

PLAN DE TRAVAIL

I / INTRODUCTION

II / DERIVE DES CONTINENTS

- 1 / Introduction
- 2 / Historique
- 3 / D'autres observations
 - 3.1 / répartition de certains fossiles
 - 3.2 / Les traces d'anciennes glaciations (- 250 MA)
 - 3.3 / La correspondance des structures géologiques.
- 4 / Reconstitution de la Pangéé d'après Bullard et ses collègues
- 5 / Conclusion

III / LA TECTONIQUE DES PLAQUES

- 1 / Constatations ayant permis le développement de la théorie 1.1/ Structure interne de la terre
 - 1.2 / L'exploration des fonds océaniques
 - 1.3/ Les Programmes de forage DSDP (1970) et ODP (1979)
 - 1.4 / Les Anomalies magnétiques des Planchers océaniques
- 2 / Historique
- 3 / Enoncé de la Théorie
- 4 / vitesse de mouvement des plaques
- 5 / Types de frontières des plaques lithosphériques
- 6 / Les frontières divergentes
 - 6.1 / Détail d'une dorsale

6.2 / Les schémas illustrant les quatre étapes de la formation d'un océan

A / Première étape

B / Deuxième étape

C / Troisième étape

- D / Quatrième étape
- 7 / Les frontières convergentes
 - 7.1 / Convergence entre deux plaques océaniques

7.2 / convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale

- 7.3 / convergence de deux plaques continentales
- 8 / Les frontières transformantes

9 / Conclusion

IV / TECTONIQUE DES PLAQUES ET FORMATION DES CHAINES DE MONTAGNE

- 1 / Introduction
- 2 / Caractéristiques
- 3 / Historique
- 4 / Chaînes de montagnes immatures
 - A / Première étape
 - B / Deuxième étape
 - C / troisième étape
 - D / Quatrième étape
- 5 / Chaînes de montagnes matures
 - A / Première étape
 - B / Deuxième étape
- 6 / L'accrétion des terranes
 - A / Première étape
 - B / Deuxième étape

V / TECTONIQUE DES PLAQUES ET VOLCANISME

- 1 / Introduction
- 2 / Le volcanisme de la dorsale
- 3 / Le volcanisme de zone de subduction
- 4 / Le volcanisme de point chaud
 - A / Formation des chaînons de volcans
 - B / Les Carolines, les Marshall ou les îles Hawaii.
 - C / Formation du Chaînon Hawaï-Empereur

V / TECTONIQUE DES PLAQUES ET SEISMES

- 1 / Introduction
- 2 / Caractérisation des séismes
 - 2.1 / Front d'ondes sismiques
 - 2.2 / Ondes sismiques
 - 2.3 / Enregistrement d'un séisme
 - A / Sismographe : principe
 - B / Sismogramme
 - 2.4 / Intensité d'un tremblement de terre
 - 2.4.1 / L'échelle de Mercalli
 - 2.4.2 / L'échelle de Richter
 - A / Calcul de la magnitude
 - B / Détermination de la magnitude
 - 2.5 / Energie dégagée par un séisme
 - 2.6 / Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète
 - 2.7 / Tsunami et raz de marée

- 3 / Mécanisme de déclenchement d'un séisme
 - 3.1 / Elasticité de la matière
 - 3.2 / Rebond élastique
 - 3.3 / Déplacement de deux blocs le long d'un plan de faille
 - 3.4 / Étalement de la bande de déformation
 - 3.5 / Séismes et plaques lithosphériques
- 4 / Les tremblements de terre et la tectonique des plaques
 - 4.1 / Introduction
 - 4.2 / Séismes se localisant à la convergence de plaques
 - 4.3 / Séismes se localisant A la divergence de plaques

BIBLIOGRAPHIE



I / INTRODUCTION

La dynamique interne de la terre, ou la **géodynamique interne**, concerne les mouvements et les processus qui affectent l'intérieur de la Terre. Il s'agit essentiellement d'une thermodynamique reliée à la déperdition de chaleur causée par la désintégration radioactive de certains éléments. Une des manifestations les plus tangibles de cette dynamique est le déplacement de plaques rigides (lithosphériques) à la surface de la planète, plaques qui glissent sur du matériel plastique (asthénosphère). Cette mécanique est décrite par la théorie de la tectonique des plaques, une théorie unificatrice qui vient expliquer de grands phénomènes géologiques comme les tremblements de terre, les volcans, la déformation de la croûte terrestre et la formation des grandes chaînes de montagnes. Mais avant la formulation de cette théorie, il y eut une théorie précurseur, la théorie de la dérive des continents.

II / DERIVE DES CONTINENTS

1 / Introduction

La dérive des continents est une théorie proposée au début du siècle par le physicien-météorologue Alfred Wegener, pour tenter d'expliquer, entre autres, la similitude dans le tracé des côtes de part et d'autre de l'Atlantique, une observation qui en avait intrigué d'autres avant lui. Wegener était un scientifique de son siècle, possédant une large gamme de connaissances en géologie, géophysique, astronomie et météorologie.

Position actuelle des continents



Fig. 01 : Position actuelle des continents

2 / Historique

Les Anciens avaient une conception toute fixiste de la surface de la Terre. On pensait que la terre s'est formée par une série de grandes catastrophes, le catastrophisme, une théorie qui, avec une théorie satellite, le créationnisme, va dominer les esprits jusqu'au 19e siècle ... et même encore de nos jours.

Mais ..., au 17e siècle, les cartes géographiques de l'Atlantique étaient suffisamment précises pour que les esprits curieux et éveillés à la découverte remarquent un certain parallélisme dans le tracé des côtes de part et d'autre de l'Atlantique et tentent d'en trouver l'explication.

François Placet (1668) : effondrement à la suite du déluge (la bible). **Antonio Snider-Pelligrini (1858) :** refroidissement par le déluge d'un bloc de roches en fusion et création d'une gigantesque rupture, entraînant la séparation des Amériques et du Vieux Monde.

George Darwin (1879) (Le second fils de Charles Darwin) : La lune a été arrachée à la Terre, y laissant la gigantesque cicatrice du Pacifique. Frank B. Taylor (1910) : fut le premier, en 1910, 5 ans avant Wegener, à formuler l'hypothèse que l'Atlantique a été formé par la séparation de deux masses continentales qui ont dérivé lentement l'une par rapport à l'autre. Taylor fondait son hypothèse sur la similitude du tracé des côtes de part et d'autre de l'Atlantique, mais aussi sur le fait qu'on retrouve des chaînes de montagnes sur les marges continentales opposées aux marges atlantiques, comme par exemples les Rocheuses en Amérique du Nord et les Andes en Amérique du Sud. Ces chaînes se seraient formées par un effet de "bulldozage" causé par la dérive des continents.

3 / D'autres observations

3.1 / répartition de certains fossiles

On retrouve, de part et d'autre de l'Atlantique, sur les continents actuels, les fossiles de plantes et d'animaux terrestres datant de 240 à 260 Ma.

- 🖕 Cynognathus: reptile prédateur terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- 🔶 Mesosaurus: petit reptile de lacs d'eau douce, il y a 260 Ma
- 📕 Lystrosaurus: reptile terrestre ayant vécu il y a 240 Ma
- 🌲 Glossopteris: plante terrestre d'il y a 240 Ma



Fig. 02 : Répartition de certains fossiles

Comment des organismes terrestres n'ayant pas la capacité de traverser un si large océan ont-ils pu coloniser des aires continentales si éloignées les unes des autres?. La réponse de Wegener est simple: autrefois, tous ces continents n'en formaient qu'un seul, la Pangée, présentant ainsi des aires de répartition cohérentes.

La solution de Wegener



Fig. 03 : Pangée représentant les aires de vie de différents fossiles

3.2 / Les traces d'anciennes glaciations (- 250 MA)

On observe, sur certaines portions des continents actuels, des marques de glaciation datant d'il y a 250 millions d'années, indiquant que ces portions de continents ont été recouvertes par une calotte glaciaire. Il est plus qu'improbable qu'il ait pu y avoir glaciation sur des continents se trouvant dans la zone tropicale (sud de l'Afrique, Inde). De plus, il est anormal que l'écoulement des glaces, dont le sens est indiqué par les flèches, se fasse vers l'intérieur d'un continent (des points bas vers les points hauts; cas de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Inde et l'Australie). Cette répartition actuelle des zones glaciées n'est donc pas cohérente.

