

Chapitre 5

STRUCTURE DU GLOBE TERRESTRE

INTRODUCTION

La connaissance de la structure profonde de la Terre a été révélée - surtout d'une manière indirecte - grâce à l'apport de plusieurs disciplines des sciences de la Terre parmi lesquelles on cite :

- L'étude des forages mais elle est insuffisante car le forage le plus profond ne dépassent pas 12 km, alors que le rayon de la Terre = 6370 km. L'intérieur du globe ne peut donc être connue que de manière indirecte,

- La sismologie = étude des séismes naturels et artificiels,
- La gravimétrie = étude des variations de g, accélération de la pesanteur,
- La volcanologie = étude des volcans et des activités volcaniques,
- Le géomagnétisme = étude du champ magnétique terrestre,
- La géothermie = étude des répartitions des températures à l'intérieur de la Terre, et des phénomènes physiques et géologiques qui leur sont liés,
- La géochimie = étude de la composition et des propriétés chimiques des roches,
- La minéralogie = étude de la composition et des propriétés minéralogiques des roches,
- Les études de laboratoire en créant les conditions thermodynamiques régnant à l'intérieur de la Terre = étude des géomatériaux,
- Les études des météorites et des astéroïdes qui se sont formés en même temps que la Terre.

Ne pouvant pas traiter, dans le détail, de l'apport de chacune de ces disciplines nous nous limiterons ici à évoquer brièvement le principe de ces méthodes en donnant leurs principaux résultats.

I – MODELE SISMOLOGIQUE DE LA TERRE

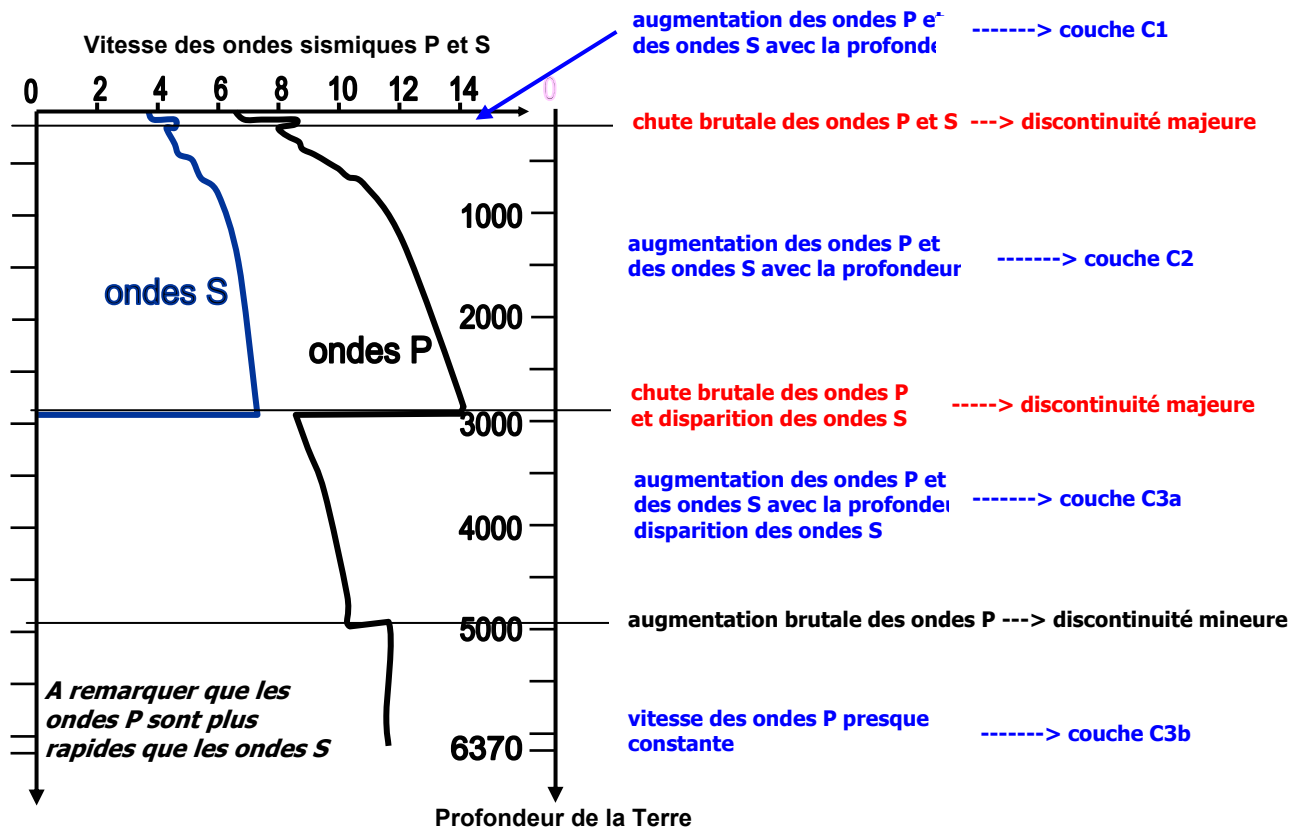
1) – Données sismologiques

Lors de séismes naturels (fracture des roches) ou de fortes explosions (nucléaire par exemple) il y a émission d'ondes sismiques parmi lesquelles :

- les ondes P qui traversent tous les milieux
- les ondes S qui traversent les milieux solides et qui ne passent pas dans les liquides.

