 1984.

Sismologie : à savoir

- La propagation des ondes sismiques permet de définir des enveloppes concentriques dans la Terre solide : en surface la croûte, séparée du manteau par le Moho (35 km de profondeur sous les continents, 10 sous les océans), le noyau (à partir de 2900 km de profondeur) avec une partie externe liquide et une partie interne (graine) solide.
- Le comportement mécanique permet de définir une enveloppe superficielle, la lithosphère rigide (qui se plie et se casse : séismes), comprenant la croûte et le sommet du manteau supérieur, au dessus de l'asthénosphère, ductile (zone à faible vitesse dans le manteau supérieur).
- La limite lithosphère-asthénosphère correspond à l'isotherme 1300 °C, à des profondeurs variant de quelques km à plus de 150 km.
- La surface de la Terre est découpée en plaques lithosphériques rigides. Les déformations (en particulier la sismicité) sont concentrées aux limites des plaques.

Bibliographie :

Dubois et Diament : Géophysique. Dunod éditeur.

1.3 Magnétisme

Une des caractéristiques de la Terre est de posséder un champ magnétique, qui en particulier a permis le développement de la vie aérienne en protégeant la surface du bombardement solaire. Ce champ magnétique s'exprime en particulier en influençant les objets aimantés : dans une boussole, une aiguille aimantée prend une orientation particulière (le Nord/Sud magnétique).

1.3.1 Le champ magnétique actuel

1.3.1.1 Mesure du champ total

Une boussole est constituée d'une aiguille pivotant dans un plan horizontal. L'angle que fait cette aiguille avec la direction du Nord géographique (c'est à dire de l'axe de rotation de la Terre) est appelé la **déclinaison** (sous entendu magnétique).

On peut aussi utiliser une aiguille aimantée qui peut s'orienter dans les 3 dimensions (suspendue à un fil) (Fig. 1.3.1). On retrouve la déclinaison (angle dans le plan horizontal par rapport au Nord géographique), et on définit également l'**inclinaison**, qui est la pente de l'aiguille (angle par rapport au plan horizontal).

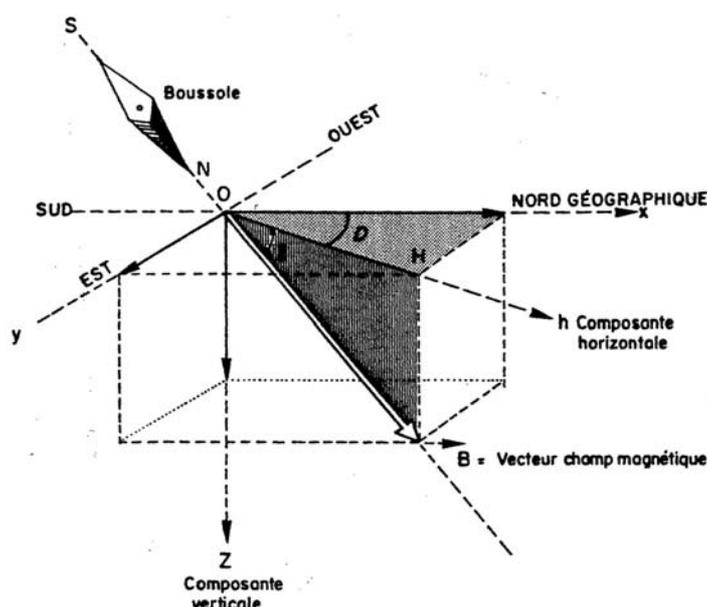


Fig. 1.3.1 : Inclinaison et déclinaison magnétique (Pomerol).

On peut également mesurer l'**intensité** du champ magnétique (grâce à un magnétomètre). En un point donné, le champ magnétique correspond donc à un vecteur avec une orientation en trois dimensions et un module.

Le champ magnétique calculé par <http://geomag.nrcan.gc.ca/calc/mfcal-fra.php> à 45°12'N et 5°46'E (campus de St Martin d'Hères) le 17/9/2013 est défini par une déclinaison de 1,096°, une inclinaison de 61,036° et une intensité de 46969 nT (nanoTesla).

La mesure du champ magnétique en différents points du globe montre qu'il varie dans l'espace (Fig. 1.3.2) :

- La déclinaison pointe des pôles magnétiques proches mais distincts des pôles géographiques.
- L'inclinaison varie avec la latitude : $\text{tg}(\text{inclinaison}) = 2 \text{tg}(\text{latitude})$ (en négligeant la distance entre pôles magnétiques et pôles géographiques). Les lignes de champ (lignes suivant lesquelles s'aligne une aiguille aimantée) sont parallèles à la surface à l'Equateur (inclinaison nulle), perpendiculaires aux pôles (de manière stricte aux pôles magnétiques). Les particules polarisées émises par le Soleil (vent solaire) suivent les lignes de champ. L'équateur

magnétique en est donc protégé, alors que les pôles magnétiques y sont exposés, ce qui produit les aurores boréales quand elles pénètrent et ionisent l'atmosphère.

- L'intensité est maximale aux pôles (de l'ordre de 70000 nT) et minimale à l'Equateur (33000 nT).