Le rassemblement des masses continentales à la Wegener donne un sens à la répartition de dépôts glaciaires datant d'il y a 250 Ma, ainsi qu'aux directions d'écoulement de la glace, relevées sur plusieurs portions de continents. La répartition sur la Pangée montre que le pôle Sud était recouvert d'une calotte glaciaire et que l'écoulement de la glace se faisait en périphérie de la calotte, comme il se doit.



Fig. 04 : Sens d'écoulement de la glace (-250 MA)



Fig. 05 : Pangée représentant la calotte glaciaire (-250 MA)

3.3 / La correspondance des structures géologiques.

La correspondance des structures géologiques entre l'Afrique et l'Amérique du Sud appuie l'argument de Wegener. La carte ci-dessous montre la répartition des blocs continentaux (boucliers) plus vieux que 2 Ga (milliards d'années) selon la géographique actuelle.

Autour de ces boucliers, les chaînes de montagnes plus récentes ont des âges allant de 450 à 650 Ma. Les traits indiquent le "grain" tectonique de ces chaînes. À remarquer, dans les régions de São Luis et de Salvador au Brésil, la présence de petits morceaux de boucliers.



Fig. 06 : Boucliers anciens

Le rapprochement des deux continents (carte ci-dessous) montre qu'en fait les deux petits morceaux des zones de São Luis et de Salvador se rattachent respectivement aux boucliers ouest-africain et angolais, et qu'il y a aussi une certaine continuité dans le grain tectonique des chaînes plus récentes qui viennent se mouler sur les boucliers. L'image du puzzle est cohérente.



Fig. 07 : Pangée représentant les Boucliers anciens

La correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirme aussi l'idée de Wegener. Les trois chaînes de montagnes, Appalaches (Est de l'Amérique du Nord), Mauritanides (nord-est de l'Afrique) et Calédonides (Iles Britanniques, Scandinavie), aujourd'hui séparées par l'Océan Atlantique, ne forment qu'une seule chaîne continue si on rapproche les continents à la manière de Wegener. Les géologues savent depuis longtemps qu'effectivement ces trois chaînes ont des structures géologiques identiques et qu'elles se sont formées en même temps entre 470 et 350 Ma.



Fig. 08 / Correspondance des chaînes de montagne (- 470, - 350 MA)

4 / Reconstitution de la Pangéé d'après Bullard et ses collègues

Wegener avait exécuté sa reconstitution de la Pangée en utilisant les lignes des rivages actuels autour de l'Atlantique. Mais la concordance s'avérait par endroits plutôt boiteuse.



Fig. 09 : Lignes de rivage et marge du plateau continental

Au début des années 60, Edward Bullard, J. Everett et A. Smith, tous de Cambridge, ont démontré qu'on obtenait un emboîtement beaucoup plus cohérent si on faisait le rapprochement des masses continentales actuelles en utilisant le contact entre croûte continentale et croûte océanique plutôt qu'avec les lignes de rivages. La reconstitution a été réalisée en utilisant l'isobathe (courbe d'égale profondeur) de 915 mètres; (au quart du talus continental plutôt qu'à sa base pour tenir compte de l'étirement de la croûte continentale lors de l'ouverture de l'Atlantique). La figure qui suit présente la reconstitution de la Pangée par Bullard et ses collègues. Les zones en bleu clair représentent la surface des continents se situant entre la ligne de rivage (profondeur 0) et la profondeur de 915 mètres; en noir, les régions où il y a recouvrement des masses continentales et, en blanc, les prismes sédimentaires importants.



Fig. 10 : Pangée d' après Edward Bullard, J. Everett et A. Smith,

5 / Conclusion

Le géophysicien Wegener était bien au fait que la croûte continentale était plus épaisse sous les chaînes de montagnes que sous les plaines, et que cette situation répondait au principe de l'isostasie qui veut qu'il y ait un équilibre entre les divers compartiments de l'écorce terrestre dû aux différences de densité. Il en conçut l'idée que les continents "flottaient" sur un médium mal défini et qu'ainsi ils pouvaient dériver les uns par rapport aux autres.

Les contemporains de Wegener n'ont pas été convaincus de cette proposition révolutionnaire de la dérive des continents; l'opposition fut vive. En fait, Wegener a démontré de façon assez convaincante, qu'un jour, les continents actuels ne formaient qu'un seul mégacontinent, mais il ne démontrait pas que ceux-ci avaient dérivé lentement depuis les derniers 250 Ma. Le problème majeur, c'est qu'il ne proposait aucun mécanisme pour expliquer la dérive.

Il faut signaler que l'hypothèse de Wegener était une hypothèse génératrice de science, parce que les questions soulevées sont suffisamment sérieuses et fondées sur des faits réels pour qu'on s'attaque à y répondre. Mais il aura fallu attendre plus de quarante ans pour que les idées de Wegener refassent surface et qu'on se mette à la recherche du mécanisme de dérive qui lui manquait. Entre autres, il avait manqué à Wegener les données fondamentales sur la structure interne de la Terre.

III / LA TECTONIQUE DES PLAQUES

1 / Constatations ayant permis le développement de la théorie

6.1/ Structure interne de la terre

Les sismologues Mohorovicic, Gutenberg et Lehmann, en étudiant le comportement des ondes sismiques lors des tremblements de terre ont réussi à déterminer l'état et la densité des couches successives de la planète terre. La vitesse de propagation des ondes sismiques est fonction de l'état et de la densité de la matière. Certains types d'ondes se propagent autant dans les liquides, les solides et les gaz, alors que d'autres types ne se propagent que dans les solides.

L'intérieur de la Terre est constitué d'une succession de couches de propriétés physiques différentes: au centre, le noyau, qui forme 17% du volume terrestre et qui se divise en noyau interne solide et noyau externe liquide; puis, le manteau, qui constitue le gros du volume terrestre, 81%, et qui se divise en manteau inférieur solide et manteau supérieur principalement plastique, mais dont la partie tout à fait supérieure est solide; finalement, la croûte (ou écorce), qui compte pour moins de 2% en volume et qui est solide.



Deux discontinuités importantes séparent croûte, manteau et noyau: la discontinuité de Mohorovicic (MOHO) qui marque un contraste de densité entre la croûte terrestre et le manteau, et la discontinuité de

Gutenberg qui marque aussi un contraste important de densité entre le manteau et le noyau. Une troisième discontinuité sépare noyau interne et noyau externe, la discontinuité de Lehmann.



La couche plastique du manteau supérieur est appelée asthénosphère, alors qu'ensemble, les deux couches solides qui la surmontent, soit la couche solide de la partie supérieure du manteau supérieur et la croûte terrestre, forment la lithosphère. On reconnaît deux types de croûte terrestre: la croûte océanique, celle qui en gros se situe sous les océans, qui est formée de roches basaltiques de densité 3,2 et qu'on nomme aussi SIMA (silicium-magnésium); et la croûte continentale, celle qui se situe au niveau des continents, qui est plus épaisse à cause de sa plus faible densité (roches granitiques à intermédiaires de densité 2,7 à 3) et qu'on nomme SIAL (silicium-aluminium). La couverture sédimentaire est une mince pellicule de sédiments produits et redistribués à la surface de la croûte par les divers agents d'érosion (eau, vent, glace) et qui compte pour très peu en volume.



1.2 / L'exploration des fonds océaniques

Cette exploration a véritablement pris son essor durant la seconde grande guerre, pour des raisons stratégiques. Les connaissances acquises de cette exploration constituent un jalon important dans le questionnement qui a mené au développement des idées sur la dynamique des fonds océaniques. Grâce au sonar, on a obtenu une image assez réaliste du relief des fonds océaniques (Atlantique; Pacifique). Ces observations venaient interpeller les scientifiques. A quoi correspondent ces dorsales médioocéaniques? Ces fosses profondes autour du Pacifique? Ces pics sousmarins pouvant s'ériger jusqu'à la surface des mers dans les plaines abyssales?



