

LA TECTONIQUE DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES

7

CHAPITRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Wegener, Pangée, Panthalassa, Gondwana, Laurasia.
- ▶ Jeffreys, Holmes, Hess, Vine, Matthews.
- ▶ Lithosphère, asthénosphère, expansion du fond océanique (*Sea-floor spreading*).
- ▶ Plaques, dorsales, plan de Benioff, faille transformante, modèles NVVEL-1, MORVEL.
- ▶ Points chauds, Chaîne Empereur-Hawaii, Rides Walvis - Rio Grande.
- ▶ Cinématique, déplacements finis, déplacements instantanés. Pôles et axes eulériens, petits cercles, grands cercles. Mouvements relatifs, mouvements absolus (modèle de Gripp et Gordon), GPS (*Global Positioning System*).
- ▶ Convection, poussée à la ride (*ridge push*), traction du panneau plongeant (*slab pull*).
- ▶ Cycles de Wilson, suture ophiolitique.

Au cours des années 1960, les sciences de la Terre ont été le siège d'une révolution qui n'est pas sans rappeler celle connue par la biologie au cours du XIX^e siècle, lors de l'émergence des idées darwiniennes sur l'évolution. Cette révolution correspond à l'élaboration d'une théorie qui se révèle unificatrice pour les différentes disciplines des sciences de la Terre : la tectonique des plaques.

Cette théorie, qui intègre la majorité des données géophysiques exposées dans les chapitres précédents, repose sur deux notions principales : celle de dérive des continents et celle d'expansion océanique. De ce fait, elle fait définitivement basculer la communauté géologique qui abandonne ses positions « fixistes » pour le concept de « mobilisme lithosphérique ».

De même que la révolution darwinienne ne survient pas dans un isolement scientifique total, la tectonique des plaques n'est que la cristallisation finale de toute une série de travaux précurseurs parmi lesquels il convient de mettre en avant l'apport conceptuel et méthodologique majeur de A. Wegener (1880-1930).

7.1 LA DÉRIVE DES CONTINENTS

La similitude des formes des rivages des continents africain et sud-américain a depuis longtemps frappé les observateurs (F. Bacon, 1620). Dès 1658, le Révérend Père Placet publiait un mémoire portant dans son titre : « *Où il est montré que devant le déluge, l'Amérique n'est pas séparée des autres parties du monde* » ; pourtant on s'accorde pour considérer que l'analyse sérieuse du problème ne débute vraiment qu'avec A. Snider (*La création et ses mystères dévoilés*, 1859), suivi de Taylor (1910) et Baker (1911). Toutefois, ces travaux ne sont pas vraiment exploités par leurs auteurs et passent plus ou moins inaperçus. Seul le travail de Wegener a fait date, non qu'il soit à l'origine de la théorie de la dérive, mais par la volonté de démonstration et d'utilisation de données provenant de disciplines différentes.

7.1.1 Les travaux et l'hypothèse de Wegener

La première présentation des travaux de Wegener date de 1912 au cours d'une conférence faite devant l'association des géographes allemands.

Encart 7.1 – Le contexte scientifique des travaux de Wegener

À l'époque de A. Wegener, on considère que la Terre, initialement en fusion, continue à se solidifier et à se contracter. Il en résulte une différenciation géochimique conduisant au **Sial**, **Sima** et **noyau**. La contraction provoque en surface des forces de compression qui induisent des plissements de la même façon qu'un fruit abandonné voit sa surface se boursoufler au fur et à mesure de son dessèchement. Dans ce modèle, les déplacements crustaux verticaux sont admis et, à grande échelle, on considère que la contraction provoque l'effondrement de certaines régions (bassins océaniques) ou, au contraire, la surrection d'autres (continents). Continents et océans ont donc une logique interchangeable, toutefois ces notions traditionnelles sont mises en cause par l'émergence d'une théorie nouvelle qui montre que les mouvements verticaux de l'écorce sont régis par le principe d'isostasie. Wegener lui-même synthétise parfaitement ce principe.

 Voir chap. 4

 Voir chap. 14

 Voir fig. 4.16 et 4.18

Wegener n'est pas convaincu par le modèle « contractif » en vogue qui, pour lui, n'explique pas les caractéristiques de la surface terrestre, ni au niveau de la complémentarité des formes de certains continents, ni au niveau de la répartition, en ceintures localisées, des chaînes de montagnes (dans le modèle « contractif » elles devraient se répartir uniformément à la surface terrestre). Après une analyse minutieuse de différentes données géographiques, géologiques, géophysiques et paléontologiques (cf. *infra*), il ébauche une théorie nouvelle qu'il publie dans un livre intitulé *L'origine des continents et des océans* dont la première édition date de 1915. Wegener y présente l'hypothèse de la fragmentation d'une masse continentale unique mise en place (vers – 270 Ma) à la fin de l'ère primaire (la **Pangée** entourée d'un océan la **Panthalassa**, fig. 7.1 A) en différents blocs ayant des déplacements relatifs. Ainsi les continents (constitués de Sial suivant les idées de l'époque) plus légers dérivent, comme des radeaux, sur le Sima constituant le fond des océans (fig. 4.5).

L'hypothèse de Wegener est donc très liée avec celle de l'**isostasie** sur laquelle elle se base. Si les continents sont susceptibles de déplacements verticaux, ils doivent aussi pouvoir se mouvoir horizontalement si l'on applique une force motrice suffisante. Pour Wegener, les montagnes, par leurs plissements qui traduisent une compression horizontale, prouvent l'existence d'une telle force. Il chercha l'origine de cette force, et ce fut là le point faible de sa théorie, directement dans la rotation de la Terre. Sur le sphéroïde terrestre, du fait de la rotation, les continents devraient à la fois dériver vers l'ouest (retard à la rotation) et vers l'équateur (effet axifuge). On pouvait ainsi expliquer la localisation des chaînes de montagnes en une ceinture méridienne (chaînes péripacifiques) et une ceinture latitudinale (chaînes téthysiennes c'est-à-dire alpines au sens large). Lors de la dérive, des chaînes

montagneuses (telles les cordillères américaines) se forment en avant des continents par « effet de proue » tandis qu'en arrière des arcs insulaires (Japon, par exemple) sont abandonnés par « effet de poupe ». De même, l'effet de proue provoque des remous dans le Sima qui induisent des remontées de magma expliquant le volcanisme de la « ceinture de feu » péripacifique. La collision des continents donne naissance aux chaînes de type eurasiatique (Alpes, Himalaya...).

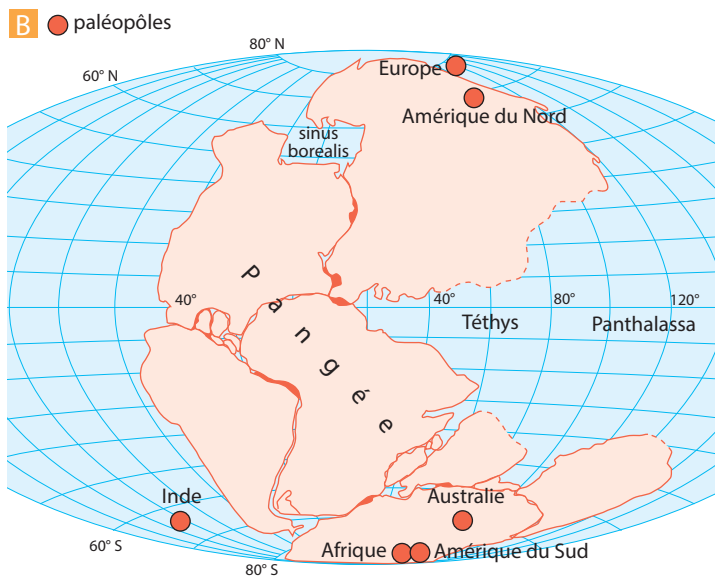
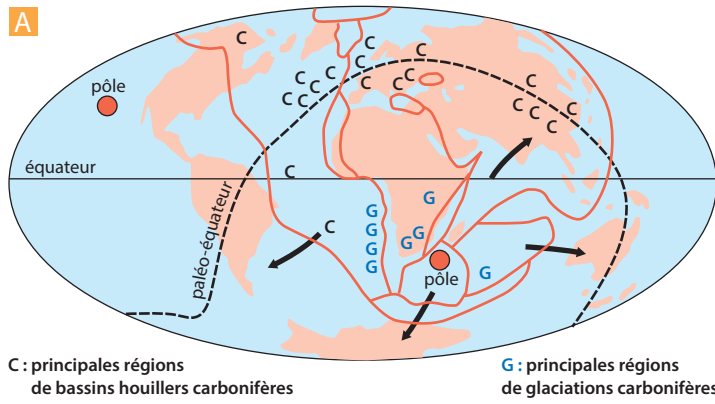


Figure 7.1 Comparaison entre les reconstitutions paléogéographiques de 1915 et de 1970.

A. La reconstitution du monde à la fin du Primaire (d'après Wegener, 1915). Les continents actuels sont regroupés en un bloc unique : la Pangée (traits rouges), entouré d'un océan la Panthalassa. On notera la logique de la répartition des bassins houillers et des sédiments glaciaires.

B. Reconstitution pour la même époque à partir des données paléomagnétiques (d'après Dietz et Holden, 1970). Les paléopôles (Sud ou Nord suivant les cas) ont été figurés. En comparant les deux reconstitutions, on ne peut qu'être frappé par la qualité de l'approche de Wegener.

7.1.2 Les arguments de la dérive des continents

a) Les arguments topographiques

Le premier argument est la similitude des formes existant entre les côtes d'Afrique et d'Amérique du Sud qui permet un emboîtement quasi parfait des deux continents. En fait la similitude est bien meilleure si l'on utilise le bord du plateau continental plutôt que la ligne du rivage.

Le second correspond à une analyse statistique de la topographie du globe. La fréquence bimodale des reliefs (+ 300 m pour les continents et - 4 800 m pour les océans) est en accord avec un modèle de Terre à deux couches (Sial/Sima suivant les concepts de l'époque) en équilibre isostatique (courbe de Trabert, *fig. 4.5*). Si le relief était le résultat de surrections et d'effondrements fortuits, la courbe de répartition serait gaussienne autour d'un niveau moyen unique (situé entre - 2 000 et - 3 000 m).

b) Les arguments géologiques

Il existe en Afrique et en Amérique du Sud des noyaux (cratons) de roches très anciennes, précambriennes, ayant plus de 2 milliards d'années. Si l'on rapproche les deux continents en un bloc unique, on observe une concordance des structures précambriennes. La datation des roches de la région de Sao Luis do Maranhã (Brésil), à 2 milliards d'années, a montré qu'il s'agit d'un morceau du craton ouest-africain entraîné par le continent sud-américain.

Ces boucliers anciens sont entourés de terrains protérozoïques et primaires plus récents (pour la plupart compris entre – 650 et – 450 Ma) qui présentent des structures coupées à l'emporte-pièce par la ligne de rivage mais qui paraissent aussi en continuité dans les deux continents. Il n'y aurait aucune logique à ces continuités si les deux continents avaient été éloignés au moment de la mise en place de ces structures.

Encart 7.2 – La répartition actuelle des chaînes paléozoïques

La logique de la **chaîne calédonienne**, qui s'est constituée au Paléozoïque inférieur, ne se comprend que si l'on réunit l'Europe, le Groenland et les Appalaches. Il en va de même pour la **chaîne hercynienne** (Paléozoïque supérieur) qui s'étend sur la Mauritanie, les Appalaches (déformés une seconde fois) et l'Europe moyenne.

c) Les arguments paléontologiques

Les faunes et les flores continentales d'Amérique du Nord et d'Europe, d'Amérique du Sud et d'Afrique, enfin d'Australie, d'Afrique du Sud, d'Inde et de la Patagonie présentent de grandes similitudes jusqu'au début du Mésozoïque puis se diversifient par la suite.

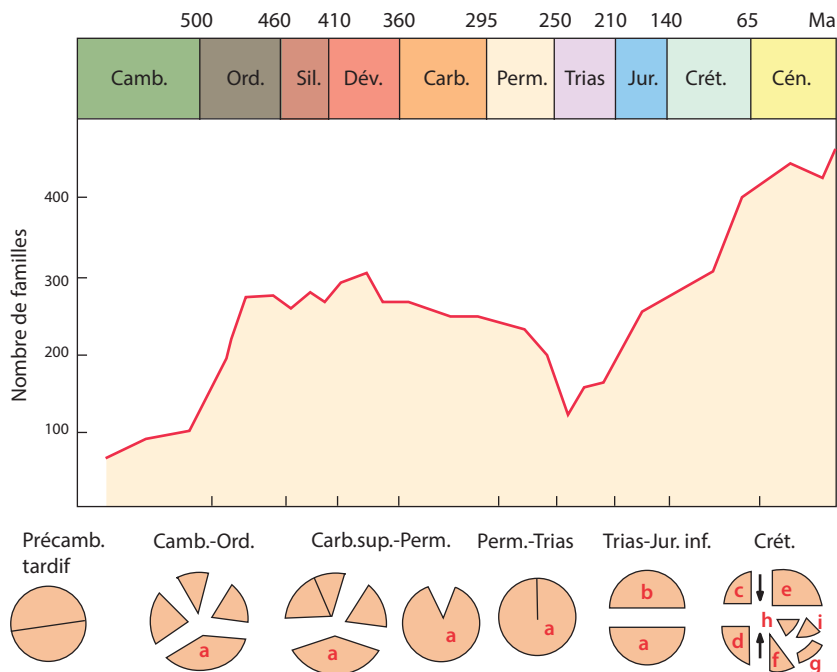


Figure 7.2 Corrélation aux différentes périodes, entre la diversité des espèces animales et les soudures et ruptures entre continents.

a. Gondwana, b. Laurasie, c. Amérique du Nord, d. Amérique du Sud, e. Eurasie, f. Afrique, g. Antarctique, h. Inde, i. Australie. *D'après Valentine et Moores, in Hallam (1976).*

Encart 7.3 – Les ponts continentaux

À l'époque de Wegener, les similitudes floristiques et faunistiques sont interprétées par la présence, à travers les océans, de passerelles continentales, permettant les migrations d'espèces à certaines époques, puis disparaissant à d'autres. Bien qu'un tel affaissement soit en opposition complète avec les mécanismes de l'isostasie (puisque'il suppose qu'une masse continentale « légère » s'enfonce dans une couche inférieure plus dense), ces idées persisteront chez certains paléontologistes jusqu'à la fin des années 1950. Les rides Walvis et Rio Grande étaient montrées comme les restes de ces ponts (*fig. 7.11*).



