

La caractérisation du domaine continental : lithosphère continentale, reliefs et épaisseur crustale

Fiche

La superficie totale du globe terrestre est estimée à 510 millions de km², dont environ 30 % sont occupés par les terres émergées, les continents (et les îles). L'altitude moyenne de ces terres est de 840 m au-dessus du niveau de la mer, culminant à 8 847 m (mont Everest). Les caractéristiques de la croûte continentale permettent d'expliquer son épaisseur, son comportement et ses reliefs.

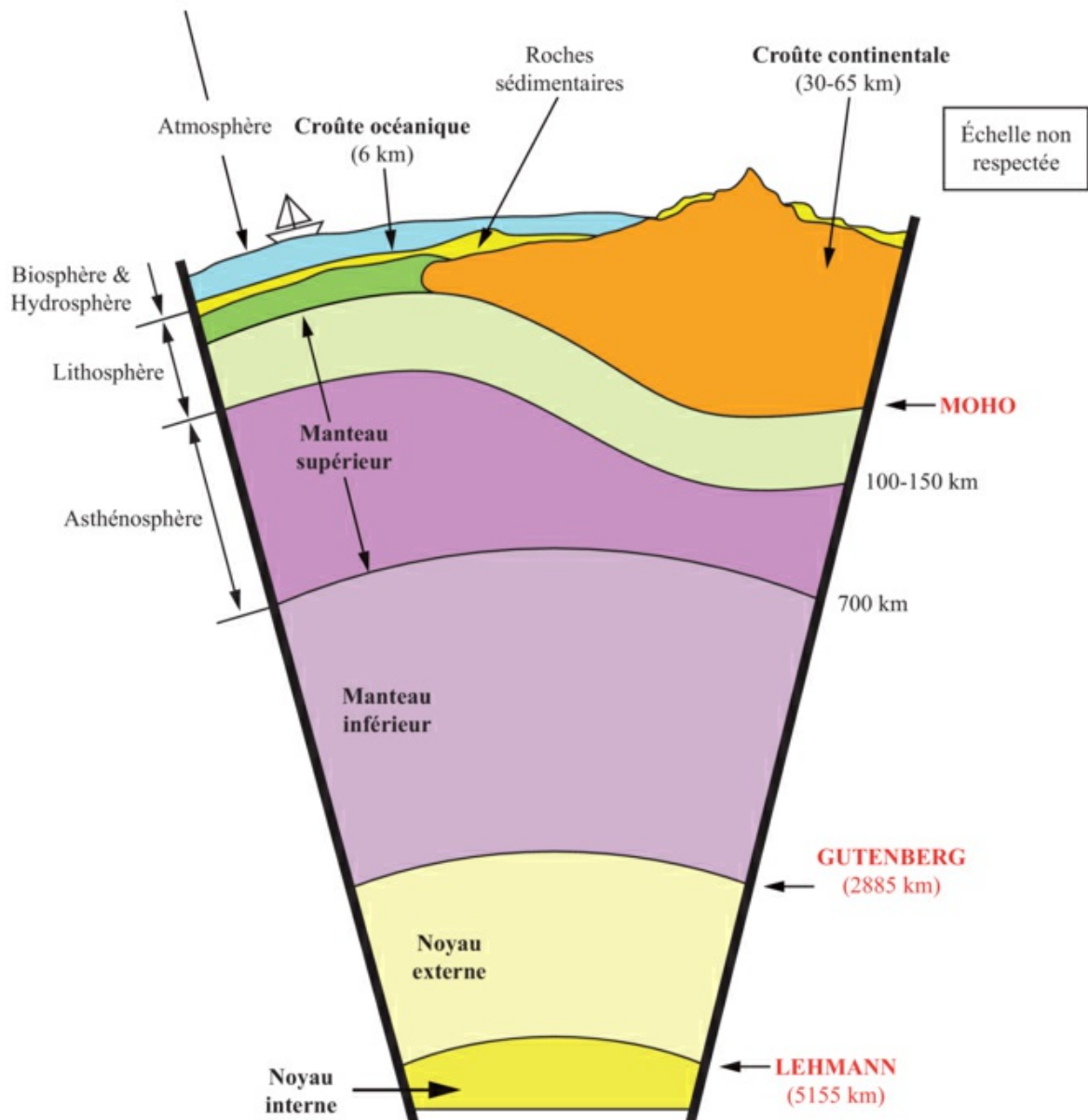
1. La composition de la croûte continentale

