

Dossier "Radioactivité naturelle" - VI

GRADIENT THERMIQUE DE LA TERRE

Robert Six

III. STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE

Afin de mieux appréhender la suite de notre exposé, il est utile de se pencher sur la **structure interne de notre globe**.

Grâce à la **sismologie**, étude de la transmission des ondes émises lors des tremblements de terre, on a pu déterminer que notre planète est formée de **quatre sphères emboîtées**.

De la surface vers le centre :

- La **croûte** qui forme l'écorce, rigide et froide, a une épaisseur de 7 Km sous les océans et de 30 à 40 Km sous les continents. Elle fait partie de la **lithosphère** qui comprend en plus une partie du manteau. Celle-ci atteint 70 Km au niveau de la croûte océanique et environ 150 Km sous la croûte continentale. Elle est découpée en plaques mobiles qui se déplacent horizontalement sur l'**asthénosphère**.
- Le **manteau**, ceinture rocheuse de 2.900 Km d'épaisseur composée de silicates et d'oxyde ferro-magnésiens. Il est subdivisé en **trois unités** de composition minéralogique différente :
 - le **manteau supérieur**, de 400 Km de profondeur ;
 - la **zone de transition** allant de 400 à 600 Km ;
 - le **manteau inférieur**, de 600 à 2.900 Km.

A la limite entre la zone de transition et le manteau inférieur, la température atteint 1.600° C et la pression y est de 23 GPa, tandis qu'au niveau de la couche D", la température est de 3.500° C et la pression de 135 GPa.

L'**asthénosphère** qui est constitué par le manteau moins sa partie appartenant à la lithosphère n'est pas rigide mais à tendance à fluer sous de faibles contraintes ce qui permet aux plaques de la lithosphère de se déplacer les unes par rapport aux autres.

- Le **noyau externe** de 2.900 à 5.100 Km, très dense et très chaud, séparé du manteau par la couche D". Il est formé par un alliage métallique de fer, nickel et éléments plus légers à l'état liquide.
A 5.100 Km, la température monte à 5.250° C et la pression à 330 GPa.
- La **graine**, d'un diamètre de 1.271 Km, occupe le centre de la planète et est de même composition que le noyau quoique solide. Au centre, la température atteint 6.000° C et la pression est de 365 GPa.

La Terre a un diamètre de 6.371 Km.