Fig. 13 : Topographie du fond océanique de l'Atlantique



Cette carte des fonds océaniques du Pacifique montre les principaux éléments topogra-phiques des fonds océaniques: pentes continentales, plaines abyssales dorsales médio-océaniques, fosses profondes (F. des Aléoutiennes, 7822 m.; F des Kouriles, 10542 m.; F. des Mariannes, 11034 m.; F. des Tonga, 10882 m.; F du Pérou-Chili, 8066 m.), ainsi que d'innombrables pics sous-marins (guyots).

Fig. 14 : Topographie du fond océanique du Pacifique

1.3/ Les Programmes de forage DSDP (1970) et ODP (1979)

Les résultats issus de deux programmes de forages, DSDP (Deep Sea Drilling Project, initié en 1970) et ODP (Ocean Drilling Project, depuis 1979), sont venus appuyer l'idée de l'étalement des fonds océaniques. Tous ces forages ont permis de bien connaître la composition de la croûte et des sédiments qui la recouvrent et d'acquérir un volume important de données sur les âges des roches et des sédiments concernés. Ainsi, on a pu démontrer que l'âge des basaltes du plancher océanique et des sédiments qui les recouvrent sont de plus en plus vieux à mesure qu'on s'éloigne d'une dorsale.



Fig. 15 : Ages et épaisseurs des sédiments sur la plancher océanique de l'Atlantique

1.4 / Les Anomalies magnétiques des Planchers océaniques

Lors des premières phases de l'exploration des fonds océaniques, les relevés de l'intensité du champ magnétique à l'aide d'un magnétomètre tiré par un bateau avaient montré l'existence, sur ces fonds, d'une alternance de bandes parallèles de magnétisme faible et de magnétisme élevé. On s'expliquait mal cette situation.



Fig. 16 : Les anomalies magnétiques des planchées océaniques

Au début des années 1960, Vine, Matthews et Morlay ont apporté l'explication voulue et montré que l'existence de ces bandes d'anomalie magnétique venait supporter l'hypothèse de l'étalement des fonds océaniques de Hesse. La formation de lithosphère océanique à la dorsale enregistre la polarité du champ magnétique terrestre au moment où cristallise le basalte. Le plancher océanique qui s'étale se comporte comme la bande magnétique d'un magnétophone qui fixe le son (ici, la polarité du champ magnétique) au fur et à mesure de son déroulement. Ce sont ces différences de polarité magnétique qui sont responsables des anomalies de l'intensité du champ. La polarité actuelle étant normale, les bandes d'intensité élevée correspondent aux bandes de polarité normale, résultant d'un effet d'addition, alors que les bandes d'intensité faible correspondent aux bandes de polarité inverse, résultant d'un effet de soustraction. Les quatre schémas qui suivent montrent comment se construit dans le temps un plancher océanique constitué de bandes parallèles, de polarités magnétiques alternant entre normales et inverses, et symétriques de part et d'autre d'une dorsale.

Fig. 17 : Mise en place du magma et paléomagnétisme



7 / Historique

Arthur Holmes (1945), Warren Carey (1953); Harry Hess (1962); Tuzo Wilson; Vine, Matthews & Morley sont arrivés à la conclusion de l'expansion des fonds océaniques.

Il est difficile de cerner à qui appartient la paternité de la théorie « tectonique des plaques », mais disons que la première formulation est venue d'un jeune professeur de l'Université Princeton, Jason Morgan, qui a exposé ses idées dans une réunion scientifique de l'American Geophysical Union en 1967. Il y a présenté un exposé clairvoyant montrant que la terre est divisée en plaques rigides et que les mouvements d'étalement des fonds océaniques mis en évidence par ses prédécesseurs pouvaient être décrits à l'aide des règles mathématiques de la géométrie sur la sphère.

Entre-temps, les chercheurs anglais Dan McKenzie et Robert Parker, ignorant la proposition de Morgan, publient, dans la prestigieuse revue *Nature*, une théorie pratiquement identique, mais fondée sur des arguments tout à fait différents, principalement d'ordre séismologique.

Il semble donc que cette idée de la tectonique des plaques ait germé dans des cerveaux différents, à peu près en même temps, et de façon indépendante.

8 / Enoncé de la Théorie

La **tectonique** est cette partie de la géologie qui étudie la nature et les causes des déformations des ensembles rocheux, plus spécifiquement dans ce cas-ci, les déformations, à grande échelle, de la lithosphère terrestre.

Une **plaque** est un volume rigide, peu épais par rapport à sa surface.

La **tectonique des plaques** est une théorie scientifique planétaire unificatrice qui propose que les déformations de la lithosphère sont reliées aux forces internes de la terre et que ces déformations se traduisent par le découpage de la lithosphère en un certain nombre de plaques rigides (14) qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.



Fig. 18 : Les plaques lithosphériques

9 / vitesse de mouvement des plaques

Les taux de divergence et de convergence ne sont pas identiques partout. La divergence varie de 1,8 à 4,1 cm/an dans l'Atlantique et de 7,7 à plus de 18 cm/an dans le Pacifique. La convergence se fait à raison de 3,7 à 5,5 cm/an dans le Pacifique. À noter le taux de déplacement latéral relatif le long de la faille de San Andreas en Californie (~ 5,5 cm/an). La longueur des flèches est proportionnelle aux taux de divergence ou de convergence exprimés en cm /année.



Fig. 19 : Quelques vitesses de déplacements des plaques lithosphériques

10 / Types de frontières des plaques lithosphériques

Ces mouvements définissent trois types de frontières entre les plaques:

- A) les frontières **divergentes**, là où les plaques s'éloignent l'une de l'autre et où il y a production de nouvelle croûte océanique; ici, entre les plaques A et B, et D et E;
- B) les frontières **convergentes**, là où deux plaques entrent en collision, conséquence de la divergence; ici, entre les plaques B et C, et D et C;
- C) les frontières **transformantes**, lorsque deux plaques glissent latéralement l'une contre l'autre, le long de failles; ce type de limites permet d'accommoder des différences de vitesses dans le déplacement de plaques les unes par rapport aux autres, comme ici entre A et E, et entre B et D, ou même des inversions du sens du déplacement, comme ici entre les plaques B et E.



Fig. 20 : Modèle de déplacement des plaques lithosphériques

6 / Les frontières divergentes

Il existe un flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre. Un flux causé par la désintégration radioactive de certains éléments chimiques et qui engendre des cellules de convection dans le manteau plastique (asthénosphère).

A cause de cette convection, il y a concentration de chaleur en une zone où le matériel chauffé se dilate, ce qui explique le soulèvement correspondant à la dorsale océanique. La concentration de chaleur conduit à une fusion partielle du manteau qui produit du magma.

La convection produit, dans la partie rigide de l'enveloppe de la terre (lithosphère), des forces de tension qui font que deux plaques divergent; elle est le moteur du tapis roulant, entraînant la lithosphère océanique de part et d'autre de la dorsale. Entre ces deux plaques divergentes, la venue de magma crée de la nouvelle croûte océanique.



Fig. 21 : Les cellules de convection

6.1 / Détail d'une dorsale

L'étalement des fonds océaniques crée dans la zone de dorsale, des tensions qui se traduisent par des failles d'effondrement et des fractures ouvertes, ce qui forme au milieu de la dorsale, un fossé d'effondrement qu'on appelle un rift océanique.

Le magma produit par la fusion partielle du manteau s'introduit dans les failles et les fractures du rift. Une partie de ce magma cristallise dans la lithosphère, alors qu'une autre est expulsée sur le fond océanique sous forme de lave et forme des volcans sous-marins.

C'est ce magma cristallisé qui forme de la nouvelle croûte océanique à mesure de l'étalement des fonds.



Fig. 22 : Détail d'une dorsale 6.2 / Les schémas illustrant les quatre étapes de la formation d'un océan

A / Première étape

L'accumulation de chaleur sous une plaque continentale cause une dilatation de la matière qui conduit à un bombement de la lithosphère. Il s'ensuit des forces de tension qui fracturent la lithosphère et amorcent le mouvement de divergence. Le magma viendra s'infiltrer dans les fissures, ce qui causera par endroits du volcanisme continental; les laves formeront des volcans ou s'écouleront le long des fissures.



