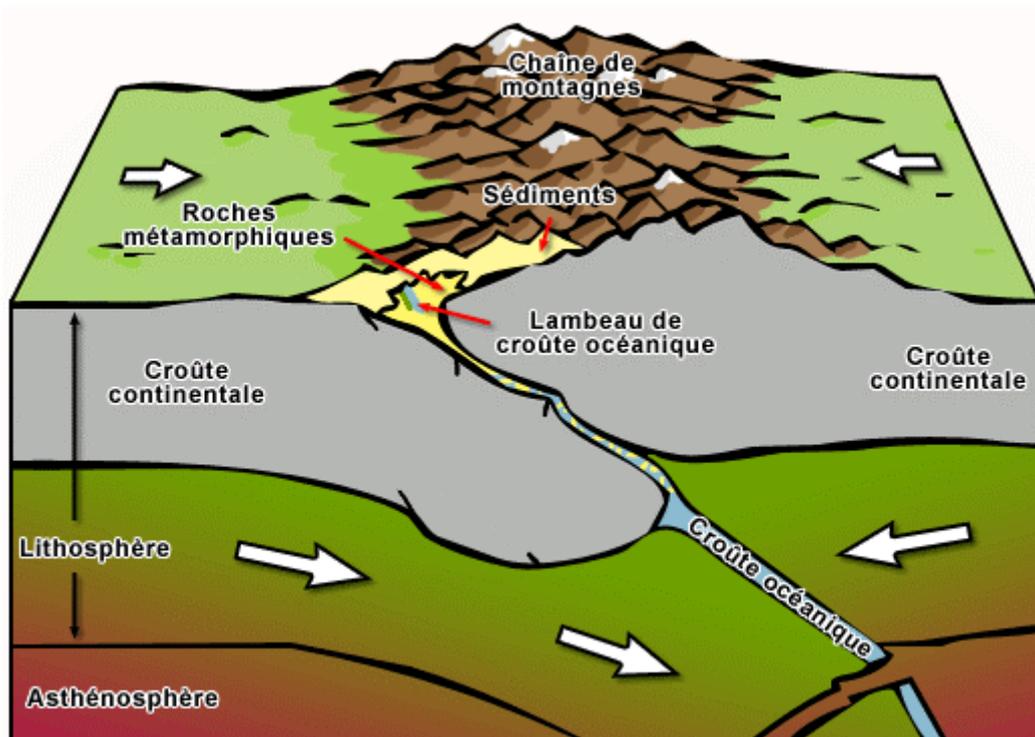


LA MACHINE TERRE

Naissance d'une Chaîne de montagnes

Les croûtes continentales sont des sortes de radeaux insubmersibles, car leur **densité** est faible. Elles ne peuvent pas, comme les croûtes océaniques, s'enfoncer dans le manteau. Lorsque ces plaques continentales se rencontrent, elles s'affrontent.

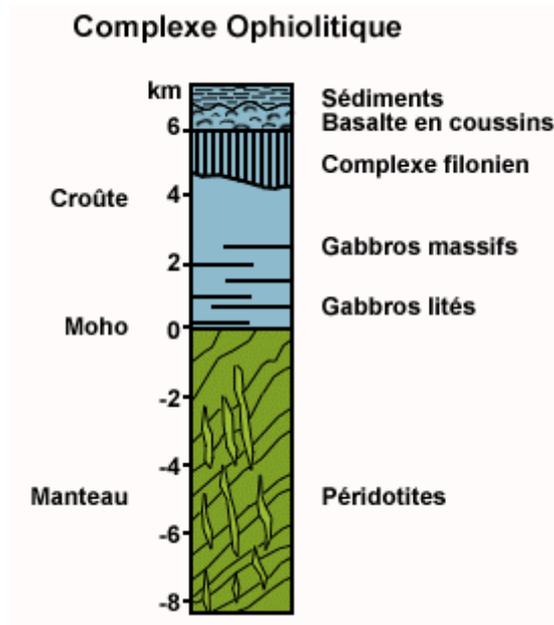
Cette **collision** provoque des plissements et un épaissement de la croûte. Une chaîne de montagnes naît. Les Appalaches aux Etats-Unis, les Alpes en Europe et l'Himalaya en Asie sont toutes des chaînes de collision. Le volcanisme y est en général rare.



Parcourir le plancher océanique à pied

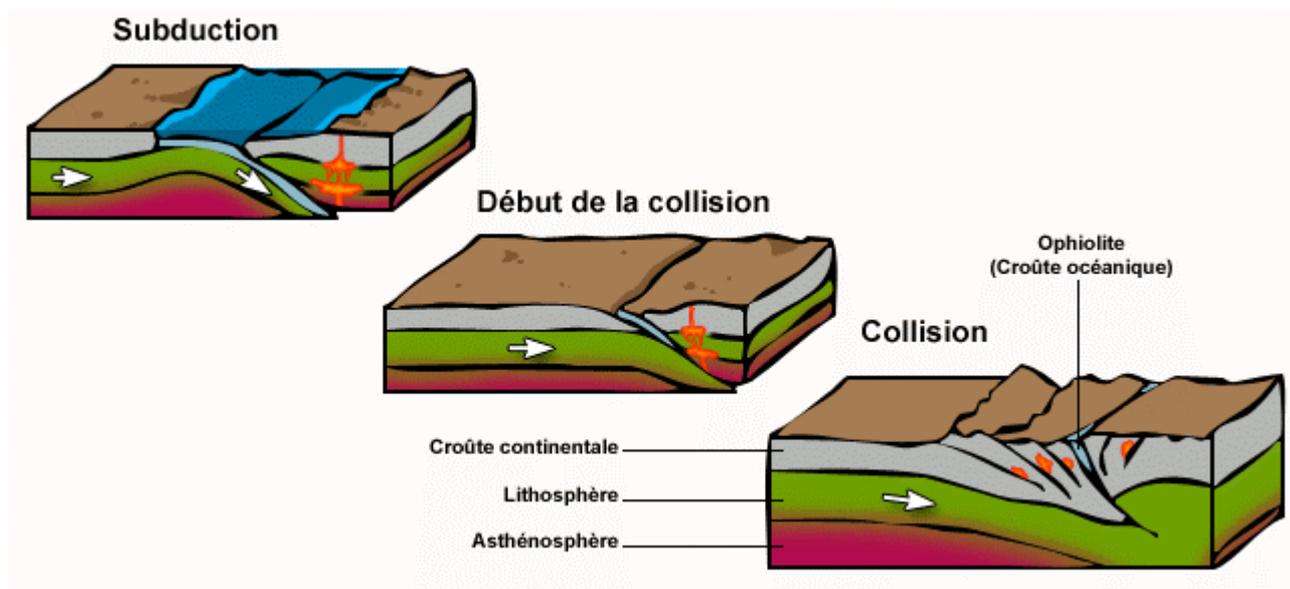
On retrouve parfois aux cimes des montagnes des fossiles d'ammonites. Ces mollusques vivaient dans les océans il y a plus de 60 millions d'années ! On observe également dans les Alpes, en Grèce, en Oman des ensembles géologiques étranges atteignant jusqu'à 10 kilomètres d'épaisseur : les **ophiolites**.

Ces complexes ophiolitiques sont une association de roches caractéristiques. De bas en haut, on identifie des **péridotites**, des **gabbros** lités à la base et massifs dans la partie supérieure, un ensemble de filons subverticaux, des basaltes en coussins ou **pillow-lavas**, et enfin des sédiments siliceux ou **radiolarites**.



Comment un plancher océanique peut-il atteindre des sommets ?

Lorsque deux plaques continentales convergentes sont de part et d'autre d'un plancher océanique, un morceau de croûte océanique et d'une partie du manteau supérieur peut chevaucher l'une des plaques continentales au moment de la collision. L'ancien océan disparaît, coincé entre les deux croûtes continentales. Ce sont des **zones d'obduction**.