Après chaque seisme, les résultats obtenues concernant les vitesses des ondes P et S en fonction de la profondeur du globe terrestre sont toujours les mêmes. On les exprime sous forme de graphe = courbes des vitesses des ondes sismiques en fonction de la profondeur (fig.1).

Fig.1 : Courbes des vitesses des ondes sismiques



L'augmentation brutale des vitesses V_p et V_s à certaines profondeurs, (ainsi que leurs chutes à certains niveaux) veut dire que les ondes P et les ondes S sont passées d'un milieu à un autre de caractéristiques physiques très différentes et qu'elles ont traversé des limites = *surfaces de discontinuité* à l'intérieur de la Terre

Ainsi plusieurs surfaces de discontinuité ont été mises en évidence et qui délimitent, à l'intérieur de la Terre, de grandes couches plus ou moins concentriques (zones de croissance des vitesses) dont la nature physique a été affinée par le calcul grâce aux études de laboratoire.

En effet ces études ont montré que les vitesses V_p et V_s respectives des ondes sismiques P et S augmentent brutalement en fonction de la profondeur de la Terre, qu'elles dépendent de trois paramètres du milieu de propagation liés par les relations suivantes:

$$V_p = \sqrt{\frac{4\mu/3 + k}{d}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{d}}$$

– μ , coefficient de rigidité, lequel mesure la résistance des roches au changement de forme (pour les fluides $\mu = 0$, d'où $V_s = 0 \rightarrow S$ non transmises) ;

– k , coefficient d'incompressibilité, lequel mesure la résistance des roches au changement de volume;

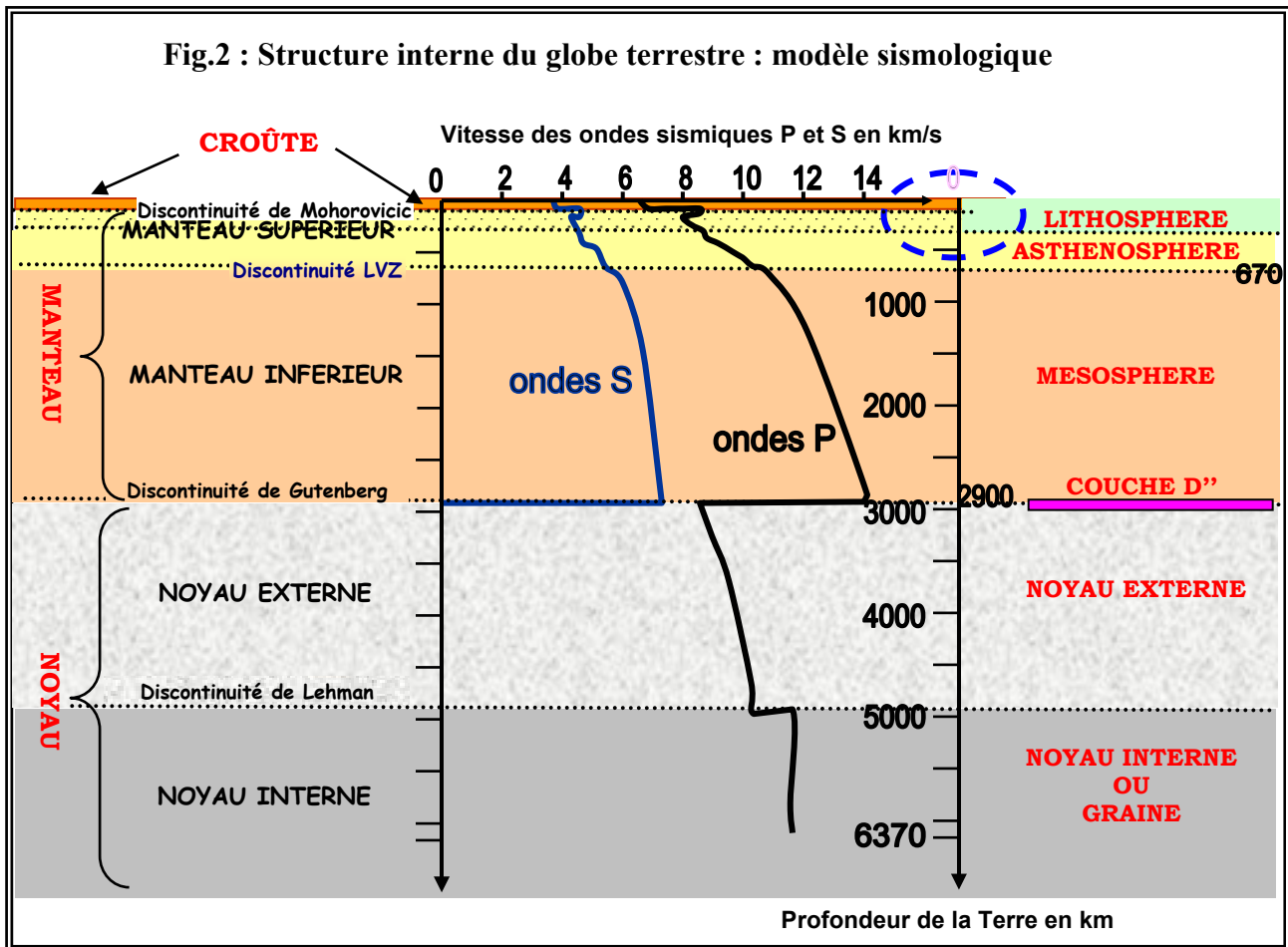
– d , sa densité (ou ρ sa masse volumique) .