Pour Wegener, tout cela ne peut s'interpréter que par la présence à la fin du Primaire d'un continent unique fragmenté d'abord au cours du Trias en deux sous-ensembles, l'un nordique la Laurasia, l'autre méridional le Gondwana, puis en de nombreux éléments au cours du Crétacé, pour donner les continents actuels. Les recherches paléontologiques modernes sont en accord avec cette version, les phases de soudures des blocs continentaux correspondant à une faible diversité de la faune et de la flore, les phases d'éclatement à une grande diversité (*fig. 7.2*).

d) Les arguments climatiques

Étant météorologiste, Wegener a porté une attention toute particulière aux **reconstitutions paléoclimatiques**. À la fin du Primaire, au Carbonifère, on connaît des sédiments glaciaires (tillites) en Amérique du Sud et en Australie. Pour la même période, les terrains houillers contiennent une flore de Ptéridophytes (Fougères) qui traduit un climat de type équatorial. De tels terrains existent à l'est de l'Amérique du Nord, dans l'Europe du Nord et le nord-est de l'Asie. Par rapport à la position actuelle des continents, la répartition de ces deux types de sédiments (glaciaires et houillers) est totalement aberrante ; en revanche, elle trouve toute sa logique dans le schéma wegenérien (*fig. 7.1A*). Les sédiments glaciaires entourent la position présumée du pôle Sud au Carbonifère, de même les sédiments houillers se répartissent dans une bande parallèle au paléocéan, lorsque l'on rassemble les continents en une Pangée unique.

7.1.3 L'opposition à la théorie de Wegener

La pensée wegenérienne représentait donc un tout cohérent qui rallia d'assez nombreux partisans, lorsqu'en 1922 la troisième édition de son livre fut publiée en plusieurs langues. Les progrès de la cartographie (carte tectonique de l'Eurasie présentée par E. Argand en 1924) associés à la théorie de Wegener permettent même l'ébauche d'une tectonique globale. Pourtant à partir de 1925 une opposition à la dérive des continents va se développer, avec une virulence qui surprend aujourd'hui, et figer la géologie dans un dogme « fixiste » jusque vers 1960.

L'opposition principale vient du géophysicien anglais H. Jeffreys qui montra que les forces de marées, liées à la rotation de la Terre, invoquées par Wegener, ne pouvaient pas déplacer les continents. La Terre était trop résistante pour qu'une telle force puisse la déformer même légèrement. Jeffreys démontra que si la force « marée-motrice » était assez puissante pour déplacer les continents vers l'ouest, elle arrêterait la rotation du globe en moins d'un an. La pertinence du travail de Jeffreys conduisit à abandonner le mécanisme proposé par Wegener. Malheureusement, dans la foulée, on rejeta l'ensemble de la théorie sans, d'une part tenir compte de la qualité de l'analyse des différentes données faites par Wegener et sans, d'autre part, proposer de solution de remplacement.

Encart 7.4 – Le congrès de 1928 de l'AAPG

La réfutation définitive de la dérive des continents a eu lieu en 1928 lors d'un symposium organisé par l'AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*). Les reconstitutions paléogéographiques sont jugées approximatives (surtout pour l'hémisphère Nord), le bon raccord des structures de part et d'autre de l'Atlantique est considéré comme un argument d'immobilisme (les structures auraient été déformées s'il y avait eu dérive), le caractère tropical de la flore houillère et l'origine glaciaire des tillites sont

remis en cause. Wegener est lui-même attaqué, on parlera de manipulation de faits et de pseudo-science. Si l'absence de moteur, après la réfutation de Jeffreys, permet de comprendre en partie l'hostilité aux idées de Wegener, il existe sans doute aussi des motifs moins nobles car Wegener ne fait pas réellement partie de la « famille des géologues », il est avant tout météorologiste et lui-même ne considèrerait sans doute pas la théorie de la dérive des continents comme son œuvre scientifique principale.

Malgré l'hostilité générale, Wegener eut pourtant quelques successeurs dont les plus importants furent Du Toit en Afrique du Sud, E. Argand en Suisse qui expliquait la formation des Alpes par la collision Afrique-Europe et surtout A. Holmes en Grande-Bretagne (le père de l'échelle radio-chronologique). Reprenant les idées du géophysicien hollandais Meinesz (1930), il élimina la faiblesse principale du modèle de Wegener en proposant un autre mécanisme pour la dérive : la présence de courants de convection dans le manteau, liés à la chaleur dégagée par les réactions nucléaires. Holmes aura une influence considérable en maintenant présente « l'idée mobiliste » grâce à un superbe manuel d'enseignement, *Principles of physical geology*, dont la première édition date de 1944, préparant ainsi la communauté géologique et géophysique anglaise au rôle important qu'elle jouera dans l'élaboration de la tectonique des plaques.

7.1.4 La redécouverte de la dérive des continents

C'est la géophysique, qui après avoir porté les coups les plus durs à cette théorie, allait la réintroduire de nouveau dans la pensée géologique à la fin des années 1950. Les **données paléomagnétiques** se multipliant, on pouvait tracer des courbes de migrations apparentes des pôles et surtout constater que les courbes obtenues pour les différents continents ne coïncident pas, ce qui **rend obligatoire un déplacement relatif des continents les uns par rapport aux autres**. On a pu ainsi reconstituer la position des continents à une époque donnée. La figure 7.1 B représente une telle reconstitution pour le Carbonifère, **la comparaison avec la figure 7.1 A montre la qualité des schémas paléogéographiques de Wegener et la justesse de son intuition.**



Voir chap. 6

7.2 L'EXPANSION DES FONDS OCÉANIQUES

Dès 1928, A. Holmes avait avancé l'hypothèse de l'expansion océanique. Cette idée ne prit cependant de l'importance qu'une trentaine d'années plus tard quand M. Ewing, B. Heezen et M. Tharp établirent la continuité du système des rides océaniques en montrant qu'il s'agit de la plus grande structure géologique de la planète (65 000 km) puisqu'elle s'étend sur toute la longueur de l'océan Atlantique puis passe à travers l'océan Indien pour rejoindre la Californie à travers l'océan Pacifique.



Voir chap. 11

7.2.1 L'hypothèse de H. Hess (1962)

Partant de l'idée que le manteau comporte de larges cellules de convection, Hess réunit dans une seule hypothèse trois types d'informations apparemment disparates :

- l'existence, au niveau des grandes fosses océaniques bordant les arcs insulaires, d'une importante **anomalie négative de la pesanteur** qu'il interprète comme la manifestation de la branche descendante d'un courant de convection ;



Voir chap. 12

- le fait que les dragages océaniques n'aient jamais remonté de roches ou **sédiments antérieurs au Mésozoïque** ;
- l'existence des **dorsales médio-océaniques** qu'il interprète comme la manifestation d'un courant ascendant, remontant du **matériel mantellique**.

Il y aurait donc remontée de matériel profond chaud formant le plancher océanique au niveau des dorsales (fig. 7.3). Ce plancher se répand latéralement comme un tapis roulant jusqu'aux fosses océaniques où il s'enfonce dans le manteau. Il ne fallait plus, dès lors, s'étonner de la jeunesse des fonds océaniques (jamais anté-mésozoïques) puisqu'ils sont en perpétuel renouvellement.

Utilisant les quelques éléments de stratigraphie océanique disponibles, Hess estime la vitesse de dérive du plancher océanique à 1 cm/an (vitesse dix fois plus faible que celles envisagées par Wegener). De plus, Hess considère que les continents sont entraînés passivement par le « **tapis roulant** » **océanique** mais que leur faible densité ne leur permet pas de plonger dans le manteau. Ainsi, ils restent toujours à la surface du globe. On voit donc apparaître cette dualité capitale: **matériau continental pérenne, matériau océanique en perpétuel recyclage**.

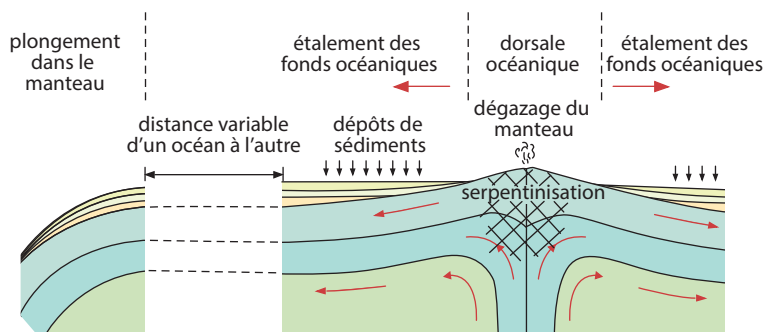


Figure 7.3 L'hypothèse de Hess.

Création du matériel du fond océanique au niveau de la dorsale, résorption au niveau des fosses océaniques. Hess postulait l'existence d'une zone serpentinisée dans la dorsale pour expliquer les variations observées dans la propagation des ondes sismiques.

Aujourd'hui, non seulement ses visions mobilistes ont été confirmées, mais en plus, les progrès de l'exploration nous montrent l'importance prise par les affleurements de manteau serpentinisé à l'axe des dorsales lentes (Atlantique) ou ultra lentes (Sud-Ouest Indienne). Le long de cette dernière, des campagnes océanographique françaises de 1997 à 2013 ont cartographié des surfaces entières de plusieurs dizaines de km² de manteau dénudé. De plus, compte tenu de l'épaisseur faible de la croûte de ces dorsales en général, il est possible que la serpentinisation concerne effectivement une tranche importante de la lithosphère supérieure.

Encart 7.5 – Sea Floor spreading et lithosphère

Hess reste prudent vis-à-vis de son hypothèse qu'il qualifie même d'entreprise « géopoétique ». Dietz à la même époque (en ayant connaissance des travaux de Hess) publie un travail identique où, d'une part pour la première fois apparaissent les termes de **sea-floor spreading (expansion du fond océanique)** et où, surtout, il postule que l'unité qui dérive latéralement, n'est pas la croûte océanique mais une entité plus épaisse : la **lithosphère** composée de la croûte et d'une partie du manteau. La notion de lithosphère était déjà employée dans le principe de l'isostasie pour expliquer le rebond post-glaciaire et la flexure sous le poids des deltas sédimentaires.

 Voir fig. 10.1

Cependant, la théorie de l'expansion des fonds océaniques ne déclenche guère l'enthousiasme dans le monde géologique ; seul Tuzo Wilson se rallie à la nouvelle théorie en postulant que les îles océaniques sont d'autant plus âgées qu'elles sont loin de la dorsale (ce qui se révélera faux car elles ne prennent pas toutes naissance sur la dorsale mais la plupart au niveau des points chauds, fig. 7.5 et 7.9).

 Voir chap. 12

7.2.2 Les travaux de Vine et Matthews (1963) : l'interprétation des profils d'anomalies magnétiques

C'est l'interprétation des données magnétiques marines qui imposera l'idée d'une expansion continue du fond des océans. Nous avons vu (chapitre 6) comment les Anglais **Vine et Matthews** d'une part et le Canadien **Morley** d'autre part, eurent l'idée de relier l'échelle des inversions du champ magnétique terrestre telle qu'elle avait été établie sur le continent et l'hypothèse de Hess pour expliquer les profils d'enregistrement des anomalies magnétiques des océans. Cette approche permit même de mesurer la vitesse de l'expansion dans différents océans.



Voir chap. 12

De nombreuses autres données, âge et nature des sédiments, sismicité des dorsales et des fosses, volcanisme océanique, gravimétrie et flux thermique ont permis de montrer la validité du concept d'expansion océanique. Nous les détaillerons dans le cadre de la théorie de la tectonique des plaques dont ils constituent souvent soit les éléments fondateurs soit des preuves a posteriori.

7.3 LA TECTONIQUE DES PLAQUES

La prise en compte de l'ensemble des données précédemment exposées a permis l'élaboration, à la fin des années 1960, d'une hypothèse connue sous le nom de **tectonique des plaques**.

7.3.1 La théorie

L'hypothèse repose sur les propositions suivantes :

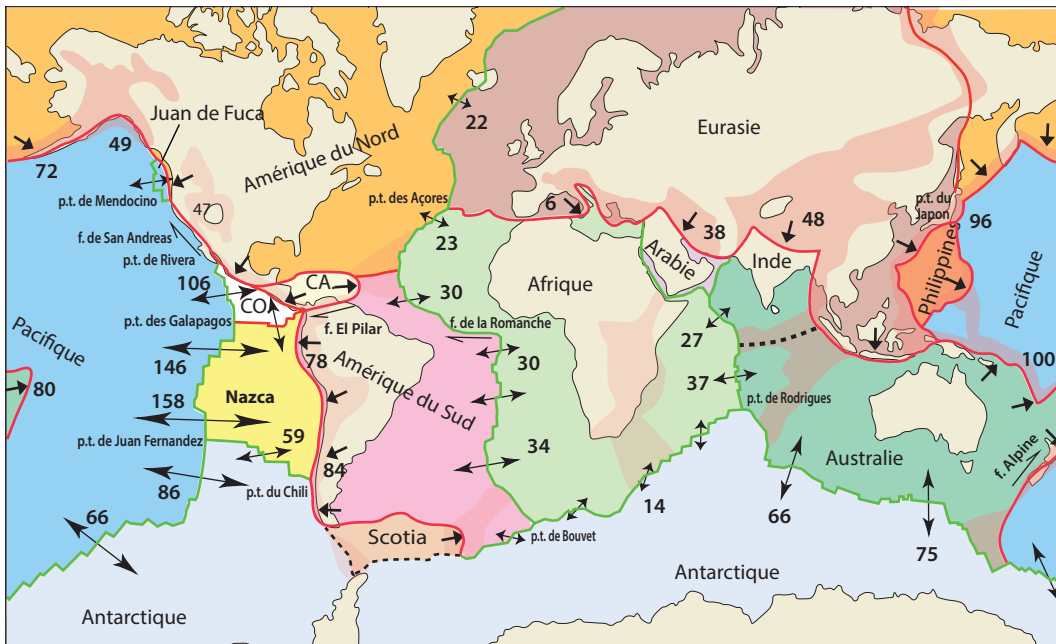
- La distinction rhéologique de deux assises externes dans le globe terrestre. D'une part la **lithosphère** (comprenant la croûte plus la partie superficielle du manteau supérieur), peu déformable, qui est épaisse d'une centaine de kilomètres (*fig. 7.18*) et d'autre part l'**asthénosphère**, ductile, caractérisée par son fluage important qui permet le découplage mécanique de la lithosphère par rapport au reste du manteau. Ces notions existent depuis les années 1900.
- La lithosphère rigide, susceptible de mouvement, du fait du découplage, est constituée d'un petit nombre d'unités : les **plaques** (*fig. 7.4*) dont les **frontières sont par définition les zones sismiques**. Les séismes traduiraient donc les frictions et les déformations liées aux mouvements relatifs des plaques les unes par rapport aux autres. La déformation interne aux plaques est faible par rapport à ce qui se passe aux frontières, et globalement, **les plaques sont considérées comme indéformables**.
- Les plaques prennent naissance au niveau des **dorsales océaniques** (zones d'accrétion) et sont résorbées au niveau des **plans de Benioff** (phénomènes de **subduction**, *fig. 7.5*).
- Les plaques sont animées de mouvements horizontaux et de mouvements verticaux liés soit à l'augmentation de l'épaisseur de la lithosphère aux dépens de l'asthénosphère par refroidissement (ce qui provoque une **subsidence**), soit au comportement élastique permettant des ploiements non permanents.
- Les frontières des plaques correspondent à trois types de structures (*fig. 7.5, 7.6 et 7.13*) :
 - les dorsales où il y a création de matière lithosphérique ;
 - les zones de subduction où il y a résorption de matériel lithosphérique ;
 - les failles transformantes où il y a simplement déplacement latéral de deux plaques.



