

2 Dynamique de la lithosphère

2.1 Formation et évolution de la lithosphère océanique

Plus des deux tiers (71%) de la surface de la Terre est recouverte par les **océans**, un tiers (29%) est au dessus du niveau de la mer (**continents**) (Fig. 2.1.1).

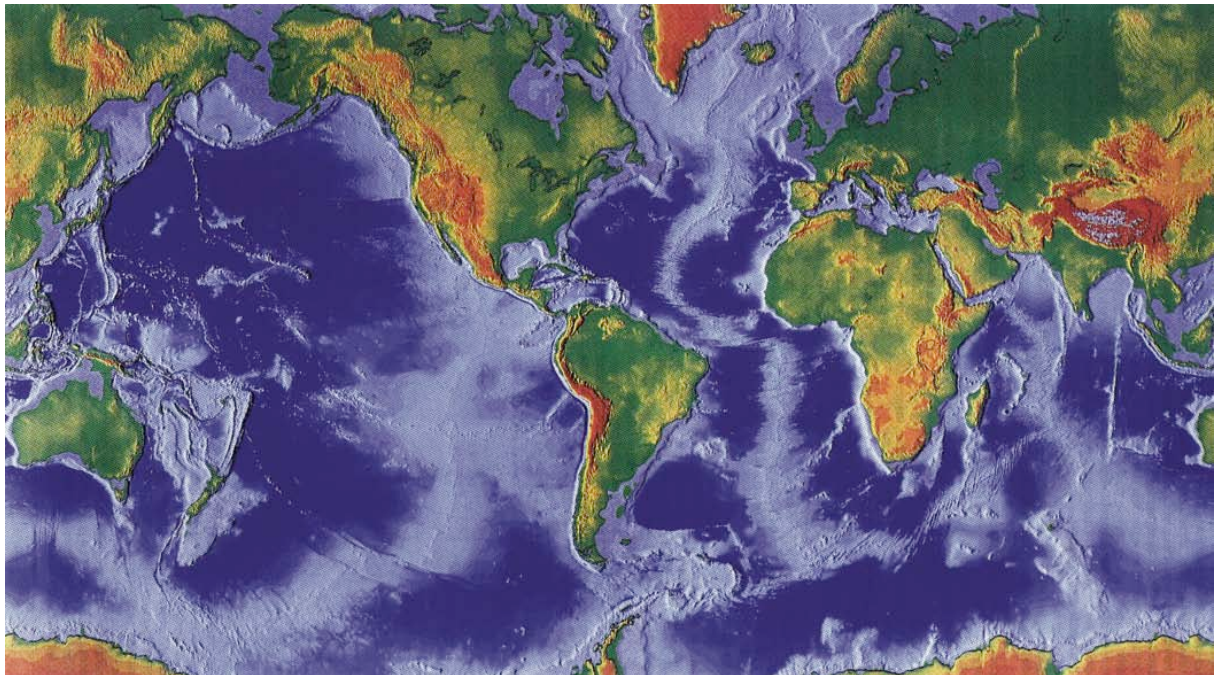


Figure 2.1.1 : Le relief de la Terre (Caron). En bleu, la bathymétrie (en dessous du niveau de la mer), en vert à rouge la topographie (au dessus du niveau de la mer).

Dans le détail, les altitudes présentent deux pics de fréquence (Fig. 2.1.2) : un maximum autour de 300 m, et un second plus large autour de -4800 m. Au premier ordre, ces deux pics peuvent être expliqués par la théorie de l'isostasie (cf. § 1.1.2.4) comme représentant des croûtes d'épaisseurs différentes, de l'ordre de 35-45 km pour une altitude 300 m et de 5-10 km pour une profondeur de 4800 m.

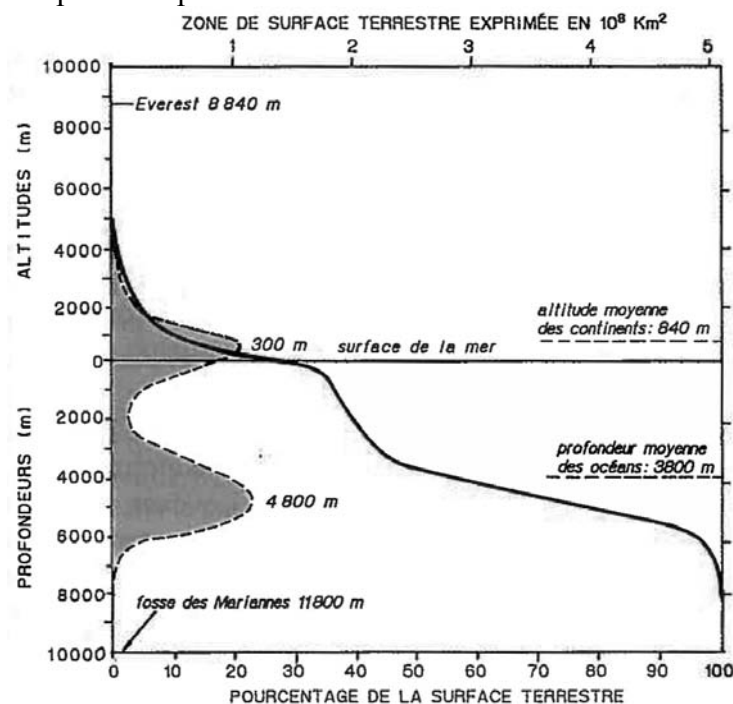


Figure 2.1.2 : Courbe hypsométrique (trait plein : surface au dessus d'un niveau donné ; 30% de la surface au dessus du niveau de la mer) et courbe de Trabert (tireté : histogramme de fréquence des altitudes et profondeurs) (Pomerol).

De manière très simplifiée, on observe également des différences de nature pétrologique entre ces deux ensembles, les fonds marins étant constitués essentiellement de basaltes (souvent recouverts de sédiments), alors qu'on va retrouver fréquemment des granites à la surface (ou sous une couverture sédimentaire) des continents.

Ces observations très générales permettent de définir deux ensembles distincts à la surface du globe : la lithosphère continentale (croûte épaisse, de composition granitique) et la lithosphère océanique (croûte mince, de composition gabbroïque). On verra dans la suite que ces deux types de lithosphères se distinguent par d'autres caractéristiques, en particulier le manteau lithosphérique, leurs modes de formation et d'évolution. En géologie, continent et océans ne renvoient pas uniquement à des altitudes (contrairement à la géographie qui trie en fonction du niveau de la mer), mais d'abord à des natures et à des processus distincts.

Cependant, il ne faut pas systématiser les caractères qui ont été présentés dans cette introduction : il y a aussi des basaltes sur les continents, et des granites dans la croûte océanique ; il y a aussi des croûtes continentales minces et des croûtes océaniques épaisses ; il y a aussi de la croûte océanique au dessus du niveau de la mer (Islande, Djibouti) et de la croûte continentale sous le niveau de la mer (les marges continentales).

2.1.1 Le fond des océans

2.1.1.1 Bathymétrie

La carte du relief (Fig. 1.2.1) montre une répartition spatiale particulière des profondeurs : les profondeurs importantes y sont représentées en bleu foncé, les profondeurs plus faibles en bleu clair. On retrouve ces profondeurs plus faibles à proximité des lignes de rivage, sur le bord des continents, et au centre des bassins océaniques où elles forment des **rides médio-océaniques**. Ce terme est adéquat dans certains cas (en particulier l'océan Atlantique) moins adaptés dans d'autres (Est Pacifique) où la ride n'est pas au milieu du bassin océanique. Ces rides forment un réseau à peu près continu dans l'océan mondial.

Sur une coupe à travers l'Atlantique Central (Fig. 1.2.3), depuis l'Amérique du Nord jusqu'à l'Afrique de Ouest, on peut définir différents ensembles bathymétriques qu'on retrouve systématiquement dans tous les bassins océaniques. Du continent vers le centre du bassin océanique :

- **Plate-forme ou plateau** continental, entre 0 et 200 m de profondeur. La pente y est très faible, en général inférieure à 0,1% (sub-horizontale). Morphologiquement, la plate-forme ne se distingue pas de la plaine côtière, qui présente la même inclinaison et souvent une largeur comparable.
 - **Talus ou pente** continentale. La pente moyenne y reste faible, de l'ordre de quelques degrés, rarement supérieure à 5° (~ 9%).
 - **Glacis**, au pied du talus, avec une pente décroissante vers le bas (pente concave en coupe), ce qui peut permettre de le distinguer du talus où la pente est à peu près constante.
- Le talus est séparé de la plate-forme par une rupture de pente brutale ; par contre la transition avec le glacis est progressive.

Ces trois premiers ensembles caractérisent morphologiquement les marges continentales, zones de transition entre le continent et l'océan.

- La **plaine abyssale** est sub-horizontale à des profondeurs supérieures à 5 km.
- La **dorsale médio-océanique** domine la plaine abyssale au centre du bassin océanique. Elle représente un relief d'environ 2000 km de large (mais variable, cf. Fig. 2.1.1 et § 2.1.5), qui culmine à l'axe de la dorsale (la crête cartographique) vers 2500 m de profondeur. De chaque côté de l'axe, la pente a une forme plutôt concave.

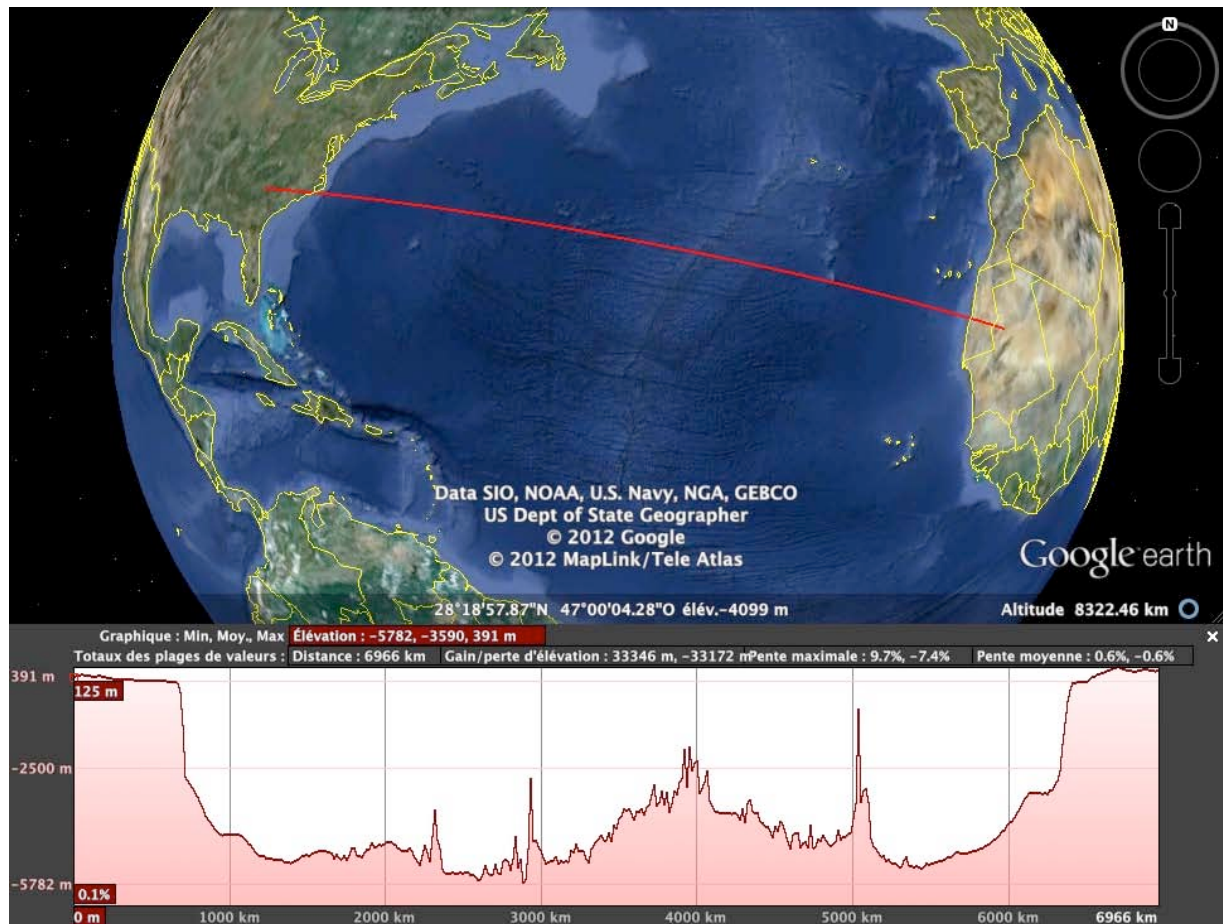


Figure 2.1.3 : Coupe topographique à travers l'Atlantique Centrale. L'échelle verticale est exagérée plus de 200 fois par rapport à l'échelle horizontale.

La structure est globalement symétrique de part et d'autre de l'axe de la dorsale, mais s'y superposent des reliefs ponctuels (monts sous-marins ou **guyots** si leur sommet est plat) qui correspondent en général à des volcans.

Cette structure bathymétrique n'est pas cylindrique. En particulier, la dorsale est découpée par des structures transverses appelées zones de fracture, présentant des rides alignées et souvent une fosse dans la partie axiale (Fig. 2.1.4).



Figure 2.1.4 : Bathymétrie de l'océan Atlantique équatorial. L'axe de la dorsale est orienté à peu près N-S (bleu clair) et est décalé par des zones de fractures orientées E-W.

2.1.1.2 Pétrologie

Au fond des océans, on trouve presque systématiquement des sédiments sur les marges continentales (plate-forme, talus et glacis). La plaine abyssale est également couverte de sédiments, mais des roches magmatiques (essentiellement **basaltes**) affleurent sur les parties les plus hautes. Sur la dorsale médio-océanique, la couverture sédimentaire est de faible épaisseur voire absente, et on trouve essentiellement des basaltes, localement des **gabbros** et des **serpentinites** (péridotites hydratées), aussi fréquents dans les fosses des zones de fractures.

L'origine des sédiments est essentiellement détritique sur les marges continentales, provenant de l'érosion des continents. Au pied des marges continentales, une partie importante de la sédimentation peut être constituée de **turbidites**, dépôts résultant d'avalanches sous-marines déclenchées sur le talus.

En l'absence de sédimentation détritique, les sédiments qui se déposent au fond de l'océan proviennent de la décantation des particules fines en suspension. Ces particules ont plusieurs origines : des argiles provenant de l'érosion des continents, et qui sont transportées soit par les fleuves, soit par le vent ; des particules biogènes, essentiellement des tests des micro-organismes du plancton. Ces tests sont de nature soit carbonatée (foraminifères, coccolithophoridés) soit siliceuse (radiolaires, diatomées).

Les sédiments formés essentiellement de tests carbonatés (**calcaires pélagiques**) ne s'observent au fond de la mer qu'au dessus d'une profondeur de l'ordre de 4500 à 5000 mètres. Cette profondeur est appelée **profondeur de compensation des carbonates** (en anglais Carbonate Compensation Depth, abrégé **CCD**) (Fig. 2.1.5). Elle correspond à la limite entre des eaux profondes, acides, qui dissolvent totalement la calcite et des eaux moins profondes où la dissolution est seulement partielle voire négligeable au dessus de la lysocline. On va trouver des calcaires pélagiques essentiellement sur les dorsales médio-océaniques (au dessus de la CCD), et des **radiolarites** ou **diatomites** dans la plaine abyssale et les parties les plus profondes des dorsales (en dessous de la CCD).

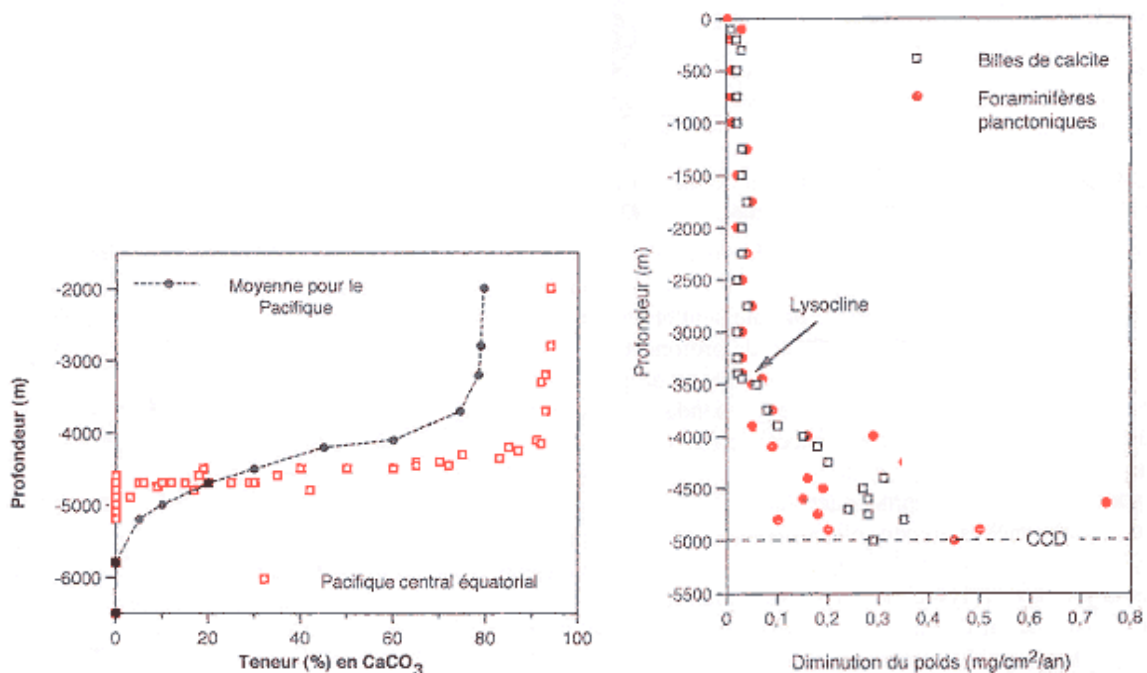


Fig. 2.1.5 : Variation de la teneur en CaCO₃ des sédiments de fond du Pacifique (à gauche), et dissolution expérimentale de carbonates (à droite) en fonction de la profondeur de prélèvement (à gauche) ou d'immersion (à droite).

2.1.1.3 Structure profonde

A partir de la propagation des ondes sismiques, on définit une croûte océanique d'épaisseur 5 à 10 km (7 km sur la Fig. 2.1.6), composée de roches magmatiques (basaltes en surface, gabbros plus en profondeur) et d'une fine couche (quelques centaines de mètres) de sédiments à son sommet. Cette croûte est mince par rapport à la croûte continentale (de l'ordre de 35 km d'épaisseur), et la différence d'altitude (0 pour la croûte continentale, -5 km pour la croûte océanique) est interprétée comme la compensation isostatique de la différence d'épaisseur.

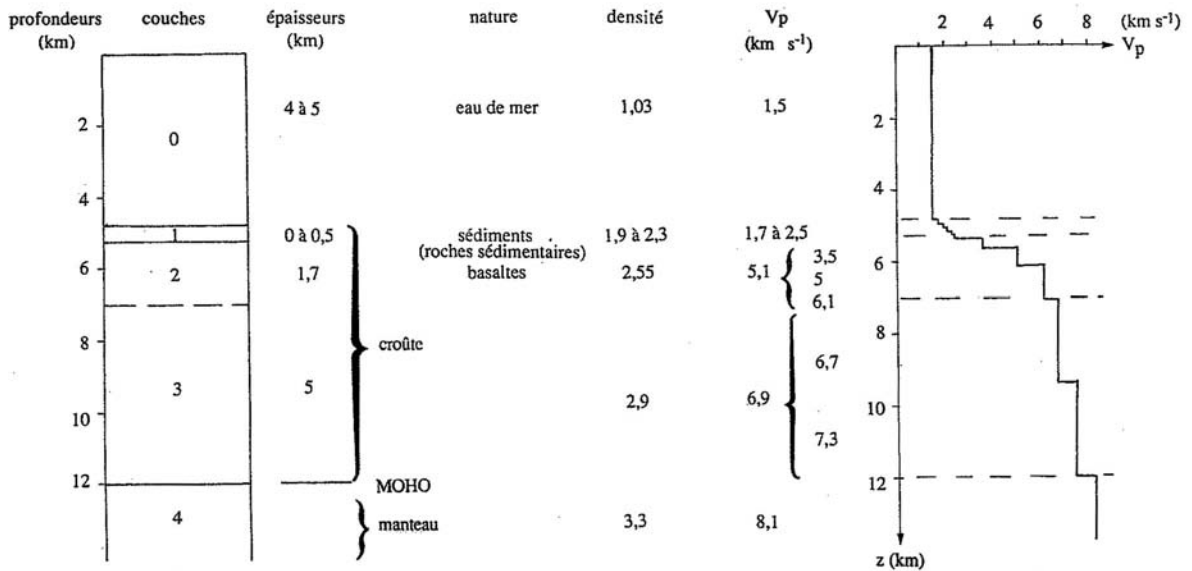


Fig. 2.1.6 : Propriétés physiques de la croûte océanique (Caron). Le Moho est défini par le saut de vitesse entre la base de la croûte (7,3 km/s) et le sommet du manteau (8,1 km/s).