Signalons qu'en réalité, comme la pression augmente avec la profondeur et que les matériaux sont compressibles, *la densité d doit augmenter avec la profondeur* . Cela implique que plus la vitesse augmente, plus la densité d est croissante et plus les milieux traversés par les ondes P deviennent plus vite de plus en plus rigides et incompressibles (car μ , k plus vite que d)

Le calcul de μ , k et d a permis de trouver la combinaison qui correspond le mieux à la vitesse observée lors d'un séisme à différentes profondeurs, Ce calcul fait intervenir également la sismologie expérimentale sur plusieurs matériaux connus dans lesquels la vitesse de propagation des ondes P et S ont été déterminées.

2) – Structure interne du globe

A partir des résultats de ces travaux, nous nous bornerons à esquisser les grandes lignes de la structure du globe terrestre sous la forme d'un schéma de la figure 2 ci-après montrant deux catégories de subdivisions parallèlement utilisées pour l'intérieur du globe.



a) - Sur la base des discontinuités majeures des vitesses des ondes sismiques

Sur la base des discontinuités majeures mises en évidence par la variation brusque de la vitesse des ondes sismiques du globe terrestre permet de distinguer de l'extérieur vers l'intérieur (fig.2) :

La croûte : c'est la couche externe qui représente 1,5% volume de la Terre. Elle est limitée à la base par la discontinuité majeure de Mohorovicic (dite Moho). Il faut distinguer 2 types de croûte :

- la croûte continentale, épaisse en moyenne de 35 km (mais dont l'épaisseur peut atteindre 70 km sous les hautes chaînes de montagnes).
- la croûte océanique, très mince (5 à 8 km sous les océans).

Les différences d'épaisseur de la croûte sont étroitement liées aux phénomènes d'isostasie qui impliquent les différences de la densité des roches (voir TD) .

Le manteau : il représente 82,5 % en volume de la Terre. Son épaisseur est de 2900 km. Il est limité à la base par la *discontinuité majeure de Gutenberg*. On peut distinguer au sein de ce manteau 2 unités :

- le manteau supérieur qui s'étend jusqu'à 670 km.
- le manteau inférieur dont la profondeur est comprise entre 670 km et 2900 km.

Le Noyau : il représente 16% du globe terrestre. Le noyau a une épaisseur maximale de 3300 km. Il comprend :

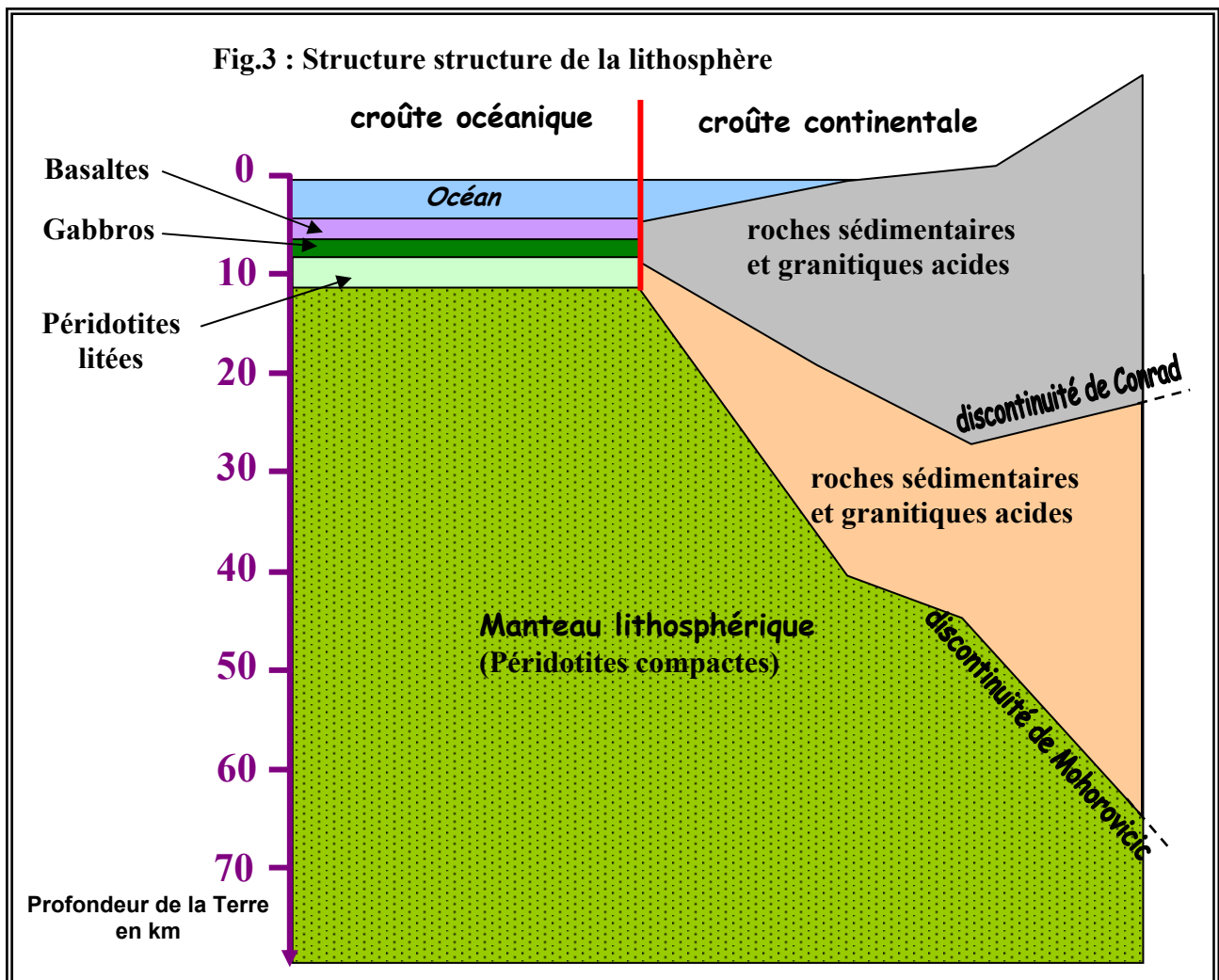
- le noyau externe, dont la profondeur est comprise entre 2900 km et 5150 km.
- le noyau interne (ou Graine), dont la profondeur est comprise entre 5150 km et 6370 km.