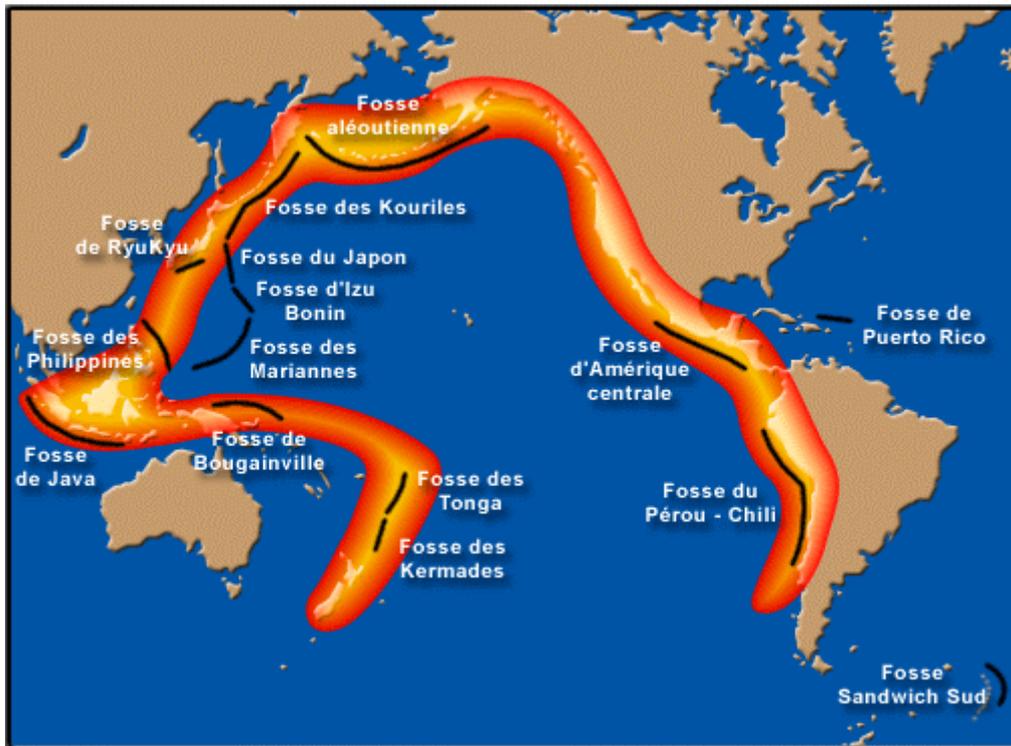


La plus belle ophiolite connue sur notre planète a vu le jour il y a 100 Ma sur la marge orientale du continent arabe. Il s'agit de l'ophiolite d'Oman, longue d'environ 500 kilomètres et large de 50 à 100 kilomètres. On estime que d'ici 2 Ma, la plaque arabe entrera en collision avec la plaque eurasiennne, pour ériger une nouvelle chaîne de montagnes.

Rien ne se crée, tout se transforme ! _____

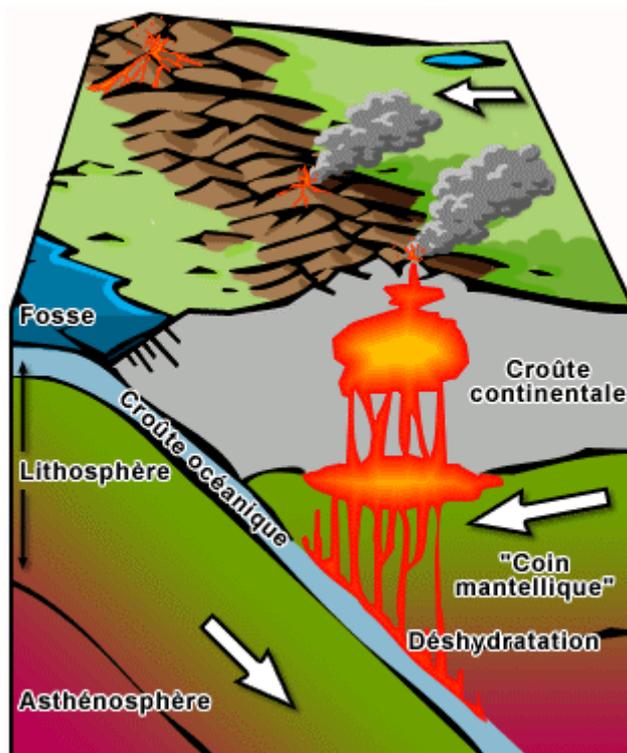
Au sein de notre globe, la matière de faible densité et chaude remonte au niveau des dorsales, la matière froide et dense s'enfouit dans les **zones de subduction**.

Ces zones de subduction forment des frontières de plaques où se manifeste un volcanisme actif. Plus de 60 % des volcans actifs terrestres bordent la plaque du Pacifique, délimitant ce qu'on appelle la ceinture de feu.



La plaque océanique dense et froide plonge dans le manteau chaud. Cette plaque est gorgée d'eau de mer et d'eau issue des sédiments marins transportés. Le réchauffement de la plaque entraîne sa **déshydratation** et facilite la **fusion** des matériaux sus-jacents.

Les magmas générés, plus légers que l'encaissant, remontent vers la surface. Leur ascension est semée de multiples obstacles. Les liquides magmatiques progressent à travers le « coin de manteau supérieur » puis rencontrent la croûte continentale ou océanique.

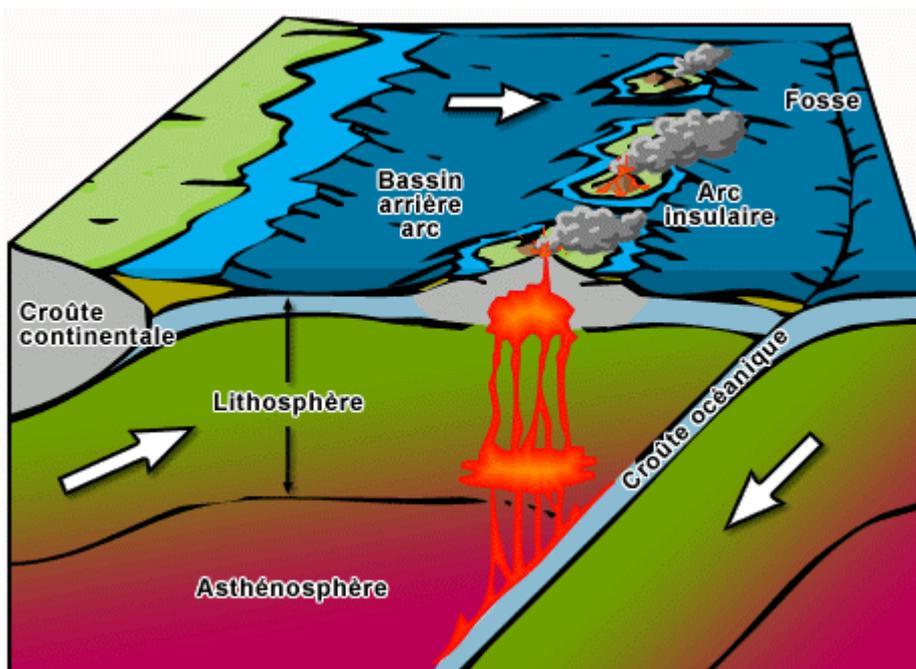


Ces magmas évoluent de manière variable. Ils peuvent stopper leur ascension, se différencier chimiquement et cristalliser en profondeur, pour donner naissance à des **granites**. Ils peuvent être stockés un moment dans une chambre magmatique, se différencier et/ou être contaminés, puis remonter en surface. Toutes les variantes sont possibles et donnent des produits magmatiques différents.