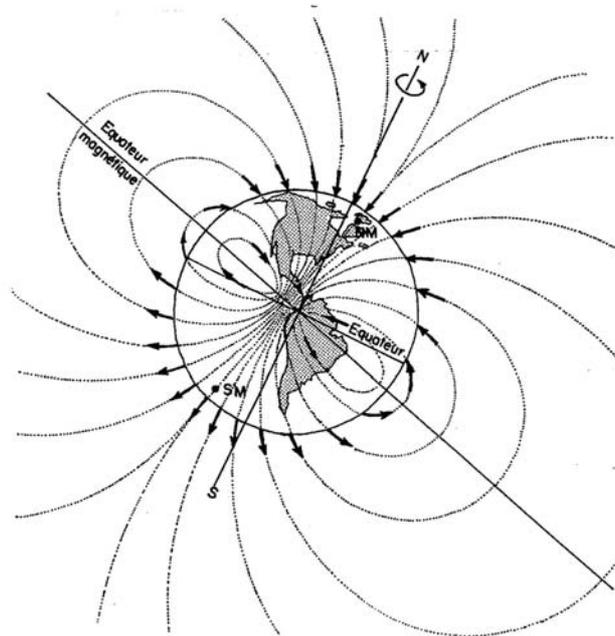


Image simplifiée du champ magnétique terrestre actuel. Le champ est assimilable à celui d'un dipôle placé au centre de la Terre et dont l'axe serait décalé par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Les lignes de force du champ magnétique recourent la surface terrestre suivant un angle qui varie avec la latitude.

Fig. 1.3.2 : Les lignes du champ magnétique terrestre (Pomerol).

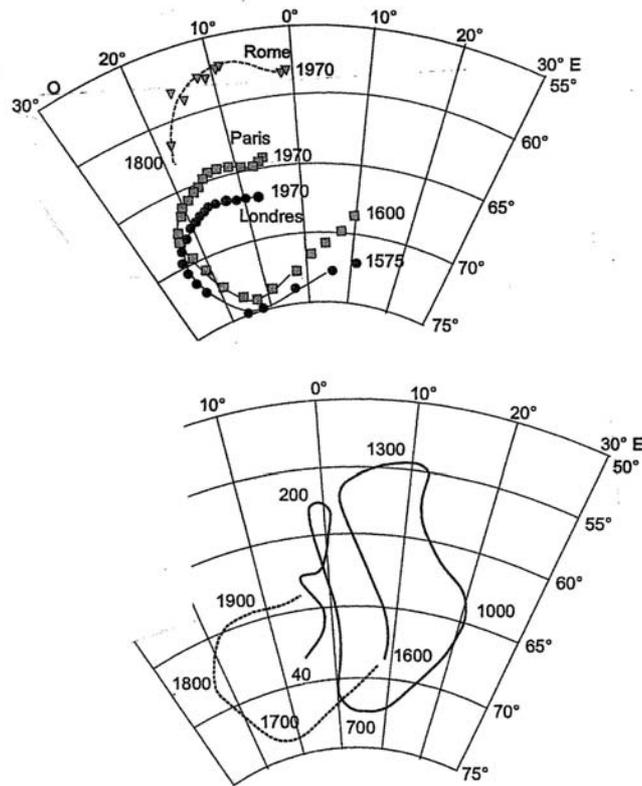
On peut également faire des observations continues du champ magnétique au même point : il varie en permanence pour ses trois composantes (inclinaison, déclinaison, intensité). Par exemple, sur la carte topographique de Grenoble (IGN 1/25 000, édition 1998), la déclinaison indiquée est de $-0^{\circ}49'$, avec une variation annuelle de $+0^{\circ}6'$. Ces variations interviennent à différentes longueurs d'ondes, depuis des périodes inférieures à la seconde, des périodes qui suivent les rythmes astronomiques (journée, cycle lunaire, l'année), le cycle des tâches solaires, et des variations sur de plus grandes périodes, pluriséculaires. Ces variations ont été enregistrées dès le 16^{ème} ou 17^{ème} siècle dans les observatoires de Londres ou de Paris (Fig. 1.3.3) en particulier à cette époque pour améliorer la navigation maritime. Ces observations sur de longues périodes montrent une dérive irrégulière tant dans sa vitesse que dans son orientation.

1.3.1.2 Champ dipolaire

La superposition de différentes longueurs d'ondes temporelles correspond à la superposition de champs magnétiques d'origines différentes.

- Les 'courtes' longueurs d'ondes (jusqu'à la dizaine d'année) correspondent à un champ magnétique d'origine extraterrestre (au sens à l'extérieur de la planète Terre), en particulier dominé par l'activité solaire (éruptions solaires, distance au soleil). Cette partie représente 10% du champ magnétique et est qualifiée de champ transitoire.

- 90% du champ magnétique (champ principal) trouve son origine à l'intérieur de la Terre. Ce champ principal correspond au champ qui serait produit par un aimant (auss appelé dipôle magnétique, d'où le nom de champ dipolaire) placé au centre de la Terre et orienté à peu près parallèlement à l'axe de rotation terrestre.



