

Chapitre 1

Les objets de la géodynamique

Table des matières

1	Les objets de la géodynamique	1
1.1	Introduction	3
1.2	L'objet Terre	10
1.2.1	Le noyau	10
1.2.2	Le manteau	11
1.2.3	La croûte.	13
1.3	La lithosphère	20
1.4	Le modèle tectonique global	23
1.4.1	Le modèle	23
1.4.2	Les cratons	24
1.4.3	La déformation des continents	26
1.5	Principaux contextes	27
1.5.1	Accrétion	27
1.5.2	Subduction	29
1.5.3	Failles transformantes	31
1.5.4	Panaches	32
1.6	Bref historique de la tectonique des plaques	32

1.1 Introduction

On peut définir la géodynamique comme l'étude des processus physico-chimiques qui fabriquent les objets géologiques. Voici quelques exemples de tels objets : une chaîne de montagne, un plateau, une dorsale océanique, une fosse océanique, un volcan. La figure 1.1 illustre deux de ces objets, vus depuis la navette spatiale. La géodynamique s'attache à expliquer ces objets sur la base des concepts de la physique et de la chimie. C'est donc une discipline quantitative.

L'objectif de ce premier chapitre est d'acquérir un vocabulaire commun par des



FIGURE 1.1 – Vues de la navette spatiale (images.nasa.gov). A gauche on voit au premier plan le plateau tibétain, en arrière-plan le continent indien, et à leur contact la chaîne de montagne de l'Himalaya. A droite on voit la dépression triangulaire de l'Afar dans le nord de l'Ethiopie, la Mer Rouge et le Golfe d'Aden. Cette région est un point triple où se rejoignent les plaques tectoniques somalienne, nubienne, et arabe.

rappels sur la structure de la Terre et la tectonique des plaques. Il est donc descriptif et présente uniquement quelques concepts essentiels sans entrer dans leurs détails. Certains d'entre eux seront abordés plus avant dans les chapitres suivants.

Les roches

La Terre est une planète tellurique, c'est-à-dire essentiellement composée de roches et de métal, comme Mercure, Vénus, et Mars. La Terre, comme ces trois planètes, est composée majoritairement de roches silicatées, c'est-à-dire composées de minéraux appartenant au groupe des silicates. Seul leur noyau est métallique, composé d'un alliage fer-nickel solide et/ou liquide.

Les silicates (figure 1.2) sont des minéraux dont la structure est constituée par des tétraèdres formés d'un atome de silicium lié à quatre atomes d'oxygène, que l'on écrit SiO_4 . Ces tétraèdres peuvent s'associer en mettant en commun les atomes d'oxygène qui constituent leurs sommets. On classe les silicates en fonction de la manière dont s'enchaînent les tétraèdres. Les plus communs sont les tectosilicates, où les tétraèdres ont tous leurs sommets communs (quartz, feldspaths, etc.) et les phyllosilicates, où les tétraèdres partagent trois sommets sur quatre et forment des feuillet (micas, serpentine, argiles, etc) (figure 1.2).

Silicium et oxygène dans les silicates sont associés à d'autres éléments, notamment l'aluminium, le magnésium, le fer, le calcium, le potassium et le sodium.

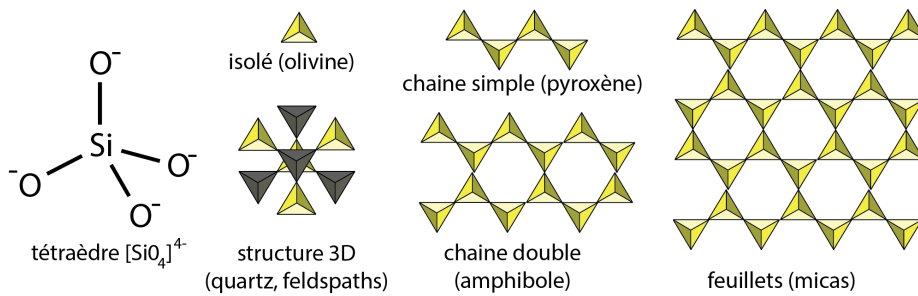


FIGURE 1.2 – Structure des principaux silicates, assemblages de tétraèdres $[SiO_4]^{4-}$ par mise en commun les atomes d'oxygène qui constituent leurs sommets.

Les variétés de composition chimique et de structure des silicates donnent lieu à un très grand nombre de minéraux. Les plus communs sont les suivants :

- **Le quartz** est un silicate constitué de silice SiO_2 . C'est le minéral très commun et un composant important des granites, avec les feldspaths et les micas. La croûte continentale est essentiellement composée de ces trois minéraux, assemblés sous la forme d'une variété de roches (granites, gneiss, etc.).
- **Les feldspaths** sont des aluminosilicates de sodium, de potassium ou de calcium. On les subdivise en feldspath alcalins riches en Na et K (dans l'ordre croissant de leur contenu en K : albite, anorthose, sanidine), et plagioclases qui contiennent du Ca et pas de K (dans l'ordre croissant de leur contenu en Ca et décroissant en Na : albite, oligoclase, andesine, labradorite, bytownite, anorthite). C'est le groupe de minéraux le plus important en volume dans la croûte terrestre.
- **Les micas** sont des aluminosilicates en feuillets, appartenant donc au groupe des phyllosilicates. D'autres éléments sont associés (K , Na , Mg , Fe , etc.), ce qui produit un nombre importants de minéraux dont les plus communs sont la biotite (mica noir, riche en Mg et Fe) et la muscovite (mica blanc, riche en K).
- **L'olivine** est un silicate de magnésium et de fer. Suivant la proportion de ces deux éléments on distingue un pôle purement magnésien représenté par la forstérite Mg_2SiO_4 , et purement ferreux représenté par la fayalite Fe_2SiO_4 . L'olivine Mg_2SiO_4 compose l'essentiel du manteau terrestre. Sa structure cristalline change entre 410 et 660 km de profondeur pour passer de l'olivine α à l'olivine β (wadsleyite), puis à l'olivine γ (spinel), puis à la bridgmanite (anciennement nommée perovskite) (figure 1.7).
- **Les amphiboles** sont des silicates de fer, de calcium ou de magnésium. Les amphiboles contiennent généralement une petite quantité d'eau. On les trouve, en faible quantité, dans certaines roches volcaniques ou intrusives. Elles résultent aussi de la transformation solide (= métamorphisme) d'autres minéraux sous l'effet de la pression et de la température. La glaucophane est un exemple d'amphibole qui se forme par métamorphisme des roches de la croûte océanique dans des conditions de haute pression et basse température comme par exemple le cas dans les zones de subduction. Les amphibolites sont une classe de roches métamorphiques

contenant des amphiboles et des plagioclases issus le plus souvent de roches basaltiques.

- **Les pyroxènes** sont une famille voisine de celle des amphiboles, mais anhydre. On les trouve dans de nombreuses roches magmatiques et métamorphiques. On distingue les clinopyroxènes, qui cristallisent dans le système monoclinique, et orthopyroxènes qui cristallisent dans le système orthorombique.

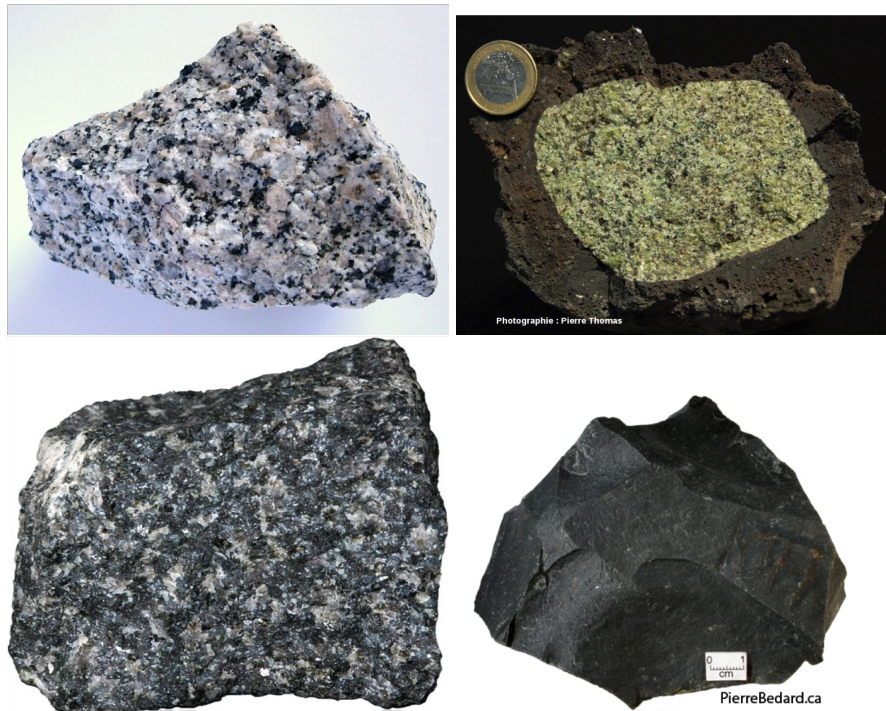


FIGURE 1.3 – Les quatre principales types de roches qui composent la Terre. Haut gauche : granite. Haut droite : péridotite. Bas gauche : gabbro. Bas droite : basalte.

L’association des minéraux très brièvement décrits ci-dessus forme les quatre principales roches qui constituent la Terre (figure 1.3) :

- le granite, composé de quartz, feldspaths potassiques (orthose) et plagioclases, micas (biotite ou muscovite). Il se forme par cristallisation d’un magma au sein de la croûte continentale et constitue l’essentiel son volume.
- le basalte, composé de plagioclases, de pyroxènes, d’olivine, et d’un peu de magnétite (Fe_3O_4). Le basalte se forme par le refroidissement rapide, en surface, d’un magma issu de la fusion partielle des roches du manteau terrestres (péridotites). A cause de ce refroidissement rapide, une grande partie du magma n’a pas le temps de cristalliser mais se “trempe” pour devenir un verre de silicate amorphe, sans structure cristalline.
- le gabbro contient les mêmes minéraux que le basalte, mais se forme par refroidissement lent du même magma qui alimente le volcanisme ba-

saltique. Les minéraux cristallisent aux dépends de la totalité du magma présent.

- les péridotites, composées essentiellement de cristaux d’olivine et de pyroxènes. Elles constituent l’essentiel du manteau terrestre. On distingue notamment la lherzolite, qui est le constituant essentiel du manteau supérieur et la harzburgite, résidu de la fusion partielle de la lherzolite au niveau des dorsales océaniques.

Il est bien sur extrême de simplifier la Terre aux quatre roches décrites ci-dessus. On observe aussi, sur les continents comem dans les océans, une pellicule de roches stratifiées qui résultent de la consolidation de sédiments – ce sont les roches sédimentaires. On distingue, en fonction de l’origine des sédiments, les roches sédimentaires :

- Détritiques, qui se forment par l’accumulation des produits de l’érosion d’autres roches. L’érosion des granites, par exemple, altère chimiquement les feldspaths et les micas, qui se tranforment en argiles. Le quartz, lui, résiste à l’altération chimique. Les eaux pluviales et les rivières transportent argile et quartz vers des bassins où ils sont collectés et vont former ce que l’on appelle communément des vases des sables. L’augmentation de la pression et de la température à mesure de l’enfouissement progressif de ces sédiments va les compacter et souder les minéraux les uns aux autres pour former une roche, plus ou moins dure, un grès et un schiste par exemple.
- Biogéniques, qui se forment par l’activité d’organismes vivants. Nombre d’organismes produisent du carbonate de calcium ($CaCO_3$) pour construire leur coquille ou leur test. C’est le cas des coraux, qui construisent des récifs à la profondeur exacte à laquelle leur algue symbiotique, la zooxanthelle, peut réaliser sa photosynthèse. C’est aussi le cas des foraminifères, organismes unicellulaires marins qui secrètent un test de carbonate de calcium. A leur mort, ce test se dépose sur le fond marin pour former des couches successives qui deviendront des roches carbonatées, ou, plus communément dit, des calcaires.
- Chimiques, qui se forment par précipitation à partir d’une solution aqueuse concentrée, qui peut aboutir à la cristallisation de minéraux. Certains calcaires se forment de cette façon, par exemple les travertins. Le sel et le gypse résultent aussi d’un processus chimique et forment souvent des strates géologiques alternées que l’on appelle évaporites. Le charbon et le pétrole sont des types de roches sédimentaires qui résultent de l’accumulation de matière organique puis de sa transformation chimique lors de son enfouissement.