La lithosphère continentale est majoritairement formée de roches magmatiques (dont le granite et les roches voisines du granite), mais aussi de roches sédimentaires. Observé à l'œil nu et au microscope polarisant, un échantillon de granite montre trois types de minéraux : du quartz, des feldspaths (orthose, plagioclases) et des micas.

2. L'épaisseur de la croûte continentale

Le forage le plus profond réalisé dans la lithosphère (en péninsule de Kola) est d'environ 12 km et n'a pas pu traverser la croûte. Des études sismiques indirectes permettent d'estimer la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic (Moho), qui correspond à la limite entre la croûte et le manteau.

Coupe schématique de la structure interne du globe

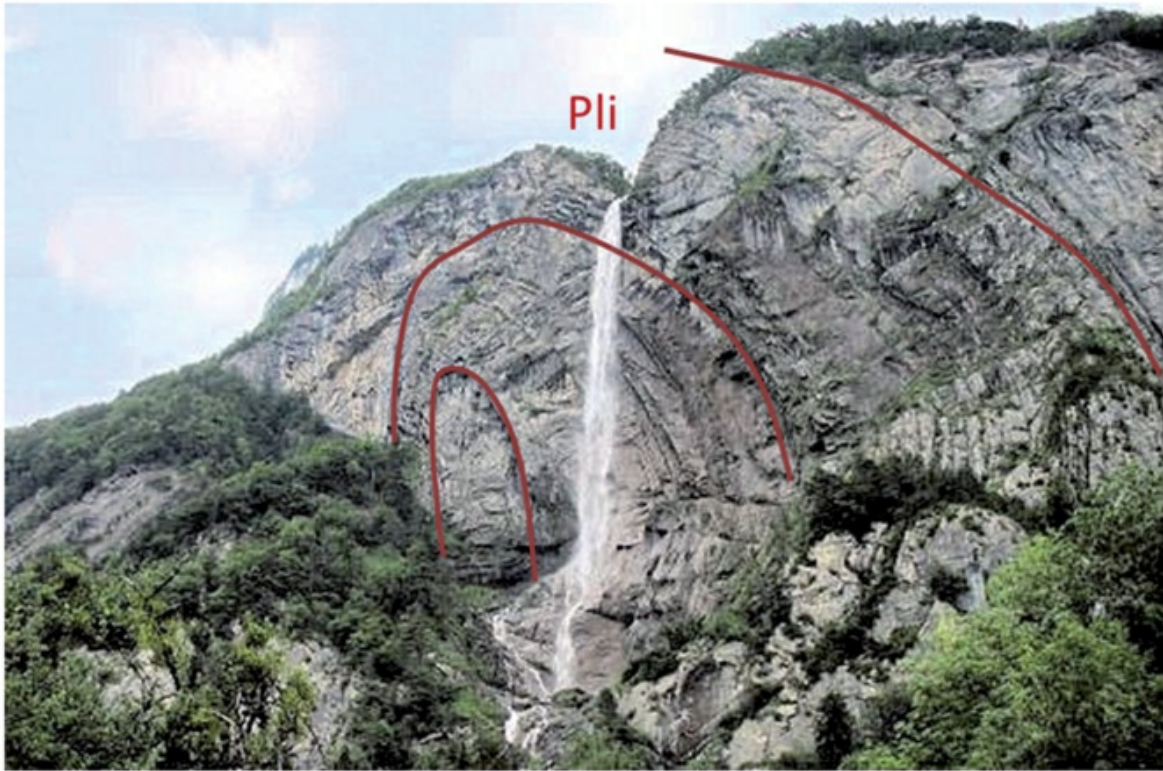


Un réseau mondial de sismographes reçoit à chaque instant les ondes émises par les séismes, ce qui permet d'en localiser l'épicentre. L'analyse de toutes ces données permet de déterminer la profondeur du Moho, donc l'épaisseur de la croûte continentale.