Variations en un lieu du champ géomagnétique dans le temps. Sur quatre siècles d'abord sur le schéma du haut où déclinaison et inclinaison sont pointées en fonction du temps à Londres, Paris et Rome (mesures d'observatoires); sur 2000 ans dans le schéma du bas (données archéomagnétiques) d'après Thellier 1981 et Westphal 1986.

Fig. 1.3.3 : Variation séculaire de l'inclinaison et de la déclinaison magnétique (Pomerol)

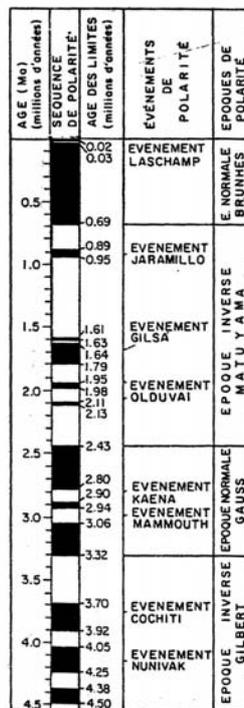
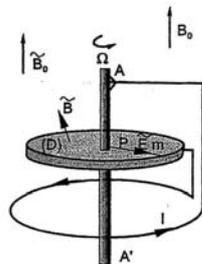


Fig. 1.3.4 : Echelle magnétostratigraphique pour 4,5 dernier Ma. En noir les périodes où le champ est normal (de même polarité que le champ actuel), en blanc celles où il est inverse (Pomerol)

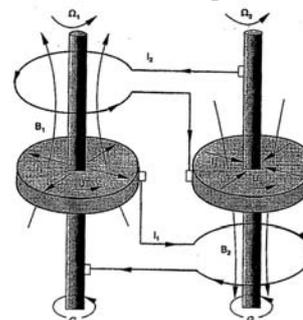
A partir des données des observatoires, et plus récemment de satellites en orbite, on peut calculer un champ dipolaire théorique en tout point du globe qui s'approche le plus possible du champ observé. Ce champ théorique sert de référence, il est nommé IGRF (International Geomagnetic Reference Frame), et il est révisé tous les 5 ans. Il inclut également la dérive, extrapolée à partir des mesures les plus récentes. Le modèle en cours est IGRF2010, utilisé pour le calcul du champ magnétique à Grenoble (§1.3.1.1).

Comme vu précédemment, le champ magnétique est instable dans son orientation, mais il est également instable dans sa polarité. Le changement de polarité correspond à une inversion du champ magnétique, comparable à celle que produit le retournement d'un aimant. Ces inversions sont enregistrées sur de longues périodes de temps (de l'ordre du Million d'année : Ma), et sont utilisées pour établir une chronologie des événements géologiques. Elles définissent une échelle magnétostratigraphique (Fig. 1.3.4) après calage temporel soit par des séries sédimentaires soit par des datations absolues. Dans cette échelle les événements correspondent à des inversions de courte durée, les périodes à des intervalles de temps majoritairement (mais pas exclusivement) normaux ou inverses. Comme pour les variations d'orientation du champ, les inversions du champ magnétique interviennent de manière irrégulière. A noter, l'intensité du champ magnétique est fortement réduite lors d'un changement de polarité, ce qui augmente l'exposition au vent solaire. Cela pourrait causer des dysfonctionnements massifs dans les réseaux et systèmes électriques, comme cela s'est déjà produit en particulier au Canada.

Quelle est l'origine du champ dipolaire ? Une explication doit respecter la géométrie globalement simple, mais aussi les variations temporelles chaotiques. En particulier, un corps aimanté fixe à l'intérieur du globe ne peut expliquer les inversions du champ.



La dynamo disque homopolaire. Ce modèle simple est une dynamo dans laquelle un conducteur est animé d'un mouvement permanent dans un champ magnétique constant et fournit un courant continu. Le champ induit le courant même qui lui donne naissance. On dit que la dynamo est auto-excitée. (d'après Coulomb et Jobert 1973)



La dynamo de Rikitake. Ce modèle est un montage couplé de deux dynamos homopolaires. Le système est instable, il permet d'expliquer les changements de sens du champ résultant, somme de deux champs opposés mais colinéaires au cours des fluctuations de ces champs. (d'après Turcotte 1992)

Fig. 1.3.5 : Modèles de dynamos auto-excitées (Dubois)

Pour rappel, la masse de la Terre et son moment d'inertie impliquent que le noyau a une densité de l'ordre de 10 ; la sismologie montre que la partie externe du noyau est liquide, autour d'une graine solide. Enfin, d'autres arguments (en particulier basé sur l'étude des météorites et sur la composition chimique globale du système solaire) laissent supposer que le noyau est composé principalement de Fer (alliage Fer-Nickel). On peut alors imaginer que des courants électriques peuvent y circuler, et ces courants électriques génèrent un champ magnétique. Inversement, un corps conducteur en mouvement dans un champ magnétique génère un courant électrique (effet dynamo). La combinaison de ces deux effets correspond à une **dynamo auto-excitée**. On peut en proposer un modèle simple (dynamo homopolaire, Fig. 1.3.5) où la rotation d'un conducteur (Fer liquide du noyau externe entraîné par la rotation de la Terre) fournit l'énergie au système. Ce modèle simple produit un champ magnétique dipolaire parallèle à l'axe de rotation, mais stable dans le temps. Un modèle plus complexe (dynamo de Rikitake, Fig. 1.3.5) couple deux dynamos homopolaires produisant des champs

de polarités opposées. Le champ total correspond à la somme des champs produit par chacune des dynamos, il est toujours dipolaire et parallèle à l'axe de rotation. Mais ce système est instable, et présente de manière chaotique des inversions de polarité.