Une Terre bimodale

Si l’élévation des terres émergée, la topographie, est d’accès facile, il a fallu attendre la seconde moitié du vingtième siècle pour connaître celle des océans, la bathymétrie. La première carte bathymétrie globale fur publiée en 1903 et dénommée “*The General Bathymetric Chart of the OCEANS (GEBCO)*”. Elle résultait de la compilation de 18000 sondages, réalisés en descendant un lest à l’extrémité d’une corde depuis un navire océanographique et en lisant simplement la longueur de corde déroulée pour que le lest atteinde le fond. Ce type de mesure est évidemment long et très fastidieux.

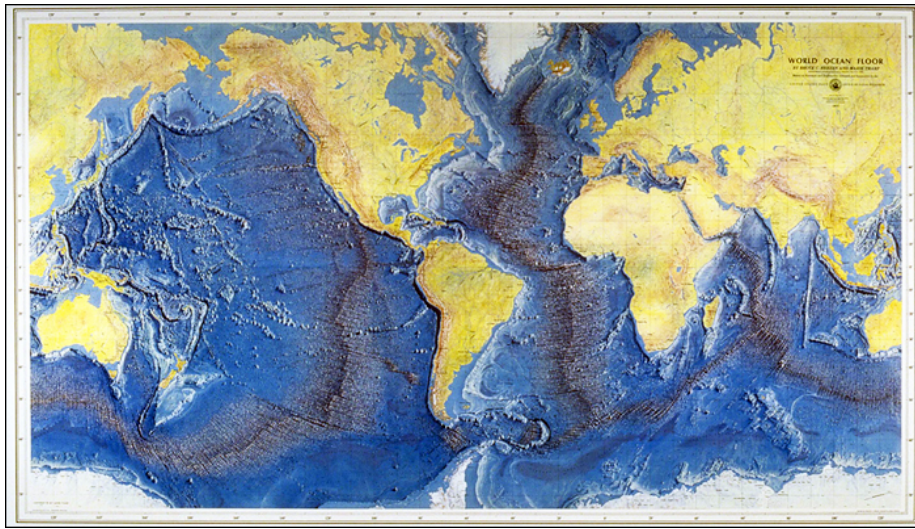


FIGURE 1.4 – Première carte du globe introduisant de façon réaliste les fonds océaniques (Heezen et Tharp, 1977). On y observe dorsales océaniques, zones de fracture, marges continentales, fosses océaniques, monts sous-marins. Cette carte résulte d’une compilation de données – relativement rares à l’époque – de bathymétrie acquises depuis des navires océanographiques. Une interpolation manuelle a permis aux auteurs d’obtenir cette représentation spectaculaire et tout à fait innovante à l’époque des principales structures des fonds océaniques. Tiré de http://earthguide.ucsd.edu/eoc/teachers/t_tectonics/p_midocceanridges.html.

Dans les années 1930, la technologie du sondeur acoustique est apparue, qui consiste à émettre un signal acoustique, ou “ping”, depuis un bateau et d’enregistrer son retour. La mesure du temps de trajet double bateau - fond - bateau permet, si on connaît la célérité des ondes acoustiques dans la colonne d’eau, de déterminer la profondeur du fond marin. Les premiers sondeurs n’étaient capables de mesurer qu’en un seul point au nadir du bateau, il fallait donc réaliser un très grand nombre de profils proches pour quadriller correctement une zone à cartographier. Les sondeurs multifaisceaux leur ont succédé, qui permettent de balier une bande de part et d’autre du nadir. La largeur de cette bande dépend de l’angle d’ouverture du sondeur ainsi que de la profondeur du fond.

La cartographie des fonds marins, motivée surtout par des besoins économiques et militaires, a été un élément clé de l’émergence de la théorie de la tectonique de plaques. En effet, les premières compilations de la bathymétrie des océans montraient des bassins océaniques (plaines abyssales) très larges et sensiblement à la même profondeur, des chaînes de montagnes sous-marines linéaires (les dorsales océaniques), des fosses profondes bordant certains continents (Amérique du Sud) ou archipels (Japon), des monts sous-marins isolés, d’étroites zones de fractures perpendiculaires aux dorsales. Ces structures très marquent chacune un des processus fondamentaux de la tectonique des plaques : ascension océanique, subduction de la lithosphère océanique, failles transformantes.

Sur les continents, la topographie révèle aussi des structures de premier ordre. L’essentiel des terres émergées se trouve à la (faible) élévation de 200 m. Les

chaînes de montagne récentes ou actives comme l'Himalaya ou les Alpes forment bien sûr les plus haut sommets. On observe aussi la présence, dans certains continents, de plateaux, qui sont de larges régions relativement plates mais élevées, comme les plateaux du Colorado ou du Tibet.

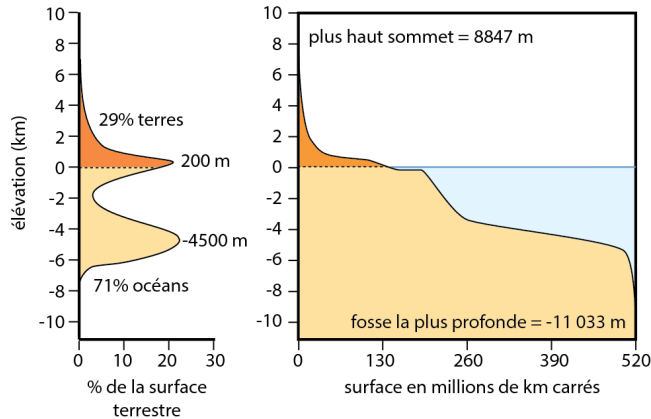


FIGURE 1.5 – Distribution des élévations sur Terre. On observe une Terre bimodale, avec les continents qui forment un mode à environ 200 m d'élévation (pour une moyenne de 840 m) et les océans qui forment un second mode à environ -4500 m (pour une moyenne de 3870 m). Le sommet du mont Everest et la fosse des Mariannes sont, respectivement, les points le plus élevé et le plus profond.

Le temps

Les objets géologiques se mettent en place par des processus géodynamiques qui se déroulent dans le temps. L'unité de temps géodynamique, comem pour la géologie, est le million d'années.

Le temps géologique est matérialisé par l'empilement de roches sédimentaires sous la forme de "couches". Si elles contiennent des fossiles d'êtres vivants, ceux-ci peuvent servir à dater ces couches en tirant parti de l'évolution biologique car les espèces se transforment au cours du temps géologique en réponse aux variabilités environnementales. Le temps géologique peut aussi être mesuré directement par méthodes radiométriques, en tirant parti du fait que certains minéraux contiennent des isotopes d'éléments radioactifs (par exemple uranium, plomb, strontium, thorium, etc). Leur désintégration au cours du temps permet de mesurer l'intervalle écoulé entre la formation des minéraux qui les contiennent et le présent.

Au final, l'ensemble des observations géologiques, paléontologiques et radiométriques disponibles permettent d'établir l'échelle des temps géologiques. La préservation des roches étant d'autant plus compromise qu'elles sont anciennes – pour cause d'érosion notamment, cette échelle est d'autant plus imprécise que l'on remonte dans le temps. Au retiendra que :

- L'âge de la Terre est de 4.54 milliards d'années.
- Les plus anciens minéraux connus sont datées de 4.404 milliards d'années (Jack Hills, Australie).
- On divise les temps géologiques en "ères", puis en "périodes", puis en "époques", puis en "étages".

1.2 L'objet Terre

Les observations sismologiques montrent que la Terre est, au premier ordre, constituée de couches concentriques que l'on nomme en fonction de leurs propriétés physiques (mécaniques) ou en fonction de la nature des matériaux qui les composent (figure 1.6).

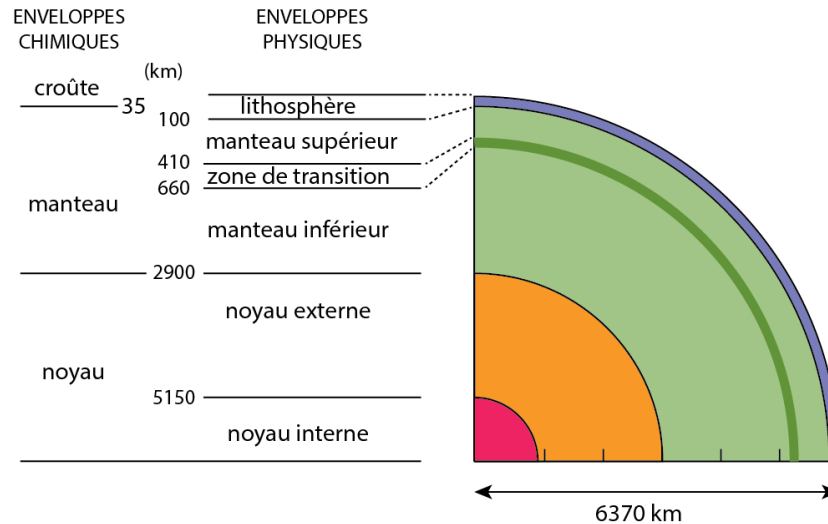


FIGURE 1.6 – Représentation schématisées des enveloppes terrestres et leur nomenclature en fonction de leurs propriétés physiques (mécaniques) ou en fonction de la nature des matériaux qui les composent.

La sismologie permet de déduire des vitesses de propagation des ondes sismiques la profondeur des interfaces séparant ces couches ainsi qu'un profil de densité des roches qui les composent. Le modèle "PREM" (*Preliminary Reference Earth Model*, Dziewonsky et Anderson, 1981, voir figure 1.7) est déduit de mesures des modes normaux de la Terre, de temps d'arrivées des ondes sismiques, de la masse et du moment d'inertie de la Terre. PREM décrit la Terre comme un milieu essentiellement élastique, avec une faible composante anélastique toutefois, nécessaire pour expliquer certaines des observations sismologiques.

L'objectif de ce premier chapitre est d'acquérir un vocabulaire commun par des rappels sur la structure de la Terre et la tectonique des plaques. Il est donc descriptif et présente uniquement quelques concepts essentiels sans entrer dans leurs détails. Certains d'entre eux seront abordés plus avant dans les chapitres suivants.