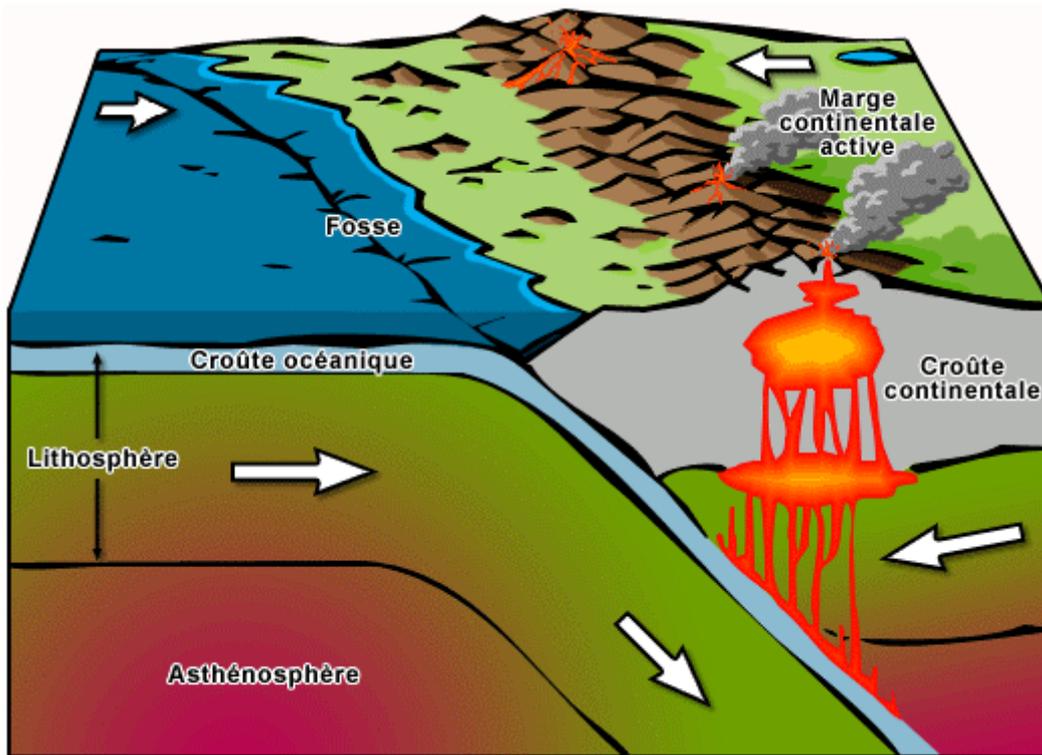
La subduction reste un phénomène très complexe. La fusion partielle, la déshydratation, la contamination... sont autant de mécanismes entrant en jeu dans l'évolution des magmas. La problématique est de savoir dans quelle proportion chacun d'eux intervient.

Les différents types de subductions

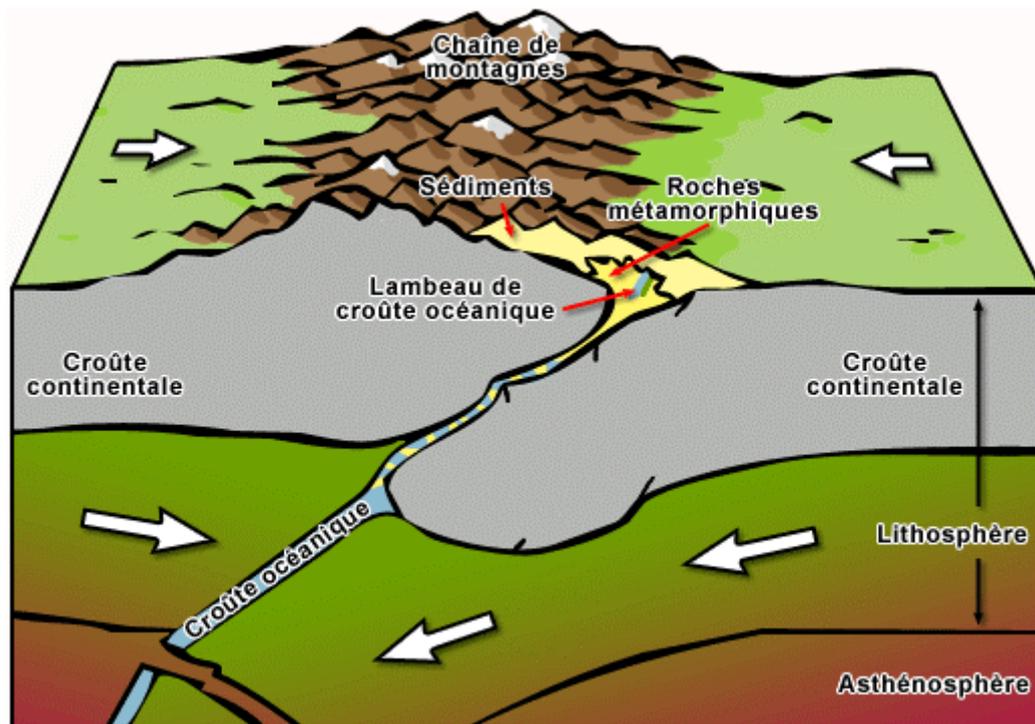
Les zones de subduction correspondent à l'affrontement de deux plaques et au plongement de l'une d'elles. On différencie plusieurs cas. La rencontre peut se faire entre deux plaques océaniques. C'est le cas à l'ouest du Pacifique, notamment au niveau des **arcs insulaires** comme le Japon.



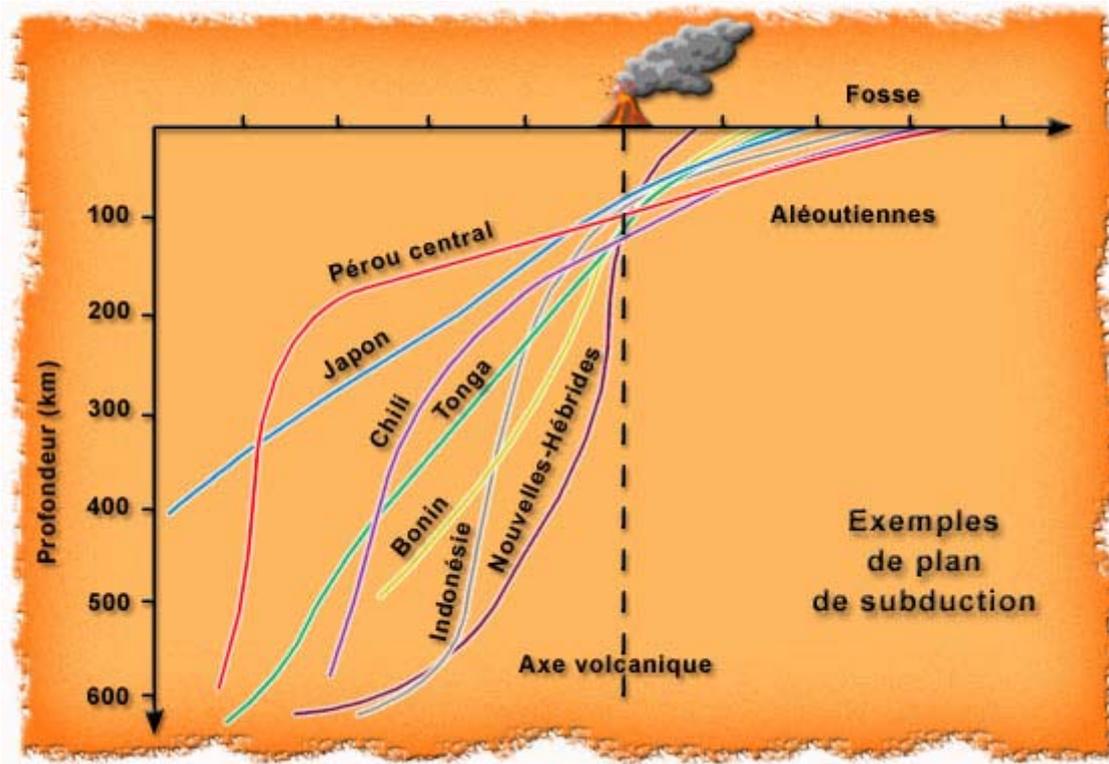
L'affrontement peut également avoir lieu entre une plaque océanique et une plaque continentale. Il s'agit de la majorité des subductions se manifestant à l'est du Pacifique, dans les cordillères nord-américaines et les cordillères andines. C'est ce qu'on appelle les **marges continentales actives**.



