

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/235937968>

la tectonique des plaques: une révolution dans les sciences de la terre

Article · January 2012

CITATIONS

0

READS

3,861

1 author:



Daniel Demaiffe

Université Libre de Bruxelles

218 PUBLICATIONS 4,465 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Géochimie isotopique du plomb d'artefacts de l'époque romaine en Gaule du Nord [View project](#)



Minéralisations de Belgique [View project](#)

LA TECTONIQUE DES PLAQUES

UNE RÉVOLUTION DANS LES SCIENCES DE LA TERRE

Par Daniel **Demaiffe**, professeur émérite de géologie à l'ULB

INTRODUCTION

Chaque fois qu'une catastrophe géologique dévastatrice ou un événement spectaculaire se produit, comme un tremblement de terre (ou séisme), une éruption volcanique ou un tsunami, les médias font référence à la « tectonique des plaques ». Que recouvre exactement cette expression ?

Avant d'expliquer les grandes lignes de cette théorie, rappelons quelques notions élémentaires sur la Terre.

- On sait depuis Aristote (4^{ème} siècle avant J.-C.) que la Terre est **sphérique**. Dans son traité « Sur le ciel », il observe que l'ombre de la Terre projetée sur la Lune lors d'une éclipse est circulaire ; il en conclut logiquement que l'obstacle, c'est-à-dire la Terre, doit être sphérique.

- Les dimensions de la Terre sont aussi connues depuis l'Antiquité : Ératosthène (230 av J.-C.) parvient à calculer, avec une précision remarquable pour l'époque, la longueur du rayon terrestre qu'il estime à 6250 km. On sait depuis Newton que la Terre n'est pas parfaitement sphérique ; elle a plutôt la forme d'un **ellipsoïde légèrement aplati aux pôles** : le rayon polaire moyen (6356 km) est ainsi légèrement inférieur au rayon équatorial moyen (6378 km).

- L'intérieur de la Terre n'est pas homogène : la géophysique, plus particulièrement la sismologie, nous apprend que la Terre est constituée d'une série d'enveloppes emboîtées – les **géosphères** – séparées par des discontinuités sismiques. Les 3 principales géosphères sont :

* *la croûte* qui a 30-35 km d'épaisseur en moyenne mais qui peut varier de 7 à 10 km sous les océans (croûte océanique) à 70-75 km sous les hautes chaînes de montagne ;

* *le manteau* qui s'étend de 30 à 2900 km de profondeur et qui est la source de tous les magmas basaltiques ;

* *le noyau*, qui s'étend de 2900 km jusqu'au centre de la Terre. Il est subdivisé en un noyau externe liquide, siège du champ magnétique terrestre, et un noyau interne solide (appelé la graine) séparé par la discontinuité de Lehmann.

La limite croûte-manteau est la discontinuité de Mohorovicic (Moho en abrégé) et la limite manteau-noyau, la discontinuité de Wiechert-Gutenberg.

LES PRÉCURSEURS DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Jusqu'au 18^{ème} siècle au moins, le récit biblique de la création (Genèse) et de l'histoire du monde a constitué un carcan empêchant, sous peine d'excommunication, toute étude géologique sérieuse sur le terrain. Donc, pendant très longtemps a prévalu l'idée du caractère immuable de la Terre ; les continents étaient considérés comme fixes. Personne ne pouvait imaginer que les masses continentales aient pu se déplacer.

Pourtant quelques esprits audacieux et éclairés avaient déjà fait des observations intéressantes :

- dans la troisième édition de son *Thesaurus Géographicus*, publié à Anvers en 1596, le géographe **Abraham Ortelius** (1527-1598) note la bonne correspondance (la congruité) des lignes des côtes des Ancien et Nouveau Mondes. Il parle d'un événement catastrophique qui aurait pu faire écartier les continents. En fait, Ortelius réinterprète le *Timée* de Platon (récit mythique de la disparition de l'Atlantide) en termes de dislocation du continent Atlantis.

(Ces travaux d'Ortélius n'ont été redécouverts qu'en 1994 par un historien des sciences américain).

- plus tard, **Francis Bacon** (1561-1626) dans son *Novum Organum* publié en 1620 remarque la symétrie des continents et **Antonio Snider-Pelligrini** (1802-1885) dans un ouvrage curieux - *La création et ses mystères dévoilés* (1858) - observe la correspondance des côtes entre l'Amérique du Sud et l'Afrique (Figure 1). Pour Snider-Pelligrini, la séparation aurait eu lieu pendant une expansion violente de la croûte causée par l'éruption de lave le long de la fissure N-S entre les deux mondes. Cet événement catastrophique aurait été contemporain du déluge biblique.

- le premier travail vraiment scientifique sur le sujet est dû à **Élisée Reclus**, géographe et anarchiste français (1830-1905) qui fut professeur à Bruxelles de 1895 à 1905. Dans son célèbre ouvrage *La Terre* (1872), il écrit : « L'Afrique et l'Amérique du Sud présentent de grandes ressemblances : leur forme triangulaire, le dessin de leurs côtes, la disposition de leurs golfes et promontoires,... » ; il poursuit, et ceci est vraiment nouveau : « Il semble qu'il existait jadis un vaste continent comprenant les deux Amériques, l'Afrique, les Indes et la Nouvelle-Zélande ». Curieusement, il ne mentionne pas l'Australie ni l'Antarctique.

- Elisée Reclus peut être considéré comme le véritable précurseur d'**Alfred Wegener** (géophysicien et météorologiste allemand, 1880-1930) qui publie en 1915 en allemand un livre qui aura un retentissement énorme : *La genèse des continents et des océans : théorie des translations continentales*. La théorie de Wegener est plus connue sous le nom de « **dérive des continents** ». Il a formulé sa théorie à partir d'une série d'observations et d'arguments d'ordre divers :

* **argument géographique-topographique** : correspondance des côtes entre l'Amérique du Sud et l'Afrique. En fait, on note une meilleure correspondance si on regarde la limite de la plateforme continentale à environ 200m de profondeur (c'est la vraie limite géologique du continent),

* **argument géologique** : la nature et l'âge des roches sont comparables de part et d'autre de l'Atlantique sud,

* **argument paléontologique** : Wegener note la large répartition de fougères fossiles (*Glossopteris* et *Gangamopteris*) dans les terrains d'âge permien (299-250 Ma) de tous les continents du Sud (Amérique du Sud, Afrique, Madagascar, Inde, Antarctique et Australie). Il note aussi la présence du même reptile fossile d'eau douce (*Mesosaurus*) en Amérique du Sud et dans le sud de l'Afrique.

* **argument paléoclimatique** : dans les roches du Permien, on trouve des traces de glaciation sous forme de dépôts de moraines et de stries glaciaires sur