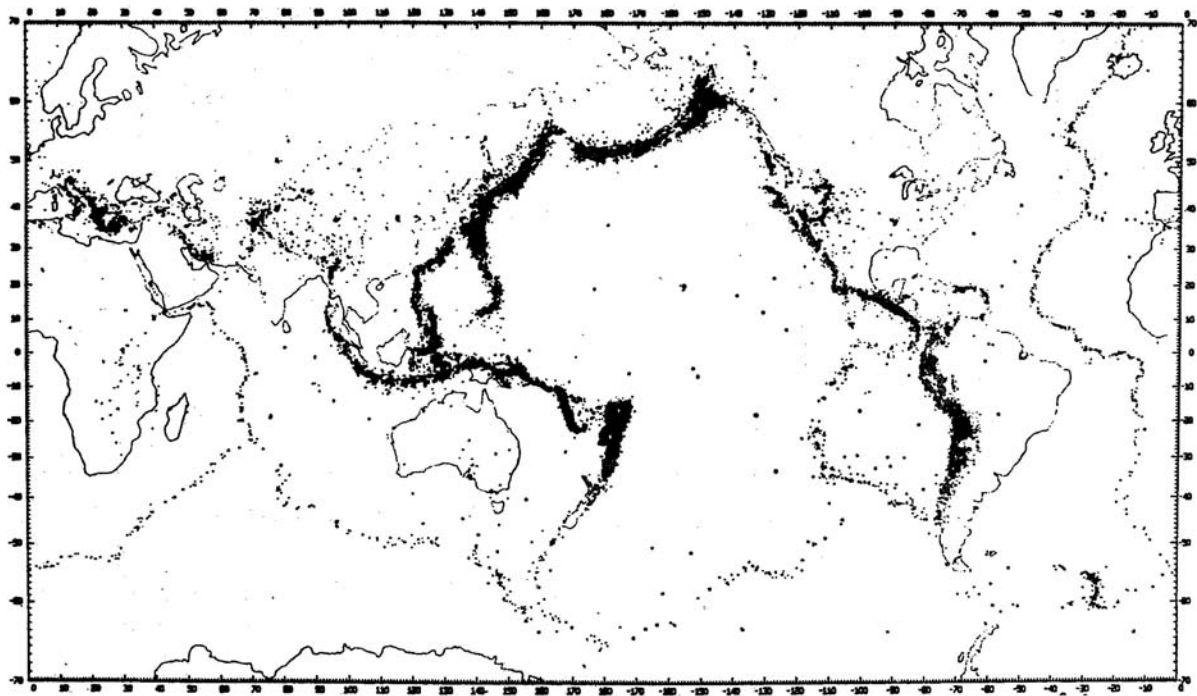


Fig. 2.1.7 : Epicentres des séismes (période 1961-1967) (Mechler).

2.1.2 Dynamique de la lithosphère océanique

2.1.2.1 Observations

La sismicité n'est pas répartie de manière homogène à la surface du globe (Fig. 2.1.7). Pour le domaine océanique, on la retrouve à l'axe des dorsales médio-océaniques (comparer les figures 2.1.7 et 2.1.1), et sur certaines marges continentales, dites actives comme par exemple le pourtour de l'océan Pacifique. D'autres marges continentales ne présentent pas de sismicité, elles sont qualifiées de passives, comme essentiellement sur les bordures de l'océan Atlantique.

Cette activité sismique est également corrélée à une activité volcanique soit aérienne (ceinture de feu du Pacifique pour les marges actives) soit sous-marine à l'axe des dorsales. Exceptionnellement, certaines parties de l'axe de la dorsale sont émergées (Islande, Djibouti). Le flux de chaleur (Fig. 1.2.8) est également beaucoup plus important à l'axe des dorsales que sur leurs flancs ou dans la plaine abyssale.

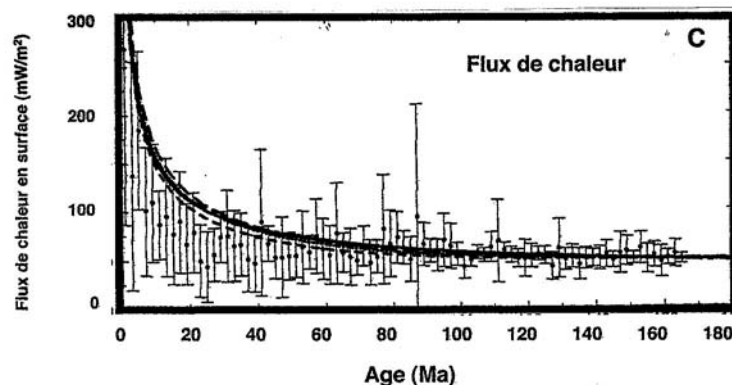


Fig. 2.1.8 : Flux de chaleur (points ; les barres d'erreur correspondent à la variabilité des mesures) en fonction de l'âge de la lithosphère océanique (lui-même fonction de la distance à l'axe de la dorsale, cf. Fig. 2.1.13). Les courbes correspondent à des modélisations basées sur l'épaisseur de la lithosphère (cf. § 2.1.4) (Jolivet).

2.1.2.2 Plaques lithosphériques

Ces différentes observations permettent de définir des plaques lithosphériques rigides se déplaçant sur une asthénosphère ductile. Les déplacements des plaques lithosphériques produisent des déformations (séismes) qui sont concentrées aux limites de plaques.

La possibilité de déplacements à la surface de la Terre est relativement ancienne. Wegener, au début du 20^{ème} siècle a proposé un déplacement des continents ('théorie des translations continentales'), basé sur des arguments essentiellement paléogéographiques. Mais cette époque manquait d'information sur les fonds sous-marins, qui étaient supposés de même nature que le manteau (Sima – du nom des deux éléments chimiques les plus fréquents Si et Ma, en dehors de l'O) sur lequel flottait la croûte continentale (Sial – idem : Si et Al). Dans la théorie de Wegener, la croûte continentale se déplace sur le manteau, ce qui est fondamentalement différent d'un déplacement de la lithosphère sur l'asthénosphère.

La figure 1.2.9 présente un découpage de la Terre en 15 plaques. Il est possible de définir plus de plaques (ou micro-plaques) en particulier dans les zones indiquées sur la figure comme zones de déformation intra-plaques. Les plaques principales sont la plaque Pacifique (uniquement constituée de lithosphère océanique), les plaques Amérique du Nord et du Sud, Afrique, Eurasie, Australie, Antarctique, qui comprennent toutes de la lithosphère continentale et de la lithosphère océanique.

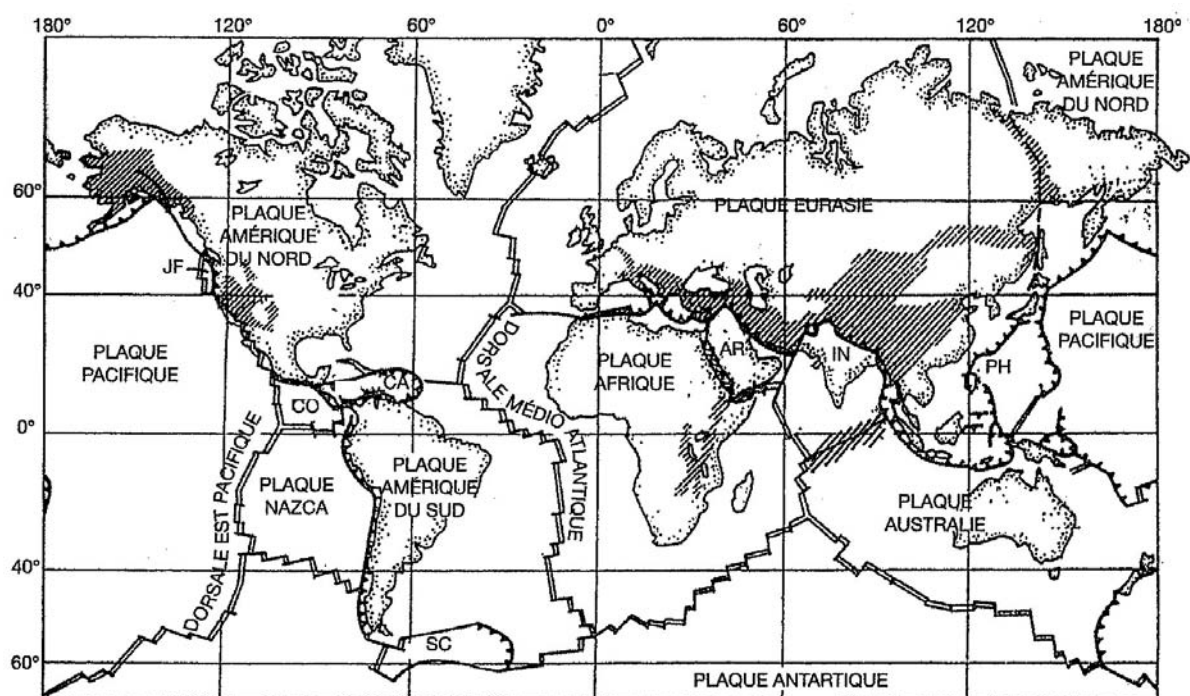


Fig. 2.1.9 : Les principales plaques lithosphériques et leurs frontières (cf. § 2.1.3). Lignes doubles : accrétion océanique (divergence) ; lignes avec triangle : subduction et collision (convergence) ; lignes simples : transformantes (coulissage). Parties hachurées : zones de déformations intra-plaques. AR : Arabie ; CA : Caraïbes ; CO : Cocos ; IN : Inde ; JF Juan de Fuca ; PH : Philippines ; SC : Scotia (Daniel).

2.1.2.3 Déplacement des plaques lithosphériques

Le déplacement des plaques lithosphériques à l'échelle de quelques années peut être mesuré directement depuis les années 1990 grâce à des techniques de géodésie satellitaires (Global Positioning System : GPS). Les vitesses mesurées sont de l'ordre du centimètre par an à la dizaine de centimètre par an, avec une précision qui est de l'ordre du mm/an pour des stations fixes comme celles présentées Fig. 2.1.10.

En appendice de son dernier ouvrage (*La genèse des continents et des océans* – 1928) Wegener présente une 'preuve' géodésique du déplacement de l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord, par comparaison des positions en 1913/14 et 1927. La vitesse déduite était de 38 cm/an, mais les mesures étaient d'une précision insuffisante. La vitesse mesurée actuellement est environ 15 fois plus faible (de l'ordre de 2 cm/an, Fig. 2.1.16).

L'interférométrie à très longue base (Fig. 2.1.11) est une autre méthode géodésique encore plus précise mais plus difficile à mettre en œuvre parce qu'elle nécessite des radio-télescopes. Cette méthode déduit la distance entre deux stations du décalage du temps d'arrivée du signal émis par un quasar.

Dans un passé géologique, c'est à dire à l'échelle du million d'année (Ma) à la centaine de million d'années, les déplacements des plaques sont reconstitués à partir des anomalies magnétiques des fonds océaniques (Fig. 1.3.10). Ces anomalies sont interprétées comme résultant de l'accrétion océanique pendant des périodes de champ magnétique successivement normal et inverse. La corrélation de ces anomalies avec une échelle magnéto-stratigraphique (Fig. 2.1.12) permet de dater l'âge de formation de la croûte océanique, et d'en déduire le taux d'accrétion qui correspond à la vitesse de divergence des deux plaques (Fig. 2.1.13). Il faut distinguer le demi-taux d'accrétion (Fig. 2.1.13), mesuré entre l'axe de la dorsale et un de ses flancs, et le taux d'accrétion mesuré entre les deux flancs.

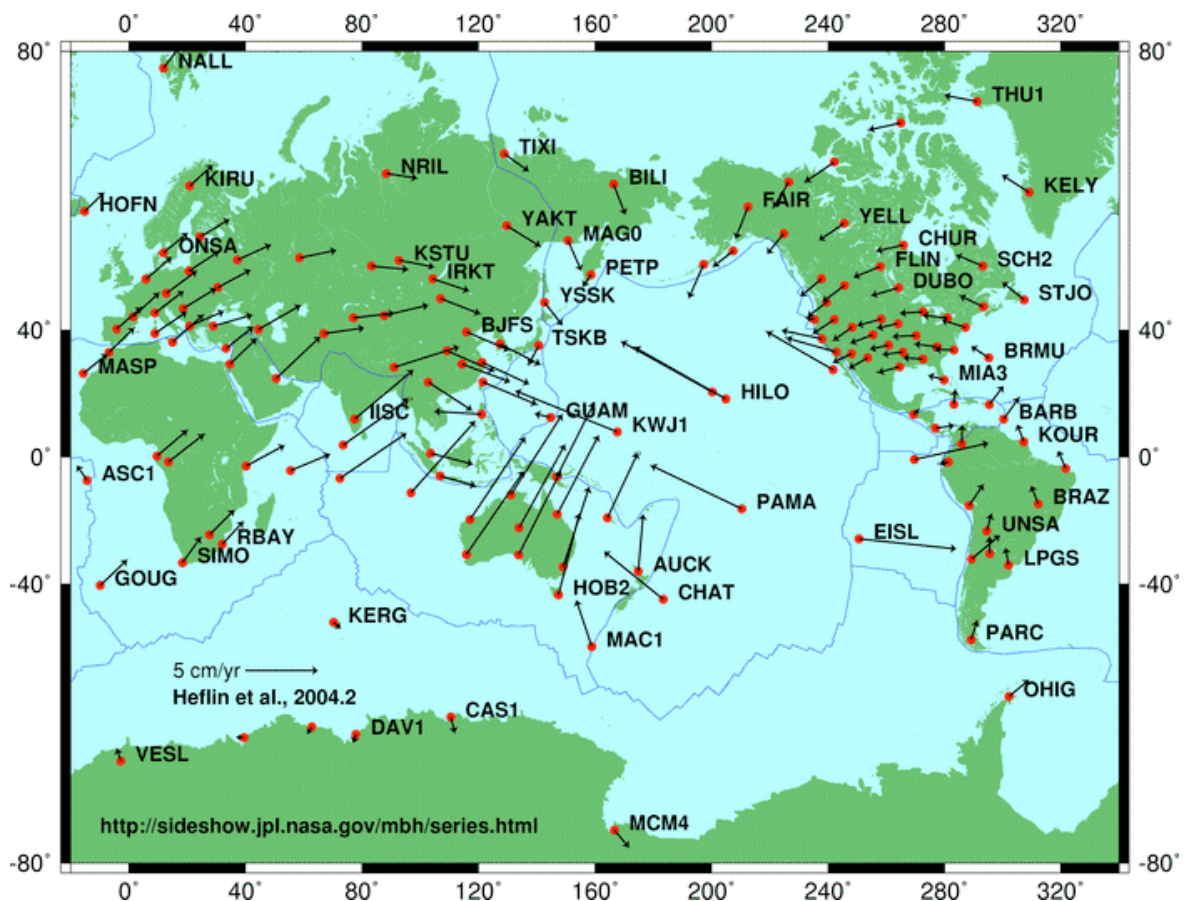


Fig. 2.1.10 : Vecteurs déplacements 'absolus' (par rapport à l'axe de rotation terrestre) de stations GPS fixes (www2.ac-lyon.fr/enseigne/biologie/spip.php?article179). A comparer à la figure 2.1.17.

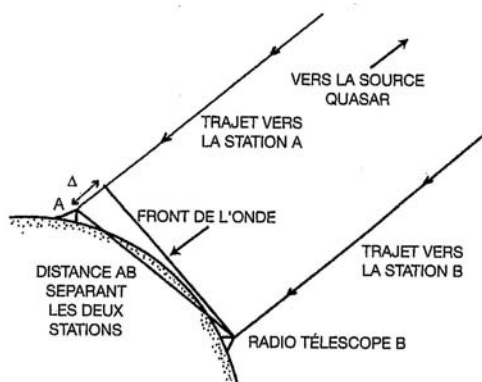


Fig. 2.1.11 : Géodésie par interférométrie à très grande base (Daniel).

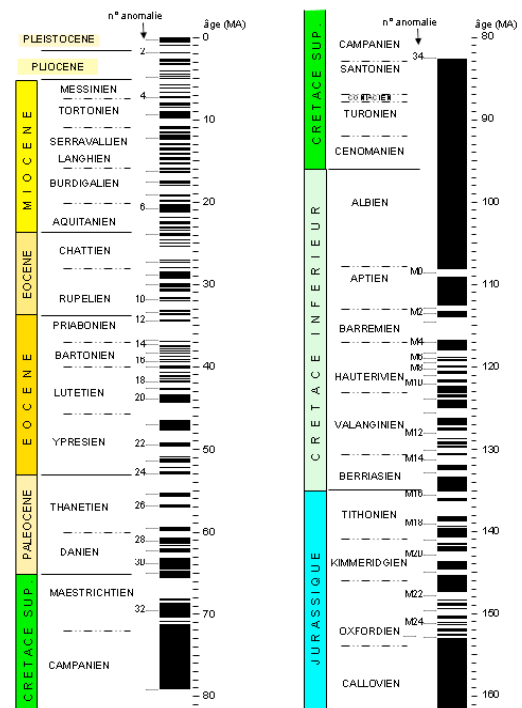


Fig. 2.1.12 : Echelle magnétostratigraphique

Cette relation entre l'âge de la croûte océanique et la distance à l'axe de la dorsale a été confirmée par une observation indépendante basée sur la datation des premiers sédiments recouvrant les basaltes océaniques. Ces sédiments ont été forés à différentes distances de l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud, et leur âge est une fonction linéaire de cette distance (Fig. 2.1.14). Cette relation est indépendante du flanc de la dorsale échantillonné, confirmant également la symétrie de l'accrétion océanique déduite de la disposition des anomalies magnétiques.

Pour une dorsale, le taux d'accrétion est constant sur quelques millions d'année, mais varie d'une dorsale à l'autre, de **2 cm/an** (ou **20 km/Ma**) (dorsale qualifiée de lente) à plus de **10 cm/an** (ou **100 km/Ma**) (dorsale qualifiée de rapide) (Fig. 2.1.13).

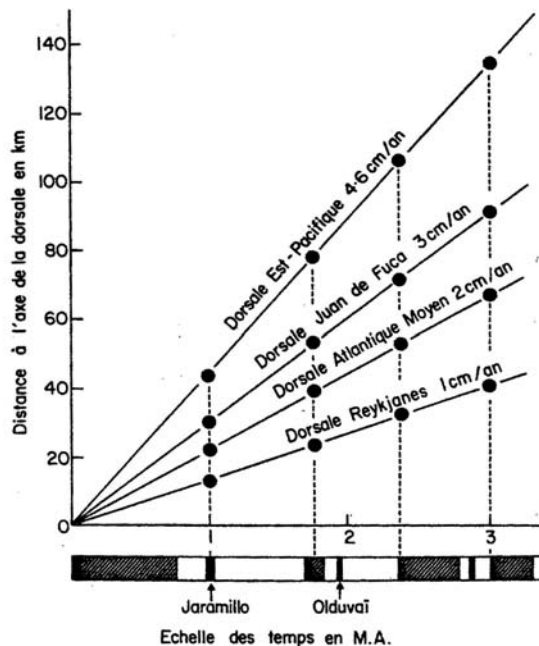


Fig. 2.1.13 : Demi-taux d'accrétion océanique calculé en fonction de la distance des anomalies magnétiques à l'axe de la dorsale (Pomerol).

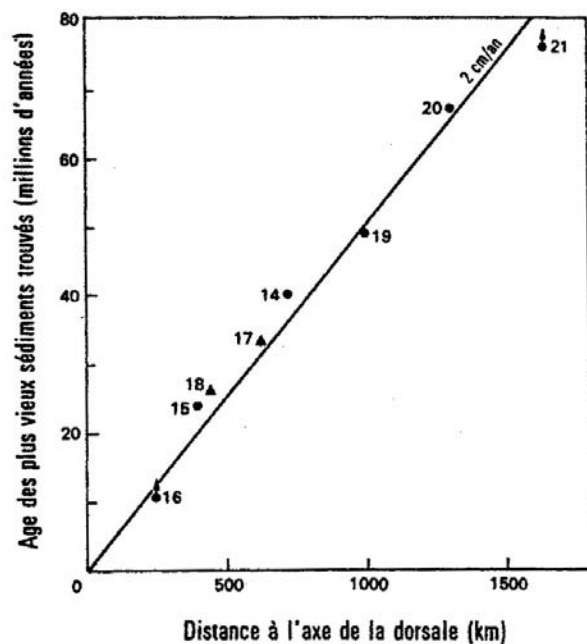


Fig. 2.1.14 : Age des plus vieux sédiments océaniques en fonction de la distance à l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud. Les points et triangles représentent les sites (numéros) des deux flancs de la dorsale (Pomerol).