1.2.1 Le noyau

- Il représente environ 15% du volume de la Terre.
- La discontinuité de Gutenberg marque la transition entre le manteau et le noyau.
- Externe liquide : de densité 10, il est composé de 80 à 85% de Fe, le reste est constitué d'éléments plus légers qui restent à déterminer dont

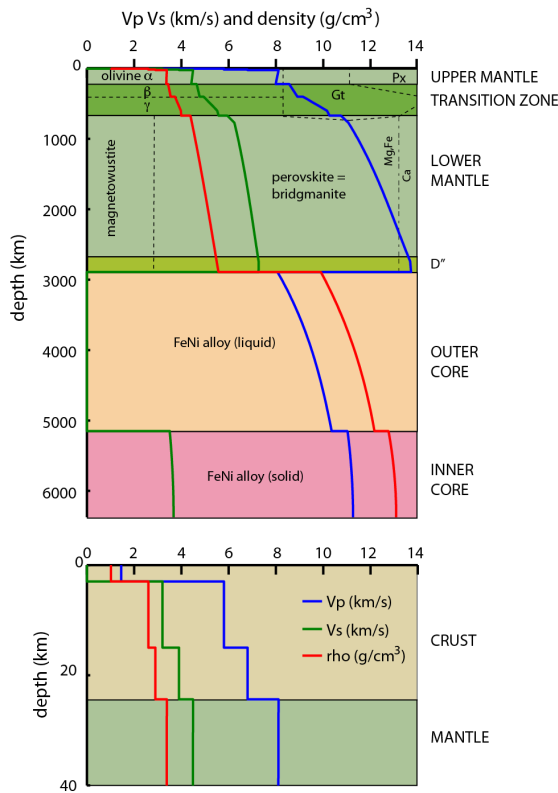


FIGURE 1.7 – Le modèle “PREM”, déduit de mesures sismologiques, donne les vitesses des ondes P et S et la densité des roches en fonction de la profondeur. Vitesses des ondes sismiques et densité augmente généralement avec la profondeur, mais montre des discontinuités marquées de part et d’autre de la zone de transition et aux interfaces manteau–noyau et noyau externe–interne. La vitesses des ondes S est nulle dans le noyau externe liquide. La transition croûte–manteau, aussi appelée discontinuité de Mohorovičić ou simplement Moho, est marquée par le saut de vitesse des ondes P au-dessus de 8 km/s.

S, O, C et Si, en plus de 5% de nickel (qui est plus dense que le fer). La matière en fusion ($>4000^{\circ}\text{C}$) y est en mouvement ce qui génère, par effet dynamo, le champ magnétique terrestre.

- Interne solide (= la graine) : de densité 13, il est composé à 80% de Fe et de 20% de Ni. Il se forme par cristallisation progressive du manteau externe liquide. La pression (~ 350 GPa) le maintient à l’état solide malgré une température de l’ordre de 6000°C .

Le noyau fournit une partie de la chaleur qui anime la convection mantellique (voir ci-dessous). On estime que le flux de chaleur du noyau vers le manteau est de l’ordre de 5-15 TW. Les deux autres contributeurs majeurs sont la production de chaleur radiogénique dans le manteau (20 ± 3 TW) et le refroidissement du manteau (8-28 TW) [Lay et al., NG, 2008]. Le tout conduit à un flux de chaleur moyen en surface de l’ordre de 46 TW.

1.2.2 Le manteau

Le manteau représente environ 84% du volume de la Terre. Il est constitué essentiellement d’un mélange (solide) des minéraux suivants :

- Olivine $[Mg, Fe]_2SiO_4$
- Pyroxène $[Mg, Fe, Ca][Mg, Fe]Si_2O_6$
- Grenat $[Ca, Mg, Fe, Mn]_3[Al, Fe, Cr]_2(SiO_4)_3$

Ces minéraux forment une roche appelée “péridotite”, avec ses nombreuses variantes. On utilise le terme “pyrolite” pour désigner la roche théorique moyenne composant le manteau. La composition minéralogique du manteau est connue à partir des xénolithes (fragments rocheux arrachés au manteau et entraînés vers la surface par des remontées volcaniques rapides) et des chondrites (météorites rocheuses non-différentiées datant de la formation du système solaire).

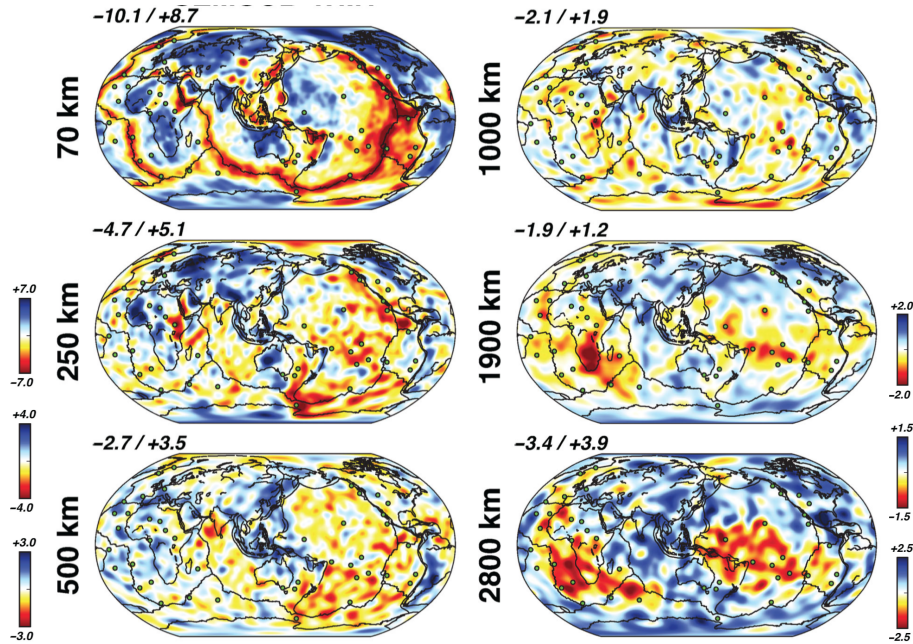


FIGURE 1.8 – Cartes de la vitesse des ondes sismiques S à six profondeurs successives dans le manteau. On observe particulièrement clairement que la signature associée aux dorsales océaniques est superficielle. Figure tirée de French et Romanowicz, 2014.

Les transitions de phase de l’olivine, fonction de la pression, induisent les discontinuités majeures du manteau (figure 1.7) :

- Jusqu’à 410 km olivine α = manteau supérieur.
- 410 km = transition de phase de l’olivine α à β (olivine \rightarrow wadsleyite).
- Entre 410 et 660 km de profondeur = zone de transition β à γ (wadsleyite \rightarrow spinelle).
- 660 km = transition de phase de l’olivine γ \rightarrow bridgmanite.
- En-dessous de 660 km = manteau inférieur.

La tomographie sismique montre des variations latérales importantes de la vitesses des ondes sismiques, qui est fonction de la température et de composition chimique des roches qu’elles traversent. La figure 1.8 montre, en surface (70 km) les continents “froids” et la signature associée aux dorsales océaniques “chaudes”. Aux profondeurs intermédiaires, la signature des dorsales disparaît et on observe un manteau relativement hétérogène. On observe à la base du manteau (2800 km) deux provinces à faible vitesse des ondes S , dites “LLSVP” pour *Large low-shear-velocity provinces*, l’une sous le sud-ouest de l’Afrique, l’autre sous le sud Pacifique.

Les roches du manteau ont un comportement élastique aux échelles de temps très courtes – celles de la période des ondes sismiques, jusqu’à quelques minutes. Leur comportement est visqueux (ou fluide) aux échelles de temps longues – celles par exemple du réajustement postglaciaire, $\sim 10^4$ ans – ou aux échelles de temps géologiques – $\sim 10^9$ ans. À ces échelles de temps, les roches du manteau se déforment par fluage sous l’effet des gradients de densités qui s’y trouvent. Ces gradients de densité sont le résultat de la dissipation de chaleur interne de la Terre – en particulier du flux de chaleur produit par le noyau mais surtout de la chaleur radiogénique – et de la subduction des slabs de lithosphère océanique dans le manteau. Les mouvements du manteau sont donc le résultat de la combinaison d’une convection thermique due au gradient radial de température qui permet l’advection de chaleur vers la surface et de l’enfoncement de masses froides de lithosphère océanique dans le manteau.

1.2.3 La croûte.

Elle ne représente qu’1% du volume de la Terre. Sa base est marquée par une discontinuité importante de la vitesse de propagation des ondes sismiques P de 6.7-7.2 km/s (typique du basalte) à 7.6–8.6 km/s (typique de la péridotite). Cette discontinuité, découverte en 1909 par le sismologue croate Andrija Mohorovičić, est appelée le “Moho” en abrégé (figure 1.9). Le Moho correspond à un saut de composition pétrologique entre la croûte et le manteau sous-jacent, donc un saut de densité, donc un saut de vitesse des ondes sismiques.

La croûte terrestre présente deux “états” très contrastés : océanique et continental. La transition latérale océan–continent est soit une marge “active” quand il s’agit d’une subduction, soit une marge “passive” s’il s’agit d’une bordure de rift fossilisée héritée de la rupture continentale.

Croûte océanique

- La sismologie montre qu’elle est stratifiée et a une épaisseur quasi-constante de 6–7 km. On trouve sur les continents des lambeaux de croûte océanique ancienne sous la forme d’ophiolites, par exemple dans les Alpes occidentales dans le massif du Chenaillet et au mont Viso. Les plus célèbres et les plus étudiées sont les ophiolites d’Oman et de Chypre. Leur étude montre la succession suivante :
 - Couche 1 : sédiments.
 - Couche 2 : basaltes avec complexe filonien et coulées, ~ 1.5 km.
 - Couche 3 : gabbros et péridotites en cumulats, ~ 3 km.
 - Manteau appauvri : harzburgite = olivine 90% + forstérite Mg_2SiO_4 10% + fayalite Fe_2SiO_4 + orthopyroxène, surtout enstatite $MgSiO_3$. C’est le résidu cristallin restant après la fusion partielle qui génère cumulats et basaltes.
- Peu différenciée chimiquement.
- Quasiment pas de production de chaleur radiogénique.
- Flux de chaleur ~ 100 mW/m².
- Densité 3300 kg/m³.
- La plus vieille croûte océanique a 180 Ma.

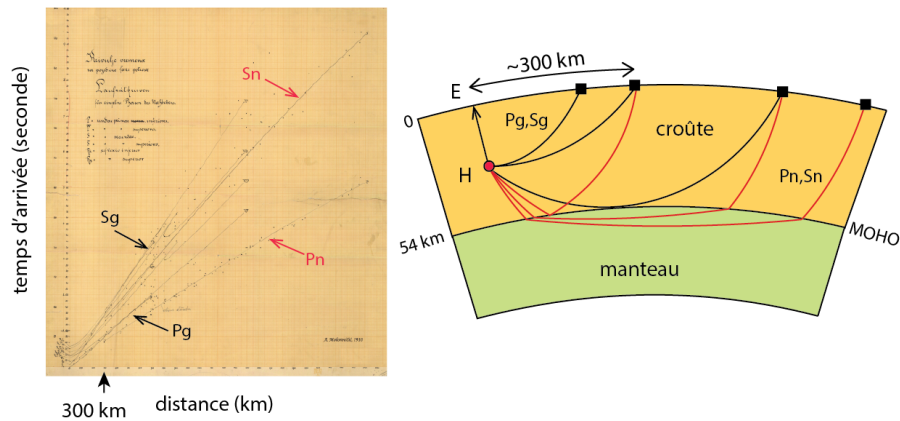


FIGURE 1.9 – L'expérience de Mohorovičić, d'après www.gfz.hr/sobe-en/discontinuity.htm. A droite le point H est l'hypocentre d'un séisme, le point E son épigcentre, les carrés noirs des stations sismologiques et les traits noirs et rouge les trajets des ondes sismiques (P ou S). Ces trajets sont courbes car la vitesse des ondes sismiques augmente avec la profondeur. On voit que pour une certaine fourchette d'angle d'incidence, les ondes sismiques sont réfractées à l'interface croûte/manteau, qui marque une forte discontinuité de vitesse entre granite et péridotite. Les ondes Pn et Sn, qui se propagent dans le manteau, arrivent en surface avant les ondes directes Pg et Sg au-delà d'une distance critique, qui dépend de la profondeur de l'interface croûte/manteau (54 km ici). La figure de droite reproduit les résultats de Mohorovičić, qui représente, pour chaque séisme enregistré, le temps d'arrivée des ondes sismiques P et S en fonction de la distance entre épigcentre et station sismologique. On observe différentes catégories d'arrivées, dont les Pg,Sg (directes) et les Pn,Sn (réfractées).

