

1. GEOLOGIE GENERALE

1.1 Introduction

La terre âgée de peu près de 4.6 milliards d'années, au cours de cette longue période, la planète a dramatiquement changé d'une sphère inhospitalière formée de roches en fusion à un monde diversifié riche en vie. Ce monde où nous vivons est le résultat d'interactions complexes entre la vie et l'environnement.

Il est extrêmement difficile de déterminer le matériau de la Terre et son état physique ainsi que la composition chimique de ce matériau à des profondeurs où aucune observation directe n'est possible. Les échantillons de roche proviennent de profondeurs ne dépassant pas 9 km, car il s'agit de la plus grande profondeur que les techniques de forage actuelles permettent d'atteindre. Certains matériaux rocheux parviennent à la surface par des processus géologiques - principalement par des éruptions volcaniques - à des profondeurs supérieures à celles des forages, même ces échantillons ne fournissent que des informations limitées concernant tout au plus une partie du manteau supérieur de la Terre. À l'heure actuelle, aucun moyen n'est disponible pour l'observation directe de régions plus profondes de la Terre. La nature offre des possibilités de reconnaître indirectement la structure interne de la Terre. Cela explique pourquoi, jusqu'à présent, un certain nombre de suggestions ont été proposées concernant la structure interne de la Terre et pourquoi ces suggestions diffèrent les unes des autres de plusieurs manières fondamentales. Dans ces recherches, l'étude des ondes sismiques a une importance décisive car ces ondes, qui traversent les régions intérieures de la Terre, agissent comme des rayons X et fournissent des informations sur l'état des couches qu'elles ont traversées. Outre ces observations sismologiques, les résultats des expériences en laboratoire et des recherches sur la gravitation, le géomagnétisme, les caractéristiques géo-électrique, la géothermie, la radioactivité, la géochimie et d'autres disciplines, ainsi que les propriétés mécaniques de la Terre en tant que corps céleste jouent un rôle important.

1.2 Le globe terrestre

1.2.1 Structure interne du globe

Comme résultat des études de la propagation des ondes sismiques au cours du siècle précédent, les géologues ont une meilleure connaissance et une vision assez claire de ce que les couches à l'intérieur de la Terre sont formées.

On peut essentiellement distinguer trois couches concentriques séparées par deux discontinuités majeures. De l'intérieur vers l'extérieur on distingue : **Le noyau**, **le manteau** et la **croûte** (Figure 1).

1.2.1.1 Le noyau

Les géologues ont conclu que le noyau est constitué d'alliage de fer. L'étude des ondes sismiques ont conduit les scientifiques à diviser le noyau en deux parties, le noyau externe

(entre 2900 et 5,155 km de profondeur) et le noyau interne (d'une profondeur de 5,155 km vers le bas au centre de la Terre à 6371 km). Le noyau externe est constitué d'un alliage de fer liquide.

Le noyau interne, avec un rayon d'environ 1220 km, est un alliage de fer solide qui peut atteindre une température de plus de 4700 ° C. Même s'il est plus chaud que le noyau externe, le noyau interne est solide, car il est plus profond et donc il est soumis à une pression plus grande. La pression maintient les atomes verrouillés étroitement ensemble dans des matériaux très denses.

1.2.1.2 Le manteau

Le manteau de la Terre forme une couche d'épaisseur de 2885 km entourant le noyau, séparé de ce dernier par la discontinuité de Gutenberg et de la croûte par la limite de Mohorovicic. En terme de volume, il constitue la plus grande partie de la terre. À la différence de la croûte, le manteau est formé uniquement d'une roche ultra-mafique (sombre et dense) appelé péridotite. Ceci signifie que la péridotite, bien que rare à la surface de la Terre, est effectivement la roche la plus abondante sur notre planète !

Des chercheurs ont constaté que la vitesse des ondes sismiques change à une profondeur de 400 km et de nouveau à une profondeur de 660 km dans le manteau. Partant de ce constat, ils divisent le manteau en deux sous-couches : le manteau supérieur, jusqu'à une profondeur de 660 km, et le manteau inférieur, de 660 km jusqu'à 2.900 km.

Presque tout le manteau est solide comme une roche. Mais même s'il est solide, la roche du manteau à une profondeur de 100 à 150 km est si chaude qu'elle est assez souple à couler. Ce flux, cependant, se déroule extrêmement lentement, à une vitesse de moins de 15 cm par an. Souple ici ne signifie pas liquide, cela signifie simplement que sur de longues périodes de temps le manteau peut changer de forme sans être cassé.

Nous avons indiqué précédemment que la presque totalité du manteau est solide. Nous avons utilisé le mot «presque» parce qu'une partie du manteau est fondu en formant le Magma.

1.2.1.3 La croûte terrestre

la croûte terrestre est la partie supérieure rigide de la terre, sa base est définie par la discontinuité sismique Mohorovicic ou simplement la discontinuité de Moho.