L'âge de formation de la croûte océanique et le taux d'accrétion associé peut ainsi être mesuré à partir des anomalies magnétiques mesurées à la surface de la mer (Fig. 2.1.15). Les océans actuels ont une croûte jeune (par rapport à l'âge de la Terre ou par rapport aux continents), formée entre l'actuel (à l'axe des dorsales) et le Jurassique (à peu près 180 Ma, la croûte océanique plus âgée étant absente ou très rare). Cette méthode ne peut cependant pas être utilisée pour certaines époques comme la période calme du Crétacé (108 à 74 Ma) pendant laquelle il n'y a pas eu d'inversions (Fig. 2.1.12). **Devrait être le début du § cinématique**

A l'échelle globale, l'accrétion océanique ainsi reconstituée est utilisée pour calculer le déplacement des différentes plaques les unes par rapport aux autres (mouvement relatif : Fig. 2.1.16) ou par rapport à l'axe de rotation de la Terre (mouvement absolu : Fig. 2.1.17). Ce calcul considère un nombre fini de plaques rigides se déplaçant à la surface de la Terre. Il met en évidence trois types de limites de plaques : divergentes (les plaques s'écartent), convergentes (les plaques se rapprochent) ou coulissantes (le mouvement est parallèle à la limite de plaque). **Introduire ici les mécanismes au foyer.**

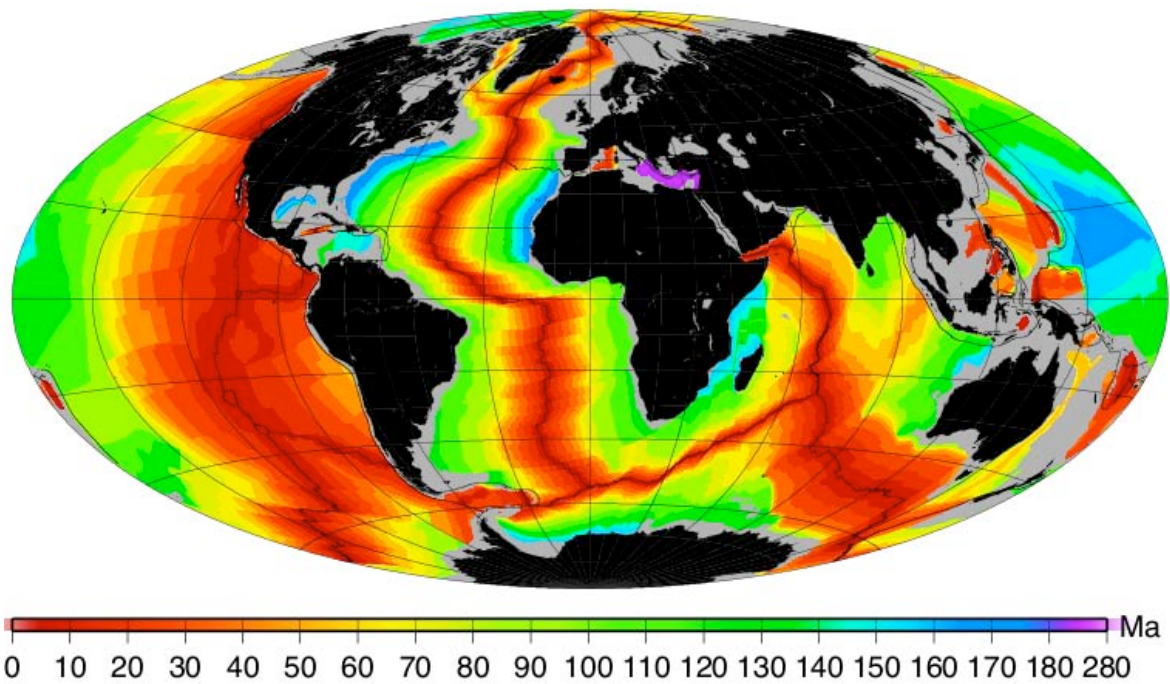


Fig. 2.1.15 : Age des fonds océaniques (www.earthbyte.org)

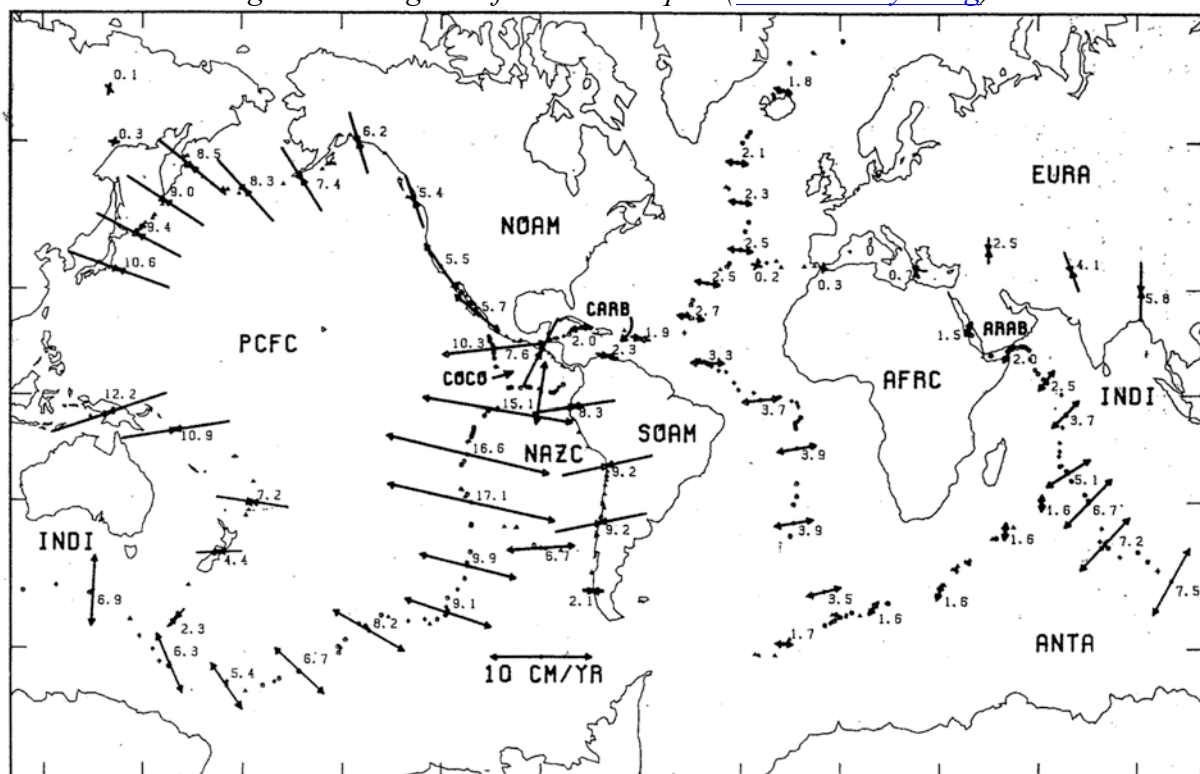


Fig. 2.1.16 : Vecteurs mouvements (cm/an) relatifs calculés à partir des anomalies magnétiques pour un système de 12 plaques (Le Pichon).

Les taux d'accrétion déterminés sur des périodes de l'ordre de quelques millions d'années à partir des anomalies magnétiques sont remarquablement similaires à ceux déterminés sur quelques années grâce au GPS (comparer les figures 2.1.10 et 2.1.17). Cela implique un déplacement des plaques lent mais continu et régulier sur de très longues périodes. Cette régularité contraste avec les mouvements associés aux séismes, qui sont eux discontinus, le déplacement étant brutal entre deux périodes de quiescence.

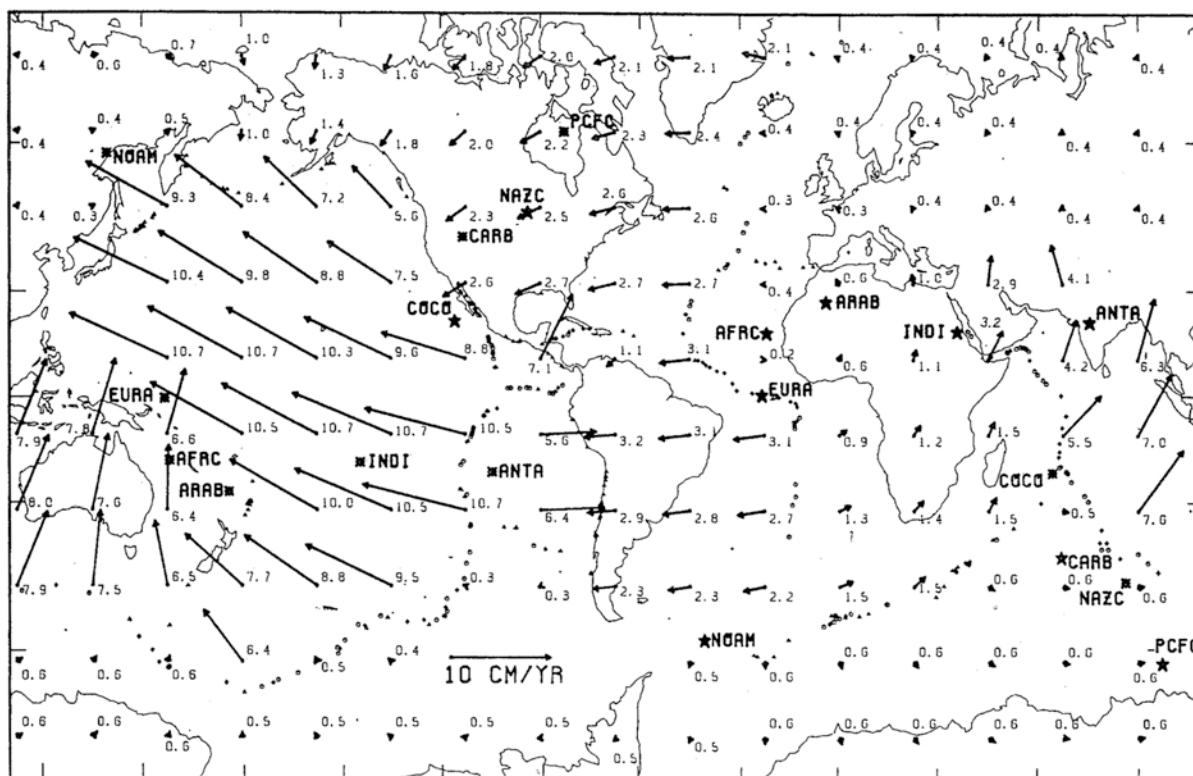


Fig. 2.1.17 : Vecteurs mouvements (cm/an) 'absolus' (par rapport à l'axe de rotation de la Terre). Les étoiles indiquent les axes de rotation des plaques (cf. § 2.1.2.4) (Le Pichon).

2.1.2.4 Cinématique des plaques lithosphériques

Il existe trois types de limites de plaques : divergent, convergent, coulissant. Un décrochement correspond à une faille coulissante, où le déplacement est horizontal et parallèle à la faille. Une limite de plaque lithosphérique coulissante est appelée faille transformante ; c'est donc un décrochement, mais tous les décrochements ne sont pas des failles transformantes.

Dans le domaine océanique, les limites de plaques coulissantes décalent l'axe de la dorsale (cf. § 2.1.3.2.1), et laissent des reliefs alignés perpendiculaires à l'axe de la dorsale : ce sont les zones de fracture, qui correspondent pour partie à une faille transformante active (limite de plaque où se produisent des séismes) qui se prolonge par une faille transformante fossile (ancienne limite de plaque coulissante, actuellement intraplaque et sans sismicité) (Fig. 2.1.26).

Quand trois limites de plaques s'intersectent, elles définissent un **point triple**. Les plus courants correspondent à l'intersection de trois limites de plaques divergentes (ride-ride-ride), mais les autres types de points triples (par exemple divergent-transformant-convergent) s'observent aussi.

Les plaques lithosphériques correspondant à des fragments rigides de la surface de la Terre, elles sont considérées comme des fragments d'une sphère, aussi appelés calottes sphériques (Fig. 2.1.18). Le déplacement sur la sphère de ces calottes sphériques correspond à une rotation, caractérisée par un axe de rotation (appelé axe eulérien) passant par le centre de la sphère. Cet axe de rotation recoupe la surface du globe en deux points appelés **pôles eulériens**. Le déplacement d'une plaque lithosphérique/calotte sphérique suit des cercles concentriques centrés sur l'axe de rotation et appelés **petits cercles**, comme les parallèles par rapport à l'axe de rotation terrestre. Les failles transformantes (limites de plaques coulissantes) correspondent à ces petits cercles. Les limites divergentes ou convergentes sont

perpendiculaires à ces petits cercles, et dessinent des grands cercles passant par l'axe de rotation eulérien, comme les méridiens passant par l'axe de rotation terrestre.

La vitesse de déplacement des plaques sur la sphère est une vitesse angulaire, qui augmente avec la distance à l'axe de rotation (nulle à l'axe, maximale à l'équateur eulérien : Fig. 2.1.18). Ce déplacement circulaire est bien visible quand l'axe de rotation traverse la plaque considérée (par exemple la plaque Afrique, Fig. 2.1.17).

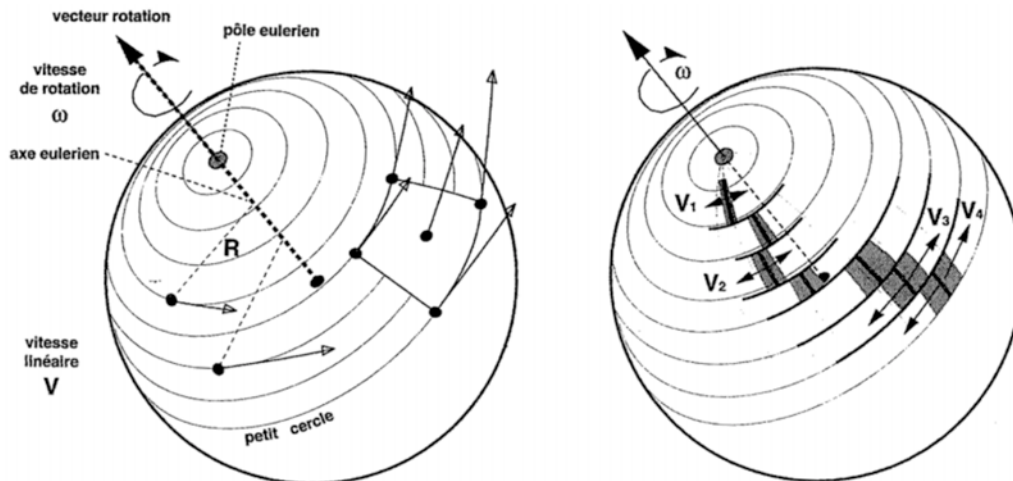


Fig. 2.1.18 : Géométrie eulérienne et déplacement des plaques sur une sphère (Jolivet)

On peut utiliser les failles transformantes pour identifier l'axe de rotation des plaques lithosphériques : chaque faille transformante correspond à un fragment de petit cercle centré sur l'axe de rotation (Fig. 2.1.18). Graphiquement, on peut tracer les perpendiculaires à toutes les failles transformantes d'un domaine océanique. Ces perpendiculaires se recoupent en un point correspondant au pôle de rotation pour le déplacement relatif entre les deux plaques en contact (Fig. 2.1.19).

Les anomalies magnétiques des fonds océaniques permettent donc de reconstituer les taux d'accrétion océaniques, et les failles transformantes (ou les zones de fractures qui correspondent à l'anciennes failles transformantes) les directions de déplacement (via les pôles de rotation entre deux plaques qui s'écartent). Le mouvement de deux plaques qui ne sont pas séparées par une limite divergente peut être reconstitué de proche en proche : le mouvement de la plaque Arabie (Ar Fig. 2.1.20) par rapport à la plaque Eurasie n'est pas connu, mais peut être calculé en considérant le mouvement de l'Arabie par rapport à l'Afrique (AF), de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord (NAM), et de l'Amérique du Nord par rapport à l'Eurasie. De proche en proche, on peut ainsi déterminer le mouvement de toutes les plaques (Fig. 2.1.20) et on peut construire un modèle global de déplacement des plaques (Fig. 2.1.16 et 17 pour une des premières versions, NUVEL-1 (Fig. 2.1.21) pour la version actuelle).

Ce modèle basé sur les anomalies magnétiques correspond aux périodes récentes (derniers millions d'années), mais la même méthode peut être utilisée dans le passé tant que la croûte océanique a été préservée, c'est à dire jusqu'au Jurassique. L'incertitude augmente avec la diminution de la surface océanique préservée (Fig. 2.1.15, comparer la surface océanique d'âge Crétacé (vert-jaune) à celle d'âge Jurassique (bleu)). Il n'y a pas de lithosphère océanique plus âgée que le Jurassique, et seules des méthodes ponctuelles (paléo-pôles magnétiques) ou peu précises (paléogéographie) peuvent être utilisées pour des reconstitutions plus anciennes. Ces reconstitutions anté-Jurassique n'ont donc pas la même incertitude et résolution que celles basées sur les anomalies magnétiques.

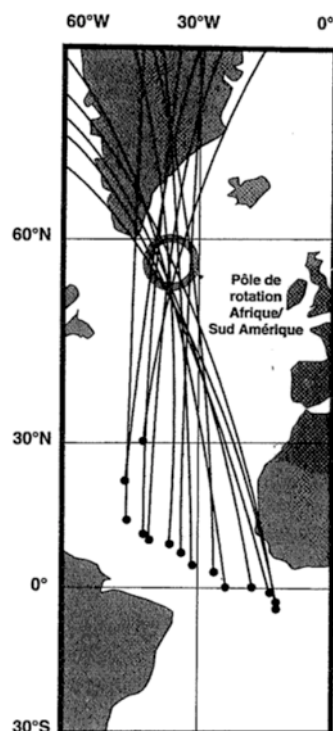


Fig. 2.1.19 : Les grands cercles perpendiculaires aux failles transformantes de l'Atlantique central se recoupent au sud du Groenland pour définir le pôle de rotation de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Sud (Morgan, 1968, in Jolivet).

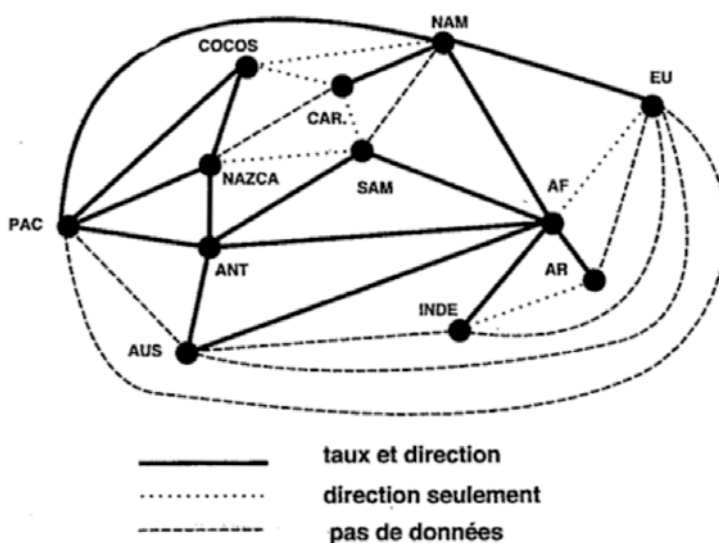


Fig. 2.1.20 : Relations entre plaques utilisées dans le calcul du modèle cinématique global NUVEL-A (de Mets, 1990, in Jolivet)

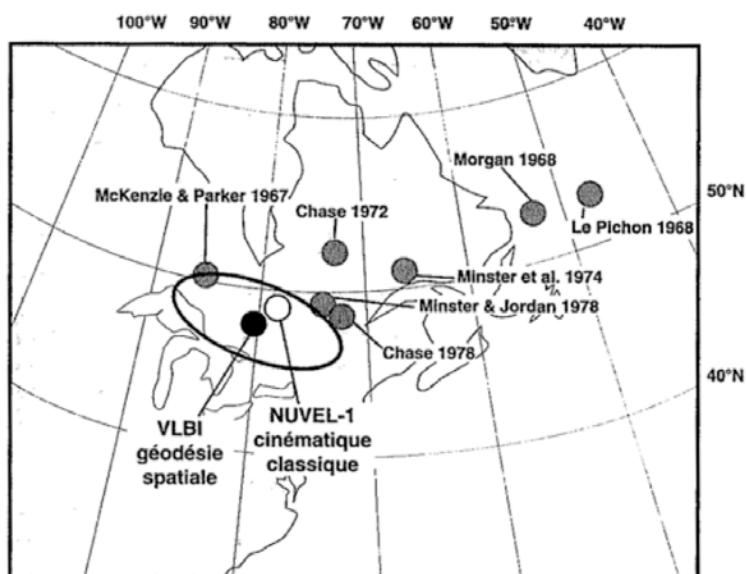


Fig. 2.1.21 : Les différents calculs du pôle Amérique du Nord-Pacifique. Les pôles calculés à partir des données océaniques (NUVEL-A) et du GPS (BLBI) sont très proches et à l'intérieur de la même ellipse de confiance. Les pôles plus anciens s'en rapprochent au fur et à mesure de l'augmentation du nombre et de la précision des données (Argus 1990, in Jolivet).