Voir chap. 12

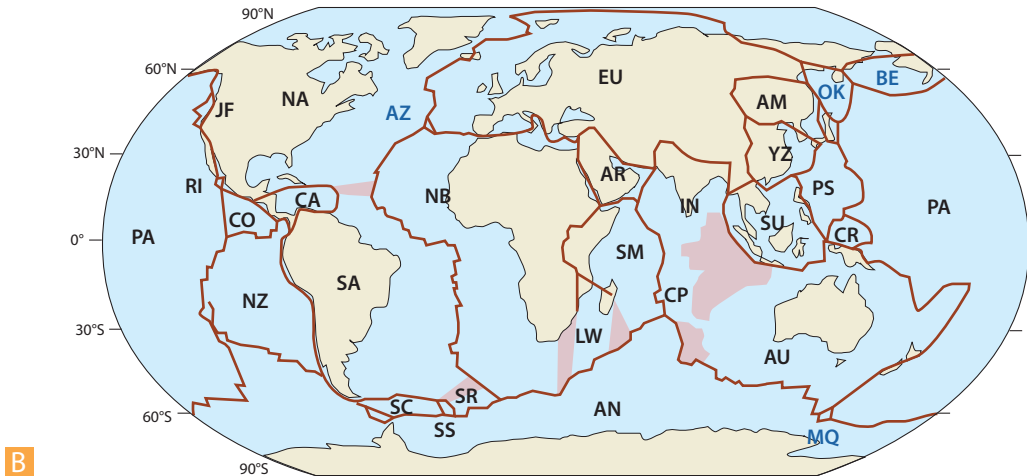


Voir chap. 8 et 10



CO : cocos, CA : Caraïbes

A frontière en coulissage frontière en divergence (dorsales océaniques) frontière en convergence (subduction, collision) zones de déformation intraplaque diffuse



B

Figure 7.4 Les modèles de plaques lithosphériques.

A. Le modèle à 12 plaques principales NUVEL-1 de 1990. Les chiffres sont les valeurs des déplacements relatifs aux frontières en mm/an. Ces valeurs sont obtenues grâce aux déplacements des plaques calculés d'après les données des anomalies magnétiques océaniques moyennées sur 3 Ma pour les dorsales et les vecteurs glissement (pôle du plan nodal principal) pour les zones de subduction. Voir la figure 7.15 pour les mouvements absolus.

B. Les 29 plaques du modèle MORVEL de 2010 (voir commentaire encart 7.12). AM = Amur, AN = Antarctique, AR = Arabie, AU = Australie, AZ = Açores, BE = Bering, CA = Caraïbes, CH = Bloc de Chine, CO = Cocos, CP = Capricone, CR = Caroline, EU = Eurasie, IN = Inde, JF = Juan de Fuca, LW = Lwandle, MQ = Macquarries, NA = Amérique du Nord, NB = Nubie (Afrique), NZ = Nazca, OK = Okhotz, PA = Pacifique, PH = Philippines, RI = Rivera, SA = Amérique du Sud, SC = Scotia, SM = Somalie, SR = Sud, SS = South Sandwich, SU = Sonde. En bleu foncé, les plaques dont le mouvement n'est pas calculé par MORVEL. Les zones colorées en rose représentent les régions de déformation intraplaque (frontières diffuses).

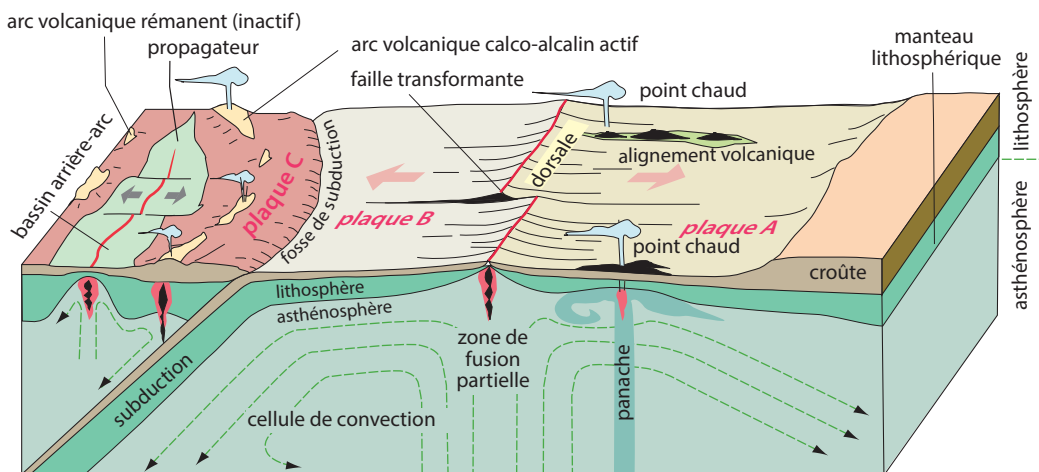


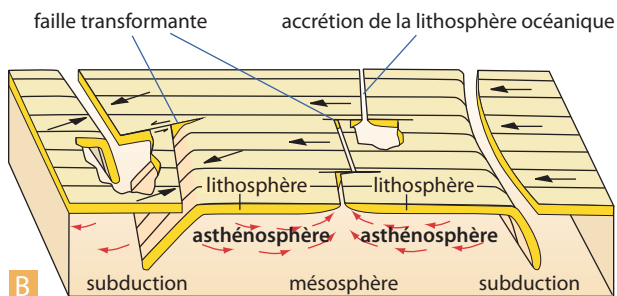
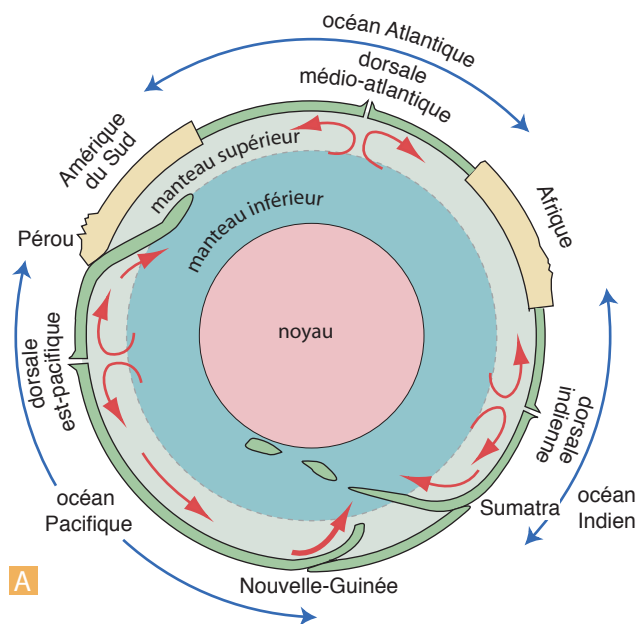
Figure 7.5 Représentation schématique en 3D de la tectonique des plaques.

Les principales frontières des plaques sont représentées (dorsale, faille transformante et zone de subduction), un bassin arrière-arc se trouve en arrière de la subduction; son ouverture se propage au sein de l'arc (propagateur). Notez les différentes zones de fusion partielle et la présence d'un panache de manteau inférieur et de points chauds.

Figure 7.6 Dynamique de la lithosphère.

A. Coupe méridienne de la Terre montrant les mouvements des plaques.

B. Le schéma fondateur de la tectonique des plaques. Il représente la dynamique de la lithosphère océanique sur une Terre plate (d'après Isacks, 1968).



On doit noter que la majeure partie de l'énergie interne du globe se dissipe au niveau des frontières interplaques soit sous forme mécanique (séisme) soit sous forme thermique (magmatisme et hydrothermalisme).

Encart 7.6 – Les « pères » de la tectonique des plaques

La paternité de cette hypothèse est multiple (Mc Kenzie et Parker, 1967 ; Morgan, 1968) ce qui traduit qu'elle représente la mise en forme d'idées qui étaient en gestation, à la même époque, dans différents laboratoires utilisant des techniques variées. Cette reconnaissance de paternité est aussi compliquée par un « imbroglio » éditorial (temps de publication variable d'une revue à l'autre, blocage de manuscrit par les « reviewers »...) qui rend délicate l'estimation de l'antériorité des différents travaux les uns par rapport aux autres. Le lecteur intéressé par le détail de cette aventure, révélatrice de pratiques scientifiques parfois rudes, peut se reporter à Allègre (1983) « L'Écume de la Terre », ou à l'article de Le Pichon *in La Recherche* n° 153, Paris (1984).

7.3.2 Les preuves sédimentologiques

Il est évident que les données ayant permis l'établissement de la notion d'expansion océanique, et particulièrement les travaux de Vine et Matthews sur l'enregistrement des inversions magnétiques par la croûte océanique, sont des arguments les plus convaincants. Cependant d'autres disciplines, comme la sédimentologie et la micropaléontologie ont aussi contribué de façon décisive à la mise en évidence de cette mobilité.

a) L'âge des sédiments

L'épaisseur relativement faible des sédiments océaniques, difficilement compatible avec une permanence des fonds, était un des problèmes qu'avait tenté de résoudre Hess par son hypothèse.

Une façon simple de tester si la sédimentation peut réellement prouver la réalité de l'expansion océanique est d'étudier les variations d'épaisseur (l'épaisseur devrait être minimale au niveau de la dorsale puis s'accroître en s'éloignant pour être maximale sur les bords du bassin). Ceci est globalement vérifié, mais doit être utilisé avec précaution car :

- la productivité primaire biogène n'est pas constante dans toutes les parties de l'océan ;
- les courants océaniques profonds peuvent modifier la distribution des sédiments ;
- il y a accumulation de sédiments détritiques (turbidites) au pied du talus continental.

Il faut donc se livrer à une analyse plus fine des sédiments océaniques. Deux types de données peuvent être utilisés : d'une part l'âge des sédiments reposant sur le basalte et d'autre part la nature des sédiments.

Une des raisons du développement des grands programmes internationaux de sondage océanique dans les années 1970 (DSDP, pour *Deep Sea Drilling Project*) a justement été la recherche des preuves de l'expansion océanique par l'étude des sédiments ; l'objectif principal étant d'échantillonner les premiers niveaux déposés sur les basaltes et de les dater par les microfossiles. Ces prélèvements réussis en différents points de l'Atlantique tout d'abord montrent que les sédiments sont de plus en plus âgés au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la dorsale (*fig. 7.7*) ce qui est en accord avec l'hypothèse d'une expansion de fonds océaniques et d'une mobilité des plaques lithosphériques à partir de la dorsale. Les courbes obtenues permettent de calculer un taux d'expansion océanique qui est concordant avec celui trouvé à partir des anomalies et inversions magnétiques.



Voir chap. 6

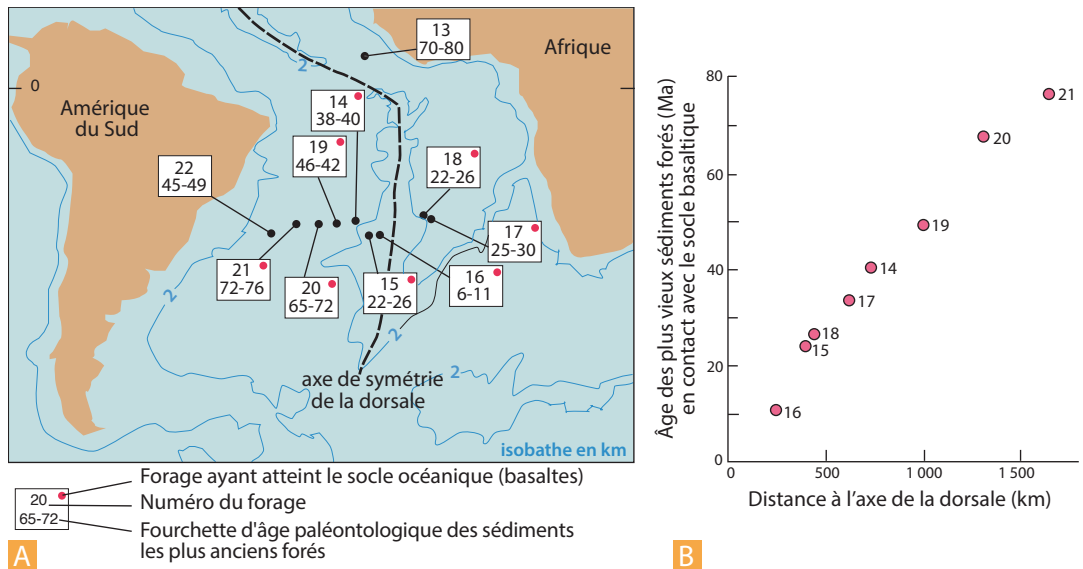


Figure 7.7 DSDP leg 3, une campagne décisive.

- A.** Âge des plus vieux sédiments rencontrés dans la série de forages du 3^{ème} leg du *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), d'après Le Pichon et Pautot, 1976.
- B.** Diagramme âge/distance à l'axe établi avec les données de ce leg DSDP.

b) La nature des sédiments

La répartition des sédiments océaniques est commandée par l'existence de phénomènes de dissolution du CaCO_3 dans les zones profondes de l'océan.

Encart 7.7 – La profondeur de compensation des carbonates (CCD)

On définit la profondeur de compensation de la calcite (**CCD**, *Calcite Compensation Depth*) comme le niveau où les phénomènes de dissolution (liés à l'agressivité plus grande des eaux profondes) l'emportent totalement sur les apports en provenance de la zone de production biogène (Foraminifères planctoniques et Coccolithophoridés) des 200 premiers mètres de la tranche d'eau. Les fonds situés au-dessus de la CCD reçoivent les débris squelettiques des organismes calcaires morts, les fonds situés en dessous sont exempts de carbonates, les squelettes ayant été dissous avant de les atteindre. La profondeur de la CCD est variable dans le temps et dans l'espace ; une augmentation de l'agressivité des eaux la fait remonter, une augmentation de la productivité de CaCO_3 en surface la fait descendre.