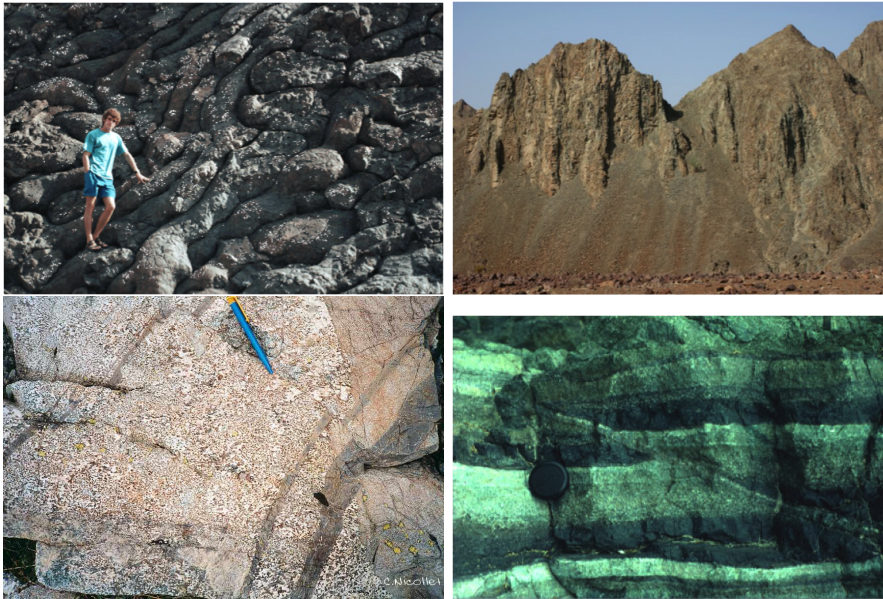


FIGURE 1.10 – On trouve des affleurements de croûte océanique ancienne dans certaines chaînes de montagnes. On peut y observer directement les principaux ensembles qui la constituent (voir aussi la figure 1.11) : les basaltes en coussin (haut), le complexe filonien (milieu), les gabbros (ici intrudés de filons de basalte) et les cumulats de gabbros (bas).

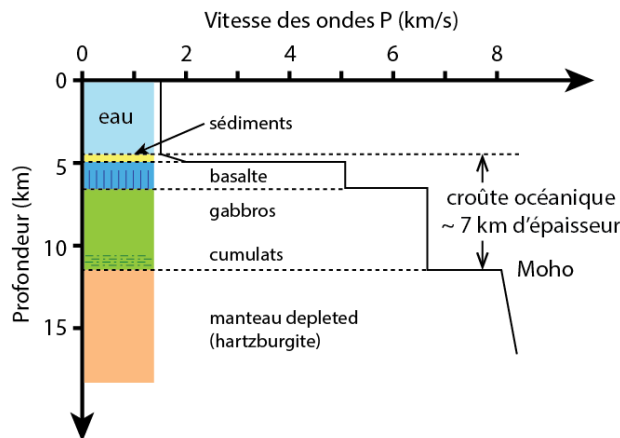


FIGURE 1.11 – Profil simplifié de la croûte océanique. La couche basaltique est composée de laves en coussin à la surface et d'un complexe filonien en profondeur, filons par lesquels les laves intrudent la croûte pour atteindre la surface. Le manteau sous-jacent à la croûte océanique est "appauvri" car il a perdu ses éléments incompatibles qui sont préférentiellement mobilisés lors de sa fusion partielle.

La longueur totale des RMOs $\sim 60\,000$ km et le taux d'accrétion moyen de ~ 4 cm/an \Rightarrow taux de production de surface océanique = 2.4 km²/an. Surface total des océans = 3.2×10^8 km² \Rightarrow la croûte océanique est entièrement renouvelée en 130 Ma, âge moyen 65 Ma \Rightarrow la croûte océanique est jeune.

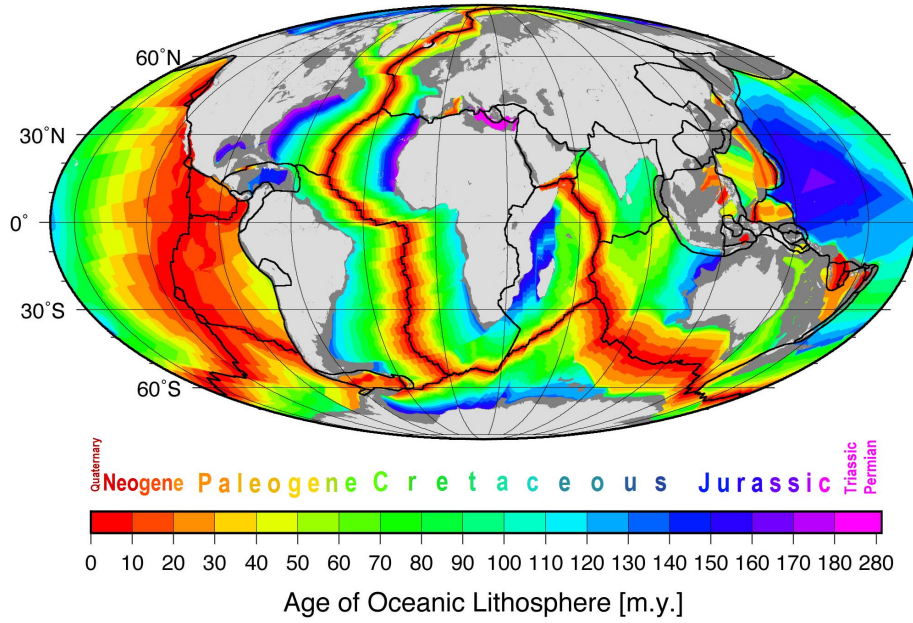


FIGURE 1.12 – Age de la croûte océanique (www.earthbyte.org).

Ces valeurs sont à peu près cohérentes avec la cartographie actuelle de l'âge des fonds océaniques (figure 1.12) qui montre que la croûte la plus âgée date de 180 Ma. Les roches continentales sont au contraire beaucoup plus vieilles, en moyenne $\sim 2 \times 10^9$ ans (2 Ga). Cette dichotomie est essentiellement due à la différence de densité entre croûte océanique et continentale. La première est gravitationnellement instable, la seconde stable et ne peut donc pas subduire dans le manteau sous-jacent.

Croûte continentale

- Elle est beaucoup plus variable pétrologiquement que la croûte océanique. La sismologie montre parfois une stratification, pas toujours évidente (figure 1.13). Elle est composée d'un assemblage de roches granitiques et de roches métamorphiques (figure 1.14), avec une transition schistes verts \rightarrow amphibolite \rightarrow granulite en fonction de la profondeur. La transition croûte inférieure-supérieure correspond à la transition amphibolite \rightarrow granulite.
- Épaisseur "normale" 30–40 km mais varie de 15 km (marges hyperétendues) à 80 km (Tibet), figure 1.15.
- Hautement différenciée chimiquement, sa composition chimique moyenne correspond à une granodiorite.

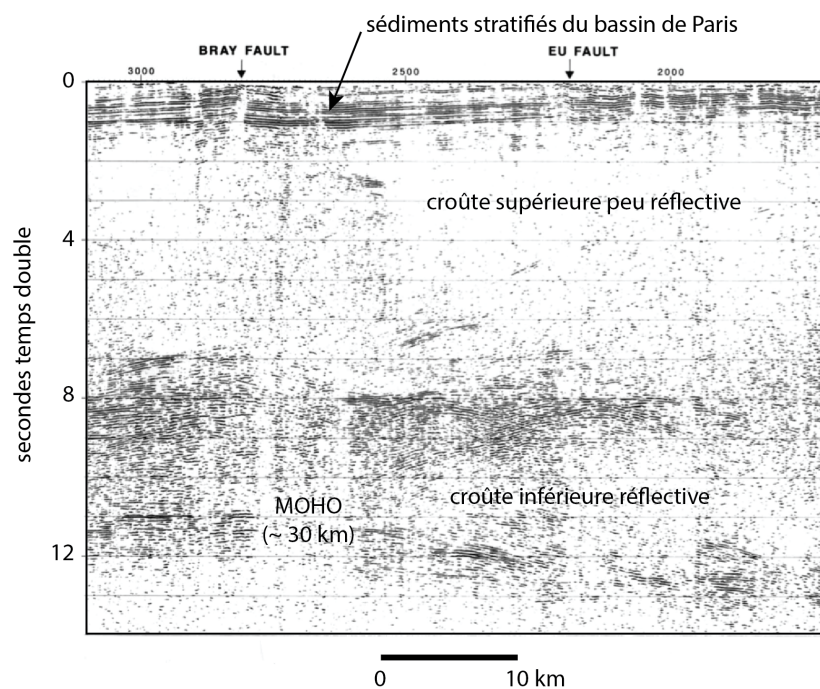


FIGURE 1.13 – Profil de sismique réflexion au travers du bassin de Paris (expérience ECORS, Marthelot et Bano, 1990).

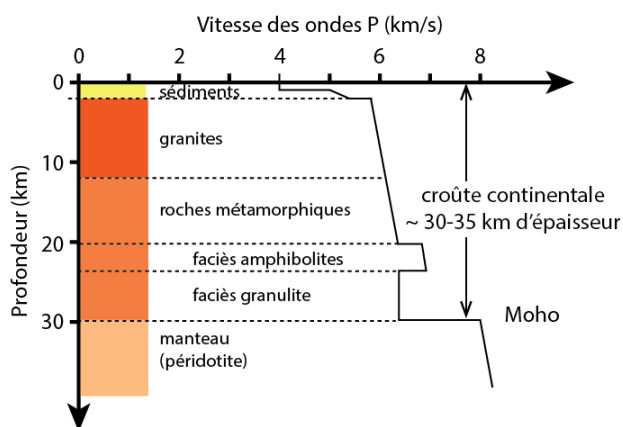


FIGURE 1.14 – Stratification simplifiée de la croûte continentale.

- On l’approxime parfois – si on souhaite la simplifier à l’extrême – par du quartz (SiO_2) en terme de densité, conductivité thermique ou rhéologie.
- Contient une forte proportion d’éléments radiogéniques.
- Flux de chaleur moyen 65 mW/m^2 .
- Densité 2700 kg/m^3 .
- Les plus vieilles roches continentales ont environ 4 Ga (gneiss d’Acasta dans le nord-ouest canadien).
- Le plus vieux minéral connu est un zircon détritique daté à 4.4 Ga (est Australie, région de Jack Hills).
- Rappel : âge de la Terre : 4.56 Ga, la première vie microbienne connue date de 3.48 Ga.

Les marges passives

Les marges passives marquent la zone de transition entre une masse continentale et la croûte océanique (figure 1.16). Elles fossilisent en quelque sorte la cicatrice tectonique et volcanique de la phase de rifting continental qui a aboutit à la rupture lithosphérique et à l’accrétion océanique.

Les marges passives sont situées à l’intérieur des plaques tectoniques et ne montrent pas (ou très peu) d’activité sismique ou volcanique. Elles sont le lieu d’un amincissement important de la croûte continentale (de 35 à parfois 0 km) réalisé lors de la phase de rifting. Cet amincissement se manifeste en particulier par le jeu de failles normales courbes (“listriques”) qui permettent le basculement de bloc crustaux en demi-grabens. Les bassins syn-rift formés ainsi se remplissent des produits sédimentaires détritiques du continent.