Finalement, on imagine (et on modélise) que la rotation de la Terre induit dans le noyau externe des déplacements en hélice le long de cylindres parallèles à l'axe de rotation (Fig. 1.3.6). Le champ magnétique dipolaire correspond à la somme des champs produits par chacun des cylindres, mais à la fois la géométrie et la dynamique d'un tel système est instable et varie au cours du temps.

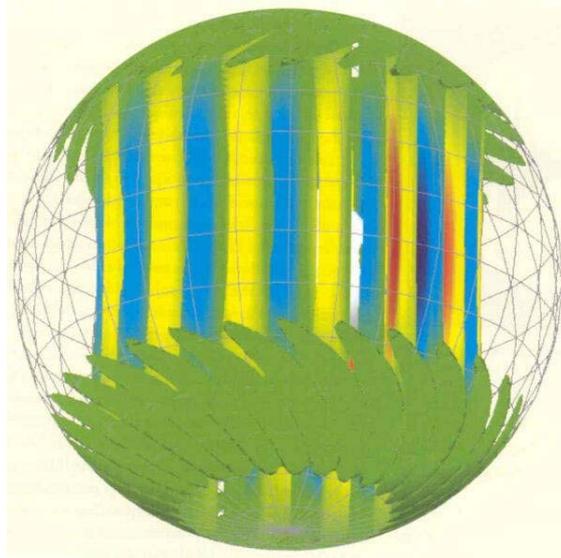


Fig. 1.3.6 : Modélisation numérique des cylindres de convection dans le noyau externe.
(Ricard et Nataf, planet-terre.ens-lyon.fr)

1.3.2 Paléomagnétisme

1.3.2.1 Aimantation d'une roche

Le champ magnétique modifie les propriétés de la matière qui y est présente. Par exemple, une aiguille non aimantée, si elle est placée dans un champ magnétique acquiert une aimantation, et devient elle-même la source d'un champ magnétique.

On peut distinguer différents comportements magnétiques :

- **Diamagnétisme** : l'aimantation acquise est inverse par rapport au champ appliqué ; ce comportement concerne la plupart des corps (solides, liquides, gazeux) : l'eau, l'air, la silice, la calcite...

- **Paramagnétisme** : concerne les atomes à couches électroniques incomplètes, comme l'Aluminium. Chaque atome constitue un dipôle magnétique qui s'oriente dans le champ. L'aimantation acquise est dans le même sens que le champ appliqué, mais est plus faible et diminue avec la température.

- La propriété essentielle est le **ferromagnétisme** : résulte d'une orientation couplée du moment magnétique de l'ensemble des atomes métalliques. L'aimantation acquise est plus forte, et surtout elle se poursuit quand le champ appliqué cesse. On parle d'aimantation **rémanente**. Cette aimantation disparaît quand le corps atteint la **température de Curie** ; inversement l'aimantation est acquise et permanente quand le corps refroidit en dessous de la température de Curie.

Pour le **Fer**, la température de Curie est de **770°C**, **585°C** pour la **Magnétite** et **675°C** pour l'**hématite** (qui sont des oxydes de Fer). Par exemple dans un basalte, l'aimantation est portée par la Magnétite, et est donc acquise après la solidification du basalte (température de Curie < solidus). Ce n'est pas l'orientation des cristaux qui produit le champ magnétique rémanent, mais l'orientation des moments magnétiques à l'échelle atomique.

Il existe également une **aimantation rémanente détritique**, qui est produite dans une roche sédimentaire par l'orientation de minéraux détritiques (qui ont auparavant acquis une aimantation) dans le champ magnétique régnant dans le lieu de dépôt.

Dans tous les cas, l'aimantation est effacée par une température élevée, et ne peut être conservée que dans la croûte. Il n'y a pas d'aimantation rémanente dans le manteau.

1.3.2.2 Paléopôles magnétiques

Quand on fait cuire une poterie, on chauffe les oxydes métalliques qui sont contenus dans l'argile au dessus de leur température de Curie, et la poterie acquiert une aimantation parallèle et de même sens à celle régnant dans le lieu de cuisson. Si la poterie n'a pas été déplacée, la mesure de son orientation permet donc de reconstituer l'orientation et le sens du champ magnétique au moment de sa cuisson. Pour un lieu donné (par exemple Paris pour les données archéomagnétiques de la Fig. 1.3.3), cela permet de reconstituer l'évolution de l'inclinaison et de la déclinaison magnétique, dont on retrouve sur une échelle de temps plus longue que pour les observatoires le comportement erratique.