On a ainsi pu montrer quelle est de 35 km en moyenne, mais n'est pas identique en tout point du globe. Au niveau des chaînes de montagnes jeunes, des racines crustales épaisses sont le reflet de l'altitude des sommets.

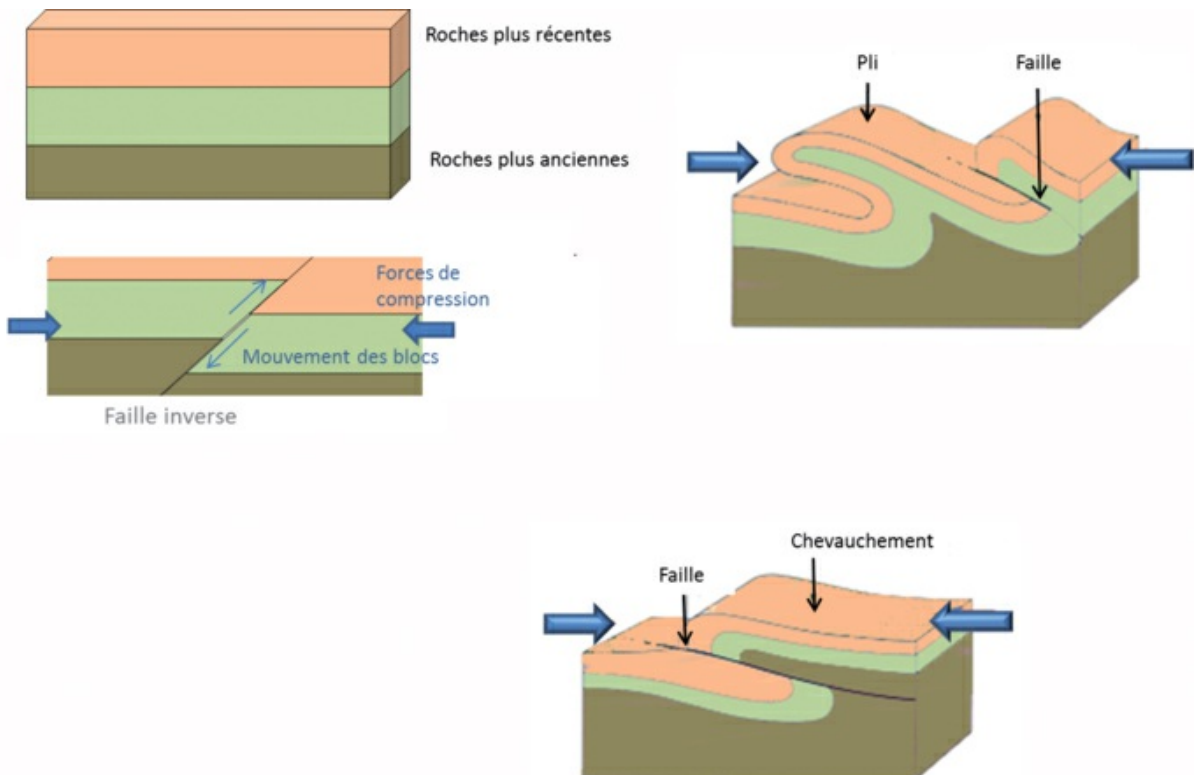
Les preuves de cet épaississement crustal sont visibles sur le terrain : des plis, des failles, des empilements de nappes sont les témoignages d'une activité tectonique.