Le rifting cesse à peu près au moment où l’océanisation débute. L’amincissement crustal continue de s’accompagner d’une subsidence de la marge, qui se drape de sédiments post-rift en discordance au-dessus des séries syn-rift.

La morphologie des marges continentales est caractérisée par :

- Le plateau continental : profondeur 0–200 m, pente très faible ($\sim 0.1^\circ$), largeur 5 à 1500 km, épaisseur crustale 30–35 km.
- La pente continentale (ou talus) : profondeur 200–4000 m, pente importante ($1\text{--}5^\circ$) et largeur variable (10–100 km), entaillée de canyons sous-marins, lieu de l’amincissement crustal (de 30 à quelques km).
- Le glacis continental : profondeur 2500–5000 m, correspond à une zone d’accumulation sédimentaire en pied de pente continentale.
- La plaine abyssale : profondeur 2500–5000 m, lieu de la transition océan/continent (TOC).

On distingue les marges passives volcaniques de celles non-volcaniques en fonction de leur structure profonde et des mécanismes qui ont conduit à leur mise en place : étirement passif d’un domaine continental, ou étirement accompagné de magmatisme important lui-même moteur de l’extension.

Les marges passives sont des cibles importantes pour l’exploration pétrolière. Elles sont estimées contenir environ 30% des champs pétrolier géants.

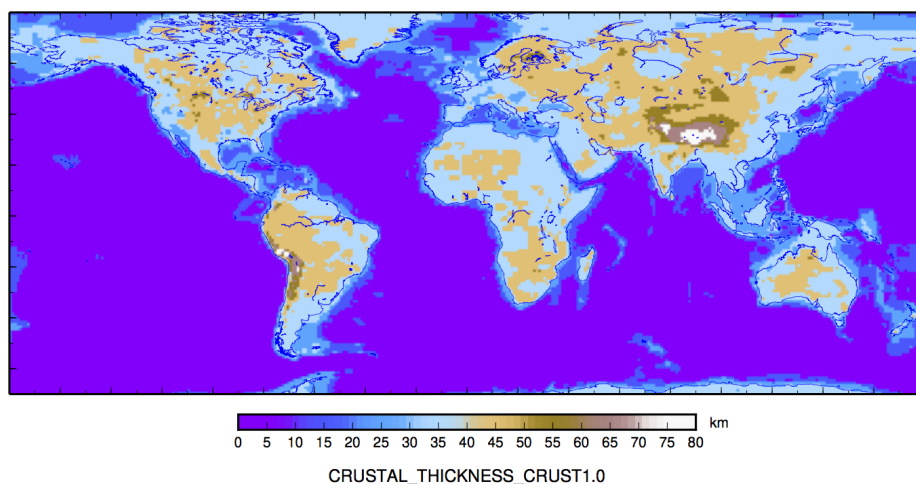


FIGURE 1.15 – Carte de l'épaisseur de la croûte d'après le modèle CRUST1.0 (<https://igppweb.ucsd.edu/gabi/crust1.html>).

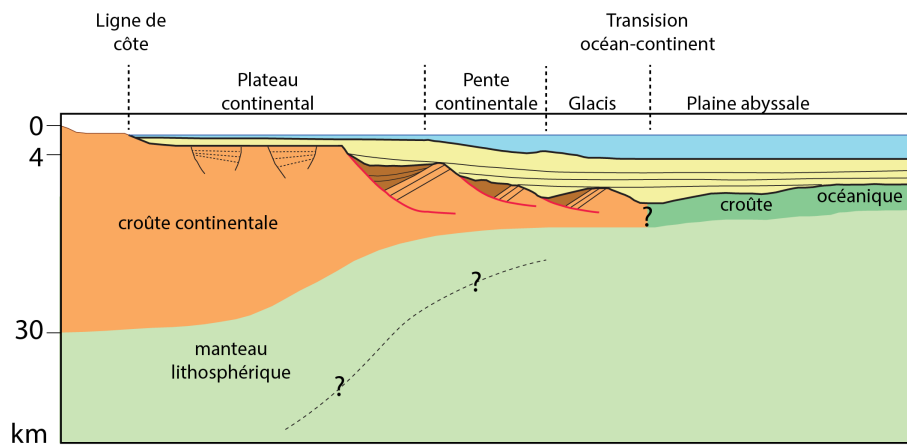


FIGURE 1.16 – Schéma générique, en coupe, d'une marge continentale passive, indiquant ses principales unités morphologiques et, de manière simplifiée, les structures crustales associées. Figure modifiée d'après Thinin, 2013.

1.3 La lithosphère

La lithosphère est l'enveloppe superficielle où les roches se déforment très lentement à l'échelle géologique (jusqu'à 10^9 ans) du fait de leur faible température. Elle a été originellement définie par McKenzie (1967) comme "la couche superficielle qui transmet les contraintes mécaniques à l'échelle de temps géologique" et par Isacks et al. (1968) comme "*a near surface layer of strength*" de la Terre.

Sous la lithosphère, la température est suffisante pour que les roches se déforment beaucoup plus rapidement, par fluage solide. Ce fluage solide apparaît comme un comportement fluide à l'échelle géologique : c'est un écoulement. On le caractérise par la viscosité = la résistance à l'écoulement. Pour un effort mécanique donné, un matériau peu visqueux se déforme rapidement (miel par exemple) alors qu'un matériau très visqueux se déforme lentement (roches du manteau par exemple). Donc, sous l'effet d'une force mécanique, la lithosphère résiste aux efforts appliqués alors que le manteau sous-jacent flue. La lithosphère élastique accumule donc les contraintes mécaniques tandis que le manteau sous-jacent visqueux les dissipe (on dit parfois que les "relaxe").

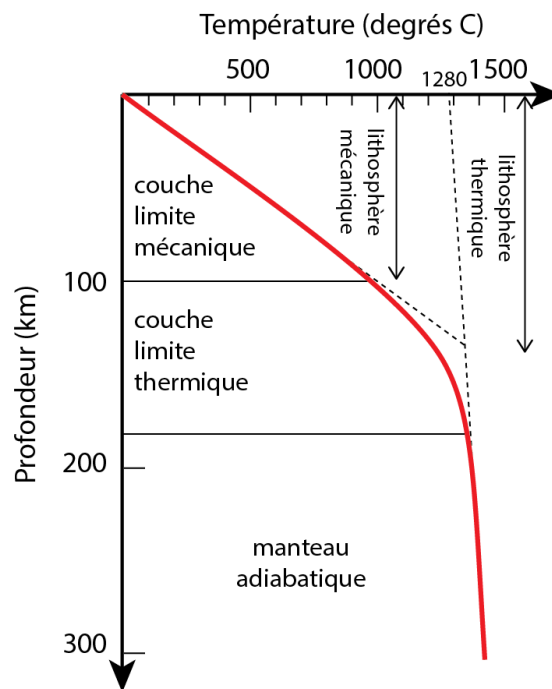


FIGURE 1.17 – Définitions thermique et mécanique de la lithosphère. La courbe rouge représente un géotherme moyen. D'après Stüwe.

On voit donc que la température va être un paramètre important pour définir la lithosphère car elle détermine en grande partie le comportement mécanique des roches. On place la base de la lithosphère à environ 100 km sous les océans, à 150-200 km sous les continents – soit 2 à 4% seulement du rayon terrestre (figure 1.18). La lithosphère est donc une couche très fine. Elle inclut la croûte et une partie du manteau supérieur, le manteau lithosphérique (figure 1.6).

La définition de la lithosphère n'est ni simple ni unique car les paramètres physiques (P, T, densité) qui déterminent ses propriétés mécaniques varient de façon relativement continue avec la profondeur. La base de la lithosphère est très difficile à imager sismiquement car elle ne correspond pas à une transition minéralogique, contrairement au Moho par exemple, et n'est donc pas marquée par un réflecteur bien défini. De deux principaux types de définition sont classiquement proposés (figure 1.17 :

1. Définition thermique :

On peut déterminer la profondeur de la base de la lithosphère "thermique" de deux principales manières :

- On convient que la base de la lithosphère est un isotherme qui marque le passage d'un régime thermique convectif à un régime conductif. On choisit typiquement à 1600 K (1327°C). On calcule la variation de température en fonction de la profondeur (= le géotherme) et on fixe la base de la lithosphère à $T = 1327^\circ\text{C}$. Un des problèmes de cette méthode est qu'il faut utiliser plusieurs paramètres que l'on ne sait pas mesurer directement, en particulier le taux de production de chaleur radiogénique dans la croûte.
- On utilise un modèle de tomographie sismique et on tire parti du fait que ces vitesses dépendent de la composition minéralogique et de la température. La mesure est en fait celle de la déviation des vitesses sismiques δv_s par rapport à une moyenne globale. On calcule un profil de δv_s moyen global et on détermine son intersection avec chacun des profils de δv_s réels déduits de la tomographie. Cette intersection est la profondeur de la base de la lithosphère. La figure 1.18 (bas) montre l'épaisseur de lithosphère déduite de la moyenne de 5 modèles tomographiques globaux. Cette méthode nécessite de connaître la proportion de δv_s due uniquement à la température, ainsi que de connaître la relation température/vitesse des ondes sismiques (linéaire ou non, par exemple).

2. Définition mécanique :

On pose dans ce cas que la lithosphère se caractérise par un comportement moyen élastique. Elle est donc capable de transmettre des forces sur de longues distances, contrairement au manteau sous-jacent. Elle peut donc aussi ployer, ou se flexurer, sous l'effet d'un poids appliqué. C'est par exemple le cas autour de l'archipel hawaïen, qui est entouré d'une sorte de fosse bathymétrique qui matérialise la flexure de la lithosphère sous l'effet du poids des îles volcaniques. On peut montrer (voir chapitre élasticité et flexure) que l'amplitude et la profondeur de cette flexure peuvent être précisément expliquées en faisant l'hypothèse d'une plaque élastique si on connaît l'épaisseur de cette plaque. À l'inverse, si on connaît partout le poids de la topographie et la réponse flexurale de la surface, on peut alors estimer l'épaisseur de la lithosphère. On parle dans ce cas d'une "épaisseur élastique" (figure 1.18 haut).

Dans le détail, certaines portions de la lithosphère sont aussi capables de fluage solide et donc de relaxer (et non plus de transmettre) les contraintes mécaniques qui s'y appliquent. De fait, la lithosphère, en toute rigueur, suit un comportement visco-élastique.