A partir de l'inclinaison et de la déclinaison, on peut reconstituer la position des pôles magnétiques : la déclinaison en donne la direction, l'inclinaison donne la distance (à l'équateur : latitude et donc au pôle). On définit ainsi un paléopôle et une paléolatitude. Si les mesures sont faites au même endroit (par exemple pour des coulées de laves successives), on peut retracer le déplacement du paléopôle au cours du temps (Fig. 1.3.7 pour la dérive du pôle lors d'une inversion magnétique).

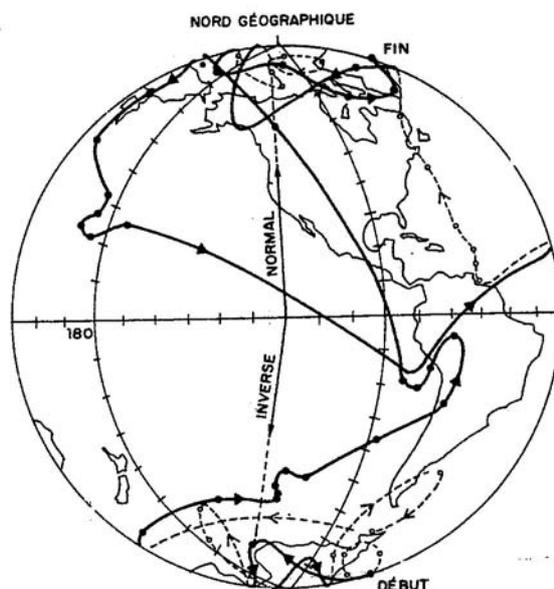
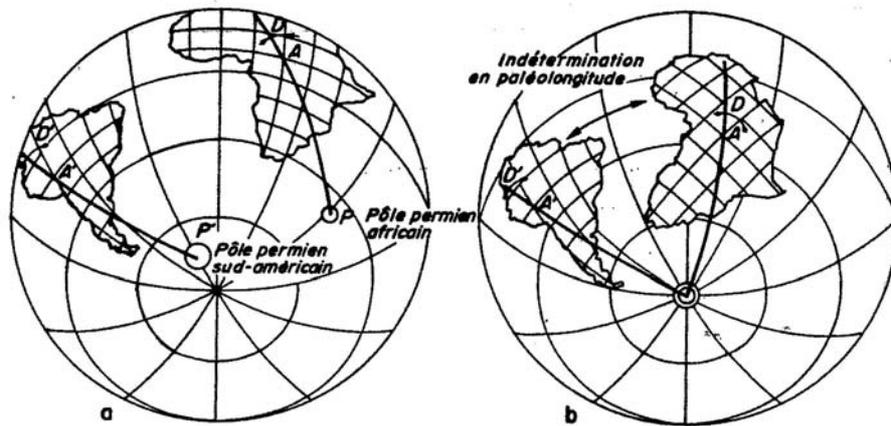


Fig. 1.3.7 : Inversion du champ magnétique, contemporaine de l'émission de coulées de laves en Amérique du Nord (19 Ma). La trajectoire du pôle Nord magnétique est représentée sur une période de l'ordre de 15000 ans. La déclinaison varie fortement avant et après l'inversion proprement dite (Pomerol).

Par contre, si on fait des mesures paléomagnétiques sur des roches ayant acquis leur aimantation au même moment mais dans des lieux différents (et suffisamment éloignés), on obtient un résultat problématique (Fig. 1.3.8) : chaque point de mesure permet de définir des pôles magnétiques, mais ces pôles ne coïncident pas, ni entre eux ni avec les pôles géographiques. Comme il paraît difficile d'imaginer que le champ magnétique n'était pas dipolaire il y a 300 Ma comme maintenant, la solution alternative est de postuler que les

roches échantillonnées se sont déplacées par rapport aux pôles depuis leur formation, et que chaque site s'est déplacé indépendamment des autres. En superposant les paléopôles entre eux et avec le pôle géographique, on peut donc reconstituer la position des lieux d'échantillonnages dans le passé. Cette méthode permet de définir la paléolatitude, mais ne donne aucune information sur la paléolongitude ; la position relative des différents points d'échantillonnage reste donc indéterminée en longitude.

Cette méthode des paléopôles met donc en évidence et mesure des déplacements des roches de la surface du globe par rapport à l'axe de rotation de la Terre.



Positions apparentes du pôle Sud au Permien à partir de mesures faites en Afrique et en Amérique (d'après Galbrun et Daly, 1986) et position relative des continents si l'on fait coïncider les pôles avec le pôle Sud géographique actuel.