 Voir chap. 32

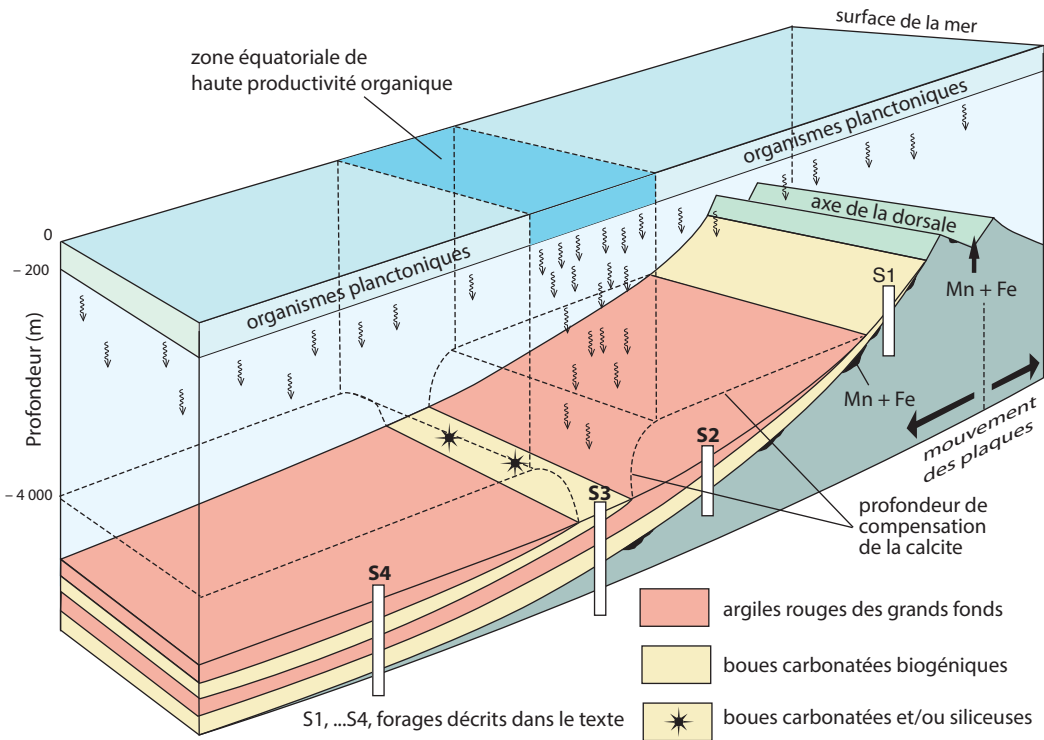


Figure 7.8 Nature des sédiments océaniques en fonction de la distance à la dorsale du Pacifique-Est (explication dans le texte).

Des forages (S1, S2, S3, S4 sur la fig. 7.8) ont été faits en s'éloignant de la dorsale du Pacifique Est. Le forage le plus éloigné de la dorsale comprend, depuis sa base, du basalte, des sédiments métallifères (Fe et Mn), des carbonates, des argiles rouges des grands fonds de nouveau des carbonates puis des argiles rouges des grands fonds. Une telle succession verticale ne peut se comprendre qu'en postulant une mobilité de la plaque Pacifique. Pour le sondage 1, la surface lithosphérique se situe au-dessus de la CCD, il se dépose donc du CaCO_3 au-dessus du basalte et des sédiments métallifères liés à l'hydrothermalisme sous-marin. Pour le sondage 2, la plaque Pacifique a migré sous la CCD, la sédimentation calcaire s'est donc arrêtée et a été remplacée par celle des argiles rouges. Pour le sondage 3, le site, au cours de la migration de la plaque est passé sous la zone équatoriale siège d'une haute productivité organique. La CCD est donc beaucoup plus profonde et la sédimentation carbonatée reprend. En fait, il s'agit souvent aussi d'une productivité importante d'organismes siliceux, les radiolaires et, au lieu d'une récurrence de boue calcaire (à globigérines et coccolithophoridés), on enregistre une sédimentation de boue à radiolaires. Pour le sondage 4, le site a quitté la zone équatoriale, la sédimentation argileuse a repris. On constate donc que la **sédimentation enregistre dans sa composition la migration des plaques.**

Voir fig. 32.11

7.4 L'ANALYSE DU MOUVEMENT DES PLAQUES : NOTIONS DE CINÉMATIQUE

La cinématique est la branche des Sciences de la Terre qui étudie le déplacement des plaques dans le passé et à l'époque actuelle. La reconstitution des mouvements anciens des plaques s'appuie avant tout sur l'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques et l'examen de la forme des marges

continentales conjuguées. La géométrie des bandes d'anomalies magnétiques, parallèles aux anciennes dorsales, ainsi que leur largeur, proportionnelle à la vitesse d'ouverture, sont en effet les premiers indicateurs permettant de quantifier les mouvements anciens des plaques. À cela s'ajoutent d'une part l'étude du tracé des grandes zones de fracture, dont la géométrie est une image des coulissements le long des anciennes frontières transformantes et d'autre part, pour les plaques ayant des parties continentales, l'étude du paléomagnétisme à terre.

En ce qui concerne les mouvements récents et actuels, on utilise soit des modèles de déplacement obtenus à partir d'une moyenne des mouvements calculés sur les 3 derniers millions d'années, soit, lorsqu'elles sont disponibles, les données de la géodésie spatiale qui fournissent les mouvements actuels de stations fixes disposées sur les principales plaques. Ces différents aspects sont décrits ci-dessous.

7.4.1 Mouvements relatifs et mouvements absolus des plaques : le référentiel des points chauds

Dès les débuts de la tectonique des plaques, dans les années, 1970, s'est posé le problème du référentiel dans lequel il convenait de replacer les déplacements étudiés. Le mouvement de deux plaques se déplaçant sur le globe peut en effet être décrit de deux façons (*fig 7.9*) :

- soit à partir de tout repère externe aux deux plaques et considéré comme fixe sur le globe (mouvement absolu) ;
- soit à partir d'un repère lié à l'une des deux plaques (mouvement relatif).

Encart 7.8 – Mouvement relatif et absolu des plaques

Dans le cas de deux plaques A et B (*fig. 7.9*) on peut décrire le mouvement absolu des 2 plaques ou le mouvement relatif de A par rapport à B, ou ce qui revient au même, de B par rapport à A. Si l'on connaît les mouvements absolus de A et B, on déduira le mouvement relatif entre A et B en faisant la différence vectorielle des déplacements absolus. En revanche, en dehors de toute information complémentaire, il ne sera pas possible de remonter aux mouvements absolus si l'on ne connaît que la vitesse relative de A par rapport à B.

Dans le cas de 3 plaques A, B et C, si les mouvements entre les plaques A et B, et B et C sont connus on pourra déduire la vitesse relative entre les plaques A et C. On utilise alors

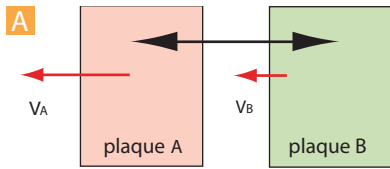
la construction dite du triangle des vitesses, représentant la somme vectorielle des vecteurs vitesses. Par cette méthode, on peut de proche en proche connaître les déplacements relatifs entre des plaques dont les mouvements sont mal contraints pour certaines (*fig. 7.9*). Ce cas se pose pour des plaques qui n'ont pas de frontières en accréation, comme la plaque Philippine, ou la plaque Caraïbes. Sur un système à plusieurs plaques dont tous les mouvements relatifs sont connus, il suffira de connaître une vitesse absolue pour déterminer toutes les vitesses absolues. C'est ainsi que les déplacements relativement bien connus de la plaque Pacifique ont permis de contraindre les mouvements des autres plaques.



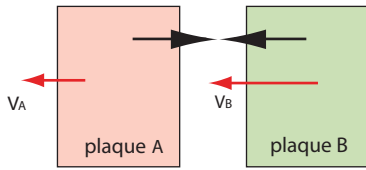
Voir encart 7.12

Figure 7.9 Mouvements absolus et mouvements relatifs des plaques.

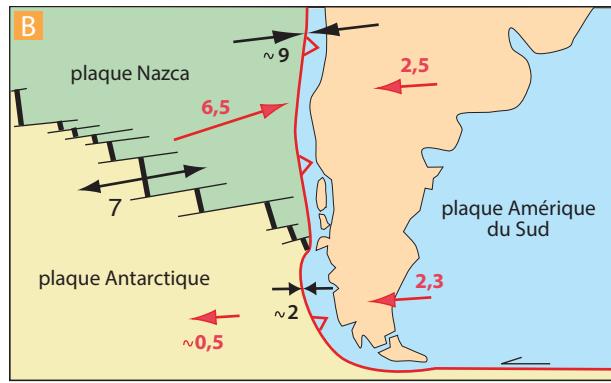
- A.** Cas théoriques de mouvements parallèles et de même sens. Selon le module des vecteurs mouvements absolus de deux plaques A et B, les mouvements relatifs au niveau de la frontière AB peuvent être en divergence ou en convergence.
- B.** Application au cas de la géodynamique du sud de l'Amérique du sud (mouvements absolus en rouge: mouvements relatifs aux frontières en noir). Deux plaques se déplaçant dans le même sens sont en convergence (Am. Sud et Ant.).
- C.** Le triangle des vitesses. Cette construction géométrique (somme de vecteurs) permet de calculer le module et le sens du vecteur mouvement relatif à partir des vecteurs mouvements absolus.
- D.** La bordure est de la plaque Pacifique. Cette carte permet d'illustrer sur un cas concret la signification des vecteurs déplacements absolus et relatifs. Notez la position des volcans liés aux subductions des plaques Cocos et Juan de Fuca.



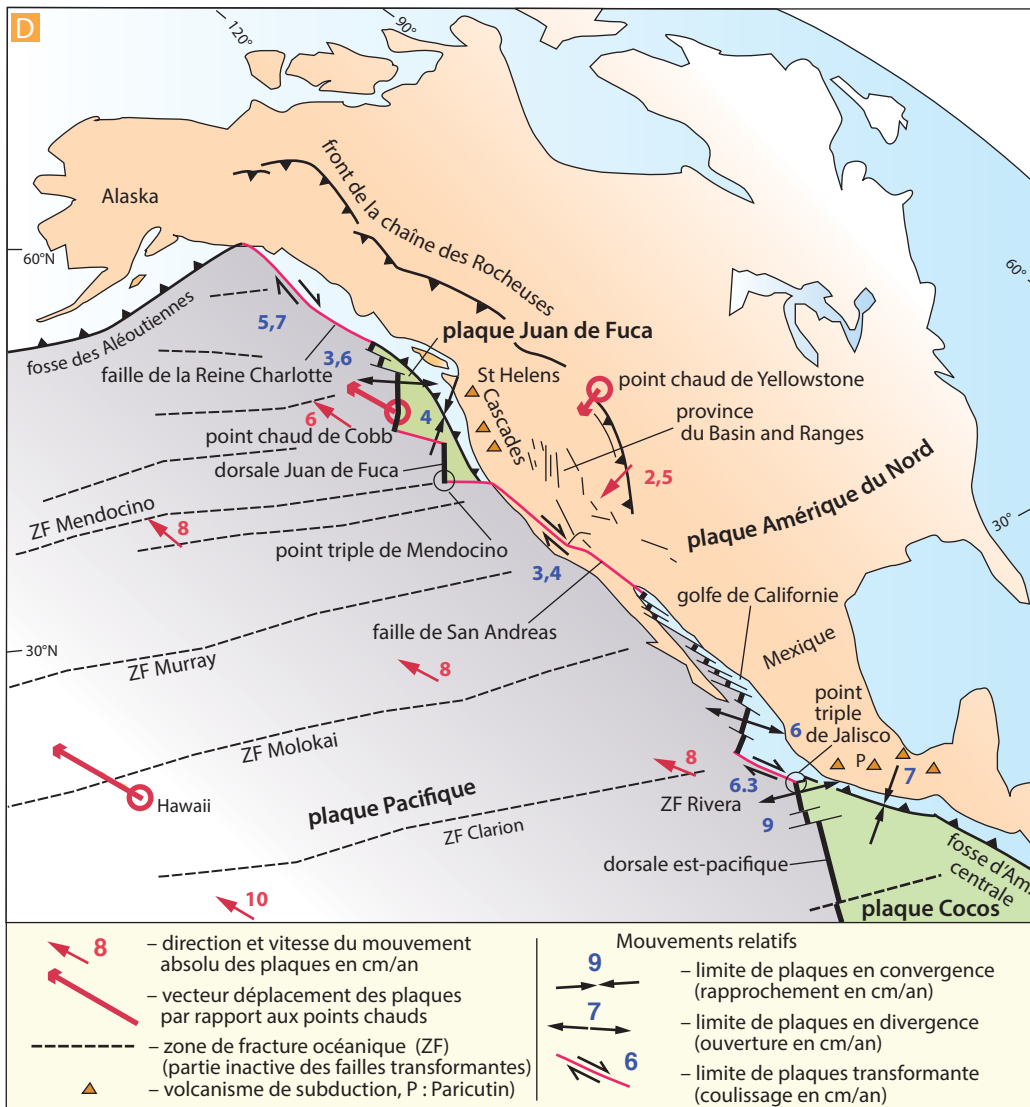
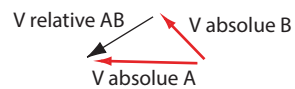
1. $V_A > V_B$, mouvement relatif en divergence