Un dernier cas particulier est envisageable : l'affrontement de deux plaques continentales, il s'agit des zones de **collision** et/ou **d'obduction**.



Certaines études comme la tomographie sismique permettent d'évaluer les variations verticales et même latérales de température. L'interprétation de ces profils sismiques a permis d'identifier des variations dans l'inclinaison des plans de subduction.



L'inclinaison varie selon les contraintes environnantes mais aussi selon l'âge de la lithosphère océanique.

Epaisse et dense, la lithosphère, vieille de plus de 150 Ma, s'enfonce à l'aplomb d'une autre lithosphère, c'est la **subduction spontanée** (cas des Andes). Le plan de subduction est très fortement incliné.

En contrepartie, fine et légère, une lithosphère jeune peut résister au phénomène de subduction. Soit on constate une **subduction forcée** (cas de l'Amérique centrale), soit il y a chevauchement sur une autre lithosphère, c'est l'**obduction** suivie de la **collision**.

Voyage au centre de la Terre

Malgré les rêves de Jules Verne, le voyage au centre de la Terre est impossible, aucune galerie ne permet d'y accéder. Les températures et les pressions qui y règnent sont trop élevées. La température augmente en moyenne de 1 °C tous les 30 mètres. A peine aurions-nous parcouru 10 kilomètres sous terre, que la température serait de plus de 400 °C.

La structure interne de la Terre nous est connue grâce à l'analyse des vitesses des ondes se propageant à l'intérieur de notre globe.

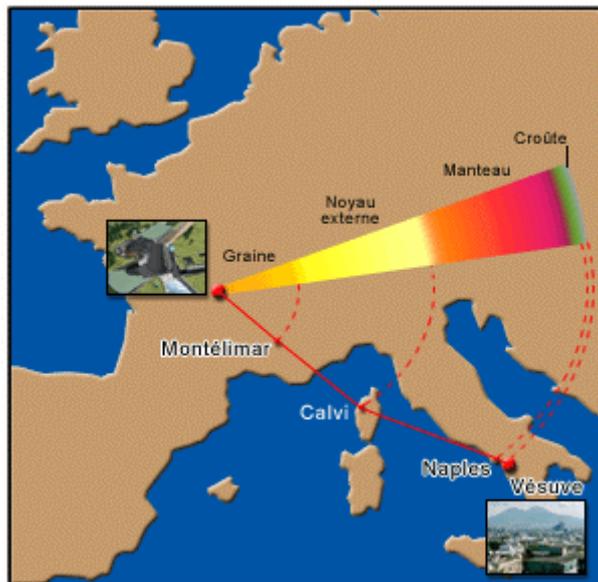
La structure interne de notre Terre

Le globe terrestre a un rayon de 6 370 kilomètres. Il est composé de 3 couches successives séparées par des discontinuités :

- un **noyau** riche en nickel et en fer, d'environ 3 480 kilomètres de rayon. Sa température maximale est estimée à 5 000 °C. La partie externe est à l'état fondu, alors que la partie interne, appelée la **graine**, est à l'état solide et a environ la taille de la Lune !

- un **manteau** riche en magnésium, d'environ 2 900 kilomètres d'épaisseur, animé par de lents mouvements de **convection** qui le brassent en permanence. Il représente plus des 4/5e du volume total de notre globe !

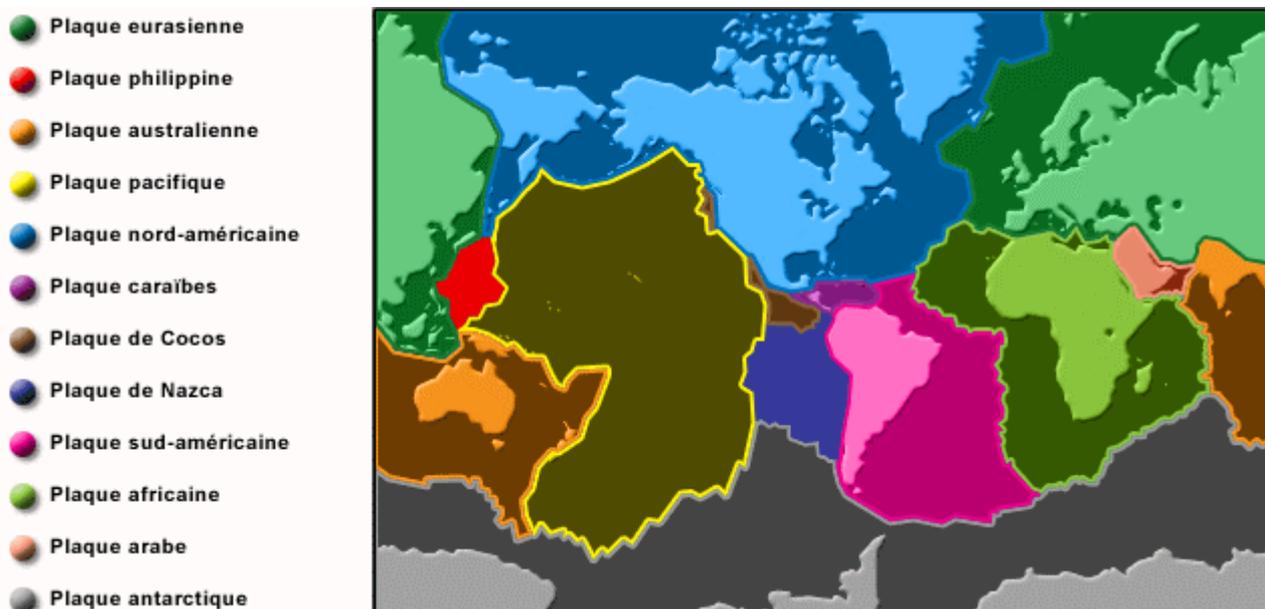
- une **écorce**, ou **croûte**, constituée pour l'essentiel de **basaltes** sous les océans et de matériaux **granitiques** ou **métamorphiques** sous les continents. L'épaisseur de la croûte continentale varie de 30 à 70 kilomètres. La croûte océanique ne dépasse pas 10 kilomètres d'épaisseur.

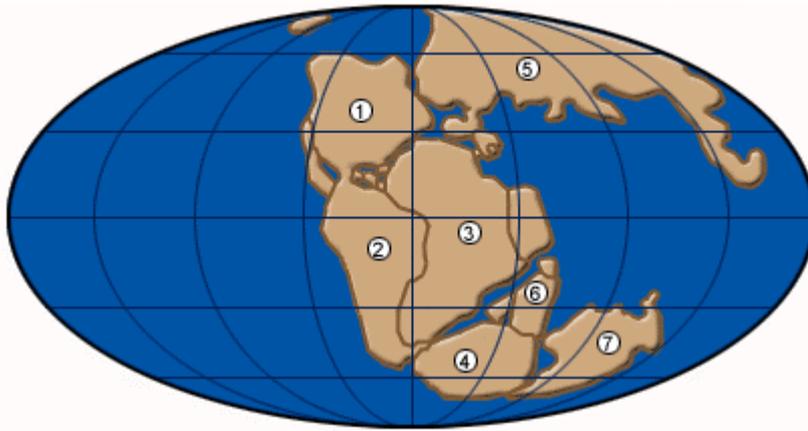


Une hypothétique traversée du centre de la Terre vers la surface nous permettrait de parcourir successivement la graine, le noyau externe, le manteau et la croûte. Rapporté à une échelle proportionnelle, un voyage entre Vulcania et le Vésuve nous ferait traverser tour à tour les villes de Montélimar, Calvi et Naples.