Fig. 1.3.8 : Paléopôles magnétiques : plusieurs pôles sud ou un déplacement des continents ? (Pomerol)

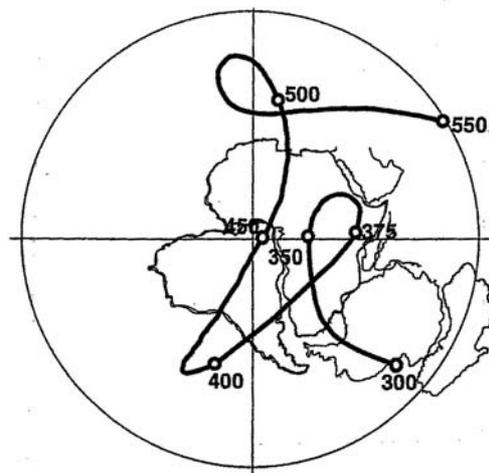


Fig. 1.3.9 : Déplacement du pôle magnétique par rapport au Gondwana, continent réunissant pendant l'ère Primaire l'Afrique, Amérique du Sud, Antarctique, Inde, Australie. Le déplacement relatif du pôle est indiqué depuis le Cambrien (550 Ma) jusqu'à la fin du Carbonifère (300 Ma) (d'après Morel à l'Huissier, Westphal) (Dubois)

Malgré l'incertitude sur la paléolongitude, on voit que la reconstitution des paléopôles place les continents dans une position où ils peuvent être emboîtés (Fig. 1.3.8). D'autres arguments sont en faveur de cet emboîtement, comme la similitude des flores et des faunes continentales aux époques considérées. On reconstitue ainsi un super-continent, le **Gondwana** (Fig. 1.3.9) en regroupant à l'ère Primaire plusieurs continents qui se sont séparés depuis. Au cours du Primaire, le Gondwana s'est déplacé en bloc par rapport au pôle magnétique (Fig. 1.3.9), et on

retrouve en particulier sur le continent africain les traces des glaciers (surfaces polies, sédiments glaciaires) qui se trouvaient dans la région polaire vers 450 et 350 Ma.

1.3.2.3 Anomalies magnétiques

Comme toutes les anomalies géophysiques, l'anomalie magnétique correspond à la différence entre une mesure et une référence. On mesure l'intensité du champ magnétique (l'anomalie magnétique devrait en fait s'appeler anomalie de l'intensité magnétique) et on compare cette valeur à l'intensité du champ magnétique au même point, calculé à partir du modèle IGRF.

Une anomalie positive correspond donc à un champ magnétique plus intense que prévu par le modèle, et marque la présence de roches produisant un champ magnétique de même polarité que le champ actuel, et donc le renforçant. Inversement, une anomalie négative correspond à un champ magnétique plus faible que prévu par le modèle, et marque la présence de roches produisant un champ magnétique de polarité inverse par rapport au champ actuel, et donc l'atténuant.

Les anomalies magnétiques des fonds océaniques présentent des caractéristiques remarquables (Fig. 1.3.10). Les anomalies définissent des bandes parallèles entre elles, et disposées de manière symétrique par rapport à une ligne de crête (ridge axis = axe de la ride sur la figure) (Fig. 1.3.10 et 11). De plus, l'échelle magnétostratigraphique peut être directement comparée à la succession des anomalies positives et négatives observées en s'écartant de part et d'autre de l'axe de la ride.

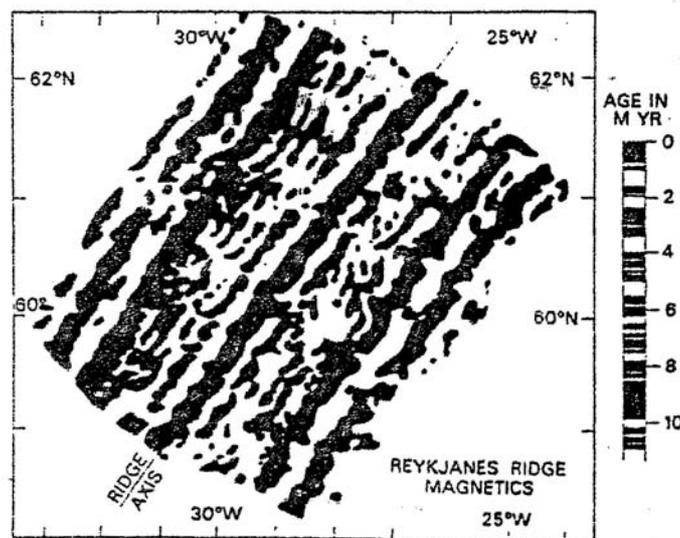


Fig. 1.3.10 : Anomalies magnétiques (positives en noir, négatives en blanc) de la ride de Reykjanes, au Sud de l'Islande. A droite, échelle magnétostratigraphique des 10 derniers Ma (Pomerol)

Les roches qui sont présentes sur ces fonds océaniques sont des basaltes, qui contiennent de la magnétite. Ils émettent donc un champ magnétique qui est de même polarité que le champ régnant lors du refroidissement du basalte en dessous de la température de Curie. L'alternance d'anomalies magnétiques peut être interprétée comme reflétant les périodes de formation de ces basaltes, alternativement dans un champ magnétique normal (anomalies positives) et inverse (anomalies négatives).

Le fait que les anomalies soient symétriques par rapport à l'axe de la ride, et qu'on puisse les superposer à l'échelle magnétostratigraphique, avec un âge croissant de l'axe vers l'extérieur, est interprété comme le résultat de la formation des basaltes à l'axe de la ride, suivie de leur écartement progressif, symétrique et à une vitesse constante de part et d'autre de l'axe. Cette interprétation est à la base des modèles d'accrétion océanique.

