

LA CARACTERISATION DU DOMAINE CONTINENTAL

L'épaisseur de la croûte continentale

La gravité est quasiment la même quel que soit l'endroit où on la mesure à la surface de la Terre malgré des reliefs variés. Pour rendre compte d'une gravité constante à la surface du globe, on peut supposer l'existence d'une « compensation » du relief en profondeur. Il faut donc que les différences dans la répartition superficielle des masses soient compensées d'une manière ou d'une autre : cela implique qu'un déficit en surface soit comblé en profondeur.

Par rapport à un continent d'altitude zéro, où la croûte est épaisse de 30 km, les régions montagneuses sont des lieux où la croûte est épaissie : on parle de racine crustale.

La croûte « flotte » sur le manteau plus dense, la « poussée » du manteau sur la croûte étant comparable à la poussée de l'eau sur un bateau : cela permet d'expliquer la présence des continents et des océans. Pour émerger, une croûte en équilibre isostatique doit être épaisse d'au moins 30 km ; la croûte océanique, quant à elle, est plus mince (5 à 10 km). Le Moho et le manteau plus dense sont alors rapprochés de la surface, ce qui implique une compensation isostatique superficielle par la tranche d'eau océanique. La courbe de répartition bimodale des altitudes et des profondeurs à la surface de la Terre est une conséquence de cette dualité, aboutissant à la création de deux sortes de croûtes bien différentes par leur épaisseur et leur nature : l'eau allant vers les creux topographiques, il n'y a d'océan que là où la croûte est mince.

La croûte continentale

La structure de la croûte continentale, comme celle de la croûte océanique, est connue à la fois par les échantillons prélevés en surface ou lors d'un forage et par des études géophysiques, notamment à l'aide de la sismique-réflexion : les roches appartenant à la croûte supérieure sont mieux connues que les autres car elles sont plus accessibles.

La croûte continentale est constituée de roches sédimentaires, métamorphisées ou non, de roches volcaniques épanchées en surface et de roches plutoniques cristallisées à quelques kilomètres ou quelques dizaines de kilomètres de profondeur, le plus souvent sous forme de granites.

Les roches sédimentaires sont les roches les plus représentées à la surface de la croûte terrestre (75 % de la surface est recouverte par des roches sédimentaires). Elles sont formées à la surface de la Terre par sédimentation de particules d'origines diverses : les roches sédimentaires affleurent au niveau des bassins sédimentaires et ne représentent qu'un placage de 2 à 3 km à comparer aux 30 km d'épaisseur sous-jacents.

Le granite dérive de la solidification d'un magma, matériau fluide à haute température (1200 °C). L'observation microscopique d'une lame mince de granite permet d'observer sa structure holocristalline grenue : cette structure est acquise par un refroidissement lent du magma qui cristallise à quelques kilomètres de profondeur. Un granite est une roche riche en silice : les minéraux formant ce type de roche sont essentiellement des feldspaths et du quartz mais également des minéraux tels que les micas.

En France, les roches plutoniques et les roches plutoniques affleurent essentiellement dans les Massifs armoricain et central ainsi que dans les Alpes et les Pyrénées.

Les roches métamorphiques ont pour origine la transformation à l'état solide d'une roche préexistante du fait de l'élévation de température et/ou de pression. Leur nature dépend donc de la roche d'origine soit sédimentaire soit magmatique : ce sont des roches très déformées et présentant des minéraux orientés en feuillet qui traduisent les contraintes subies.

Les études sismiques ont montré que la croûte était, au niveau des zones continentales stables, faite de deux ensembles superposés : une croûte supérieure rigide et une croûte inférieure ductile.

La croûte continentale supérieure, épaisse d'une quinzaine de kilomètres, est constituée de roches très diversifiées : il en résulte une densité moyenne relativement faible (2,7) et des vitesses sismiques qui varient entre 4 et 6 km.s⁻¹. Les images obtenues par sismique-réflexion montrent que les structures observées en surface s'enracinent le plus souvent dans ou à la base de cette première couche de la croûte et ne sont pas représentatives de la structure lithosphérique profonde.

La croûte continentale inférieure, épaisse d'une quinzaine de kilomètres, est d'accès plus difficile, et par conséquent moins bien connue. Elle est constituée en partie des mêmes roches que la croûte supérieure, mais qui ont connues un métamorphisme beaucoup plus intense en raison des fortes températures et pressions qui règnent au-delà de 15 km de profondeur. De ces fusions partielles et de ce métamorphisme fort résultent une densité élevée (2,9) et une vitesse sismique relativement grande (entre 6,5 et 7,5 km.s⁻¹).