On peut considérer la base de la lithosphère comme l'isotherme de la transition

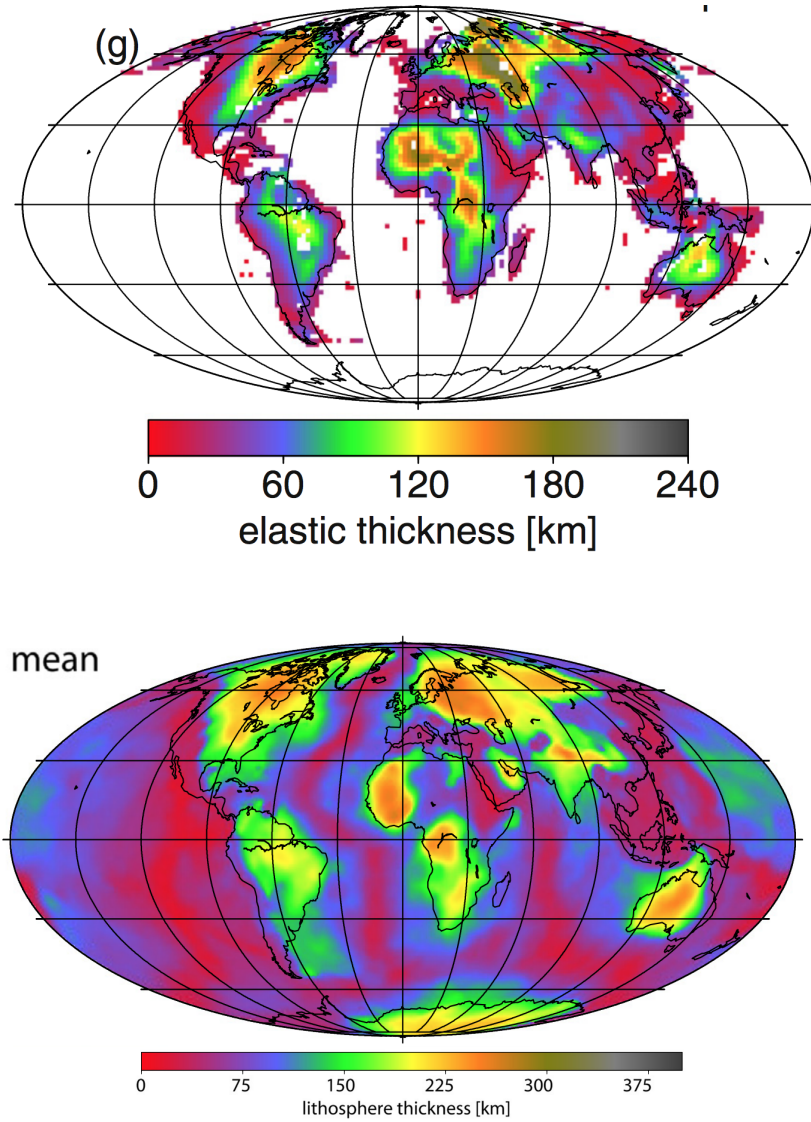


FIGURE 1.18 – Épaisseurs lithosphériques estimées à partir d’une définition mécanique en haut (“épaisseur élastique”), d’une définition thermique en bas, en moyennant 5 modèles tomographiques sismologiques globaux. Figures tirées de Steinberger et Becker, 2016.

convection/conduction, typiquement choisi à 1600 K (1327°C). La partie noire correspond à la chaleur transmise par le manteau sous-jacent par conduction. La partie grise correspond à la production de chaleur interne par radioactivité, surtout contenue dans la croûte continentale où environ la moitié de la chaleur provient de la radioactivité et l'autre moitié de la chaleur conduite du manteau.

La densité diminue avec la profondeur dans la croûte comme dans le manteau en fonction de la température et du coefficient d'expansion thermique des roches concernées. L'excès de densité dans le manteau lithosphérique (par rapport au manteau sous-jacent où la convection homogénéise densité et température) est à peu près égal au déficit de densité dans la croûte.

Par définition, l'épaisseur de la lithosphère est (quasi-)nulle aux rides d'accrétion océaniques ou l'on peut considérer, à la limite, que le manteau arrive à l'affleurement. Elles représentent donc un niveau d'équilibre du manteau. Leur profondeur est d'ailleurs très uniforme à 3600 m sous le niveau moyen des continents.

Partout ailleurs la lithosphère exerce un poids sur le manteau sous-jacent, qui réagit en se déformant – le tout aboutit à un équilibre hydrostatique en l'absence de toute autre perturbation. Cet équilibre est l'isostasie. De fait les MORs, lieux où cette pression est nulle, sont le “manomètre” du système manteau-lithosphère.

1.4 Le modèle tectonique global

1.4.1 Le modèle

Le modèle tectonique global, schématisé sur les figures 1.19 et 1.20, se décline de la manière suivante :

- L'enveloppe superficielle terrestre, d'une épaisseur moyenne de 100 km, est rigide car significativement plus froide que le manteau sous-jacent. C'est la lithosphère. Elle est découpée en un certain nombre de calottes sphériques appelées “plaques”. Ces plaques se déforment peu, au moins en première approximation.
- Les frontières de ces plaques concentrent la sismicité de la planète. Les mécanismes au foyer des séismes indiquent le sens de mouvement relatif des plaques.
- Le manteau sous les plaques est un solide de comportement visqueux à l'échelle géologique. Il dissipe la chaleur interne de la Terre par convection. Cette chaleur est générée pour 80% par la décomposition radioactive de ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th et ^{40}K , pour 20% par le refroidissement séculaire de la Terre. La viscosité des roches mantelliques est fonction de la température.
- Les continents – moyenne = granite, $\rho_c=2.7 \text{ kg/m}^3$ – sont moins denses que les océans – moyenne = gabbros, $\rho_m=3.3 \text{ kg/m}^3$. Cela explique la distribution bimodale de la topographie/bathymétrie sur Terre.
- La lithosphère océanique est créée aux dorsales océaniques par accrétion de matériau mantellique fondu sous forme de dikes basaltiques dans les

parties superficielles et de gabbros plus en profondeur. Les injections, discrètes dans le temps et l'espace, de ces dikes sont les "quanta" qui permettent la divergence des plaques au travers des dorsales océaniques. La surélévation des dorsales par rapport aux plaines abyssales est associée à une force gravitationnelle, dite "ridge push", qui contribue significativement au bilan des forces de la tectonique globale.

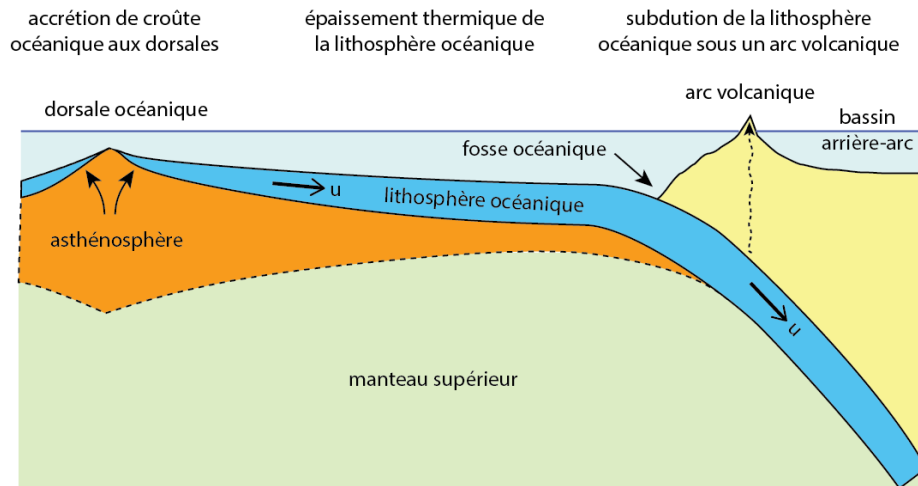


FIGURE 1.19 – Le modèle tectonique global. D'après Turcotte et Schubert, 2001.

- La lithosphère océanique perd de la chaleur par conduction à mesure qu'elle s'éloigne des dorsales où elle se forme. La température de cette couche limite décroît donc avec son âge tandis que sa densité augmente.
- La lithosphère océanique est "consommée" aux fosses océaniques par subduction. Dans ces régions les plaques tectoniques convergent, la plus dense passant sous la moins dense. A mesure qu'elle s'éloigne des dorsales, la lithosphère océanique se refroidit et sa densité augmente, jusqu'à devenir légèrement supérieure à celle du manteau sous-jacent et gravitationnellement métastable. Ceci qui permet son enfoncement dans le manteau, déclenchant alors le "slab pull", une des forces importantes de la tectonique globale.
- La subduction de la lithosphère océanique induit, par métamorphisme, une déshydratation du slab et l'exsolution de fluides qui ont pour effet de diminuer la température de fusion des roches mantelliques au-dessus du slab. Ce processus favorise la fusion partielle et localise volcanisme et magmatisme au niveau "d'arcs volcaniques" continentaux (e.g., Amérique du Sud) ou océaniques (e.g., Mariannes, Aléoutiennes).

1.4.2 Les cratons

Figure assemblage cratons Amérique du Nord

L'aire de la lithosphère continentale a peu varié au cours du phanérozoïque – les continents actuels sont essentiellement constitués de lithosphère protérozoïque, parfois remobilisée dans des orogènes. Le coeur des masses continentales est constitué de granitoïdes archéens et protérozoïques ayant généralement subi

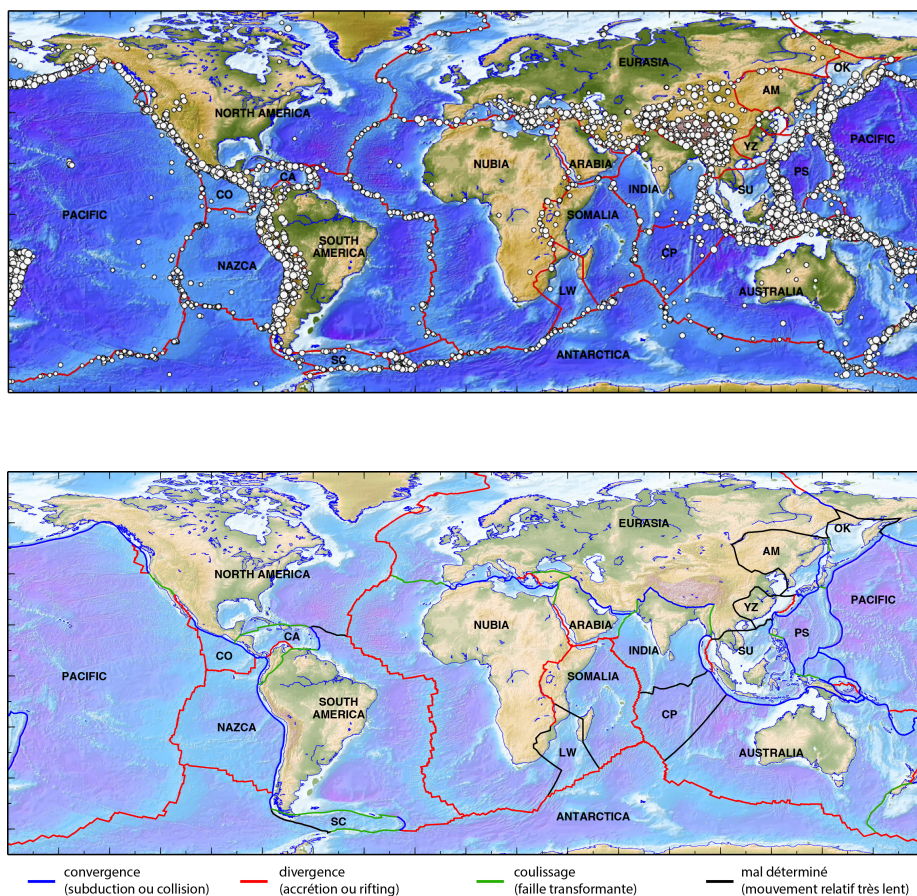


FIGURE 1.20 – Les plaques tectoniques majeures telles que définies dans le modèle cinématique global MORVEL (DeMets et al., 2010). CO = Cocos, CA = Caraïbes, LW = Lwandle, CP = Capricorne, YZ = Yang Tse, SU = Sunda, AM = AMUR, OK = Okhotsk, PS = Philippine Sea. Haut : les frontières de plaques sont indiquées par des traits rouges, les cercles sont les épicentres des séismes de magnitude supérieure à 6 dans la base de données USGS (earthquake.usgs.gov). Bas : les différents types de frontières de plaques sont indiqués par des couleurs différentes.

très peu de déformation depuis le précambrien, les cratons. Leur affleurement en surface peut être masqué par des sédiments ou par des fragments de chaînes collisionnelles. L'épaisseur crustale des cratons est normale (35–40 km).