La tectonique des plaques

L'écorce terrestre est divisée en 12 plaques indépendantes et réputées indéformables. Ces plaques bougent : elles peuvent s'écarter, se chevaucher, s'affronter ou coulisser les unes par rapport aux autres. C'est ce que l'on appelle la « **tectonique des plaques** » ou « **dérive des continents** ».

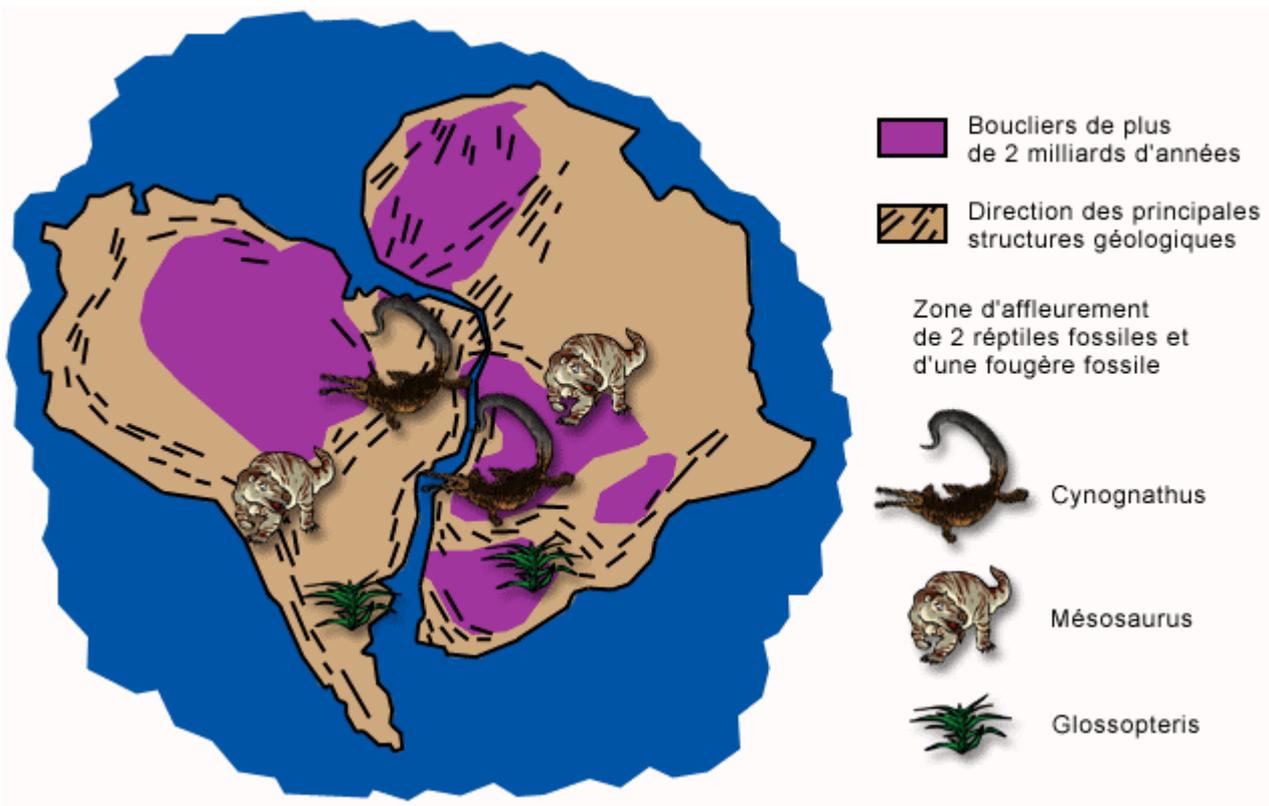




La Terre il y a 200 Ma.

Amérique du Sud	1	5	Europe + Asie
Amérique du Nord	2	6	Inde
Afrique	3	7	Australie
Antarctique	4		

Il y a environ 200 millions d'années (Ma), les cinq continents n'en formaient qu'un : la **Pangée**, entourée d'un unique océan, la **Panthalassa**. Les mouvements des plaques ont lentement fragmenté cet ensemble. On peut en effet constater que la côte orientale de l'Amérique du Sud s'emboîte parfaitement avec celle de l'Afrique de l'Ouest, comme deux pièces d'un puzzle. La découverte de fossiles identiques de plantes et d'animaux, ou encore de roches similaires de part et d'autre de l'Atlantique prouve bien leur union passée.

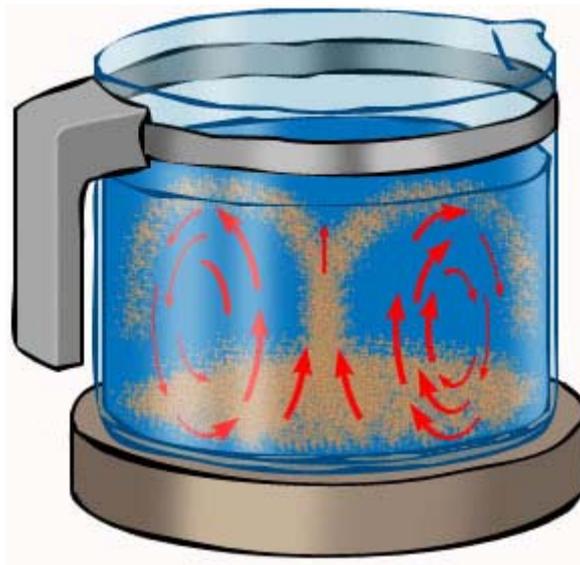


On peut même prédire l'aspect qu'aura la Terre de demain, du moins dans quelques millions d'années, en supposant que le mouvement de dérive des plaques reste similaire. La Méditerranée se fermera, la Californie deviendra une île en se séparant

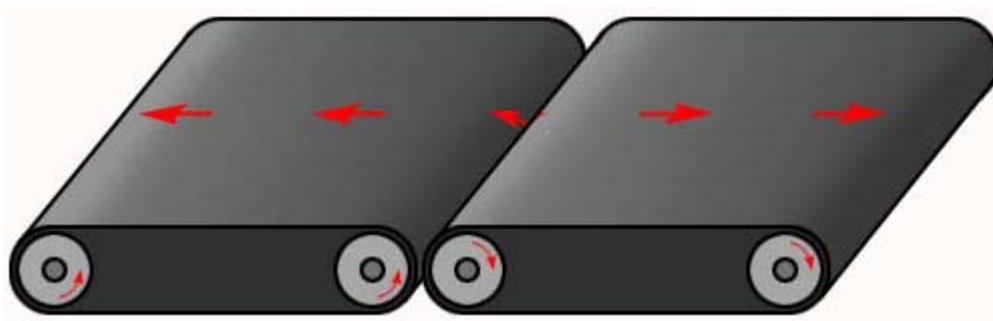
du continent américain, les îles de l'archipel du Japon se souderont les unes aux autres.

Pourquoi les plaques bougent-elles ?