Fig. 23 : Amorce d'un rift continental

Un exemple de ce premier stade précurseur de la formation d'un océan est la <u>vallée du</u> <u>Rio Grande</u> aux USA.



Fig. 24 : vallée du Rio Grande (USA).

B / Deuxième étape

La poursuite des tensions produit un étirement de la lithosphère; il y aura alors effondrement en escalier. Ce qui produit une vallée appelée un rift continental. Il y aura des volcans et des épanchements de laves le long des fractures.

Rift continental.



Fig. 25 : Rift continental

Le <u>Grand Rift africain</u> en Afrique orientale en est un bon exemple.



Fig. 26 : Le grand rift africain (Afrique orientale)

C / Troisième étape

Avec la poursuite de l'étirement, le rift s'enfonce sous le niveau de la mer et les eaux marines envahissent la vallée. Deux morceaux de lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'un de l'autre. Le volcanisme sous-marin forme un premier plancher océanique basaltique (croûte océanique) de part et d'autre d'une dorsale embryonnaire; c'est le stade de mer linéaire, comme par exemple la <u>Mer Rouge</u>.

Premier plancher océanique - Mer linéaire.



Fig. 27 : Mer linéaire

D / Quatrième étape

L'élargissement de la mer linéaire par l'étalement des fonds océaniques conduit à la formation d'un océan de type <u>Atlantique</u>, avec :

- sa dorsale bien individualisée,
- ses plaines abyssales

- et ses plateaux continentaux correspondant à la marge de la croûte continentale.



Fig. 28 : Dernière étape de la formation d'un océan

Océan de type Atlantique

7 / Les frontières convergentes

Aujourd'hui, physiciens et astro-physiciens sont assez d'accord pour dire que la terre n'est pas en expansion comme le proposait Carey. Si la surface de la terre est un espace fini, le fait que les plaques grandissent aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs pour maintenir constante la surface terrestre. Cette destruction se fait aux frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.

La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Les résultats (séismes, volcans, chaînes de montagnes, déformations) diffèrent selon la nature des plaques (océaniques ou continentales) qui entrent en collision.

7.1 / Convergence entre deux plaques océaniques

Un **premier type de collision** résulte de la convergence entre deux plaques océaniques. Dans ce genre de collision, une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction (littéralement: conduire en-dessous).



Fig. 29 : Convergence entre deux plaques océaniques

Conséquences :

On enfonce du matériel moins dense (d~3,2) dans du matériel plus dense (d~3,3), du matériel moins chaud dans du matériel plus chaud. L'asthénosphère "digère" peu à peu la plaque lithosphérique. Il se produit un phénomène de fusion partielle de la plaque engloutie. Le magma résultant (liquide), moins dense que le milieu ambiant, monte vers la surface. Une grande partie de ce magma reste emprisonnée dans la lithosphère, mais une partie est expulsée à la surface, produisant des volcans sous la forme d'une série d'îles volcaniques (arc insulaire volcanique) sur le plancher océanique.

De bons exemples de cette situation se retrouvent dans le <u>Pacifique</u> <u>Ouest</u>, avec les grandes fosses des Mariannes, de Tonga, des Kouriles et des Aléoutiennes, chacune possédant leur arc insulaire volcanique, ainsi que la fosse de Puerto Rico ayant donné naissance à l'arc des Antilles bordant la mer des Caraïbes <u>Atlantique</u>.

7.2 / convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale

Un **second type de collision** est le résultat de la convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale. Dans ce type de collision, la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale



Fig. 30 : Convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale

Conséquences :

Les basaltes de la plaque océanique et les sédiments du plancher océanique s'enfoncent dans du matériel de plus en plus dense. Rendue à une profondeur excédant les 100 km, la plaque est partiellement fondue. Comme dans le cas précédent, la plus grande partie du magma restera emprisonnée dans la lithosphère (ici continentale); le magma qui aura réussi à se frayer un chemin jusqu'à la surface formera une chaîne de volcans sur les continents (arc volcanique continental).

De bons exemples de cette situation se retrouvent à la marge du Pacifique-Est, comme les volcans de la <u>Chaîne des Cascades</u> (Cascade Range) aux USA (incluant le Mont St. Helens) résultat de la subduction dans la fosse de Juan de Fuca et ceux de la <u>Cordillères des Andes</u> en Amérique du Sud reliés à la fosse du Pérou-Chili.

Dans une phase avancée de la collision, le matériel sédimentaire qui se trouve sur les fonds océaniques et qui est transporté par le tapis roulant vient se concentrer au niveau de la zone de subduction pour former un prisme d'accrétion.

7.3 / convergence de deux plaques continentales

Un **troisième type de collision** implique la convergence de deux plaques continentales. L'espace océanique se refermant au fur et à mesure du rapprochement de deux plaques continentales, le matériel sédimentaire du plancher océanique, plus abondant près des continents, et celui du prisme d'accrétion se concentre de plus en plus; le prisme croît.



Fig. 31 : Convergence entre deux plaques continentales (première étape)


Fig. 32 : Convergence entre deux plaques continentales (deuxième étape)

Lorsque les deux plaques entrent en collision, le mécanisme se coince: le moteur du déplacement (la convection dans le manteau supérieur) n'est pas assez fort pour enfoncer une des deux plaques dans l'asthénosphère à cause de la trop faible densité de la lithosphère continentale par rapport à celle de l'asthénosphère. Tout le matériel sédimentaire est comprimé et se soulève pour former une chaîne de montagnes où les roches sont plissées et faillées. Des lambeaux de la croûte océanique peuvent même être coincés dans des failles. C'est la soudure entre deux plaques continentales pour n'en former qu'une seule.

Toutes les grandes chaînes de montagnes plissées ont été formées par ce mécanisme. Un bon exemple récent de cette situation, c'est la soudure de l'Inde au continent asiatique, il y a à peine quelques millions d'années, avec la formation des <u>Himalaya</u>.



Il y a quelques millions d'années à peine, l'Inde est entré en collision avec le continent asiatique. Il en est résulté une haute chaîne de montagnes plissée, l'Himalaya. Plus précisément, on devrait dire que l'ancienne plaque indienne est venue se souder à la plaque eurasienne. Cette ancienne plaque était composée de lithosphère continentale (l'Inde actuel) et de lithosphère océanique (cette portion entre l'Inde et la dorsale indienne au sud, bordée à l'ouest par la ride des Chagos. et à l'est par la ride Quatre-Yingt-Dix Est). La migration vers le nord de l'Inde s'est amorcée il y a quelques 130 millions d'années, à la faveur de formation de nouvelle croûte océanique à la dorsale indienne. Les deux rides actuelles des Chagos et Quatre-Vingt-Dix Est correspondent à d'anciennes failles transformantes le long desquelles a glissé la plaque indienne.

Fig. 33 : Mouvement de l'ancienne plaque indienne et formation de l'Himalaya

8 / Les frontières transformantes

Les frontières transformantes correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère; on utilise plus souvent le terme de failles transformantes. Elles se trouvent le plus souvent, mais pas exclusivement, dans la lithosphère océanique. Ces failles permettent d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacement ou même des mouvements opposés entre les plaques, ou de faire le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).

La fameuse faille de San Andreas en Californie est un bon exemple de cette situation: elle assure le relais du mouvement entre la limite divergente de la dorsale du Pacifique-Est, la limite convergente des plaques Juan de Fuca-Amérique du Nord et la limite divergente de la dorsale de Juan de Fuca. Elle affecte à la fois la lithosphère océanique et la lithosphère continentale et constitue la limite entre trois plaques: plaque de Juan de Fuca, plaque de l'Amérique du Nord et plaque du Pacifique.

Elle présente aussi l'inconvénient de traverser la ville de San Francisco! Au rythme actuel du déplacement (~ 5,5 cm/an), la ville de Los Angeles sera au droit de San Francisco dans 10 Ma.