La cinématique des plaques déduite des fonds océaniques peut être confrontée à d'autres types de données. Les méthodes satellitaires (GPS) indiquent des déplacements très similaires (Fig. 2.1.21) et confirment la régularité des déplacements sur des échelles de temps allant de quelques années à quelques millions d'années.

Sur des échelles de temps plus longues, les points chauds fournissent d'autres observations cohérentes avec la cinématique des plaques. Les points chauds correspondent à du magmatisme intraplaque, construisant des édifices volcaniques de très grande taille (trapps sur les continents, plateaux océaniques ou îles volcaniques dans les océans). Dans le domaine océanique, les points chauds forment des alignements d'îles, dont seule l'extrémité est active, et dont l'âge décroît vers l'extrémité. L'île d'Hawaï à l'extrémité de la chaîne de l'Empereur constitue un exemple type dans l'océan Pacifique (Fig. 2.1.1).

Les points chauds sont à peu près fixes les uns par rapport aux autres, et par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Les alignements d'îles sont donc formés au fur et à mesure du déplacement de la plaque lithosphérique au dessus d'un point chaud fixe, et ils permettent de reconstituer le mouvement d'une plaque par rapport à l'axe de rotation de la Terre. On peut ainsi comparer le déplacement de la plaque Pacifique déduit des anomalies magnétiques et des failles transformantes (Fig. 2.1.17) à la chaîne de l'Empereur (Fig. 2.1.1). Le changement d'orientation de cette chaîne vers le Nord Ouest indique un changement passé dans le déplacement de la plaque Pacifique.

2.1.3 Accrétion océanique

2.1.3.1 Dorsales lentes et rapides

La datation des anomalies magnétiques permet de mettre en évidence des variations des taux d'accrétions entre les différents domaines océaniques (Fig. 2.1.13, comparer aussi les surfaces de croûte d'âge tertiaire en rouge Fig. 2.1.15). Ils varient depuis une dizaine de cm/an (100 km/Ma) pour les dorsales dites rapides (ex. dorsale Est-Pacifique) jusqu'à 2 cm/an (20 km/Ma) pour les dorsales dites lentes (ex. dorsale Atlantique). La dorsale indienne (5 cm/an) constitue un type intermédiaire. Ces variations de taux d'accrétion s'accompagnent de variations morphologiques et pétrographiques (Fig. 2.1.22 et 23).

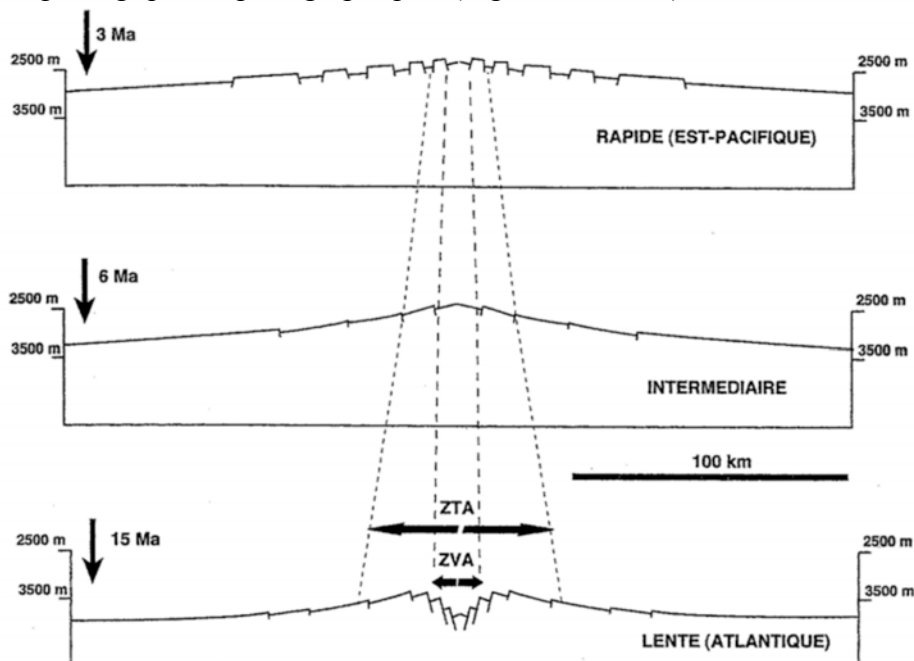


Fig. 2.1.22 : Morphologie des différents types de dorsales en fonction des vitesses d'accrétion (matérialisés par l'âge de la croûte à distance de l'axe d'accrétion) (Choukroune in Jolivet).

ZTA : zone tectoniquement active ; ZVA : zone volcanique active

Les dorsales lentes présentent à l'axe de la ride une zone effondrée appelée rift (= déchirure). Les zones élevées de part et d'autre sont appelées épaules de rift. Le rift et ses épaules présentent une activité sismique et des déformations récentes en surface (ex. Fig. 2.1.24 où des failles recoupent un volcan récent), définissant une zone tectonique active large de presque une centaine de kilomètres (Fig. 2.1.22). Les failles normales bordant le rift ont des rejets importants, de plusieurs kilomètres, et mettent à l'affleurement des gabbros et des péridotites plus ou moins serpentinisées (Fig. 2.1.24 et 25). Dans la zone axiale, les édifices volcaniques sont ponctuels (Fig. 2.1.23 et 24). et à fonctionnement intermittent. Ils sont constitués d'accumulations de laves en coussins (*pillow lava*) et de brèches de coussins. A l'échelle régionale, la morphologie est rugueuse, héritée des décalages importants des failles normales, et la pente est marquée sur les flancs de la dorsale (Fig. 2.1.22).

Les dorsales rapides présentent également une dépression axiale, mais qui est étroite, peu profonde et sans épaule de rift (Fig. 2.1.22 et 23). La zone tectonique active est étroite (Fig. 2.1.22), d'une dizaine de kilomètres de large, avec des failles normales présentant des rejets peu importants de quelques centaines de mètres au maximum. Il n'y a pas d'édifices volcaniques individualisés, mais un volcanisme fissural le long de structures linéaires de plusieurs dizaines de kilomètres de long. On ne trouve que des basaltes à l'affleurement, avec parfois des restes de lacs de laves indiquant des laves fluides et produites en grande quantité. A l'échelle régionale, la morphologie est lisse et les flancs de la dorsale présentent une pente faible et régulière (Fig. 2.1.22).

Les dorsales intermédiaires présentent des caractéristiques intermédiaires, avec un rift peu marqué, une zone tectonique active d'une cinquantaine de kilomètres de large, des axes volcaniques fissuraux continus sur quelques kilomètres de longueur (Fig. 2.1.22 et 23).

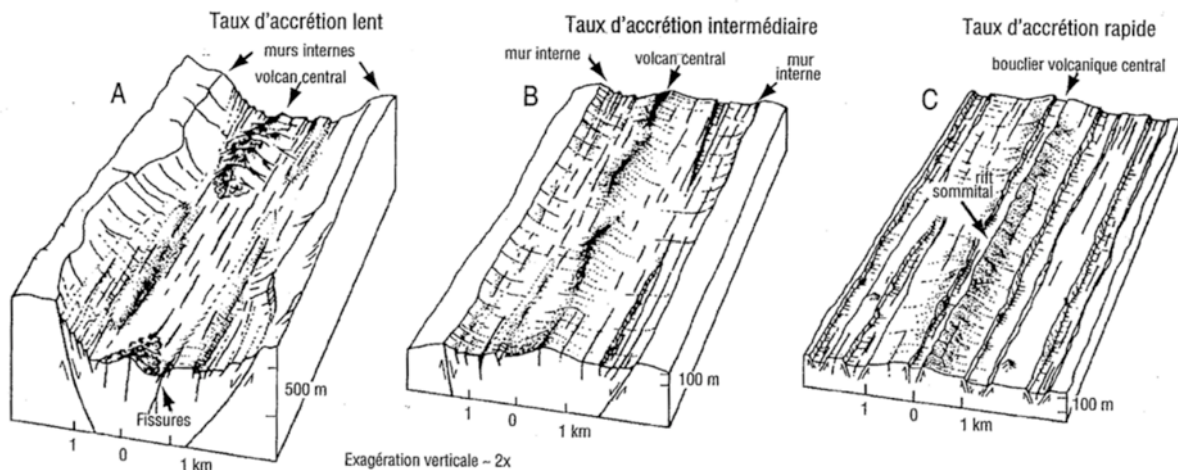


Fig. 2.1.23 : Structure schématique de l'axe de la dorsale en fonction du taux d'accrétion (MacDonald in Juteau).

L'écartement des plaques lithosphériques à l'axe de la dorsale est compensé par une remontée du manteau, et donc une diminution de pression pour les péridotites du manteau. La remontée étant rapide (de l'ordre du cm/an), le refroidissement est négligeable, ce qui permet aux péridotites de passer le solidus et de débiter la fusion partielle qui va fournir le magma basaltique.

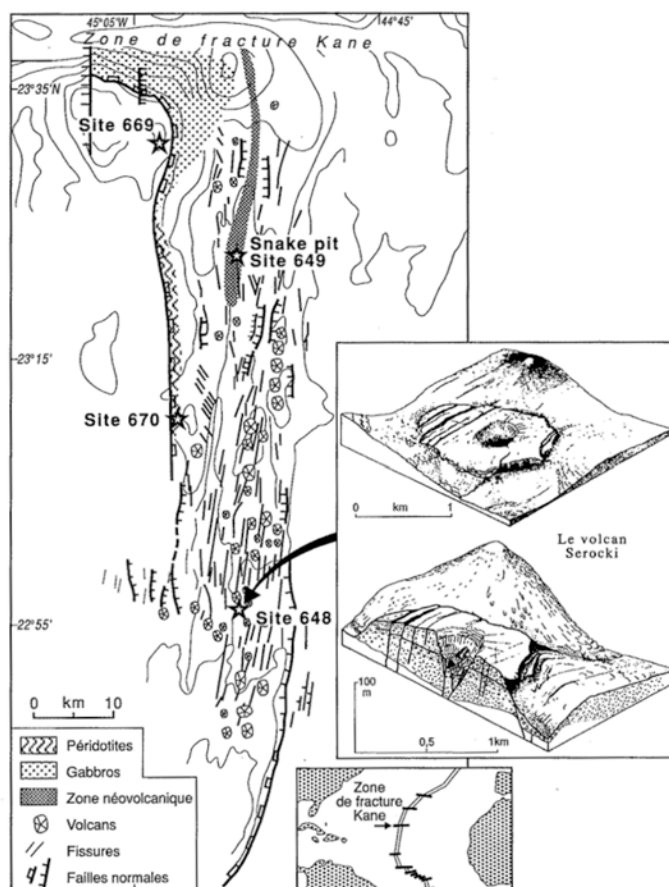


Fig. 2.1.24 : Schéma géologique de la zone d'intersection entre l'axe d'accrétion médio-Atlantique et la zone de fracture Kane. Les sites correspondent à des forages (colonne Fig. 2.1.25 pour le site 670) (Juteau).

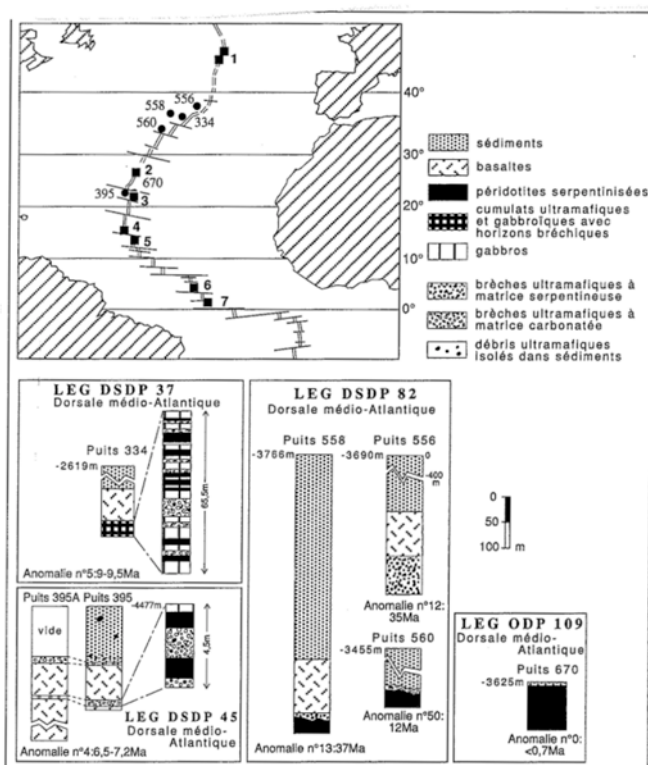


Fig. 2.1.25 : Localisation des affleurements de péridotites le long de la dorsale médio-Atlantique et colonnes forées (numéros des puits sur la carte) (Juteau).

La vitesse de remontée du manteau est proportionnelle à la vitesse d'écartement des plaques : si l'écartement est rapide, la remontée du manteau est rapide et le taux de fusion important. Dans ce cas, l'écartement est compensé en surface par le magmatisme dont l'accumulation crée une croûte océanique relativement épaisse et continue.

Par contre, un écartement lent entraîne une remontée lente du manteau, et un taux de fusion partielle faible. Le magma est alors produit en quantité insuffisante pour compenser l'écartement. La divergence est alors accommodée par de la tectonique (failles normales) autant sinon plus que par le magmatisme. Les failles normales ont plusieurs effets : elles amincissent la croûte, et la fracturation permettent une infiltration de l'eau de mer, et le développement de circulations hydrothermales ('fumeurs'). L'amincissement crustal met à l'affleurement des matériaux initialement profonds (gabbros et péridotites). L'hydrothermalisme va hydrater les péridotites du manteau, en les transformant en serpentinites qui ont des caractéristiques physiques (densité, vitesse des ondes P) identiques à celles de la croûte. Une partie de ce qui est identifié comme de la croûte par les méthodes physiques est donc constitué de matériel mantellique serpentinsé.

2.1.3.2 Discontinuités des axes d'accrétion

2.1.3.2.1 Failles transformantes

Les failles transformantes connectent deux segments de dorsale, elles constituent des discontinuités de premier ordre de l'axe de l'accrétion. Ce sont des limites de plaques actives, caractérisées par une sismicité et des mouvements décrochants (Fig. 2.1.26). Elles présentent des fosses liées à une épaisseur crustale anormalement faible (cf. § 2.1.3.2.3) bordées par des rides. Ces reliefs perdurent dans la zone tectoniquement inactive, et définissent morphologiquement les zones de fracture (Fig. 2.1.26).

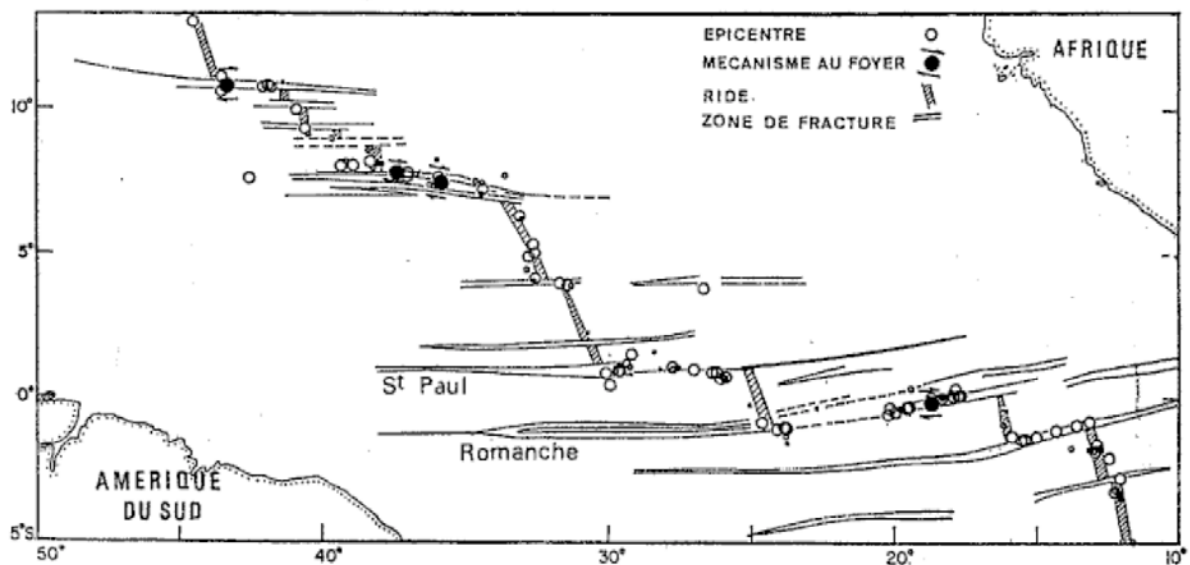


Fig. 2.1.26 : sismicité dans l'océan Atlantique équatorial. Les séismes sont répartis le long de l'axe d'accrétion et des segments des zones de fractures qui se trouvent entre deux axes d'accrétion (failles transformantes, ici dextres) (Debelmas)

2.1.3.2.2 Zones de recouvrement des axes d'accrétion

Les zones de recouvrement des axes d'accrétion (en anglais **Overlapping Spreading Centers : OSC**) délimitent des segments de dorsales cylindriques (Fig. 2.1.27). Ces relais correspondent à la propagation des segments en accrétion, l'une des extrémités se propageant au détriment de l'autre, et produisent dans la plaine abyssale des morphologies en V dont la pointe indique

la direction de propagation. Ce sont des discontinuités de second ou troisième ordre en fonction de l'amplitude du décalage horizontal et vertical.