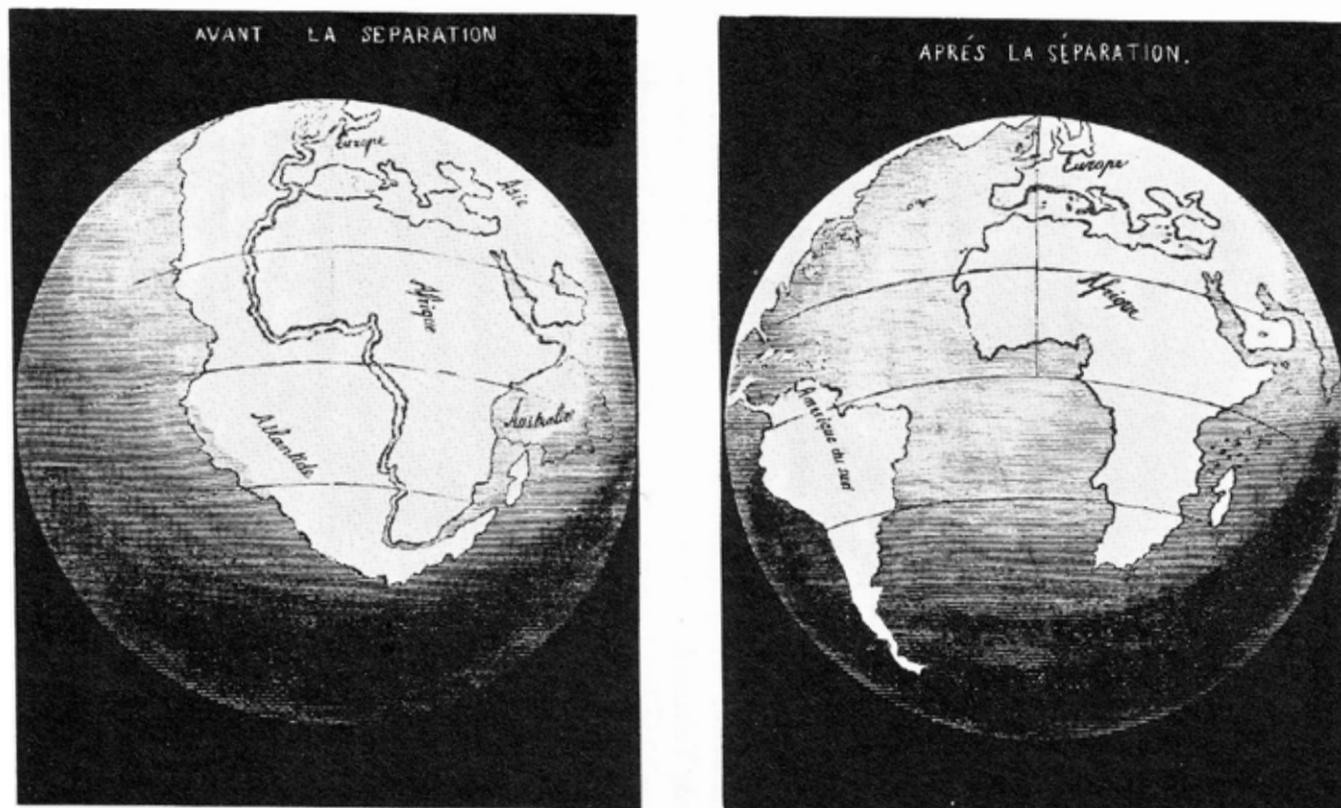


Figure 1 : premier modèle de mobilité des masses continentales publié dans « *La création et ses mystères dévoilés* » d'Antonio Snider-Pelligrini (1858). Reconstitution de la position de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, avant et après la séparation entre ces deux masses continentales.

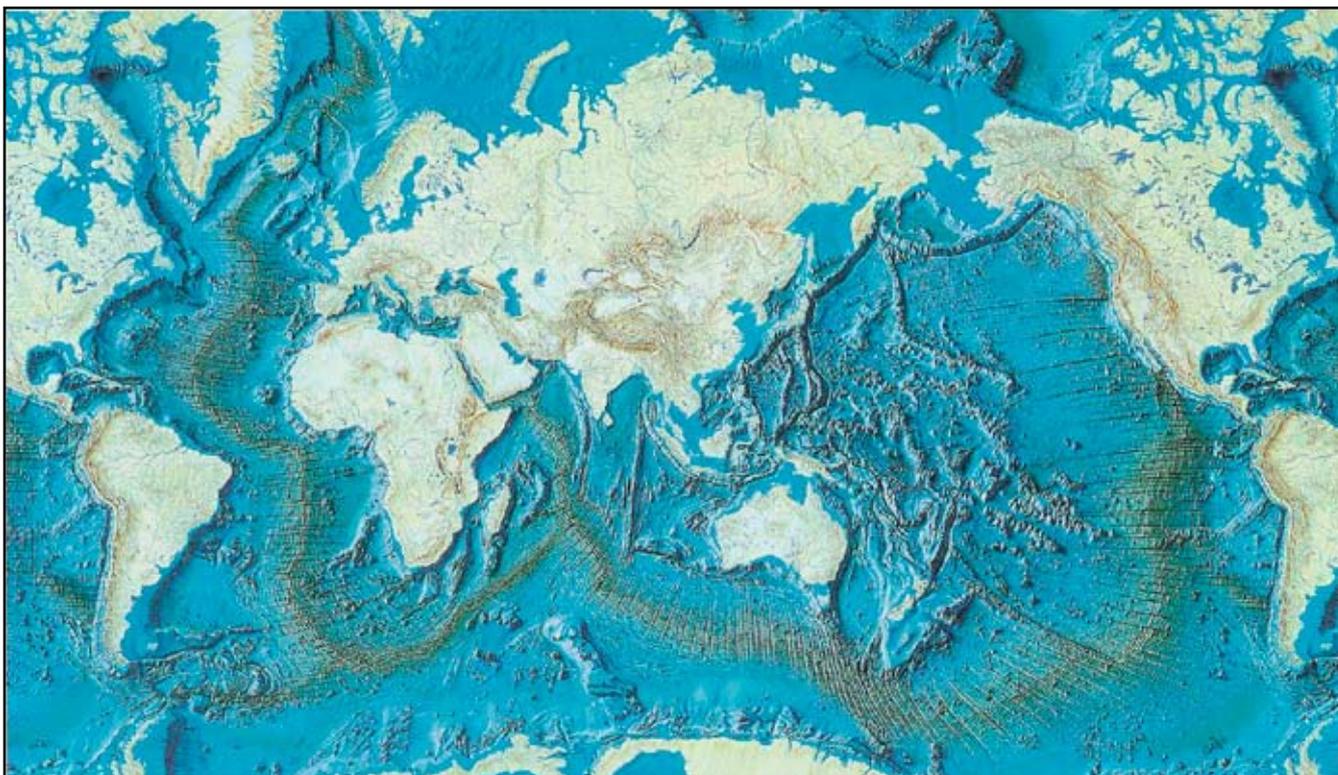


Figure 2 : carte des fonds océaniques (d'après Le Pichon, Heezen et Tharp, 1970).

tous les continents du Sud et de l'Inde. Wegener pense qu'il est peu probable qu'une calotte glaciaire ait pu englober tous ces continents et l'Inde : cela voudrait dire que l'océan était totalement englacé même au niveau de l'équateur.

Tous ces arguments ont conduit Wegener à suggérer la présence d'un supercontinent, la **Pangée**, dont la partie sud baptisée **Gondwana** aurait commencé à se fragmenter en divers blocs continentaux vers 240 Ma pour aboutir à la disposition actuelle des continents du Sud.

La théorie de la dérive des continents fut rejetée par de nombreux géologues et surtout par des géophysiciens car Wegener n'avait pas pu proposer un mécanisme expliquant la dérive. Le célèbre géophysicien anglais Harold Jeffreys (1891-1989), le plus virulent des détracteurs de Wegener, avait calculé que c'était mécaniquement impossible de faire dériver les blocs continentaux. En 1929, il écrit : « Il n'y a pas la moindre raison de croire que des déplacements en bloc des continents à travers la lithosphère soient possibles ... Une dérive séculaire des continents, telle qu'elle a pu être soutenue par Wegener et d'autres est hors de question ». Il faut dire qu'à l'époque de Wegener, on ne connaissait pratiquement rien sur la nature et le mode de formation des fonds océaniques. Il fallut attendre une quarantaine d'années pour relancer l'idée de la mobilité des masses continentales. Quelques géologues ont cependant contribué à promouvoir les idées de Wegener d'une dérive des continents, comme

le suisse Émile Argand (1879-1940), spécialiste de la géologie de l'Eurasie, le sud-africain Alexandre du Toit (1878-1948) et l'anglais Arthur Holmes (1890-1965), un des premiers à utiliser la radioactivité naturelle des roches pour en mesurer l'âge.

L'AVÈNEMENT DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES : LES NOUVEAUX ARGUMENTS

Après la seconde guerre mondiale, le développement de la géophysique marine, de l'océanographie et du paléomagnétisme apportent des arguments nouveaux permettant de relancer l'idée de la mobilité des masses continentales.

Les navires océanographiques sont équipés de sonars multi-faisceaux qui permettent d'établir la cartographie et la topographie des fonds océaniques. Des systèmes de dragage et de carottage permettent d'échantillonner systématiquement les fonds. De plus, grâce à des submersibles, les géologues peuvent choisir les échantillons, même sous plusieurs milliers de mètres d'eau.