La croûte continentale est donc principalement formée de roches uniquement proches du granite, d'une épaisseur plus grande et d'une densité plus faible que la croûte océanique. Elle joue le rôle d'un « flotteur » pour la lithosphère, de sorte que son enfouissement dans l'asthénosphère est très difficile, voire impossible. La lithosphère continentale s'accumule en surface au fur et à mesure de sa formation.

La détermination de l'âge de la croûte

• Un atome radioactif, qualifié d'**élément père** (P), est constitué d'un noyau instable. Il se désintègre spontanément, donnant naissance à un autre élément, l'**élément fils** (F) qualifié de radiogénique, et à une particule « riche en énergie ». Les physiciens définissent la période τ comme le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des éléments radioactifs présents. Ils ont aussi démontré que la vitesse de désintégration λ était constante pour un radio-isotope donné. Connaissant cette valeur, l'âge d'un échantillon géologique peut être calculé grâce à la mesure du nombre d'atomes pères restant et d'atomes fils.

Si $N(t)$ est le nombre d'éléments radioactifs au temps t et N_0 le nombre d'éléments radioactifs à $t = 0$, on a :

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt.$$

On peut intégrer cette équation, cela donne : $N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$

$$\text{et : } t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right).$$

N_0 n'est pas connu, mais on peut connaître le nombre d'éléments fils $N_f = N_0 - N$. En remplaçant dans l'équation précédente, on obtient finalement :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{N_f}{N} \right).$$

Cet âge correspond en fait au temps écoulé depuis la fermeture du système, c'est-à-dire depuis l'arrêt des échanges entre l'échantillon et le milieu, fixant les valeurs initiales du nombre d'éléments pères et fils.

• Le géologue doit choisir un isotope radioactif bien représenté dans l'objet à dater, et dont la période est adaptée à son âge présumé.

Le couple **potassium-argon** est fréquemment utilisé pour dater des roches contenant des minéraux riches en potassium (silicates par exemple). L'argon, élément fils, est un gaz qui s'échappe des magmas avant leur cristallisation. Ainsi la quantité initiale d'élément fils est considérée comme nulle : $F_0 = 0$. Il est donc possible de connaître t car λ et F sont mesurables.

• Le couple rubidium⁸⁷/strontium⁸⁷ est fréquemment employé pour dater des roches magmatiques ou métamorphiques. Les quantités initiales d'éléments pères (rubidium) ou fils (strontium) ne peuvent être déterminées. Pour résoudre ce problème, le géologue analyse plusieurs échantillons d'une même roche.

La quantité de ⁸⁷Rb mesurée est égale à :

$${}^{87}\text{Rb}(t) = {}^{87}\text{Rb}_0 e^{-\lambda t}.$$

La quantité de ⁸⁷Sr est mesurée dans chaque échantillon. Cette quantité est égale à :

$${}^{87}\text{Sr}_{\text{total}}(t) = {}^{87}\text{Sr}_0 + ({}^{87}\text{Rb}_0 - \text{Rb}(t)) = {}^{87}\text{Sr}_0 + {}^{87}\text{Rb}(t)(e^{\lambda t} - 1).$$

En réalité, le spectrographe de masse qui permet la mesure ne peut donner que des rapports entre deux isotopes, ici, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. D'où :

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}(t) = (e^{\lambda t} - 1) \frac{{}^{87}\text{Rb}(t)}{{}^{86}\text{Sr}} + \frac{{}^{87}\text{Sr}_0}{{}^{86}\text{Sr}}.$$

Dans cette relation, t et la quantité initiale de strontium (Sr_0) sont inconnus. Cependant, cette relation est de la forme $y = ax + b$, équation d'une droite. Elle est qualifiée de droite **isochrone**, car elle permet de connaître l'âge absolu de la roche. Ceci signifie qu'en réalisant le graphe de ⁸⁷Sr_{total}/⁸⁶Sr en fonction de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, (il faut au moins trois échantillons de la même roche), la pente de la droite obtenue sera égale à :

$$a = \frac{\Delta y}{\Delta x} = e^{\lambda t} - 1.$$

On en déduit que :

$$t = \frac{\ln(a + 1)}{\lambda}$$

avec $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ pour le couple Rb/Sr.

• Grâce à cette méthode, les âges des croûtes océanique et continentale ont pu être déterminés. L'âge de la croûte océanique n'excède pas 200 Ma, alors que la croûte continentale est âgée par endroits de plus de 4 Ga.