b) - Sur la base du comportement physique des couches

Lorsqu'on tient compte du comportement physique des matériaux, selon qu'ils se comportent comme des matériaux rigides ou comme des matériaux «mous», on distingue :

La lithosphère qui est bloc rigide et qui comprend la croûte et la partie sommitale rigide du manteau supérieur. Son épaisseur varie entre 5 km sous les océans et 100 km au niveau des continents (fig.3). Sa limite inférieure est marquée par une discontinuité des ondes sismique dite LVZ (Low Velocity Zone). La densité de la lithosphère se répartit de la façon suivante :

- $d = 2,7 \text{ g/cm}^3$ pour la partie supérieure de la croûte continentale,
- $d = 3 \text{ g/cm}^3$ pour la partie inférieure de la croûte continentale,
- $d = 3,2 \text{ g/cm}^3$ pour la croûte océanique,
- $d = 3,4 \text{ g/cm}^3$ au niveau du manteau supérieur rigide



L'asthénosphère qui est une zone «molle» ou «plastique» qui s'étend depuis la limite inférieure de la lithosphère jusqu'à 670 km de profondeur. Elle est formée du reste du manteau supérieur dont la partie supérieure est une zone de moindre vitesse des ondes sismiques (LVZ) dont l'épaisseur est d'environ 200 km. Sa densité est d'environ $3,3 \text{ g/cm}^3$.

La mésosphère est un bloc «rigide»; il est synonyme du manteau inférieur. Sa limite supérieure (670 km) est marquée par la croissance brutale des vitesses des ondes sismiques jusqu'à la discontinuité de Gutenberg (2900 km). Sa densité est également croissante avec cette profondeur en passant de la valeur $3,3$ à $5,5 \text{ g/cm}^3$

La couche D'' a été mise en évidence grâce à l'étude détaillée des transmissions des ondes P lors d'un fort séisme. C'est une zone molle, de 200 à 300 km d'épaisseur comprise entre le manteau inférieur et le noyau externe. Son rôle est pour l'instant énigmatique.

Le noyau externe est une couche liquide comprise entre la couche D'' et la *discontinuité de Lehman*. Sa densité est croissante avec la profondeur; elle passe de $9,5 \text{ g/cm}^3$ jusqu'à $11,5 \text{ g/cm}^3$.

Le noyau interne est une couche solide appelée graine. Sa densité d est égale à 12 g/cm^3 .

II - MODELE GEOCHIMIQUE, MINERALOGIQUE DE LA TERRE

1 - Principe des méthodes d'étude

La composition chimique et minéralogique des matériaux à l'intérieur de la Terre est bien connue pour les premiers 250 km de profondeur de la Terre grâce à l'étude directe :

- des péridotites qui sont des roches autrefois profondes, mais maintenant visibles à la surface à la suite de leur soulèvement (par le mécanisme d'obduction) et de l'érosion des terrains qui les cachaient (TD);
- des basaltes et de ses enclaves de péridotites dont le magma est située dans le manteau à différentes profondeurs (TD).

Au-delà de 250 km la composition chimique et minéralogique est actuellement connue indirectement par l'étude

- des matériaux en comprimant par exemple les péridotites entre deux cellules de diamant avec des pressions et des températures équivalentes à celles des différentes zones du manteau (fig.7).
- des vitesses de transmission des ondes sismiques dans différents matériaux en comparant les résultats avec les vitesses obtenues lors d'un séisme (TD).
- L'étude des météorites différenciées ainsi que la sismologie expérimentale ont permis de donner une idée sur la composition chimique du noyau (TD).