Une série d'arguments nouveaux sont avancés :

- sur la carte topographique des fonds marins (Figure 2), apparaît clairement un très vaste système de montagnes sous-marines appelées **dorsales ou rides médio-**

océaniques qui parcourent tous les océans sur plus de 60.000 km. Ces dorsales sont constituées exclusivement de roches volcaniques (basaltes essentiellement) ;

- le **profil topographique d'une dorsale** est comparable à celui du rift est-africain : la dorsale s'élève à 1000-2000 m au-dessus de la plaine abyssale environnante et sa partie axiale est occupée par un fossé étroit limité par des failles suggérant une zone d'écartement ;

- les séismes sont répartis le long de ceintures longues et relativement étroites aussi bien en domaine océanique que continental. Ces **ceintures sismiques** (Figure 3) sont par ailleurs superposables aux **ceintures volcaniques** reprenant les volcans actifs du globe. Donc, l'activité géologique de la planète, matérialisée par les séismes et les volcans, est répartie le long de zones étroites mais de grande extension qui jalonnent aussi bien les océans que les continents ;

- les **fosses abyssales**, qui peuvent atteindre plus de 10.000 m de profondeur (- 11.500 m pour la fosse des Mariannes), sont essentiellement localisées en bordure de l'océan pacifique et sont ainsi superposées aux ceintures sismiques et volcaniques ;

- **l'âge et l'épaisseur des sédiments océaniques** (déterminé par chronostratigraphie) augmentent progressivement lorsque l'on s'éloigne de l'axe d'une dorsale. Ainsi, dans l'Atlantique, les sédiments sont récents et peu épais à l'aplomb de la dorsale ; ils deviennent plus épais et peuvent être d'âge jurassique (150 à 200 Ma) au

large des côtes de l'Afrique de l'Ouest et de l'Amérique du Nord. De plus, la **répartition des âges est symétrique par rapport à la dorsale** ;

- les travaux de paléomagnétisme (étude du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques) ont montré que le champ avait subi une série d'inversions de polarité (le champ actuel est dit « normal » ; il est dit « inverse » après inversion). On observe une **disposition symétrique des séquences d'inversion de polarité du champ par rapport à l'axe des dorsales** ;

- la vitesse de propagation des ondes sismiques augmente en général avec la profondeur car la densité des matériaux augmente. L'étude détaillée de la propagation des ondes dans le manteau a montré cependant que la vitesse diminuait à partir de 100-150 km de profondeur jusqu'à 200-250 km. Cette **zone à faible vitesse** (low velocity zone ou LVZ en anglais) est interprétée comme une zone partiellement fondue. Il suffit d'un taux de fusion très faible (< 1%) pour expliquer la diminution de vitesse. Cette zone partiellement fondue, appelée **asthénosphère**, est donc plus chaude et moins rigide que la partie sus-jacente, appelée **lithosphère**. La lithosphère a en moyenne 100 km d'épaisseur et comprend donc la croûte et la partie supérieure du manteau : c'est la **plaque ou plus précisément la plaque lithosphérique**.

Tous ces arguments ont conduit, à la fin des années 1960, à développer la **théorie de la tectonique des plaques** comme une théorie synthétique intégrant de nombreux phénomènes et processus géologiques com-

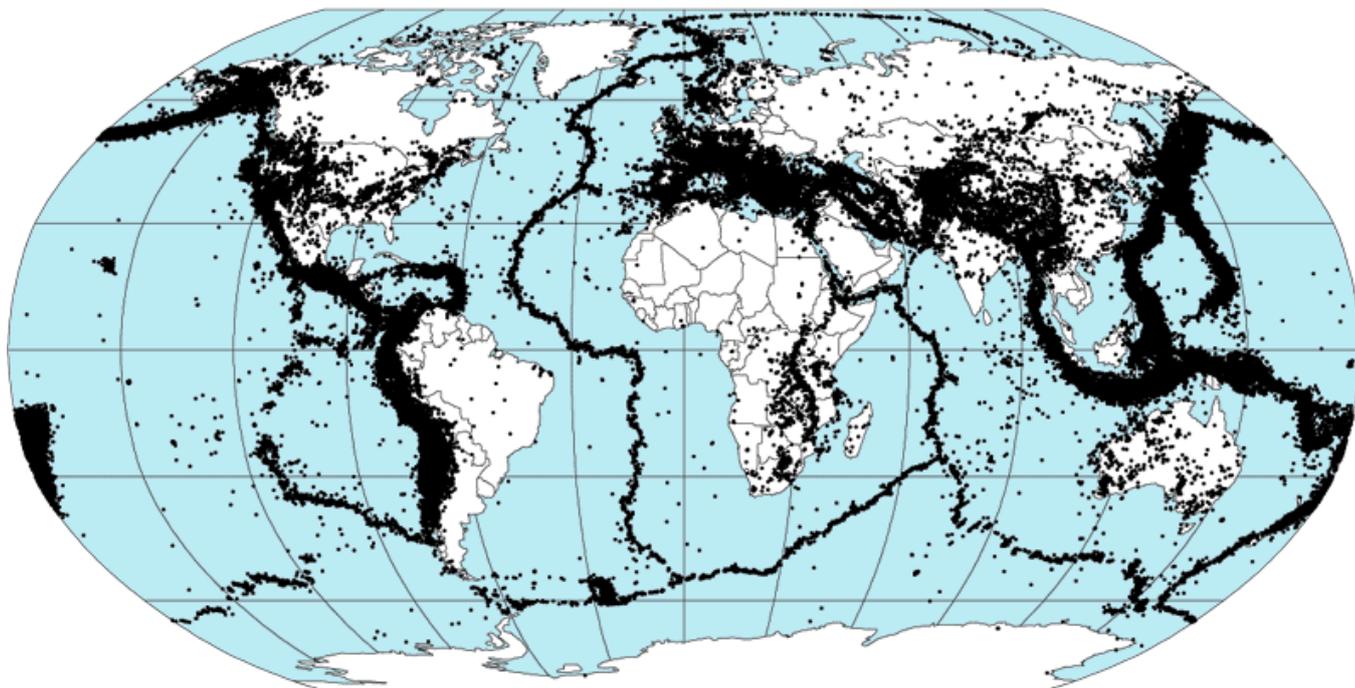


Figure 3 : localisation des épicentres des séismes. La répartition de ces séismes le long de ceintures sismiques longues et étroites indique la limite des plaques actuelles (Boillot et al, 2008, d'après Gordon et Stern, 1992).

me l'activité volcanique sous ses différents aspects, les séismes et leur répartition, la topographie des fonds marins, la formation des chaînes de montagne, ... Cette théorie de la mobilité des masses continentales constitue un **nouveau paradigme en Sciences de la Terre**.

La partie superficielle de la Terre – la lithosphère – est ainsi subdivisée en plaques rigides (de 100 à 150 km d'épaisseur) en mouvement relatif les unes par rapport aux autres. Ces plaques lithosphériques se déplacent sur l'asthénosphère sous-jacente constituée d'un matériau plus pâteux, plus plastique à l'échelle des temps géologiques. Sur la Terre sphérique (en première approximation), les déplacements des plaques sont en fait des déplacements de calottes sphériques sur la sphère. Le grand mathématicien suisse **Leonhard Euler** (1707-1783) avait étudié les mouvements de calotte sur la sphère et montré que ce type de déplacement était en fait des rotations. Chaque plaque est donc en rotation sur la terre autour d'un axe de rotation eulérien (qui n'a rien à voir avec l'axe de rotation de la Terre) dont le point de percée en surface est appelé pôle eulérien de la plaque.

On dénombre classiquement (Figure 4) sept grandes plaques (Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique, Eurasie, Indo-Australie, Pacifique et Antarctique), quelques plaques moins étendues (Nazca, Cocos,

Arabie,...) et de nombreuses microplaques (Caraïbes, Philippines, Anatolie,...). En fait, des travaux récents ont montré l'existence d'une limite de plaque (pas très bien marquée) dans l'Océan indien ce qui permet de séparer la grande plaque Indo-Australie en deux entités : la plaque indienne de taille relativement modeste et la plaque Australie. Une compilation détaillée récente (octobre 2011) dénombre 56 plaques et microplaques. Certaines de ces microplaques n'étaient pas mentionnées (même dans les ouvrages spécialisés) jusqu'au jour où certaines d'entre elles ont été le siège de séismes très puissants accompagnés de tsunamis destructeurs comme la **microplaque birmane** (séisme du 26 décembre 2004 au large de Sumatra) et la **microplaque d'Okhotsk** (séisme du 11 mars 2011 au NE du Japon).

Il est intéressant de noter que certaines plaques, comme la plaque Pacifique, ne comportent pas de blocs continentaux alors que d'autres, comme la plaque Eurasie, comportent à la fois un domaine continental (l'Europe et l'Asie) et un domaine océanique (la partie orientale de l'Atlantique Nord). Les continents ont donc un rôle passif dans la tectonique des plaques ; ils sont transportés comme des radeaux « flottants ».