Cascade de l'Arpenaz



Cascade de l'Arpenaz, Haute-Savoie

Plis et failles



Les plis se forment par flexion plastique des roches. Les failles inverses sont des cassures qui entraînent un raccourcissement. Un chevauchement résulte des deux phénomènes

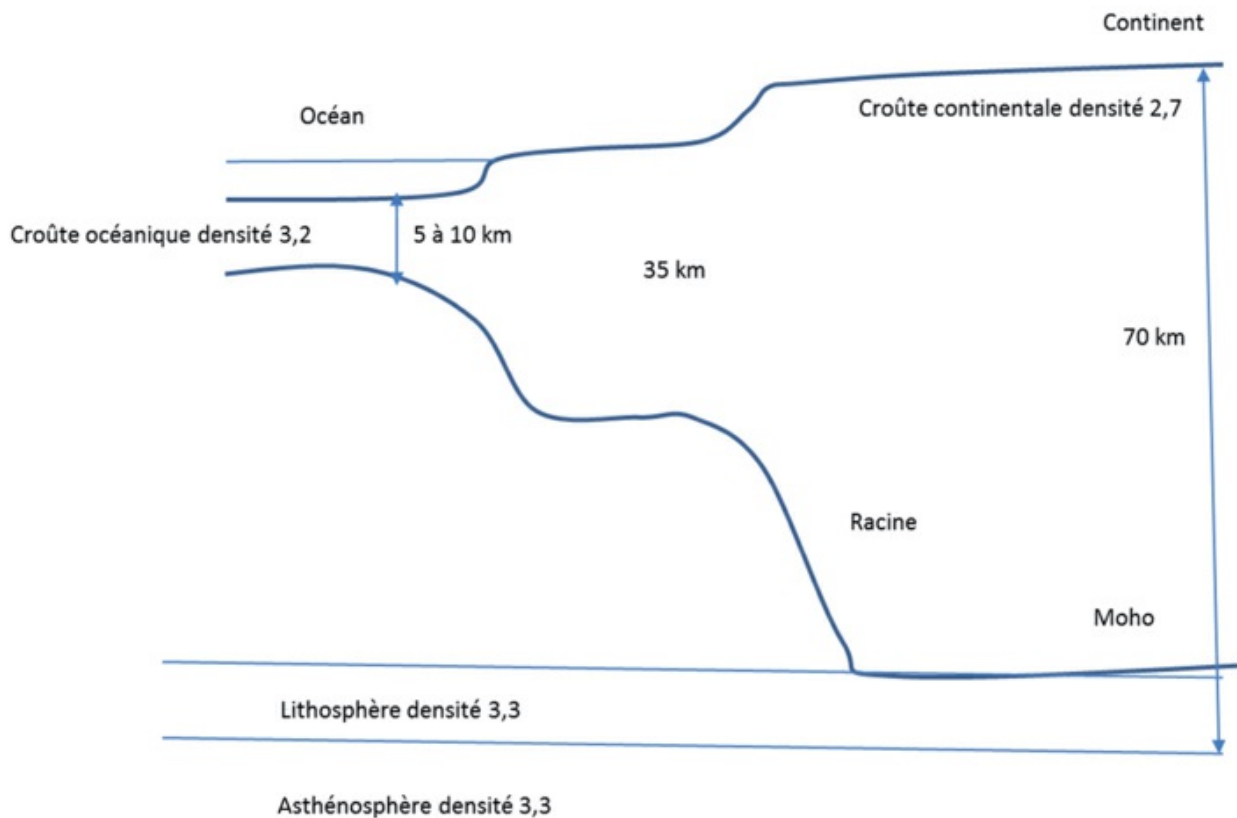
précédents et conduit des ensembles de terrains anciens à en recouvrir de plus récents. Un charriage (ou nappe de charriage) est un chevauchement de grande ampleur pouvant dépasser la centaine de kilomètres.

Les roches compressées, transportées à haute altitude ou au contraire enfouies sous de grandes profondeurs sont modifiées : elles subissent des modifications liées à l'augmentation de pression, exercée par les roches qui les surmontent, et l'augmentation de température auxquelles elles sont soumises (métamorphisme), pouvant même entraîner une fusion partielle de ces roches. Le calcaire donnera du marbre, les argiles des schistes, etc.