Fig. 34 : La faille de San Andreas en Californie (USA)

9 / Conclusion

La terre est un système où toutes les pièces, tous les éléments, forment une grande machine mue par la thermodynamique. Le moteur est constitué par les grandes cellules de convection dans le manteau, qui sont le résultat du flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre, un flux de chaleur qui est relié à la décomposition des éléments radioactifs contenus dans les minéraux constitutifs de la terre.

Ces cellules concentrent de la chaleur dans leur partie ascendante, ce qui cause une fusion partielle du manteau tout à fait supérieur et une expansion des matériaux. C'est cette expansion qui produit une dorsale médio-océanique linéaire.

L'écoulement de l'asthénosphère sous la lithosphère rigide entraîne cette dernière; il en découle des tensions au niveau de la dorsale, causant la divergence et le magmatisme associé. Ainsi, il y a formation continuelle de nouvelle lithosphère océanique au niveau de la dorsale et élargissement progressif de l'océan.

En contrepartie, puisque le globe terrestre n'est pas en expansion, il faut détruire de la lithosphère, ce qui se fait par enfoncement de lithosphère océanique dans les zones de subduction qui correspondent aux fosses océaniques profondes pouvant atteindre les 11 km (fosse des Marianes).

Les dorsales sont disséquées par des failles dites transformantes pour accommoder des différences de vitesses de divergence. A noter que l'iconographie de la tectonique des plaques présente toujours les dorsales comme des droites sur un plan. En fait, il faut bien comprendre que, la terre étant une sphère, le parcours de la dorsale est linéaire sur la surface de cette sphère. On représente aussi les cellules de convection en deux dimensions; il faut faire un effort d'abstraction pour se les représenter en trois dimensions, à l'intérieur de la sphère.

TECTONIQUE DES PLAQUES ET

FORMATION DES CHAINES DE MONTAGNE

1 / Introduction

La formation des grandes chaînes de montagnes, comme les Rocheuses, les Alpes, les Himalayas ou les Appalaches, est une question qui a longtemps embarrassé les géologues.

2 / Caractéristiques

- Les roches sédimentaires sont très abondantes dans les chaînes de montagnes. Ces roches se trouvaient auparavant dans un des océans.
- Il y a aussi des roches métamorphiques dans les chaînes de montagnes. Ces roches se sont formées à de grandes profondeurs, à au moins quelques kilomètres sous la surface.
- Un autre attribut important des chaînes de montagnes, c'est qu'elles contiennent souvent des lambeaux de croûte océanique (basaltes) coincés dans des failles.
- S'il est une caractéristique commune à toutes les grandes chaînes de montagnes, c'est bien le fait que les roches y sont déformées à des degrés divers. Ces déformations résultent des forces de compression latérales énormes.
- Le plus souvent, il y a une zone de roches sédimentaires non déformées qui jouxte la chaîne déformée proprement dite. Ces roches sédimentaires sont de même âge que celles de la chaîne et représentent habituellement d'anciens sédiments déposés sur les plateaux continentaux.

3 / Historique

Depuis longtemps, les géologues savaient bien qu'il fallait des forces de compression latérales pour produire une telle déformation. Ils savaient aussi qu'il fallait des forces verticales pour soulever tout ce matériel déposé dans un bassin océanique ou formé à de grandes profondeurs et qui compose la chaîne.

Avant la théorie de la tectonique des plaques, il y avait un superbe débat entre les "horizontalistes" pour qui la formation d'une chaîne de montagnes se faisait sous l'action de forces de compression latérales, et les "verticalistes" qui eux évidemment invoquaient de grandes forces verticales. A cette époque le mouvement des plaques était inconnu, ce qui laissait passablement de place à l'imagination!

La théorie de la tectonique des plaques vient réconcilier horizontalistes et verticalistes en proposant un modèle qui tient compte des compressions latérales et du soulèvement d'une énorme masse de matériel et en identifiant le moteur responsable des forces nécessaires à la formation d'une chaîne de montagnes déformée.

4 / Chaînes de montagnes immatures

A / Première étape

Partons de ce qu'on appelle une **marge continentale passive**, comme par exemple celle de l'Atlantique actuelle, où s'accumule sur le plateau continental et à la marge du continent un prisme de sédiments provenant de l'érosion du continent.



Fig. 35 : Formation des chaînes de montagnes immatures (première étape)

B / Deuxième étape

Vient un moment où sous la poussée du tapis roulant et l'augmentation de densité, cette lithosphère se fracture et l'une des lèvres s'enfonce sous l'autre, créant une zone d'obduction (contrairement à la subduction où une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale, ici la plaque océanique viendra chevaucher la plaque continentale).

Le mouvement de translation latérale d'une seule plaque se transforme alors en un système de collision entre deux plaques, une plaque continentale et une plaque océanique. On est passé d'une situation de marge passive à une situation de **marge continentale active**. Au large du continent, il se forme un arc volcanique insulaire.



Fig. 36 : Formation des chaînes de montagnes immatures (deuxième étape)

C / troisième étape

Le chevauchement progressif de la plaque océanique sur ce qui reste de plaque océanique du côté continental concentre le matériel qui se trouve sur les fonds océaniques pour former un prisme d'accrétion qui croît à mesure de la fermeture entre l'arc volcanique et le continent.

La collision entre l'arc volcanique et le continent crée un chevauchement important de tout le matériel du prisme d'accrétion sur la marge continentale. L'activité ignée cesse et de grandes masses de roches ignées (en rouge) peuvent rester coincées dans la lithosphère.



Fig. 37 : Formation des chaînes de montagnes immatures (troisième étape)

D / Quatrième étape

Finalement, la poursuite du mouvement concentre encore plus de matériel et forme une chaîne déformée que l'on qualifie de **chaîne de montagnes immature**, en ce sens que la dynamique n'est pas terminée. La marge de cette chaîne immature peut se transformer en une nouvelle zone active (subduction), ce qui permet à la collision de se poursuivre et instaure du volcanisme d'arc continental sur la nouvelle chaîne.

Un bel exemple de cette dernière situation est la Cordillère des Andes, reliée à la collision de la plaque océanique de Nazca et la partie continentale de la plaque de l'Amérique du Sud.



Fig. 38 : Formation des chaînes de montagnes immatures (quatrième étape)

5 / Chaînes de montagnes matures

A / Première étape

Mais la véritable **chaîne de montagnes mature** est celle qui sera formée par la collision entre deux plaques continentales. Dans cette situation, à mesure que se referme l'étau constitué par le rapprochement des deux plaques, il se construit, comme dans le cas précédent, un prisme d'accrétion qui croît progressivement par la concentration du matériel dans un espace de plus en plus restreint, et la chaîne de montagnes s'érige peu à peu.



Fig. 39 : Formation des chaînes de montagnes matures (première étape)

B / Deuxième étape

Avec la collision des deux plaques et la cessation du mouvement, la chaîne a atteint sa hauteur maximum et acquis ses caractéristiques. Il y aura une zone de roches non déformées jouxtant les roches déformées de la chaîne, parfois de façon symétrique de part et d'autre de la chaîne. Il y aura aussi des roches métamorphiques très déformées aux racines de la chaîne, car ces dernières se forment sous des températures et des pressions très élevées. On trouvera aussi des lambeaux de croûte océanique basaltique coincés dans des failles. De grandes masses de roches ignées (batholithes et plutons) resteront coincées dans la lithosphère continentale.



Fig. 40 : Formation des chaînes de montagnes matures (deuxième étape)

Un des beaux exemples de chaîne de montagnes formée par la collision entre deux plaques continentales, ce sont les <u>Himalaya</u> qui ont été formées par la collision récente, il y a à peine 10 Ma, d'une petite plaque dont la portion continentale constitue aujourd'hui l'Inde et une grande masse continentale, l'Asie. La chaîne n'est d'ailleurs pas encore réellement stabilisée puisqu'elle se soulève encore.

6 / L'accrétion des terranes

A / Première étape

Les chaînes formées par l'accrétion des terranes sont des chaînes souvent composites, c'est à dire qu'elles sont formées d'un collage de plusieurs morceaux qui possèdent chacun leurs caractéristiques propres (agglomérats d'îles volcaniques, fragments de plaques continentales).