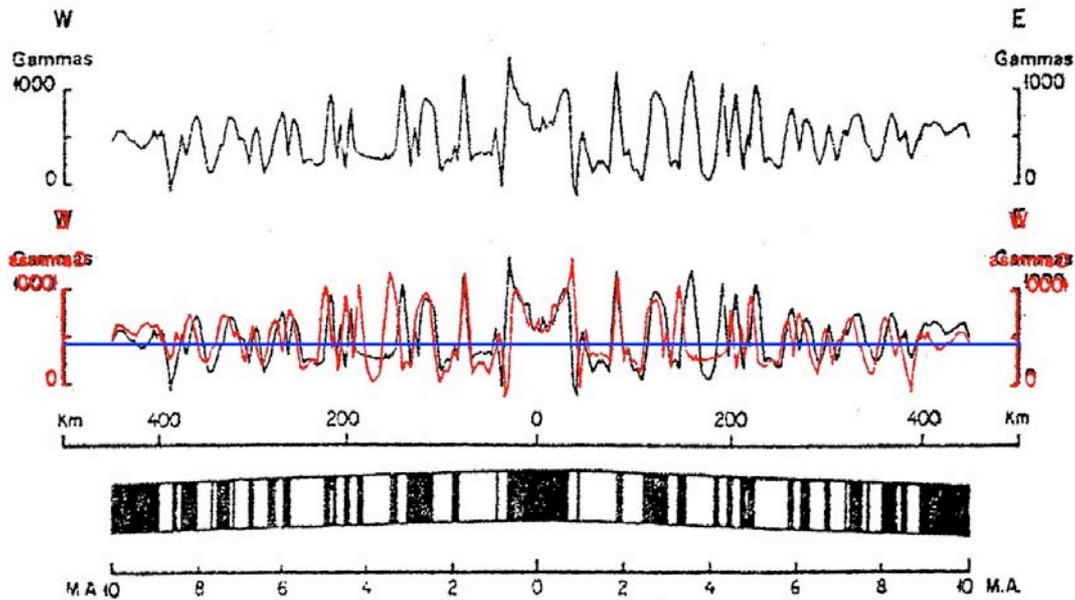


Fig. 1.3.11 : Profil d'intensité magnétique et anomalie magnétique à travers la ride de Reykjanes. La courbe du haut correspond à l'intensité mesurée sur le long du profil, l'échelle horizontale (km) étant centrée sur l'axe de la ride. Intensité exprimée en gamma : unité de mesure du magnétomètre. Au milieu, la même courbe est superposée au profil inversé (E à gauche) en rouge. Le trait bleu correspond à l'intensité de référence : la partie de la courbe au dessus du trait bleu correspond à une anomalie positive, négative en dessous.

Correspondance avec une échelle magnétostratigraphique disposée horizontalement et symétrique par rapport à l'axe de la dorsale. D'après Heirtzler (modifié d'après Pomerol).

Magnétisme : à savoir

- 90% du champ magnétique terrestre est généré par le noyau terrestre qui se comporte comme un aimant (champ dipolaire) à peu près parallèle à l'axe de rotation terrestre.
- Le champ magnétique est mesuré par deux angles (déclinaison, inclinaison) et une intensité. L'inclinaison est fonction de la latitude.
- Le champ magnétique est instable en orientation, intensité et polarité. Les variations chaotiques de polarité (normal/inverse) sont utilisées comme marqueur temporel (échelle magnétostratigraphique).
- Le paléomagnétisme est basé 1- pour les roches magmatiques sur l'acquisition à l'état solide d'une aimantation rémanente en dessous de la température de Curie, 2- pour les roches sédimentaire par une orientation pendant le dépôt des particules sédimentaires aimantées.
- La mesure de la paléo-inclinaison et –déclinaison permet de déterminer la position du paléopôle magnétique. La comparaison de paléopôles magnétique met en évidence des déplacements relatifs des domaines continentaux.
- Les anomalies magnétiques des fonds océaniques sont produites par l'aimantation de la croûte océanique au moment de sa formation ; elles sont positives pour une formation pendant une période de champ normal, négatives pour un champ inverse.

1.4 : Structure du globe terrestre

On a vu dans les parties précédentes (1.1 à 1.3) différentes méthodes géophysiques permettant d'obtenir des informations sur la structure interne du globe terrestre.

1.4.1 Données autres que géophysiques

La nature chimique et minéralogique de la Terre est connue par différents moyens. Les parties les plus superficielles (atmosphère, hydrosphère, surface de la croûte et jusqu'à une dizaine de kilomètres de profondeur en forage) sont directement accessibles à l'échantillonnage et à l'observation. Des parties plus profondes peuvent être ramenées à la surface par différents processus (érosion ; tectonique : chaînes de collision, obduction ; en enclave dans des laves). On a ainsi des échantillons de la croûte profonde et du manteau jusqu'à plus de 100 km de profondeur, mais ces échantillons ne sont plus dans les mêmes conditions de pression et de température, et leur composition minéralogique est donc susceptible d'avoir été modifiée (ce qui est une forme de métamorphisme).