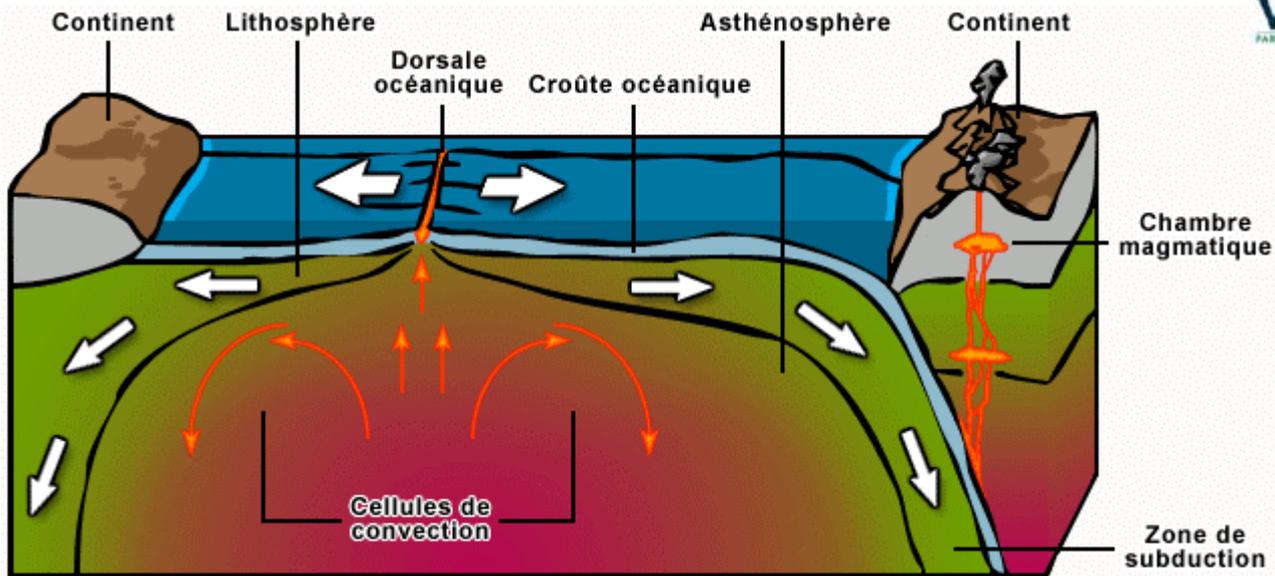
Le manteau terrestre est animé de lents **mouvements de convection** (quelques centimètres par an). Le phénomène est, en beaucoup plus lent, identique à celui qu'on observe en chauffant une cafetière remplie d'eau et d'un peu de café moulu. Au bout d'un moment, les grains de marc parcourent des trajets complexes en dessinant des ellipses grossières. Les fragments de marc déposés au fond montent verticalement et redescendent le long des parois de la cafetière.



Sur Terre, la « remontée » de matériaux chauds s'effectue pour l'essentiel au fond des océans. De véritables chaînes de montagne sous-marines, les **dorsales océaniques**, ont été mises en évidence. C'est le long de ces dorsales que le magma en provenance du manteau supérieur remonte vers la surface en s'injectant dans des fractures. Il se refroidit et se solidifie sur le rebord des plaques. Une nouvelle injection de magma coupe la précédente en deux et provoque un nouvel écartement. Depuis des millions d'années, l'expansion océanique fonctionne comme un tapis roulant le long de la dorsale, en repoussant de part et d'autre le plancher formé. Les plaques continentales et océaniques se déplacent en moyenne de 3 centimètres par an, c'est la vitesse à laquelle poussent vos ongles !



Le diamètre de la Terre ne varie pas. S'il y a création de fonds océaniques au niveau des dorsales, il faut nécessairement qu'une surface équivalente disparaisse en d'autres endroits. Afin de compenser l'expansion, la croûte océanique s'enfonce dans le manteau dans des endroits où les courants de convection sont descendants, au niveau des **fosses océaniques**.



Les régions où une plaque s'enfonce dans le manteau sont les **zones de subduction**. La plaque plongeante se déshydrate en profondeur et favorise la formation de **réservoirs magmatiques**. Dans ces chambres magmatiques, le magma peut résider de quelques mois à des millions d'années. S'il remonte en surface, il pourra donner lieu à des éruptions volcaniques.

Contre les idées reçues

Il n'y a pas de feu au sein de la Terre

L'intérieur de notre planète n'est pas formé d'un magma liquide incandescent. Hormis la partie externe du noyau, le globe est **solide**. Cependant, dans certaines zones superficielles, il existe des régions très restreintes où s'opère une fusion des matériaux. Ce sont ces zones qui sont à l'origine des réservoirs magmatiques.

Elles correspondent en surface aux dorsales océaniques, aux grands fossés d'effondrement (rifts ou dorsales), aux arcs insulaires et aux îles volcaniques. Les causes de ces fusions partielles sont variables.

A l'origine

La tectonique des plaques (ou dérive des continents)

Cette hypothèse a été formulée pour la 1^{re} fois, dans ses grandes lignes, par Alfred WEGENER en 1915.

Wegener considérait que si les continents étaient capables de se mouvoir verticalement comme l'admettaient alors de nombreux géologues, ils devaient pouvoir le faire horizontalement, à la manière de radeaux.

Plusieurs constatations étayaient sa thèse :

- la complémentarité des formes de part et d'autre de l'Atlantique, notamment celle des côtes et la poursuite des chaînes de montagnes calédoniennes et hercyniennes ;
- les similitudes de la faune et de la flore de l'âge primaire d'Afrique du Sud et d'Amérique du Sud.

Cette théorie fut rejetée vigoureusement par les géophysiciens de l'époque qui concevaient mal l'idée d'une dérive aussi importante. Pour la majorité des géologues, l'idée, venant d'un géophysicien, était suspecte...

A la fin des années soixante, des faits nouveaux permirent de reprendre en considération cette théorie révolutionnaire. Gardons-nous de juger hâtivement les « savants » du début du XXe siècle... Les idées demandent du temps avant de s'imposer...

Les points chauds

Combien de **points chauds** existe-t-il sur notre planète ? 5 ou 60 ? Les avis divergent. A l'échelle géologique, ce sont des phénomènes temporaires, ils poussent comme les champignons dans les sous-bois ou les prairies.

Les points chauds ne sont pas situés aux frontières des plaques, sauf exception (cas de l'Islande). Ils peuvent « percer » la surface au milieu des océans ou des continents.

Des études géochimiques de basaltes issus de ces points chauds ont montré que l'origine de ces magmas était très profonde. Des **panaches thermiques** prendraient naissance soit à la base des **cellules de convection** présentes dans le manteau, soit à la limite noyau-manteau. Ces panaches, ou **diapirs**, s'élèvent de quelques centimètres par an. Ils remontent en s'accompagnant de **fusions partielles**. En surface, s'édifient des **volcans-boucliers**. Ces percées s'effectuent plus aisément au niveau d'une croûte océanique fine qu'au sein d'une croûte continentale épaisse.



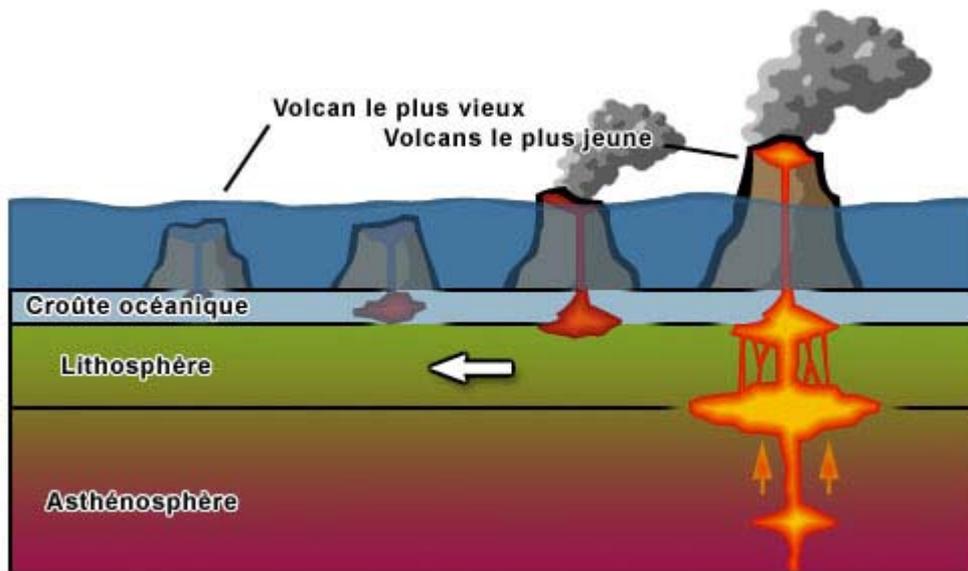
*Un bouclier hawaïen typique : le Skjaldbreiður (Islande)
© F.-D. de Larouzière*

Un chapelet de volcans

En surface, les plaques tectoniques sont en perpétuel mouvement. Les panaches, fixes, voient ainsi défiler de nouvelles croûtes à leur aplomb. On peut assimiler ce phénomène à un chalumeau perçant une plaque métallique qui se déplace au-dessus de lui.