2 - Résultats

La croûte

Les constituants principaux de la croûte sont la silice SiO_2 (50 à 60% en moyenne) et d'Alumine (Al_2O_3) (15 à 16% en moyenne). Pour cela on désigne la croûte sous le nom de SIAL. Parmi les autres constituants - qu'on a déterminé sous forme d'oxydes - lesquels sont en beaucoup plus faible pourcentage; on peut citer principalement CaO , MgO , FeO . Ces trois derniers sont plus abondants dans la *croûte océanique* et dans la partie inférieure de la *croûte continentale* que dans la croûte continentale supérieure (fig.4)

Parce que la proportion de silice y dépasse un certain pourcentage la croûte continentale supérieure est dite "*acide*". Et elle constituée principalement de Quartz + Feldspaths + Pyroxènes.

Parce que la proportion de silice y est inférieure à un certain pourcentage de croûte continentale inférieure et la croûte océanique dont dites "*basiques*". Quartz + Pyroxènes + Oxydes.

La partie superficielle de la croûte continentale supérieure (quelques milliers de mètres) est constituée principalement de sédiments et de roches sédimentaires métamorphosées à la base de cette partie mais l'essentiel est formé de roches magmatiques granitiques, d'où parfois le nom de croûte "granitique" et de roches métamorphiques.

Le manteau

Le manteau a moins de silice (40% seulement de sa composition) que dans la croûte; il est donc très "*basique*". Il contient une forte proportion de magnésium; d'où l'attribution du nom SIMA au manteau. Sa partie supérieure est constituée de péridotites et sa partie inférieure a, probablement, la même composition que le manteau supérieur mais les atomes sont assemblés selon des structures plus denses (plus compactes) du fait de l'augmentation de la pression.

Du point de vue minéralogie :

- Le sommet du manteau supérieur est constitué d'Olivine + Pyroxènes + Oxydes
- La base du manteau supérieur est constitué de Spinelle (Olivine très dense) + Pyroxènes + Oxydes

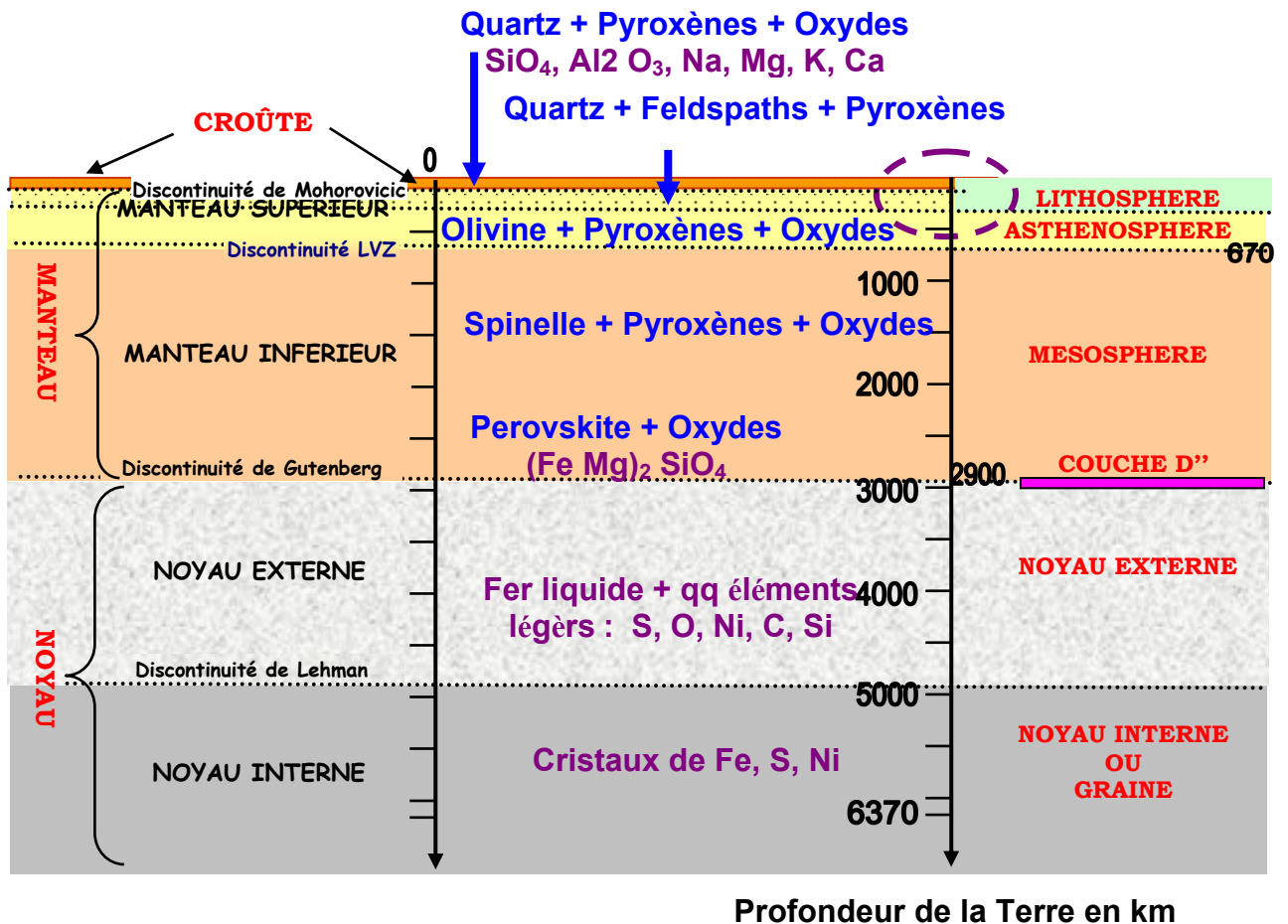
Le manteau inférieur est constitué de Pérovskite (Olivine très très dense) + Oxydes

Le noyau

Le noyau interne serait constitué d'éléments sidérophiles : beaucoup de fer, nickel, cobalt, or, platine, etc...;

Le noyau externe ("*liquide*") serait constitué d'une forte proportion de fer associé à des éléments légers tels que l'oxygène, le soufre; et un peu de silice.