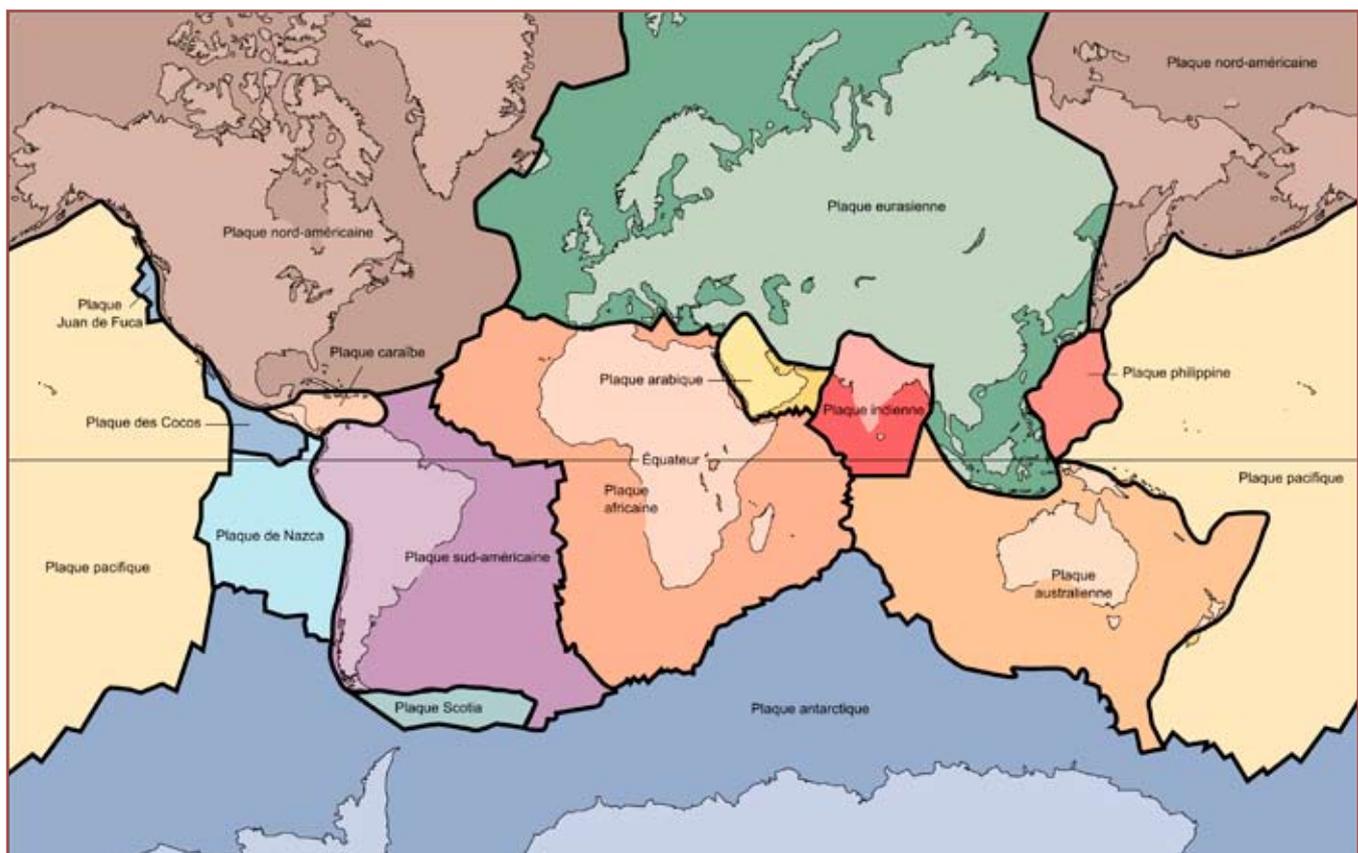


Figure 4 : les principales plaques et leurs limites (d'après un document de l'U.S. Geological Survey, 2001).

LES LIMITES DES PLAQUES

Les plaques lithosphériques étant en mouvement relatif les unes par rapport aux autres, on peut a priori définir deux types de limite de plaques : les limites divergentes le long desquelles les plaques s'écartent l'une de l'autre et les limites convergentes le long desquelles elles se rapprochent. Il existe un troisième type de limite, appelée limite coulissante.

Limite divergente ou constructive

Deux plaques s'écartent l'une de l'autre au niveau d'une **dorsale médio-océanique**. Ces dorsales de nature essentiellement magmatique (volcanique en surface et près de la surface et plutonique à plus grande profondeur) voient l'injection épisodique mais continue (sur plusieurs millions voire dizaines de millions d'années) de magma basaltique (**basalte de type tholéitique ou « mid-ocean ridge basalt »**, abrégé sous l'acronyme « **MORB** ») venant du manteau le long des failles qui occupent la partie axiale de la dorsale. En profondeur, le magma peut résider longtemps dans un grand réservoir appelé « chambre magmatique » qui va cristalliser lentement en engendrant une série de roches plutoniques (gabbros, pyroxénites, ...).

Les dorsales sont en fait à l'aplomb de courants de convection ascendants et chauds qui amènent le matériel fondu (le magma à plus de 1200 °C). Ces courants de convection naissent dans le manteau suite aux hétérogénéités régionales de température.

Si ce courant ascendant arrive en-dessous d'un continent, celui-ci se bombe en dôme, s'étire puis se fracture : c'est le stade de « rifting ». On connaît des **rifts (ou grabens) continentaux** sur la plupart des continents : le plus connu est le **rift est-africain**, subdivisé en deux branches, la branche occidentale qui passe par le Ruwenzori et par les grands lacs d'Afrique centrale (lacs Kivu, Tanganyika et Malawi) et la branche orientale qui passe en Afrique de l'Est par le lac Natron et le mont Kenya et rejoint la dépression de l'Arfar via le rift éthiopien. En Europe, un grand système de rift est aussi présent (même s'il est moins spectaculaire que le rift est-africain) : c'est le rift du Rhin-Rhône qui comprend par ailleurs la dépression de Hesse, la zone des Vosges, la dépression de Bresse et le fossé de la Limagne. L'activité volcanique peut déjà se manifester à ce stade de rifting : c'est le cas des volcans de la chaîne des Virunga en Afrique centrale et du volcanisme de l'Eifel et du Massif central en Europe. Si le phénomène de rifting se poursuit, le continent se brise complètement et les deux bords de la fracture commencent à s'écartier : c'est le stade de dérive (« drifting »). Un fonds océanique commence à se former (processus d'océanisation). Au début donc, l'océan est

assez étroit comme la Mer Rouge actuelle. Il s'élargit progressivement en un vaste domaine océanique.

Une dorsale médio-océanique est donc une zone d'accrétion, de formation de croûte océanique : le mécanisme est appelé **expansion des fonds océaniques**. Une bonne image est donnée par celle du tapis roulant qui se déroule de façon symétrique de part et d'autre de l'axe de la dorsale. Lors du refroidissement, les laves, plus précisément les cristaux de magnétite (minéral ferromagnétique de formule Fe_3O_4) qu'elles contiennent, enregistrent l'intensité, l'orientation et la polarité du champ magnétique ambiant : les enregistrements magnétiques montrent donc une disposition symétrique des bandes de polarité, alternativement normale et inverse, par rapport à l'axe de la dorsale (Figure 5).

La vitesse d'expansion moyenne peut être estimée ou calculée pour chaque portion d'une dorsale : il suffit de prélever un échantillon de basalte à une distance connue de la dorsale et de mesurer l'âge de cet échantillon par une méthode radiochronologique (la méthode la plus souvent utilisée est la méthode $^{40}K-^{40}Ar$). Récemment, les vitesses de déplacement des plaques ont pu être mesurées directement par GPS, avec une précision meilleure que 1mm.

La vitesse moyenne d'expansion varie d'un océan à l'autre et d'un segment de dorsale à l'autre. Elle peut être inférieure à 1cm/an pour les dorsales lentes ou ultralentes comme la dorsale de Lena dans l'océan Arctique au nord de l'Islande : ces dorsales ultralentes sont intéressantes pour le géologue car l'activité magmatique ne semble pas encore y être développée (dorsale avolcanique) mais le manteau supérieur affleure directement sur le fond suite à l'extension. La vitesse d'expansion peut dépasser 20 cm/an pour les dorsales rapides comme celle entre les plaques Cocos et Pacifique. Ces valeurs sont évidemment très faibles à l'échelle humaine : notons cependant qu'une expansion moyenne de 5 cm/an conduit à un écartement de 50 km sur un million d'années (Ma) et à la formation d'un domaine océanique de 5000 km (!) en 100 Ma.