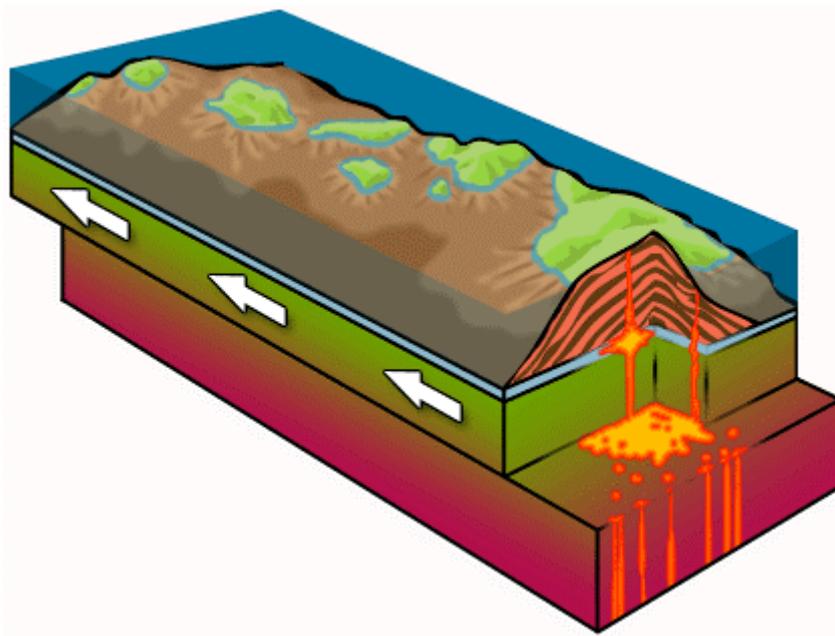
Ainsi un volcan apparaît, la plaque bouge, l'alimentation est stoppée et le volcan meurt. Un autre volcan apparaît un peu plus loin à la verticale du panache. Le phénomène se reproduit ainsi de proche en proche. Tel l'alignement de joueurs de football avant un match, on observe à la surface des plaques des traînées d'îles

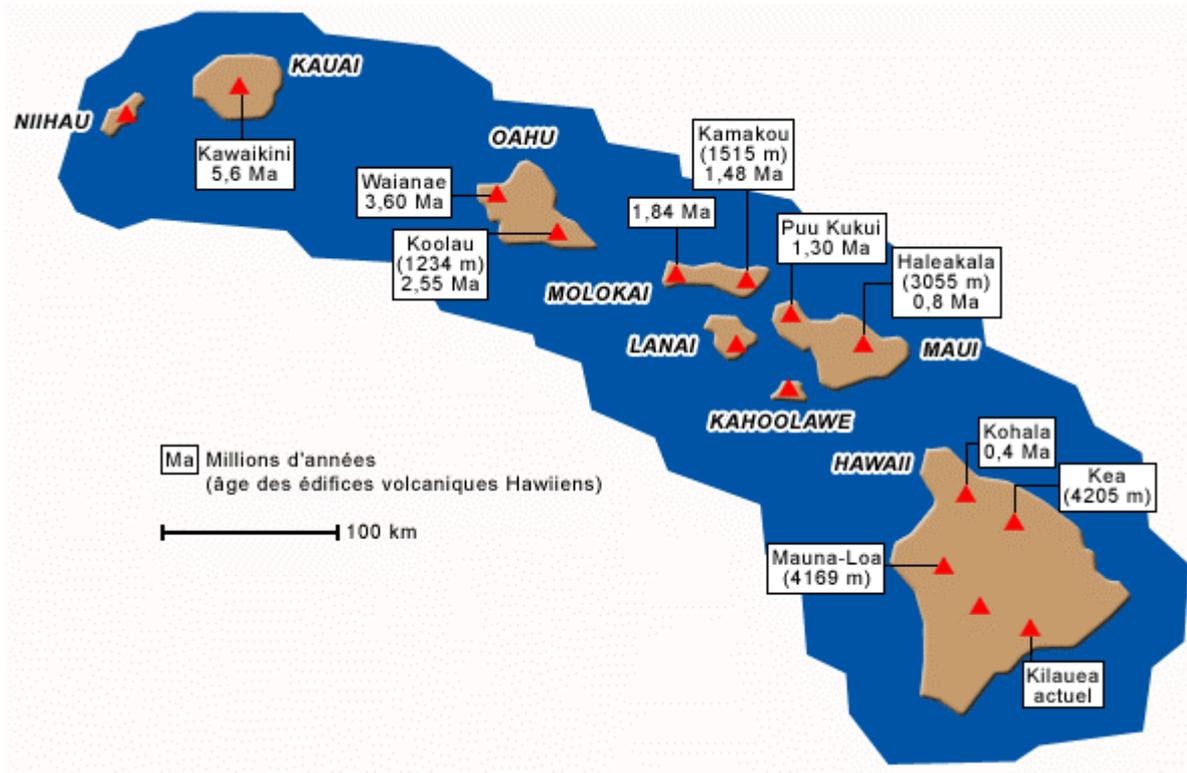
volcaniques. L'alignement de ces volcans permet de mettre en évidence la direction du mouvement des plaques par rapport à un point d'émission fixe.



L'archipel des îles Hawaii montre un tel alignement de plusieurs îles volcaniques de plus en plus jeunes du nord-ouest au sud-est : Niihau, Kauai, Oahu, Molokai... jusqu'à l'île d'Hawaii surnommée « Big Island », avec ses deux volcans actifs imposants, le Mauna Loa et le Kilauea.

Depuis quelques années, un **volcan sous-marin**, Loihi, est en train de naître au sud-est d'Hawaii. Il constituera la prochaine île de l'archipel dans quelques milliers d'années.

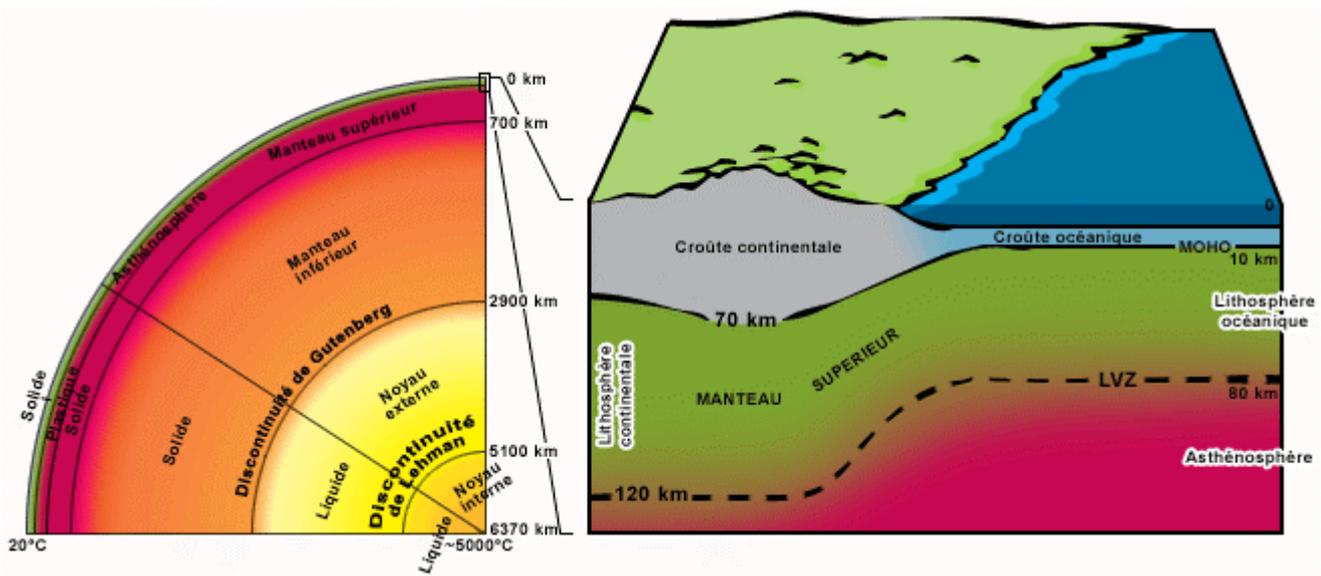




Echographie et énergie interne

Connaître la structure interne du globe et des mouvements qui l'animent est primordial pour bien comprendre les phénomènes volcaniques. Le volcanisme pose encore des énigmes qui ne pourront trouver leurs réponses que dans des études sur la structure profonde de notre Terre.