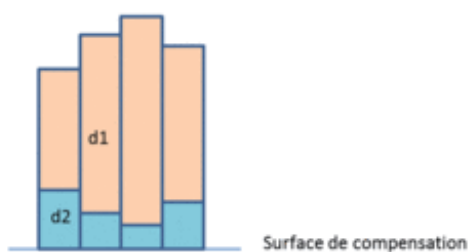
3. Densité et isostasie

La mesure par satellite altimétrique des surfaces présentant la même valeur du champ de gravité ne montre pas une sphère pour le « globe » terrestre mais une surface déformée, avec des creux et des bosses. Cette surface, le géoïde, est la surface perpendiculaire au champ de pesanteur correspondant au niveau moyen des océans (surface d'altitude zéro). Afin d'homogénéiser le calcul de l'altitude des reliefs terrestres, une surface imaginaire (selon un modèle mathématique) a été établie : l'ellipsoïde de référence. L'ellipsoïde de référence et le géoïde ne coïncident pas toujours : les anomalies du géoïde se calculent en mètres. Une anomalie positive (une bosse du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence) caractérise un excès de masse, une anomalie négative (creux du géoïde) un déficit de masse.

L'épaississement crustal observé au niveau des chaînes de montagnes pourrait suggérer un excès de masse, mais en réalité elles exercent une attraction moindre que celle à laquelle on pourrait s'attendre. Ceci peut s'expliquer par la présence d'une racine crustale, compensant les reliefs en profondeur, en accord avec les mesures de profondeur du Moho. En effet, la densité moyenne de la croûte continentale est de 2,7, tandis que celle du manteau est de 3,3. Il existe en profondeur une surface de compensation à laquelle les pressions exercées par les roches sont égales : il y a équilibre isostatique. Selon le modèle d'Airy, en fonction du relief en surface et de la densité des matériaux, des « colonnes » de roches sont donc plus ou moins épaisses en profondeur. Au niveau des domaines continentaux, la racine crustale constituée de matériaux peu denses s'étend sur une épaisseur proportionnelle à l'altitude du massif à la profondeur de compensation. Cet état d'équilibre réalisé à une profondeur variable de la Terre est l'isostasie. Au cours du temps l'érosion élimine progressivement une partie du massif, ce qui provoque une remontée isostatique de la racine crustale. Des roches initialement en profondeur peuvent alors parvenir en surface.



Isostasie d'après le modèle d'Airy



La tectonique n'est pas le seul phénomène impliqué dans les phénomènes d'isostasie. Les glaciations ont pu également y contribuer. Un glacier continental sur la Scandinavie actuelle (inlandsis) a constitué un excès de masse, qui fut compensé par une racine crustale ; le glacier fondu, l'équilibre isostatique est fragilisé, ce qui provoque la remontée du bouclier scandinave. Les fjords de Norvège en sont la manifestation visible.

4. La détermination de l'âge des roches par radiochronologie

Alors que la croûte océanique n'excède pas 200 Ma, la croûte continentale peut en certains endroits du globe dépasser 4 Ga.

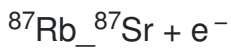
Selon le principe de superposition, une roche sédimentaire est plus récente que celle qu'elle recouvre (sauf accident tectonique). Elle peut être datée en fonction des fossiles qu'elle contient.

Pour les roches magmatiques, il est nécessaire de recourir à la datation absolue. Cette

méthode de datation est basée sur la décroissance radioactive de certains isotopes radioactifs comme le ^{87}Rb . Leur désintégration en fonction du temps constitue un chronomètre naturel.

Le rubidium (Rb) et le strontium (Sr) sont présents en très faible quantité (traces) dans les roches magmatiques. Le Rb et le Sr présentent différents isotopes. Le spectromètre de masse permet de faire la différence entre ces isotopes car ils n'ont pas la même masse atomique.

Le ^{87}Rb se désintègre en ^{87}Sr , avec une période $48,8 \cdot 10^9$ ans ($\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$), le ^{86}Sr est un isotope stable.



Lors de la formation d'une roche magmatique, les feldspaths (orthose, plagioclase) et micas incorporent des quantités variables de Rb et Sr.