Fig.5 : Répartition des éléments chimiques et des minéraux à l'intérieur de la Terre



III – MODELE THERMIQUE DE LA TERRE

La température croît avec la profondeur. On parle de gradient géothermique qui est égal en moyenne à 10°C/ km dans les zones stables de la croûte continentale et à 30°C/ km dans les zones de déformation. Si le gradient était constant en profondeur on aboutirait à une température très très élevées, incompatible avec son état solide de la graine.

La production de chaleur interne par la Terre est essentiellement la conséquence de la désintégration radioactive.

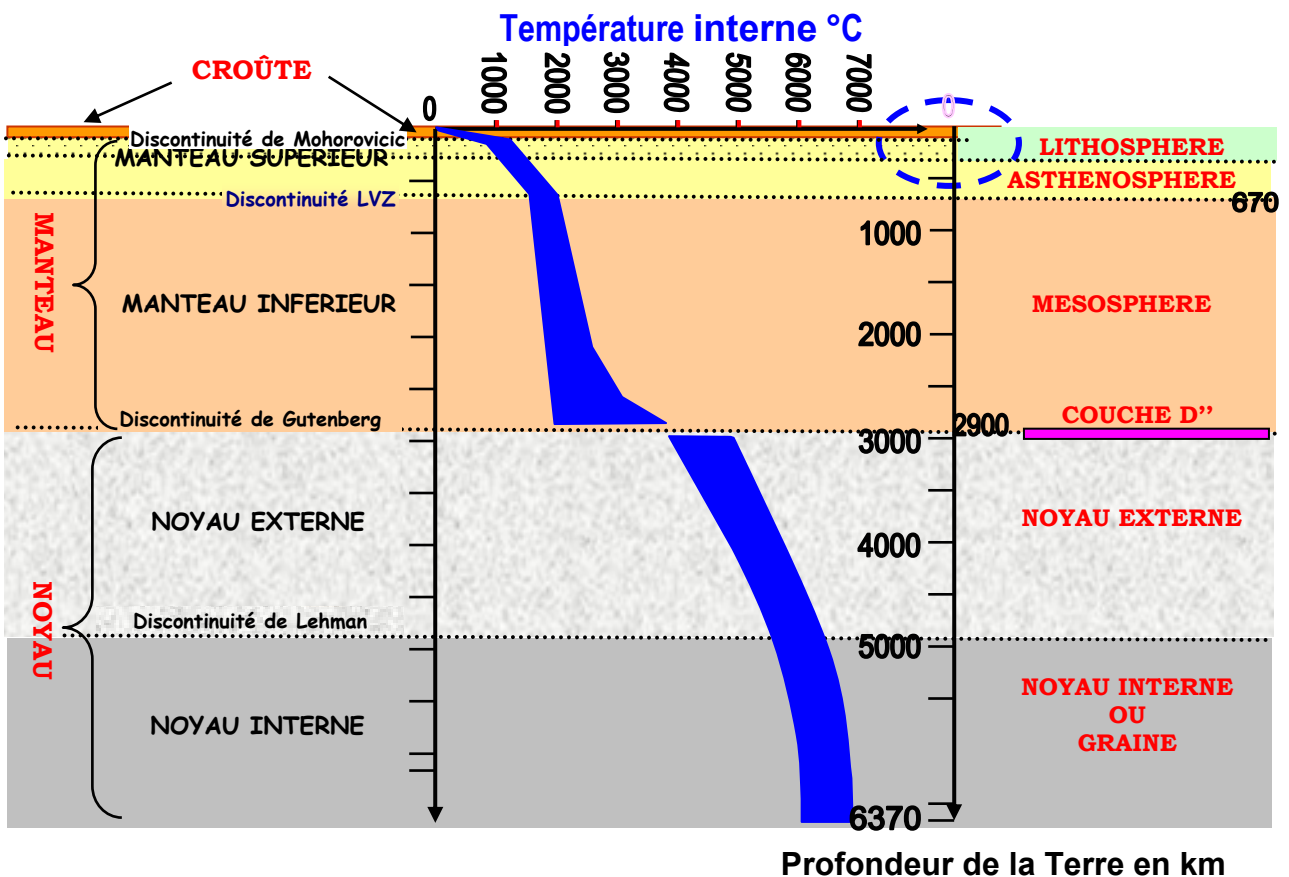
Le flux moyen de la chaleur interne est d'environ 70 mégawatt par m² ; soit au total 42,3 TéraWatt (1TW = 1000 Gigawatt). Le flux de chaleur est la quantité de chaleur, en Joule, traversant l'unité de surface par unité de temps (J./s/ m² = W./m²)

Le transport de la chaleur de l'intérieur vers l'extérieur est un processus complexe qui s'effectue principalement par *conduction* dans les couches limites thermiques (lithosphère, limite noyau-manteau) et par *convection* à l'échelle des temps géologiques dans les couches capables de se déformer par fluage (manteau, noyau).