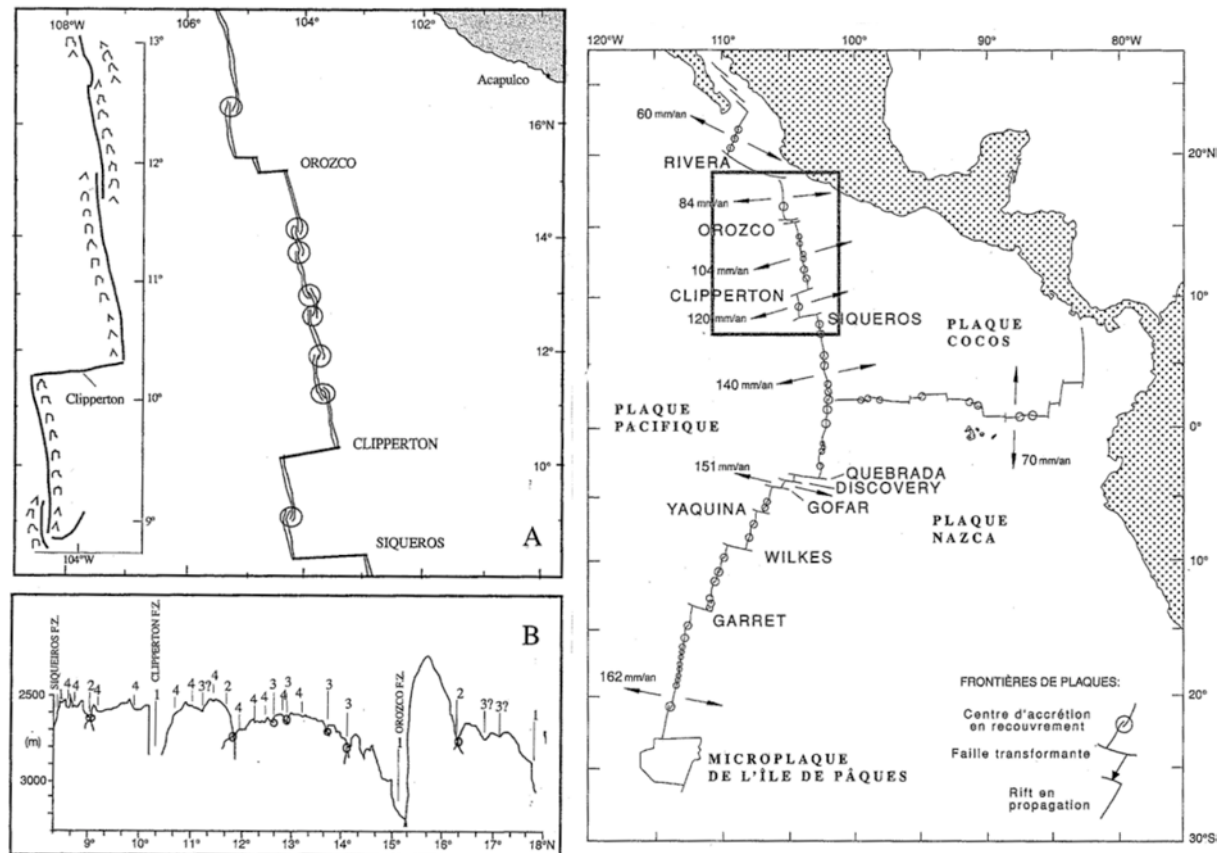


Fig. 2.1.27 : Segmentation de la dorsale Est-Pacifique et de la dorsale des Galapagos (entre les plaques Cocos et Nazca) (MacDonald in Juteau). L'encadré A est localisé sur la carte générale. Les cercles indiquent les OSC ; à gauche agrandissement de la zone entre 9° et 13°N, avec indication de la morphologie axiale en dôme ou en triangle. L'encadré B correspond à une coupe bathymétrique le long de l'axe (relief très exagéré). Les numéros renvoient à l'ordre des segmentations : 1 = faille transformante ; 2 = OSC

2.1.3.2.3 Variations d'épaisseurs crustales et lithosphériques

L'épaisseur de la croûte océanique est nettement réduite dans les zones de fractures (2 km au lieu de 8 pour l'Atlantique Nord, Fig. 2.1.28). L'épaisseur est maximale entre deux zones de fractures (centre d'un segment magmatique) et décroît vers les zones de fracture. Parallèlement, la profondeur est moindre au centre du segment, et est maximale dans les zones de fracture, reflétant l'équilibre isostatique. Cette variation d'épaisseur correspond à la variation du taux de fusion partielle dans le manteau : la production de magma est très faible à proximité des failles transformantes, où la croûte est formée essentiellement par serpentinisation du manteau grâce aux circulations hydrothermales le long des failles verticales. A une autre échelle, l'approfondissement de l'axe d'accrétion dans les OSC (Fig. 2.1.27) correspond également à une segmentation de la production magmatique. L'épaisseur du manteau lithosphérique varie à l'opposé de l'épaisseur crustale (Fig. 2.1.29) : le manteau lithosphérique est pratiquement inexistant au centre du segment magmatique, où la croûte est la plus épaisse ; par contre il s'épaissit pour atteindre une épaisseur maximale sous la faille transformante.

Rajouter qq chose sur l'épaississement au dessus d'un point chaud.

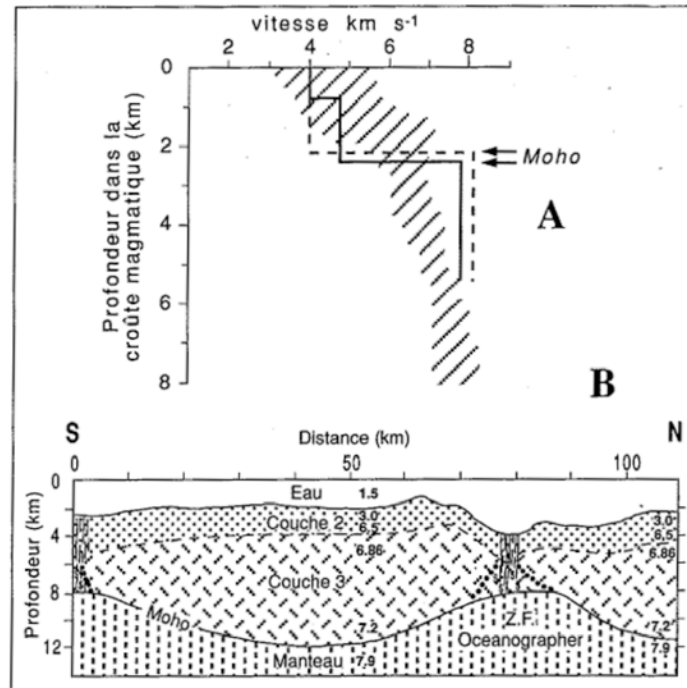


Fig. 2.1.28 : Epaisseur de la croûte océanique dans l'Atlantique Nord (White, in Juteau). A : Vitesses des ondes P obtenues le long de la zone de fracture Kane (Atlantique Nord). La zone hachurée correspond aux vitesses observées loin des zones de fracture. B : coupe parallèle à l'axe d'accrétion.

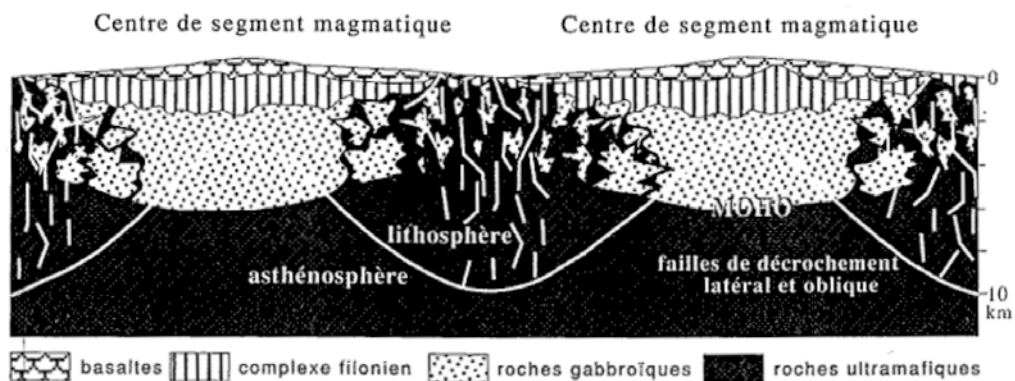


Fig. 2.1.29 : Coupe schématique le long de l'axe d'accrétion d'une dorsale lente (Cannat in Juteau).

2.1.4 Evolution de la lithosphère océanique

La profondeur moyenne de l'océan augmente avec la distance à l'axe de la dorsale : c'est le flanc des dorsales, entre l'axe situé à une profondeur de l'ordre de 2500 m et la plaine abyssale entre 5000 et 6000 mètres (Fig. 2.1.3). Cet approfondissement est rapide à proximité de l'axe, puis de plus en plus faible. Les dorsales rapides ou lentes ont des pentes différentes (Fig. 2.1.22), mais le même approfondissement avec l'âge (Fig. 2.1.30), avec une **profondeur (mètres) = 2500 + $\sqrt{\text{âge (Ma)}}$** pour des âges plus jeunes que **60 à 100 Ma**.

Une autre observation montre également cet approfondissement : sous la CCD, on trouve en surface des boues siliceuses. Elles surmontent très fréquemment des sédiments carbonatés qui se sont déposés au dessus de la CCD. Le changement de type de sédiment indique un approfondissement au cours du temps.

La croûte océanique se forme à l'axe de la dorsale, avec une épaisseur de l'ordre de 10 km pour une dorsale rapide. Sous l'axe, le manteau lithosphérique est inexistant : l'asthénosphère se trouve juste sous la croûte. Au fur et à mesure de l'écartement de l'axe, la croûte et le manteau vont se refroidir, ce qui va se traduire en surface par un flux de chaleur qui diminue rapidement en s'écartant de l'axe de la dorsale (Fig. 2.1.8). Le refroidissement en dessous de l'isotherme 1300°C va transformer du manteau asthénosphérique en manteau lithosphérique, sans aucun déplacement de matière : c'est la même péridotite à la même profondeur, mais avec une température et donc un comportement mécanique différent.

Ce refroidissement va épaissir le manteau lithosphérique, alors que la croûte reste d'épaisseur constante. La densité de la lithosphère va augmenter au fur et à mesure que la proportion de manteau lithosphérique y augmente. Cette variation de densité est compensée isostatiquement par un changement de profondeur (isostasie au sens de Pratt) : on parle de subsidence (enfoncement progressif du fond du bassin) thermique (due au refroidissement de la lithosphère) de la lithosphère océanique.

Il est important de noter que ce n'est pas le refroidissement de la croûte qui permet cette subsidence : le **coefficient de dilatation thermique** des basaltes est de l'ordre de 10^{-5} K^{-1} . Un refroidissement de 700°C d'une croûte épaisse de 10 km produit une contraction thermique de 70 m, sans mesure avec les 2500 m ou plus de subsidence observée.

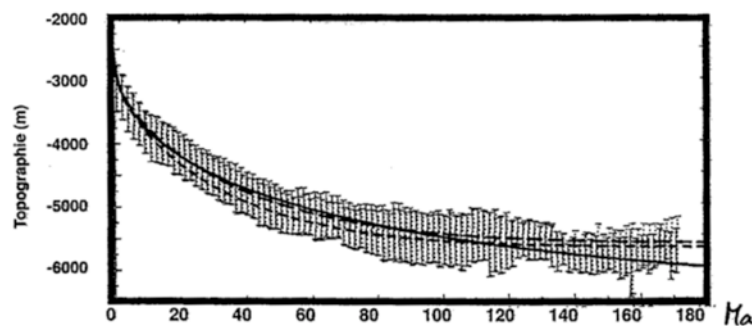


Fig. 2.1.30 : Profondeur des océans (tous taux d'accrétion confondus) en fonction de l'âge de la croûte. Les courbes correspondent à des modèles d'évolution de la lithosphère océanique (Jolivet).

à savoir :

Lithosphère océanique

La lithosphère océanique est constituée d'une croûte peu épaisse (5 à 10 km) formée à l'axe de la dorsale océanique, et d'un manteau lithosphérique d'épaisseur nulle à l'axe de la dorsale, et qui s'épaissit en s'éloignant de l'axe.

La disposition symétrique des anomalies magnétiques de part et d'autre de l'axe de la dorsale, et leur datation mettent en évidence l'écartement de la lithosphère de part et d'autre de l'axe. Cet écartement est confirmé par d'autres méthodes (mécanismes au foyer, GPS).

La structure de l'axe de la dorsale change en fonction de la vitesse d'accrétion : pour des vitesses lentes ($\text{cm/an} = 10 \text{ km/Ma}$) le taux de fusion partielle du manteau est insuffisant pour compenser l'écartement des plaques, accommodé par des failles normales ; pour des vitesses rapides (10 cm/an) le taux de fusion partielle est plus important et l'écartement est compensé par l'accrétion magmatique.

L'approfondissement de part et d'autre de l'axe de la dorsale (flancs de la dorsale) s'explique par le refroidissement de la lithosphère (subsidence thermique) qui augmente l'épaisseur du manteau lithosphérique et la densité moyenne de la plaque lithosphérique.

Cinématique des plaques lithosphériques

Le mouvement relatif des plaques lithosphériques génère trois types de frontières de plaques : divergente, convergente, transformante.

Le déplacement d'une plaque correspond à une rotation autour d'un axe (pôle de rotation).

Dans la lithosphère océanique, les zones de fractures se forment parallèlement au mouvement relatif des plaques ; elles constituent des petits cercles centrés sur le pôle de rotation.

Le mouvement absolu (par rapport à l'axe de rotation de la Terre) peut être estimé à partir du mouvement relatif entre plaque et point chaud.

La reconstitution du déplacement des plaques dans le passé est basée sur la superposition des anomalies magnétiques sur l'axe d'accrétion combinée à un mouvement parallèle aux zones de fracture.

2.2 Rifts continentaux et marges continentales passives

Un rift ou fossé d'effondrement correspond à une dépression étroite (quelques dizaines de km au maximum) et allongée (plusieurs centaines de km au moins). L'axe d'accrétion océanique d'une dorsale lente constitue un rift ; ici on va discuter de rifts continentaux.

Une marge continentale correspond à la zone de transition entre lithosphère continentale et lithosphère océanique, indépendamment de l'altitude ou de la position de la ligne de rivage. Une marge continentale passive ne présente pas de sismicité fréquente, par opposition à une marge active qui correspond à une zone de subduction. Il s'agit d'une transition continent-océan intraplaque.

Des données issues de différentes régions (Fig. 2.2.1) vont être utilisés dans cette partie du cours : le rift Est-Africain, la Mer Rouge et la faille du Levant (Mer Morte), la province du Basin and Range dans l'Ouest américain, les marges continentales à l'Ouest de l'Ibérie, de la Norvège, et les marges de l'Atlantique équatorial.

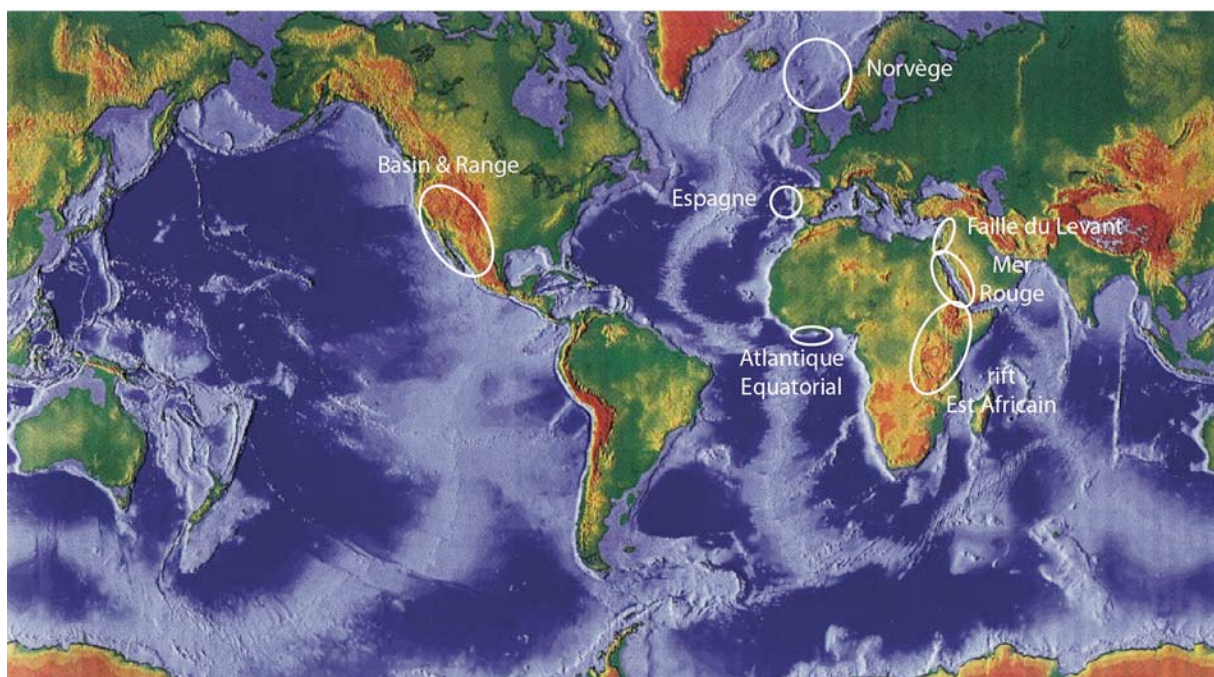


Fig. 2.2.1 : Localisation des rifts et marges passives étudiées

2.2.1 Topographie

Le rift Est-Africain comme le Basin and Range sont localisés dans des zones continentales élevées (Fig. 2.2.1). Le rift Est-Africain se trouve à l'axe d'un bombement régional, qui affecte toute la partie Sud et Est de l'Afrique. D'autres rifts (par exemple le rift Ouest-Européen) ne présentent pas ce bombement régional. Le rift Est-Africain correspond à une dépression à fond plat d'une cinquantaine de kilomètres de large, qui se prolonge à travers toute l'Afrique de l'Est jusqu'au Mozambique, avec deux branches orientale et occidentale (Fig. 2.2.2). Cette dépression est encadrée par des reliefs parallèles, appelées **épaules de rift** (Fig. 2.2.3). Les épaules de rift présentent une forme asymétrique, avec une pente forte vers le rift, et une pente plus faible et qui décroît (concave) en s'éloignant du rift. Cette diminution d'altitude s'étale sur des distances de l'ordre de 100 à 200 km. Le relief domine l'altitude régionale de 1000 à 2000 m. L'altitude des épaules de rift sont souvent plus importante sur un côté du rift (Fig. 2.2.3).

La Figure 2.2.2 montre trois types de lacs à l'extrémité Nord de la branche occidentale : le lac Albert remplit la dépression du rift, il en garde une forme étroite et allongée. Le Lac Victoria a

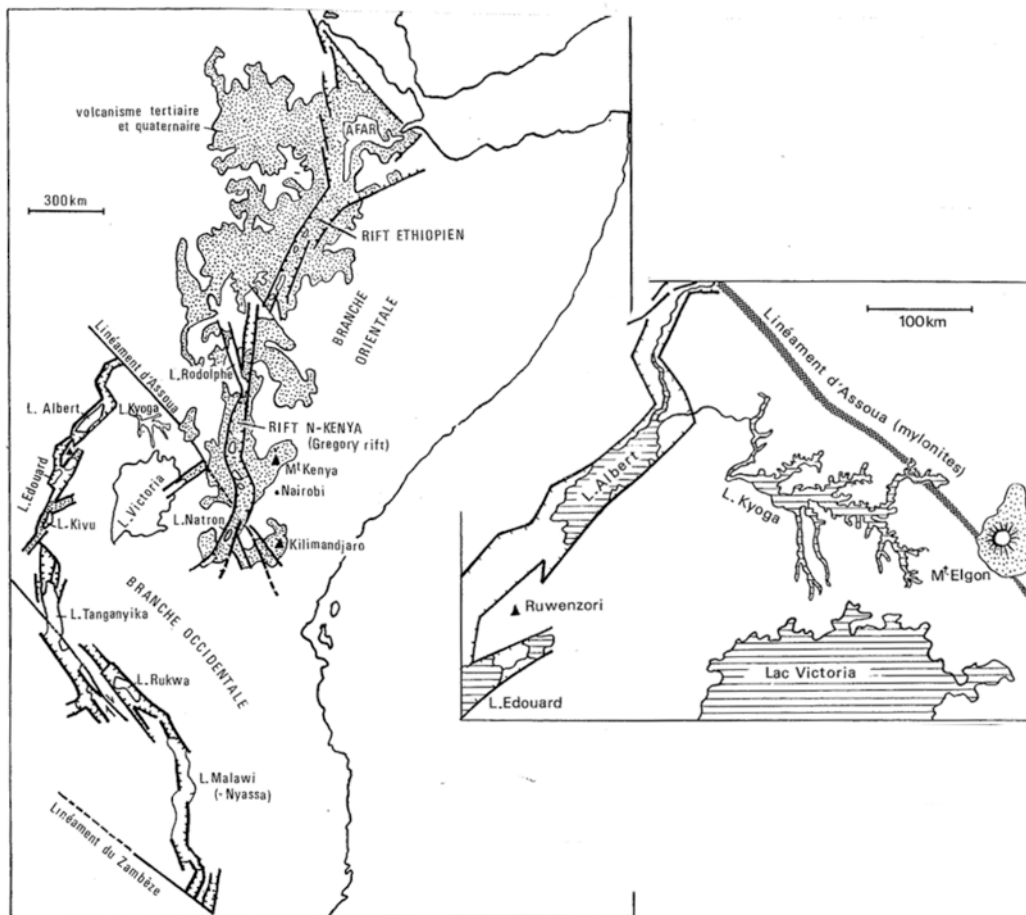


Fig. 2.2.2 : Le rift Est-Africain (Debelmas). En gris : volcanisme. A droite, zoom sur la région des lacs Albert, Kyoga et Victoria.