2. $V_A < V_B$, mouvement relatif en convergence



C Triangle des vitesses



Partie II ■ La dynamique de la Terre solide : géochimie et géophysique globales

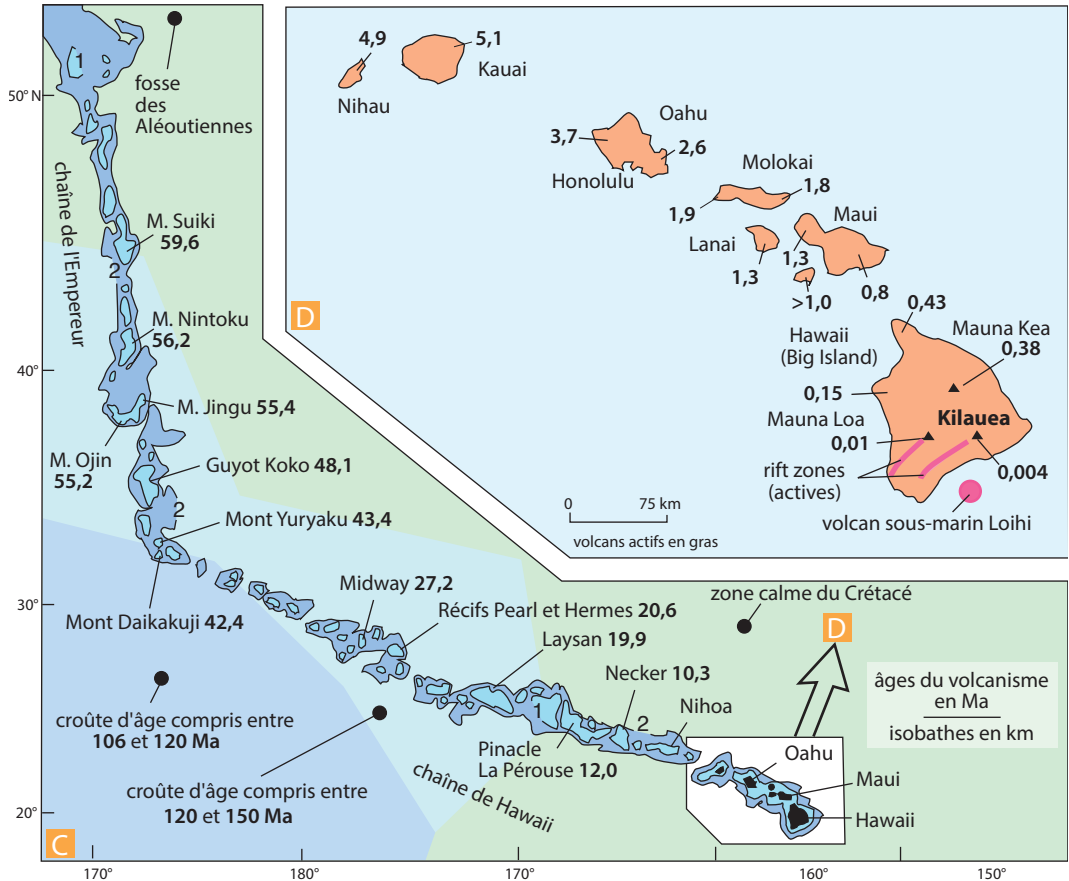
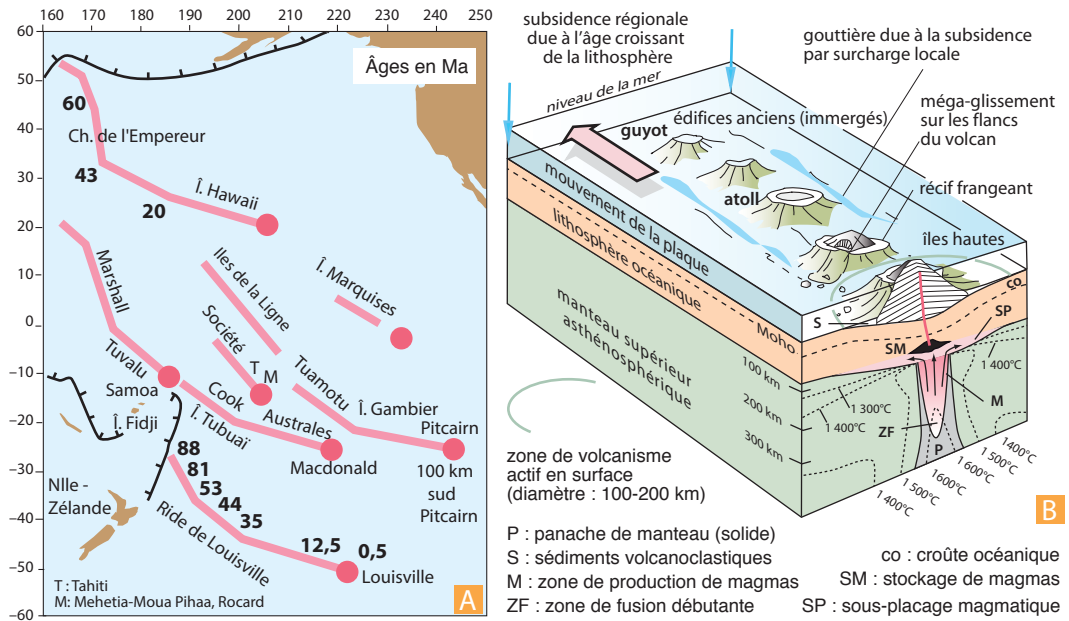


Figure 7.10 Les points chauds du Pacifique.

- A.** Carte générale des points chauds actifs (cercles rouges) et des alignements volcaniques.
- B.** Schéma des structures et du fonctionnement d'un point chaud et d'un alignement volcanique.
- C.** Âge des édifices volcaniques de la chaîne Empereur-Hawaii et de leur substratum océanique.
- D.** Détail de C (*modifié d'après Hey et al., 1989*).

Pour décrire les mouvements dits absolus des plaques on utilise généralement le référentiel des points chauds (considérés alors comme un repère fixe lié à la Terre). Le principe de la méthode repose sur l'existence des alignements volcaniques océaniques considérés comme la trace laissée à la surface de la lithosphère mobile par des panaches de manteau chaud d'origine profonde et fixe dans un repère lié au globe. Cette idée a été émise d'abord par Wilson dès 1963, puis développée par Morgan en 1971 (*fig. 7.10*). Ces alignements sont ainsi considérés comme des indicateurs des mouvements des plaques par rapport au manteau dans son ensemble. Cette notion est parfois discutée dans la mesure où il ne peut être exclu que les points chauds se déplacent les uns par rapport aux autres, même si les vitesses invoquées sont faibles ($< 1\text{cm/an}$).

On a utilisé d'abord les données des grandes chaînes bien connues du Pacifique (Empereur-Hawaii, Polynésie), mais également de l'océan Indien (point chaud de la Réunion et ride des Maldives) et de l'Atlantique (rides de Walvis et de Rio Grande) (*voir cartes fig. 7.10 et 7.11*).

 Voir § 13.5.1

Encart 7.9 – Points chauds, volcanisme et mobilité de la plaque Pacifique

Le mouvement de la plaque Pacifique a pu ainsi être décrit grâce aux études radiochronologiques effectuées sur les laves de la chaîne de volcans d'Empereur-Hawaii dont les âges augmentent régulièrement au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'archipel actif. Celui-ci comprend les îles de Maui et de Big Island, avec le Mauna Loa et le Kilauea, et le volcan actif immergé en croissance de Lohii au sud-est de cette île (*fig. 7.10*). La chaîne dans son ensemble est continue et comprend deux parties rectilignes séparées par un coude, l'âge du coude étant daté aux alentours de 40 Ma (*fig. 7.9*). Une distance d'environ 3 500 km sépare ce coude de l'île active. Ceci donne un taux de déplacement moyen de la plaque, le

long de l'alignement, de 87,5 km par million d'années sur 40 Ma (87,5 mm/an). Cette valeur est assez proche de celle déterminée pour la vitesse actuelle de la plaque, ce qui signifie que depuis 40 Ma au moins, cette plaque est rapide. La présence du coude Hawaii-Empereur témoigne d'un changement cinématique important aux alentours de 40-45 Ma. Ce changement est responsable de la mise en place de nombreuses structures péri-pacifiques comme l'individualisation de la plaque des Philippines et l'apparition de la fosse des Mariannes-Bonins. Mais il a été proposé que ce coude puisse aussi refléter un changement dans la position du point chaud (Cande *et al.*, 1995).

7.4.2 La mobilité des frontières des plaques

Ce que nous venons d'énoncer concernant les mouvements relatifs des plaques a une conséquence fondamentale. En l'absence de référentiel absolu, le mouvement entre deux plaques tel qu'il est déduit des indicateurs cinématiques usuels que sont les anomalies magnétiques et les traces des zones de fracture est toujours un mouvement relatif. Ainsi, deux plaques A et B peuvent présenter une frontière en convergence ou en divergence relative, même si leurs mouvements absolus se font dans le même sens. La nature des mouvements à la frontière dépendra donc simplement de la différence de vitesse entre A et B. Admettons pour simplifier que les plaques A et B soient planes et qu'elles se dirigent vers l'ouest ; on placera la plaque A à l'ouest de B. Si A est plus rapide que B, la frontière sera une dorsale, si B est plus rapide que A, la frontière sera une zone de subduction. C'est le cas au Sud de l'Amérique du Sud (*fig. 7.9*).

Il convient donc de bien remarquer que les frontières de plaques ne sont pas « ancrées » dans le globe, mais qu'elles sont mobiles à la surface de la Terre.

Prenons quelques exemples pour s'en convaincre.

- La plaque Afrique est totalement entourée de dorsales, à l'exception de sa frontière nord, en compression avec l'Eurasie (fig. 7.4 et 7.14). Puisque l'accrétion océanique ajoute de la matière aux frontières, la plaque s'agrandit quel que soit son mouvement absolu. En conséquence, les dorsales qui l'entourent sont nécessairement mobiles.

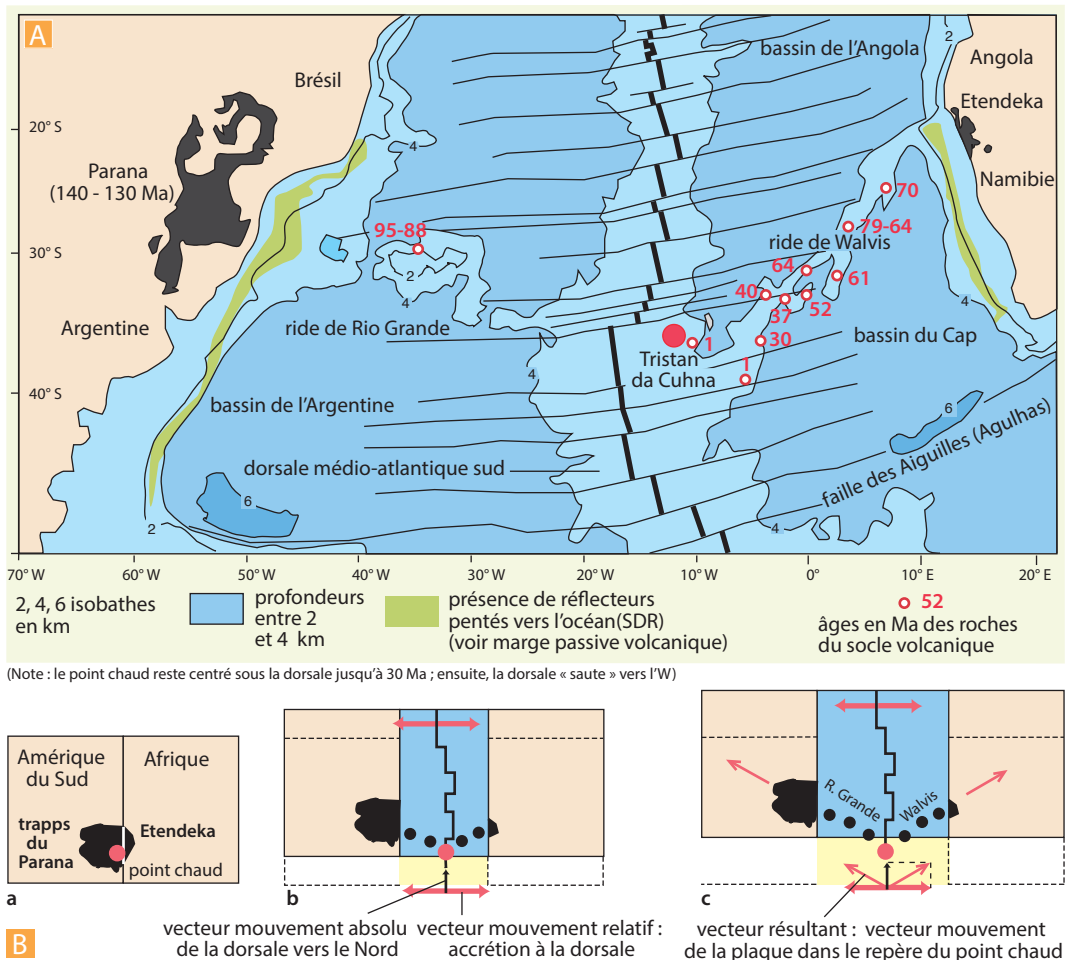


Figure 7.11 Fonctionnement du point chaud de Tristan da Cunha.

A. Situation géodynamique et âges de quelques roches volcaniques (chiffres en italique) des rides de Walvis et Rio Grande, obtenues par dragage et forage (compilation M. Maia, Brest).

B. Modèle de création des rides en « V » par migration de la dorsale atlantique vers le nord :

a. début du fonctionnement du point chaud de Tristan da Cunha (140-130 Ma) sur croûte continentale; b. début de l'ouverture de l'Atlantique Sud et mouvement général des plaques (et donc de la dorsale) vers le Nord, construction des chaînes volcaniques; c. poursuite de l'ouverture de l'Atlantique sud et de la migration des plaques vers le nord.

- Dans le cas de la subduction des Mariannes-Bonin qui sépare les plaques de la mer des Philippines et Pacifique, les déplacements absolus des deux plaques ne se font pas en opposition, mais dans le même sens, vers le nord-ouest (fig. 7.15). La plaque de la mer des Philippines est moins rapide : quelques centimètres par an contre 10 à 9 cm/an pour le fond du Pacifique. La fosse est donc mobile dans un référentiel externe aux deux plaques et la convergence relative a une valeur de l'ordre de 5 à 6 cm/an.
- Une situation semblable se rencontre au sud du Chili où les plaques Antarctique et Amérique du Sud se déplacent dans le même sens, la plaque Amérique du Sud étant la plus rapide (2,3 cm/an contre 0,5 cm/an) (fig. 7.9). En revanche, au centre du Chili, dans la fosse du Pérou-Chili, les mouvements absolus des plaques Nazca et Amérique du Sud sont à sens opposés avec des vitesses de l'ordre de 7 cm/an pour la plaque Nazca et 3 cm/an pour la plaque Amérique du Sud. Ici, la vitesse de la convergence relative est de l'ordre de 10 cm/an et correspond à la somme arithmétique des modules vitesse puisque les vecteurs déplacements sont pratiquement parallèles.
- Les interactions entre points chauds et dorsales océaniques sont assez fréquentes à la surface du globe. Dans l'Atlantique Nord, c'est le cas de l'Islande et des Açores. Dans l'Atlantique Sud, l'étude des relations entre l'axe de la dorsale et les rides de points chauds a permis très tôt de mettre en évidence la mobilité des frontières de plaque. Ainsi, les rides volcaniques de Walvis et Rio Grande qui convergent vers le point chaud de Tristan da Cunha, forment un vaste V dans la bathymétrie, centré sur l'axe de la dorsale (fig. 7.11). L'interprétation d'une telle structure fait appel à l'activité du point chaud à l'axe même de la dorsale, dès 120 Ma, se traduisant par la mise en place d'édifices volcaniques contemporains sur ces deux plaques. Ces édifices se sont éloignés progressivement. La géométrie en V des rides est due à la remontée vers le nord de la dorsale en même temps que se poursuivait l'ouverture. On trouve là le moyen de quantifier la remontée de la plaque Afrique vers le nord depuis 120 Ma (fig. 7.11).