L'énergie interne produite par la Terre est la source de tous les phénomènes internes qui s'y produisent : tectonique des plaques, séismes, volcanisme, variation du champ magnétique terrestre et du champ de pesanteur.

Le profil de la température en fonction de la profondeur (appelé géotherme) de la figure n°6 ci-après a été estimé grâce aux expériences sur les minéraux de hautes pressions qui ont permis d'une façon indirecte de connaître les températures qui règnent dans les profondeurs de la Terre.

Fig.6 : Répartition de la chaleur à l'intérieur de la Terre



D'après Jeanloz, 1988

| <i>Zone</i> | <i>Température</i> | <i>profondeur</i> |
|------------------------------------|--------------------|-------------------|
| <i>base de croûte Continentale</i> | 700 °C | 30 km |
| | 1000° C | 70 km |
| <i>base de lithosphère</i> | 1350° C | 100 km |
| <i>limite manteau Inf/Sup.</i> | 1600° C | 670 km |
| <i>limite manteau/noyau</i> | 4700° - 5500° C | 2900 km |
| <i>limite noyau/graine</i> | 5500° - 7200° C | 5100 km |
| <i>centre de la Terre</i> | 6600° ± 1000° C | 6370 km |

III – MODELE DYNAMIQUE DE LA TERRE

1) – La tomographie sismique

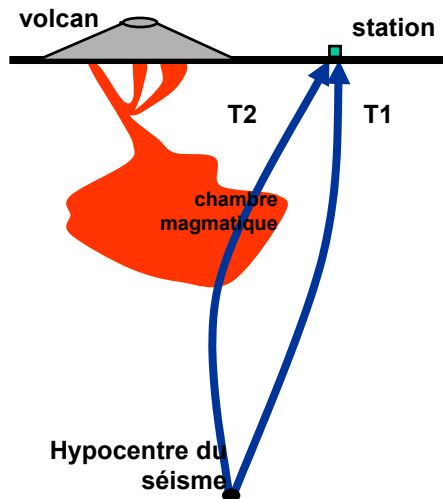
Depuis quelques années on commence à obtenir encore plus de détails sur la structure du globe, et ce grâce à l'accroissement considérable du nombre de données sismiques numériques.

Ces données permettent d'établir une *tomographie sismique* c'est-à-dire une sorte de scanner des profondeurs de la Terre.

Le principe de la tomographie sismique est basé sur la récupération des *résidus des temps* d'arrivée des ondes sismiques qui seront transformés – grâce au recours à l'ordinateur - en images tridimensionnelles.

Le résidu de temps $\Delta t = \Delta t_{\text{théorique}} - \Delta t_{\text{observée}}$ = mesure des écarts de vitesse de propagation des ondes par rapport à une structure moyenne du globe terrestre (fig.7).

Fig.7 : Schéma expliquant le principe de la tomographie sismique



$$\Delta T_1 = \Delta T_1 \text{ théorique} - \Delta T_1 \text{ observée} = 0$$

$$\Delta T_2 = \Delta T_2 \text{ théorique} - \Delta T_2 \text{ observée} \neq 0$$

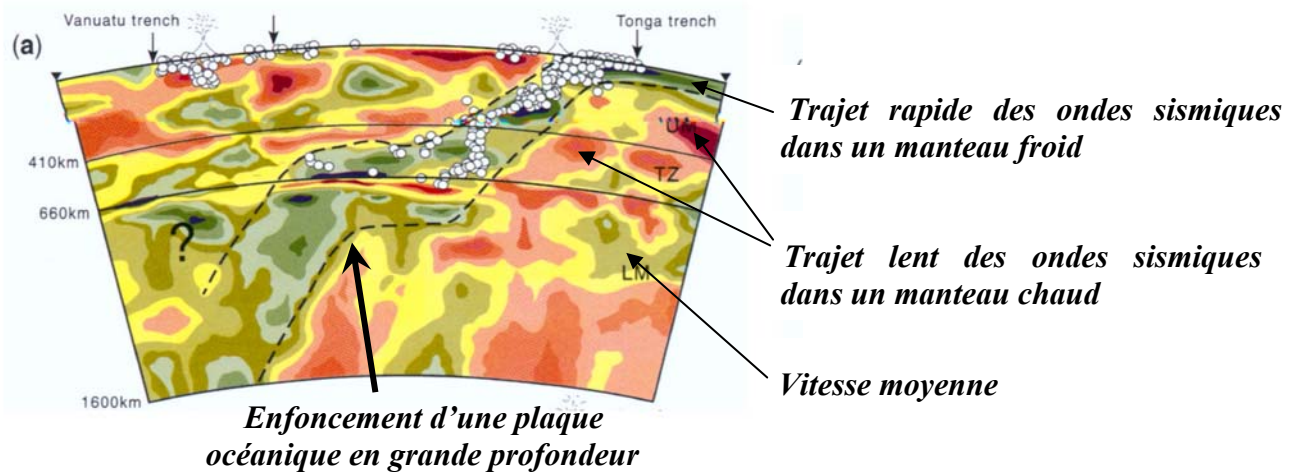
$$\text{si } \Delta T_2 < 0 \rightarrow \Delta T_2 \text{ théorique} < \Delta T_2 \text{ observée}$$



temps de parcours dans le milieu réel plus lent que celui prédit par le modèle de la Terre