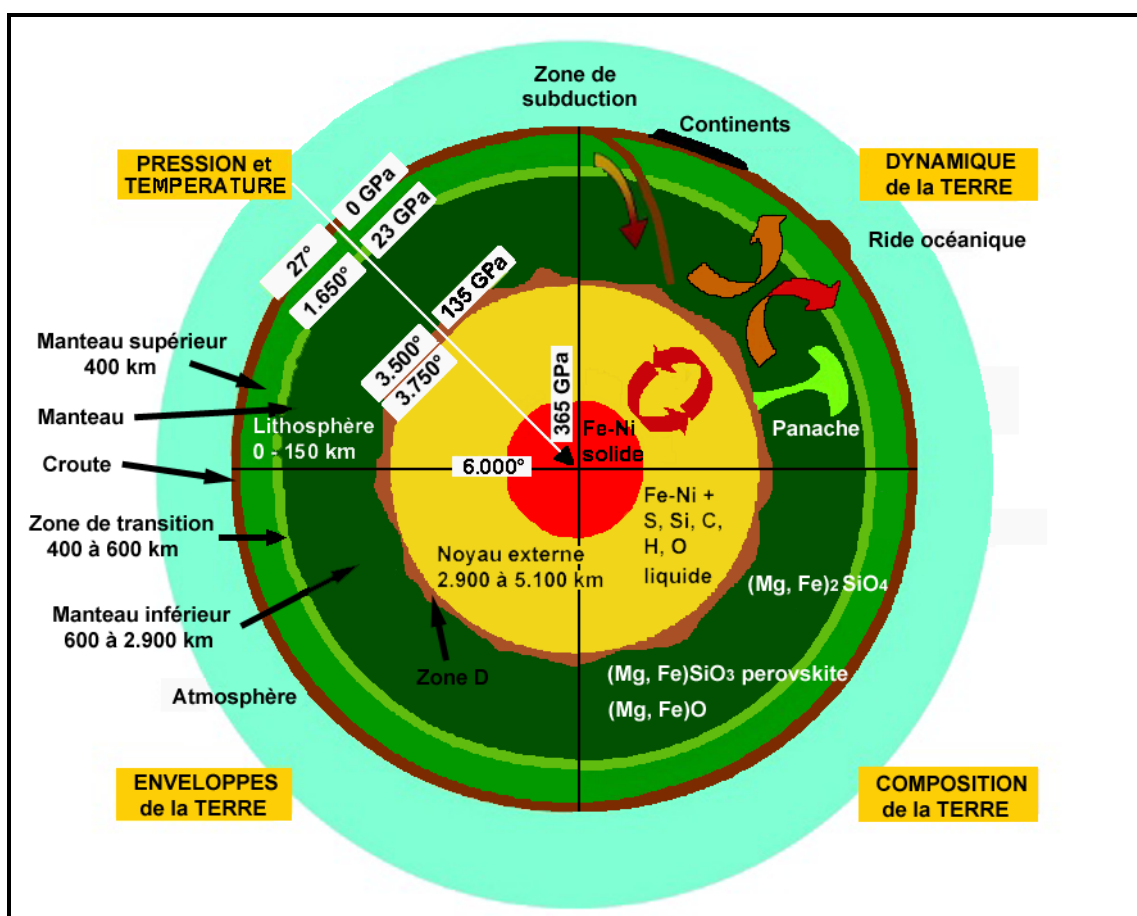


Fig. 1 – Structure interne de la Terre

VI. LA DEPERDITION D'ENERGIE A LA SURFACE DU GLOBE

Deux indicateurs permettent de déterminer la déperdition d'énergie en surface :

1. Le flux géothermique

Il mesure la quantité de chaleur dissipée dans les roches. Le fait que la température augmente avec la profondeur, comme l'avait déjà découvert le savant et jésuite allemand **Athanasius KIRCHER** (° 1602, Fulda - † 1680, Rome) en 1664, montre qu'il y a échange thermique entre le centre de la Terre et sa surface. La **valeur moyenne**, loin d'être uniforme, est estimée à **60 mW/m²**.

En raison des surfaces impliquées, ce sont les océans et les continents qui participent les plus globalement à la dissipation, avec des puissances allant de 25 mW/m² pour les zones les plus froides jusqu'à 1 W/m² pour les zones chaudes comme le Yellowstone par exemple. Par contre, ce sont les régions volcaniques (points chauds et dorsales) qui perdent le plus d'énergie avec des flux géothermiques pouvant atteindre 400mW/m²

2. Le gradient géothermique

Le **gradient géothermique** mesure l'augmentation de température constatée dans le sous-sol à mesure que l'on s'éloigne de la surface. Il a d'abord été mesuré lors de forages profonds. Actuellement, il est calculé par des mesures du flux de chaleur émis à la surface de la Terre. Le gradient moyen dans la lithosphère est d'environ **3° C tous les 100 mètres**, mais il est variable selon la constitution profonde des différentes régions. Dans les régions géotectoniques stables il n'est que de 1,5 à 2° C pour 100 m, tandis que dans les zones actives, il atteint jusqu'à 6° C pour 100 m. Nous savons maintenant que cette énergie est produite pour 90% par les éléments radioactifs naturels, principalement l'uranium et le thorium.

Deux mécanismes permettent la **transmission de la chaleur** du centre vers l'extérieur :

- Dans la **lithosphère**, le transfert se fait par **conduction** : l'énergie thermique se propage d'atomes en atomes par agitation thermique sans mouvement de matière.
- Dans le **manteau**, l'énergie thermique se transmet par **convection**, c'est-à-dire par transport énergétique dû au mouvement de la matière selon des cellules de convection.

Le **gradient adiabatique** dans l'asthénosphère, entre les deux couches limites thermiques haute et basse est facilement calculable par la thermodynamique : **0,3° C/Km**. Le profil de température dans le manteau est connu indirectement (mesure de température des équilibres minéralogiques dans les enclaves de roches mantelliques, température aux changements de phase olivine/spinelle/perowskite...) jusqu'à 670 Km de profondeur. Il est de **10 à 30° C/Km dans la lithosphère**, et de **0,3° C/Km dans l'asthénosphère**. La théorie est donc confirmée par les observations, et il n'y a plus qu'à prolonger ce gradient de 0,3° C/Km jusqu'au noyau à -2 900 Km : le calcul donne la valeur de 2.000°C à la base du manteau.

Adiabatique : une transformation est dite adiabatique quand le système considéré n'échange pas de chaleur avec l'extérieur.

Dans le noyau, on estime la **température à l'interface graine/noyau externe** (5.150 Km de profondeur) comme étant la **température de cristallisation du fer** à ces pressions ; c'est environ **5 000°C**. Avec un gradient adiabatique calculé (mais invérifiable par l'observation pour le noyau), très voisin de celui du manteau (0,55 °C/km) et en remontant de -5.150 km à -2.900 km, on trouve une température de **3.800°C pour le sommet du noyau externe**. On peut donc tracer le **géotherme** terrestre ci-dessous (fig. 2).