Voir fig. 9.5

7.4.3 Déplacements finis, déplacements instantanés : paramètres eulériens et mesure du mouvement des plaques

La précision des reconstitutions cinématiques diminue avec l'âge des époques considérées pour la raison simple que les anomalies magnétiques anciennes sont rares dans les océans. Les fonds océaniques plus vieux que 118 Ma (anomalie M0) ne sont préservés qu'au pied des marges stables des océans Atlantique et Indien et dans la partie occidentale du Pacifique. Le plus souvent, seules les étapes intermédiaires les plus caractéristiques des mouvements des plaques peuvent donc être reconstruites, avec une précision augmentant pour le Cénozoïque et un détail accru pour les 5 derniers millions d'années, à partir de l'anomalie 3A. Les frontières en subduction détruisent donc les enregistrements de la croûte océanique, et sont malheureusement des entraves à la connaissance des mouvements anciens ! C'est le cas pour l'histoire du Pacifique dont la cinématique précoce ne peut être étudiée que grâce aux témoins anciens situés au NW de la plaque Pacifique.



Voir fig. 6.15 et 6.16

On utilise le terme de déplacements finis pour désigner les mouvements moyens déterminés entre deux étapes caractéristiques. Cette terminologie sous-entend qu'entre deux stades qui peuvent être séparés de plusieurs millions d'années, on représente une sommation de mouvements dont la cinématique n'est pas connue dans le détail.

Le terme de déplacements instantanés se rapporte aux mouvements des plaques mesurés aujourd'hui directement par différentes méthodes, notamment celle de la géodésie satellitaire.

a) Mouvement des plaques sur une sphère : les axes et pôles eulériens

Le mouvement d'une surface sur une sphère a été étudié par le mathématicien suisse *Euler* (1707-1783) dans ses travaux de géométrie sphérique. Euler a montré que tout déplacement d'un point sur la sphère peut être décrit comme une succession de rotations autour d'axes passant par le centre de la sphère : les *axes eulériens* (fig. 7.12). L'axe perce la sphère en deux points opposés aux antipodes : les *pôles eulériens*.

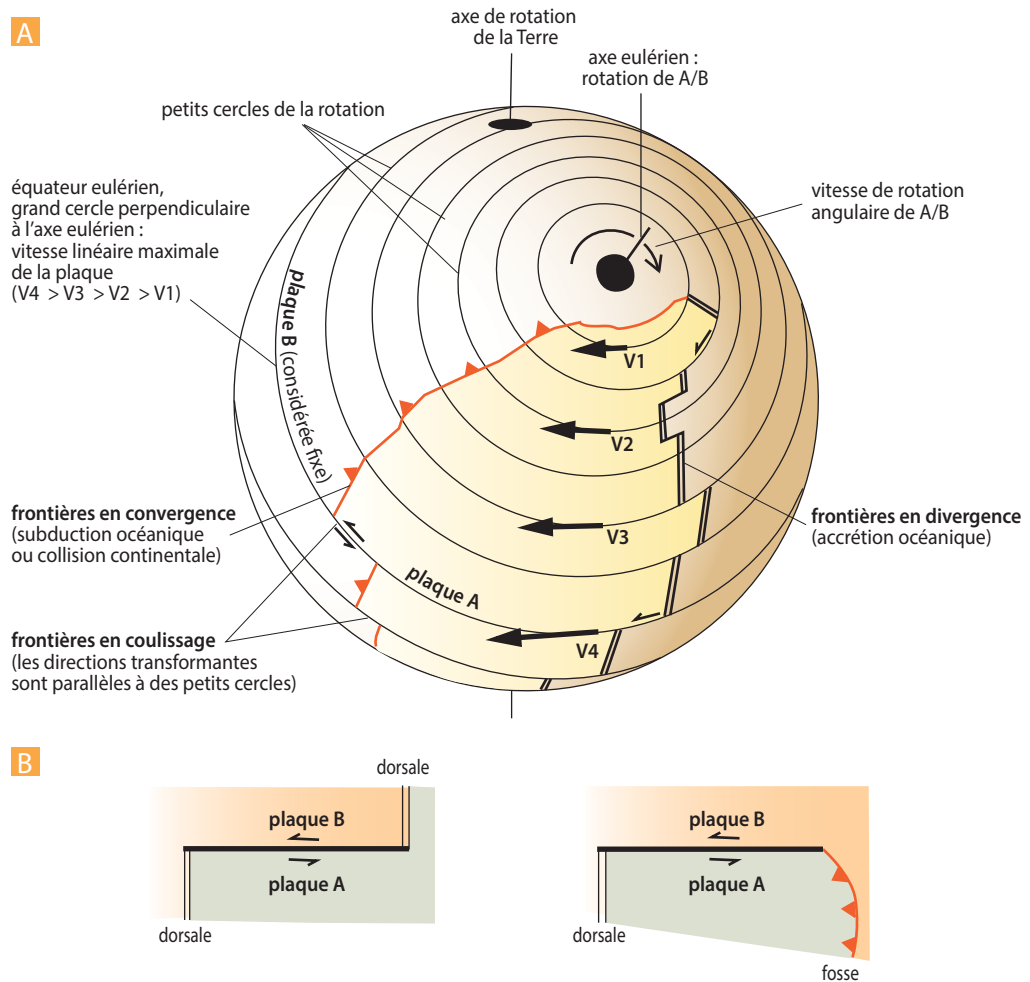


Figure 7.12 Principe de la cinématique des plaques.

- A.** Définition des principaux paramètres de la cinématique et nature des frontières de plaques.
- B.** Failles transformantes *Ride-Ride* et *Ride-Fosse* (*Ride* = Dorsale).

Chaque rotation est ainsi décrite très simplement par trois nombres : la latitude et la longitude d'un des deux pôles eulériens et la vitesse angulaire de rotation. Cette approche s'applique aux plaques lithosphériques rigides dont l'évolution des déplacements finis dans le temps peut être décrite à l'aide d'une série de trois paramètres comprenant les positions successives de l'axe eulérien sur le globe et les valeurs successives des vecteurs vitesse de rotation angulaire. Ceci concerne les déplacements absolus, comme les déplacements relatifs. Le mouvement entre deux plaques A et B est décrit comme la rotation de B par rapport à A supposé fixe, ou l'inverse.

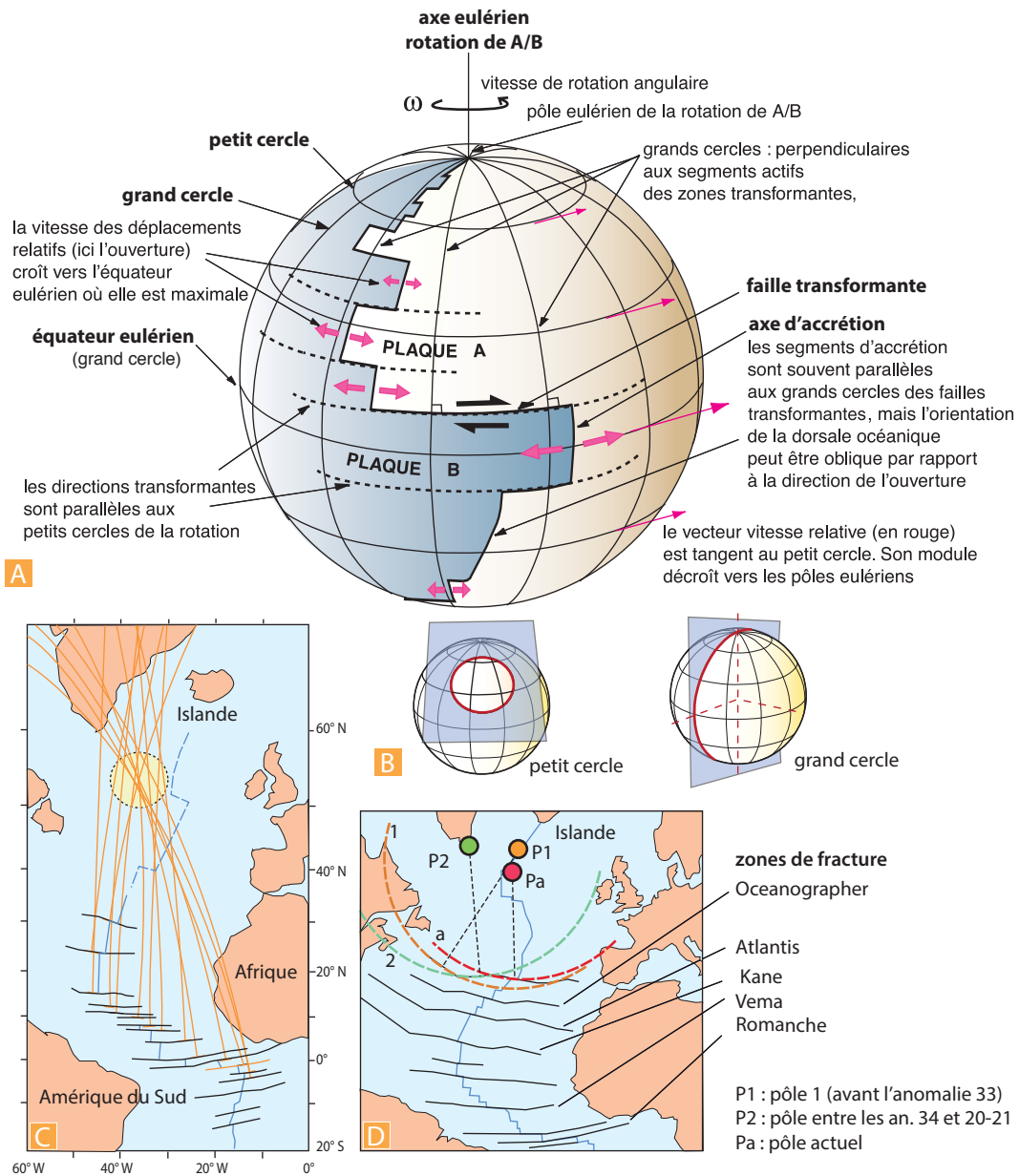


Figure 7.13 Les propriétés géométriques des frontières des plaques.

- A.** Cas d'un globe comprenant deux plaques (voir encart 7.10).
- B.** Grand cercle et petit cercle : définitions géométriques
- C.** Utilisation de l'orientation des zones de fracture pour déterminer le pôle de rotation entre deux plaques : exemple des plaques Afrique et Amérique du Sud.
- D.** Utilisation de la segmentation des zones de fracture pour déterminer les variations de la position des pôles de rotation : exemple de l'Atlantique central (commentaire encart 7.11).

Encart 7.10 – Notion de grands et petits cercles

On utilise en cinématique des plaques la terminologie usuelle des projections sphériques. Nous rappellerons qu'on nomme **grand cercle** l'intersection entre la sphère et un plan passant par le centre de celle-ci. Un **petit cercle** correspond à l'intersection de la sphère avec un plan ne passant pas par son centre (fig. 7.13). Les plans perpendiculaires à l'axe eulérien coupent la sphère en une série de cercles parallèles. Le plus grand de ces cercles a la dimension de l'équateur de la sphère, c'est l'**équateur eulérien**. Les autres seront tous de plus faible diamètre, ce sont les petits cercles de la rotation (fig. 7.12 et 7.13).

Par définition, la vitesse angulaire est constante en tout point de la plaque. En revanche la vitesse linéaire d'un point donné de la plaque

varie selon sa position par rapport à l'axe eulérien. Elle est maximale au niveau de l'équateur eulérien et décroît vers les pôles eulériens, où elle est nulle. Sur une carte, la longueur des vecteurs représentant la vitesse linéaire des plaques doit donc varier selon la position du point considéré. Tous les vecteurs de même valeur s'alignent sur la trace d'un petit cercle dont le centre correspond au pôle eulérien. La vitesse d'accrétion à l'axe d'une dorsale séparant deux plaques A et B varie ainsi en fonction de la position vis-à-vis du pôle relatif de la rotation. Dans le cas de la dorsale Est-Pacifique, la vitesse entre les plaques Nazca et Pacifique est maximale à l'équateur eulérien soit vers 17-18°S ; elle décroît vers le sud et vers le nord (fig. 7.12 et 7.13).

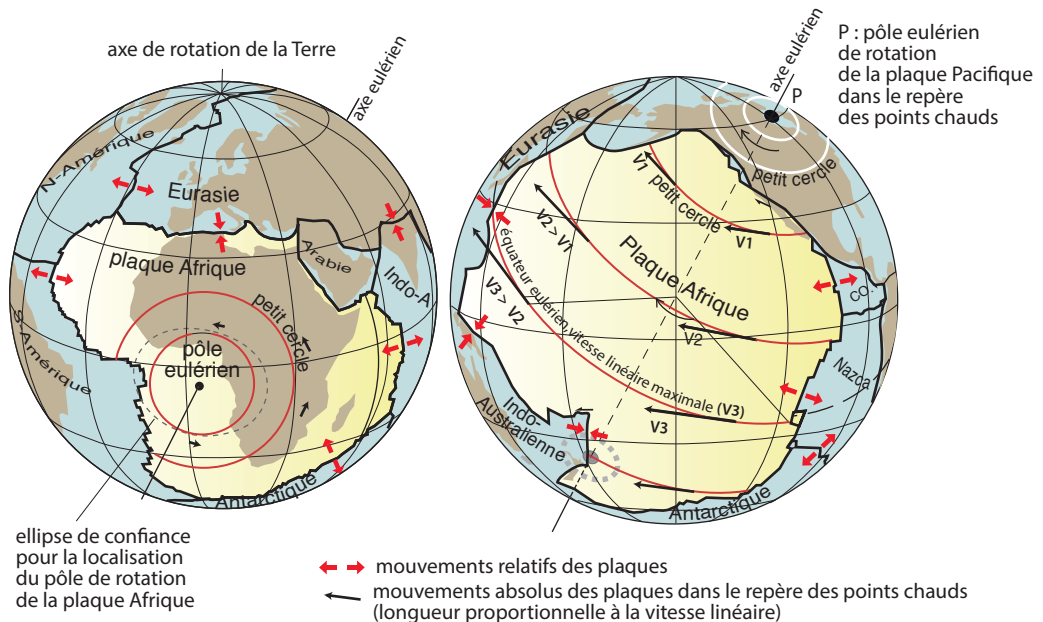


Figure 7.14 Cinématique des plaques Afrique et Pacifique.