Ces morceaux correspondent à des petites masses continentales, des microcontinents, qu'on appelle les « **terranes** », une transposition du terme anglais "terranes". Elles sont transportés par le tapis roulant des fonds océaniques et se sont accolés les uns aux autres.

Prenons comme exemple le cas de la Cordillère de l'Ouest nordaméricain qui est formée de plusieurs éléments accolés les uns aux autres.



Fig. 41 : Formation des chaînes de montagnes par l'accrétion des terranes (première étape)

B / Deuxième étape

Lorsqu'ils arrivent en collision avec une grande plaque continentale, ces terranes sont arrachés à la plaque qui les transporte et collés à la marge de la grande plaque continentale, car leur densité est trop faible pour qu'ils puissent être enfoncés dans l'asthénosphère. Il peut s'accumuler ainsi plusieurs de ces morceaux "exotiques".



Fig. 42 : Formation des chaînes de montagnes par l'accrétion des terranes (deuxième étape)



1 / Introduction

Les volcans ne se répartissent pas de façon aléatoire à la surface de la planète. Plusieurs se situent aux frontières de plaques (volcanisme de dorsale et de zone de subduction), mais aussi à l'intérieur des plaques (volcanisme intra plaque, comme par exemple le volcanisme de point chaud).



Fig. 43 : Mouvement des plaques et volcanisme

2 / Le volcanisme de la dorsale

Nous savons, pour l'avoir observé directement grâce à l'exploration sous-marine par submersibles, qu'il y a des volcans sous-marins tout le long des dorsales, particulièrement dans le rift central, là où il se forme de la nouvelle lithosphère océanique. La composition de la lave de ces volcans indique qu'on est tout près de la zone où se fait la fusion partielle du manteau.

S'il n'y avait pas de tensions dans cette zone de dorsale, il n'y aurait pas de fractures qui permettent justement au magma produit par la fusion partielle de s'insinuer dans la lithosphère et de former des volcans.

Ce volcanisme nous est connu par l'exploration des fonds océaniques, mais aussi par un cas particulier, celui de <u>l'Islande</u>, carrément assise sur la dorsale de l'Atlantique-Nord et qui est formée uniquement de volcans. Dans ce cas, le volcanisme de la dorsale a réussi à s'élever au-dessus du niveau marin pour former une île volcanique qui constitue un laboratoire naturel pour l'étude du volcanisme de frontières divergentes.

Certaines hypothèses récentes proposent, qu'en plus, il y aurait un point chaud sous l'Islande, donc aussi du volcanisme de point chaud.



Fig. 44 : Carte topographique de l'Atlantique montrant l'île de l'Islande.

3 / Le volcanisme de zone de subduction

Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînons de volcans. La fameuse <u>Ceinture de feu</u> autour du Pacifique est l'expression de ce volcanisme de convergence.

Mais selon qu'il s'agisse d'une collision entre deux plaques océaniques, ou entre une plaque océanique et une plaque continentale, la nature du volcanisme diffère.

Dans le cas où il y a convergence entre deux plaques océaniques, il y aura formation d'un chaînon de volcans qui s'élèvent au-dessus de la surface des océans pour constituer un arc insulaire. Par exemple, toute la portion de la <u>Ceinture de feu</u> qui se situe dans le Pacifique-Ouest et le Pacifique-Nord est associée à ce type de collision.

Dans le cas de la convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale, les volcans se trouvent sur la marge de la plaque continentale et forment un arc continental. Un bon exemple de cette dernière situation est la Chaîne des Cascades (Cascades Range), dans l'ouest du continent nord américain.



Fig. 45 : Ceinture de feu du Pacifique

Volcans de la Chaîne des Cascades

Cette chaîne volcanique fait partie de la partie orientale de la <u>Ceinture</u> <u>de feu</u> du Pacifique où se rencontrent les trois plaques lithosphériques du Pacifique, de Juan de Fuca et Nord-américaine. Elle s'étend du Mont Garibaldi au nord de Vancouver jusqu'à Lassen Peak dans le nord de la Californie. C'est dans cette chaîne volcanique que se trouvent, entre autre, le volcan actif du Mont St. Helens, le Mont Rainier qui forme le plus haut sommet de la chaîne, ainsi que le magnifique Crater Lake, un lac qui occupe le cratère du volcan Mazama qui a été littéralement vidé lors d'une éruption extraordinaire il y a seulement 7700 ans.



Fig. 46 : Volcans de la Chaîne des Cascades

4 / Le volcanisme de point chaud

Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intra plaque, qu'on retrouve principalement, mais pas exclusivement, sur les plaques océaniques. Les chaînons volcaniques de points chauds viennent appuyer la théorie de l'étalement des planchers océaniques.

Pour des raisons que l'on comprend encore mal, il se fait en certains points du manteau, une concentration locale de chaleur qui amène une fusion partielle du matériel. C'est ce qu'on appelle un point chaud. Le matériel fondu au niveau du point chaud est moins dense que le matériel ambiant; de ce fait il remonte vers la surface et vient percer la lithosphère pour former un volcan.



Fig. 47 : Volcanisme du point chaud **A / Formation des chaînons de volcans**

Si une plaque lithosphérique se déplace au-dessus d'un point chaud qui fonctionne sporadiquement, il se construit un chaînon de volcans.

Les volcans les plus vieux se situent à l'extrémité du chaînon qui est la plus éloignée du point chaud, alors que les plus jeunes se situent à proximité du point chaud.

On retrouve plusieurs de ces chaînons de volcans de point chaud sur les plaques océaniques, comme par exemple, le chaînon qui va des îles Hawaii jusqu'aux fosses Aléoutiennes-Kouriles (<u>Chaînon Hawaï-</u> <u>Empereur</u>) dans le Pacifique-Nord.

Les points chauds sont stationnaires et peuvent fonctionner pendant plusieurs millions d'années, jusqu'à 100 Ma même.



Fig. 48 : Formation des chaînons de volcans

B / Les Carolines, les Marshall ou les îles Hawaii.

Ces volcans de point chaud sont très abondants à l'intérieur des plaques lithosphériques, surtout sur les plaques océaniques. Les fonds océaniques du Pacifique en constituent un bon exemple où on a une multitude de ces volcans, dont la plupart sont sous-marins (guyots). Un bon nombre percent la surface des océans pour former des archipels comme <u>les</u> <u>Carolines, les Marshall ou les îles Hawaii</u>.



Fig. 49 : Chaînons de volcans du Pacifique

C / Formation du Chaînon Hawaï-Empereur

Ce chapelet de volcans est un bon exemple de la marque laissée sur le plancher océanique par le déplacement d'une plaque au-dessus d'un point chaud. Il a été établi que les volcans d'Hawaii, à l'extrémité sud du chaînon, sont tout à fait récents; ils sont plus jeunes que 1 Ma.

L'âge des volcans le long du chaînon est de plus en plus vieux à mesure qu'on s'éloigne d'Hawaii. Le plancher océanique au niveau de la fosse de subduction des Aléoutiennes date de 80 Ma. C'est dire qu'il a fallu 80 Ma pour former le chaînon en entier. Ce dernier s'est formé par le déplacement de la plaque du Pacifique au-dessus d'un point chaud situé sous les îles Hawaii.

Le tracé et les âges du chaînon Hawaii-Empereur nous renseignent sur deux choses:

- La direction du déplacement s'est brusquement modifiée durant le déplacement de la plaque, il y a 40 Ma; durant la période entre -80 et -40 Ma, la plaque s'est déplacée selon le sens et la direction de la flèche rouge, donnant naissance au chaînon Empereur, alors que depuis 40 Ma, le déplacement se fait selon le sens et la direction de la flèche bleue, avec comme résultat le chaînon d'Hawaii;
- Connaissant la distance du déplacement entre deux volcans d'âge connu, on peut calculer la vitesse moyenne du déplacement de la plaque entre ces deux points, ici par exemple, une vitesse moyenne de 6,7 cm/année entre Hawaii et le point de changement de direction du déplacement de la plaque (soit à Kimmei, une distance de 2700 km entre les deux points). On ne sait pas vraiment depuis combien de temps fonctionne ce point chaud puisque, si des volcans ont été formés il y a plus de 80 Ma, ils ont été engloutis en même temps que la plaque du Pacifique dans la zone de subduction des Aléoutiennes-Kouriles et digérés avec elle dans l'asthénosphère.