Limite convergente ou destructive

Comme le globe terrestre a des dimensions finies, il est nécessaire que la production de croûte océanique au niveau des dorsales soit compensée par une destruction de croûte ailleurs. Cela se produit dans les zones où deux plaques se rapprochent l'une de l'autre. Une des plaques plonge en-dessous de l'autre et est recyclée dans le manteau formant ce que l'on appelle **une zone de subduction** (Figure 6). Ces zones présentent plusieurs caractéristiques :

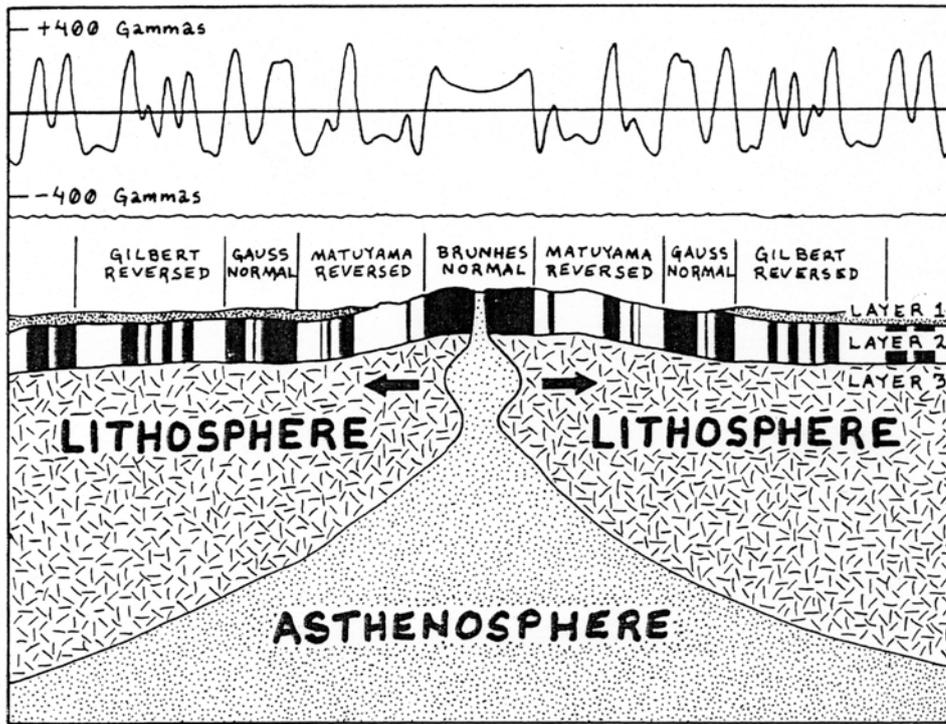


Figure 5 : formation des anomalies magnétiques au niveau d'une dorsale médio-océanique. Les parties noires et blanches représentent des roches dont la polarité magnétique est alternativement normale (noir) et inverse (blanc). Les différentes époques magnétiques sont désignées par les noms de géomagnéticiens célèbres (Brunhes, Matuyama, Gauss, Gilbert). L'échelle d'inversion de polarité (appelée magnétostratigraphie) est symétrique de part et d'autre de la dorsale comme le montre clairement le profil magnétique (l'intensité du champ magnétique est exprimée en Gamma, avec 1 Gamma = 1 nanoTesla).

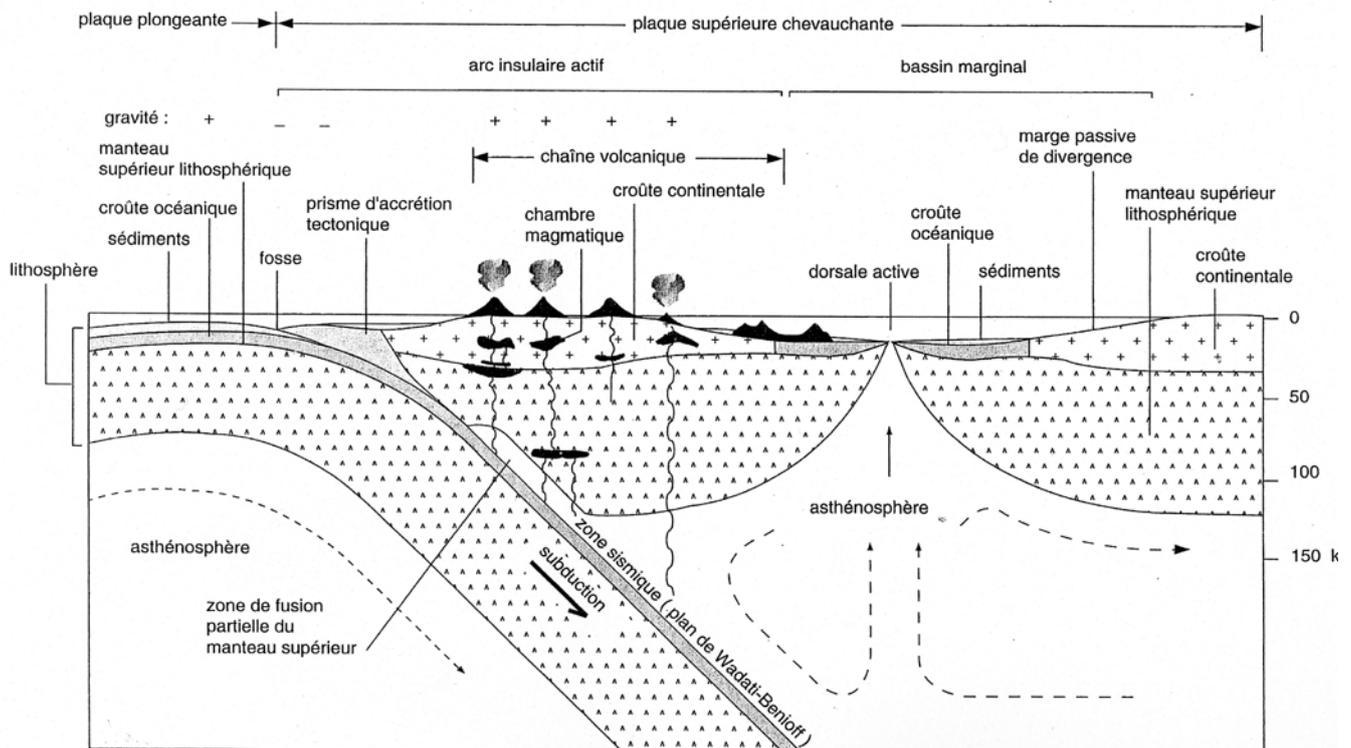


Figure 6 : coupe schématique d'une zone de subduction (d'après Juteau et Maury, 2005).

- une *intense activité sismique* : la plaque plongeante « froide » pénètre dans le manteau solide. Il en résulte des frictions gigantesques qui engendrent des séismes très dévastateurs. Les foyers (ou hypocentres) des séismes se répartissent en profondeur le long d'un plan, appelé **plan de Bénéioff-Wadati**, qui matérialise la partie supérieure de la plaque plongeante ;
- l'amorce de la courbure de la plaque produit une dépression du fonds marin qui est l'origine de la formation de **fosse abyssale** ;
- la plaque plongeante est soumise à de fortes augmentations de pression et, dans une moindre mesure, de température ce qui produit la recristallisation des roches à l'état solide et leur déshydratation (perte d'eau)/décarbonatation (perte de CO₂) : ce **métamorphisme de haute pression** est caractéristique, il génère les fameux **schistes bleus et les éclogites**. Dans certains cas extrêmes, les conditions de pression sont telles (métamorphisme de ultra-haute pression ou UHP) que le diamant peut se former à partir du carbone des carbonates ou de la matière organique qui se trouvaient initialement présents dans la fine pellicule sédimentaire qui recouvrait la croûte océanique ;
- l'eau libérée par les réactions métamorphiques percolent vers le haut ce qui facilite le processus de fusion de la plaque plongeante elle-même ou, plus souvent, du coin de manteau surplombant cette plaque plongeante. Le magma produit est distinct de celui des dorsales médio-océaniques : il est ici de **nature andésitique (ou calco-alcalin)**, c'est-à-dire plus riche en silice, en eau et en éléments solubles dans l'eau (les alcalins et les alcalino-terreux). L'exemple-type de ce magmatisme a été défini dans la cordillère des Andes, d'où le nom donné au magma. Ce magma riche en eau produit généralement des éruptions de type explosif (avec relativement peu de coulées de lave fluide) beaucoup plus dangereuses que les éruptions basaltiques.

Suivant la nature des plaques qui s'affrontent, on peut distinguer 3 types de limite convergente qui correspondent à 3 contextes géodynamiques distincts :

- *affrontement entre deux plaques océaniques*, c'est-à-dire deux plaques qui ne comportent pas de blocs continentaux. Dans cette situation, une des deux plaques passe en-dessous de l'autre ; c'est la plaque la plus ancienne, donc la plus froide et la plus dense qui s'enfonce. Cette situation correspond à un **arc insulaire**, c'est-à-dire un chapelet d'îles volcaniques en avant de la fosse abyssale qu'il jalonne. Cette situation est celle de nombreuses guirlandes d'îles du Pacifique, comme les Aléoutiennes, les Mariannes, ...
- *affrontement entre une plaque océanique et une plaque continentale* : dans ce cas, c'est nécessairement la plaque océanique plus dense (~3.3 g/cm³) qui s'enfonce sous la plaque continentale. Le matériel continental est plus léger (~2.7 g/cm³) et son relief fait obstacle à la subduction. Cette situation correspond à une **marge continentale active**. À la différence des marges passives (dites de type atlantique), les marges actives (type pacifique) sont caractérisées par une intense activité sismique

et volcanique : c'est le cas de la cordillère des Andes résultant du plongement des plaques Cocos, Nazca et Antarctique sous la plaque Amérique du Sud. C'est aussi le cas de l'archipel japonais situé au carrefour de 3 plaques (Eurasie, Pacifique et Philippines), de la péninsule du Kamchatka et de l'arc indonésien (Sumatra, Java, ...). Le plongement d'une plaque océanique sous une plaque continentale conduit donc à la diminution progressive de l'extension d'un domaine océanique.