Jordan 78, tectosphere

La tomographie sismique montre que les cratons sont associés à un manteau anormalement froid, l'isotherme 1200°C se trouvant à environ 200 km de profondeur. L'ensemble croûte–manteau lithosphérique y forme donc une lithosphère beaucoup plus épaisse que la moyenne des continents, pouvant atteindre 350 km d'épaisseur. Les xénolithes indiquent que le manteau cratonique est composé de péridotite (1) très peu hydratée, donc de résistance mécanique élevée, et (2) appauvrie en éléments lourds tels que *Ca* et *Fe* au profit du *Mg* plus léger par expulsion de produits de fusion partielle basaltiques. Les cratons sont donc des “noyaux” lithosphériques vieux, froids et à forte résistance mécanique.

Le flux de chaleur plus faible des cratons par rapport à la moyenne des continents implique un excès de masse par contraction thermique. Dans le même temps, l'appauvrissement (“*depletion*”) du manteau sub-cratonique en éléments lourds implique un déficit de masse. Cette combinaison implique une flottabilité neutre à très légèrement positive, ce qui explique que les cratons ne soient pas associés à des anomalies topographiques. La densité du manteau cratonique plus faible que le manteau environnant et sa résistance mécanique plus élevée expliquent la survie et la stabilité des cratons au cours des âges géologiques.

Voir aussi Mooney and Vidale, *Lithos* 2003 qui remettent en cause la flottabilité neutre et suggèrent que les cratons sont plus froids et/ou moins depleted que l'on ne pensait.

1.4.3 La déformation des continents

Strain rate map Kreemer

L'examen de la sismicité et de la topographie des océans et des continents indiquent que les premiers se déforment très peu. Ce n'est pas le cas pour les seconds : si leur déformation interne reste limitée, certaines grandes régions continentales se déforment de manière diffuse. C'est le cas de l'Asie et de l'ouest américain par exemple. De plus, si l'épaisseur de la croûte océanique, environ 7 km, est quasiment constante dans les océans, l'épaisseur de la croûte continentale, typiquement de l'ordre de 35 km, peut atteindre 70 km dans certains contextes, au Tibet par exemple. La théorie de la tectonique des plaques est venue des océans, dont le comportement mécanique est différent de celui des continents. Les frontières de plaques en domaine océanique sont de fait très localisées alors qu'elles sont généralement plus larges et diffuses en domaine continental. Dans ce dernier cas, on peut même se demander si la déformation observée peut être correctement décrite par une approche purement cinématique de type tectonique des plaques avec des domaines rigides séparés par des discontinuités, ou si elle n'est pas mieux décrite par un milieu visqueux continu.

1.5 Principaux contextes

1.5.1 Accrétion

Les plaques lithospériques sont créées aux dorsales océaniques par un processus appelé “accrétion” :

Les roches mantelliques sont advectées vers la surface du fait de leur température supérieure à celle du manteau moyen. Cette remontée est quasi-adiabatique¹ mais la pression diminue. Dans l’hypothèse d’équilibre hydrostatique, la pression p est donnée par :

$$p = \rho g z \quad (1.1)$$

avec ρ = densité des roches mantelliques, g accélération de la gravité et z = profondeur. Le “solidus”, température à laquelle une roche commence à fondre, dépend de la pression donc de la profondeur. Lorsqu’une roche mantellique ascendante atteint le solidus, elle subit une fusion partielle. Le produit de fusion, moins dense que les roches encaissantes, remonte sous l’effet de sa flottabilité (Archimède) et est collecté dans la croûte océanique dans des “chambres magmatiques” ou il perd de la chaleur au profit de la croûte encaissante.

La diminution de température induit la cristallisation progressive du produit fondu. Sa cristallisation fractionnée génère les minéraux des péridotites et gabbro qui sédimentent à la base de la chambre magmatique sous la forme de cumulats. Le magma non cristallisé collecté dans les chambres magmatiques s’injecte vers la surface dans des fractures qui deviendront des filons ou “dikes” en anglais, d’épaisseur typique d’un mètre. Si le magma arrive en surface, alors il s’épanche sous la forme de coulées de basaltes, parfois avec une configuration “en coussin” (pillow lavas). Le tout est recouvert de manière continue par des sédiments essentiellement biogéniques.

Le processus d’accrétion n’est pas continu. Les chambres magmatiques sont des volumes de dimension limitée où la pression augmente à mesure qu’elles accumulent le produit de fusion du manteau. La croûte est soumise à des contraintes déviatoriques extensives du fait de la différence d’élévation entre les dorsales (hautes) et les plaines abyssales (basses). Le magma résiduel exerce une force verticale due à sa flottabilité. L’accumulation de magma et l’augmentation de pression peuvent être suffisants pour que la croûte sus-jacente se fracture sous l’effet cumulé des contraintes régionales extensives et de la flottabilité du magma. Une fracture remplie de magma s’ouvre en grande partie par “hydro-fracturation magmatique”. Le magma finira par s’y solidifier formant un filon. Ces événements sont très difficiles à détecter dans les océans. Ils ont été observés à trois reprises en contexte océanique émergé : Islande (Krafla 1974 et Bardabunga en 2014), Afar en 2005 avec des filons de 50-60 km de longueur, ~5 km de profondeur et quelques mètres de largeur.

On connaît la composition du manteau non appauvri grâce à des “xénolithes”, fragments solides remontés par des processus volcaniques, entraînés avec le produit de fusion – par exemple lors d’explosions kimberlitiques. La roche mantellique théorique moyenne, appelée pyrolite, subit environ 20% de fusion partielle

1. sans transfert de chaleur avec le milieu extérieur

FIG TS 1.4 + 1.5

FIG Afar ou Bardabunga

FIG TS 1.6

pour générer la croûte océanique et laisser un résidu mantellique appauvri harzburgitique. On a donc $20/100 \times h = 6$ km soit $h=30$ km épaisseur du manteau appauvri – en fait supérieur car le processus est graduel.

Exercice : On donne l'équation du solidus $T = 1500 + 0.12p$ avec $T =$ température en Kelvin, $p =$ pression en MPa. A quelle profondeur une péridotite mantellique à 1327°C (1600 K) commence-t-elle à fondre ? [$h = 1600-1500 / 0.12+3300 \times 10 = 25$ km]

FIG Lowrie

Les roches volcaniques deviennent solides vers 1000°C . Lors de leur refroidissement, les roches volcaniques formées aux dorsales médio-océaniques acquièrent un magnétisme rémanent lorsque les minéraux ferromagnétiques qui les composent (surtout magnétite Fe_3O_4 et hématite Fe_2O_3) passent sous la température dite de Curie (ou de blocage), 675°C pour l'hématite, 587°C pour la magnétite. Ce magnétisme est dit "thermo-rémanent". Ces minéraux se comportent comme des dipôles orientés de manière aléatoire au-dessus de T_c , puis dans la direction du champ magnétique à T_c . Ils enregistrent donc la direction du champ magnétique de l'époque.

FIG Paleomag time scale

Le champ magnétique terrestre s'inverse à intervalles plus ou moins réguliers. Nous sommes depuis 720 000 ans dans la période normale de Bruhnes. La période précédente dite de Matuyama, jusqu'à 2.48 Ma, était inverse. Précédemment, la période de Gauss était normale et la période de Gilbert inverse. Des inversions secondaires ont été identifiées. Le calendrier paléomagnétique terrestre a été très précisément déterminé en mesurant le magnétisme rémanent de roches volcaniques que l'on a pu dater radiométriquement.

FIG TS 1.29a et c

La cartographie magnétique des fonds océaniques (magnétomètre trainé près du fond par bateaux océanographiques) montre des bandes parallèles aux dorsales alternant champ normal et inverse = les anomalies magnétiques. Elles peuvent être identifiées et datées – on peut donc en déduire les taux d'accrétion ("*spreading rates*") océaniques qui donnent de fait la magnitude de la vitesse de divergence entre plaques.

L'anomalie magnétique la plus récente et identifiable le long de toutes les dorsales océaniques est la 2A, dont le centre est daté à 3.16 Ma. Cette anomalie, on le verra plus tard, permet de calculer le modèle cinématique des plaques NUVEL1A, récemment supplanté par MORVEL.

FIG SLOW/FAST MORs

On observe que la morphologie des dorsales est corrélée avec la vitesse d'accrétion. Les dorsales "rapides" (>5 cm/an) ont une ride peu marquée, une dépression centrale étroite (~ 100 m) et peu profonde ($\sim 10-20$ m), un relief lisse, une activité sismique très superficielle (<2 km) et de faible magnitude ($M < 2$). L'exemple type est la dorsale en Est Pacifique. Les dorsales lentes ($2-5$ cm/an) montrent une ride prominente (~ 1000 m), une dépression axiale marquée et large ($10-20$ km), un relief rugueux, des séismes jusqu'à 8 km de profondeur et des magnitudes jusqu'à 5.5. L'exemple type en est la ride médio-Atlantique. Ces différences sont dues à :

- la production de magma, continue et importante sous les dorsales rapides.
- l'alimentation de la chambre magmatique, transitoire dans le cas des dorsales lentes, continue pour les dorsales rapides.
- l'extension accommodée en partie de manière tectonique dans les dorsales lentes, ce qui permet des séismes de magnitude supérieure aux dorsales

lentes, où l'extension est accommodée de manière magmatique.

- le régime thermique plus froid des dorsales lentes qui permet des séismes plus profonds.

Les dorsales ultra-lentes (<2 cm/an) ne sont pas suffisamment alimentées en produits de fusion pour générer une croûte océanique néoformée continue. L'extension y est surtout tectonique et met le manteau à l'affleurement. La dorsale de Gakkel dans l'océan arctique ou la dorsale sud-ouest indienne en sont des exemples.

[Hydrothermalisme : TBD.]

1.5.2 Subduction

La lithosphère océanique s'épaissit à mesure qu'elle s'éloigne des dorsales (nous quantifierons ce processus plus loin). Les basaltes crustaux sont moins denses que les roches mantelliques sous-jacentes, mais les roches sous-crustales sont suffisamment denses pour que la densité moyenne de cette lithosphère la rende gravitationnellement instable par rapport au manteau sous-jacent. Ceci favorise la plongée de la lithosphère océanique dans le manteau : la subduction. Il est marqué dans la bathymétrie océanique par des fosses profondes, points les plus profonds des océans (Mariannes, Porto Rico, etc.).

Le "slab" de LO est imagé par :

- la sismicité au contact interplaques et dans le slab.
- le contraste thermique LO froide/manteau chaud, donc contraste vitesses ondes sismiques.
- une anomalie de gravité.

Lors de la subduction la LO rencontre un manteau de densité croissante avec la profondeur, la résistance au mouvement descendant du slab augmente. Dans le même temps les minéraux qui composent les roches de la LO subissent des changements de phase qui rendent la LO globalement plus dense. Le bilan est une force de volume dirigée vers le bas due à la flottabilité négative du slab par rapport à l'encaissant mantellique.

La lithosphère se comportant de manière élastique au premier ordre, cette force est transmise jusqu'à la surface où elle tend à tirer la plaque supérieure vers la fosse – c'est le "slab pull" une des forces importante du bilan global de la tectonique des plaques.

Si la LO plongeait dans un matériau à très faible viscosité – à la limite de l'eau – l'angle de plongement serait de 90° car cette force est verticale dirigée vers le bas. Ce n'est pas ce qui est observé, l'angle de subduction sur Terre est en moyenne de 45°, avec une certaine variabilité. Deux explications sont proposées :

- Le slab-pull induit un "retrait de la fosse" de subduction qui migre vers l'océan
- Le slab est soutenu par le flux mantellique sus-jacent. En effet, la subduction de la LO induit un flux de matière dans le coin mantellique appelé "corner flow". On peut montrer que ce CF induit une force de pression qui induit un pendage de 45°.