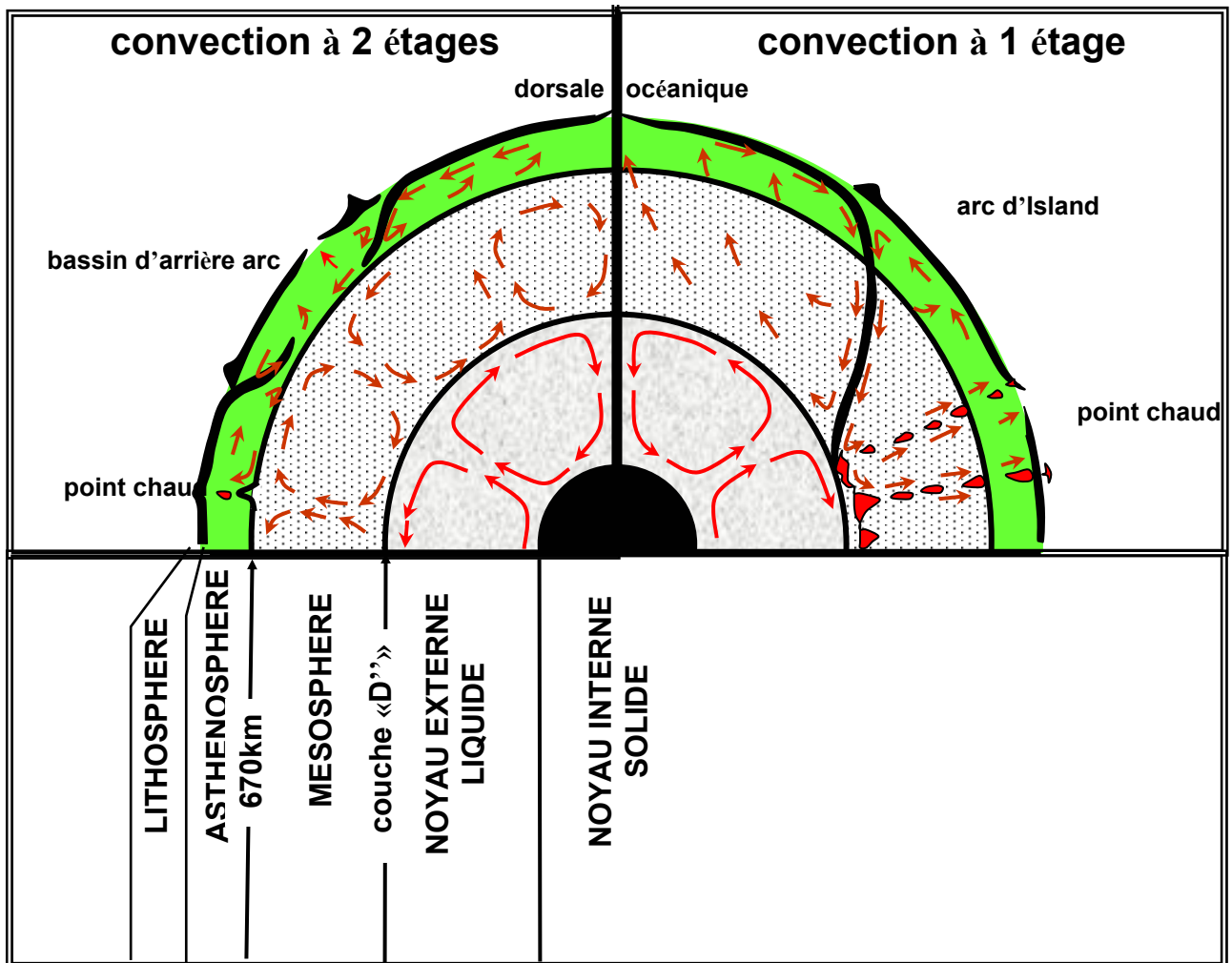
En mettant en évidence de manière détaillée la variation de la vitesse des ondes à l'intérieur du globe; sachant que les ondes sismiques ralentissent dans les zones chaudes et elles sont rapides dans les zones froides (fig.8), la tomographie sismique révèle que le manteau n'est pas homogène et qu'il est, par endroit, anormalement chaud.

Fig .8 : Profil tomographique d'une portion de la Terre au Sud de l'Asie



2) – La convection

Fig. 9 : Deux modèles possibles de la circulation de la matière au niveau du manteau (Philpots, 1990)



3) – la dynamique du noyau

Le noyau externe liquide, en fusion et conducteur, est le siège de mouvements de matière par courants de convection. Ces mouvements se produisant dans le champ géomagnétique préexistant ; il en résulte des courants électriques qui, à leur tour, induisent un champ magnétique et ainsi de suite. Autrement dit il s'agit là d'une dynamo auto-excitatrice (auto-entretenu)

Le démarrage de cette "dynamo" ainsi (dans les premiers temps de l'histoire de la Terre, une fois le noyau formé) a évidemment nécessité l'existence préalable d'un champ magnétique (le champ initial) dont la naissance reste une énigme.

Le champs magnétique terrestre assure une bonne protection de la planète contre le vent solaire. De ce fait le dipôle est en réalité déformé par le vent solaire (TD).