- *affrontement entre deux plaques continentales*. Si une plaque océanique est entièrement recyclée par subduction sous un continent, il peut arriver qu'un bloc continental, qui était transporté passivement par la plaque océanique, se trouve confronté à l'autre bloc continental : on a alors une **collision intercontinentale** qui engendre la surrection d'une vaste chaîne de montagne. C'est le cas du **plateau du Tibet et de l'Himalaya** qui résulte de la collision du sous-continent indien avec la plaque Eurasie. On sait en effet que vers 140 Ma existait un grand domaine océanique entre l'Inde (qui était située entre 30 et 40° de latitude Sud) et l'Eurasie avec le bloc continental de Lhasa entre les deux. Le bloc Lhasa est entré en collision avec l'Asie vers 100 Ma ; le sous-continent indien proprement dit est entré en collision avec l'ensemble Eurasie-Lhasa vers 40 Ma. L'histoire détaillée de cette collision est en fait beaucoup plus complexe que la courte description qui vient d'être faite. L'évolution tectonique du continent asiatique est cependant assez bien connue. Les portions continentales des plaques constituent des éperons naturels qui jouent le rôle de « poinçons » causant l'écrasement du continent et l'expulsion latérale de la lithosphère s'il existe une extrémité libre à la plaque. Ce modèle de poinçonnement est schématisé à la figure 7 qui montre clairement l'expulsion d'une partie du continent asiatique vers l'Est le long de grandes zones de cisaillement. On sait que la formation du rift du lac Baïkal et le volcanisme associé sont une conséquence de la poursuite du mouvement de poussée de l'Océan Indien et de l'Inde sur l'Asie.

Lors de la subduction et de la fermeture d'un domaine océanique, il peut arriver que, suite aux mouvements de convergence, le plancher océanique se fragmente et que les fragments soient enchâssés sur le continent sous forme d'écailles tectoniques comprenant une association caractéristique de roches basiques (basaltes et gabbros) et ultrabasiques (péridotites) qui forme une **ophiolite (ou cortège ophiolitique)**. Ce mécanisme est appelé **obduction**. La reconnaissance de telles ophiolites sur le terrain est d'importance primordiale car elles permettent d'identifier les domaines océaniques anciens. Les premières ophiolites ont été reconnues dans la chaîne orogénique des Alpes (qui s'étend des Pyrénées à l'Himalaya en passant par les Alpes proprement dites, les Dinarides, les Carpates et les Balkans) ; elles résultent des premiers épisodes de fermeture de la Méditerranée et de collision entre les plaques Afrique et Europe.

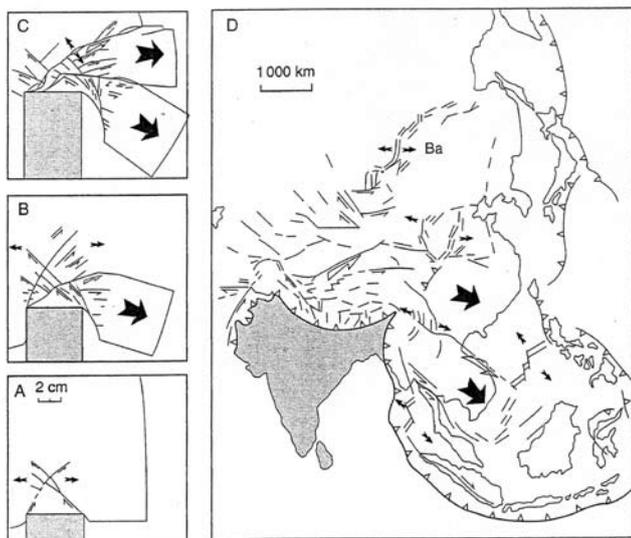


Figure 7 : modèle de poinçonnement de l'Asie par le sous-continent indien (d'après le modèle de Tapponier et al, 1986, repris par Boillot et al, 2008).

A-C : Déformation expérimentale en laboratoire provoquée par l'avancée progressive d'un poinçon rigide (en grisé). D : Le poinçon rigide de l'Inde (en grisé) déforme le continent asiatique et provoque l'échappement vers l'Est (flèches noires) des fragments continentaux. BA : rift du Baïkal.

Limite coulissante

Comme on l'a vu, les déplacements des plaques sur la surface sphérique de la Terre correspondent à des rotations autour d'axe eulérien. Ces déplacements entraînent des déchirures qui se font le long de petits cercles par rapport à l'axe de rotation et qui sont le plus souvent perpendiculaires aux dorsales médio-océaniques (Figure 8) Ces déchirures sont appelées **failles transformantes**. Deux plaques coulisent l'une contre l'autre le long d'une faille transformante sans production ni consommation de croûte océanique. Ces failles existent aussi bien en domaine océanique (elles sont bien visibles sur la figure 2 où elles décalent le système des dorsales) qu'en domaine continental. Elles sont très actives sur le plan sismique. Parmi les plus actives, mentionnons :

- la célèbre faille de San Andréas qui s'étend sur 1100 km en Californie et constitue en fait la limite entre les plaques Amérique du Nord et Pacifique. (Il s'agit en fait d'un système complexe de nombreuses failles subparallèles qui se relient). Elle relie la dorsale du golfe de Basse Californie à celle de Gordon-Juan de Fuca (NE du Pacifique) : c'est une faille transformante de type D-D ;
- la faille du Jourdain (ou faille du Levant) qui relie la dorsale de la Mer Rouge à la zone de collision entre les microplaques Arabie et Anatolie aux confins de l'Iran et de la Turquie (zone de collision de Bitlis). Cette faille est jalonnée de dépressions comme le golfe d'Eilat-Aqaba, la

mer Morte et le lac de Tibériade : c'est une transformante de type D-S ;

- la faille nord-anatolienne (1200 km), orientée est-ouest, qui passe au sud d'Istanbul et forme la limite entre la microplaque Anatolie et la plaque Eurasie.

LES POINTS CHAUDS («HOT SPOTS» OU «MANTLE PLUMES»)

Nous venons de voir que l'essentiel de l'activité géologique de la planète, matérialisée par la présence de volcans et de séismes, se produit aux limites des plaques dans les trois environnements géodynamiques majeurs de la Terre, à savoir les dorsales médio-océaniques, les zones de subduction et les failles transformantes.

Néanmoins, certaines zones de la planète, bien que situées loin des limites des plaques, sont très actives sur le plan volcanique. On peut trouver ces zones aussi bien en domaine océanique (archipel d'Hawaii, île de la Réunion, archipel des Canaries,...), qu'en domaine continental (région de Yellowstone, région du Hoggar-Tibesti, ...) qu'à la limite entre continent et océan comme le volcanisme de la ligne du Cameroun qui s'étend sur plus de 2000 km depuis l'île de Pagalu (golfe de Guinée) jusqu'au lac Tchad, en passant par le volcan actif du mont Cameroun et le lac Nyos.

Ce type de volcanisme est qualifié d' « **intraplaque** », il est le plus souvent de nature basaltique mais il se distingue du basalte tholéïtique des dorsales par un enrichissement caractéristique en toute une série d'éléments chimiques (alcalins, terres rares, Nb, Ta, ...). On le qualifie de **basalte alcalin** (« **ocean island basalt** » ou **OIB** en anglais). Les travaux de pétrologie expérimentale ont montré que la source des basaltes alcalins était beaucoup plus profonde que celle des basaltes tholéïtiques des dorsales. La profondeur d'origine du magma basaltique alcalin fait toujours l'objet de controverses : pour les uns, il dériverait de la couche D", identifiée par sismologie à la limite manteau-noyau (2900 km de profondeur) ; pour d'autres, il proviendrait de la discontinuité sismique secondaire à 670 km.