L'axe eulérien de rotation absolue peut soit percer la plaque, soit se trouver en dehors de celle-ci (fig. 7.14). Dans le cas de la plaque Afrique, le pôle de rotation absolu est déterminé avec imprécision en raison du déplacement lent de la plaque : il est situé dans sa partie NW, quelque part dans le golfe de Guinée. Le mouvement absolu est nul au pôle et atteint 1,5 cm/an au niveau de Madagascar. Si le pôle eulérien est situé en dehors de la plaque, aucun des points de la plaque n'a un déplacement nul. C'est le cas de la plaque Pacifique, la plus rapide sur le globe, dont tous les points ont une vitesse comprise entre 11 cm/an à l'équateur eulérien (par exemple, près de la dorsale à 17°-18°S), et 5,6 cm/an, au large de l'Amérique du Nord, à la latitude de Vancouver, ou dans la partie sud de la plaque, au sud de la Nouvelle-Zélande (fig. 7.10 et 7.14).

b) Les mouvements anciens des plaques : les reconstitutions cinématiques

Les déplacements finis sont déterminés par les linéations magnétiques enregistrées dans la lithosphère océanique par les dorsales et par la géométrie des failles transformantes. Les mouvements anciens seront donc assez correctement décrits pour des plaques séparées par une frontière divergente. C'est le cas des quatre plaques Eurasie, Afrique, Amérique de Nord et Amérique du Sud dont les mouvements sont connus grâce aux données magnétiques de l'Atlantique depuis 150 Ma environ et grâce au tracé des zones de fracture.

Les campagnes océanographiques (ou les relevés aéromagnétiques), permettent d'obtenir des profils géophysiques parallèles, orthogonaux à l'axe de la dorsale, le long desquels on effectue l'identification des anomalies magnétiques. La corrélation, un à un, des profils produit une **carte des linéations magnétiques ou isochrones** (lignes de même âge de la lithosphère océanique). On referme ensuite le domaine océanique par étapes successives en amenant en coïncidence les isochrones. Les variations de la vitesse relative des plaques au cours de l'ouverture de l'océan sont déterminées simplement en calculant les variations des taux d'accrétion de la dorsale.



Voir fig. 6.48

Encart 7.11 – Tracés des zones de fractures et réarrangement cinématique

L'étude du tracé des zones de fracture permet de contraindre correctement la géométrie des déplacements. Les zones de fracture, le long desquelles glissent les plaques, représentent en effet, sur la sphère de rotation, des petits cercles centrés sur le pôle eulérien. Les perpendiculaires aux zones de fracture (ce sont donc des grands cercles méridiens sur la sphère) se croisent tous au niveau du pôle de rotation relatif (fig. 7.13). La reconnaissance bathymétrique des zones de fracture permet donc de localiser les pôles de rotation entre 2 plaques.

Il arrive que le tracé des zones de fracture présente des angulosités tout à fait caractéristiques. C'est le cas dans l'Atlantique central entre les plaques Afrique et Amérique du nord (zone de fracture Kane par exemple) ou dans le Pacifique. Ceci traduit un changement cinématique important, le pôle de rotation

s'étant déplacé brutalement comme le montre la figure 7.13 D.

Dans le cas de la zone de fracture Kane, le changement de tracé s'effectue entre les anomalies 33 et 21, soit entre 76 et 45 Ma, c'est-à-dire entre le Crétacé supérieur et l'Éocène moyen. Il est contemporain d'un changement majeur qui a été également observé de la même manière au sud de l'Afrique, le long de la dorsale SW indienne. Ceci permet d'établir le caractère global d'un tel type de réarrangement cinématique. C'est à partir de ce type d'informations qu'on a pu déduire un changement important dans la cinématique de la frontière entre Afrique et Europe qui passe vers 45 Ma du coulissage à la convergence. C'est l'époque de la fermeture de l'océan Téthysien et des phases tectoniques pyrénéo-provençales.



Voir fig.13.16



Voir fig. 15.22

c) Les mouvements actuels des plaques

Les mouvements récents et actuels ont d'abord été estimés en faisant une moyenne des mouvements finis de toutes les dorsales du globe sur 3 millions d'années en intégrant les vitesses calculées sur les anomalies 1 (anomalie axiale), J, 2 et 2A, dans le cadre de modèles globaux. Aujourd'hui, ils sont également déterminés directement grâce aux données de géodésie spatiale ou satellitaire.

► Les modèles de cinématique globale

Il n'est pas simple de décrire les mouvements des principales plaques du globe car les contraintes permettant de quantifier les mouvements récents ne sont pas toujours disponibles sur toutes les frontières des plaques du système. Ainsi, en l'absence de marges stables autour du Pacifique Nord, les vitesses relatives entre les plaques Philippines, Eurasie et Pacifique ne peuvent être déterminées totalement. De même, il n'est pas simple de pouvoir estimer d'emblée le mouvement moyenné depuis 3 Ma entre l'Amérique du Sud et la plaque Nazca, puisque la frontière est une subduction. Pour ce faire, il est nécessaire de connaître la vitesse d'ouverture du Pacifique, de l'Atlantique et de l'océan Indien.

Encart 7.12 – Les modèles cinématiques : de NUVEL à MORVEL

Le premier modèle cinématique global, publié en 1968 par X. Le Pichon, comportait six plaques et quelques centaines de données (vitesses d'ouverture des dorsales mesurées à partir des anomalies magnétiques, directions des failles transformantes et du glissement lors des grands séismes interplaques). Puis, les données devenant de plus en plus nombreuses et précises, d'autres modèles globaux ont été publiés, impliquant un plus grand nombre de plaques. Le modèle NUVEL-1, dû à De Mets et à son équipe, fut publié en 1990, il est aujourd'hui encore très utilisé en géodynamique, il intègre sur 3 millions d'années le plus grand nombre de contraintes comprenant : des données de sismologie (qui permettent de déterminer la direction des mouvements aux frontières des plaques), les données des anomalies magnétiques (l'anomalie 2A à 3,16 Ma est retenue pour toutes les dorsales) et celles de la géométrie des zones de fracture. Il comporte 16 plaques (fig. 7.4 et 7.15) : **EU** : Europe, **AF** : Afrique, **IN** : Inde, **PH** : mer des Philippines, **SA** : Amérique du Sud, **NA** : Amérique du Nord, **SC** : Scotia, **AN** : Antarctique, **NZ** : Nazca, **PA** : Pacifique, **CO** : Cocos, **CA** : Caraïbes, **JF** : Juan de Fuca, **AR** : Arabie, **PA** : Pacifique, **AU** : Australie. Il a été revu en 1994 pour tenir compte de nouveaux résultats sur la durée des inversions récentes du champ magnétique (modèle NUVEL1-A). Les modèles de type NUVEL-1 ne nous donnent toutefois que des mouvements relatifs. Pour déterminer les mouvements dits absolus des plaques, il faut fixer ces modèles globaux relatifs dans le repère des points chauds ou tout autre repère fixe. Les précurseurs de cette approche furent Minster et Jordan qui produisirent un premier modèle de déplacements absolus en 1978. Actuellement, on utilise souvent le modèle de Gripp et Gordon, version « absolue » du modèle NUVEL-1, calée dans le référentiel des points chauds (fig. 7.15). Il diffère peu dans ses grandes lignes du modèle de Minster et Jordan. De très nombreux autres modèles existent avec des référentiels internes, comme divers groupes de points chauds, ou des référentiels qui s'affranchissent de la Terre elle-même. Citons les modèles de type NNR, pour *no-net-rotation*, qui calculent des mouvements relatifs

en minimisant la rotation d'ensemble de la lithosphère. Une révolution s'est produite avec la mesure directe des vitesses des plaques par géodésie spatiale (LSR, VLBI, GPS). Ces nouvelles mesures directes des déplacements sont consignées dans des modèles cinématiques propres aux géodésiens : REVEL, *Recent plate Velocities* ou GSRM1, *Global Strain Rate Model* à 19 plaques. Ils ont confirmé les prédictions des modèles comme NUVEL-1A, menant à la conclusion suivante : les vitesses des plaques sont stables sur les trois derniers millions d'années (Ma) puisque les mesures géodésiques sur quelques dizaines d'années sont en accord quasi parfait avec les vitesses mesurées sur les trois derniers millions d'années comme le démontre magistralement la figure 7.16 C. Une nouvelle étape a été franchie en 2012 avec le dernier modèle global publié par C. De Mets et ses collaborateurs, appelé MORVEL (pour *Mid Ocean Ridge Velocities*), qui intègre les données géodésiques (principalement sur les continents et sur quelques îles) et les données d'anomalies magnétiques et de failles transformantes, principalement océaniques. Ce modèle décrit les mouvements de 25 plaques, soit 19 plaques ayant une dorsale océanique sur une partie de leurs frontières et six plaques supplémentaires dont seule la géodésie peut décrire les vitesses, car bordées uniquement par des zones de subduction et/ou des failles transformantes (fig. 7.4). MORVEL utilise l'événement de Jaramillo (0,78 Ma) pour les dorsales rapides et l'anomalie 2A pour les dorsales lentes. Il permet de montrer, par exemple, que les dorsales Nazca-Antarctique et Nazca-Pacifique ont significativement ralenti (de quelques mm/an) depuis 3 Ma. MORVEL confirme également que la plaque Caraïbe est beaucoup plus rapide que ne le prédisait NUVEL-1A (environ le double !) et que le mouvement des plaques Inde et Arabie (par rapport à l'Eurasie) a sensiblement ralenti depuis 3 Ma. Ces progrès spectaculaires depuis les années 1970 confirment que l'hypothèse fondamentale de la tectonique des plaques reste vérifiée : les plaques sont bien rigides. Seules leurs bordures et quelques régions intraplaques subissent des déformations significatives.

Pour réaliser un modèle de cinématique globale, il faut en effet procéder de proche en proche, par groupe de deux plaques pour lever les séries d'indéterminations relatives.

Quatre modèles globaux sont particulièrement célèbres, le modèle de Le Pichon à 6 plaques (1968), le modèle de Minster et Jordan à 11 plaques (1978), le modèle NUVEL-1 (1990) à 16 plaques et le modèle MORVEL (2012) à 25 plaques (encart 7.12).

► Les mesures des mouvements actuels des plaques : la géodésie spatiale

On a tenté très tôt de mesurer les déplacements des plaques depuis l'espace en utilisant les réseaux mis en place par les géodésiens pour le positionnement à la surface du globe. Ainsi dans le **système VLBI (Very Long Base Interferometry)**, on utilise les ondes émises par une radiosource extragalactique dont on mesure le déphasage à la réception entre des radiotélescopes répartis sur le globe. En suivant l'évolution des déphasages depuis plus de vingt ans, on a pu estimer les déplacements des plaques avec une très bonne précision. Les systèmes plus communément utilisés aujourd'hui font appel aux satellites (encart 7.13).

Encart 7.13 – L'apport des techniques satellitaires

Dans le système SLR, (*Satellite Laser Ranging*) on utilise des données laser sur des décalages de passages de satellites. Grâce à ces techniques, seuls les mouvements de 4 grandes plaques peuvent être déterminés (NA, EU, AU et PA).

Le système français DORIS, d'abord conçu pour surveiller et contrôler la trajectoire des satellites, comprend des émetteurs embarqués (Spot, Landsat, Topex-Poseidon, ce dernier lancé en 1992) et des balises statiques réparties sur l'ensemble du globe qui reçoivent les signaux émis par ces satellites. Les changements progressifs dans la position des stations permettent de décrire sur environ 10 ans les mouvements des plaques.

Le système GPS (*Global Positioning System*) utilise une constellation de 24 satellites sur 6 plans orbitaux (fig. 7.16), émettant des ondes radio, mise en place pour des besoins de défense par les États-Unis. Le positionnement concerne soit des balises permanentes soit des

réseaux de mesure temporaires de balises mobiles. En géodynamique, ces réseaux sont déployés et re-mesurés à périodes fixes, tous les 4 à 5 ans. La précision permet maintenant d'obtenir des indications sur les mouvements instantanés au cm près. Les meilleurs résultats ont été obtenus d'abord sur les parties les plus rapides du globe, au niveau de la fosse des Tonga (vitesses relatives mesurées de l'ordre de 24 cm/an), ou au large de l'Équateur. La tendance actuelle est dans l'intégration de toutes ces techniques pour fournir un modèle cinématique instantané le plus cohérent et le plus précis possible. Les modèles futurs utiliseront toutes les données récentes du GPS, DORIS, etc.

Le système de référence ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*) est un cadre de référence liée à la Terre qui compte toutes les données (GPS, VLBI, SLR...). Il donne des solutions pour des positions de points sur les plaques. Le dernier en date est le ITRF 2008 (voir <http://itrf.ensg.ign.fr>).



Voir complément web sur la cinématique



Voir fig. 10.2



Voir chap. 4 et fig. 4.12

Les vitesses instantanées ainsi mesurées sont conformes à celles déterminées par les modèles de cinématique globale antérieurs, ce qui signifie en fait que la vitesse instantanée des plaques est représentative de la vitesse moyenne sur plusieurs millions d'années. Cependant, dans les zones déformables des frontières de plaque, on peut noter qu'il existe des mouvements plus rapides ou plus lents que ceux prévus par les modèles. Ceci traduit le caractère saccadé, à l'échelle de temps considéré ici (de quelques années seulement) de la déformation de la croûte terrestre dans les zones de frontière de plaques. De telles comparaisons, couplées aux approches sismologiques, sont à la base des programmes d'étude des aléas et risques naturels en zone à forte sismicité.

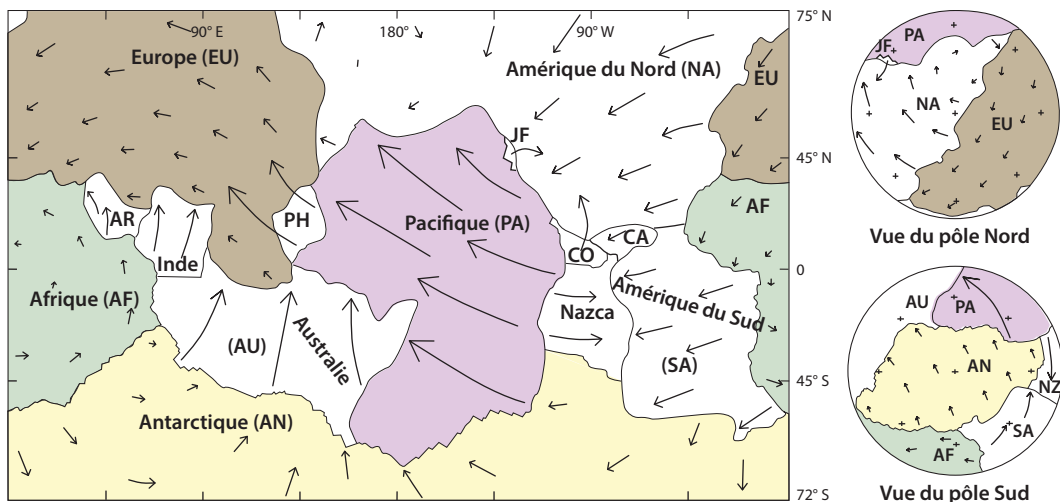


Figure 7.15 Modèle des déplacements absolus des plaques.

La figure originale a été modifiée et simplifiée à partir d'un modèle de Gripp et Gordon. Les longueurs des flèches courbes sont proportionnelles aux vitesses absolues dans le référentiel des points chauds (11 cm/an pour la plus longue), elles représentent la trace que laisseraient des points chauds sur la surface des plaques. En raison de la déformation due à la projection Mercator, les vecteurs vitesse apparaissant près des pôles sont peu représentatifs et deux vues en projection polaire sont proposées. La signification des initiales des plaques est donnée dans le texte (encart 7.12).