Fig. 50 : Formation du Chaînon Hawaï-Empereur



1 / Introduction

Les séismes ou tremblements de terre constituent un phénomène géologique qui de tout temps a terrorisé les populations qui vivent dans certaines zones du globe. Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillement, il va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, il va se rupturer, en dégageant de façon instantanée toute l'énergie qu'il a accumulé durant la déformation élastique.

2 / Caractérisation des séismes

2.1 / Front d'ondes sismiques

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme **foyer** le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'**épicentre** désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer.



Fig. 51 : Front sismique

2.2 / Ondes sismiques

Onde P (compression)



Onde S (cisaillement)



Onde L (de Love) (cisaillement)



Onde de Rayleigh



Fig. 52 : Ondes sismiques

On distingue deux grands types d'ondes émises par un séisme: les ondes de fond, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui comprennent les ondes S et les ondes P, et les ondes de surface, celles qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent les ondes de Love et de Rayleigh.

Les ondes P sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière. Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde. Les ondes S sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde.

Les ondes de Love ou ondes L sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral.

Les ondes de Rayleigh sont assimilables à une vague; les particules du sol se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.

2.3 / Enregistrement d'un séisme

A / Sismographe : principe



Fig. 53 : Principe du sismographe

Le sismographe est un appareil capable de "sentir" les vibrations du roc; ces vibrations sont transmises à une aiguille qui les inscrit sur un cylindre qui tourne à une vitesse constante. On obtient un enregistrement = sismogramme.

B / Sismogramme

Le sismogramme est un enregistrement sur un support en papier effectué par un sismographe à la suite d'un séisme.

Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S. et sont donc enregistrées en premier sur le sismogramme.



2.4 / Intensité d'un tremblement de terre

Nous disposons de deux échelles pour évaluer les tremblements de terre: l'échelle de Mercalli et l'échelle de Richter. Aujourd'hui, nous n'utilisons que celle de Richter, mais les séismes du passé ne peuvent être évalués que selon celle de Mercalli.

2.4.1 / L'échelle de Mercalli

Elle a été développée en 1902 et modifiée en 1931. Elle indique l'intensité d'un séisme sur une échelle de I à XII. Cette intensité est déterminée par deux choses: l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'a eu la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une bonne dose de subjectivité. De plus, la perception de la population et l'ampleur des dégâts vont varier en fonction de la distance à l'épicentre. On a donc avec cette échelle, une échelle variable géographiquement. Mais, à l'époque, on ne possédait pas les moyens d'établir une échelle objective.

		MAGNITUDE
	ÉCHELLE D'INTENSITÉ DE MERCALLI	A L'ÉCHELLE RICHTER
1	Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2
0	Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
	Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV.	Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
۲	Perçu par presque tout le monde; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres; les objets instables sont renversés.	5
¥1	Perçu par tout le monde; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur; quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	
ΥΠ	La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	6
VIII	Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX	Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	
×	Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
×ı	Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Larges fissures dans le sol.	6
XII	Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	9

Fig. 55 : Echelle d'intensité de Mercalli

2.4.2 / L'échelle de Richter

Elle a été instaurée en 1935. Elle nous fournit ce qu'on appelle la magnitude d'un séisme, calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer. Elle se mesure sur une échelle logarithmique ouverte; à ce jour, le plus fort séisme a atteint 9,5 sur l'échelle de Richter (Chili). Cette fois, il s'agit d'une valeur qu'on peut qualifier d'objective: il n'y a qu'une seule valeur pour un séisme donné. Aujourd'hui, on utilise un calcul modifié du calcul originel de Richter, en faisant intervenir la dimension du segment de faille le long duquel s'est produit le séisme.

A / Calcul de la magnitude

La magnitude est calculée selon la formule suivante :

$M = \log_{10} A(mm) + 3\log_{10} [8\Delta t(s)] - 2.92$

A = Amplitude des ondes S en millimètre

 $\Delta t = La$ différence du temps d'arrivée des ondes P et S, en seconde

B / Détermination graphique de la magnitude

Des abaques permettent de déterminer directement la magnitude du séisme en se basant sur l'amplitude des ondes S (en millimètre) et la différence du temps d'arrivée des ondes P et S.



Fig. 56 : Abaque de détermination de la magnitude

2.5 / Energie dégagée par un séisme

L'énergie dégagée par un séisme est fonction de sa magnitude. La courbe suivante nous montre, qu'avec une progression arithmétique de la magnitude, l'énergie dégagée au foyer croît de manière exponentielle.

En clair cela signifie qu'un séisme de magnitude 8, comme celui de Mexico en 1985 n'est pas 25% plus fort qu'un séisme de magnitude 6 comme celui de Saguenay en 1988, mais 1000 fois plus fort.



Fig. 57 : Diagramme Magnitude – Energie d'un séisme

2.6 / Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète

Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S; c'est cette propriété qui permet de localiser un séisme. Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des appareils qu'on nomme sismographes.

En un lieu donné, comme les ondes P arrivent en premier, il y aura sur l'enregistrement sismographique un décalage entre le début d'enregistrement des deux types d'ondes; sur le sismogramme suivant, il y a un retard de 6 minutes des ondes S par rapport aux ondes P.





Les vitesses de propagation des deux types d'ondes dans la croûte terrestre ont été établies et on possède par conséquent des courbes étalonnées, comme celle-ci.

Le graphique suivant nous dit, par exemple, que pour franchir une distance de 2000 kilomètres, l'onde P mettra 4,5 minutes, alors que l'onde S mettra 7,5 minutes pour parcourir la même distance; il y a un décalage de 3 minutes.

Pour un séisme donné, il s'agit de trouver à quelle distance sur ce graphique correspond le décalage obtenu sur l'enregistrement sismographique; on obtient alors la distance entre le séisme et le point d'enregistrement. Dans notre exemple, la distance qui correspond à un décalage de 6 minutes est de 5000 km



Distance de l'épicentre (kilomètres)

Fig. 59 : Abaque de détermination de la distance de l'épicentre d'un séisme

Ceci ne nous donne cependant pas le lieu du séisme à la surface du globe. Pour connaître ce point, il nous faut au moins trois enregistrements.

Dans cet exemple, considérons les enregistrements d'un séisme en trois points: Halifax, Vancouver et Miami. Les enregistrements indiquent que le séisme se situe dans un rayon de 560 km d'Halifax, un rayon de 3900 km de Vancouver et un rayon de 2500 km de Miami. On situe donc le séisme au point d'intersection des trois cercles, soit à La Malbaie. En pratique, on utilise évidemment plus que trois points.



Fig. 60 : Carte de détermination de la position de l'épicentre

2.7 / Tsunami et raz de marée

Le tsunami (nom tiré du japonais) engendre un phénomène particulièrement destructeur consécutif à un mouvement du fond sousmarin généré par un séisme, une éruption volcanique ou un glissement de terrain. Il est en quelque sorte sournois parce qu'il peut survenir plusieurs heures après l'événement. Les amplitudes pouvant aller jusqu'à 30 m. La vitesse de propagation de ces vagues est de 500 à 800 km/heure en eau profonde. La périodicité des vagues est de l'ordre de 15 à 60 minutes.





3 / Mécanisme de déclenchement d'un séisme

3.1 / Elasticité de la matière

Relation Contraintes-déformation D'un matériau élastique



3.2 / Rebond élastique



Fig. 63 : Rebond élastique et déclenchement d'un séisme

3.3 / Déplacement de deux blocs le long d'un plan de faille

En général, le plan de faille entre deux blocs est une zone "rugueuse" sur laquelle le glissement ne s'effectue pas facilement. Alors que les deux blocs veulent glisser le long l'un de l'autre, la faille elle est bloquée. Il se produit donc une accumulation de déformation élastique entre les blocs qui bougent bien l'un par rapport à l'autre loin de la faille, mais pas du tout le long de la la faille.