**FIG TS 1.7 + TOMO
ZHAO + BENIOF
HASEGAWA**

FIG TS 1.11

**FIG tomographie
Tonga**

Dans certains cas les zones de subduction sont associées à des “bassins arrière-arc” ou “bassins marginaux”, parfois océaniques. L’accrétion océanique arrière-arc est observée en particulier le long de la bordure ouest Pacifique : Okhotsk, mer du Japon, Okinawa, Mariannes. Ce processus est le résultat de la combinaison de la convection petite échelle dans le coin mantellique et du slab pull. L’importance de ce dernier dépend du mouvement absolu des plaques (par rapport au manteau) : si le continent est stationnaire des bassins marginaux se développent, cas de l’ouest Pacifique. Si le continent se déplace vers la fosse, pas de bassins marginaux, cas de l’Amérique du Sud.

La plongée de la LO dans le manteau implique une flexure (ploiement) de la lithosphère, ce qui génère des forces extensives dans la partie supérieure et induit des séismes en extension. Nous verrons plus loin que la forme de cette flexure telle qu’observée dans la bathymétrie océanique est en bon accord avec la théorie décrivant la flexure d’une plaque élastique sous son poids.

La topographie négative associée à la subduction, la “fosse de subduction” peut devenir un piège à sédiments si elle se trouve proche d’un continent rapidement érodé et de l’embouchure de rivières importantes. Dans ce cas, ces sédiments sont déformés en compression lors de la subduction : ils se plissent et s’empilent en une série d’écaillés pour former un “prisme d’accrétion”. C’est le cas par exemple du prisme de la Barbade le long de la fosse de subduction des Antilles.

FIG thermal structure

Les zones de subduction sont accompagnées d’un volcanisme important. La chaleur dégagée par friction le long du contact interplaques est très peu efficace. L’étude géochimique du volcanisme de subduction indique qu’il provient en grande partie de fusion partielle dans le coin mantellique. On montre que la lithosphère océanique se déhydrate lors de sa descente dans le manteau. Les fluides qui en sont issus percolent au travers du coin mantellique et abaissent le solidus, donc la température de fusion du manteau, ce qui génère de la fusion partielle. Une partie des produits de fusion partielle reste piégée dans la croûte sous forme d’intrusions différenciées de granitoïdes et roches assimilées.

FIG

Les zones de subduction libèrent l’essentiel de l’énergie sismique de la planète le long de la partie frictionnelle de l’interface entre les deux plaques. La profondeur de cette partie frictionnelle correspond à la transition fragile/ductile marquée approximativement par l’isotherme 350°C situé à environ 40 km de profondeur. Ces séismes ont des mécanismes en compression. Les grands séismes de subduction sont :

- Chili 1960
- Alaska 1964
- Sumatra 2004
- Japon (Tohoku) 2011

Les glissements cosismiques associés sont de plusieurs dizaines de mètres pour des longueurs de rupture de plusieurs centaines de kilomètres. Avec une vitesse moyenne de 0.1 m/an et un glissement cosismique moyen de 20 mètres, un système à l’équilibre implique un grand séisme de ce type tous les 200 ans.

FIG SUMATRA

Les mécanismes des séismes interplaque des zones de subduction sont généralement conformes à la direction de convergence entre les deux plaques : le vecteur glissement de la rupture est parallèle au mouvement relatif des plaques. Cependant les déformations de la plaque supérieure peuvent compliquer ce schéma

simple, en particulier dans les régions où la convergence est oblique par rapport à la direction de la fosse de subduction (= du contact entre les deux plaques). On observe souvent dans ce cas un partitionnement du mouvement entre convergence perpendiculaire à la fosse et décrochement dans l'arc volcanique. Ceci isole une lanière lithosphérique. Le cas classique est celui de Sumatra, où la subduction oblique de la lithosphère océanique de la plaque indienne sous l'arc indonésien à 65 mm/an est partitionné entre 43–55 mm/an de convergence perpendiculaire à la direction de la fosse et 38–49 mm/an de décrochement dextre le long de la faille de Sumatra (McCaffrey, 2002).

1.5.3 Failles transformantes

Le mouvement relatif entre deux plaques peut n'être ni divergent ni convergent, mais parallèle à la direction de la frontière de plaques. On parle alors de mouvement décrochant ou transcurrent. Le contact entre les deux plaques est vertical dans ce cas. La longueur active de ce contact est appelé "faille transformante". Ces failles furent définies par Tuzo Wilson en 1965. Les failles transformantes sont perpendiculaires à la direction de rides médio-océaniques – on ne comprend toujours pas bien pourquoi.

FIG WILSON 1965

En fonction des éléments qu'elles relient, on distingue classiquement les failles transformantes de type :

- Ride–ride
- Ride–fosse
- Fosse–fosse

**FIG BATHYMETRY
EPR**

Dans le cas d'une faille transformante entre deux rides océaniques, seule la partie qui les connecte est active : c'est la "faille transformante". De part et d'autre, la partie "fossile" des failles transformantes est appelée "zone de fracture océanique". Les failles transformantes et zones de fracture mettent en contact des croûtes océanique d'âge – donc de densité – très différent. Elles sont de fait très marquées dans la bathymétrie océanique où elles forment des structures linéaires très étroites facilement identifiables et cartographiables.

Ces définitions impliquent que :

- La direction des failles transformantes donne la direction du mouvement relatif actuel des plaques qu'elles séparent.
- La direction des zones de fractures donne la direction des mouvements relatifs anciens des plaques qu'elles séparaient.

Les mouvements relatifs des plaques le long des failles transformantes induisent des séismes qui peuvent être de magnitude significative. On observe que leurs mécanismes au foyer sont parfaitement décrochants avec un plan nodal parallèle à la direction de la faille transformante.

**FIG EARTHQUAKES
ROMANCHE**

Parmi les failles transformantes célèbres on peut citer :

- La faille de San Andrés
- La faille du Levant
- La faille Alpine de Nouvelle Zélande

FIG SAN ANDREAS

1.5.4 Panaches

add rifts, mountains, plateaux

1.6 Bref historique de la tectonique des plaques

- 1620 : Sir Francis Bacon remarque la similitude de la forme des lignes de côtes de l’Afrique et de l’Amérique du Sud et propose que celles-ci étaient un jour jointives.
- 1875 : le navire américain H.M.S. Challenger découvre le point le plus profond des océans (fosse des Mariannes, 11.5 km) et la dorsale est Pacifique.
- 1912 : Wegener propose la théorie de la dérive des continents sur la base d’arguments paléontologiques, géologiques et paléoclimatiques. Il propose l’existence du supercontinent “Pangée” entouré de l’océan “Panthalassa”, supercontinent qui se sépare ensuite en deux masses continentales “Gondwana” et “Laurasia” séparées par l’océan Thétys. Wegener ne peut expliquer la formation de la croûte océanique, les continents dans sa théorie sont des “radeaux” flottant sur les océans. Il ne propose pas de mécanisme physique.
- 1931 : Holmes, puis Griggs (1939) formulent le concept de “convection mantellique” et son rôle dans le mouvement des plaques : un fluide chauffé par dessous convecte et entraîne les plaques à sa surface.
- 1940’s : Holmes, Veining-Meinesz et d’autres formulent l’idée que la croûte océanique disparaît par “subduction” au niveau des fosses océaniques.
- 1960’s : Heezen, puis Menard (1964) utilisent des données bathymétriques de détail dans l’Atlantique acquises entre 1950 et 1965 et démontrent l’existence de “dorsales” et “fosses” océaniques. Plusieurs théories sont proposées pour les expliquer, dont l’expansion de la Terre. Heezen introduit le concept d’un “*great global rift*” au milieu des océans.
- 1961 : Vacquier observe des décalages horizontaux des anomalies magnétiques de plusieurs centaines de kilomètres dans le Pacifique nord-est et propose qu’ils résultent du jeu de grandes failles décrochantes transocéaniques. Il identifie notamment la faille de Mendocino.
- 1962 : Hess propose que les dorsales océaniques soient des lieux de formation de croûte océanique. Il pense alors que le volume est conservé par la “consommation” de la croûte océanique au niveau des fosses par épaissement de la croûte continentale – mais on ne parle pas encore de subduction !
- 1963 : F.J. Vine et J.T. Matthews interprètent les inversions de polarité enregistrées dans les basaltes océaniques en terme “d’accrétion océanique” = *seafloor spreading*. Leur publication ne convainc cependant pas la communauté scientifique de l’époque.
- 1965 Tuzon Wilson décrit “*A new class of faults and their bearing on continental drift*”, les failles transformantes.
- 1965 : Edward Bullard montre que le fit entre les côtes des continents de part et d’autre de l’Atlantique peut être obtenu par une simple rotation rigide des deux continents sur la sphère terrestre.

- 1966 : W.C. Pitman III et J.R. Heitzler enregistrent quatre profils magnétiques au travers de la dorsale est Pacifique et démontrent une symétrie parfaite des anomalies par rapport à son axe. Ces observations s'expliquent parfaitement grâce au mécanisme d'accrétion océanique" proposé par Vine et Matthews.
- 1967 : L.R. Sykes utilise des enregistrements du réseau sismologique mondial, qui se met en place profitant des besoins de détection des tests nucléaires, pour montrer que les mécanismes des séismes sont cohérents avec les prédictions du modèle de Wilson : décrochement pour ceux situés sur les failles transformantes, extension pour ceux situés à l'axe des dorsales. Il observe des mécanismes en faille normale en Afrique de l'Est indiquant une extension de direction est-ouest.
- 1967 : D. McKenzie et R. Parker proposent le premier calcul de cinématique des plaques rigides dans le Pacifique nord.
- 1968 : Jason Morgan dérive les équations générales qui relient rotation de plaques rigides aux observations de direction des failles transformantes et de taux d'accrétion océanique. Il détermine le mouvement relatif de quatre plaques : Antarctique, Afrique, Amérique du Nord et Pacifique. Ce travail prédate en fait celui de McKenzie et Parker, mais eut plus de mal à être publié.
- 1968 : Xavier Le Pichon calcule le premier modèle cinématique global, basé sur 6 plaques rigides en rotation, en utilisant un jeu de données global des anomalies magnétiques et direction des failles transformantes. Il observe que ces données sont très bien expliqués par des plaques rigides et que le modèle prédit de manière cohérente avec les séismes les mouvements relatifs des plaques dans les zones de convergence alpines et himalayenne et de divergence des dorsales océaniques.
- Depuis, plusieurs modèles cinématiques globaux se succèdent à mesure que la quantité et qualité des données océaniques augmentent : RM2 (Minster et al. 1973 ; Minster and Jordan 1978 – 110 spreading rates, 78 transform fault azimuths, and 142 earthquake slip vectors), NUVEL1 (DeMets et al, 1990 – 277 spreading rates, 121 transform fault azimuths, and 724 earthquake slip vectors), MORVEL (DeMets et al., 2010 – 25 tectonic plates).
- En parallèle, les mesures directes des mouvements actuels des plaques par géodésie spatiale permettent de déterminer les mouvements actuels. Parmi ceux-ci :
 - 1990 : première comparaison entre modèles cinématiques globaux géodésiques et géologiques : "*Plate motions are steady*" (Gordon, 1990).
 - 2002, REVEL : premier modèle cinématique global comprenant 19 plaques et certains blocs continentaux calculé à partir de vitesses GPS (Sella et al., 2002).
 - 2010, GEODVEL : modèle cinématique global à 11 plaques basé sur des vitesses géodésiques GPS, VLBI, SLR et DORIS, avec une estimation simultanée de la vitesse du géocentre (Argus et al., 2010).