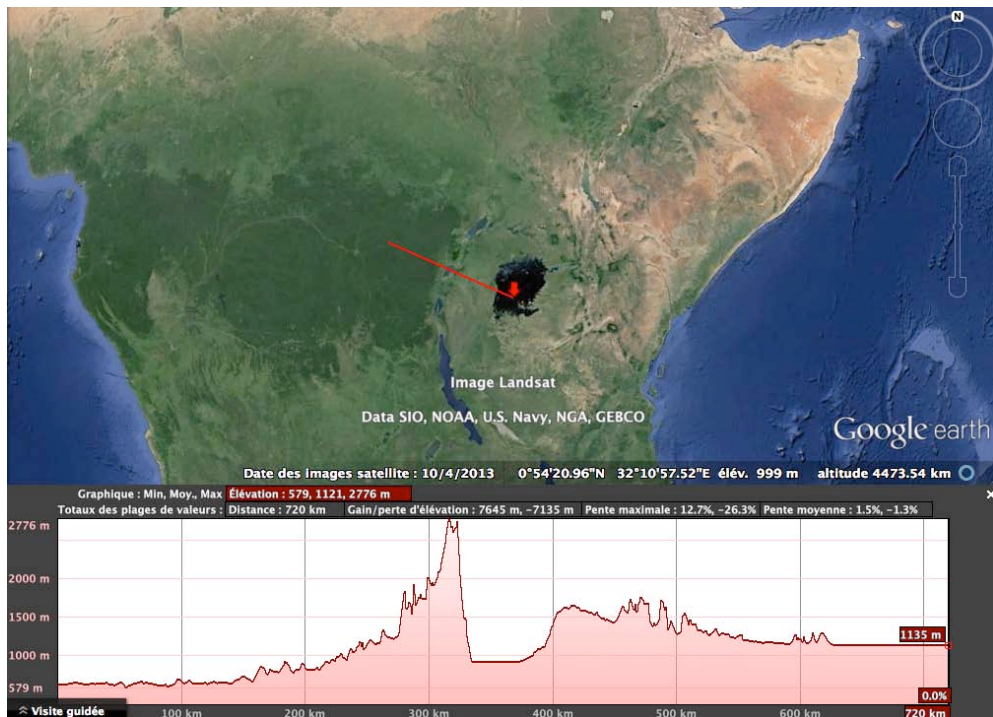


Fig. 2.2.3 : Coupe topographique passant par les lacs Albert (axe du rift) et Victoria (à l'Est).

une forme de flaque peu profonde et étalée sur 150 km de diamètre entre les extrémités des deux branches du rift. Le lac Kyoga ressemble à un lac de barrage : il correspond à l'ancien réseau supérieur d'une rivière se jetant dans le lac Albert. Le soulèvement récent de l'épaule de rift sur la rive orientale du rift a inversé le cours de la rivière, et rempli l'ancien réseau hydrographique.

Il existe un début d'accrétion océanique à l'axe de la Mer Rouge. Il s'agit donc d'une marge continentale, qui présente également des épaules de rift (Fig. 2.2.4 et 5), plus élevées sur sa rive occidentale. En mer, la plate-forme continentale est très étroite, et un plateau de quelques centaines de mètres de profondeur la sépare d'une fosse axiale d'environ 2000 mètres de profondeur ; il n'y a pas de plaine abyssale dans cette mer. Au contraire, les marges des océans plus larges présentent une plate-forme continentale relativement large, un talus et un glacis assurant la transition avec la plaine abyssale à plus de 5000 m de profondeur (Fig. 2.2.6).

Plate-forme, talus et glacis sont des constructions sédimentaires résultant de l'accumulation des sédiments, pour l'essentiel venant de l'érosion des continents. Ces sédiments se déposent au débouché des fleuves, mais sont remobilisés par les courants marins, marées, tempêtes jusqu'à une profondeur maximale de 200 m. Au delà, leur accumulation sur le talus va être limitée par l'instabilité de la pente, qui produira des courants de turbidité formant des turbidites dans les parties plus profondes du bassin (talus voire plaine abyssale).

Les marges où s'accumulent beaucoup de sédiments sont appelées **marges grasses** ; leur plate-forme continentale est large, et peut déborder sur la croûte océanique. Les marges où la sédimentation est peu importante sont appelées **marges maigres**. C'est le cas de la Mer Rouge où la sédimentation détritique est très réduite en raison de l'absence de grand fleuve et du climat désertique. La bathymétrie de la Mer Rouge est contrôlée par les processus tectoniques qui ne sont pas masqués par les sédiments.

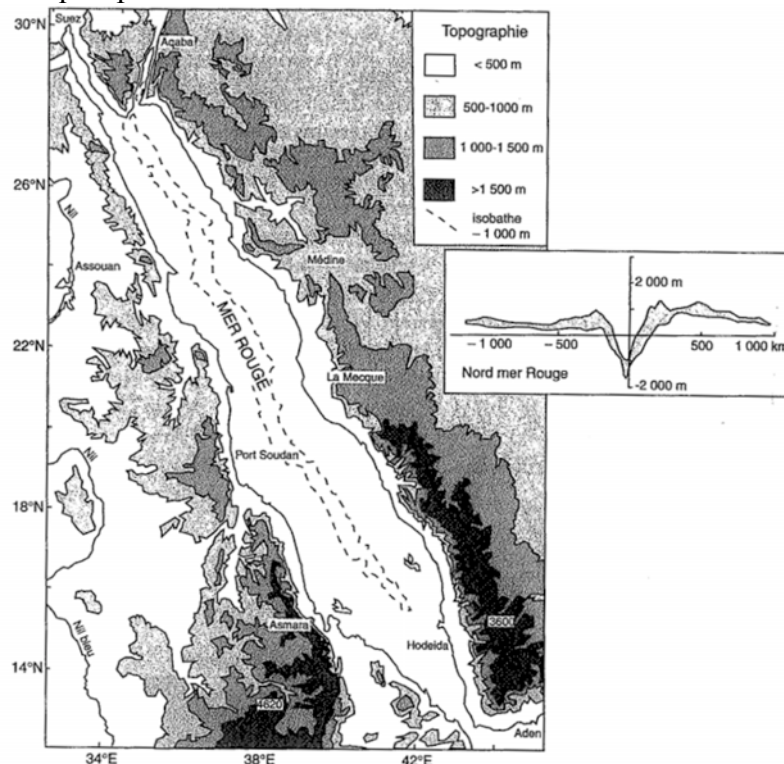


Fig. 2.2.4 : Carte topographique de la Mer Rouge et coupes topographiques (maximum et minimum) perpendiculaires à sa partie nord (Boillot).



Fig. 2.2.5 : Coupe topographique à travers la Mer Rouge.

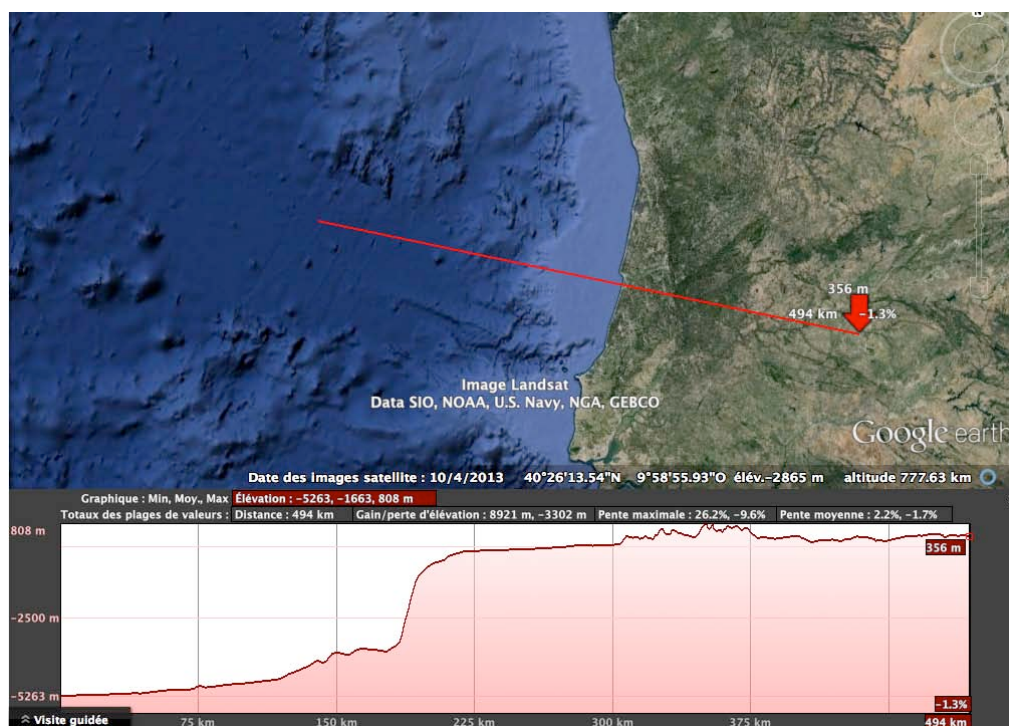


Fig. 2.2.6 : Coupe topographique de la marge du Portugal.

2.2.2 Déformation

Le rift Est-Africain est une zone sismiquement active (Fig. 2.1.7), avec des mécanismes au foyer essentiellement en extension (failles normales). Par contre, les marges passives ne présentent pas d'activité sismique.

A l'échelle régionale la dépression du rift est bordée des deux cotés par des failles normales (Fig. 2.2.2). A une échelle plus locale (Fig. 2.2.7), la répartition et le jeu des failles normales apparaît systématiquement asymétrique, avec une **faille majeure** (plusieurs km de décalage)

d'un côté du bassin, des failles mineures (quelques centaines de m de rejet) **synthétiques** (à pendage dans le même sens) ou **antithétiques** (pendage opposé) dans le bassin ou sur la bordure opposée. Une telle structure est nommée **demi-graben** ou **bloc basculé**, le fond du bassin étant basculé vers la faille majeure. Il faut noter que le sens de basculement change à l'intérieur d'un même bassin (2.2.7). Cette asymétrie structurale se traduit par un remplissage sédimentaire asymétrique, plus épais contre la faille majeure, et plus basculé pour les couches les plus anciennes que pour les couches les plus récentes.

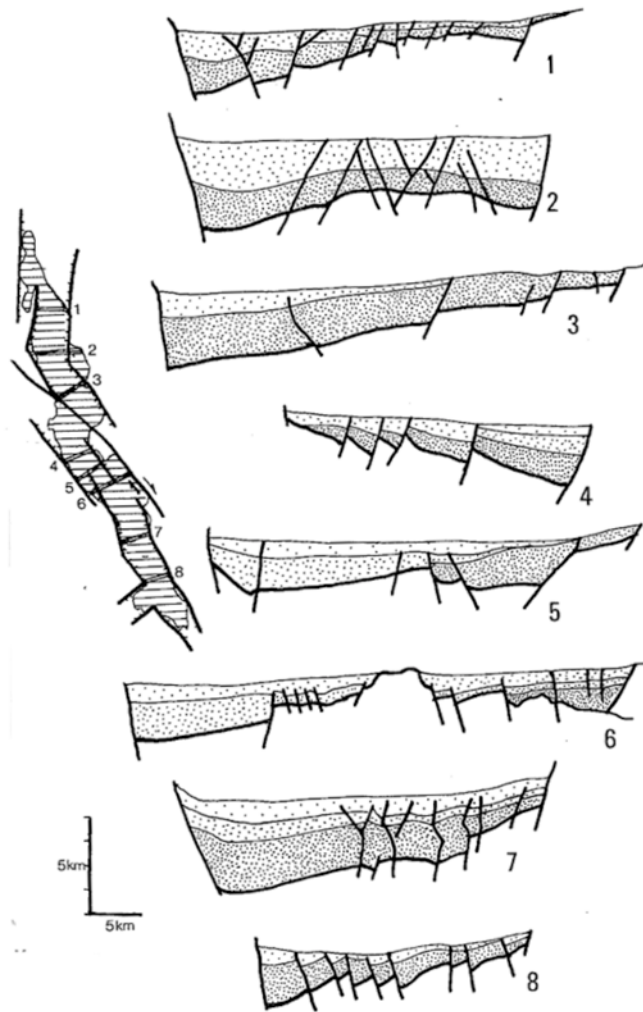


Fig. 2.2.7 : Coupes sériees à travers le lac Tanganyika (Debelmas). En pointillé, remplissage sédimentaire Mio-Pliocène. Les coupes sont localisées sur l'extrait de carte.

Dans les marges passives, on retrouve également des blocs basculés de taille comparable (Fig. 2.2.8). Plusieurs blocs basculés se succèdent, avec les failles majeures inclinées vers l'océan (blocs basculés vers le continent). On peut voir que les failles majeures ont une pente qui diminue avec la profondeur, jusqu'à devenir sub-horizontales. On parle alors de **failles listriques**. On retrouve une série sédimentaire basculée, recouverte par une série sédimentaire sub-horizontale qui comble les dépressions et scelle les failles normales, et qui est donc postérieure à la déformation. Cette série est appelée **post-rift**, par opposition à la série basculée **syn-rift** (contemporaine des failles normales), et à une série **ante-rift** qui ne présente pas de variation d'épaisseur de par et d'autre des failles normales. La limite entre les séries syn-rift et post-rift correspond localement à une discordance (surface érosive, en particulier contre les failles normales), appelée **discordance post-rift**.

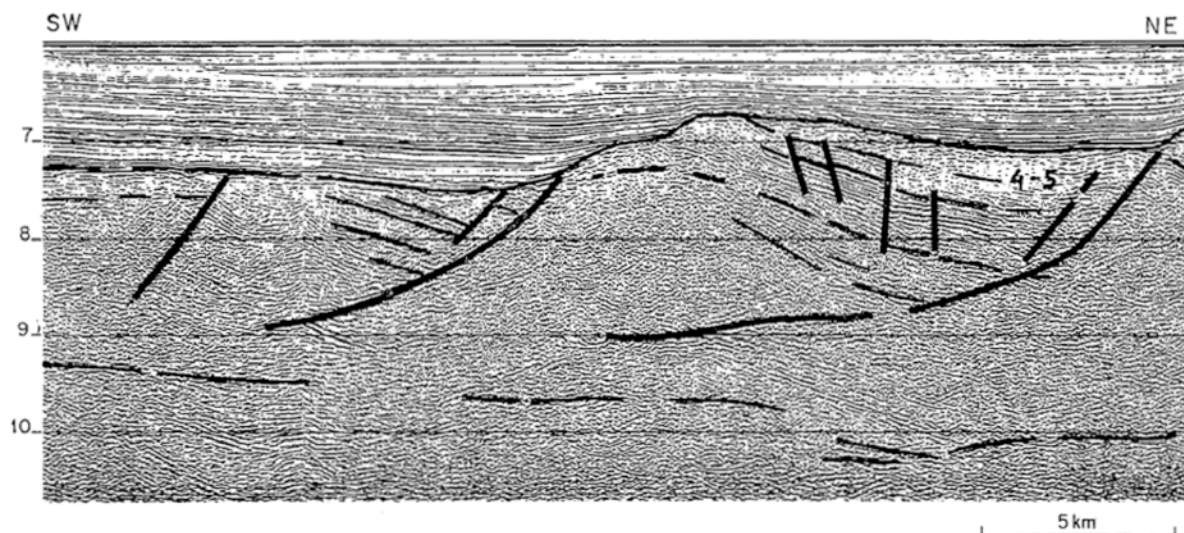


Fig. 2.2.8 : Profil sismique dans le Golfe de Gascogne (Boillot). Echelle verticale en secondes temps double. 4-5 : sédiments d'âge Jurassique et Crétacé inférieur.

On retrouve des structures comparables dans la province du Basin & Range : cette région de l'Ouest américain (USA et Mexique) est affectée par de très nombreuses failles normales régulièrement espacées (Fig. 2.2.9 et 10). Ces failles normales sont listriques, et s'enracinent horizontalement à faible profondeur sur un [niveau de décollement](#) (Fig. 2.2.11).

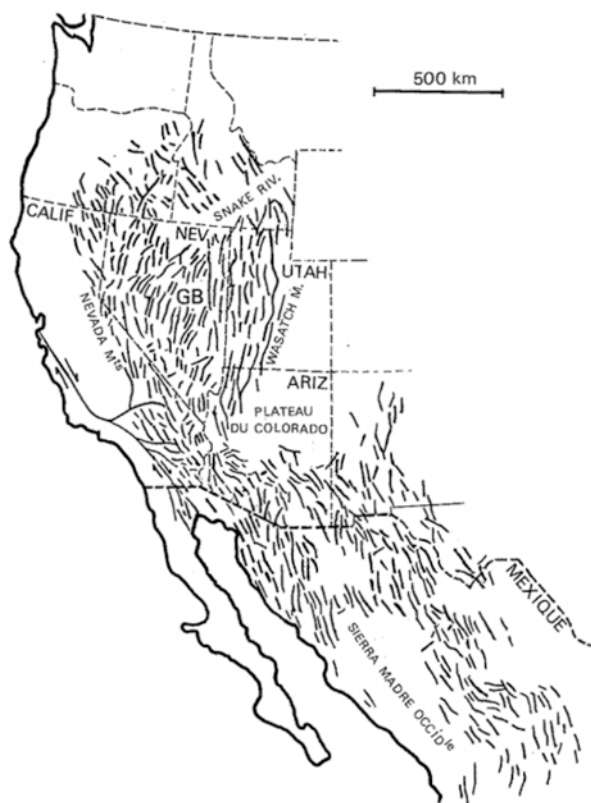


Fig. 2.2.9 : Extension géographique de la province géologique du Basin and Range (Debelmas). Les traits correspondent à des failles normales (en général) ou décrochantes. GB : Great Basin.

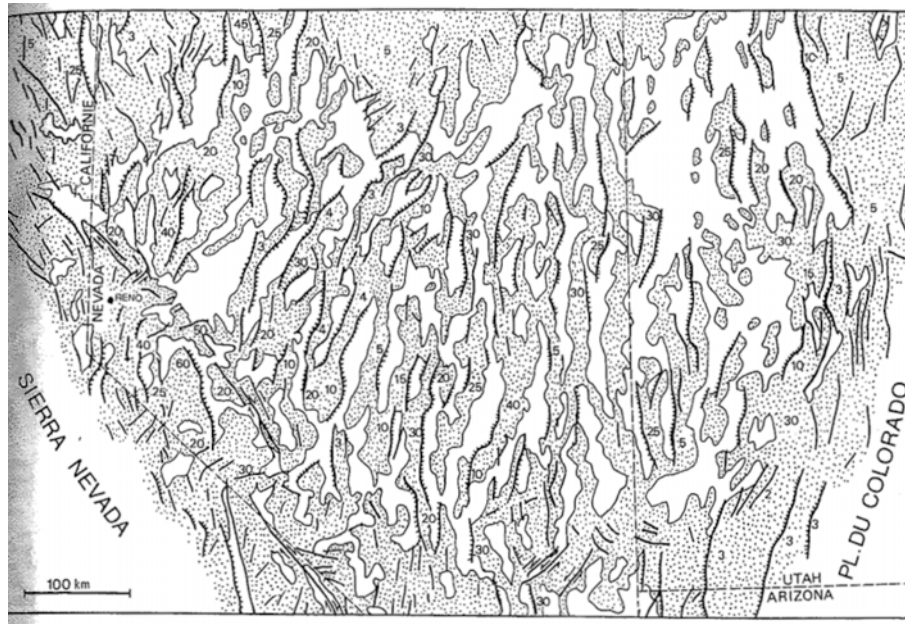


Fig 2.2.10. : Structure du Great Basin (Basin & Range) entre la Sierra Nevada et le plateau du Colorado (Debelmas). Les massifs montagneux (ranges) sont en grisé, les bassins en blanc, limités par des failles normales (traits épais). Les chiffres indiquent le pendage moyen des blocs basculés.

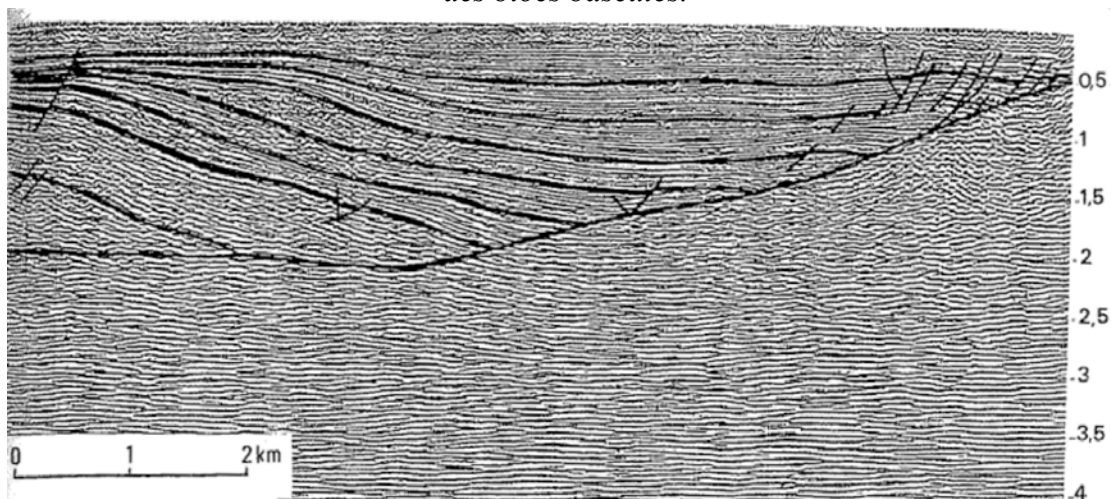


Fig. 2.2.11 : Profil sismique dans la province du Basin & Range (Debelmas). Echelle verticale en secondes temps double.