On n'a aucun échantillon provenant du noyau terrestre. Mais on peut s'inspirer de la composition de différentes classes de météorites, que l'on suppose provenir de la destruction de corps célestes dont certains au moins présentaient une structure comparable à la Terre, avec en particulier un manteau et un noyau (la croûte étant en volume négligeable).

Enfin, les compositions supposées pour les enveloppes profondes doivent être compatibles avec des processus comme la fusion partielle, dont les produits (le volcanisme) sont observés en surface.

Une même composition chimique peut correspondre à des structures minéralogiques différentes. En général, l'augmentation de profondeur s'accompagne de changement de phase minéralogique. Dans les phases les plus profondes les atomes sont plus proches les uns des autres, elles ont donc une densité (et une vitesse sismique) plus élevée. Ces changements de phase peuvent être étudiés en laboratoire grâce à une presse à enclume de diamant, qui peut atteindre (pour un échantillon microscopique) les pressions et les températures (grâce à un laser) du manteau. La pression correspond au rapport entre une force et la surface sur laquelle cette force s'exerce ; même pour une force faible, la pression peut être très élevée sur la surface est très petite. L'intérêt du diamant est d'une part qu'on peut le tailler en pointe de manière à avoir une surface de contact très réduite, d'autre part qu'il est transparent et peut être traversé par un rayon laser.

Manque la loi de Birch

1.4.2 Modèle physique et chimique de la Terre

Au dessus de la surface, et jusqu'à peu près 400 km d'altitude : **atmosphère**, composée principalement de **N₂ (78%)** et **O₂ (21%)**

Sous la surface la **croûte** (**Moho** étant à la base de la croûte) soit **continentale**, à peu près **35 km** d'épaisseur (**gradient** thermique moyen **30°C/km**, **700°C** à la base) soit **océanique** (donc sous **l'hydrosphère** composée d'eau **H₂O**) d'épaisseur **10 km**. La croûte est composée principalement de silicates d'alumines (**Si, Al, O**).

Sous la croûte le **manteau** est composé principalement de **péridotite** (roche). Le **Moho** est donc une interface séparant deux milieux de composition chimique et de propriétés physiques (vitesses des ondes sismiques) différentes. Dans le **manteau supérieur** le minéral le plus fréquent dans la péridotite est **l'olivine (Mg, Fe)SiO₄**, avec une transition de phase vers une forme **spinelle** vers **400 km** de profondeur. Dans le **manteau inférieur** le minéral le plus fréquent serait la **pérovskite (Mg, Fe)SiO₃** dont le réseau cristallin est plus compact (et donc plus dense). On interprète la transition manteau supérieur (au dessus de **700 km**) – manteau inférieur (en dessous) comme une transition de phase minéralogique entre l'olivine et la pérovskite. Dans le manteau, le gradient géothermique est plus faible que dans la croûte (de

l'ordre de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$), et la température à la limite manteau supérieur – inférieur serait de l'ordre de 2000°C . Il y a cependant de grandes incertitudes sur ces températures qui ne sont pas contraintes par des observations, mais extrapolées de modèles.

La **lithosphère** comprend la croûte et la partie supérieure du manteau (appelée manteau lithosphérique), au dessus de l'isotherme 1300°C . L'épaisseur de la lithosphère varie d'une **dizaine jusqu'à 150 km**. L'**asthénosphère** se trouve sous la lithosphère. La transition lithosphère - asthénosphère reste dans le même matériel (péridotite) : cette transition ne correspond pas à un changement chimique ou minéralogique, mais à un changement de comportement mécanique. Mais l'ensemble de la croûte et du manteau est **solide**.

A la base du manteau se trouve une couche particulière, appelée **D''** (D seconde), dont la nature est énigmatique, mais qui pourrait correspondre à une transition de phase entre pérovskite et post-pérovskite MgSiO_3 . La température atteindrait 3900 à 4800°C .

La limite entre manteau et noyau correspond à la discontinuité de **Gutenberg**, à **2900 km** de profondeur. Le noyau est composé essentiellement de Fer (**Fe 86%**, **S 12%**, **Ni 2%** pour le **noyau externe liquide** ; **Fe 80%**, **Ni 20%** pour la graine ou **noyau interne solide**). La limite entre noyau interne et noyau externe correspond à la discontinuité de **Lehman** à **5100 km** de profondeur.

Et le centre de la Terre se trouve (à peu près) à **6370 km** de profondeur.

à savoir : la structure physique et chimique de la Terre
--

Quelques vitesses de propagation des ondes P : dans l'eau 1,5 km/s, dans les sédiments de 2 à 4 km/s en fonction de la compaction, dans la croûte (magmatique ou métamorphique) 4 à 7 km/s en fonction de la profondeur, dans le manteau > 8 km/s.

2 Dynamique de la lithosphère

2.1 Cinématique des plaques

2.2 Accrétion océanique

2.3 Rifting

2.4 Subduction

2.5 Collision

2.6 Synthèse

lithosphère océanique et continentale, dynamique du manteau, mouvements verticaux