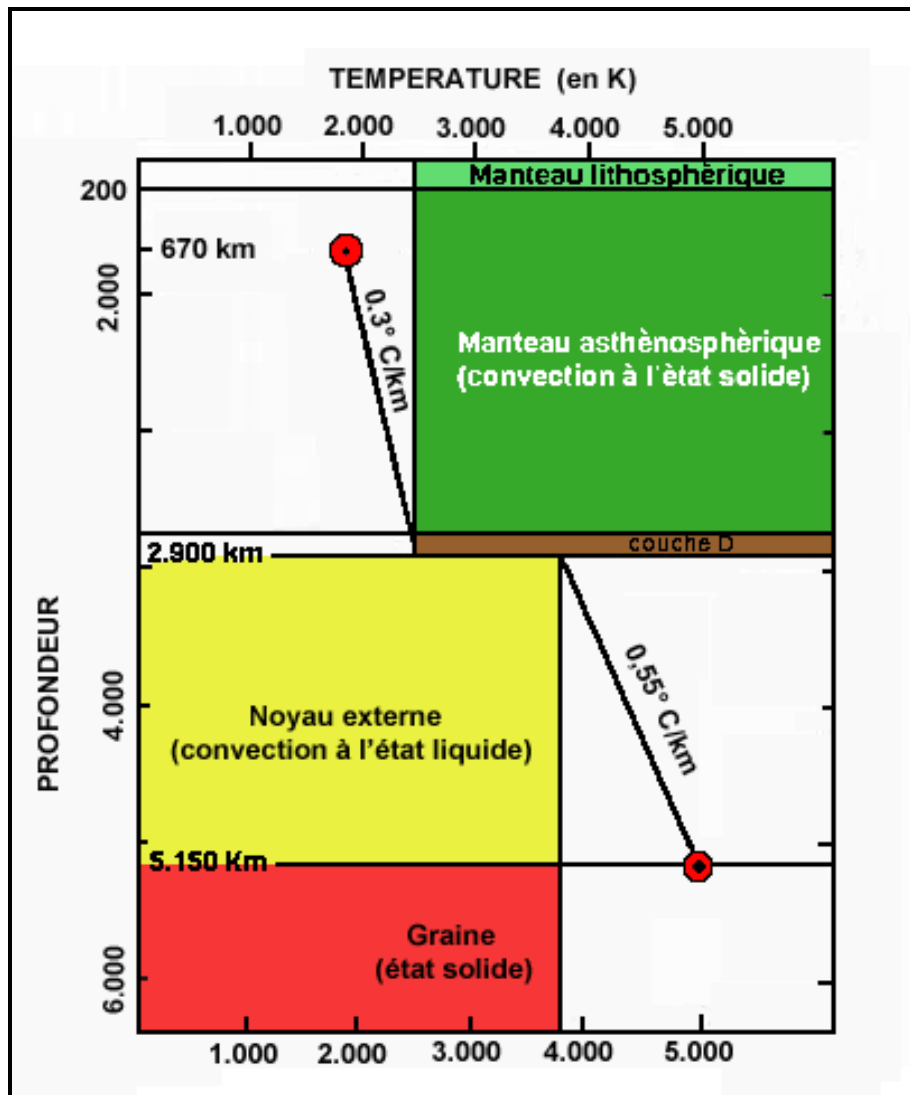


Fig. 2 - Le géotherme terrestre

VII. BIBLIOGRAPHIE

- **DE LAUNAY L.** (1906) – *L'Histoire de la Terre*, Ernest Flammarion, éditeur, Paris.
- **GOHAU G.** (1987) – *Une histoire de la géologie*, Ed. La Découverte, col. « Points – Sciences » S66.
- **PICCIOTTO E.-E.** – *Les phénomènes radioactifs en géologie*, in ? pp. 102-135.
- **PREVOST J.-P.** (1976) – *Grande Encyclopédie Alpha des Sciences et des Technique – Géologie II*, Grange Batelière, Paris – Editions Kister, Genève – Erasme, Bruxelles-Anvers
- **Intenet :**
 - <http://a.foucault.free.fr/buffon.htm>
 - http://fr.wikipedia.org/wiki/William_Thomson
 - <http://mendeleiev.cyberscol.qc.ca/chimisterie/9805/NDumas.html>
 - <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-convection-et-geotherme.xml>
 - http://www.cnrs.fr/cnrs-images/sciencesdelaterreaulycee/contenu/dyn_int4-1.htm
 - <http://www.cirs.fr/breve.php?id=69>
 - http://fr.wikipedia.org/wiki/Gradient_g%C3%A9othermique
 - http://fr.wikipedia.org/wiki/Arthur_Holmes
 - <http://www.attracteur.qc.ca/10-2000/AgeTerre.htm>
 - <http://accés.inrp.fr/accés/terre/limites/Temps/datation-isotopique/comprendre/datation-isotopique-de-la-terre>
 - <http://www.larecherche.fr/content/impression/article?id=21276>
 - http://www.ulb.ac.be/sciences/qigc/index_fichiers/cours/geochim%20isotopique/cours_geochimie_isotopique_chapitre2.html#2213