2.2.3 Volcanisme

La partie Nord (ou orientale) du rift Est-Africain se superpose au point chaud des Afars (ou éthiopien) (Fig. 2.2.2). Ce point chaud précède la formation du rift. Il a produit plusieurs km d'épaisseur de basaltes en surface ([trapps](#)), mais aussi des intrusions magmatiques qui ont épaissi la croûte et expliquent l'altitude élevée du plateau éthiopien. Ce point chaud reste actif dans la zone des Afars, qui constitue un point triple entre le rift Est-Africain, l'axe d'accrétion de la Mer Rouge, et l'axe d'accrétion océanique du Golfe d'Aden, dont la terminaison se trouve au dessus du niveau de la mer (comme en Islande) (Fig. 2.2.12). On retrouve des traces de ce point chaud au Yémen, et un volcanisme contemporain uniquement sur la rive orientale de la Mer Rouge (Fig. 2.2.12).

Il existe également un volcanisme actuel ou récent. Il n'est pas limité au rift, les édifices les plus importants se trouvant à proximité immédiate (Monts Kenya, Kilimandjaro, Fig. 2.2.2).

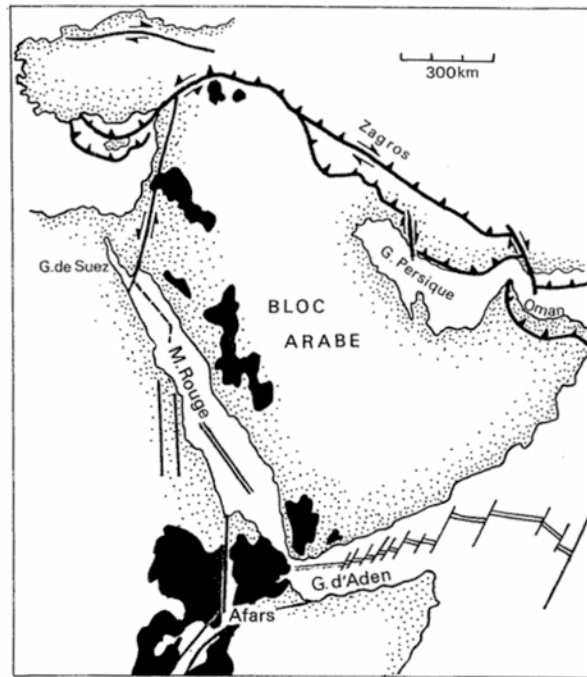


Fig. 2.2.12 : cadre structural de la plaque Arabie (Debelmas). En noir : volcanisme.

Les marges passives présentent en général un volcanisme peu important, interstratifié dans les sédiments. On les qualifie alors de **marges passives amagmatiques**, caractérisées par de nombreux blocs basculés vers le continent.

Par opposition, il existe aussi des **marges passives magmatiques**, caractérisées sur toute leur longueur par des épaisseurs très importantes (plusieurs km) de laves basculées vers l'océan (prismes de laves pentés Fig. 2.2.13 et 14) (en anglais **Seaward Dipping Reflectors = SDR**). Ces laves se sont mises en place en milieu sub-aérien, et on donc subi une subsidence très importante après leur dépôt.

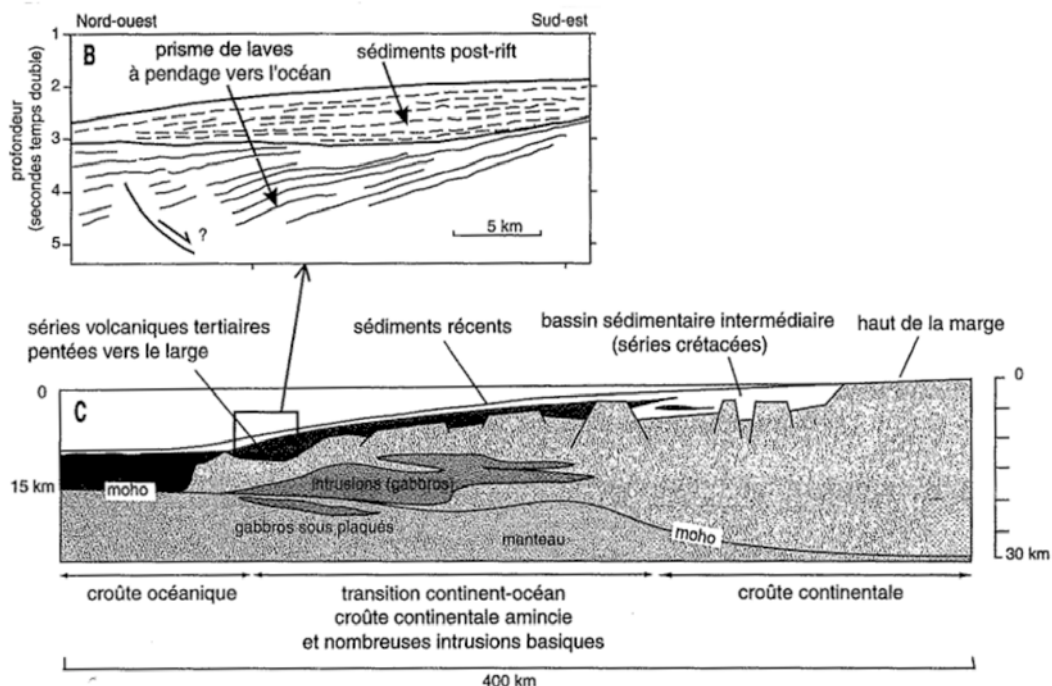


Fig. 2.2.13 : Coupe schématique de la marge volcanique de Norvège (Boillot). La coupe C est localisée Fig. 2.2.14.

Les marges magmatiques se forment au dessus de **panaches** mantelliques, qui correspondent à l'apparition d'un nouveau point chaud. En profondeur, une partie du magma produit par le point chaud va former des intrusions dans la croûte inférieure et dans le manteau (gabbros sous-plaqués).

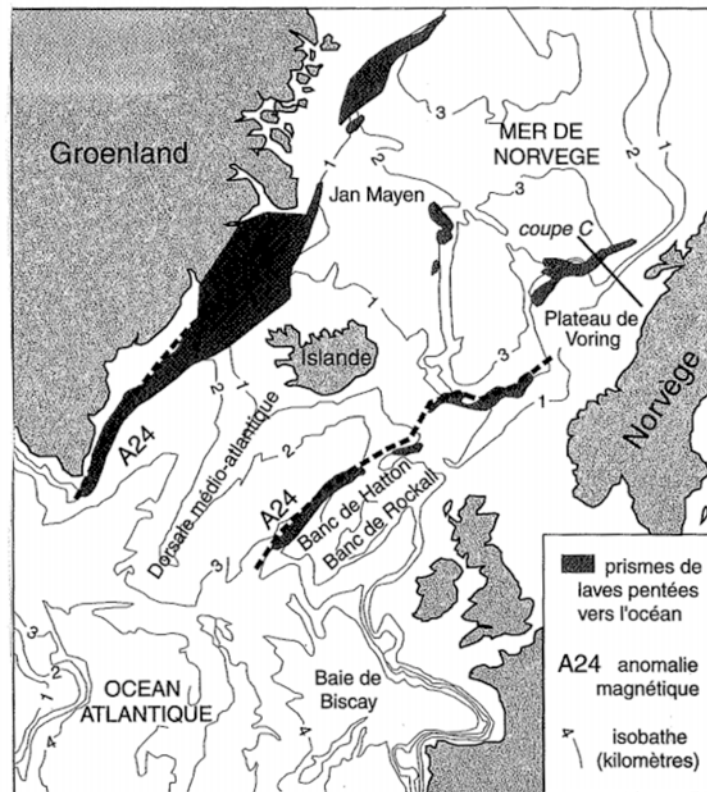


Fig. 2.2.14 : Marges volcanique de l'Atlantique Nord (Boillot).

2.2.4 Structure crustale et lithosphérique

Une coupe lithosphérique à travers le rift Est-Africain (Fig. 2.2.15) montre un amincissement crustal mais aussi une anomalie de vitesse des ondes sismiques dans le manteau sous l'axe du rift. La vitesse est anormalement lente, interprétée comme du manteau anormalement chaud. L'amincissement crustal associé à une dépression montre une compensation isostatique.

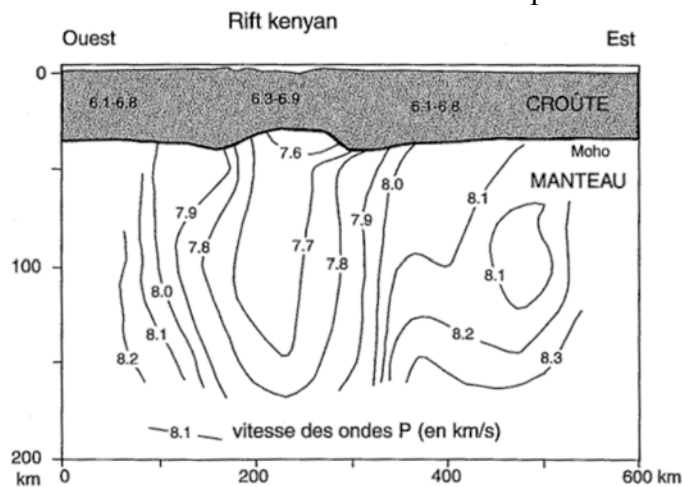


Fig. 2.2.15 : Vitesse des ondes P dans le manteau sur une coupe perpendiculaire au rift kenyan (Boillot).

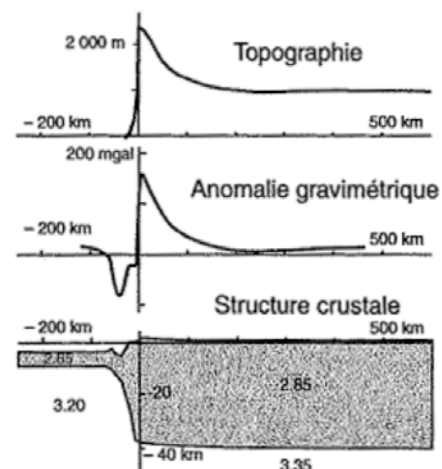


Fig. 2.2.16 : Topographie, anomalie gravimétrique et épaisseur crustale à travers la bordure Est de la Mer rouge (Boillot).

Par contre, le relief des épaules de rift n'est pas compensé isostatiquement : l'anomalie de Bouguer y est positive, et il n'y a pas de racine crustale (Fig. 2.2.16). Au contraire, la base de la croûte semble remonter de la même manière que son sommet.

Sur les marges passives, on observe comme pour les rifts un amincissement crustal compensé isostatiquement par un approfondissement. Cet amincissement crustal atteint l'épaisseur de la croûte océanique, et peut aboutir à l'exhumation du manteau (Fig. 2.2.17 et 18). Au large du Portugal, le manteau affleure (ride de péridotite, et est présent sous les sédiments dans une zone de plus de 100 km de large. La partie supérieure du manteau est serpentinisée, et présente des caractéristiques physiques (vitesse des ondes, épaisseur) proches de celles de la croûte océanique. Dans ce secteur, l'amincissement crustal n'a probablement pas été assez rapide pour permettre la fusion du manteau et la production de croûte océanique.

L'écartement des plaques a été accommodé par de la tectonique le long de **faille de détachement** très plates traversant toute la lithosphère (Fig. 2.2.19). Un schéma comparable peut être proposé pour toutes les marges amagmatiques, mais aussi pour les dorsales lentes où affleurent des péridotites (Fig. 2.1.24). En Mer rouge, ce schéma permet d'expliquer l'asymétrie du volcanisme, la remontée de l'asthénosphère étant localisée sous la marge orientale. Pour la marge Ouest-Ibérique, un détachement penté vers l'Ouest permet d'expliquer l'affleurement de manteau et l'asymétrie entre les deux marges conjuguées de l'Ibérie (amincissement crustal très important, affleurement du manteau, nombreux blocs basculés) et de Terre-Neuve (plateau continental, peu de blocs basculés, amincissement crustal plus faible) (Fig. 2.2.20).

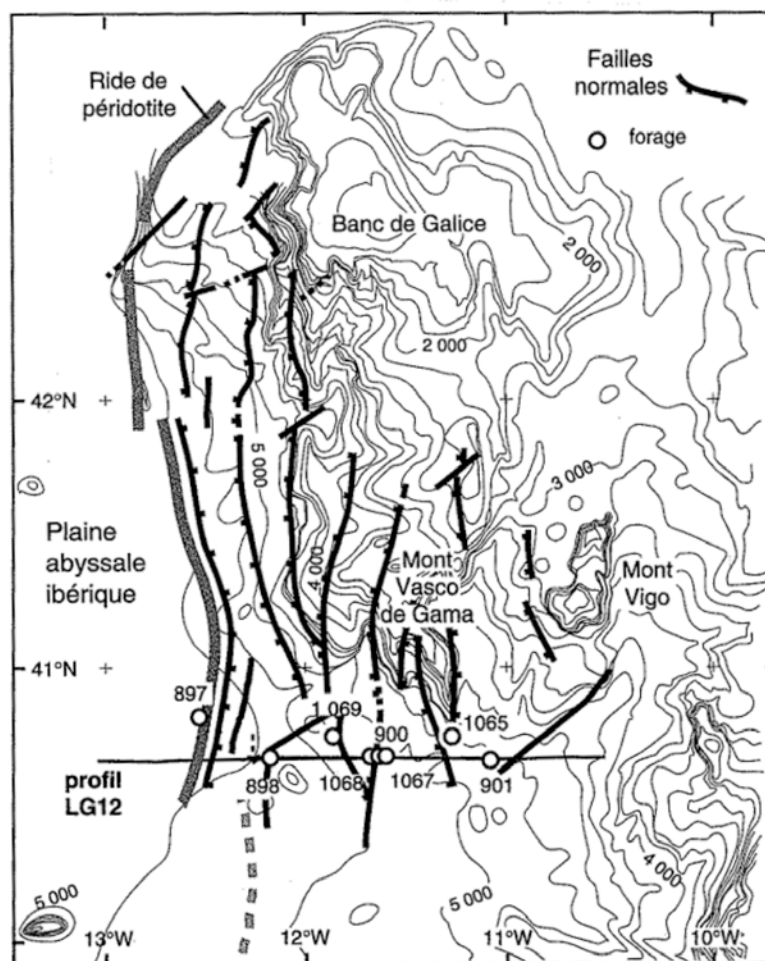


Fig. 2.2.17 : Schéma de la marge Ouest-Ibérique (Boillot). Les numéros correspondent à des forages scientifiques.

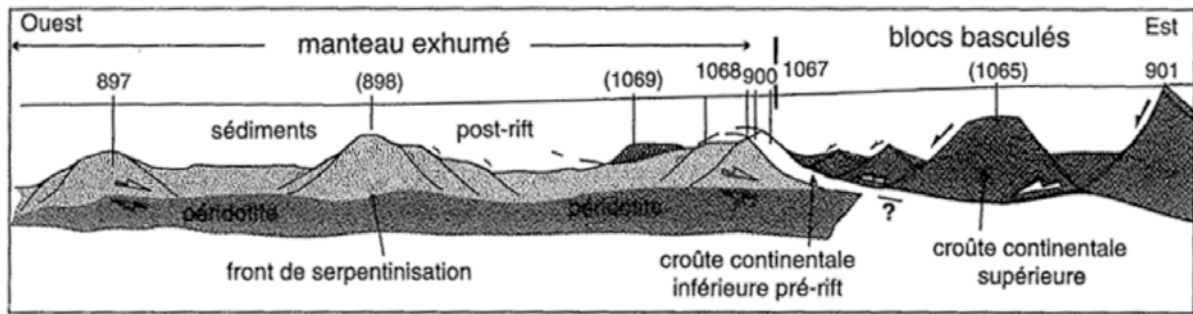


Fig. 2.2.18 : Coupe suivant le profil LG12 (Fig. 2.2.17) (Boillot).

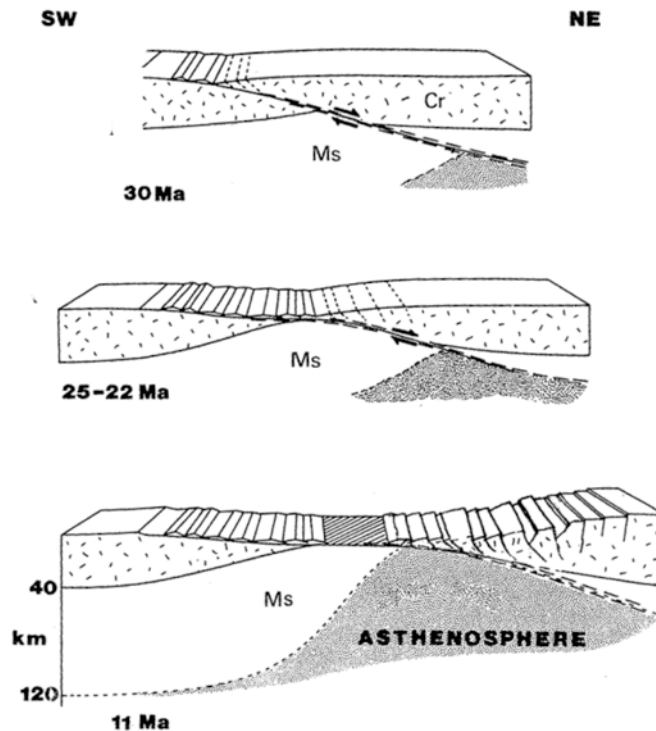


Fig. 2.2.19 : Schéma de formation de la Mer Rouge entre l'Oligocène et le Miocène moyen, par amincissement asymétrique (Debelmas). Ms : manteau supérieur lithosphérique.

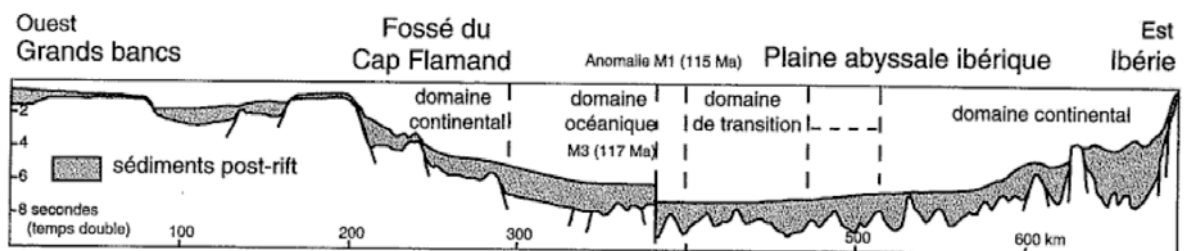


Fig. 2.2.20 : Coupe des marges conjuguées de l'Ibérie et de Terre Neuve, mises bout à bout en superposant l'anomalie M1 (115 Ma).

Les marges magmatiques présentent également à un amincissement progressif vers l'océan (Fig. 2.2.13). Si on ne considère que la croûte continentale, elle devient très rapidement très mince dans la zone de transition, mais l'épaisseur totale de croûte reste relativement importante en raison des intrusions magmatiques en profondeur, du sous-placage et des l'accumulation des laves en surfaces.

2.2.5 Mouvements verticaux

Dans les bassins sédimentaires, les mouvements verticaux sont enregistrés au cours du temps par l'accumulation sédimentaire, et peuvent être représentés par des courbes de subsidence (Fig. 2.2.21). Cette courbe représente l'évolution de la profondeur du fond du bassin au cours du temps. Elle se construit à partir de l'épaisseur actuelle de sédiment (temps 0). La position du fond du bassin à un moment du passé (par exemple à 65 Ma : limite Crétacé-Tertiaire) est reconstituée en remontant le fond du bassin de l'épaisseur de sédiment déposé depuis ce moment (depuis 65 Ma, c'est à dire pendant le Tertiaire). Des corrections peuvent également être appliquées pour tenir compte de l'évolution de la profondeur d'eau, de la compaction des sédiments, et surtout de l'amplification de la subsidence due à la charge sédimentaire.