L'archipel d'Hawaii est constitué d'un chapelet d'îles et de sommets sous-marins immergés (guyots) qui sont d'anciennes îles volcaniques érodées. Les deux volcans actifs d'Hawaii (Kilauea et Mauna Loa) sont situés dans la partie SE de l'île ; l'extrémité NO comprend des laves de 380.000 ans (0,38 Ma) et lorsque l'on se déplace d'une île à l'autre vers l'O-NO les âges augmentent progressivement et régulièrement pour atteindre 5 Ma sur l'île de Kauai et de 7 à 42 Ma pour la chaîne de guyots de Midway. À partir de là, on observe un changement

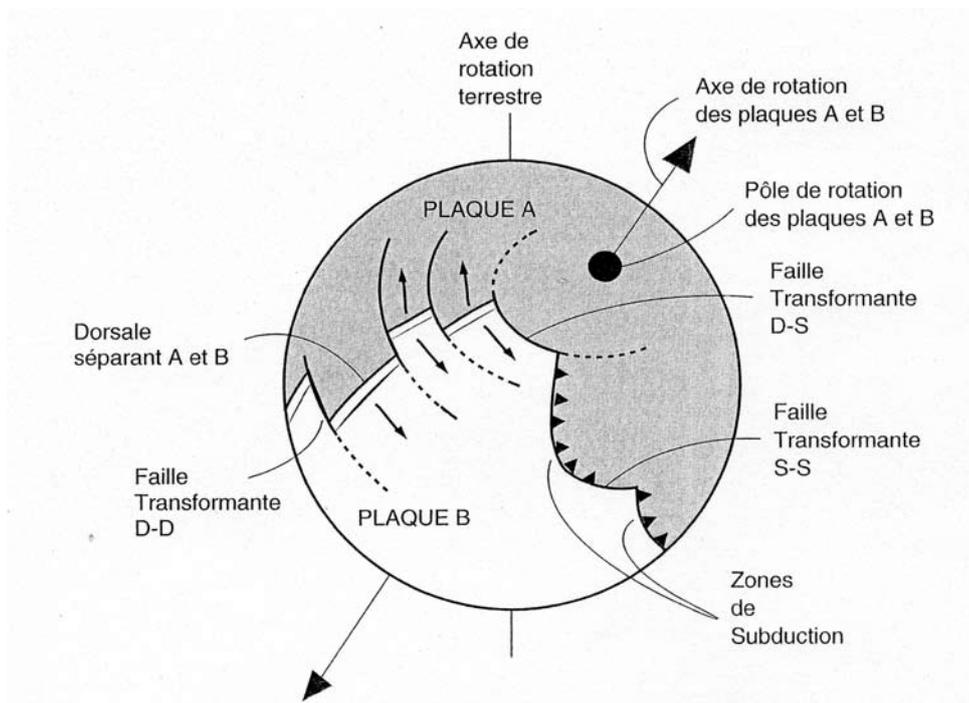


Figure 8 : rotation de deux plaques A et B à la surface de la Terre. Les failles transformantes sont des petits cercles centrés sur l'axe eulérien de rotation des plaques. Elles raccordent soit une dorsale à une zone de subduction (faille D-S), soit deux zones de subduction (faille S-S). (d'après Allègre, 1984).

de direction dans l'alignement des guyots et les âges dans la chaîne de l'Empereur augmentent de 43 à 81 Ma. La chaîne totale fait 6000 km ! L'interprétation qui a été proposée pour expliquer l'évolution spatio-temporelle du volcanisme du chapelet d'îles et de guyots repose sur la notion de « **point chaud** » (« **hot spot** ») ou de « **panache mantellique** » (« **mantle plume** »). Le point chaud serait issu de zones très profondes, largement en-dessous de la lithosphère qu'il percerait périodiquement. Le point chaud serait stationnaire alors que la plaque se déplace horizontalement au-dessus de lui. Le volcan (l'île) formé en surface est évidemment solidaire de la plaque, il lui est arrimé. Lors du déplacement de la plaque, le volcan est déconnecté de sa source profonde et donc il s'éteint. Si le point chaud reste actif longtemps, un nouveau volcan va se former à l'aplomb du point chaud, initiant ainsi un chapelet d'îles dont l'âge augmente progressivement en s'éloignant du volcan actif. Cette théorie a un caractère prédictif : on peut en effet prévoir qu'au cours du temps, l'île principale d'Hawaii verra s'éteindre ses volcans actifs et que de nouvelles îles apparaîtront au SE. Des plongées récentes en submersible ont effectivement détecté un volcan actif sous-marin (baptisé Loihi) à 3000 m de profondeur; il est vraisemblable que ce volcan va se développer et va finir par émerger pour former une nouvelle île.

Le modèle du point chaud stationnaire explique raisonnablement bien la géologie de l'archipel d'Hawaii,

même si des travaux récents viennent de montrer qu'il y a en fait deux tendances évolutives différentes lorsque l'on regarde de près les compositions chimiques et isotopiques de l'ensemble des laves des différents volcans de l'archipel. Ce modèle a pu être appliqué, après quelques modifications, à d'autres ensembles d'îles océaniques, comme l'archipel des Canaries.

L'**Islande** constitue un cas particulier : le point chaud responsable de l'énorme volume de laves (l'île s'étend sur plus de 100.000 km² et la croûte océanique y a plus de 25 km d'épaisseur) s'est mis en place directement dans la lente (~1 cm/an) dorsale médio-atlantique elle-même. Il en résulte un mélange de magmas entre le basalte de type MORB (typique des dorsales) et le basalte alcalin de type OIB (typique des îles océaniques). Les études géochimiques détaillées ont montré que l'influence du point chaud diminuait progressivement lorsque l'on s'éloigne de l'Islande aussi bien le long de la dorsale des Reykjanes au Sud-ouest que le long de la dorsale de Kolbeinsy au Nord-est.

Le modèle de point chaud d'Hawaii suppose que la lithosphère ne joue aucun rôle et peut être considérée comme passive. Si cette hypothèse est plausible pour la lithosphère océanique qui est jeune et a une histoire relativement simple, il n'en va pas de même en domaine continental. Le seul exemple probant de varia-

tion progressive de l'âge en fonction de la distance au volcan actif en domaine continental est l'immense chaîne volcanique matérialisant l'activité du point chaud de Yellowstone (actuellement situé sous la caldera et le lac), sur 17 Ma, jusqu'au vaste plateau volcanique basaltique de Columbia River.

Pour les autres provinces volcaniques en domaine continental (Hoggar-Tibesti et ligne du Cameroun par exemple), il a été montré qu'il n'y avait pas de variation régulière de l'âge du volcanisme. De plus, le mécanisme de fusion du manteau, la mise en place des magmas basaltiques et la répartition des édifices volcaniques apparaissent contrôlés par le jeu des accidents tectoniques complexes (failles et linéaments) de la lithosphère continentale qui a été structurée lors de phases orogéniques anciennes. C'est surtout vrai pour les parties cratoniques (> 2500 Ma) des continents.

Outre les alignements d'îles de type Hawaii, le volcanisme intraplaque est aussi représenté par d'énormes empilements de coulées de lave (basaltique essentiellement) sur des surfaces dépassant parfois le million de km². Le volume de lave émis est absolument colossal : il atteint 36. 10⁶ km³ pour le plateau d'Ontong-Java (Pacifique ouest). Ces **grandes provinces ignées (Large Igneous Provinces ou LIP)** sont connues aussi bien en domaine océanique (plateaux d'Ontong-Java, de Kerguelen, des Caraïbes,...) qu'en domaine continental (trapps du Deccan en Inde, trapps de Sibérie, plateau du Karoo en Afrique du Sud,...). Dans certains cas (mais pas toujours), ces provinces ont pu être reliées à l'activité d'un point chaud. Par ailleurs, les mesures d'âge montrent que la mise en place de ces provinces a été très rapide (à l'échelle des temps géologiques !), de l'ordre de 1 à 3 Ma.

LA TECTONIQUE DES PLAQUES SUR LES AUTRES PLANÈTES

La Terre a été formée en même temps que les autres planètes du système solaire, et que le soleil lui-même, il y a 4.56 milliards d'années. On peut dès lors se demander si des processus comparables à ceux de la tectonique des plaques, tels qu'on les connaît sur Terre, ont été actifs au cours de l'histoire des autres planètes.

En fait, toutes les planètes ne sont pas concernées : les planètes externes géantes situées au-delà de la ceinture des astéroïdes – à savoir Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune (Pluton a perdu récemment son statut de planète) – ont une faible densité (< 1.6 g/cm³), sont essentiellement constituées de gaz condensés (avec un noyau rocheux cependant) et n'ont donc pas de surface

solide ; les processus de tectonique des plaques n'ont donc pas pu s'y développer.