Il n'est pas possible de connaître la quantité initiale d'isotopes radioactifs au moment de la formation de la roche. Après refroidissement du magma, la roche formée ne va plus échanger avec le milieu environnant, on parle de « fermeture du système ». Les isotopes évoluent spontanément selon les lois physiques de désintégration radioactive : la quantité d'éléments pères diminue, la quantité d'éléments fils augmente.

Soit F la quantité de l'isotope fils présente actuellement, F_0 celle présente initialement, P_0 la quantité de l'isotope père initiale, λ la constante caractéristique de l'isotope :

$$F = (\lambda t) P + F_0$$

Les quantités de $^{87}\text{Sr}_0$ dans chaque minéral du granite sont inconnues ; or la quantité de ^{86}Sr est restée stable. On utilise les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

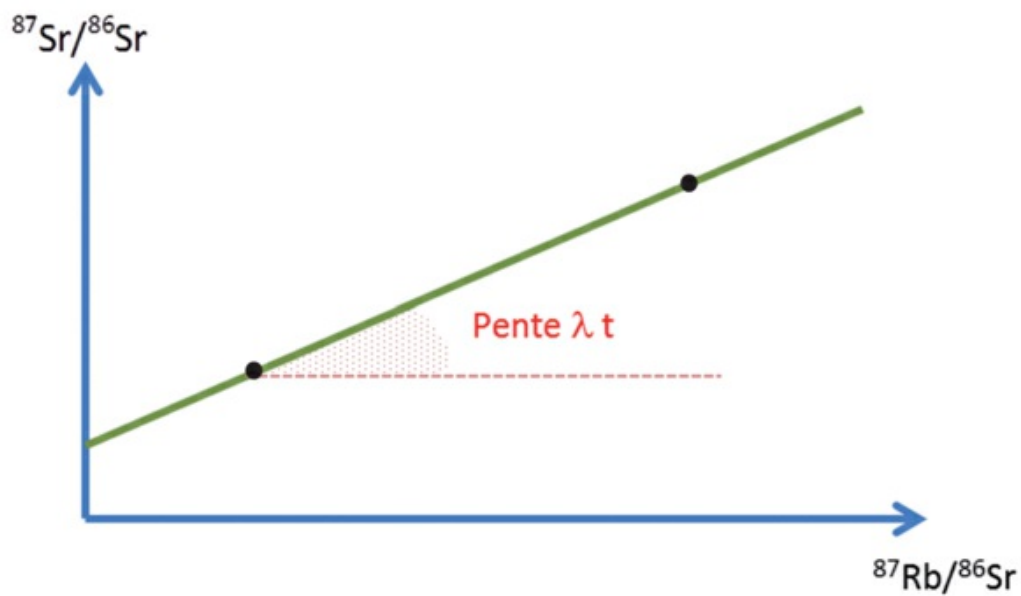
En mesurant les quantités actuelles des éléments père et fils dans un échantillon pour au moins deux minéraux différents, on peut tracer une droite (isochrone) et déterminer le temps écoulé depuis la fermeture du système, c'est-à-dire depuis la cristallisation des minéraux lors de la mise en place de la roche par refroidissement du magma.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (\lambda t) ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} + ^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}$ est l'équation d'une droite de coefficient directeur (λt)

Le coefficient directeur de la droite permet de calculer t , le temps écoulé depuis la formation de la roche.

Détermination graphique de l'âge d'une roche utilisant le géochronomètre $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$

L'âge de la croûte continentale n'est pas homogène, des roches très anciennes peuvent se retrouver près de roches plus récentes.



 [Exercice n°1](#)

 [Exercice n°2](#)

 [Exercice n°3](#)

 [Exercice n°4](#)

 [Exercice n°5](#)

Ce qui est attendu...

- Savoir exploiter une modélisation analogique ou numérique pour comprendre la notion d'isostasie.
- Savoir repérer des indices simples de modifications tectoniques ou pétrographiques du raccourcissement et de l'empilement.