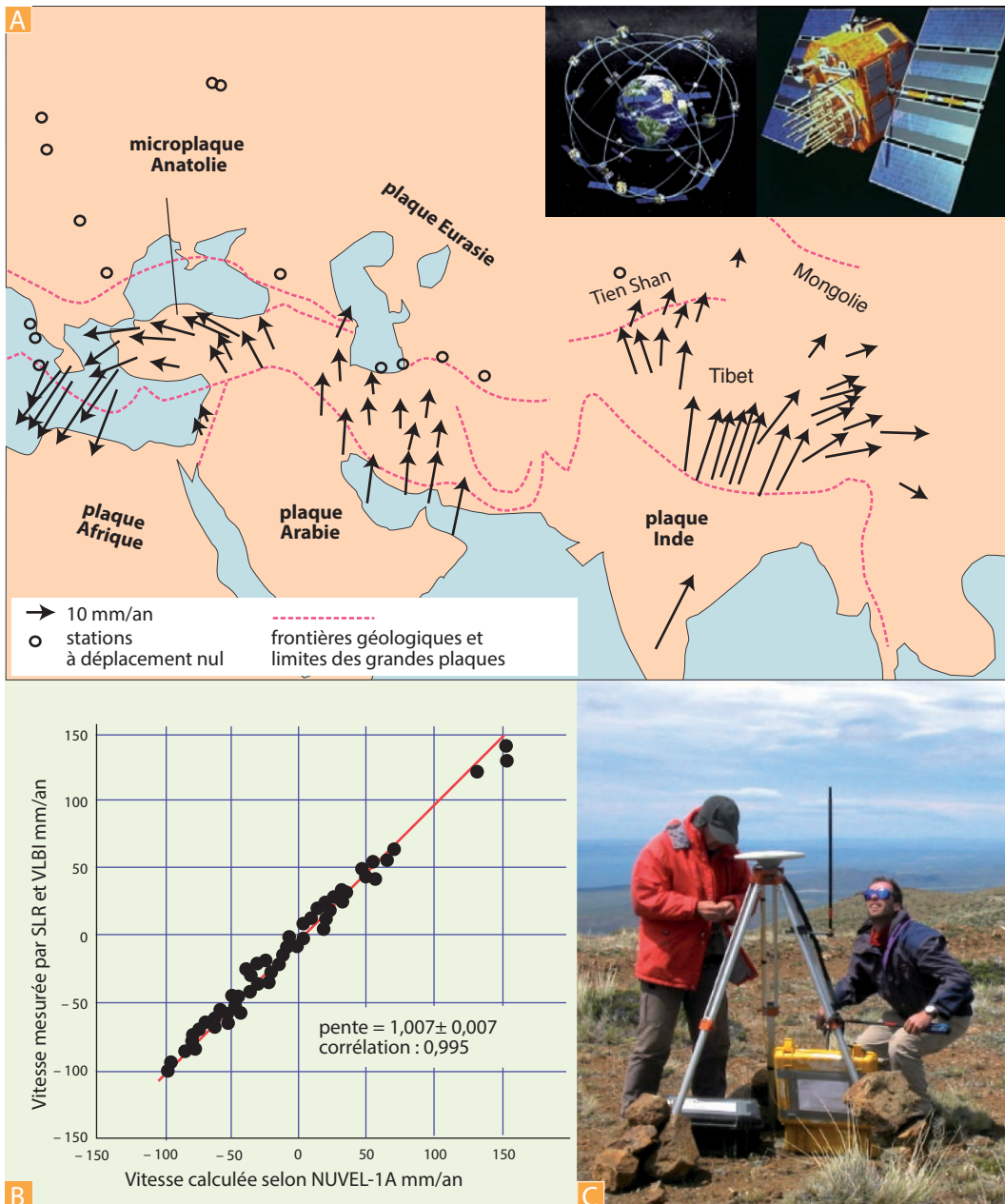
► *Les grandes plaques et leurs mouvements absolus*

Les 13 plaques majeures pour lesquelles les mouvements sont contraints de façon satisfaisante en dehors des données satellitaires sont les plaques : Eurasie, Amérique du Nord, Afrique, Arabie, Amérique du Sud, Caraïbes, Cocos, Nazca, Pacifique, Inde, Australie, Philippines, et Antarctique. La limite entre Inde et Australie est encore mal définie et correspond à une frontière de déformation diffuse ; dans certains cas, on parle de plaque Indo-Australienne. Les plaques les moins rapides sont les plaques Antarctique, Eurasie et Afrique dont les vitesses absolues linéaires varient de 0,5 à 2 cm/an (fig. 7.15).

Depuis l'éclatement de la Pangée, l'ensemble des plaques est remonté globalement vers le nord, c'est le cas pour les plaques Eurasie et Afrique, par exemple, qui ont enregistré au cours de cette dérive des changements climatiques marquants entre les mers chaudes alpines du Mésozoïque et du début du Cénozoïque et le climat actuel sur notre continent. Ces changements sont visibles dans l'évolution des faciès sédimentaires. La plaque Pacifique s'est dirigée rapidement d'abord vers le nord avant 43-45 Ma, âge du coude de la chaîne Empereur-Hawaii (fig. 7.10), puis a brutalement changé de direction pour se déplacer tout aussi rapidement vers le NW. Ce changement brusque, qui est probablement à l'origine de la naissance de la subduction des Mariannes et des Bonins, a conduit à l'isolement de la plaque Philippines.

Figure 7.16 La déformation de la lithosphère mesurée par la géodésie spatiale.

A. La déformation mesurée par le GPS (*Global Positioning System*). Carte des vecteurs déplacement relatif (par rapport à l'Eurasie fixe) calculés par GPS à l'issue d'une dizaine d'années de mesures en Europe et en Asie sur de nombreuses stations réparties dans trois régions (1, 2, 3). La longueur des vecteurs est proportionnelle au déplacement mesuré à chaque station (unités de 10 mm/an, cf. légende). Compilation de P. Vernant (2004). On remarque l'extrusion symétrique de la Turquie et du Tibet sous la poussée de l'Afrique, de l'Arabie et de l'Inde, à chaque extrémité du système. On constate que le module des vecteurs en Iran diminue de taille vers le nord, ce qui indique une déformation de cette région en compression. À l'inverse, le module des vecteurs augmente vers le SW au sud de la Grèce, ce qui indique une extension en mer Égée. On note également que le vecteur déplacement de



l'Inde se résout au nord de l'Himalaya en une série de vecteurs dont la taille diminue jusqu'en Mongolie. Cela signifie que la frontière sud-himalayenne n'absorbe pas la totalité du raccourcissement, et que la collision Inde-Eurasie correspond à une vaste zone d'endommagement de la plaque eurasiatique dans laquelle est répartie la déformation (encarts : la constellation des satellites du système GPS et le détail d'un satellite et de ses panneaux solaires).

B. Les données de 23 sites situés sur six plaques, loin des limites des plaques, ont été utilisées pour fournir 182 vitesses relatives qui concernent 15 limites de plaques. Une pente de 1 indiquerait que les vitesses moyennées sur 3 Ma selon le modèle NUVEL-1 A sont parfaitement égales aux vitesses obtenues par la géodésie spatiale qui sont moyennées sur 14 années.

C. Installation d'une antenne de GPS différentiel pour travaux de topographie détaillée (photo : Y. La-gabrielle).

Encart 7.14 – Plaques rapides, plaques lentes

Les plaques les moins rapides sont aussi les seules à comprendre beaucoup de lithosphère continentale. Les plaques dont les vitesses sont les plus rapides (de l'ordre de 10 cm·an⁻¹) sont toutes majoritairement océaniques : Pacifique, Nazca, Philippines. Seule la plaque indienne est rapide tout en comportant une partie continentale importante. Il existe une corrélation positive entre la vitesse d'une plaque et la longueur des frontières en subduction de cette plaque. Les plaques les plus rapides sont donc les plaques entièrement océaniques, « tirées » par la subduction ; c'est le cas des plaques Nazca et Pacifique. On constate également que toutes les plaques se dirigent vers les frontières en subduction ou de collision. C'est le cas de l'Inde, de l'Australie et de l'Afrique qui remontent vers la zone de collision alpine, même si ce déplacement est lent pour l'Afrique. Ceci suggère que la lithosphère subduite, même si elle est continentale, « tire » les plaques de façon efficace (fig. 7.17).

7.4.4 Les causes du mouvement des plaques. Les plaques dans le passé

Il existe peu de points sur lesquels la théorie des plaques peut être mise en défaut, sauf peut être le fait que certaines plaques ne sont pas aussi rigides que ne le prévoient les modèles. Citons le cas de la zone de déformation intraplaque du Sud de l'Inde, ou de la zone de déformation intracontinentale du Tibet au lac Baïkal (fig. 7.4). Cependant, les forces à l'origine de la mobilité lithosphérique ne sont pas clairement identifiées.

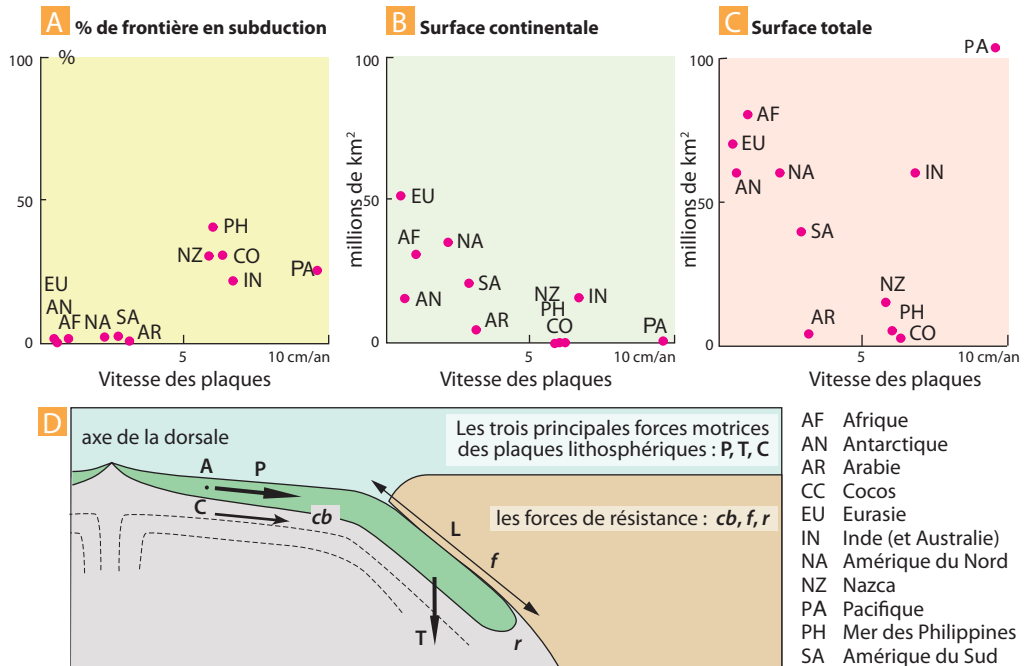


Figure 7.17 Les forces agissant sur les plaques.

A, B, C : Diagrammes de la vitesse des plaques en fonction de trois paramètres différents (voir discussion dans le texte, encart 7.14).

D : Schéma des diverses forces possibles agissant sur les plaques.

Forces motrices : P = poussée gravitaire à la ride, proportionnelle à l'âge de la plaque au point A ; C = couplage avec la convection ; T = traction du panneau plongeant, *slab pull*, proportionnelle à la longueur L du panneau et à la racine carrée de l'âge du panneau plongeant.

Forces de résistance : cb = cisaillement basal, f = friction le long du plan de subduction, r = résistance du manteau à l'enfoncement. (Modifié de Boillot et al., Introduction à la géologie, Dunod.)

La force qui semblerait dominer est la traction à la fosse (*slab pull*) qui tire les plaques vers le bas au niveau des zones de subduction (**traction à la fosse, slab pull**). Nous avons vu, ci-dessus, que les plaques entourées de frontières en subduction sont bien les plus rapides. Cela impose que la résistance au niveau des zones de subduction est faible, or il existe de nombreux séismes qui semblent indiquer le contraire. Jusqu'à récemment il n'existait pas beaucoup d'arguments pour affirmer que les plaques retournent dans le manteau inférieur. Dans le cas du slab pull les plaques devraient être dans un état de contrainte général en traction, or les mesures de contraintes *in situ* réalisées par diverses méthodes (dont l'étude de l'ovalisation des trous de forages océaniques) semblent montrer que la lithosphère est plutôt en compression. Une autre force importante pourrait donc venir des dorsales où la remontée active de l'asthénosphère se traduirait par une **poussée horizontale à l'axe (ridge push)**, permettant la mobilité des plaques dont le poids augmente quand la lithosphère vieillit. La figure 7.17 présente, de façon schématique, ces différentes forces.

À retenir

- Afin d'expliquer les profils d'anomalies magnétiques océaniques, Vines, Mattews et Morley ont relié l'hypothèse de Hess (montée de matériel mantellique à la dorsale et expansion du fond océanique) et l'échelle des inversions magnétiques. Ils ont remis à l'ordre du jour la théorie mobiliste de Wegener. Cela a permis l'émergence de la théorie de plaques : la lithosphère (croûte plus manteau supérieur), unité rigide se déplaçant sur l'asthénosphère ductile, est composée de 16 plaques (modèle NUVEL-1) dont les frontières sont les zones sismiques (dorsales qui sont les zones d'accrétion, plans de Benioff qui sont les zones de résorption, failles transformantes qui sont les zones de coulissage).
- La cinématique des plaques peut être étudiée grâce à la géométrie eulérienne (axes et pôles eulériens, petits cercles, grands cercles). On distingue le mouvement relatif d'une plaque par rapport à l'autre et le mouvement absolu des plaques par rapport à un référentiel extérieur aux plaques (points chauds ou repère spatial).
- Les frontières des plaques ne sont pas fixes mais sont susceptibles de se déplacer à la surface du globe. Les techniques satellitaires, notamment le système GPS (*Global Positioning System*), permettent d'avoir accès aux mouvements et vitesses actuels de déplacement des plaques.
- Deux forces principales sont responsables du mouvement des plaques : une poussée à la dorsale (liée à la remontée active de l'asthénosphère et à l'augmentation du poids de la lithosphère océanique avec l'âge) et une traction à la fosse (liée au plongement de la plaque).
- Le schéma de la tectonique des plaques semble pouvoir s'appliquer dans l'ancien jusqu'à environ – 1 800 Ma, période où la croissance continentale devient stationnaire. Au-delà, le régime thermique de la planète (taux de fusion plus important) pose le problème de la rigidité des plaques.