Les 4 planètes internes (Mercure, Vénus, la Terre et Mars) ont une densité élevée (3.93 à 5.52 g/cm³), ce sont des corps rocheux caractérisés par une surface solide. Les sondes spatiales ont permis de montrer que, à côté des impacts météoritiques, l'activité volcanique a joué un rôle important dans l'évolution de ces planètes et que l'essentiel de cette activité volcanique a engendré des magmas basaltiques, comme sur Terre. Néanmoins, il semble que les structures géologiques caractéristiques de la tectonique des plaques, comme les dorsales et les zones de subduction, ne soient connues que sur Terre. L'activité géologique d'une planète est directement liée à son énergie interne qui provient en majeure partie de la désintégration radioactive naturelle des isotopes à très longue demi-vie, comme ⁴⁰K, ²³²Th, ²³⁵U et ²³⁸U. Donc on peut dire qu'une planète sera d'autant plus active qu'elle est volumineuse et massive. Mercure et Mars sont de beaucoup plus petite taille que la Terre, leur masse respective est de 0.055 et 0.107 fois la masse terrestre ; leur réserve d'énergie et de chaleur est donc limitée et ces planètes ne sont probablement plus actives depuis longtemps déjà. Vénus par contre a une taille assez proche de celle de la Terre, sa masse est de 0.815 fois la masse terrestre. On peut donc s'attendre à ce que Vénus soit géologiquement active. Cependant la température en surface y est très élevée, en moyenne 465 °C, suite à l'effet de serre engendré par l'épaisse atmosphère. L'eau à l'état liquide ne peut pas exister ; il n'y a donc pas d'océans et donc pas d'altération superficielle comme sur Terre.

Sur Terre, l'énergie interne de la planète est utilisée pour produire la croûte océanique au niveau des dorsales médio-océaniques, recycler les plaques dans le manteau via les zones de subduction et former la croûte continentale. La présence ubiquiste d'eau en surface permet par ailleurs d'altérer les roches de la croûte continentale et de la croûte océanique (formation de nouveaux minéraux hydratés de basse température), de transporter les sédiments dans le milieu marin et de recycler cette eau dans le manteau lors de la subduction. Le manteau ainsi légèrement hydraté (réhydraté) peut fondre plus facilement qu'un manteau anhydre à des profondeurs supérieures à 100-120 km, ce qui conduit à la formation de l'asthénosphère. Cette dernière permet à son tour le glissement des plaques lithosphériques à la surface de la Terre.

Sur Vénus (et sur Mars), il n'y a aucun élément suggérant l'existence d'un système de dorsales médio-océaniques. Même si le processus de subduction était opérationnel, la fusion du basalte en absence d'eau serait inhibée car elle nécessite de très haute température.

On peut donc en conclure que Vénus (et Mars) est une planète à une seule plaque (one-plate planet).

L'eau joue donc un rôle primordial dans le développement et le maintien des mécanismes complexes de la tectonique des plaques sur Terre.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La tectonique des plaques telle que nous la comprenons actuellement rend compte de l'histoire de la Terre, aussi bien celle des océans que celle des continents, au cours des derniers 200 Ma. Cette théorie de la mobilité des masses continentales et de l'expansion des fonds océaniques permet d'expliquer l'évolution des plaques lithosphériques sur le long terme. Tuzo Wilson est le premier à avoir formalisé cette évolution (1966) en introduisant le concept de cycle, connu désormais dans la littérature sous l'appellation de **cycle de Wilson**. Ce cycle résume l'histoire d'un domaine océanique en une série de stades successifs: stade embryonnaire (Mer Rouge), stade d'océan jeune (golfe de Basse-Californie), stade de maturité (océan Atlantique), stade de déclin (début des subduction : bassins marginaux du Pacifique), stade terminal de quasi fermeture (la Méditerranée depuis 30 Ma) et stade collisionnel (plateau du Tibet et Himalaya) aboutissant à l'amalgamation de différents blocs continentaux, à la surrection de vastes chaînes de montagnes et à la formation éventuelle de suture ophiolitique.

La tectonique des plaques a un aspect prédictif. Connaissant les directions actuelles de déplacement des plaques et leurs vitesses moyennes d'expansion, il est possible d'extrapoler la position des continents dans le futur et d'estimer les modifications de superficie des domaines océaniques (ouverture aux dorsales et fermeture dans les zones de subduction). Les résultats de plusieurs simulations sont globalement cohérents entre eux ; les principales modifications de l'agencement respectif des continents et des océans dans 50 Ma sont brièvement décrites :

- le continent africain se scinde en deux parties par l'élargissement du rift est-africain qui permet l'individualisation d'une nouvelle plaque de taille relativement modeste, la plaque de Somalie, et le développement d'un océan jeune entre le reste de la plaque Afrique et cette nouvelle plaque ;
- la Méditerranée (région extrêmement complexe avec de nombreuses petites ou microplaques) a tendance à se fermer davantage ce qui contribue à amalgamer les plaques Afrique et Europe. La péninsule ibérique entre en rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (fermeture du golfe de Gascogne) et se retrouve dans la position qu'elle occupait il y a quelques dizaines de Ma, près de la Bretagne ;

- le mouvement différentiel entre les deux plaques Américaine (N et S) conduit à la rupture de l'étroite zone de l'Amérique centrale permettant un passage direct et large entre les océans Atlantique et Pacifique ;
- la poursuite du déplacement le long de la faille de San Andréas détache toute la Basse Californie et une partie de la Californie elle-même ; ces deux blocs se déplacent vers le N-NO et se retrouvent à la latitude de l'Alaska ;
- l'Australie remonte rapidement dans l'ouest du Pacifique et pourrait se retrouver en collision avec le Japon.

Les différents processus impliqués dans la tectonique des plaques engendrent des roches caractéristiques comme les basaltes de type MORB, les ophiolites, les andésites et les roches métamorphiques de haute pression (schistes bleus et éclogites) qui constituent des **marqueurs géodynamiques** permettant de reconstituer la configuration des masses continentales et des domaines océaniques au cours des temps géologiques. Il a été démontré que les mécanismes de la tectonique des plaques tels que nous les connaissons aujourd'hui étaient déjà opérationnels il y a 2,5 (voire 2,7) milliards d'années au moins. Les plus vieux noyaux continentaux identifiés (formation d'Isua et gneiss d'Amitsoq au Groenland, gneiss d'Acasta dans le grand nord canadien, craton du Kaapvaal en Afrique du Sud, gneiss du Narryer complex dans l'ouest de l'Australie) sont encore beaucoup plus vieux ; ils se sont formés entre 4 et 3,4 milliards d'années (Archéen). On a même identifié des zircons détritiques de 4,4 milliards d'années dans des roches sédimentaires de Jack Hills (une unité du Narryer complex). On comprend aisément que, dans des régions si anciennes, les marqueurs géodynamiques aient pu être partiellement, voire totalement, transformés ou détruits (par altération, métamorphisme,...) et sont dès lors extrêmement difficiles à reconnaître. En conséquence, il n'a pas encore pu être établi de façon certaine si la tectonique des plaques fonctionnait déjà au cours des deux premiers milliards d'années d'histoire de la Terre.

L'étude comparée des planètes internes du système solaire a montré que la présence d'eau à l'état liquide était indispensable à la mise en œuvre et au maintien des processus de la tectonique des plaques sur Terre au cours des temps géologiques. Il est intéressant de se rappeler que l'eau est également un des facteurs primordiaux qui a permis l'apparition et l'évolution de la Vie sur Terre.

Références

La littérature sur la tectonique des plaques (livres et articles) est énorme ; il n'est évidemment pas possible dans le cadre de ce court article de synthèse de donner une liste bibliographique exhaustive de tous les travaux qui nous ont été utiles.

Je donne néanmoins ci-dessous quelques références pour le lecteur curieux d'approfondir ce sujet passionnant.

ALLEGRE, C. J. (1984) *L'écume de la Terre*, Fayard, 366 p.

BOILLOT, G., HUCHON, P. et LAGABRIELLE, Y. (2008) *Introduction à la géologie. La dynamique de la Terre. Dunod (Collection « Sciences Sup »)*, 217 p.

DERUELLE, B., NGOUNOUNO, I and DEMAIFFE, D. (2007) The Cameroon Hot Line (CHL): a unique example of alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Review Paper in C. R. GEOSCIENCE*, 339, 589-600.

FOULGER, G. R. (2010) *Plates versus Plumes. A geological controversy. Wiley-Blackwell*, 328 p.

FRISCH, W., MESCHEDE, M. and BLAKEY, R. (2011) *Plate tectonics. Continental drift and mountain building. Springer*, 212 p.

LEMOINE, M., DE GRASIANSKY P. C. et TRICART, P. (2000) De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. *SGF, Collections GEOSCIENCES*. 207 p.

LIEGEOIS, J.P., BENHALLOU, A., AZZOUNI-SEKKAL, A., YAHIAOUNI, R. and BONIN, B. (2005) The Hoggar swell and volcanism : reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic evolution. *Geol. Soc. Amer., Spec Paper* 388, 379-400.

TAYLOR, S.R. and McLENNAN, S.M. (2009) *Planetary crusts. Their composition, origin and evolution. Cambridge Univ Press*, 378 p.

WESTPHAL, M., WHITECHURCH, H. et MUNSCHY, M. (2002) La tectonique des plaques. *SGF, Collections GEOSCIENCES*. 307 p.