Il y'a essentiellement deux types de croûte, la croûte continentale et la croûte océanique, typiquement la croûte océanique s'étend sur une épaisseur entre 3 à 15 km et comprend 54% de la croûte par répartition, et 17 % de la croûte par volume, la croûte continentale s'étend sur une épaisseur de 30 à 70 km et comprend 77% du volume de la croûte et seulement 40% par répartition, la croûte transitionnelle est d'une épaisseur de 15 à 30 km. La grande partie de la croûte reste inaccessible.

La température de la croûte augmente avec la profondeur, elle peut atteindre des valeurs typiquement entre 200° C à 400°C à la limite entre la croûte et le manteau sous-jacent.

a) La croûte continentale

Au niveau des zones continentales stables, c'est-à-dire des grands boucliers et plateformes, comme celle de l'Afrique ou de la Russie qui n'ont pas subi de déformations depuis plusieurs centaines millions d'années, on distingue :

- la croûte supérieure (10 à 15 km), $d = 2,7$, $V_p = 6$ km/s;
- la croûte inférieure (10 à 15 km), $d = 2,8$ à $2,9$, $V_p = 7$ km/s.

La croûte supérieure est facile à interpréter : sous une épaisseur variable de sédiments, elle montre des gneiss plus ou moins granitisés, d'où son nom de couche granito-gneissique (ou sialique). Cette croûte supérieure affleure en effet largement dans les grands boucliers et se retrouve, parfois visible sur toute son épaisseur, dans les chaînes de montagnes, anciennes et actuelles.

La croûte inférieure est plus difficile à interpréter, car inaccessible au niveau des grands. Une simple croissance de vitesse des ondes sismiques P avec la pression due à la profondeur, ne suffit pas pour expliquer l'accélération observée. Une différence de composition doit intervenir. La densité du milieu (2.8 à 2.9) est celle du basalte d'où le nom de couche basaltique qu'on lui donnait parfois.

Dans les zones orogéniques, l'épaisseur de la croûte continentale augmente (le Moho s'enfonce), ce qui donne une «racine» qui peut doubler l'épaisseur de la croûte (60 à 70 km).

b) La croûte océanique

Elle forme le fond des grands océans et diffère essentiellement de la précédente par sa minceur et l'absence de couche granito-gneissique.

Zones océaniques stables (= plaines abyssales), Sous une épaisseur variable de sédiments viennent :

- La croûte océanique supérieure, seule atteinte et en partie traversée par les forages . Épaisseur 2 km environ, $d = 2.5$ à 2.7 , $V_p = 5$ km/s. Elle montre des coulées basaltiques contenant quelques niveaux sédimentaires consolidés.

La croûte océanique inférieure. Épaisseur 5 km, $d = 2.8$ à 2.9 , $V_p = 7$ km/s. Sa nature est discutée puisque les forages ne l'ont pas atteinte. Les dragages et les observations en submersible sur les escarpements de failles océaniques ouvertes ont donné des basaltes, des gabbros métamorphisés, des amphibolites et des péridotites serpentinisées.

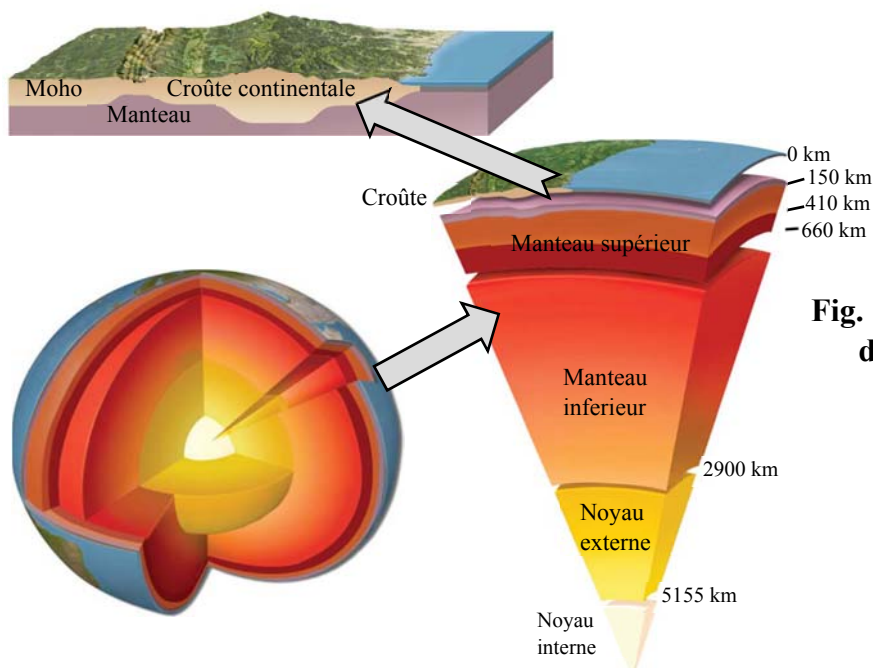


Fig. 1 Structure interne du globe terrestre