Les études sismiques et pétrographiques ont mis en évidence une succession d'enveloppes aux caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques bien distinctes.



Le noyau interne ou « graine » occupe le volume central du globe, avec un rayon de 1 200 kilomètres. Cette partie est solide, dense et composée en majeure partie de fer à l'état métallique. Sa température avoisine les 5 000 °C. Le noyau externe, plus fluide, est composé de matériaux riches en fer et en nickel. Il est animé de

mouvements de convection. La discontinuité de Lehman (à 5 100 kilomètres de profondeur) sépare ces deux parties.

L'enveloppe du noyau, ou manteau, d'une épaisseur de 2 780 kilomètres, est classiquement divisée en un manteau inférieur et un manteau supérieur. La discontinuité de Gutenberg (à 2 900 kilomètres de profondeur) marque la limite entre le noyau et le manteau. Ce dernier est constitué de silicates de fer et de magnésium. La partie superficielle du manteau est plastique : c'est l'asthénosphère. Cet état de plasticité explique les lentes déformations qu'elle subit à l'état solide.

La transition entre l'asthénosphère et la lithosphère qui la surmonte est marquée par une zone nommée L.V.Z. (Low Velocity Zone). Appelée ainsi car on y observe un ralentissement des ondes sismiques, elle est caractérisée par l'apparition d'une petite quantité de liquide de fusion entre les grains minéraux solides.

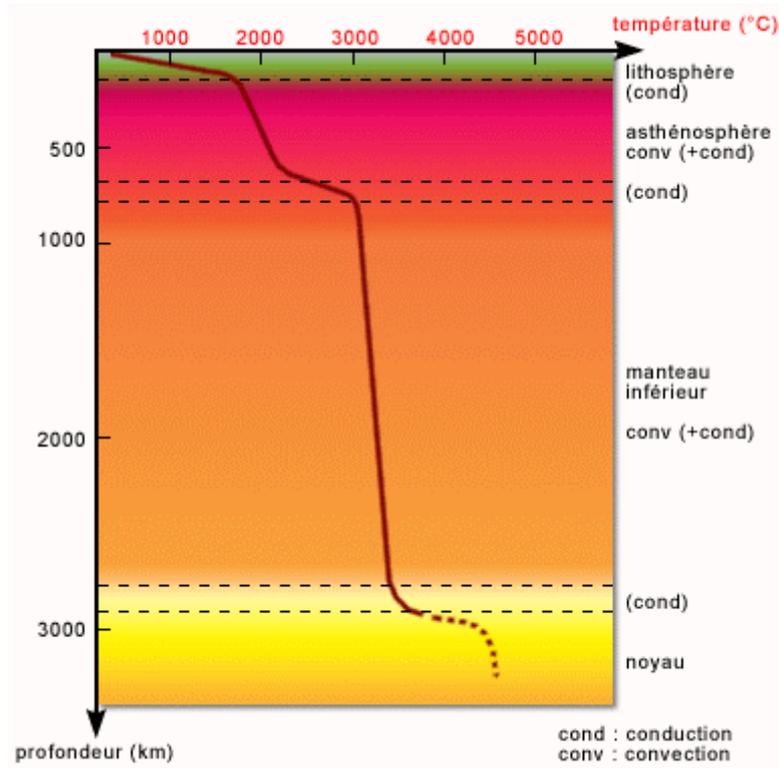
La lithosphère est épaisse de 80 à 120 kilomètres. Elle est composée d'une partie du manteau supérieur surmontée par la croûte terrestre. La lithosphère est à l'état solide, même si sa température atteint par endroits 1 500 °C. Les pressions élevées à ces profondeurs ne permettent pas aux roches d'entrer en fusion.

La croûte terrestre est divisée en deux ensembles : une croûte continentale (de 30 à 70 kilomètres d'épaisseur), de densité moyenne, formée de roches granitiques, métamorphiques ou sédimentaires, et une croûte océanique, de composition basaltique, plus dense et moins épaisse (5 à 10 kilomètres d'épaisseur). La discontinuité de Mohorovicic, ou Moho, marque la limite inférieure de la croûte.

Quelle énergie anime notre planète ?

Les plaques lithosphériques constituent une masse énorme, chaque mètre carré de surface, vu leur épaisseur, correspond à environ 300 000 tonnes ! Quelle est donc l'énergie capable de mouvoir ces plaques ?

Dans la croûte continentale, la température des roches augmente en moyenne de 1 °C tous les 30 mètres. C'est ce qu'on appelle le gradient géothermique. Il varie selon les couches traversées. Les valeurs moyennes sont respectivement pour la croûte continentale de 20 °C/km et pour le manteau de 10 °C/km. Par conséquent, la température n'augmente pas aussi rapidement que l'on pourrait le penser avec la profondeur ! D'où vient cette énergie ?



La désintégration de matériaux radioactifs contenus dans les roches, tels que l'uranium, le thorium, le potassium..., dégage des quantités de chaleur considérables. La chaleur produite par la radioactivité naturelle diffuse dans la croûte continentale par un phénomène de conduction.

De même, la désintégration d'isotopes radioactifs du noyau et du manteau fournit une énergie qui favorise la création de panaches thermiques, à l'origine des mouvements de convection.

La conduction et la convection sont les principaux mécanismes alimentant les flux géothermiques. Contre toute attente, ces désintégrations entraînent lentement un refroidissement de notre planète. La température interne baisse d'une centaine de degrés par milliard d'années ! Notre Terre se meurt. Pour preuve, les laves des komatiites, roches volcaniques formées il y a plus de 2 milliards d'années, atteignaient la surface à des températures de près de 1 500 °C. Actuellement, les températures maximales des laves émises en surface ne dépassent pas 1 200 °C.

Les cellules de convection

Ces cellules de convection affectent le manteau. Elles s'apparentent à des mouvements de matière déformable mettant 200 à 400 millions d'années pour faire le tour d'une boucle ! Ces circulations sont en effet très lentes à l'échelle humaine, de l'ordre de 5 centimètres par an.

Les parties descendantes de ces cellules de convection coïncident avec les zones de subduction. En revanche, la formation des dorsales ne correspond pas automatiquement à des parties ascendantes de cellules de convection. Elles peuvent être alimentées par des sources superficielles, par exemple une remontée de l'asthénosphère.

Actuellement, les géologues se posent de nombreuses questions sur ces cellules de convection. Existe-t-il un ou deux niveaux de convection dans le manteau terrestre ?

Les lithosphères plongeant au niveau des zones de subduction disparaissent-elles véritablement au-delà d'une profondeur bien précise ? A la vue de ces températures colossales, pourquoi les roches ne fondent-elles pas en profondeur ?

La croûte terrestre est divisée en deux ensembles : une croûte continentale (de 30 à 70 kilomètres d'épaisseur), de densité moyenne, formée de roches granitiques, métamorphiques ou sédimentaires, et une croûte océanique, de composition basaltique, plus dense et moins épaisse (5 à 10 kilomètres d'épaisseur). La discontinuité de Mohorovicic, ou Moho, marque la limite inférieure de la croûte.