Les deux blocs se déforment alors suivant un profil en arc tangente pendant un certain temps. Il arrive un moment ou la déformation accumulée est "plus forte" que la friction sur la faille, et celle ci lâche d'un coup : c'est un séisme. En quelques instants, toute la déformation accumulée pendant des siècles est rattrapée, et les blocs reprennent leur forme initiale.



Fig. 64 : Déformation en arc tangente des matériaux à proximité d'une faille

3.4 / Étalement de la bande de déformation

Plus la faille est superficielle plus la bande de déformation est localisée. Au contraire, plus la faille est profonde, plus la bande de déformation est étalée. Grosso modo, il faut s'éloigner de trois fois la profondeur de la faille pour atteindre 80% de la déformation totale.



Fig. 65 : Évolution de la position d'une station proche d'une faille au cours du temps

Dans le cas d'un plan de faille qui atteint 50 km de profondeur, il faut donc s'éloigner de 150 km de part et d'autre de la faille pour atteindre 8 mm/an de mouvement relatifs entre deux points séparés par une faille à 10 mm/an sur le long terme (courbe et zone bleue sur le graphe). Si l'on se place à 10 km de part et d'autre de la faille, on ne "verra" qu'un mouvement de 1/2 mm/an !

3.5 / Séismes et plaques lithosphériques

C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes. Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. L'énergie brusquement dégagée le long de ces failles cause des séismes (tremblements de terre).

Si les contraintes se poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture conséquente se fera dans les plans de faille déjà existants. A cause des forces de friction entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de cette faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par coups successifs, dégageant à chaque fois un séisme.

Dans une région donnée, des séismes se produiront à plusieurs reprises le long d'une même faille, puisque cette dernière constitue un plan de faiblesse dans la lithosphère.

A noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique.

4 / Les tremblements de terre et la tectonique des plaques

4.1 / Introduction

Les séismes n'ont pas une répartition aléatoire à la surface de la planète, mais sont répartis selon un patron bien défini. Cette <u>répartition</u> ordonnée vient appuyer la théorie de la tectonique des plaques, particulièrement, en ce qui concerne l'existence de zones de subduction.

On retrouve les séismes surtout aux frontières des plaques lithosphériques. De plus, on distingue trois classes de séismes, en fonction de la profondeur où ils se produisent :

- les séismes superficiels qui se produisent en faible profondeur, soit dans les premières dizaines de kilomètres, et qui se retrouvent autant aux frontières divergentes, c'est à dire le long des dorsales médio-océaniques qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques;
- les **séismes intermédiaires** qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes;
- les **séismes profonds** qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km, soit en pratique la base de l'asthénosphère, et qui se trouvent exclusivement au voisinage de limites convergentes.


Fig. 66 : Répartition des différents types de séismes à la surface de la terre

4.2 / Séismes se localisant à la convergence de plaques

A la **convergence de plaques**, les trois classes de séismes se distribuent selon un patron défini. Prenons comme exemple la zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du <u>Pacifique</u>. On y voit que les trois classes de séismes se répartissent selon des bandes parallèles aux fosses océaniques: d'est en ouest, séismes superficiels, séismes intermédiaires et séismes profonds.



Fig. 67 : Les différents types de séismes le long d'une frontière convergente des plaques

La coupe suivante montre que la plaque du Pacifique, à droite, vient s'enfoncer sous la plaque eurasienne, à gauche, provoquant le volcanisme qui forme l'arc insulaire des Kouriles.

Là où les deux plaques lithospériques rigides entrent en collision et se courbent, les fractures dans la lithosphère produisent des séismes de faible profondeur.

L'enfoncement d'une plaque rigide dans l'asthénosphère plastique ne se fait pas sans ruptures et fractures dans cette plaque, ce qui déclenche des séismes intermédiaires et des séismes profonds.

Puisque les séismes ne peuvent être initiés que dans du matériel rigide, cassant, on a ici une belle démonstration qu'il y a bel et bien enfoncement de plaque lithosphérique rigide dans l'asthénosphère, sinon il n'y aurait pas de séismes intermédiaires et profonds. C'est la raison pour laquelle les séismes intermédiaires et profonds sont confinés aux frontières convergentes. La répartition des foyers des trois classes de séismes dans cette plaque qui s'enfonce explique la répartition des épicentres en surface.



Fig. 68 : Les différents types de séismes le long d'une plaque plongeante

4.3 / Séismes se localisant A la divergence de plaques

La lithosphère océanique dépasse rarement les 10-15 km, ce qui fait qu'il ne peut y avoir que des séismes superficiels. Les mouvements qui se produisent sous la lithosphère (convection) se font dans une asthénosphère plastique et par conséquent ne peuvent engendrer de ruptures.





Fig. 69 : Répartition des foyers sismiques le long de la dorsale médioocéanique

Bibliographie

Allègre, C. 1983. L'écume de la Terre. Editions Fayard, Collection Pluriel, 338 p.

Allègre, C. 1992. Introduction à une Histoire naturelle: du big bang à la disparition de l'Homme. Fayard, Paris, 410 p.

Bourque Pierre-André ; 2009. Planète terre. http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html

Chernicoff, S. 1995. Geology, an Introduction to Physical Geology. Worth Publishers, New York, 636 p. ISBN 0-87901-452-0.

Daniel, J.-Y., Brahic, A., Hoffert, M., Schaaf, A. et Tardy, M., 1999, Sciences de la Terre et de l'Univers. Vuibert, Paris, 634 p. Duff, D. 1994. Holmes' Principles of Physical Geology. Chapman & Hall, New York, 4^e édition, 791 p. ISBN 0-412-40320-X.

Hallam, A. 1976. Une révolution dans les Sciences de la Terre (de la dérive des continents à la tectonique des plaques). Editions du Seuil, collection Points, Sciences, 186 p.

Hamblin, W. K. 1994. Introduction to Physical Geology. Maxwell Macmillan Canada, Toronto, 2^e édition, 400 p. ISBN 0-02-349353-4.

Hamblin, W. K. et Christiansen, E. H. 1995. Earth's Dynamic Systems. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 8^e édition, 740 p. ISBN 0-13-745373-6.

Landry, B. et Mercier, M. 1992. Notions de géologie. Modulo, Mont-Royal, 3^e édition, 565 p. ISBN 2-89113-256-4.

Lutgens, F. K. et Tarbuck, E. J. 1998. Essentials of Geology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 6^e édition, 450 p. ISBN 0-13-75-25-10-9.

Lutgens, F. K. et Tarbuck, E. J. 1999. Foundations of Earth Science. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 2^e édition, 454 p. ISBN 0-13-914037-9.

Monroe, J. S. et Wicander, R. 1995. Physical Geology. Exploring the Earth. West Publishing Co., Minneapolis/St. Paul, 2^e édition, 627 p. ISBN 0-314-04273-4.

Murk, B.W. et Skinner, B.J. 1999. Geology Today: understanding our planet. John Wiley & Sons, Inc., Toronto, 527 p. ISBN 0-471-16733-9.

Pour La Science. 1979. La Dérive des Continents. Belin, 215 p.

Press, F. et Siever R. 2001. Understanding Earth. W.H. Freeman and Co., New York, 3^e édition, 573 p. + 4 annexes, un glossaire et un index. ISBN 0-7167-3504-0.

Rebeyrol, Y. 1990. La Terre toujours recommencée: trente ans de progrès dans les sciences de la Terre. La Découverte/Le Monde, 424 p.

Skinner, B. J. et Poter, S. C. 1995. The Dynamic Earth, an introduction to Physical Geology. John Wiley & Sons, Inc., Toronto, 3^e édition, 613 p.

ISBN 0-471-59549-7.

Tarbuck, E.J. et Lutgens, F.K. 1999. Earth: an Introduction to Physical Geology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 6^e édition, 638 p. ISBN 0-13-974122-4.

Wicander, R. et Monroe, J. S. 1995. Essentials of Geology. West Publishing Co., Minneapolis/St. Paul, 428 p. ISBN 0-314-04562-7.