On distingue deux périodes dans la subsidence d'une marge passive : une subsidence initiale très rapide, contemporaine de la formation du rift et de l'activité des failles normales. Cette subsidence initiale compense isostatiquement l'amincissement crustal. Après le rifting, c'est à dire après la discordance post-rift (les failles normales sont inactives), la subsidence est moins importante, et décroît au cours du temps. Cette subsidence post-rift correspond à une subsidence thermique : pendant le rifting, l'amincissement affecte toute la lithosphère (Fig. 2.2.15 et 19) et augmente le gradient thermique : les isothermes sont plus proches les unes des autres, et la limite lithosphère-asthénosphère est moins profonde. Après le rifting, la lithosphère se refroidit, et le manteau lithosphérique s'épaissit au dépend de l'asthénosphère, augmentant la densité moyenne de la lithosphère, et l'approfondissant.

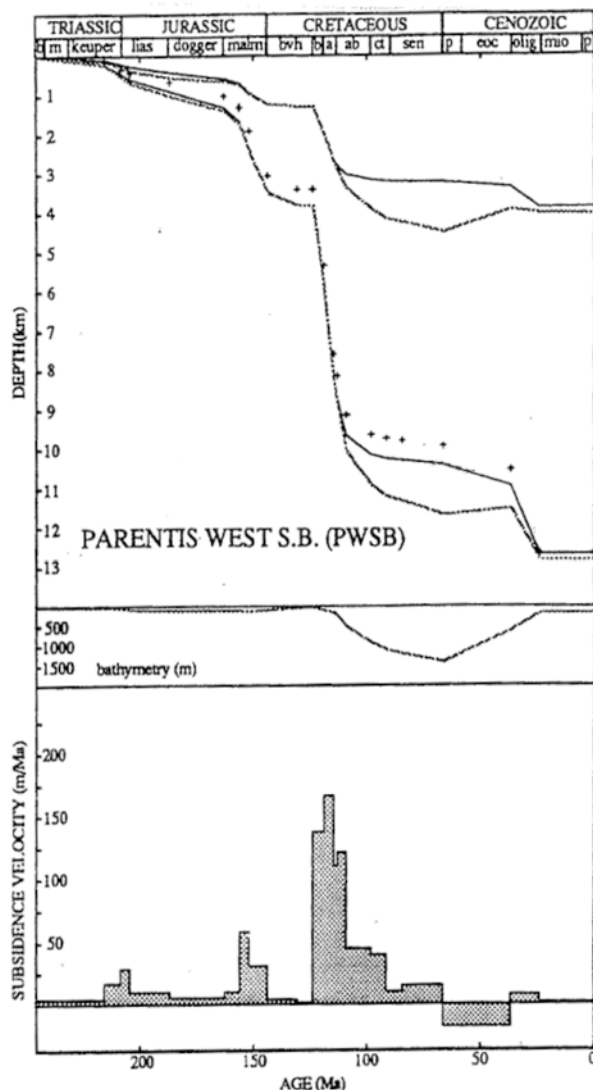


Fig. 2.2.21 : Courbe de subsidence du bassin de Parentis (Landes) (Boillot). Dans la partie supérieure de la figure est représentée l'évolution de la profondeur du fond du bassin au cours du temps. Les croix correspondent à la profondeur sans prendre en compte la compaction des sédiments, la courbe la plus basse prend en compte la décompaction et la profondeur de dépôt. Les deux courbes supérieures représentent la profondeur qu'aurait atteint le bassin uniquement rempli d'eau (sans remplissage sédimentaire). En dessous, évolution de la bathymétrie (partie du bassin remplie d'eau) et vitesse de subsidence.

La subsidence tectonique initiale a lieu au Barrémien-Aptien (b et a, Crétacé inférieur), la subsidence thermique jusqu'à la limite Crétacé-Tertiaire. L'évolution ultérieure est liée à la formation des Pyrénées.

Dans un modèle d'étirement asymétrique comme celui présenté Fig. 2.2.19, l'amincissement du manteau lithosphérique ne se superpose pas à l'amincissement crustal, mais intervient sous la plaque supérieure (celle qui est au dessus de la faille de détachement). Après le rifting, la marge située sur la plaque supérieure va subir une subsidence thermique importante, alors qu'elle sera plus faible sur la marge conjuguée. Un tel mécanisme peut expliquer la subsidence tardive du plateau des Grands Bancs (Fig. 2.2.20) sur la marge conjuguée à la marge ibérique où le manteau est mis à l'affleurement.

Sur une marge magmatique, la présence d'un panache au moment du rifting va avoir pour effet de réchauffer le manteau supérieur, ce qui entraîne l'amincissement du manteau lithosphérique. A l'inverse de la subsidence thermique, ce réchauffement va produire un bombement thermique à grande longueur d'onde (ex. Fig. 2.2.22), qui peut expliquer la mise en place des laves des SDR au niveau de la mer alors que l'amincissement de la croûte devrait produire une profondeur importante. Cette anomalie thermique initiale va ultérieurement disparaître, entraînant une subsidence thermique plus importante que sur une marge amagmatique.

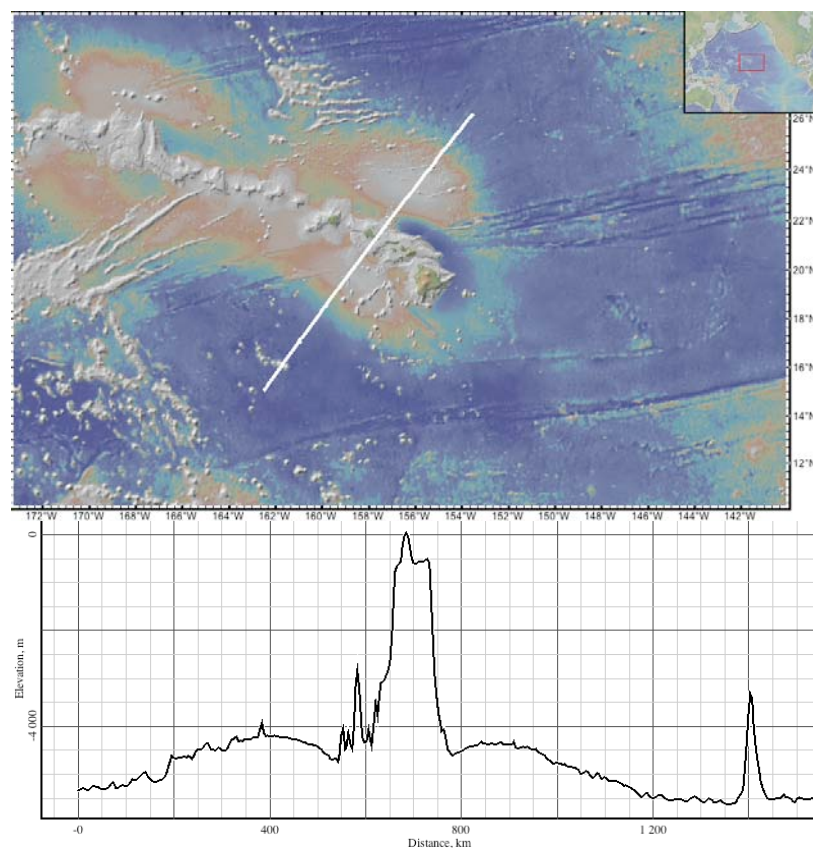


Fig. 2.2.22 : Coupe bathymétrique NW (à gauche)-SE (à droite) à travers la chaîne de l'Empereur. Echelle verticale exagérée 100 fois par rapport à l'échelle horizontale. La flexure élastique (demi longueur d'onde de l'ordre de 200 km) de part et d'autre de la chaîne volcanique se superpose à un bombement régional de près de 1200 km de diamètre interprété comme un bombement thermique.

La surrection des épaules de rift correspond à un mécanisme différent : l'absence de racine crustale exclut une compensation isostatique. Les épaules de rift correspondent à une **flexure élastique** de la lithosphère. La lithosphère a globalement un comportement élastique, et elle peut se plier sous l'effet d'une force appliquée à sa surface. Cette flexure affecte une région

plus ou moins large autour de la zone où est appliquée cette force : quelques dizaines de km pour une lithosphère mince (océanique), jusqu'à plusieurs centaines de km pour une lithosphère épaisse (continentale et/ou âgée). Une charge comme un volcan (par exemple Hawaï, Fig. 2.2.22) crée une dépression périphérique en appuyant localement sur la lithosphère. Pour un rift, l'amincissement de la lithosphère correspond à une décharge, qui va tirer la lithosphère vers le haut, y compris sur la périphérie du rift, mais avec une surrection qui diminue avec la distance à l'axe du rift (forme concave de la pente s'écartant du rift). Cette flexure a une forme sinusoïdale qui s'amortit rapidement : en périphérie de la zone soulevée en bordure du rift, la lithosphère s'enfonce sur la même longueur d'onde, mais avec une amplitude beaucoup plus faible. Une épaule de rift atteint plus d'un km d'altitude, et la dépression périphérique quelques dizaines de mètres de profondeur. Le lac Victoria remplit ce type de dépression entre les deux extrémités des branches orientales et occidentales du rift Est-Africain.

Comme la subsidence thermique, la surrection flexurale n'est pas forcément symétrique : un étirement asymétrique (Fig. 2.2.19) amincit principalement la plaque inférieure (celle qui se trouve sous la faille de détachement), où l'épaule de rift peut être plus développée. C'est par exemple le cas le long du lac de Tanganyika, où l'épaule de rift est plus développée sur la rive occidentale au Nord et au Sud, et sur la rive orientale au centre, c'est à dire du côté où se trouve la faille normale majeure (Fig. 2.2.7).

2.2.6 Synthèse

Les rifts continentaux correspondent à des limites de plaques lithosphériques divergentes. L'écartement des plaques y est accommodé par des failles normales listriques dans la croûte supérieure, créant des blocs basculés. L'écartement entraîne un amincissement crustal et lithosphérique, qui est compensé isostatiquement par une subsidence du rift, et provoque une surrection flexurale des épaules de rift.

Même si les rifts continentaux apparaissent relativement symétriques en surface, ils résultent d'une déformation asymétrique, une faille de détachement traversant obliquement toute la lithosphère. Cette asymétrie décale la remontée de l'asthénosphère sous la plaque supérieure (au dessus de la faille de détachement), où va se localiser le volcanisme syn-rift.

Le rifting correspond à un étirement et amincissement de la lithosphère continentale. La fin du rifting correspond au **début de l'accrétion océanique** : sur les marges divergentes, la **discordance post-rift**, qui marque la fin de l'activité des failles normales, est **contemporaine** de la croûte océanique la plus ancienne. L'axe d'accrétion océanique représente une lithosphère d'épaisseur minimale (de l'ordre de 5 km), extrêmement facile à déformer par rapport à la lithosphère continentale même amincie. Dès que cet axe d'accrétion se forme, la déformation qui accomode la divergence des plaques s'y concentre, au détriment de la lithosphère continentale plus résistante, où les failles arrêtent de fonctionner.

Les marges continentales divergentes (la plupart des marges passives, cf. § 2.2.7) sont donc d'anciens rifts continentaux, qui sont devenus inactifs suite au début de l'accrétion océanique. Les rifts continentaux sont des limites de plaques divergentes intracontinentales, les marges divergentes sont des transitions continent-océan intraplaque.

La subsidence d'une marge divergente présente deux période : la subsidence syn-rift est contrôlée par l'amincissement crustal, alors que la subsidence post-rift correspond à une subsidence thermique pendant laquelle le manteau lithosphérique s'épaissit. Pendant ces deux périodes, la subsidence est amplifiée par la surcharge que représente l'accumulation de sédiments dans le bassin.

Une proportion importante des marges divergentes se superpose à un panache mantellique, le panache précédant ou étant contemporain du début du rifting. C'est le cas par exemple dans l'Atlantique Sud avec le point chaud du Parana/Etendeka qui apparaît à 130 Ma, dans l'Atlantique Central avec la Central Atlantic Magmatic Province (CAMP : 200 Ma), dans l'Atlantique Nord avec le point chaud Islandais (60 Ma). Le rifting de ces marges divergentes superposées à un panache produit des marges magmatiques caractérisées par des prismes de laves pentées vers l'océan. Cette coïncidence entre point chaud et marge divergente a conduit à proposer un modèle de rift dit 'actif' (du point de vue mantellique), où le magmatisme et la divergence lithosphérique sont les conséquences de la remontée du manteau et du bombement régional associé. Le modèle opposé (rift 'passif') postule que la remontée du manteau et le magmatisme induit à l'axe d'accrétion sont la conséquence de la divergence lithosphérique. Sans trancher entre ces deux modèles, l'effet d'un point chaud sur la lithosphère est d'épaissir la croûte (par apport de magma) et d'amincir le manteau lithosphérique (par réchauffement). Comme c'est le manteau lithosphérique qui représente la partie la plus résistante de la lithosphère, l'effet d'un point chaud est de rendre la lithosphère localement beaucoup plus facile à déformer. La déformation (en l'occurrence la limite de plaque divergente) va alors se localiser dans cette zone, que ce soit pendant le rifting (rift superposé au panache) ou l'accrétion océanique (axe d'accrétion en général superposée au point chaud).

2.2.7 Marges continentales transformantes

Jusqu'à présent, ce qui a été appelé marge passive correspondait à des marges divergentes. Il existe aussi des marges continentales passives qui se forment le long de failles transformantes. Elles sont appelées marges continentales transformantes, et présentent plusieurs particularités qui les distinguent des marges divergentes.

Les marges transformantes se trouvent dans la prolongation des zones de fractures océaniques (Fig. 2.2.23). Ces marges possèdent une pente continentale très raide, jusqu'à des moyennes de 20°, contre 3 à 5° pour les marges divergentes. Cette pente raide interdit toute sédimentation sur la pente, et par conséquent l'élargissement de la plate-forme continentale par progradation. La plate-forme reste étroite.

Ces caractéristiques morphologiques sont associées à une transition entre les croûtes continentales et océaniques également très brutale. Le Moho remonte brutalement entre ces deux croûtes, formant une marche qui correspond à la trace de l'ancienne faille transformante, qui a accolé ces deux croûtes en les faisant glisser l'une contre l'autre. On n'observe pas de blocs basculés d'échelle crustale sur ce type de marge.

L'évolution des marges transformantes comprend comme pour les marges divergentes un stade intracontinental, dont un des exemples actuel est la faille du Levant (Fig. 2.2.24), à l'extrémité septentrionale de la Mer Rouge (fig. 2.2.12). Cette faille transformante qui relie l'axe d'accrétion de la Mer Rouge à la zone de convergence du Zagros présente un relais extensif dans lequel se forme le bassin de la Mer Morte. On appelle bassin en pull-apart ce type de bassin situé entre deux terminaisons en relais gauche d'un décrochement senestre. On trouverait de la même manière un pull-apart dans un relais droit d'un décrochement dextre.

L'accrétion océanique dans la Mer Rouge va progressivement faire glisser la lithosphère continentale le long de la faille du Levant, pour finalement la remplacer par une lithosphère océanique. D'ici quelques dizaines de millions d'années le Sinaï et la Palestine auront une marge continentale transformante sur leur bordure orientale.

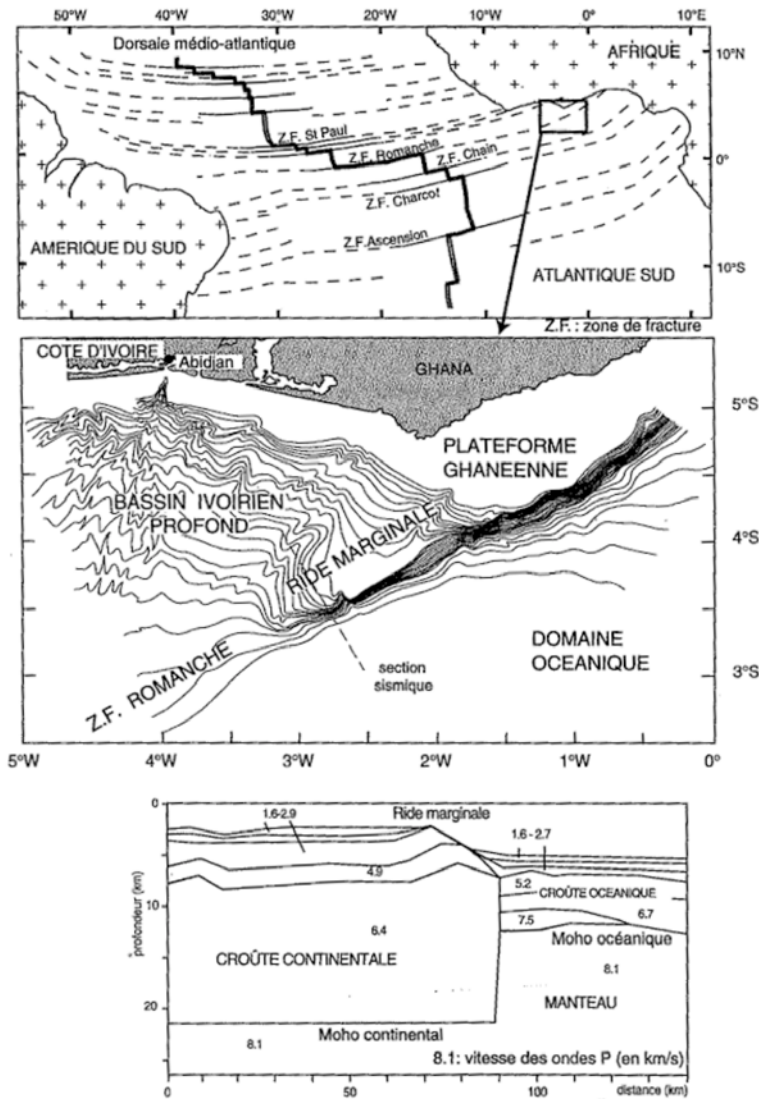


Fig. 2.2.23 : Carte bathymétrique et coupe crustale (section sismique sur la carte) de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (Boillot).

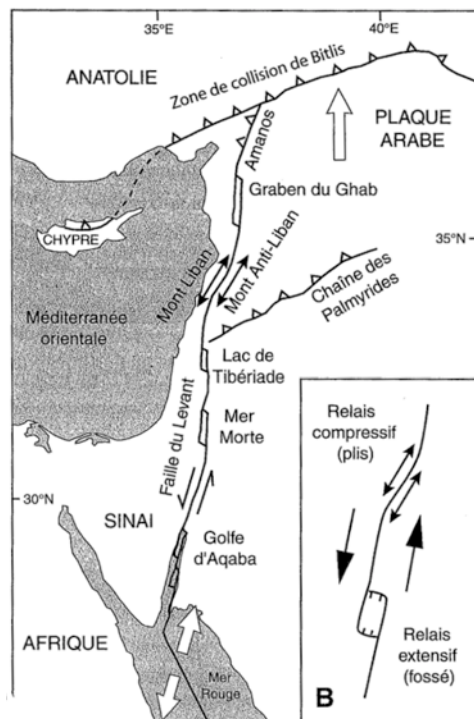


Fig. 2.2.24 : Cadre structural de la faille du Levant (Boillot)

à savoir

Rifts continentaux et marges continentales passives

Un rift continental est une limite de plaque divergente intracontinentale, comportant des fossés (subsidents) bordés par des épaules de rift (soulevés).

La divergence est accommodée par un amincissement crustal et lithosphérique, symétrique en surface, mais asymétrique en profondeur. L'amincissement crustal s'exprime par des failles normales listriques limitant des blocs basculés.

Les épaules de rift correspondent à une flexure élastique de la lithosphère sur les bordures de la zone déchargée par l'amincissement.

Une marge continentale passive correspond à une transition intraplaque entre lithosphères continentale et océanique, à travers un ancien rift continental où a débuté l'accrétion océanique. Les marges passives non-magmatiques présentent des blocs basculés vers le continent et remplis de sédiments ; les marges passives volcaniques présentent des blocs basculés vers l'océan constitués de coulées de laves superposées.

Une marge passive présente deux périodes de subsidence : subsidence initiale, rapide, correspondant à la compensation isostatique de l'amincissement crustal pendant le rifting ; subsidence tardive, de plus en plus lente, correspondant à l'épaississement du manteau lithosphérique (subsidence thermique) après le rifting.

Quelques vitesses de propagation des ondes P : dans l'eau 1,5 km/s, dans les sédiments de 2 à 4 km/s en fonction de la compaction, dans la croûte (magmatique ou métamorphique) 4 à 7 km/s en fonction de la profondeur, dans le manteau > 8 km/s.

2 Dynamique de la lithosphère

2.1 Cinématique des plaques et Accrétion océanique

2.2 Rifting

2.3 Subduction

2.4 Collision

2.5 Synthèse

lithosphère océanique et continentale, dynamique du manteau, mouvements verticaux